

ZUR FLUVIALEN MORPHODYNAMIK BEI SCHNEESCHMELZ- UND BEI PLUVIALABFLUSS IN KLEINEN PERIGLAZIALEN FLUSSGEBIETEN NW-KANADAS

Mit 14 Abbildungen und 2 Photos

KUNO PRIESNITZ und EKKEHARD SCHUNKE

Summary: On fluvial morphodynamics induced by spring snowmelt and by summer rainfall in small periglacial catchments of Northwest Canada

Based on hydrological field work in the tundra of Northwest Canada during the spring of 1986, 1990, 1992 and 1994 and the summer of 1998 and 1999, the paper deals with the fluvial processes induced by spring snowmelt and summer rainfall in two small stream valleys. The valleys investigated are typical flat-bottomed valleys, the floors of which at the end of winter are covered by icings over most of their lengths. The biggest quantity of the meltwater runoff passes in an ice channel on top of the *aufeis*. This means on one side that most of the bed material is protected against erosion during the meltwater runoff peak, at the other side it causes a high erosion and transport potential of the nival flood, with current velocities up to 4.8 m/s. The most effective fluvial sediment transport takes place during the short runoff interval, when the *aufeis* has disappeared in some places.

The calculated suspension transport during snowmelt flood is 62–312 t/km² in different years. During summer baseflow and some stronger rainfall discharges do not reach by far the snowmelt current velocities and their sediment transport. In summer suspension transport runs up to 0.3–1.4 t/km², which is less than 1% of the snowmelt value and it is lower than the solution transport of 8–24 t/km². Thus it is demonstrated that the fluvial effects induced by snowmelt are much more important than those caused by summer runoff, even considering thundershowers. There are no data about the frequency of exceptionally strong precipitations such as those that occurred during the summer of 1999 in the Douglas Creek catchment which lead to a suspension transport of 153 t/km² and a bedload sediment transport of 443 t/km² in 12 days.

The average annual suspension transport of Andy Creek is 71 t/km²/a, and 353 t/km²/a of Douglas Creek. The average annual solution transport of Andy Creek is 19 t/km²/a, and 51 t/km²/a of Douglas Creek. Including the hardly recordable bed-load transport, the total equivalent surface lowering rate by fluvial sediment transport is about 340 mm/1000a in the Andy Creek catchment and 840 mm/1000a in the Douglas Creek catchment area.

Zusammenfassung: Die Arbeit bietet die wichtigsten Ergebnisse von hydrologischen Geländeuntersuchungen in zwei kleinen periglazialen Flußgebieten der Tundra NW-Kanadas während der Jahre 1986–1999 zur Frage nach dem Ablauf und den Auswirkungen der fluvialen Prozesse der Schneeschmelze im Vorsommer und der Pluvialereignisse im Sommer. Bei den untersuchten Tälern handelt es sich um typische Sohlentäler, deren Boden ausgangs des Winters über große Strecken hinweg von Aufeis bedeckt wird. Hieraus resultiert auf der einen Seite zwar eine Plombierung des Schotterbodens gegenüber der fluvialen Einwirkung, auf der anderen Seite aber aufgrund der verminderten Reibung ein großes Transportpotential des nivalen Abflusses auf dem Aufeis, dokumentiert durch große Fließgeschwindigkeiten von bis zu 4,8 m/s. Am wirkungsvollsten ist der fluviale Feststofftransport in jener Abflußphase, in der die Flut das Aufeis bis auf den Schotterkörper durchtieft hat.

Aus der quantifizierten Schwebfracht des nivalen Abflusses ergeben sich Abtragungsraten von 62–312 t/km². Im Sommer hingegen führen weder der Basisabfluß noch die meisten der Pluvialereignisse zu einem nennenswerten Sedimenttransport, da nunmehr die während des nivalen Abflusses registrierten großen Fließgeschwindigkeiten bei weitem nicht erreicht werden. Der Schwebfrachttransport, der vom Lösungsfrachttransport (8–24 t/km²) deutlich übertroffen wird, beträgt jetzt nur 0,3–1,4 t/km², d. h. weniger als ein Prozent des nivalen Schwebtransportes. Damit zeigt sich, daß die fluviale Wirkung des durch die Schneeschmelze induzierten Abflusses erheblich größer ist als die des Sommer-Abflusses mit seinen Pluvialereignissen. Die Häufigkeit des Eintretens von außergewöhnlich markanten Pluvialereignissen, wie sie im Sommer 1999 im Douglas Creek in 12 Tagen zu Abtragungsleistungen von 153 t/km² durch Schwebfracht und von 443 t/km² durch Grundfracht führten, ist unbekannt.

Ohne Berücksichtigung dieses Pluvialereignisses beträgt der jährliche Austrag durch Suspensionsfracht im Mittel 71 t/km²/a beim Andy Creek und 353 t/km²/a beim Douglas Creek. Der jährliche Austrag durch Lösungsfracht beläuft sich auf 19 t/km²/a beim Andy Creek und auf 51 t/km²/a beim Douglas Creek. Unter Einbeziehung des nicht exakt quantifizierbaren Grundfrachttransportes ergeben sich aus dem gesamten Sedimentaustrag flächenbezogene Abtragungsraten von rd. 340 mm/1000 a für den Andy Creek und von rd. 840 mm/1000 a für den Douglas Creek.

1 Einführung

Der Forschungsstand über die Talformung in der arktischen Periglazialzone gründet sich in erster Linie auf Befunde, die aus geomorphologischer Beobachtung resultieren. Das für die Talformung relevante Abflußverhalten, namentlich das der vielen kleinen Fließgewässer, die bekanntlich mehr als die großen Flüsse für die Reliefgestaltung von Belang sind, ist kaum erforscht. In der Diskussion über Ablauf, Wirksamkeit und Faktoren der fluvialen Vorgänge im arktischen Periglazialraum werden außer der Rolle des Permafrostbodens vor allem der Anteil des nivalen und des pluvialen Abflusses zum Teil unterschiedlich bewertet (vgl. RUDBERG 1963; COOK 1967; PISSART 1967; CHURCH 1972; COGLEY a. McCANN 1976; SCOTT 1978; SLAUGHTER et al. 1983; WOO 1986; CLARK 1988; KIEL 1989 u.a.).

Die Fragestellung der vorliegenden Fallstudie zielt darauf ab, am Beispiel von zwei repräsentativen kleinen periglazialen Flußgebieten (ohne Gletscheranschluß) durch analytische und quantitative Prozeßforschungen Kenntnis zu erlangen: 1. über die fluviale Morphodynamik während der Schneeschmelze im Frühjahr und 2. über die fluviale Morphodynamik der pluvialen Ereignisse im Sommer.

Der Untersuchungsraum hierfür umfaßt den zwischen 67° und 67°15' n. Br. gelegenen Mittelabschnitt des 300 km langen und 30 km breiten Gebirgszuges der Richardson Mountains in NW-Kanada (vgl. Abb. 1). Hier umschließen die West- und Ost-Flanke des Gebirges ein intramontanes Becken mit zahlreichen kleinen Flußgebieten. Der geologisch-tektonische Bau repräsentiert die Faltenstrukturen der Laramiden und setzt sich aus Quarziten, Sand-, Ton-, Schluff-, Kalk- und Dolomitsteinen sowie Konglomeraten des Paläozoikums und Mesozoikums zusammen.

Das Klima des Untersuchungsraumes gehört zu den ET-Klimaten (KÖPPEN 1931). Das Frostklima ist nach Daten der westlich des Untersuchungsraumes gelegenen Station Eagle Plains (720 m ü. M.) durch Kältesummen um 3700 °C, durch 60 Frostwechseltage und durch 195 Eistage pro Jahr gekennzeichnet. Die jährlichen Niederschläge betragen um 350 mm, wovon rund 50% als Schnee fallen.

Die Vegetation besteht am Fuße des Gebirges aus Zwergstrauchtundra; die höheren Gebirgsteile sind weithin vegetationsarm. Im Untergrund liegt Permafrostboden in kontinuierlicher Verbreitung vor. Als Teil Beringias war das Untersuchungsgebiet im Pleistozän nicht vergletschert: Es gibt keine glazial vorgeformten Täler. Die Prozeßstudien in diesem Periglazialraum erstrecken sich im wesentlichen auf zwei repräsentative

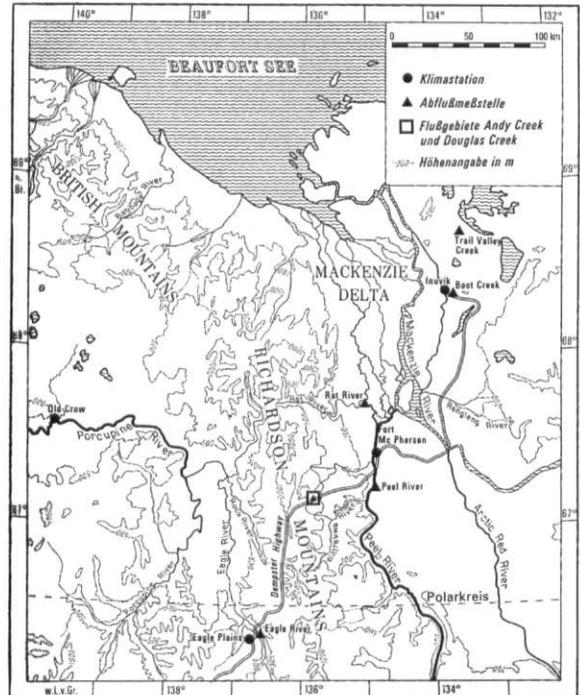


Abb. 1: Übersichtskarte: NW-Kanada mit Lage des Untersuchungsgebietes

Map of Northwest Canada including the position of the research area

kleine Sohlentäler am Ostrand der intramontanen Fußfläche: 1. auf das Tal des Andy Creek und 2. auf das Tal des Douglas Creek (Benennung dieser namenlosen Fließgewässer durch die Verfasser.)

Die Untersuchungsmethoden sind vor allem die quantitative Erfassung der hydrologischen Parameter sowie der diese determinierenden klimatischen Größen. Hierfür wurden am Talboden, an den Talhängen und auf der Tundrafläche oberhalb der Talhänge 11 Meßplätze ausgewählt, die zum einen den Unterschieden der Vegetations- und der Schneebedeckung und zum anderen den Unterschieden der Exposition gegenüber der Einstrahlung Rechnung tragen. Die Messungen wurden als Terminbeobachtungen vorgenommen. Die Datenreihen umfassen die nival geprägten Zeitspannen vom 7. Mai bis 4. Juli 1986, 1990, 1992 und 1994 sowie die pluvial beeinflussten Zeiten vom 20. Juli bis zum 12./13. September 1998 und 1999. Außer den durch die eigenen Feldarbeiten gewonnenen Abfluß- und Klimadaten werden in die Auswertung einbezogen: 1. Klimadaten der Stationen Eagle Plains (720 m ü. M.), Old Crow (252 m ü. M.) und Fort McPherson (30 m ü. M.), die vom Atmospheric Environment Service Canada (Downsview) stammen und 2. langfristige Abflußdaten von vier Flüssen in NW-

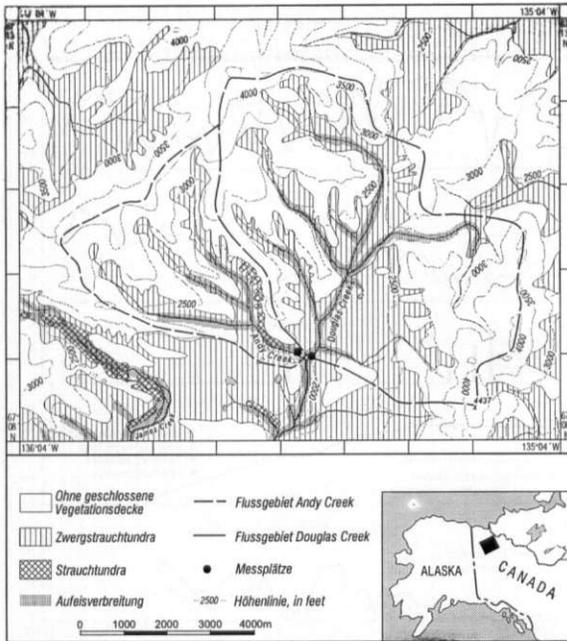


Abb. 2: Übersichtskarte: Die Flußgebiete Andy Creek und Douglas Creek (mit Verbreitung des Aufeises)

Map of Andy Creek and Douglas Creek catchments including icing distribution, Richardson Mountains, North-west Canada

Kanada (Eagle River, Rat River, Trail Valley Creek und Boot Creek), welche die Water Resources Branch, Department of the Environment Canada (Yellowknife) zur Verfügung stellte.¹⁾

Die folgenden Darlegungen konzentrieren sich zunächst auf die fluviale Morphodynamik während der Schneeschmelze im Frühjahr, wenden sich dann der fluvialen Morphodynamik während der pluvialen Ereignisse des Sommers zu und richten sich schließlich auf die überregional-vergleichende Auswertung der gewonnenen Daten und Beobachtungen. Die Resultate der umfangreichen Feldarbeiten können hier nur in Auswahl und zusammengefaßt dargeboten werden.

¹⁾ Die Autoren danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung des Forschungsprojektes, der "Water Resources Branch, Department of the Environment Canada" in Yellowknife, dem "Atmospheric Environment Service Canada" in Downsview für die Überlassung von Gewässer- und Klimadaten sowie dem "Science Institute Government of the Northwest Territories, Canada" in Yellowknife für die Erteilung der Forschungsgenehmigungen. Dankbar erwähnt sei auch die Mitwirkung der cand. J. GRELL, S. GLATZEL, O. RIES und T. ANNUSSEK, Göttingen, bei den Geländearbeiten unter schwierigen äußeren Bedingungen.

2 Die nivale Abflußphase und ihre Bedingungen

Die Flußgebiete des Andy Creek und des Douglas Creek umfassen Flächen von 13 km² bzw. 35 km² und unterscheiden sich außer durch ihre Größe dadurch, daß das Entwässerungssystem des Douglas Creek vielgliedriger ist als das des Andy Creek (vgl. Abb. 2). Gemeinsam ist beiden, daß sie von kontinuierlichem Permafrostboden unterlagert werden, daß die typische Talform die des Sohlentales mit Schottersohle ist und daß ihre flacheren Areale von Zwergstrauchtundra und ihre steileren Bereiche von vegetationsarmem Gebirgsschutt eingenommen werden. Beide Wasserläufe setzen mit mehreren Ästen an Gebirgssteilhängen ein und durchqueren dann die von Tundra bedeckten Fußflächen des intramontanen Beckens. Der Andy Creek mündet in 594 m Höhe ü. M. in den Douglas Creek, der über den James Creek zum Mackenzie-Flußsystem entwässert. Die Tallänge des Andy Creek beträgt 6,2 km, die des Douglas Creek 8,5 km; das mittlere Talgefälle beläuft sich auf 7,4% bzw. 6,4%. An den Meßstellen haben die Täler ein Gefälle von 2,5% bzw. 2%.

Ausgangs des Winters war in den Tälern des Andy Creek und des Douglas Creek, wie in den meisten Tälern des intramontanen Beckens der Richardson Mountains, in allen untersuchten Jahren der Boden über große Strecken hinweg von Aufeis bedeckt (vgl. Photo 1). Wie der gesamte Untersuchungsraum trugen beide Flußgebiete eine weitgehend geschlossene Schneedecke mit einem Bedeckungsgrad von 70–80%. Die Schneetiefe beläuft sich zumeist auf 30–50 cm. An einigen der ausgewählten Meßstellen beträgt die Schneetiefe infolge von Schneeanwehung 2–3,5 m. Das Wasseräquivalent des Schnees reicht von 28–39% in den oberen Schneelagen bis zu 43–48% in den tieferen, stärker verdichteten Partien. Für Neuschnee wurden Wasseräquivalente von 12–16% ermittelt.

Außer der Aufeisdecke in den Tälern und der Schneebedeckung der Flußgebiete ist für die fluviale Morphodynamik während der Schneeschmelze vor allem der Gang der Parameter Einstrahlung (Globalstrahlung), Lufttemperatur, Bodentemperatur und Bodenauftautiefe, Niederschlag, Schnee-Ablation, Abflußmenge, Fließgeschwindigkeit, Wasser-Temperatur, Aufeis-Ablation, Sedimentfracht und Lösungsfracht von Belang. Die hierzu abgebildeten Ganglinien müssen sich aus Platzgründen auf diejenigen der Jahre 1992 und 1994 beschränken.

Der Gang der Einstrahlung, die an Tagen mit ungehinderter Einstrahlung mittägliche Höchstwerte von 800–1000 W/m² und an den Bewölkungstagen solche von 300–500 W/m² hat, zeigt außer dem Tagesgang



Photo 1: Sohlfental mit Aufeis (Breite: 250 m; Dicke: 2,5 m) vor dem nivalen Abfluß (oben: 14.5.1994), bei nivaler Flut (Mitte: 31.5.1994) und bei Sommerabfluß (unten: 3.7.1994). James Creek, Richardson Mountains, NW-Kanada

Braided stream valley with icing (width: 250 m; thickness: 2,5 m) before snowmelt runoff (above: 5/14/1994), during snowmelt flood (mid: 5/31/1994), and during summer runoff (below: 7/3/1994); James Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada

eine zeitliche Gliederung in Phasen mit großer und mit geringer täglicher Radiation (vgl. Abb. 3).

Der Gang der Lufttemperatur weist wärmere und kühlere Phasen auf, deren Abfolge den Gang der Ein-

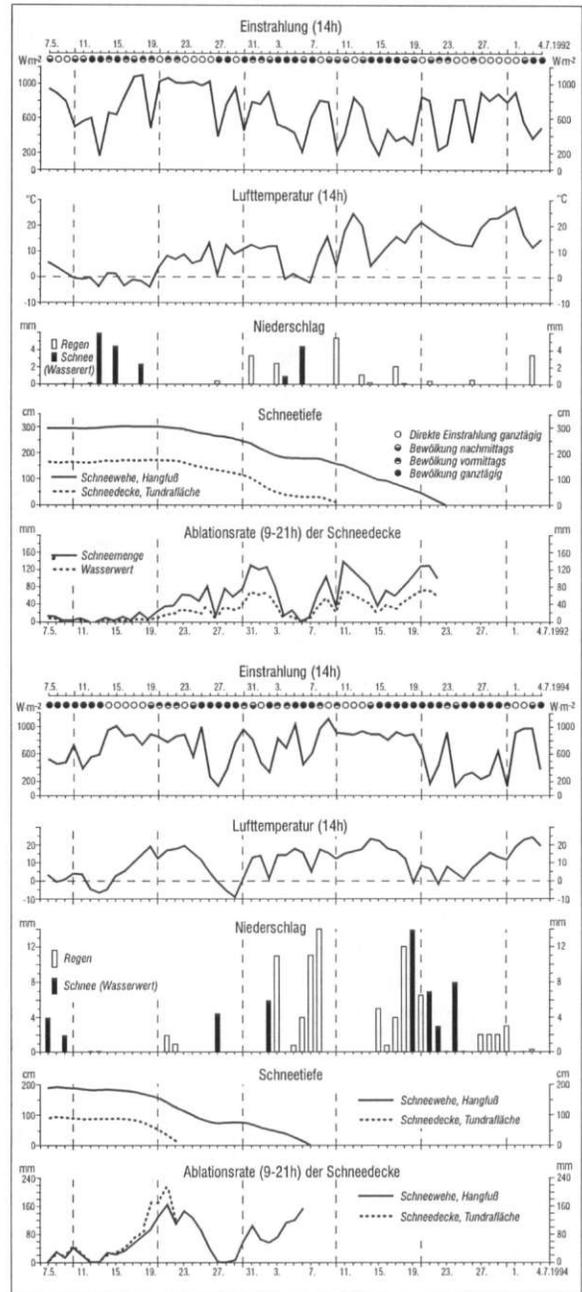


Abb. 3: Gang ausgewählter mikroklimatischer Parameter im Flußgebiet des Douglas Creek im Frühjahr 1992 (oben) und 1994 (unten). Richardson Mountains, NW-Kanada

Graphs of selected microclimatic parameters, snowmelt periods 1992 (above) and 1994 (below): Douglas Creek catchment, Richardson Mountains, Northwest Canada

strahlung nur angenähert nachgezeichnet (vgl. Abb. 3). Die für die Schnee-Ablation relevanten Tageshöchstwerte (am Mittag) betragen im Mittel der vier Untersuchungsperioden 9,8–10,9°C. Als Höchstwert am

Tage wurden $27,1^{\circ}\text{C}$ (1.7.1992) und als Minimalwert $-9,2^{\circ}\text{C}$ (29.5.1994) gemessen. Nachts gab es Minimum-Temperaturen bis zu $-21,4^{\circ}\text{C}$ (13.5.1986).

Die Auftautiefe des Bodens unter Zwergstrauch-tundra ist trotz hoher Oberflächentemperaturen von bis zu $38,5^{\circ}\text{C}$ aufgrund der thermischen Isolation durch die 13–18 cm hohe Vegetationsdecke durch ein langsames Auftauen von geringem Tiefgang geprägt: Das meßbare Auftauen des Frostbodens unter Vegetationsbedeckung begann erst Ende Mai/Anfang Juni. Zu diesem Zeitpunkt belief sich die Auftautiefe unter den Barflecken in der Tundra bereits auf 17 cm (1986, 1990), 26 cm (1992) bzw. 23 cm (1994). Am Ende der Meßperioden betrug die Auftautiefe 48 cm (1986), 53 cm (1990), 76 cm (1992) bzw. 68 cm (1994). An den Barflecken drang die Auftaufront rascher und tiefer ein und lag am Ende der Messungen bei 68 cm (1986), 74 cm (1990), 86 cm (1992) bzw. 93 cm (1994). Die Unterschiede des Auftauverhaltens der Aktiven Lage des Permafrostbodens mit und ohne isolierende Vegetationsdecke sind für den Abfluß nicht ohne Bedeutung, da die Auftautiefe bekanntlich die Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens und das Potential für subkutanen Wasserabfluß vorgibt.

Das Auftauen des Frostbodens im Tal wurde im Andy Creek an drei Meßstellen erfaßt, nämlich am Talboden und an den beiden nackten Talflanken. Am strahlungsbegünstigten Talhang in SW-Exposition betragen bei direkter Einstrahlung die Tageshöchstwerte im Mittel 900 W/m^2 ; der Gegenhang verzeichnet mittlere Tageshöchstwerte von 450 W/m^2 . An Bewölkungstagen sind diese Unterschiede deutlich geringer: Der strahlungsbegünstigte Talhang hat im Mittel Höchstwerte der Einstrahlung von rd. 400 W/m^2 , der Gegenhang solche von rd. 300 W/m^2 . Demzufolge erwärmte sich die Oberfläche der nach SW exponierten Talflanke bei Strahlungswetter auf bis zu $43,6^{\circ}\text{C}$ (1990), $48,3^{\circ}\text{C}$ (1992) bzw. $37,8^{\circ}\text{C}$ (1994), am NO-exponierten Gegenhang hingegen nur bis auf $30,1^{\circ}\text{C}$ (1990), $25,8^{\circ}\text{C}$ (1992) bzw. $27,4^{\circ}\text{C}$ (1994). Außerhalb der Meßstellen wurden am SW-exponierten Talhang Oberflächentemperaturen von bis zu $57,4^{\circ}\text{C}$ gemessen. Die täglichen Temperaturunterschiede zwischen den beiden Talhängen betragen bis zu rd. 25°C , im Mittel sämtlicher Mittagsmessungen $8,5^{\circ}\text{C}$. Überdies hielt die tägliche Erwärmung der Schuttoberfläche am SW-exponierten Talhang deutlich länger an als am Gegenhang. Als Folge hiervon war der Frostboden am strahlungsbegünstigten Talhang Anfang Juli 1,5 m tief aufgetaut, am Gegenhang nur bis zu 90 cm Tiefe. Zudem setzte das Auftauen des Frostbodens am südwestlich gerichteten Talhang schon viel früher ein als am Gegenhang, an schneefreien Hangabschnitten nämlich

bereits vor Beginn des nivalen Abflusses. Im Gefolge dieser Unterschiede des Bodenauftauens war die Lieferung von Detritus an der SW-exponierten Talflanke deutlich größer als am Gegenhang und begann zudem schon viel früher.

Der Talboden des Andy Creek begann erst aufzutauen, als die Abflußrinnen durch die Aufeisdecke bis auf den Schotterkörper eingetieft waren. Flächenhaft taute der Schotterkörper im wesentlichen erst nach dem Abschmelzen der Eisbedeckung des Talbodens auf. Dies bedeutet, daß erst ab diesem Zeitpunkt die Voraussetzungen für eine fluviale Bewegung des gesamten Schotter- und Schuttkörpers am Talboden gegeben sind.

Der Gang des Niederschlages, dessen Gesamtmen-gen 16 mm (1986), 26 mm (1990), 40 mm (1992) und 136 mm (1994) betragen, verlief in den verschiedenen Jahren naturgemäß unterschiedlich. Im Prinzip waren entweder mehrere mehrtägige Niederschlagsphasen oder isolierte Einzelereignisse zu verzeichnen (vgl. Abb. 3), wobei der Niederschlag bis Mitte Juni überwiegend als Schnee fiel. Die Tageswerte des Niederschlages betragen bis zu 14 mm. Für den Abflußgang hatten die Niederschläge im Frühjahr 1986, 1990 und 1992 kaum direkte Auswirkungen. Im Frühjahr 1994 hingegen lösten zwei mehrtägige ergiebige Niederschlagsphasen sowohl im Andy Creek als auch im Douglas Creek (und auch in den benachbarten Fließgewässern) markante Abflußspitzen aus (vgl. Abb. 4 u. 5). Abgesehen von diesen Ereignissen zeigt sich, daß sowohl der saisonale als auch der tägliche Gang des Abflusses im wesentlichen durch den Gang der Schneeablation bestimmt werden.

Die Schneeablation, die an insgesamt 10 verschiedenen Plätzen mit unterschiedlicher Exposition gegenüber der Einstrahlung gemessen wurde, erreicht auf der Tundrafläche tägliche Raten von 0–22 cm Schneehöhe (Wasserwert: 0–9 cm). Für die Verdunstung an Wasseroberflächen ergaben die Messungen tägliche Verdunstungsraten von bis zu 12 mm Wassersäule (bei starker Einstrahlung: über 600 W/m^2). Im einzelnen zeigen die Tagesraten der Schneeablation nicht nur Unterschiede von Meßstelle zu Meßstelle, die die Abhängigkeit der Ablation von der Exposition gegenüber der Einstrahlung belegen, sondern auch eine zeitliche Gliederung, deren Tendenz weitgehend dem Gang der Lufttemperatur folgt (vgl. Abb. 3).

Die Schneeablation vollzog sich zunächst als Sublimation. Die Lieferung von Schmelzwasser setzte in allen untersuchten Jahren bei einem Anstieg der Lufttemperatur auf mittägliche Werte um $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$ ein. Zu Beginn dieses nivalen Abflusses war die Tiefe der Schneedecke infolge der Verdunstung bereits deutlich

zurückgegangen, nämlich je nach Exposition um 5–23 cm. Mithin liefert ein Teil des Schnees kein Schmelzwasser und bleibt somit für die hydrologisch gesteuerte Morphodynamik wirkungslos.

Das Flußeis war Anfang Mai in allen untersuchten Jahren hinsichtlich seiner Verbreitung dadurch gekennzeichnet, daß die meisten Täler des intramontanen Beckens eine weitgehend geschlossene oder zumindest streckenweise Bedeckung der Talsohle mit Flußeis aufwiesen (vgl. Abb. 2). Hierbei handelt es sich überwiegend um Aufeis. Die Aufeiskörper erstreckten sich bis in die Oberläufe der Täler. Die Mächtigkeit des Aufeises betrug im Andy Creek bis zu 3,8 m und im Douglas Creek bis zu 1,8 m. Die Breite der Aufeisdecke belief sich im Andy Creek auf bis zu 15 m, im Douglas Creek auf bis zu 35 m. In anderen Tälern war die Aufeisdecke stellenweise bis zu 250 m breit (vgl. Photo 1).

Im Detail wies die Aufeisdecke der Täler, zum Teil von einer dünnen Schneelage bedeckt, einen geschichteten Aufbau aus zahlreichen Eislagen von wechselnder Mächtigkeit und unterschiedlichem Luftgehalt auf. Die Oberfläche des Aufeises hatte weithin flächigen Charakter mit einer schwach konvexen Absenkung zu den Talflanken hin, wodurch streckenweise ein Verlauf der nivalen Abflußbahnen am Rande des Aufeiskörpers und somit Lateralerosion vorgezeichnet wird. Reste von Aufeis hatten im allgemeinen bis Ende Juni Bestand, in einigen Tälern noch bis Mitte Juli.

Der Abfluß wurde kontinuierlich am Andy Creek und am Douglas Creek gemessen. Da Lage und Fließquerschnitt der Abflußbahnen häufig wechselten, erforderten die Abflußmessungen eine mobile Meßtechnik, wie sie bei Verwendung eines Hydromeißflügels zur Erfassung der Fließgeschwindigkeit gegeben ist. Bei jeder Messung der Fließgeschwindigkeit wurde der durchflossene Querschnitt des Abflußkanals neu vermessen.

Im Tal des Andy Creek vollzog sich der Abfluß, über dessen genauen Gang die Abb. 4 für die Jahre 1992 und 1994 beispielhaft Auskunft gibt, in allen untersuchten Jahren wie in den meisten anderen Tälern des intramontanen Beckens zunächst auf der Aufeisdecke.

Zu Beginn der Untersuchungen erfolgte kein Abfluß. Der nivale Abfluß, der in den untersuchten Jahren zu unterschiedlichen Zeiten begann, am spätesten am 23. Mai im Frühjahr 1992, setzte nach mehreren Strahlungstagen mit starker mittäglicher Einstrahlung von über 600 W/m^2 und einem Anstieg der Lufttemperatur auf über 8°C in Form eines schmalen Rinnsales (5–10 l/s) auf dem Aufeis ein. In den folgenden Tagen vergrößerte sich das Rinnsal auf 30 cm Breite und 15 cm Tiefe, beidseitig wallförmig flankiert von Schnee- und Eisbarrieren, den der erste Abfluß mitführte. In den

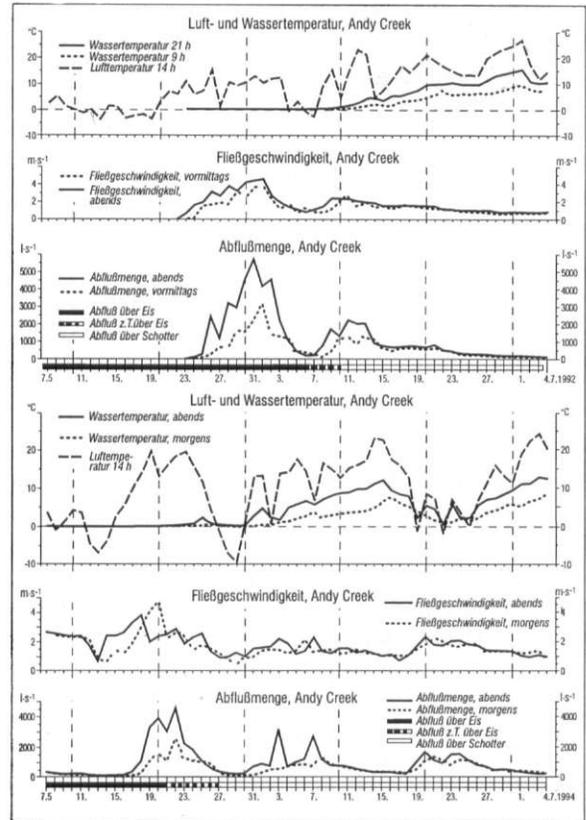


Abb. 4: Gang der Luft- und Wassertemperaturen, der Abflußmenge und der Fließgeschwindigkeit des Andy Creek im Frühjahr 1992 (oben) und 1994 (unten), Richardson Mountains, NW-Kanada

Air and water temperature, discharge and current velocity during snowmelt periods 1992 (above) and 1994 (below): Andy Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada

Jahren 1986 und 1990 versiegte der initiale Abfluß im Gefolge einer Abnahme der Lufttemperatur zunächst wieder. Erst nach einem mehrere Tage anhaltenden erneuten Temperaturanstieg setzte dann die Hauptphase des nivalen Abflusses ein. Diese begann in allen untersuchten Jahren ab Mitte bis Ende Mai ruckartig mit einer ersten markanten Hochwasserwelle ("breakup") von 1500–2000 l/s bei Fließgeschwindigkeiten von 2–3 m/s, die große Mengen eines Schnee- und Eis-Gemisches mit sich führte – ein Indiz für die Existenz von Schnee- oder Eisbarrieren ("snow jams") im Oberlauf, die den Abfluß zunächst zurückhalten (vgl. hierzu WOO a. SAURIOL 1981, 85ff). Danach nahmen die Abflußwellen auf bis zu 5500 l/s zu, bei Fließgeschwindigkeiten von bis zu 4,8 m/s. Hierbei war der Abfluß durch einen deutlichen Tagesgang mit Abflußmengen von 1000–2000 l/s und Fließgeschwindigkeiten von 1,5–2,8 m/s am Morgen und von Abflußmengen

von 2000–5500 l/s und Fließgeschwindigkeiten von 2–4,8 m/s am Abend geprägt. Insgesamt dauerte diese Hauptphase des nivalen Abflusses 8–13 Tage.

Danach gingen zumeist Wassermenge und Fließgeschwindigkeit sowie deren Tagesgang im Gefolge von Schneestürmen, die den Rückgang der Einstrahlung auf Werte von 200–300 W/m² und der Lufttemperatur auf Werte nahe dem Gefrierpunkt nach sich zogen, vorübergehend zurück. Erst mit einer erneuten Zunahme der Lufttemperatur auf Werte von über 10°C stieg der Abfluß wieder an, ausgenommen das Frühjahr 1986, in dem die Abflußmenge kontinuierlich auf Werte von unter 500 l/s abfiel, womit nach einem schneearmen Winter bereits Mitte Juni der sommerliche Basisabfluß erreicht war (vgl. PRIESNITZ u. SCHUNKE 1988; PRIESNITZ 1990; SCHUNKE 1992). In den Jahren 1990, 1992 und 1994 stellten sich in der Spätphase des nivalen Abflusses erneut eine Zunahme der Wassermenge und Fließgeschwindigkeit sowie ein deutlicher Tagesgang dieser Größen ein. Hierbei wurden weder die Abflußmengen noch die Fließgeschwindigkeiten der vorangegangenen Hauptphase erreicht: Die Spitzenabflüsse hatten Abflußmengen von 1500–2000 l/s (bei Fließgeschwindigkeiten um 2 m/s). Danach gingen Abflußmenge und Fließgeschwindigkeit wegen der nur noch geringen Schneemenge auf Werte um 150–200 l/s bzw. um 0,5 m/s zurück, womit ab Ende Juni der sommerliche Basisabfluß erreicht war. Während der abklingenden Spätphase des nivalen Abflusses ging der regelmäßige Tagesgang des Abflusses verloren.

Im Frühjahr 1994 wurde dieser Abflußgang durch zwei länger anhaltende Niederschlagsphasen modifiziert (vgl. Abb. 3 u. 4). Die erste Niederschlagsphase (2.–8.6.1994), die zum Zeitpunkt der noch nicht beendeten Schneeschmelze eine Niederschlagsmenge von 47 mm erbrachte, hatte Abflußmengen von bis zu 3147 l/s bei Fließgeschwindigkeiten von bis zu 2,49 m/s zur Folge, mit einem deutlichen Tagesgang beider hydrologischen Größen (morgens: rd. 800 l/s; abends: rd. 1500 l/s). Die zweite Niederschlagsphase (15.–24.6.1994) mit insgesamt 62 mm Niederschlag, die in die Zeit des Basisabflusses nach der Schneeschmelze fiel, führte gleichfalls zu einer Verstärkung der Abflußmenge auf 1654 l/s und der Fließgeschwindigkeit auf 2,29 m/s, nunmehr ohne deutlichen Tagesgang.

Für das nivale Abflußgeschehen im Douglas Creek zeigt sich eine ähnliche zeitliche Gliederung wie für das im Andy Creek (vgl. Abb. 5). Auch hinsichtlich des täglichen Abflußganges stimmen beide Wasserläufe im Prinzip überein. Das nivale Abflußgeschehen im Douglas Creek unterscheidet sich von dem des Andy Creek dadurch, daß 1. die Abflußmengen und demzu-

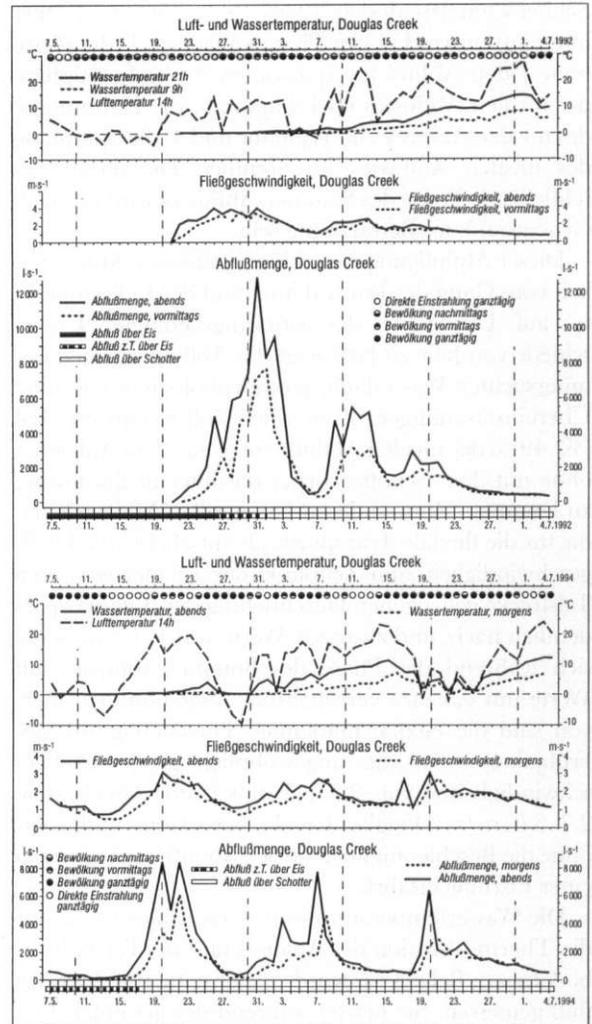


Abb. 5: Gang der Luft- und Wassertemperaturen, der Abflußmenge und der Fließgeschwindigkeit des Douglas Creek im Frühjahr 1992 (oben) und 1994 (unten), Richardson Mountains, NW-Kanada

Air and water temperature, discharge and current velocity during snowmelt periods 1992 (above) and 1994 (below): Douglas Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada

folge auch die Abflußspitzen deutlich größer sind, daß 2. die Fließgeschwindigkeit zumeist etwas geringer ist, daß 3. die Aufeismächtigkeit mit 1–1,8 m deutlich geringer ist (im Frühjahr 1994 war die Talsohle des Douglas Creek an der Meßstelle frei von Aufeis, ansonsten streckenweise von Aufeis bedeckt) und daß 4. der Abfluß nach Nival- und auch nach Pluvialereignissen rascher zunimmt.

Zusammengenommen lassen sich die Abflußgänge des Andy Creek und des Douglas Creek während der

Schneeschnmelzperioden 1986, 1990, 1992 und 1994 übereinstimmend in vier Phasen gliedern: 1. die Phase ohne jeden Abfluß im Spätwinter, 2. die Initialphase des nivalen Abflusses im Frühjahr, 3. die Hauptphase des nivalen Abflusses im Frühjahr und 4. die Spätphase des nivalen Abflusses im Sommer. Die daran anschließende Phase des Sommer-Abflusses wird hernach Gegenstand der Betrachtung sein.

Dieser Abflußgang weist eine signifikante Abhängigkeit vom Gang der Einstrahlung und der Lufttemperatur auf. Ungeachtet der witterungsbedingten Unterschiede von Jahr zu Jahr zeigt das Abflußverhalten der untersuchten Wasserläufe geomorphologisch relevante Übereinstimmungen: Zum einen floß ein großer Teil (39–49%) der nivalen Abflußmenge auf dem Aufeis ab, ohne mit dem Schotterkörper darunter in Berührung zu kommen. Zum anderen ließ in allen Meßperioden die für die fluviale Transportkraft entscheidende Fließgeschwindigkeit zum Zeitpunkt der auf der gesamten Talstrecke vollzogenen Durchtiefung des Aufeiskörpers deutlich nach, und zwar auf Werte von 1–1,5 m/s, die sich während der Phase des Sommer-Abflusses auf Werte um 0,5 m/s verringerten. Ausgenommen hiervon sind die beiden markanten Pluvialereignisse des Frühjahrs 1994, die ungewöhnlich große Fließgeschwindigkeiten von 2,3–2,5 m/s (Andy Creek) bzw. 2,7–3,0 m/s (Douglas Creek) bewirkten, und zwar ohne die Beschleunigung, die der Abfluß bei Abgang in einer Eisrinne erfährt.

Die Wassertemperatur des nivalen Abflusses, die für die Thermo-Erosion des Aufeises und des Permafrostbodens von Belang ist, wurde gleichzeitig mit dem Abfluß gemessen. Sie betrug während der gesamten Flut auf dem Aufeis zwischen $-0,1$ und $0,1^{\circ}\text{C}$ (vgl. Abb. 4 u. 5). Entsprechende Ergebnisse brachten auch die Messungen an anderen Flüssen der Nachbarschaft. Erst nach dem Durchgang des nivalen Spitzenabflusses und erst nachdem die Abflußrinne im Aufeis bis auf die Schottersohle eingetieft war, stiegen die Wassertemperaturen am Ausgang der Hauptphase des nivalen Abflusses auf Werte von $1-2^{\circ}\text{C}$ an und zeigten einen Tagesgang. Zu einem dauerhaften kontinuierlichen Anstieg der Wassertemperatur bis auf Werte von $11-14^{\circ}\text{C}$ kam es erst während der Spätphase des nivalen Abflusses. Mithin erlangt das Abflußwasser erst nach dem Durchgang der nivalen Flut das Potential an thermischer Energie, das zu einer stärkeren Thermo-Erosion befähigt.

Die Aufeis-Ablation betraf anfangs ausschließlich die Oberfläche des Aufeiskörpers. Die täglichen Ablationsraten des Aufeises betrugen 0–170 mm (Wasserwert: 0–145 mm). Im einzelnen wiesen sie in Abhängigkeit vom Gang der Einstrahlung und der

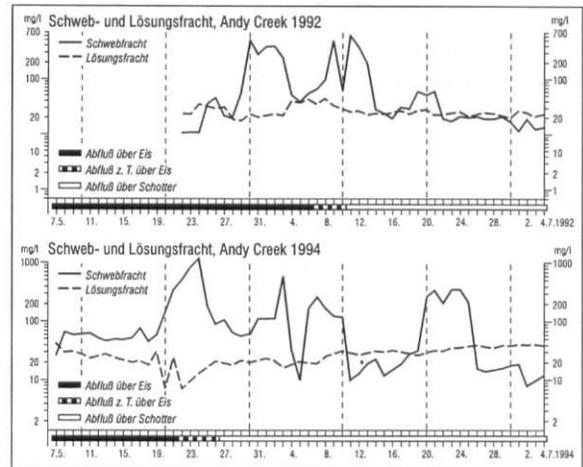


Abb. 6: Gang der Schweb- und Lösungsfracht des Andy Creek im Frühjahr 1992 (oben) und 1994 (unten), Richardson Mountains, NW-Kanada

Suspended and solution loads during snowmelt periods 1992 (above) and 1994 (below): Andy Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada

Lufttemperatur deutliche Unterschiede auf. Später unterlagen auch die Wände der Abflußrinne im Aufeis der Ablation, wobei sich der Abflußkanal auf Breiten von 3–4 m ausweitete.

Nachdem die fluviale Abflußbahn den Aufeiskörper auf der gesamten Talstrecke durchtieft hatte – in allen untersuchten Jahren war dies in beiden Tälern in den ersten Juni-Tagen der Fall – wurde das Aufeis durch fluviale Seitenerosion unterminiert, was zur fortschreitenden Verbreiterung des bis zu 2 m tiefen Abflußkanals führte.

Die Aufeisdecke selbst war an den Meßstellen Anfang Juli vollständig abgeschmolzen. Allerdings gibt es in der Nachbarschaft sowie in den Flußgebieten der weiter nördlich gelegenen British Mountains zahlreiche Plätze, die zu diesem Zeitpunkt noch Aufeisrelikte trugen.

Die Sedimentfracht folgt im wesentlichen der oben beschriebenen Gliederung der nivalen Abflußperiode in Phasen unterschiedlicher Abflußmenge und Fließgeschwindigkeit (vgl. Abb. 6 u. 7). Im einzelnen ergibt sich aus der täglichen Messung und Beobachtung des Schweb- und Grundfrachttransportes, daß schon die ersten Flutwellen der Initialphase und insbesondere der Hauptphase des nivalen Abflusses durch große Schwebkonzentrationen gekennzeichnet sind, während der zwar beobachtete, jedoch nicht quantitativ erfaßte kontinuierliche Grundfrachttransport am Ende der Hauptphase einsetzt.

Die erste Flutwelle der Initialphase des nivalen Abflusses wies eine Schwebfrachtkonzentration von 47–77

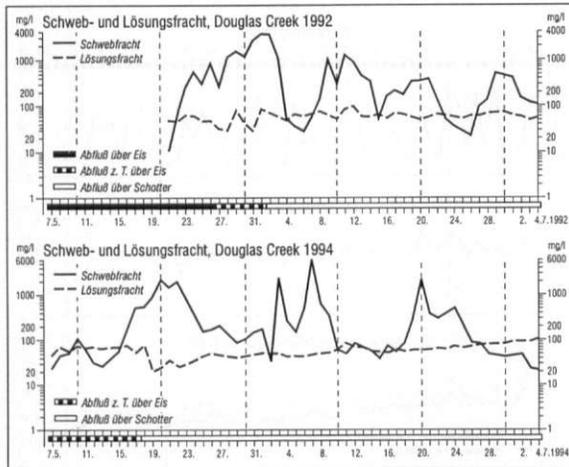


Abb. 7: Gang der Schweb- und Lösungsfracht des Douglas Creek im Frühjahr 1992 (oben) und 1994 (unten), Richardson Mountains, NW-Kanada

Suspended and solution loads during snowmelt periods 1992 (above) and 1994 (below): Douglas Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada

mg/l im Andy Creek bzw. 109–543 mg/l im Douglas Creek auf. Die ersten Flutwellen der Hauptphase des nivalen Abflusses führten Suspensionskonzentrationen von 56 mg/l (1992) bzw. von 60 mg/l (1994) im Andy Creek und von 1146 mg/l (1992) bzw. von 533 mg/l (1994) im Douglas Creek mit sich (vgl. Abb. 6 u. 7), die dann bis auf 508 mg/l (1992) bzw. auf 1214 mg/l (1994) im Andy Creek und bis auf 3534 mg/l (1992) bzw. 2218 mg/l (1994) im Douglas Creek zunahmen. Mit abnehmender Fließgeschwindigkeit und Abflußmenge gingen die Schwebfrachtkonzentrationen in den folgenden Tagen beim Andy Creek auf Werte von 20–60 mg/l und beim Douglas Creek auf Werte von 50–60 mg/l zurück. In der Spätphase des nivalen Abflusses, in der die Aufeisdecke von der Abflußbahn bereits vollständig durchtieft war, brachten die ausklingenden Abflußwellen der Schneeschmelze noch einmal große Schwebfrachtkonzentrationen mit sich, nämlich beim Andy Creek solche von 637 mg/l (1992) bzw. von 272 mg/l (1994) und beim Douglas Creek von 341 mg/l (1992) bzw. von 5958 mg/l (1994).

Die genannten großen Schwebgehalte während der Spätphase des nivalen Abflusses im Frühjahr 1994 resultieren aus dem bereits erwähnten Zusammentreffen der Schneeschmelze mit langanhaltenden Niederschlägen. Die zweite Niederschlagsphase im Frühjahr 1994, die in die abklingende Spätphase des nivalen Abflußganges fiel, führte zu Schwebfrachtkonzentrationen von bis zu 360 mg/l im Andy Creek und von bis zu 2213 mg/l im Douglas Creek. Mit dem Erreichen des

Basisabflusses im Sommer gingen die Schwebfrachtkonzentrationen auf unter 20 mg/l zurück.

Für die Lösungsfracht erbrachten die Analysen der täglichen Wasserproben Konzentrationen von 10–45 mg/l beim Andy Creek und von 20–97 mg/l beim Douglas Creek (vgl. Abb. 6 u. 7), die – anders als die Schwebkonzentration – während der verschiedenen Phasen des nivalen Abflusses keine nennenswerten regelhaften Veränderungen zeigen, abgesehen von einer allgemeinen leichten Zunahme der Lösungsfracht zum Sommer hin.

Zusammengenommen ergibt sich aus den Messungen des Schwebfracht- und aus der Beobachtung des Grundfrachttransportes, daß insbesondere die Hauptphase des nivalen Spitzenabflusses von Beginn an durch eine große Suspensionsfracht gekennzeichnet ist, während der Grundfrachttransport vorwiegend am Ende der Haupt- und zu Beginn der Spätphase des nivalen Abflusses stattfindet.

Für die fluviale Morphodynamik während der Schneeschmelze ist der Umstand, daß in den untersuchten Tälern der nivale Abfluß größtenteils auf dem Aufeis abgeht, von erheblicher Relevanz. In den Abflußbrinnen im Aufeis bewegt sich der nivale Abfluß mit Geschwindigkeiten von bis zu 4,8 m/s. Dieser starke Abfluß ist in Verbindung mit der geringen Bodenreibung im Eiskanal (Rauheits-Koeffizient (MANNING): 0,014–0,029; bei Sommer-Abfluß: 0,047–0,143) zu einem raschen Abtransport auch von großen Gesteinsblöcken fähig, wie durch Versuche mit in den Abflußkanal eingebrachten großen Blöcken von 20–30 kg Gewicht festgestellt wurde. Ein Transport von solchen Gesteinsblöcken erfolgte jedoch zunächst nicht, da sich der weitaus größte Teil des nivalen Spitzenabflusses auf dem Aufeis ohne Berührung mit dem Schotter- bzw. Schuttkörper des Talbodens vollzog.

Die Flut durchtieft den Eisboden der Abflußbrinnen zuerst an kleinen Gefällsprüngen, die durch Strudelbildung im Eiskanal herausgearbeitet werden (vgl. Photo 2). Von hier aus setzt sich die Auflösung des Eisbodens der Abflußbrinnen im Stile rückschreitender Erosion talaufwärts fort. Die Zeit von der ersten lokalen Durchtiefung des Aufeises an Strudelstellen bis zur Durchtiefung auf der gesamten Talstrecke betrug 6–8 Tage. Die fluviale Durchtiefung der Aufeisdecke insgesamt dauerte 13–25 Tage und war in den ersten Juni-Tagen abgeschlossen.

An den bis auf den Talgrund eingetieften Strudelstellen kann die fluviale Bearbeitung des Schotter- und Schuttbodens der Täler zuerst einsetzen, wobei auch große Gesteinskomponenten mitgerissen werden: Nachdem an einzelnen Lokalitäten die Eintiefung der Eisrinne den Talboden erreicht hatte, führte das Ab-



Photo 2: Abflußrinne im Aufeis mit schießendem Abfluß (2,4 m/s), mit Suspensions- und Grundfracht. Andy Creek, Richardson Mountains, NW-Kanada (2.6.1992)

Channel in *aufeis*, with turbulent current (2.4 m/s), with suspended and bed loads transport: Andy Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada (6/2/1992)

flußwasser außer vermehrter Schwebfracht ständig neben Sand und Kies auch größere Gesteinskomponenten von 10–30 cm Kantenlänge mit sich. Hierdurch war in den noch intakten Abschnitten der Eisrinne deren Boden vollständig von einer fluvial bewegten Schotterbank bedeckt (vgl. Photo 2). Im Gefolge des Tagesganges des Abflusses, vor allem als Folge der abendlichen Flutwellen wurden auf größeren Abschnitten der Aufeisdecke Schotterbänke abgesetzt, die Ausdehnungen von beispielsweise 30 m Länge, 3 m Breite und 30 cm Mächtigkeit hatten. Allein aus einer solchen Schotterbank von 27 m³ Inhalt im Andy Creek ergibt sich ein flächenbezogener Austrag von 3,5 t/km². Schon die Position dieser Schotterbänke auf der Aufeisfläche oberhalb und abseits der 1–1,5 m tiefen Abflußrinne gibt den Hinweis auf die Stärke des Grundfrachttransportes. Hieraus sowie aus dem auf der gesamten Sohlenbreite der Abflußbahn in einer Mächtigkeit von 1–4 cm zu beobachtenden ständigen Grundfrachttransport von Sand und Kies und aus seiner Andauer (Andy Creek: 10–16 Tage, Douglas Creek: 16–22 Tage) läßt sich für den Andy Creek ein Austrag durch Grundfracht von rd. 5900 t (1992) bzw. von rd. 7400 t (1994) abschätzen. Für den Douglas Creek beträgt die geschätzte Größenordnung des Grundfracht-Austrages rd. 36 000 t (1992) bzw. rd. 39 000 t (1994). Diese Daten ergeben einen Anteil der Grundfracht am gesamten nivalen Feststofftransport von 77–88 Prozent, mithin eine Größenordnung, wie sie auch für andere Flußgebiete mit vergleichbaren hydraulischen Voraussetzungen publiziert wurde (vgl. CHURCH 1972).

Aus allen diesen Beobachtungen ergibt sich zusammengefaßt, daß in den Tälern mit Aufeisbe-

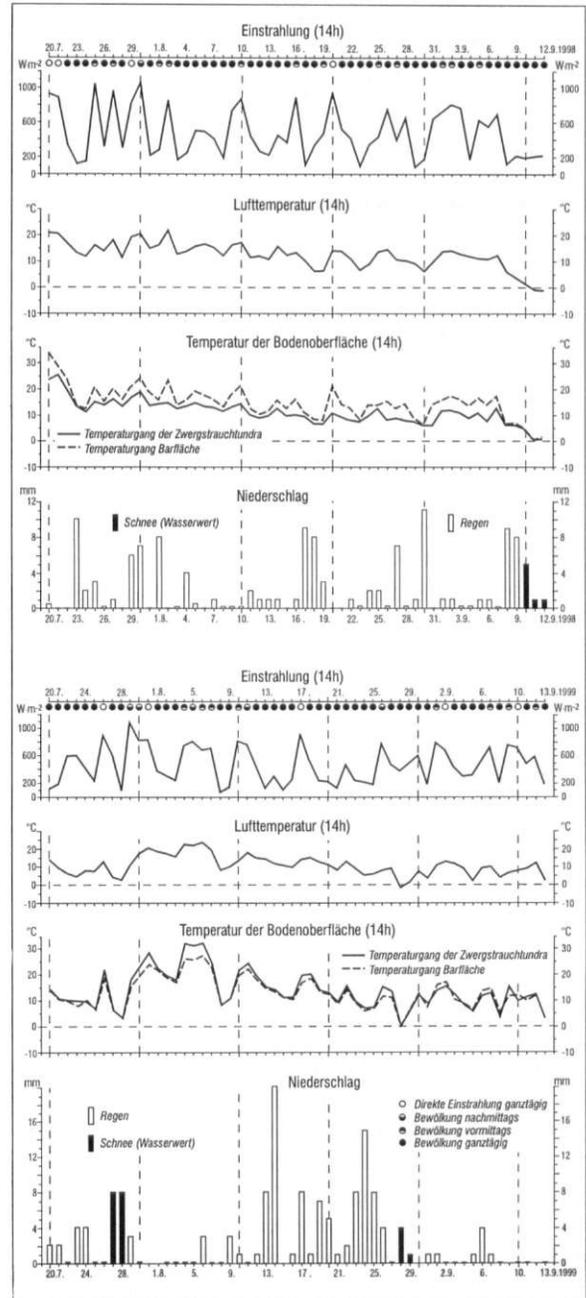


Abb. 8: Gang ausgewählter mikroklimatischer Parameter im Flußgebiet des Douglas Creek im Sommer 1992 (oben) und 1999 (unten). Richardson Mountains, NW-Kanada

Graphs of selected microclimatic parameters, summers of 1992 (above) and 1994 (below): Douglas Creek catchment, Richardson Mountains, Northwest Canada

deckung der Talsohle vor allem jene kurze Zeitspanne für die fluviale Abtragung von entscheidender Bedeutung ist, in der eine große fluviale Transportkraft mit einer bereits ausreichenden Verfügbarkeit von Ge-

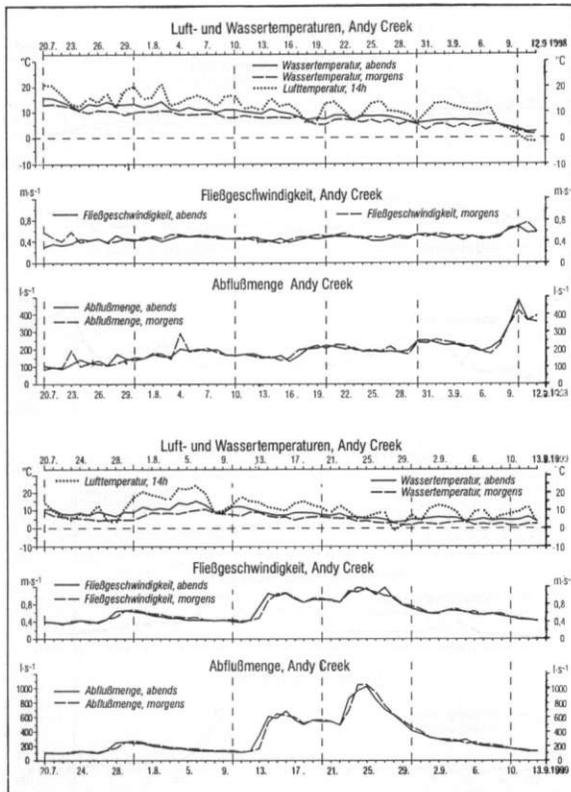


Abb. 9: Gang der Luft- und Wassertemperaturen, der Abflußmenge und der Fließgeschwindigkeit des Andy Creek im Sommer 1998 (oben) und 1999 (unten), Richardson Mountains, NW-Kanada

Air and water temperature, discharge and current velocity during the summers of 1998 (above) and 1999 (below): Andy Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada

steinsmaterial zusammentrifft. Der schon vor dieser Phase des starken und kontinuierlichen Sedimenttransportes in der noch intakten Eisrinne beobachtete Durchtransport von Feinmaterial und zunehmend auch von kleinen Steinen stammt aus dem Oberlauf der Täler sowie von den bereits aufgetauten schneefreien Partien der Talhänge. Sofern die initialen Abflußbahnen auf dem Aufeis bei ihren wiederholten Laufverlegungen am Fuße der Talhänge verliefen, wurde der hier angesammelte aktuelle Frostdetritus ganz oder teilweise vom Abfluß mitgenommen.

Die klinotrope Bewegung des Frostschuttes an steilen Talflanken ($> 25^\circ$ Neigung) setzte an den schneefreien Talhangpartien, hauptsächlich an denen der strahlungsbegünstigten westlich exponierten Talseite, bereits vor Beginn des nivalen Abflusses im Gefolge der oben beschriebenen deutlichen Erwärmung der Hangoberfläche ein. Das frühzeitige und tiefgründige Auftauen der Talhänge ermöglichte den am Hangfuß auf dem

Aufeis verlaufenden Abflußbahnen auch die fluviale Seitenerosion. An diesen Lokalitäten wurde der aktuelle Hangschutt des Talhanges zum Teil bis auf das Anstehende abgetragen. Der vom Oberhang fortwährend nachgelieferte Schutt gelangte hier direkt in die Abflußbahn am Fuße des Talhanges. Der Schotter- und Schuttkörper des Talbodens hingegen war zu diesem Zeitpunkt noch durch die Aufeisdecke sowie durch die Bodengefrorenis gegenüber der direkten fluvialen Abtragung plombiert.

An den nicht von der Seitenerosion erfaßten Talflanken bildeten sich durch den Detritusfall kleine Schutthalden und -kegel heraus, die bis zum Ende der Spätphase des nivalen Abflusses auf der Aufeisdecke verblieben. Sie wurden schließlich durch die fortschreitende Seitenerosion im Aufeiskanal so unterminiert, daß das Aufeis nachbrach und samt Schuttpartie auf den Talboden fiel. Dort wurde der Schutt dann, zumindest was die feineren und mittleren Komponenten anlangt, fluvial erfaßt und abtransportiert.

Aus den beschriebenen Beobachtungen und Meßergebnissen am Andy Creek und am Douglas Creek sowie aus entsprechenden Beobachtungen in anderen Flußgebieten der Richardson Mountains ergibt sich, daß das Aufeis auf der einen Seite den Talboden vor dem fluvialen Angriff schützt und auf der anderen Seite wegen der geringen Bodenreibung des auf ihm und in ihm erfolgenden Abflusses eine Verstärkung der fluvialen Transportkraft ermöglicht.

3 Die pluviale Abflußphase und ihre Bedingungen

Für die quantitative Erfassung der pluvialen Abflußphase wurden im Sommer 1998 und 1999 die gleichen mikroklimatischen und hydrologischen Größen gemessen wie während der nivalen Abflußphase, und zwar an den gleichen Plätzen in den Flußgebieten des Andy Creek und des Douglas Creek, von denen die oben angeführten Daten stammen. Hier wird nur der Gang jener Parameter näher vorgestellt, die für die hydrologisch-fluvialen Vorgänge im Sommer direkt von Belang sind.

Die Einstrahlung mit täglichen Maximalwerten von rd. $750\text{--}1050\text{ W/m}^2$ bei Wolkenlosigkeit und von rd. $110\text{--}550\text{ W/m}^2$ bei Bewölkung sowie die Lufttemperatur am Tage mit Maximalwerten von $21,8^\circ\text{C}$ (1998) bzw. $23,7^\circ\text{C}$ (1999) und Minimalwerten von $-2,4^\circ\text{C}$ (1998) bzw. $-2,8^\circ\text{C}$ (1999) zeigen wie im Frühsommer einen deutlichen Tagesgang und einen raschen Wechsel unterschiedlicher Phasen (vgl. Abb. 8). Der allgemeine Gang von Einstrahlung und Lufttemperatur ist dadurch gekennzeichnet, daß beide Größen bis Anfang

August die höchsten Werte annehmen und danach kontinuierlich zurückgehen. Mitte September lagen die Lufttemperaturen um 0°C .

Die Auftautiefe über dem Permafrostboden betrug in der Zwergstrauchtundra 1,15 m (1998) bzw. 0,89 m (1999). Unter Barflecken belief sich die Auftautiefe auf 1,25–1,56 m. An den Talhängen des Andy Creek stellen sich auch im Sommer die bereits im Frühjahr gemessenen expositionsbedingten Unterschiede der Einstrahlung, der Oberflächen- und Bodentemperatur sowie der Auftautiefe ein: Am SW-exponierten Talhang, an dem Oberflächentemperaturen von bis zu $43,6^{\circ}\text{C}$ (1998) bzw. $44,6^{\circ}\text{C}$ (1999) verzeichnet wurden, war der Permafrostboden Mitte September bis in 1,8 m (1998) bzw. 1,9 m (1999) Tiefe aufgetaut. Am Gegenhang, an dem maximale Oberflächentemperaturen von bis zu $30,1^{\circ}\text{C}$ (1998) bzw. $28,9^{\circ}\text{C}$ (1999) gemessen wurden, reichte der AuftauhORIZONT bis 1,3 m Tiefe (1998) bzw. in 1,1 m Tiefe (1999).

Im Gefolge dieser Unterschiede des Bodenauftauens war die Lieferung von Detritus an der SW-exponierten Talflanke des Andy Creek auch im Sommer erheblich größer als am Gegenhang: Hier hatte der am Unterhang auf dem Schotterkörper angesammelte aktuelle Verwitterungsschutt eine Mächtigkeit von 1,5–2 m, während am schattseitigen Gegenhang der deutlich geringere Detritusfall zur Ausbildung von Haldenformen von nur 0,5–0,7 m Mächtigkeit führte.

Im Schotterkörper des Talbodens betrug die Auftautiefe mehr als 2 m. Das Wiedergefrieren der Schotterdecke setzte ab Mitte September bei Wassertemperaturen um 0°C ein.

Beim Niederschlag gab es im Sommer 1998 insgesamt fünf Phasen mit mehr als 10 mm Niederschlag, im Sommer 1999 vier Phasen (vgl. Abb. 8). Die gesamten Niederschläge im Beobachtungszeitraum betragen 123 mm (1998) bzw. 148 mm (1999). Die maximalen Tageswerte betragen 11 mm (1998) bzw. 20 mm (1999). Bis Mitte September fielen die Niederschläge zumeist als Regen. Mit der deutlichen zeitlichen Gliederung des Niederschlagsanges besteht die Möglichkeit, deren Einfluß auf den Gang und die Wirkung des Sommerabflusses zu überprüfen.

Der Abfluß zeigt, im Andy Creek und im Douglas Creek weitgehend übereinstimmend, eine Gliederung durch mehrere pluviale Abflußereignisse, die den sommerlichen Basisabfluß unterbrechen. Eine Beeinflussung des Abflußganges durch den Gang der Lufterwärmung, der die Lieferung von Schmelzwasser aus dem Auftauen des Permafrostbodens determiniert, wurde nicht festgestellt. Im Andy Creek war der Abfluß Mitte Juli 1998 und 1999 durch Abflußmengen von rund 100 l/s bei Fließgeschwindigkeiten von 0,40–0,45 m/s

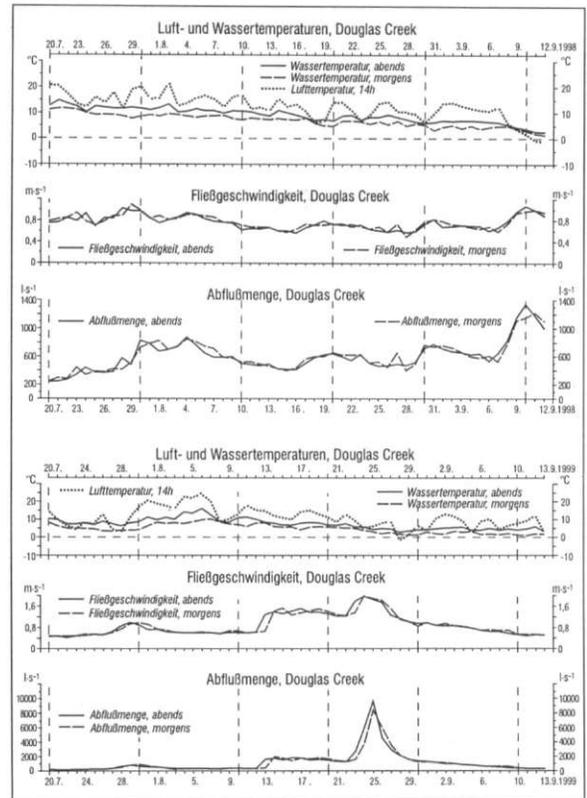


Abb. 10: Gang der Luft- und Wassertemperaturen, der Abflußmenge und der Fließgeschwindigkeit des Douglas Creek im Sommer 1998 (oben) und 1999 (unten), Richardson Mountains, NW-Kanada

Air and water temperature, discharge and current velocity during the summers of 1998 (above) and 1999 (below): Douglas Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada

gekennzeichnet (vgl. Abb. 9). Der weitere Abflußgang verlief in signifikanter Abhängigkeit vom Gang des Niederschlags: Im Sommer 1998 führten mehrere aufeinanderfolgende Niederschlagsereignisse zu einzelnen Abflußspitzen von bis zu 300 l/s bei Fließgeschwindigkeiten von 0,5–0,6 m/s und in der Gesamt-tendenz zu einem anhaltenden Anstieg der Abflußmenge auf Werte um 200 l/s. Mitte September (8.–12.9.1998) hatten einige Tage lang anhaltende Niederschläge, die insgesamt 24 mm Regen erbrachten, Spitzenwerte des Abflusses von 480 l/s bei Fließgeschwindigkeiten von 0,7 m/s zur Folge. Als maximale Fließgeschwindigkeit des Fließquerschnittes wurden 1,24 m/s gemessen. Im Sommer 1999 führten drei aufeinanderfolgende mehrtägige Niederschlagsphasen (12.–14.8., 17.–20.8. und 22.–26.8.1999) die zusammen 89 mm Regen erbrachten, zu einem markanten Anstieg der Abflußmenge auf 1064 l/s (vgl. Abb. 9). Hierbei betrug die mittleren Fließgeschwindigkeiten

im vermessenen Fließquerschnitt bis zu 1,19 m/s. Die maximale Fließgeschwindigkeit betrug bis zu 1,64 m/s. Danach gingen Abflußmenge und Fließgeschwindigkeit bis zum Ende der Messungen auf die Werte des Basisabflusses zurück. Die durch das herausragendste Pluvialereignis des Sommers 1999 induzierten Abflußwerte übertreffen diejenigen des Sommers 1998 bei weitem: Der Spitzenabfluß erreicht hierbei rund die 10-fache Menge des Basisabflusses.

Die im Douglas Creek gemessenen Abflußmengen und Fließgeschwindigkeiten übertreffen diejenigen des Andy Creek deutlich (vgl. Abb. 10). Zu Beginn der Messungen betragen die Abflußmengen 250 l/s (1998) bzw. 240 l/s (1999) bei Fließgeschwindigkeiten von 0,57 m/s (1998) bzw. von 0,47 m/s (1999). In der zeitlichen Gliederung stimmt der Gang der Abflusses mit dem des Andy Creek überein. Jedoch zeichnet der Abflußgang des Douglas Creek den Gang der Pluvialereignisse viel markanter nach, und außerdem reagiert der Abfluß rascher auf die Pluvialereignisse. Hier wurden nach den Niederschlägen Anfang September 1998 Spitzenwerte des Abflusses von 1336 l/s bei Fließgeschwindigkeiten von 1,08 m/s erreicht (maximale Fließgeschwindigkeit: 1,59 m/s). Im Sommer 1999 erbrachte das oben benannte herausragende Pluvialereignis im Douglas Creek eine markante Steigerung der Abflußmenge bis auf 9625 l/s und der Fließgeschwindigkeit bis auf 1,97 m/s (vgl. Abb. 10). Als maximale Fließgeschwindigkeit wurden Werte bis zu 3,06 m/s gemessen. Gegen Ende der Meßperiode, Mitte September 1999, waren auch im Douglas Creek fast wieder die Werte des Basisabflusses erreicht. Auch beim Douglas Creek übertreffen die genannten Werte des herausragendsten Pluvialabflusses 1999 diejenigen des Sommers 1998 bei weitem: Der Spitzenabfluß erreicht hierbei sogar rund die 40-fache Menge des Basisabflusses.

Insgesamt unterscheidet sich der sommerliche Abflußgang mit seiner signifikanten Abhängigkeit vom Gang des Niederschlages grundsätzlich vom nivalen Abflußgeschehen im Frühjahr, das sich, wie oben ausgeführt wurde, nicht aus dem Niederschlagsgang, sondern aus dem Verlauf der Schneeschmelze ergibt, die dem Gang der Einstrahlung und der Lufttemperatur folgt.

Die Wassertemperatur der Fließgewässer schwankt im Sommer 1998 und 1999 zwischen 1,3 und 16,2 °C (vgl. Abb. 9 u. 10). Ab Mitte August nehmen, gleichsinnig mit der Einstrahlung und der Lufttemperatur, die Wassertemperaturen beider Gewässer kontinuierlich ab und erreichen Mitte September Werte um 0 °C. Mit Blick auf die fluviale Wirkung dokumentieren diese Meßergebnisse, daß das Abflußwasser erst nach

der nivalen Flut jene thermische Energie erlangt, die zu einer stärkeren Thermo-Erosion befähigt. Während der nivalen Abflußphase mit ihren großen Abflußmengen hat das Abflußwasser bei Temperaturen um 0 °C jene thermische Energie noch nicht.

Die Sedimentfracht zeigt in bezug auf den Gang der Schwebfrachtkonzentration eine weitgehende Gleichsinnigkeit mit dem Gang der Abflußmenge und der Fließgeschwindigkeit. Die gemessenen Konzentrationen der Suspensionsfracht haben in den beiden kontinuierlich untersuchten Fließgewässern weithin Werte von unter 10 mg/l (vgl. Abb. 11 u. 12). Ganz ähnlich niedrige Schwebfrachtkonzentrationen weisen im übrigen auch die kleinen Fließgewässer der Nachbarschaft auf, die stichprobenartig beprobt wurden. Lediglich bei herausragenden pluvialen Ereignissen, die nicht nur größere Abflußmengen, sondern vor allem größere Fließgeschwindigkeiten und damit größere potentielle Erosions- und Transportkraft mit sich brachten, stiegen insbesondere im mit größeren Fließgeschwindigkeiten ausgestatteten Douglas Creek die Schwebfrachtkonzentrationen auf Werte von über 10 mg/l an: Im Sommer 1998 brachte das herausragendste Abflußereignis, am 10./12.9.1998, im Douglas Creek Suspensionsfrachtkonzentrationen von 59 mg/l mit sich. Die maximale Schwebfrachtkonzentrationen im Andy Creek betrug 12 mg/l. Im Sommer 1999 induzierte die oben benannte Abfolge von drei Pluvialereignissen einen markanten Anstieg der Suspensionskonzentration: beim Andy Creek bis auf 29 mg/l und beim Douglas Creek bis auf 3589 mg/l, woraus sich eine zum Teil erheblich größere fluviale Transportrate als im Sommer 1998 ergibt. Vor und nach dieser starken Abtragungsphase lag die Suspensionskonzentration in beiden Gewässern wie schon im Sommer 1998 zumeist unter 10 mg/l. In beiden untersuchten Sommern sind die Schwebfrachtkonzentrationen in Analogie zur nivalen Abflußphase im Andy Creek deutlich geringer als die im Douglas Creek, nehmen aber einen ähnlichen Verlauf. Der gesamte Suspensionsaustrag während des Sommers betrug nach überschlägigen Berechnungen im Andy Creek 3,6 t (1998) bzw. 11,5 t (1999) und im Douglas Creek 48 t (1998) bzw. 5371 t (1999). Hieraus ergeben sich flächenbezogene Feststoffausträge von 0,3–0,9 t/km² beim Andy Creek und von 1,4–153 t/km² beim Douglas Creek.

Grundfrachttransport fand im Sommer 1998 in beiden Fließgewässern nicht statt. Im Sommer 1999 hingegen erfolgte während der oben benannten Pluvialereignisse in der Zeit vom 13.8.–21.8. und vom 23.8.–27.8. im Douglas Creek, bei Abflußmengen von 1388–9625 l/s und Fließgeschwindigkeiten von 1,28–1,96 m/s (maximale Fließgeschwindigkeit: 1,45–3,06

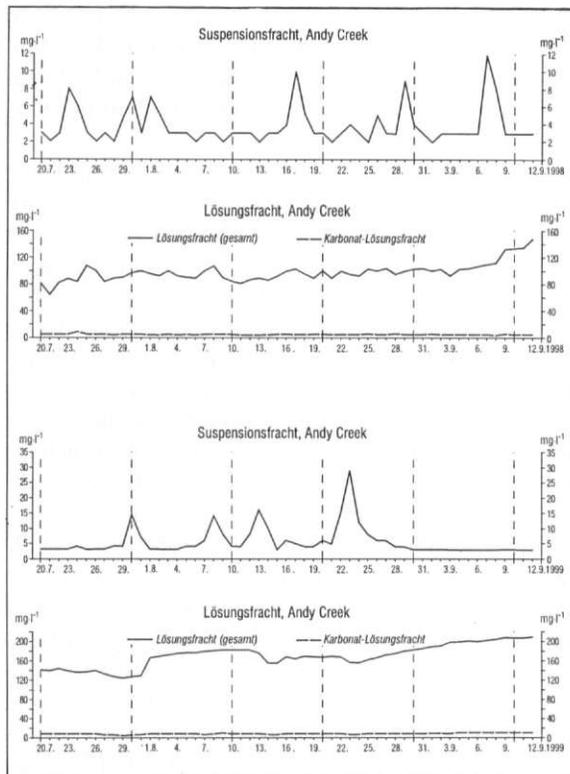


Abb. 11: Gang der Schweb- und Lösungsfracht im Andy Creek im Sommer 1998 (oben) und 1999 (unten), Richardson Mountains, NW-Kanada

Suspended and solution loads during the summers of 1998 (above) and 1999 (below): Andy Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada

m/s) auf der gesamten Sohle des Fließquerschnittes (Breite: 4–6 m) ständiger Geschiebetransport. Außer großen Blöcken von bis zu 25 cm Kantenlänge wurden vor allem Sand und Kies auf ganzer Fließbreite transportiert. Für die Grobkomponenten der Schotterkörper, die aus diesem Geschiebetransport resultierten, ergaben Auszählungen von zahlreichen Proben (à 100 Steine) aus verschiedenen Schotterkörpern im Mittel maximale Kantenlängen von 10,1 cm ($s = 3,9$ cm). Nach überschlägigen Berechnungen anhand der aufgefundenen Sedimente muß mit einem Grundfrachttransport von 15 kg/s gerechnet werden. Hieraus lassen sich Transportleistungen von mindestens 1296 t/d ableiten. Der 12 Tage anhaltende Grundfrachttransport, der zu einer völligen Umgestaltung der gesamten Talsohle führte, dürfte somit insgesamt einen Durchtransport von 15–16 Tausend Tonnen Geschiebefracht bewirkt haben. Für den Untersuchungszeitraum des Sommers 1999 macht also für den Douglas Creek der Grundfrachttransport rund 74% des gesamten fluvialen Sedimenttransportes aus. Im Andy Creek führten

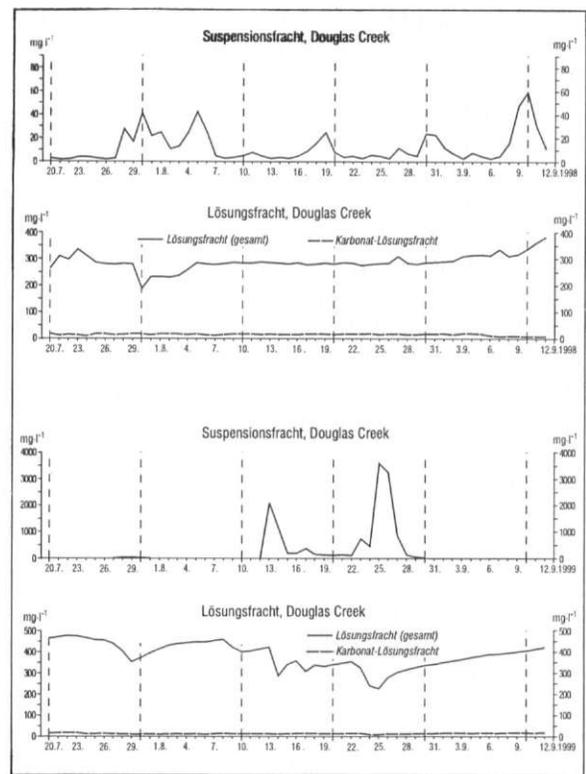


Abb. 12: Gang der Schweb- und Lösungsfracht im Douglas Creek im Sommer 1998 (oben) und 1999 (unten), Richardson Mountains, NW-Kanada

Suspended and solution loads during the summers of 1998 (above) and 1999 (below): Douglas Creek, Richardson Mountains, Northwest Canada

die gleichen Pluvialereignisse, bei Wassermengen von 543–1064 l/s und Fließgeschwindigkeiten von 0,82–1,19 m/s (maximale Fließgeschwindigkeit: 1,04–1,64 m/s), nur zu einem geringen Grundfrachttransport, wobei zudem die abgesetzten Sedimente außer aus Sanden aus Kiesen mit Kantenlängen von nur 1,6 cm ($s = 1,9$ cm) bestanden. (Zum Vergleich: Für die Grobkomponenten derjenigen Schotterkörper, die den nivalen Fluten des vorangegangenen Frühjahres entstammen, wurden Kantenlängen von durchschnittlich 9,4 cm ($s = 3,2$ cm gemessen.) Nach den Erfahrungen des Sommers 1999 und nach den Erfahrungen während des nivalen Abflusses setzt anhaltender Grundfrachttransport in den beiden untersuchten Fließgewässern erst bei Fließgeschwindigkeiten von mehr als 1,2 m/s (bei Abfluß über Eis) bzw. 1,5 m/s (bei Abfluß über Schotter) ein.

Bei der Lösungsfracht unterscheiden sich beide Fließgewässer hinsichtlich deren Größenordnung deutlich (vgl. Abb. 11 u. 12). Zunächst gilt für beide, daß im Sommer die Lösungskonzentration signifikant größer

ist als die Schwebfrachtkonzentration, ausgenommen besonders starke Pluvialabflüsse wie denjenigen von Mitte bis Ende August 1999. Zugleich weist die Lösungskonzentration des Sommer-Abflusses viel größere Werte auf als die des nivalen Abflusses. Auch in den stichprobenartig untersuchten benachbarten Fließgewässern war im Sommer der Jahre 1998 und 1999 der fluviale Austrag durch Lösungsfracht erheblich größer als der durch Schwebfracht. Sodann zeigt sich, daß die Konzentrationen der Lösungsfracht in beiden kontinuierlich beprobten Fließgewässern nur relativ geringen Schwankungen unterliegen. Sie veränderten sich oftmals auch nach den Regenfällen kaum. Da im Regenwasser keine gelösten Stoffe festgestellt wurden, wäre im Gefolge dieser Niederschläge eine deutliche Verdünnung der Lösungskonzentration in den Fließgewässern zu erwarten gewesen. Der Umstand, daß eine solche nicht gemessen wurde, führt zu der Schlußfolgerung, daß das Regenwasser überwiegend nicht direkt in den Abfluß gelangt, sondern zunächst den Auftauhorizont des Permafrostbodens auffüllt und erst von dort den Abfluß speist. Anders zeigt sich aber die Situation nach den starken Regenfällen im August 1999: Hier kam es, namentlich im Douglas Creek mit seinen großen Wassermengen, unmittelbar nach den ergiebigen Regen zu einer deutlichen Verminderung der Lösungskonzentration. Danach nahm die Lösungskonzentration kontinuierlich wieder zu, bis auf die Ausgangswerte vor den Pluvialereignissen (vgl. Abb. 11 u. 12). Die Lösungsfracht des Andy Creek weist so gut wie keinen Karbonat-Anteil auf, die des Douglas Creek nur einen sehr geringen (um 18 mg/l). In der Hauptsache besteht die Lösungsfracht aus Sulfaten (Anteil: 70–100%). Die Lösungsfracht des Andy Creek ist konstant geringer als die des Douglas Creek: Die Lösungskonzentration schwankt beim Andy Creek zwischen 89–146 mg/l (1998) und 124–209 mg/l (1999) und beim Douglas Creek zwischen 214–384 mg/l (1998) und 226–478 mg/l (1999). Der Lösungsaustrag während des Sommers betrug im Andy Creek 103 t (1998) bzw. 215 t (1999), was einem flächenbezogenen Austrag von 8 t/km² (1998) bzw. von 16,5 t/km² (1999) entspricht. Der Lösungsaustrag im Douglas Creek betrug 847 t im Sommer 1998 und 1828 t im Sommer 1999, woraus sich ein flächenbezogener Austrag von 24 t/km² (1998) bzw. 52 t/km² (1999) ergibt.

Die im Sommer ermittelten Abtragungsraten durch Schweb- und Lösungsfracht zusammen, die beim Andy Creek 8,3 t/km² (1998) bzw. 17,4 t/km² (1999) und beim Douglas Creek 25,4 t/km² (1998) bzw. 205 t/km² (1999) ausmachen, betragen nur 14 bzw. 28 Prozent der für die nivale Abflußphase ermittelten Abtragungsg-

raten. Nur auf die Suspensionsfracht bezogen, macht der sommerliche Austrag nicht mehr als 1 Prozent des durch den nivalen Abfluß bewirkten Austrages aus. Der Austrag durch Lösungsfracht hingegen liegt im Sommer beim Andy Creek um 70 Prozent und beim Douglas Creek um 185 Prozent über dem des Frühjahres. Zusammengenommen belegen diese Untersuchungsergebnisse zweifelsfrei, daß es die nivale Abflußphase ist, in der die fluviale Morphodynamik die größte geomorphologische Wirksamkeit entfaltet. Die im Vergleich zum Andy Creek bei der Schwebfracht 3–5mal und bei der Lösungsfracht 2–3mal größere flächenbezogene Abtragungsleistung des Douglas Creek bei einer im Sommer etwas größeren und im Winter deutlich geringeren Abflußpende gegenüber dem Flußgebiet des Andy Creek resultiert wahrscheinlich in der Hauptsache aus dem größeren Gebirgsanteil dieses Einzugsgebietes mit seiner weithin geringeren Vegetationsdichte, seinen steileren Böschungen, seiner größeren Verbreitung von Schuttdecken und seiner größeren Auftautiefe.

Die fluviale Morphodynamik während des Sommers erfährt – anders als während der nivalen Abflußphase des Frühjahres, die außer durch den Abfluß namentlich durch die Eis- und Schneeverhältnisse am Talboden determiniert wird – ihre Prägung ausschließlich durch die Abflußmenge und die Fließgeschwindigkeit.

Die Untersuchungen zeigen, zumindest für die kontinuierlich beprobten Flußgebiete und für die ereignisorientiert überprüften benachbarten Flußgebiete, daß im Sommer 1998 und 1999 die Niederschlagsphasen zwar zumeist einen deutlichen Anstieg von Abflußmenge und Fließgeschwindigkeit nach sich ziehen, daß jedoch während der Untersuchungszeiträume die Fließgeschwindigkeiten mit Werten von zumeist deutlich unter 1,5 m/s für einen nennenswerten Schwebfracht- oder gar für einen Grundfrachttransport nicht ausreichen. Obschon die anastomosierenden Abflußbahnen die gesamte Breite der Talsohle erfassen und obschon sie hierbei auch den Fußbereich der Talhänge berühren und somit Seitenerosion hätten bewirken können, gab es zumeist nur geringen fluvialen Feststofftransport. Dies führt dazu, daß jene Bereiche der Talhänge, deren Detritusansammlung am Hangfuß während der vorangegangenen nivalen Abflußphase weitgehend abgeräumt wurde und/oder an denen während der nivalen Flut die Seitenerosion im nackten Gestein wirkte, im Laufe des Sommers durch den Schuttanfall aus den oberen Hangbereichen verhüllt wurden. Nach den oben dargelegten Beobachtungen über die Wirkung des nivalen Abflusses werden diese kleinen Schutthalden am Ende des folgenden Winters zumindest teilweise fluvial abgetragen. Im Gefolge

extremer Pluvialereignisse kann die fluviale Morphodynamik allerdings auch im Sommer stellenweise diese kleinen Schutthalden am Fuße der Talflanken abtragend angreifen, wie im Jahre 1999 am Douglas Creek beobachtet wurde.

Insgesamt dokumentieren die Messungen und Beobachtungen des Sommers am Andy Creek und am Douglas Creek sowie entsprechende Beobachtungen in anderen Flußgebieten der mittleren Richardson Mountains in bezug auf die Abtragung in den Tälern, daß diese im Sommer zumeist gering ist. Die Ursachen hierfür sind weder in einer geringen Detritusverfügbarkeit noch in einer für Thermo-Erosion unzureichenden Wärme des Flußwassers, sondern vielmehr in der geringen Fließgeschwindigkeit des pluvialen Abflusses zu suchen (Rauheits-Koeffizient: 0,064–0,143). Der nivale Abfluß hingegen hat eine große kinetische Energie (Rauheits-Koeffizient: 0,014–0,029), die zum Abtransport auch großer Gesteinskomponenten befähigt. Herausragende pluviale Abflüsse im Sommer können zwar gleichfalls große kinetische Energie erreichen (Rauheits-Koeffizient: 0,033–0,064), treten aber nach den vorliegenden Beobachtungen nur sporadisch auf und sind zudem von nur kurzer Dauer.

4 *Schlußfolgerungen: Die periglazial-fluviale Formung und ihre klimatisch-hydrologischen Voraussetzungen*

Bei der Diskussion der fluvialen Morphodynamik im arktischen Periglazialraum wird zumeist von der Erkenntnis ausgegangen, daß die fluviale Formung in dieser Landschaftszone der dominante Prozeß der Reliefbildung ist (vgl. BÜDEL 1963; HAGEDORN u. POSER 1974). Auf Messungen des fluvialen Austrages gegründete quantitative Belege hierfür gibt es kaum. Der von BÜDEL für die Dominanz der fluvialen Formung postulierten Begründung, daß der Abfluß die im obersten Permafrostboden kryoklastisch aufbereiteten Gesteinsfragmente durch Abschmelzen des Eiszementes nur noch herauszulösen und aufzunehmen braucht, widersprechen die oben beschriebenen Befunde: Während des Schmelzwasserabflusses mit seiner großen Transportkraft ist das Flußwasser für Thermo-Erosion noch zu kalt und während des Sommer-Abflusses ist bei nunmehr erwärmtem Flußwasser die Transportkraft des Abflusses in der Regel zu gering. Hingegen spielt der Permafrostboden vielfach bei der seitlichen Erweiterung der Täler eine Rolle. Hierfür ist außer der Eisbedeckung des Talbodens ausschlaggebend, daß das Auftauen der Talhänge weniger vom thermischen Zustand des Fließgewässers als vielmehr von dem der Luft und

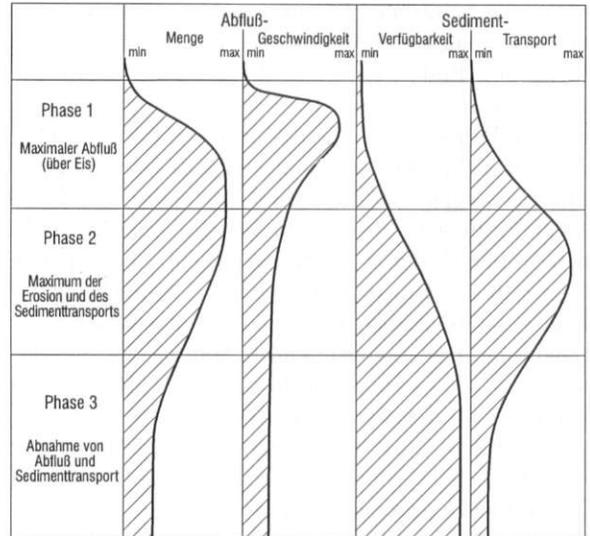


Abb. 13: Schema des Ablaufes der fluvialen Aktivität während des nivalen Abflusses und der ihn begründenden Faktoren für Fließgewässer der Richardson Mountains, NW-Kanada

Diagram showing the changes of geomorphic activity and individual geomorphic factors during snow-melt runoff in rivers of Richardson Mountains, Northwest Canada

von der Einstrahlung bestimmt wird, wie das Auftauverhalten der Talhänge des Andy Creek dokumentiert.

Bei der Diskussion der fluvialen Morphodynamik im arktischen Periglazialraum ist ferner der Umstand zu berücksichtigen, daß ihre geomorphologische Wirksamkeit 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 festzustellen sind, muß im wesentlichen die unterschiedliche hydrologische Ausstattung die entscheidende Rolle spielen.

In bezug hierauf zeitigen die dargelegten Befunde der mehrjährigen Feldarbeiten in NW-Kanada vor allem die folgenden Erkenntnisse:

- Zum ersten die Erkenntnis, daß es sich, und zwar häufig genug entgegen dem äußeren Eindruck der Formungsruhe, bei den meisten der typischen Sohlentäler im Periglazialraum der mittleren Richardson Mountains um Täler mit aktiver Abtragung handelt.
- Zum zweiten die Erkenntnis, daß hinsichtlich der geomorphologischen Wirksamkeit der fluvialen Morphodynamik aufgrund des jährlichen Abflußganges drei Zeiten unterschiedlicher Aktivität zu unterscheiden sind: 1. die abflußlose Zeit des Winters mit voll-

ständiger Abtragungsruhe, 2. die nivale Abflußzeit im Frühjahr mit großer Abtragsaktivität und 3. die pluvial geprägte Zeit des Basisabflusses im Sommer mit zumeist retardierter Abtragung.

– Zum dritten die Erkenntnis, daß bei den Tälern mit ausgedehnter winterlicher Flußeisdecke die nival-fluviale Morphodynamik während der frühjährlichen Schneeschmelze in drei Wirkungsphasen abläuft (vgl. Abb. 13): Die erste Phase, die die Initial- und den größten Teil der Hauptphase des nivalen Abflußganges umfaßt, wird durch den vollständigen Abgang des Abflusses auf einer Aufeisdecke geprägt. Sie ist aufgrund der geringen Wassertemperaturen durch eine minimale thermische Energie und aufgrund der großen Abflußmengen und Fließgeschwindigkeiten durch eine große kinetische Energie gekennzeichnet. Deren unmittelbare geomorphologische Wirksamkeit bleibt jedoch begrenzt, verursacht durch die aus der Flußeisbedeckung und der Schottergefrornis resultierende geringe Verfügbarkeit von transportierbarem Material. Die zweite Phase der nival-fluvialen Morphodynamik, die den Übergang von der Haupt- zur Spätphase des nivalen Abflußganges umfaßt, ist bei Zunahme der Wassertemperatur und der damit einhergehenden Thermo-Erosion durch die Zerschneidung der Flußeisdecke bis auf den Talgrund gekennzeichnet. Sie bewirkt die größte fluviale Transportleistung, da in ihr sowohl die thermische als auch vor allem die kinetische Energie des Abflusses beträchtlich sind, bei zugleich ausreichender Materialverfügbarkeit. Die dritte Phase der nival-fluvialen Morphodynamik, die die Spätphase des nivalen Abflußganges mit dem Nachlassen der nivalen Abflußwellen und dem Übergang zum Sommer-Abfluß umfaßt, ist aufgrund der nunmehr hohen Wassertemperaturen durch eine große thermische Energie sowie vor allem dadurch gekennzeichnet, daß die fluviale Abtragung nicht mehr durch Aufeis und/oder Bodengefrornis und somit durch die geringe Verfügbarkeit des Materials begrenzt wird. Vielmehr sind nun die geringe Wassermenge und die geringere Fließgeschwindigkeit die limitierenden Faktoren.

– Zum vierten die Erkenntnis, daß der Schwebfrachttransport durch nivalen Abfluß denjenigen durch pluvialen Abfluß im Sommer quantitativ weit übertrifft. Bei den beiden kontinuierlich untersuchten Tälern besorgt der nivale Abfluß, der rd. 75 Prozent der jährlichen Abflußmenge ausmacht, rd. 99 Prozent des jährlichen Schwebfrachttransportes. Im Sommer hingegen übersteigt der Lösungstransport den Schwebfrachttransport und macht rd. 55–75 Prozent des jährlichen Lösungsaustrages aus.

Hinsichtlich der Verbreitung und Häufigkeit der in den Richardson Mountains beobachteten Prozeß-

abläufe, namentlich der durch Aufeis beeinflussten, zeigen Studien in Nordamerika (vgl. CAREY 1973; CRAIG a. McCART 1975; SLOAN et al. 1976; HARDEN et al. 1977; VAN EVERDINGEN 1978; GREY a. MACKAY 1979; DEAN 1986; CLARK a. SAURIOL 1997; HU a. POLLARD 1997), daß die Aufeisbildung in arktischen und subarktischen Fließgewässern weit verbreitet ist. Auf einer noch breiteren Grundlage als den oben dargelegten eigenen Abflußuntersuchungen in den Richardson Mountains ergibt die Auswertung von langfristigen Pegelaufzeichnungen in den nordwest-kanadischen Flußgebieten Boot Creek (28 km²), Trail Valley Creek (63 km²), Rat River (1260 km²) und Eagle River (1720 km²), deren Daten von der Water Resources Branch, Department of the Environment Canada, zur Verfügung gestellt wurden, daß sie Flußeis- und Abflußverhältnisse ausweisen, die vor allem bei den kleinen Tundra-Flüssen Boot Creek und Trail Valley Creek im wesentlichen denen des Andy Creek und des Douglas Creek entsprechen: Auch ihr Abflußgang wird dominant durch die nivalen Abflußwellen geprägt, wobei ein großer Teil dieses Abflusses über Flußeis erfolgt (vgl. Abb. 14). Bei den großen Fließgewässern hält der Einfluß des Flußeises nicht so lange an wie bei den untersuchten kleinen Wasserläufen. Daß in den Tälern bzw. Talabschnitten mit Aufeis die nivale Flut zumindest während ihrer Initialphase zunächst weitgehend auf der Flußeisdecke abläuft, ist außer durch die mitgeteilten eigenen auch durch Beobachtungen von WALKER a. ARNBORG (1963, 165), ARNBORG et al. (1967, 133), PISSART (1967, 221), McCANN et al. (1972, 79), FORBES (1975, 159) und WOO a. HERON (1987, 790 f) für verschiedene Flußgebiete der arktischen Periglazialzone belegt. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand über das Aufeis sind also die oben beschriebenen Befunde aus den Richardson Mountains als durchaus typisch zu bewerten.

Hinsichtlich der Wirksamkeit des fluvialen Stofftransportes, dessen Kenntnis die Voraussetzung für eine quantitative Beurteilung der geomorphologischen Wirksamkeit der fluvialen Morphodynamik ist, liegen außer mehr oder weniger kurzfristigen Sedimentmessungen (vgl. u.a. CHURCH 1972; McCANN et al. 1972; McLAREN 1981; BARSCH 1981; CLARC et al. 1988; BARSCH et al. 1992; LEWKOWICZ a. WOLFE 1994) nur für einige periglaziale Flußgebiete Islands hinreichend langfristige, vieljährige Messungen zumindest der Suspensions- und Lösungsfracht vor (vgl. TOMASSON 1976; SCHUNKE 1981; 1985b; KIEL 1989). Die in den Tälern der Richardson Mountains ermittelten flächenbezogenen Abtragungsraten durch Schwebstoffaustausch von 71 t/km²/a beim Andy Creek und von 353 t/km²/a beim Douglas Creek sowie durch Lösungsaustausch von

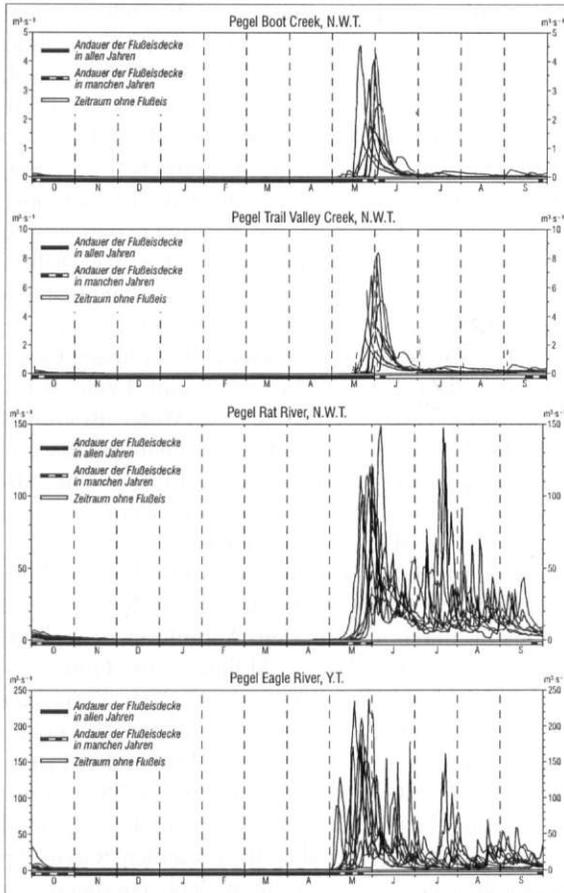


Abb. 14: Abflußganglinien und Flußeisandauer 1986–1995: Boot Creek, Trail Valley Creek, Rat River und Eagle River, N.W.T., NW-Kanada (tägl. Abflußdaten: NWT Programs Inland Water Directorate)

Graphs of discharges and duration of icing periods 1986–1995: Boot Creek, Trail Valley Creek, Rat River and Eagle River, N.W.T., North West Canada (daily data: NWT Programs Inland Water Directorate)

19 t/km²/a beim Andy Creek und von 51 t/km²/a beim Douglas Creek entsprechen zusammen einem jährlichen Austrag von 53 m³/km² im Falle des Andy Creek und von 237 m³/km² im Falle des Douglas Creek. Hieraus ergeben sich flächenbezogene Abtragungsraten für das Flußgebiet des Andy Creek von rd. 53 mm/1000 a und für das Flußgebiet des Douglas Creek solche von rd. 237 mm/1000 a.

Für die fluviale Abtragung sind der Suspensions- und Lösungstransport bekanntlich nicht die einzigen Parameter. Wie die markante Ausprägung von Schottersohlen in den untersuchten Tälern dokumentiert, ist für die periglaziale fluviale Abtragung gerade die

Bodenfracht kennzeichnend. Auf exakte Messungen gegründete Aussagen über den Grundfrachttransport des Andy Creek und des Douglas Creek lassen sich jedoch nicht machen. Aus der Andauer des Grundfrachttransportes und aus der Größenordnung der im Zuge der abendlichen Hochfluten auf dem Aufeis abgesetzten Schotterbänke und des hierzu notwendigen Grundfrachttransportes im Aufeiskanal kann geschlossen werden, daß der Grundfrachttransport trotz seiner zeitlichen Begrenzung auf die Haupt- und Spätphase des nivalen Abflusses insgesamt den Austrag durch Schwebfracht deutlich übertrifft. Für den Austrag durch nivalen Grundfrachttransport wurden im Andy Creek Werte um 510 t/km² und im Douglas Creek Werte um 1070 t/km² errechnet, die 88 bzw. 77 Prozent des jährlichen Feststofftransportes während der untersuchten Zeiträume ausmachen. Nach Untersuchungen von CHURCH (1972) an Flußsystemen von Baffin Island hat die Bodenfracht am gesamten fluvialen Sedimentaustrag einen Anteil von 77–96 Prozent. Ohne hierbei in spekulative Überlegungen einzutreten, ergäben sich aus derartigen Anteilen der Grundfracht Abtragungsraten von 300 mm/1000 a für das Einzugsgebiet des Andy Creek und von 630 mm/1000 a für das Einzugsgebiet des Douglas Creek, die die aus den gemessenen Schweb- und Lösungfrachtkonzentrationen ermittelten bei weitem übertreffen. Für den Grundfrachttransport durch markante Spitzenabflüsse im Sommer wurden im Sommer 1999 im Douglas Creek rd. 15500 t bzw. 443 t/km² ermittelt – ein Anteil von 74 Prozent am fluvialen Feststofftransport im Sommer 1999 –, jedoch über die Häufigkeit derartigen abtragungswirksamer Ereignisse lassen sich ohne ausreichend langfristige Untersuchungen keine Aussagen machen.

Die von den verschiedenen Autoren aus dem Periglazialraum der europäisch-amerikanischen Arktis beigebrachten Daten über die fluvialen Abtragungsraten durch Schwebfrachtaustrag, die zwischen 1 t/km²/a und 1470 t/km²/a betragen, sind zumeist von ähnlicher Größenordnung wie die für den Andy Creek und den Douglas Creek ermittelten. Jedoch muß hierbei berücksichtigt werden, daß es sich bei den publizierten Abtragungsraten oftmals um Angaben für Einzugsgebiete mit Gletscherwasserabfluß handelt. Bekanntlich unterliegen solche Einzugsgebiete anderen Abtragsbedingungen als rein periglaziale Flußgebiete: Nach Angaben von TOMASSON (1976) übertreffen im periglazialen Island die flächenbezogenen Abtragungsraten von Flußgebieten mit Glazialanteil (300–3000 mm/1000 a) diejenigen von Einzugsgebieten ohne Gletscheranschluß (100 mm/1000 a) um das 3–30-fache. Bezogen ausschließlich auf die Abtragungsraten

durch Suspensionstransport in gletscherfreien Flußgebieten der Arktis, für die bislang Werte von 1 bis 116 t/km²/a ermittelt wurden (vgl. ARNBORG et al. 1967; MCCANN a. COGLEY 1973; WEDEL et al. 1977; THRELFALL 1987; LEWKOWICZ a. WOLFE 1994), sind die für den Andy Creek gemessenen Daten von 71 t/km²/a als hoch und die für den Douglas Creek ermittelten Daten von 353 t/km²/a als sehr hoch einzustufen. Derartige, relativ große Abtragungsraten durch Suspensionsabtrag werden allerdings zum Teil auch in außerarktischen Flußsystemen Kanadas erreicht (vgl. hierzu auch MCCANN a. COGLEY 1973, Tab. 1).

Die eigenen Daten aus den Richardson Mountains zeigen ebenso wie die Ergebnisse entsprechender Messungen der fluvialen Abtragung im stark durch Pluvialereignisse geprägten Periglazialraum der Aleuten (SCHUNKE 1999), daß die Regenfälle des Sommers im allgemeinen kaum zu großen Abtragungsleistungen führen. Demnach dürfen weder die eigenen Beobachtungen im Sommer 1999 noch diejenigen von RUDBERG (1963, 219), WALKER a. MORGAN (1964, 47), COOK (1967, 267), PISSART (1967, 223), COGLEY a. MCCANN (1976, 109 f) und KIEL (1989, 105) über durch markante sommerliche Pluvialereignisse indu-

zierte intensive fluviale Abtragung in der arktischen Periglazialzone überbewertet werden. Am wirkungsvollsten für den fluvialen Austrag im Untersuchungsgebiet der Richardson Mountains erweisen sich jene Pluvialereignisse, die während der Haupt- und mehr noch während der Spätphase des nivalen Abflusses zu einer deutlichen Verstärkung der fluvialen Transportkraft bei gleichzeitig ausreichender Materialverfügbarkeit führen. Ähnliche Verhältnisse beschreiben MCCANN a. COGLEY (1973, 123) aus der kanadischen Zentral-Arktis. Wahrscheinlich treten starke Pluvialereignisse mit derartigen großen geomorphologischen Wirkungen in den kleinen Fließgewässern der arktischen Periglazialzone nur selten ein.

Nach den dargelegten Untersuchungsbefunden aus insgesamt sechs verschiedenen Jahren muß die entscheidende Abtragungswirkung der fluvialen Morphodynamik im arktischen Periglazialraum weniger den Permafrostbodenverhältnissen und/oder den Pluvialereignissen als vielmehr den Modalitäten des nivalen Abflusses, insbesondere unter Mitwirkung von Flußeis, zugeschrieben werden, zu deren Kenntnis die dargelegten Untersuchungsergebnisse einen Beitrag leisten sollen.

Literatur

- ARNBORG, L.; WALKER, H. J. a. PEIPPO, J. (1967): Suspended load in the Colville River, Alaska, 1962. In: Geogr. Annaler 49A, 131–144.
- BARSCHE, D. (1981): Terrassen, Flußarbeit und das Modell der exzessiven Talbildungszone im Expeditionsgebiet Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. In: Heidelberger Geogr. Arb. 69, 163–201.
- BARSCHE, D.; GUDE, M.; MAUSBACHER, R.; SCHUKRAFT, G. u. SCHULTE, A. (1992): Untersuchungen zur aktuellen fluvialen Dynamik im Bereich des Liefdefjorden in NW-Spitzbergen. In: Stuttgarter Geogr. Studien 117, 217–252.
- BÜDEL, J. (1963): Klima-genetische Geomorphologie. In: Geogr. Rdsch. 15, 269–285.
- CAREY, K. L. (1973): Icings developed from surface water and ground water. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Monograph III-D-3.
- CHURCH, M. J. (1972): Baffin Island sandurs: A study of Arctic fluvial processes. Bull. Geol. Surv. Canada 216.
- CLARK, I. a. SAURIOL, B. (1997): Aufeis of the Firth River basin, Northern Yukon, Canada: Insights into permafrost hydrogeology and karst. In: Arctic and Alpine Res. 19, 240–252.
- CLARK, M. (1988): Periglacial hydrology. In: CLARK, M. (Ed.): Advances in Periglacial Geomorphology. Chichester, 415–462.
- CLARK, M.; GURNELL, A. M. a. THRELFALL, J. L. (1988): Suspended sediment transport in Arctic rivers. In: Proc. 5th Internat. Conf. Permafrost 1, 558–563.
- COGLEY, J. G. a. MCCANN, S. B. (1976): An exceptional storm and its effects in the Canadian High Arctic. In: Arctic and Alpine Res. 8, 105–110.
- COOK, F. (1967): Fluvial processes in the High Arctic. In: Geogr. Bull. 9, 262–268.
- CRAIG, P. C. a. MCCART, P. J. (1975): Classification of stream types in Beaufort Sea drainages between Prudhoe Bay, Alaska, and the Mackenzie Delta, N.W.T., Canada. In: Arctic and Alpine Res. 7, 183–199.
- DEAN, K. G. (1986): Regional distribution of stream icings in Alaska. In: Proc. Symposium: Cold Regions Hydrology (Ed.: D. L. KANE), 339–344.
- GREY, B. J. a. MACKAY, D. K. (1979): Aufeis (overflow ice). In: Proc. Canadian Hydrology Symposium 79, Cold Climate Hydrology, Vancouver, 139–163.
- FORBES, D. L. (1975): Sedimentary processes and sediments, Babbage River delta, Yukon Coast. In: Geol. Surv. Canada Paper 75-1, part B, 157–160.
- HAGEDORN, J. u. POSER, H. (1974): Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen der Erde. In: Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. F., 35, 426–439.

- HARDEN, D.; BARNES, P. a. REIMNITZ, E. (1977): Distribution and character of nalds in Northeastern Alaska. In: *Arctic* 30, 28–40.
- HU, X. a. POLLARD, W. H. (1997): The hydrologic analysis and modelling of river icing growth; North Fork Pass, Yukon Territory, Canada. In: *Permafrost and Periglacial Processes* 8, 279–294.
- KIEL, A. (1989): Untersuchungen zum Abflußverhalten und fluvialen Feststofftransport der Jökulsá Vestri und Jökulsá Eystrí, Zentral-Island. *Göttinger Geogr. Abh.* 85.
- KÖPPEN, W. (1931): *Grundriß der Klimakunde*. Leipzig (2. Aufl.).
- LEWKOWICZ, A. a. WOLFE, P. (1994): Sediment transport in Hot Weather Creek, Ellesmere Island, N.W.T., Canada, 1990–1991. In: *Arctic and Alpine Res.* 26, 213–226.
- MCCANN, S. B.; HOWARTH, P. J. a. COGLEY, J. G. (1972): Fluvial processes in a periglacial environment. Queen Elizabeth Islands, NWT, Canada. In: *Trans. Inst. British Geographers* 55, 69–82.
- MCCANN, S. B. a. COGLEY, J. G. (1973): The geomorphic significance of fluvial activity at high latitudes. In: FAHEY, B. D. a. THOMPSON, R. D. (Ed.): *Research in Polar and Alpine Geomorphology. 3rd Guelph Symposium on Geomorphology 1972*, 118–135.
- MCLAREN, P. (1981): River and suspended sediment discharge into Byam Channel, Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada. In: *Arctic* 34, 141–146.
- PISSART, A. (1967): Les modalités de l'écoulement de l'eau sur l'île Prince Patrick (76 lat. N, 120° long O, Arctique Canadien). In: *Biul. Peryglacialny* 16, 217–224.
- PRIESNITZ, K. (1990): Geomorphic activity of rivers during snow melt and break-up, Richardson Mountains, Yukon and Northwest Territories, Canada. In: *Permafrost and Periglacial Processes* 1, 295–299.
- PRIESNITZ, K. u. SCHUNKE, E. (1988): Formungsvorgänge beim Auftauen arktischer Flüsse. In: *Verh. Dt. Geographentag* 46, 306–311.
- RUDBERG, S. (1963): Morphological processes and slope development in Axel Heiberg Island, Northwest Territories Canada. In: *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.* 14, 211–228.
- SCHUNKE, E. (1981): Abfluß und Sedimenttransport im periglazialen Milieu Zentral-Islands als Faktoren der Talbildung. In: *Die Erde* 112, 197–215.
- (1985 a): Vergleichende Talstudien im arktischen Periglazialraum Europas und Amerikas. In: *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Jg.* 1985, 1–83.
- (1985 b): Sedimenttransport und fluviale Abtragung der Jökulsá á Fjöllum im periglazialen Zentral-Island. In: *Erdkunde* 38, 197–205.
- (1992): Schneelager und Aufeis in Tälern der Richardson Mountains, NW-Kanada. In: *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Jg.* 1992, 13–72.
- (1999): Zur periglaziären Morphodynamik auf den Aleuten, SW-Alaska. In: *Erdkunde* 53, 136–149.
- SCOTT, K. M. (1978): Effects of permafrost on stream channel behavior in Arctic Alaska. In: *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1068, 1–19.
- SLAUGHTER, C. W.; HILGERT, I. W. a. CULP, E. H. (1983): Summer streamflow and sediment yield from discontinuous-permafrost headwater catchments. In: *Proc. 4th Internat. Conf. Permafrost* 1, 1172–1177.
- SLOAN, C.; ZENONE, C. a. MAYO, L. (1976): Icings along the trans-Alaska pipeline route. In: *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 979, 1–31.
- THRELFALL, J. L. (1987): The relationship between discharge and suspended sediment in a small nival subarctic catchment. In: GARDINER, V. (Ed.): *International Geomorphology 1986, part I*, 823–841.
- TOMASSON, H. (1976): The sediment load of Icelandic rivers. In: *Nordic Hydrological Conf. 1976*, 1–16.
- VAN EVERDINGEN, R. D. (1978): 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.
- WALKER, J. a. ARNBORG, L. (1966): Permafrost and ice-wedge effect on riverbank erosion. In: *Proc. 1st Internat. Conf. Permafrost*, 164–171.
- WALKER, J. a. MORGAN, H. M. (1964): Unusual weather and river bank erosion in the delta of the Colville River, Alaska. In: *Arctic* 17, 41–47.
- WEDEL, J. H.; THORNE, G. A. a. BARACOS, P. C. (1977): Hydrology of a small catchment on Bathurst Island. Indian and Northern Affairs Publication No. QS-8160-017-EE-A1, ESCOM Report No. A1–17.
- WOO, M. K. (1986): Permafrost hydrology in North America. In: *Atmosphere-Ocean* 24, 201–224.
- WOO, M. K. a. SAURIOL, J. (1981): Effects of snow jams on fluvial activities in the High Arctic. In: *Phys. Geogr.* 2, 83–98.
- WOO, M. K. a. HERON, R. (1987): Breakup of small rivers in the subarctic. In: *Canadian J. Earth Sci.* 24, 784–795.