

MATTHIAS KUHLE und DORE KLEINDIENST-ANDRÉE

FILM C 2017

**Landschaftsentwicklung extremen Hochgebirges
Karakorum und Kuenlun**

Publikation von MATTHIAS KUHLE

Sonderdruck

Publ. Wiss. Film., Techn. Wiss./Naturw. 13 (1998), 97–147.
MATTHIAS KUHLE: Landschaftsentwicklung extremen
Hochgebirges – Karakorum und Kuenlun. Film C 2017
von MATTHIAS KUHLE und DORE KLEINDIENST-ANDRÉE.
ISSN 0073–8433



GÖTTINGEN 1998

INSTITUT FÜR DEN WISSENSCHAFTLICHEN FILM

MATTHIAS KUHLE, Göttingen

Landschaftsentwicklung extremen Hochgebirges Karakorum und Kuenlun

Film C 2017 von MATTHIAS KUHLE und DORE KLEINDIENST-ANDRÉE

Allgemeine Vorbemerkungen

1 Problemstellung und Methode

1.1 Das Gebirge als besonders geeignetes Testgebiet

Welcher Art ist das Interesse an Landschaftsentwicklung, und warum kann ihm im Gebirge, je höher es ist, desto erfolgreicher nachgegangen werden? Im vorliegenden Fall des Karakorum und Kuenlun ist es wichtig, daß sie absolut hoch sind – der K2, höchster Berg, erreicht 8616m ü.M. – und weiter, daß sie ebenfalls relativ hoch sind. Damit ist gemeint, daß ihre Berg- und Talflanken, d.h. die Berghöhe und Taltiefe auf geringe Horizontaldistanz – was soviel heißt wie Hanglänge und -steilheit – bedeutend sind. Dadurch kann der Motor aller geomorphologischen Vorgänge, die Gravitationskraft, vermittels größtmöglicher Hangabtriebskräfte am ungeschmälertsten wirksam werden. Auf diesem Weg besteht eine unmittelbare Beziehung vom Relief zum Zeitraum der Betrachtung einer solchen Landschaftsentwicklung, denn je steiler das Gelände, desto intensiver sind die Abtragungs- und Verlagerungsvorgänge in dieser Landschaft – es geschieht viel in kurzer Zeit. Das Karakorum- und Kuenlun-System ist so steil, daß der in ihm untersuchbare Zeitraum mit allenfalls 1 Mio. Jahren nur das Pleistozän (Quartär) betrifft. Das ist geologisch gesehen sehr jung, und die Zeitspanne ist klein. Alle älteren Spuren der Landoberfläche sind bereits vollständig zerstört oder verwischt worden. In den Flachländern der Erde, so beispielsweise in Australien und Afrika, können 10 bis über 100 Mio. Jahre alte Oberflächenfor-

men wie Rumpfflächen und Inselberge beobachtet und auf Klima- und Landschaftswechsel hin untersucht werden. Zu jenen Zeiten waren Karakorum und Kuenlun zwar bereits Orogene, aber ihre Höhen betrug allenfalls wenige hundert Meter, sofern sie überhaupt schon nennenswert aus dem Tiefland herausgehoben waren, aber echte Gipfelformen hatten sie überhaupt noch nicht. Demnach gilt: Je bedeutender die Reliefenergie ist, desto kürzer und weniger weit zurückliegend ist die geomorphologisch erforschbare Landschaftsentwicklung.

Bevor, der eingeschlagenen Logik folgend, die Bedeutung der absoluten Höhe verdeutlicht wird, muß als der begleitende Umstand jener Reliefunterschiede auf die Selbstkonservierung hingewiesen werden. Diese erfährt das Flachrelief durch die zunehmende Auflage in situ verwitterten Schutts, welcher durch die reliefspezifische Geringfügigkeit seiner Abfuhr die Oberfläche des im Untergrund anstehenden Felsens in zunehmender Mächtigkeit zudeckt. Er entzieht sie nicht nur der Abtragung durch Agenzien wie Wasser, Solifluktion, Wind etc., sondern unterbindet schließlich die Verwitterung selbst, die ja im Kontakt mit der Atmosphäre in Form von Insolations- und Frostverwitterung am größten ist. In den Steiflanken und Wänden des Gebirges hingegen bewirken ablaufendes Regen- und Schmelzwasser sowie bereits kleine Schneerutsche und Lawinen die Abfuhr des angefallenen Verwitterungsschutts, so daß hier die Atmosphäre nahe an den Felsoberflächen und mit einer ungedämpften Fortsetzung der Verwitterung wirksam bleibt (s. z. B. Abb. 2 hangaufwärts von Δ). Auch darum also erfolgen Abtragung und Umlagerung im Gebirge gleichbleibend wesentlich schneller als im Flachrelief.

Die absolute Höhe, die im Karakorum neben dem Himalaja die größte überhaupt ist, bedingt, daß seine Berge bis in die Gletscherregion und mit einigen sehr hohen Gipfeln sogar durch diese hindurch bis in die pergelide Fels- und Schutthöhenstufe, die höchste Höhenstufe auf der Erde (Kuhle, 1986a), hinaufreichen. Dies ist umso bemerkenswerter wegen der subtropischen Breitenlage des Karakorum-Gebirges zwischen 35° und 37° N. In dieser geographischen Position 10 Breitengrade südlicher als die Alpen befinden sich die Gebirgsränder und tiefsten Talböden in einem derartig warmen Halbwüstenklima, daß in der Gebirgsfußstufe das zonal andere Extrem des Erdenklimas zu dem der pergeliden und Gletschergebiete erreicht ist. Die gemäßigt-humide Fußstufe der Alpen ist beispielsweise weder so warm, noch ist ihre Gletscherhöhenstufe vergleichbar ausgedehnt, wie im Karakorum, und eine pergelide höchste Höhenstufe wird dort überhaupt nicht erreicht. Demnach ist die vertikale klimageomorphologische Spannbreite, bei größten Gipfelhöhen und sub-

tropischer Lage auf dem Globus, im Karakorum, in ähnlicher Weise wie auch im Himalaja, am bedeutendsten. Das ist die Voraussetzung für starke geomorphologische Veränderungen im Verlauf von Klimaschwankungen, wie sie im Pleistozän stattgefunden haben. So sind während der Eiszeiten die Gletscher und die periglazialen Erscheinungen mit dem Permafrost tiefer hinabgelangt, d.h. die Gletscherhöhenstufe ist breiter geworden, bzw. hatte einen zwischen 1300 und beinahe 3000 m tiefer gelegenen Unterrand. Die Permafrostgrenze war um annähernd 1300 m abgesenkt (Kuhle 1987b). Korrespondierend war die durch abfließendes Wasser gestaltete fluviale geomorphologische Höhenstufe, die auch heute die unterste Etage in diesem Stockwerkbau der Formen bildet, schmaler geworden. Sie ist außerdem verstärkt durch Gletscherschmelzwasser, im Gegensatz zu Regenwasser, geprägt worden. Mit dem Hinabrücken der Gletscherunterränder, das aus der eiszeitlichen Schneegrenzabsenkung resultiert, verschoben sich auch die Obergrenzen der Gletschernährgebiete nach unten, so daß jene höchste irdische Stufe, die pergelide Fels- und Schutthöhenstufe, nachrückte und damals alle über 5800–6000 m hohen Bergrücken und Gipfel erfaßt hat. Diese Höhenstufe, die heute naturgemäß nur auf kleinste Flächen, d.h. auf die allerhöchsten Berggipfel, beschränkt ist, erhielt somit damals angenähert den Raum, welcher der heutigen Vergletscherung im Karakorum zukommt.

Entscheidend für den hohen landschaftsgeschichtlichen Indikatorwert der vertikalen Reliefausdehnung im Gebirge ist die kleinräumige, signifikante Verschiebung der geomorphologischen Prozesse bereits bei geringen Klimaveränderungen, nämlich um 100 Höhenmeter hinauf oder hinunter bei einer Erwärmung bzw. Abkühlung um nur etwa 0,5–0,7°C (s. u.). Eine Verschiebung der jahreszeitlichen Schneedecke, der Eisbedeckung oder Solifluktionvorgänge um 100 Höhenmeter hinauf resp. hinunter ist an einem mit z. B. 45° geneigten Steilhang auf die sehr geringe Horizontalentfernung von ebenfalls nur 100 m erkenn- und nachweisbar. Dieser erhebliche Unterschied des hypsometrischen zum planetarischen Formenwandel wird in einem Vergleich am deutlichsten. Um dieselbe Veränderung zonal zu erhalten, die hypsometrisch auf die Distanz von 100 m im Gebirge besteht, muß man auf dem Meridian ca. 100 km zurücklegen, wodurch ein evidenter, im Gebirge im unmittelbaren Vergleich sichtbarer geomorphologischer Unterschied arbeitstechnisch nur ungemein schwierig oder überhaupt nicht zu erfassen ist.

Eine in der Fachdiskussion noch nicht hinreichend behandelte Frage zielt auf folgende Abwägung: Verstärken die großen Hangneigungen die geomorphologischen Objektivationen (Indikatoren) wirklich, oder wird

dies aufgrund des generell größeren Materialversatzes pro Zeiteinheit lediglich als ein Faktum unterstellt? Bezüglich der Solifluktionshöhenstufe heißt das beispielsweise: Ist eine Trockenrutschung, die an einem Berghang unterhalb der Solifluktionuntergrenze erfolgt, als offensichtlich andersartig zu erkennen als der solifluidale Materialversatz, der jenen anderen Prozeß im Hochglazial verdrängt? Diese Frage muß in der Tat mit ‚wohl kaum‘ beantwortet werden, denn im Flachrelief würde sich ein periglaziärer Strukturboden ähnlich schnell herausbilden können wie am Berghang der charakteristische periglaziale Streifenboden.

Die Gletscherhinterlassenschaften sind jedoch im Gebirge vergleichsweise deutlicher, was eine Folge der reliefabhängigen Fließgeschwindigkeitsunterschiede ist. Bereits ein kleiner vorstoßender Talgletscher hinterläßt mit einem dekameter-hohen Endmoränenwall einen morphologisch prägnanten Eisrand, während eine Flachland-Eiskappe allenfalls einen nur sedimentologisch nachweisbaren Außenrand mit mehr oder minder gewaschener Grundmoräne, aber so gut wie keine Form hinterläßt. Hingegen beweist schon ein kleines Kar mit schwacher oder auch nur relativer Übertiefung und/oder etwas Kargletscher-Moräne intersubjektiv nachvollziehbar, daß ein Gebirge die vorzeitliche Schneegrenze erreicht und expositionell um auch nur 100–300m überschritten hat. Das ist bereits eine wesentliche paläoklimatische Aussage. Bei entsprechender Unterschreitung der Landoberfläche durch die Schneegrenze im Flachrelief würde eine flache, beinahe bewegungsunfähige Eiskappe entstehen, die so gut wie überhaupt keine evidenten Spuren hinterläßt.

1.2 Die Schneegrenzdepression im Gebirgsrelief und die zunehmende Migration der Gletscherzehrgebiete in die tiefere (periglaziäre) Höhenstufe

Verschiedene Phänomene des Gebirges sind zu verzeichnen, die einem geometrisch adäquaten Verhältnis der Höhenstufen zueinander widersprechen. Zu nennen wäre das bereits hinsichtlich der höchsten pergeliden Formungsetage erwähnte (s.o.) Ausspitzen der Berge mit zunehmender Höhe in die Atmosphäre, was eine Flächenreduktion der höheren Formungsgürtel bedingt. Gleichfalls eine systematisch unausgewogene Erscheinung ist das die Geomorphologie eminent beeinflussende Flächenangebot in jeder Formungsetage. Beispielsweise treten in denjenigen periglazialen Gebirgsgebieten die meisten Strukturböden auf, wo Talschultern, Kar- und Hochtalböden und sonstige Altflächenreste flache Schutzgebiete mit Neigungen unter 2° für die Frostwechselsortierung bereithalten.

Ebenso werden rein fluviale Gebirgsformen, d.h. solche, die weder durch glaziale, nivale und/oder periglaziale Morphodynamik beeinflusst werden, nur in einem relativ schmalen Randsaum der Hochgebirge zum Reifestadium gedeihen. Im Gebirgsinnern herrschen demgegenüber Vermischungen durch Überlagerung vor.

Ein besonderes Phänomen einer solchen Überlagerung ist durch die Veränderung der Gletscherausdehnung infolge fortschreitender Schneegrenzabsenkung (ELA-Depression) gegeben und für den landschaftsgeschichtlichen Ansatz dieses Filmes besonders bedeutungsvoll. Die vom Talgefäß kanalisierten Gletscherzungen, welche nicht seitlich ausufernd fließen können, fließen annähernd doppelt so tief hinab, wie die durch Abkühlung abgesenkte Schneegrenze ins Relief eingesenkt wird. Am konkreten Beispiel heißt das: Wenn die Schneegrenze des K2-Nordgletschers (Abb. 2), der heute bis auf 4150 m ü. M. hinabfließt, eine Absenkung um 100 m erführe, dann würde sein Zungenende 200 m tiefer, bis auf 3950 m hinabreichen und bis in das 3,5 km entfernte Muztagh Tal vorstoßen. Eiszeitlich war die Schneegrenze um 1300 m abgesenkt, so daß die tiefsten damaligen Gletscherzungen um annähernd 2600 m auf unter 2000 m Meereshöhe hinabgereicht haben (Kuhle, 1988 b, 1994). Diese Eisrandabsenkung mit dem Faktor 2 der Schneegrenzdepression hat seine Ursache darin, daß die Gletscherschneegrenze (ELA) eine Gleichgewichtslinie (GWL) zwischen Gletschernähr- und -zehrgebiet ist. Damit unterteilt sie die Vertikalausdehnung eines Gletschers in zwei gleich große Teile – einen über (Nährgebiet) und einen unter der Schneegrenze (Zehrgebiet). Gewinnt ein Gletscher durch eine Schneegrenzdepression von 100 m für seine Ernährung einen ebenso breiten Höhengürtel, dann bedarf es eines gleich breiten Gürtels unterhalb der Schneegrenze, um diese zusätzliche Schneezufuhr durch eine entsprechend wirksame Ablationsfläche zu kompensieren.

Erfolgt eine Abkühlung um ca. 0,6°C unter sonst gleichbleibenden Bedingungen, dann wird die Solifluktuationsuntergrenze, welche die periglaziale Formungshöhenstufe nach unten begrenzt, um 100 m abgesenkt. Die nach oben an diese Stufe angrenzende Gletscherhöhenstufe weitet sich jedoch mit ihren tiefsten Gletscherrändern um 200 m nach unten aus. Bei zunehmender eiszeitlicher Abkühlung, bei der sogar ca. 9°C Temperaturdepression (s. u.) erreicht wurde, erfolgt eine Ausquetschung und schließlich vollständige Überdeckung der damaligen Periglazialstufe durch bzw. von der Eisbedeckung. Während der letzten beiden Eiszeiten, im Riß- und Würmglazial, haben die am tiefsten hinabgeflossenen Gletscherzungenenden von Karakorum und Kuenlun, welche eine zusammenhängende Eis-

stromnetzfläche ausbildeten, die gesamte Periglazialregion durchstoßen und reichten am Südsüdwest-Rand des Tarim Beckens bis in die fluvialen Aufschüttungsfußflächen des Gebirgsvorlandes hinab (Kuhle, 1994, Fig. 138). Umgekehrt breitete sich im Interglazial die Periglazialstufe nach oben hin der Gletscherhöhenstufe entsprechend aus, und es gibt mehrere Gebirgsräume, wie im skandinavischen Rondane-Massiv oder in Neuguinea, wo aktuelle Gletscher vollständig fehlen und die eiszeitlich vergletscherten Gipfel und Kare heute der periglaziären Verwitterung und Morphodynamik unterliegen. Ein prägnantes Bild dieser mit doppelter Schnelligkeit der Schneegrenzanhebung erfolgenden Gebirgsenteisung bieten die Alpen seit dem ‚Little Ice Age‘ (historischer Gletscherhochstand um 1850), wo an den damaligen Ufermoränen ablesbar ist, daß die Gletscher bei einer Schneegrenzanhebung von nur etwa 60–80m über die Hälfte ihres Eisvolumens eingebüßt haben.

1.3 Aktualitätsprinzip oder geschichtliche Kontingenz

Daß die periglaziale Höhenstufe während der Eiszeiten weitgehend oder sogar völlig vom Gletschereis bedeckt und von einer doppelt so schnell nach unten expandierenden glazialen Höhenstufe okkupiert wurde, erfolgte keineswegs in jedem Hochgebirge. Vielmehr ist eine individuelle Konstellation, eine bestimmte Interferenz zwischen Relief und Klima, konkreten Berghöhen und Schneegrenzabsenkung, ausschlaggebend. Wenn die Gipfel im Interglazial, wie in den Ostalpen heute, die Schneegrenze gerade eben oder nicht einmal erreichen, dann überragten sie die eiszeitliche Schneegrenze allenfalls um 1200–1400m (Penck u. Brückner, 1901–1909). Die Kuenlun-Berge überragen die ELA bereits heute, im Interglazial, um diesen Betrag und der Karakorum-Hauptkamm um mehr als 3000m. Das führt zu einer hochglazialen Einsenkung der Schneegrenze ins Relief von maximal 4300m (3000m + 1300m ELA-Depr.). Von der leichten Modifikation durch die sich oberhalb gleichzeitig verbreiternde pergelide Höhenstufe kann gletscherernährungstechnisch darum abgesehen werden, weil der dort oben von den Hängen und Wänden abgeblasene Schnee ohnehin in die Schnee- und Firnfelder der Gletscher hinabfällt und ihrer Massenbilanz zugute kommt – was zu einer Vertikalausdehnung von Gletscherernährung und Gletscherhöhenstufe von – vorsichtig kalkuliert – über 6500m geführt hat. Im Fall der Ostalpen haben die eiszeitlichen Gletscher ebenfalls die Gebirgsvorländer erreicht; diese befanden sich jedoch noch immer in der periglazialen Höhenstufe.

Demnach setzte die eiszeitliche Absenkung der Schneegrenze in den Ostalpen am klimatischen Oberrand der Periglazialstufe an, während sie in unserem Untersuchungsgebiet von einem bereits deutlich hinabgedrückten Oberrand um etwa den gleichen Betrag noch weiter ins Relief eingesenkt worden ist, so daß dem periglazialen Milieu keine vertikale Ausdehnung mehr verblieb.

Derartige Konstellationsabhängigkeiten lösen die klimageomorphologischen Bedingungen der Höhenstufen in den verschiedenen Gebirgen der Erde bis zu einem jeweils unvergleichlichen Einzelfall auf. Übereinstimmungen oder, vorsichtiger formuliert, Ähnlichkeiten sind allenfalls im Vergleich verschiedener Zeitscheiben möglich. So liegt beispielsweise im grönländischen Inlandeis das aktuelle Beispiel für das eiszeitliche Tibet (Kuhle, 1982 b u. 1998) hinsichtlich ungefährer Größe, Mächtigkeit, Gebirgseinfassungen und randlicher Auflösung in einzelne Auslaßgletscher, wie sie in diesem Film im Detail für Karakorum und Kuenlun rekonstruiert werden, vor. Bei näherer Betrachtung sind die Unterschiede jedoch erheblich, denn das erstere ist ein Tieflandeis, welches ins Meer kalbt und von eher kühlen Meeren umgeben ist, während das andere ein kaltes Hochlandeis ist mit großen Nährgebieten und kurzen subtropisch-warmen Zehrgebieten, die in ein sehr andersartiges, im Norden sogar trockenes Klima (Tarim-Becken) hinabgeflossen sind. Das Aktualitätsprinzip gilt in unserem Untersuchungsgebiet jedenfalls nicht. Das soll die vorgestellte interglaziale, respektive heutige Andersartigkeit im Verhältnis seiner Höhenstufen zueinander gegenüber den eiszeitlichen, nicht nur stark verschobenen, sondern veränderten Verhältnismäßigkeiten exemplarisch vor Augen führen.

Es zeichnen sich bei den im Film vorgestellten Untersuchungen und Ergebnissen zahlreiche Merkmale ab, die weit eher für naturwissenschaftliche Disziplinen, welche sich wie die Biologie mit lebenden Phänomenen befassen, charakteristisch sind, d.h. Merkmale, die einer höheren Integrationsebene zuzukommen scheinen als der hier behandelten unbelebten und häufig rein physikalisch erklärten Welt. Es sind dies die Merkmale von Kontingenz und Geschichtlichkeit. Der darum verwendete Begriff der ‚Landschaftsentwicklung‘ oder auch ‚Landschaftsgeschichte‘ für die geomorphologische Ausgestaltung von Karakorum und Kuenlun während des Pleistozäns im Wechsel von Hoch- zu Zwischeneiszeiten meint demnach eine einmalig realisierte Gebirgsformung, die im einzelnen betrachtet unvergleichlich ist. Andererseits weist dieser Gebirgsraum bei einer gleichzeitig generalisierteren Betrachtung durchaus auch als typisch für extremes Hochgebirges zu verstehende Merkmale auf.

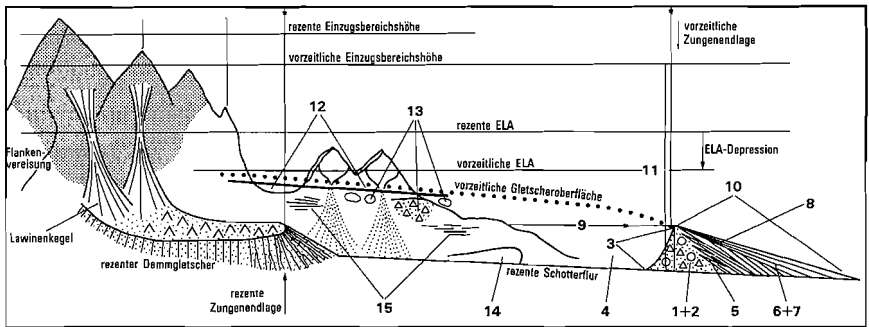


Abb. 1. Schema homologer Merkmale glazierter Indikatoren:

- 1 Sehr unterschiedliche Korngrößen mit verschiedenartigen Gesteinen treten auf, das Material ist kantig bis gerundet.
- 2 Dieses Material ist ungeschichtet, d. h. vollständig durchmischt.
- 3 Das Material hat Wallform mit extrem steilem, bergseitigem Hang.
- 4 Ein zungenbeckenförmiger Ausräum nimmt den Bereich taleinwärts des Walls ein.
- 5 Am Außenhang vorhandenes, geschichtetes und nach Korngrößen sortiertes Material ist mit dem unsortierten Material des Walls zackenförmig verzahnt und beweist damit syngenetische Entstehung.
- 6 Das talauswärtige Material des Walls ist vom Wasser durch fluviatile Prozesse nach Korngrößen sortiert und geschichtet.
- 7 Das Material (6) wird dominiert von gerundeten bis sehr gut gerundeten Komponenten mit Längsachseneinregelung quer zur Transportrichtung.
- 8 Die Schichten haben vom Kern des Walls bis zur Oberfläche abnehmende Schichtneigung.
- 9 Der Wallaußenhang wird durch diese fluviilen Schotterebenen gebildet und ist wesentlich stärker geneigt als die rezente Schotterflur; er kann nicht über die aktuelle Topographie erklärt werden.
- 10 Tälerchen, die in die Kegelmanteloberfläche eingelassen sind, beginnen ohne Ausweitung zu einem Einzugsbereich als Kerbe an der Wallkulmination und korrespondieren nicht mit den rezenten Klimabedingungen.
- 11 Die vorzeitliche Schneegrenze (ELA, GWL) mit ihrer Absenkung gegenüber der rezenten, d. h. der heutigen Schneegrenze. Diese Absenkung steht in einem festen Verhältnis zur Gebirgseinzugsbereichshöhe und der Höhenlage jenes Walls (1–10); d. h., bei sehr hohen Bergen liegt dieser Wall sehr tief unten und weit im Gebirgsvorland. Bei niedrigen Einzugsbereichen dagegen liegt er höher, d. h. zugleich näher am Gebirge oder sogar taleinwärts – jedenfalls näher am Einzugsbereich.
- 12 Schliifgrenzen und Transfluenzpässe.

Einzelne von ihnen, sowohl von den für diese Gebirge speziellen als auch den generalisierbaren, wurden zum besseren Verständnis des Filmes hervorgehoben.

2 Zum vorliegenden Film

2.1 Eiszeitliche Vergletscherung (Teil 1)

Kernstück von Klimarekonstruktion und Eiszeitforschung ist die Eindeutigkeit der beobachteten glazial-geologischen (sedimentologischen) und -geomorphologischen Daten und Kennformen. Abbildung 1 stellt 15 solcher Schlüsselmerkmale vor, die von vorzeitlichen Eisfüllungen in den Tälern des Hochgebirges bis in seine Vorländer hinaus verbindlich zeugen.

Weil die Überlieferung der Gletscherkennformen des seit über 10000 Jahren eisfreien Reliefs durch für ihre damalige Ausbildung durch die Gletscherarbeit unterschiedlich günstige Bedingungen sowie ihre inzwischen seit der Deglaziation erfolgte Zerstörung und Überarbeitung durch Verwitterung, fluviale Zerschneidung, periglaziale Überprägung etc. sehr unvollständig ist, sind vorrangig die Lagebeziehungen ihrer Reste beweisträchtig. Über diese Lagebeziehungen von Relief, Schneegrenze (ELA) und Einzelformen werden auch weniger gut oder sogar nur mehrdeutig überlieferte Material- und Formenreste homologisierbar. Abbildung 1 zeichnet ein schematisiertes Bild ihrer zum System ‚Gletscher‘ gehörigen Anordnung. Wenn auch nur einige seiner homologen Merkmale in einem der untersuchten Karakorum- und Kuenlun Täler, wie das in den im Film gezeigten der Fall ist, nachgewiesen werden können, ist mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit auf eine hochglaziale Vergletscherung des Reliefs zu schließen (weiterführende Information zur Methode u. Wahrscheinlichkeitsaussage siehe in Kuhle 1990b; 1991).

Die im Gelände verfolgte Methode und Arbeitstechnik zur Entschlüsselung der Landschaftsgeschichte des Untersuchungsgebietes wird von den

13 Auf Transfluenzpasssen und Felsschultern finden sich chaotisch durchmischte Ablagerungen sowie Fremdgesteine, d.h. erratische Blöcke, die über große Distanz und aufgrund ihrer Größe allein über Gletschertransport zu erklären sind.

14 Im Zungenbecken befinden sich Rundhöcker und beschliffene Felsflächen.

15 Auf diesen Rundhöckern oder an den Talflanken sind in ihrer Anordnung dem Talgefälle folgende Gletscherschrammen zu finden. Zeichnung nach M. Kuhle



Abb. 2. Die unteren 10 km des K2-Nordgletschers (O) aus ca. 4950 m ü. M. von der orogr. rechten Flanke des K2-Tales talauswärts gegen Nordnordwesten gesehen.

(■) markiert die einige Dezimeter bis Meter mächtige Obermoränen-Abdeckung der Gletscherzunge; (▲) die bis über 20 m hohen Eispyramiden, die auf einzelnen, wegen ihrer primären Ernährung sehr schuttarmen Gletscher-Teilstrom-Strängen residual herausgewachsen sind. Gegen die Gletscherränder sind als klassische Kames die distalen Akkumulationen von Schuttkegeln und -halden (< ▽), in deren Kernen sich hoch- bis späteiszeitliche Moränen befinden, geschüttet worden. Oberhalb ziehen die – vom abgesenkten jüngeren Gletscherrand unterschrittenen und seit der Deglaziation zugleich durch die Frostverwitterung verkehrten – glaziären Schriffe der Trogflanken (●, ●) bis zu den eiszeitlichen Schriffgrenzen (---) hinauf. Der durch sie markierte Eisstromnetz-Pegel lag zwischen 5200 und 5400 m ü. M. (---). Dort (J) sind die glazifluvialen Schotter der historischen Gletscherstände des orogr. rechten tributären Skyang Kangri-Tales vom subrezenten bis rezenten Schmelzwasserbach in das rechte Ufental des K2-Nordgletschers eingefüllt worden.

Standpunkt: 35° 59' N / 76° 28' 30" E.

Foto: M. Kuhle, 8. 9. 1986

heutigen Gletschern (Abb. 2 u. 4) bis hinab zum Rand des Tarim-Beckens (Abb. 5) anhand der Formenansprache (Abbildungstext) und der Lagebeziehungen der Indikatoren (Signatur im Foto) exemplarisch vorgeführt. Verbindlichkeit und Aussagewert dieser empirischen Arbeitsweise ist in entlegenen Gebirgen an fotografische Aufnahmen und die durch sie mögliche intersubjektive Nachprüfbarkeit durch die Betrachter und Leser gebunden. Die filmische Visualisierung, die wegen ihrer zeitlich limitierten Auswahl naturgemäß nicht so detailliert und auf diesem Weg beweiskräftig zu sein vermag, erreicht vermittels der Schwenks eine den fotografischen Panoramen verwandte Qualität. Sie simulieren den antropomorphen Erkenntnisvorgang, die Augenbewegung und Kopfdrehung bei der Geländebeobachtung. Weitere Informationen liefern die Farben, die über diejenigen, die durch eine fotografische Grauwerteskala möglich sind, hinausgehen, und auch der Ton des Films.

Die paläoklimatische Konklusion aus den Befunden einer das Hochgebirgsrelief von Karakorum und Kuenlun während des Hochglazials (LGM = Last Glacial Maximum) abdeckenden Vereisung vom Typ eines Eistromnetzes (s. u.), mit Eismächtigkeiten in den Haupt-(Längs-)Tälern von mindestens 1200–1300m und einer Schneegrenzabsenkung von ca. 1300m gegenüber der heutigen ELA, kann in einer Temperatur-Aussage bestehen. Der hierzu notwendige Gradient wird mit einer Analogie zur heutigen Temperaturabnahme mit der Höhe auf der Oberfläche des aktuellen K2-Nordgletschers wahrscheinlich gemacht. Die von uns zwischen Anfang September und Mitte Oktober 1986 installierten 4 Klimameßstationen, in 3980m, 4130m, 4600m und 5330m Höhe (Kuhle und Kleindienst-Andrée, Film u. Publ. C 1856) von dem heute eisfreien Mustagh-Tal über das untere K2-Tal am Ende des K2-Nordgletschers und auch auf seiner schuttbedeckten Zungenoberfläche (im Bereich von Abb. 2) bis hinauf über die Schneegrenze in das Firngebiet des Gletschers, haben einen Temperaturgradienten von 0,7°C pro 100 Höhenmeter registriert (Kuhle 1990a). Ein solcher Gradient ist charakteristisch für ein ungewöhnlich trocken-kaltes Klima, wie es in der Gletscherhöhenstufe im Karakorum und Kuenlun herrscht und während der Eiszeit – sehr viel großräumiger – bis zu den Gebirgsrändern hinab bestanden haben dürfte. Das bedeutet bei einer ELA-Depression von 1300m, wie sie durch die tiefsten vorzeitlichen Moränen bewiesen ist, eine Abnahme der Jahresmitteltemperatur um zirka 9,1°C (0,7°C x 13).

Zweifellos muß eine so bedeutende Temperaturdepression großräumig bestanden und zumindest für das westliche Hochasien einschließlich Tibet westlich von Lhasa gegolten haben. Das ist durch glazialgeomor-

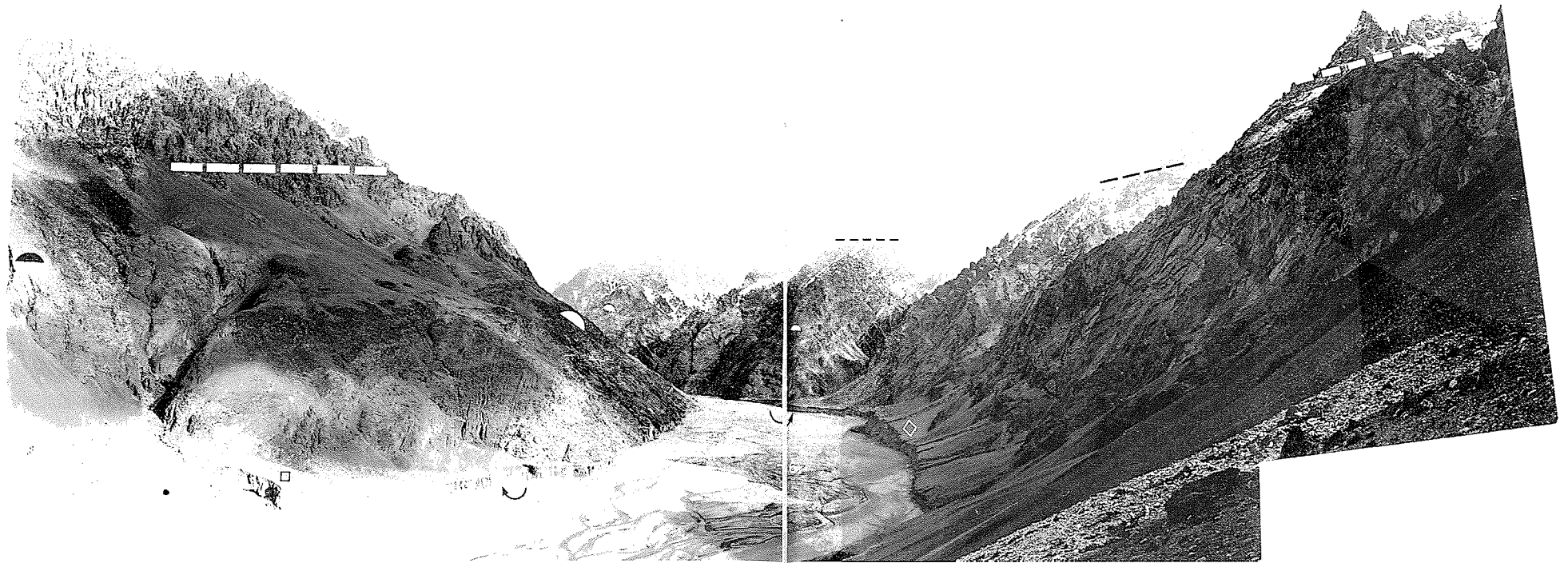


Abb. 3. Der klassische Shaxgam-Trog aus 4300m ü.M. von der orogr. linken Talflanke aus dem Konfluenzbereich des Muztagh-Tales aufwärts gesehen. Der Talboden mit der Schottersohle (glazifluviale Schotterflur – 6 nach Kuhle 1994) des aktuellen Shaxgam-Flusses liegt hier zwischen 3930 und 3960m Meereshöhe und erlaubt es, anhand des steilen Abtauchwinkels der Felsflanken unter seine Ränder seine viele hundert Meter betragende Mächtigkeit abzuschätzen. Die fluviatile Seitenerosion (↘ ↙) unterschneidet die Lockergesteine von Schwemmfächern (□) und Murkegeln (◇), welche moränische Kerne enthalten und aus späteiszeitlichen Kames entstanden sind. Die glaziären Flankenglättungen (↖ ↗) werden hangaufwärts bis zu den eiszeitlichen Schlifffgrenzen (----) um 5000m und höher zunehmend rauher. Ursächlich ist der vorzeitig ausdauernde Gletscherschliff durch den im Spätglazial nach und nach austauenden Talgletscherstrom an den Unterhängen. Dieses große Längstal nördlich des Karakorum-Kammes leitete einen nordwestlichen Auslaßgletscher vom Tibet-Eis herab (vgl. Abb. 5).

Standpunkt: 36° 07' N/76° 27' E.

Foto: M. Kuhle, 19. 10. 1986

phologische Untersuchungen des Verfassers in weiteren, näher und entfernter gelegenen Testgebieten durch den Nachweis gleichfalls eisstromnetzartiger oder sogar inlandeisartig abdeckender Vereisungen bewiesen worden (Kuhle 1980–1998). Die im Film für die Karakorum-Nordseite und den West-Kuenlun dokumentierte Eisstromnetzvergletscherung ging nach Osten in zusammenhängender Eisdecke in das etwa 2,4 Mio. km² große Inlandeis, das ganz Tibet abgedeckt hat, über (Abb. 6).

2.2 Heutige Gletscher (Teil 2)

Im Film werden für den Karakorum und westlichen Kuenlun klassische Trogtalquerprofile (Abb. 3 u. 4) und deren, auf einem größeren Talbodengefälle beruhende Variante, das ‚trogförmige Schluchtprofil‘ (Kuhle, 1982a u. 1983), vorgestellt. Ebenso signifikant sind mit der hocheiszeitlichen Landschaftsentwicklung verknüpft die glazialen Hörner, wie das exemplarisch herausgegriffene Shaxgam-Horn (Abb. 4: Nr. 3). Die heutige, durch

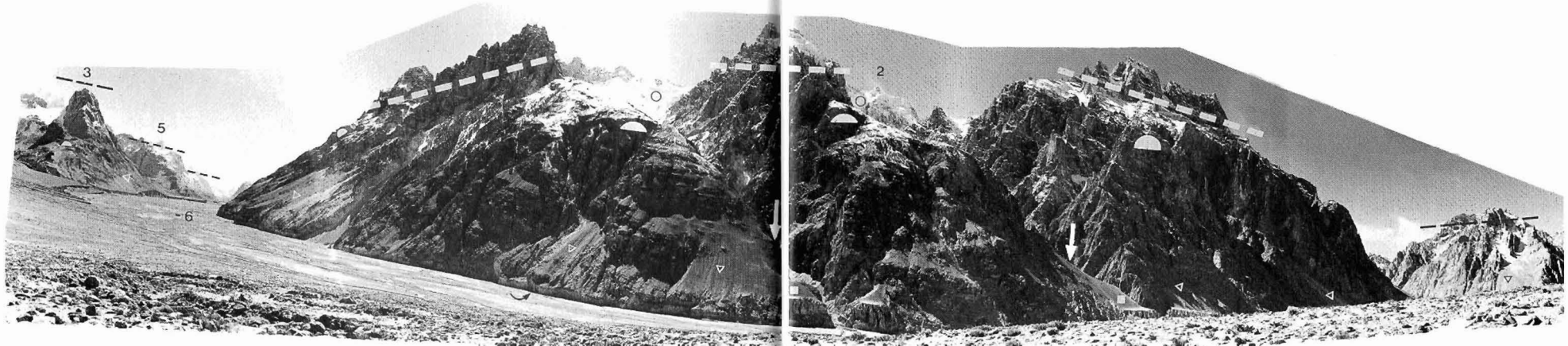


Abb. 4. Die eiszeitlich vom Gletscher beschliffene (▲) orogr. linke Trogflanke des Shaksgam-Tales, die in anstehenden Calziten ausgebildet ist, von 4250 m ü. M. aus der rechten Flanke gesehen. Mit Schlifffgrenzen (---) schließen die Flankenschliffe gegen die darüber aufragenden Felsstürme und Verwitterungsrauheiten ab. (-6) ist die rezente Gletschertorschotterflur der Gletscher im oberen Einzugsbereich des Tales mit den ‚geflochtenen‘ Gerinnen des Shaksgam-Flusses, der die Schuttkegel und -halden (▽) sowie Nebental-Moränen (■) unterschneidet (↘). Die dadurch aufgeschlossenen Schuttkörper lassen inkubierte Grund- und Ufermoränen erkennen. Die steil herabführenden Nebentäler sind noch immer vergletschert (○) und als Folge ihrer großen Gefälle – obwohl durch Gletscherschliff ausgearbeitet worden – mit beinahe kerbförmigem Schluchtprofil (⚡) ausgestattet. Die heutigen Hänge- bzw. Kargletscher (○ links) und Flankenvereisungen (○ rechts) befinden sich an den über 6000 m hohen Talschlüssen. Nr. 3 = Shaksgam Horn, ein 5466 m hohes glaziales Horn; Nr. 5 = 6858 m-Massiv im östlichen Aghil-Gebirge; Nr. 2 = 6210 m-Gipfel, ein Nord-Ausleger des Karakorum-Hauptkammes.

Standpunkt: 36° 08' 30" N/76° 38' 10" E.

Foto: M. Kuhle, 20. 10. 1986

eine um 1300 m hinaufgerückte Schneegrenze (s.o.) nur mehr auf kleine steile Hängegletscher (Abb. 4 ○○) und auf einige Dekakilometer lange Talgletscher (Abb. 2 ○) reduzierte Vergletscherung schleift die eiszeitlichen Formen nicht nur nach, wie im Fall des vom K2-Nordgletscher beschliffenen K2-Talbodens (Abb. 2), sondern zerstört sie auch. Zunächst muß erstaunen, daß interglaziale Gletscher die hochglazialen Gletscherformen nicht traditionell erhalten, sondern zerstören. Das geschieht am Rand von Talgletschern, deren viel niedrigerer Eispegel die vorzeitliche

Schliff-Flanke (Abb. 2 ● ●) unterschneidet und dadurch Nachbrüche vorbereitet (Abb. 2 △△). Vielerorts bewirkt auch die durch den Gletscherschwund verursachte Mächtigkeitsabnahme des Eises, das den Reliefneigungen – gemeint ist das vom Untergrund diktierte Abflußgefälle – in nun vollständig anderer Abflußrichtung zu folgen hat, einen Gletscherschliff, der dann quer zum hochglazialen arbeitet (Abb. 4 ○○). Den wichtigsten Einfluß hat jedoch der vom Hoch- zum Interglazial erfolgte Eiszerfall in viele kleine Gletscher und Eiskomplexe, die nur mehr kleinräumig und vergleichsweise punktuell den hocheiszeitlich großflächig abgehobelten Fels beschleifen und dadurch das Altrelief aufrauhen. Besonders gegenüber einem vollständig abdeckenden Inlandeis, aber auch gegenüber dem in unserem Gebiet eiszeitlich ausgebildeten Eisstromnetz, haben dabei die Längen der Schwarzweißgrenzen, d.h. der Gletscherränder, an denen Schnee, Firn und Eis den dunklen Felsen anliegt, relativ zur Eismenge zugenommen. Längs dieser Ränder bestehen durch wandernde Schatten bzw. den sich verändernden Sonneneinstrahlungswinkel extreme Temperaturunterschiede, so daß häufig mehrere Frostwechsel am Tag bzw. viele Hundert pro Jahr erfolgen und die Verwitterung pro Zeiteinheit die bedeutendsten Ausmaße überhaupt annimmt. Hinzu kommen zwei Faktoren, die speziell die Frostverwitterung begünstigen: 1. daß dort immer Schmelzwasser vorhanden ist, welches in die Felsfugen tropft und wieder gefriert, und 2. daß die Schmelzenergie der Lufterwärmung am Eisrand entgegengerichtet. Die Temperatur verbleibt auch tagsüber in Gefrierpunktnähe (+0°C), so daß bereits ein katabatischer Luftzug einen kurzzeitigen Gefriervorgang, einen Übergang von plus zu minus 0°C, zu bewirken vermag.



Abb. 5. Ausschnitt der orogr. rechten Flanke eines der großen Moränen-Täler der Kuenlun-Nordabdachung, die ins Gebirgsvorland hinauslaufen, in Richtung S schräg taleinwärts gesehen. Seine Basishöhe beträgt 2100m ü.M. Es ist dies das ‚Moräntal von Pusseh‘ (oder Pusha). Der Moränenrücken (■) erreicht 400 bis 700m relative Höhen über dem Talboden. Seine Entstehung ist polyglazial, d. h. sie erfolgte im Verlauf aller pleistozänen Eiszeiten, während derer die großen Auslaßgletscherzungen aus dem Kuenlun den S-Rand des Tarim-Beckens erreicht haben. Jeder erneute, Jahrtausende währende Vorstoß hat diesen Endmoränen neues Material hinzugefügt und deren Konfiguration verändert. Zuletzt wurden sie während des Würm-Hochglazials (TL-Datierungen von 32 900 +/- 4900 bis 22 000 +/- 3300 Jahren vor heute, vgl. Kuhle 1994, S. 264) von einer 15 km langen Auslaßgletscherzunge erreicht und umgelagert. Diese Endmoränen sind zugleich Ufermoränen der rechts und links benachbarten Moränen-Täler, womit

Die Gegenüberstellung von heutiger und eiszeitlicher Vergletscherung betrifft, obwohl es sich in beiden Fällen um Vergletscherung handelt, zwei Extreme der pleistozänen Landschaftsgeschichte von Karakorum und Kuenlun, die in dieser jüngsten erdgeschichtlichen Periode wahrscheinlich niemals vollständig eisfrei gewesen sind. Begründen läßt sich diese Annahme mit der großen Höhe, mit der beide Gebirge, besonders natürlich der Karakorum-Hauptkamm, die Schneegrenze auch im heutigen Interglazial noch immer überragen. Es bedürfte einer Erwärmung um beinahe das Doppelte von $9,1^{\circ}\text{C}$ (s.o.), um auch nur die 6500m hohen Gipfel des Kuenlun von Gletschern zu befreien. Für einen solchen zwischeneiszeitlichen (holozänen) Erwärmungswert gibt es jedoch keinen empirischen Hinweis.

Die im Film vorgeführte Rekonstruktion der maximalen vorzeitlichen (letzteiszeitlichen) Vereisung, die der heutigen Vergletscherung gegenübersteht, regt zur genaueren Untersuchung der dazwischenliegenden Übergangsstadien vom frühen Spätglazial bis zu den historischen Hochständen, wie dem ‚Little Ice Age‘, (für Hochasien: vom Ghassa Stadium I bis zum Jüngerem Dhaulagiri Stadium IX nach Kuhle, 1982a u. 1994) an (s. auch Meiners, 1996). Dies war eine anhand von Endmoränen und vergleichbaren Eisrandlagenindikatoren detailliert nachvollziehbare Sukzession der Eisabnahme (vgl. u.a. Jacobsen, 1991, Meiners, 1997, Damm, 1997), die bei einem zukünftigen Ausklingen des Interglazials in ähnlichen Schritten jenes Eisabbaus als annähernd symmetrischer Gletschervorstoß wieder rückgängig gemacht werden wird. Dabei werden alle historischen bis spätglazialen Moränen überfahren und zerstört werden. Es sei denn, das zukünftige Hochglazial würde weniger kalt und ausgeprägt. In einem solchen Fall würden die tiefsten Eisränder der letzten Eiszeit – vom neuen Vorstoß unerreicht - überdauern. Nur vermittelt der

sie auch als Mittelmoränen anzusprechen sind. Die Moränen enthalten polymikte, zum Teil gerundete und façettierte, bis zu metergroße Blöcke (○) aus Kalkstein, anderen mehr oder minder metamorphen Sedimentgesteinen und kristallinen Schiefen. Isoliert von einander ‚schwimmen‘ die Blöcke in feiner Grundmasse. Die Oberfläche des Moränenrückens ist mit einer Decke aus primärem äolischem Löß bedeckt. Sie wird von Mikrofluvialrinnen (▽) zerschnitten. An den steilen Hängen von sekundären Moränentälchen rutscht die Lößdecke in Form von kompakten, über 1m mächtigen ‚Lößbrettern‘ (†) ab. An den Ausgängen von jenen Runsen sind aus dem vom Niederschlagswasser erodierten und verspülten Löß Kegel und Halden aufgeschüttet worden (●).

Standpunkt: $37^{\circ} 18' \text{N} / 77^{\circ} 07' \text{E}$.

Foto: M. Kuhle, 30.10.1986

nicht erneut überfahrenen Endmoränen des letzten Eistrückganges kann der zukünftige Gletschervorstoß genauer schrittweise vorgestellt werden.

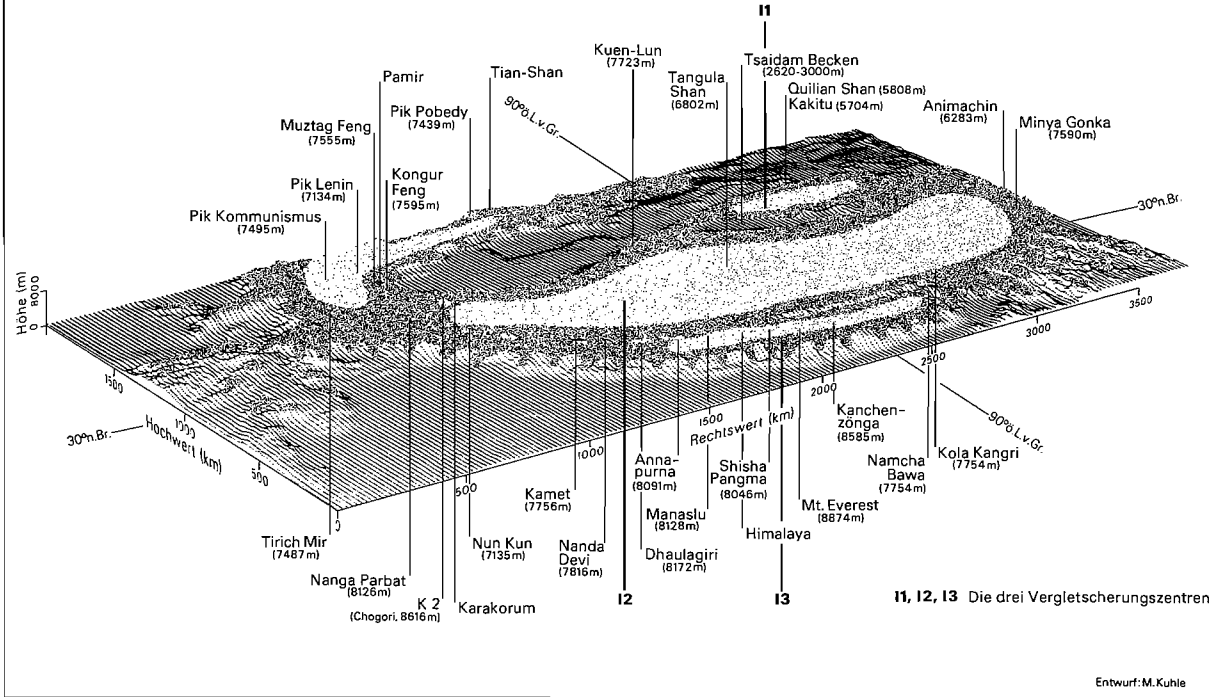
Der Verfasser hat versucht, die Vorstellung einer progressiven Landschaftsentwicklung von den heutigen zu den eiszeitlichen Gletschern in eine reliefabhängige Gletschertypologie zu verarbeiten (Kuhle, 1986b, 1987a, 1988a). Dabei handelt es sich um eine genetische Gletschertypenreihe, die mit der Einsenkung der Schneegrenze ins Hochgebirgsrelief von Karakorum und Kuenlun bis zu einem neuen Hochglazial hin durchlaufen werden wird. Sie beginnt mit dem Typ der Hangvergletscherung oder Flankenvereisung, wenn ein Gipfel die Schneegrenze gerade eben etwas überragt (vgl. Abb. 4: Nr. 2). Senkt sich die ELA weiter ins Relief ein, so daß die Verflachungen von Hochmulden oder die Talschlüsse kurzer Hochtäler von einer Gletscherzunge erreicht werden, dann entsteht der Typ des Kargletschers (Abb. 4 ○ links). Befindet sich die ELA gerade so tief innerhalb der Steilwand, daß die in ihr abgehenden Lawinen am Wandfuß zu Gletschereis regenerieren, dann besteht der Typ des Wandfußgletschers in Form eines Lawinenkegelgletschers oder – bei kesselförmiger Wandbasis – eines Lawinenkesselgletschers. Sinkt die Schneegrenze in einem solchen Kessel unter die akkumulative Eisoberfläche, dann entsteht ein Firnkesselgletscher, dessen Firnkessel mit der Lawinernahrung und der bereits beteiligten primären Schneeansammlung die unterhalb anschließende Talgletscherzunge versorgt. Die mit der Absenkung ins Relief einhergehende Schnee-, Firn- und Eisaufhöhung der Gletscheroberfläche, die der von oben kommenden ELA-Depression entgegenwächst, beschleunigt den Übergang von den ersten zu den systematisch dann folgenden Gletschertypen. Alle bisher angeführten Typen sind in unserem Untersuchungsgebiet vorhanden. Bei weiterer Schneegrenzabsenkung und einhergehender Gletschermächtigkeitszunahme entstehen Talgletscher vom Firnstromtyp, der sich dadurch auszeichnet, das ein Teil der taleinwärtigen Talgletscheroberfläche durch primären Schneeniederschlag zur Ernährung beiträgt, also bereits über der ELA liegt. Der

Abb. 6. Die eiszeitliche Maximalvergletscherung Hochasiens mit dem ca. 2,4 Mio. km² großen tibetischen Inlandeis nach Kuhle 1980–1998. Die helleren Eisflächen sind die zusammenhängenden leicht kuppelförmigen zentralen Nährgebietsflächen dieses Eises. Mit ‚Karakorum‘ und ‚K 2‘ ist das Hauptaufnahmegebiet des Films markiert. Das hier rekonstruierte Eisstromnetz, welches sich über den Kuenlun bis an das dahinter (nördlich) abgesenkte Tarim-Becken (vor dem Tian-Shan) erstreckte, war mit dem Tibet-Eis verbunden und bildete den west-nordwestlichen Rand dieses Inlandeises aus.

Zeichnung nach M. Kuhle

HOCHASIEN

Überhöhung: 1 : 15,0
Standort: 350000 m NN.



K2-Nordgletscher gehört diesem Typ an, an dem auch noch Lawinenernährung beteiligt ist. Wenn die Täler dann so weit, d. h. über etwa 1000 m, mit Eis aufgefüllt sind, werden die Firnflächen auf Kosten der Berg- bzw. Talflanken immer größer, so daß die Primärerernährung die Lawinenzufuhr überflügelt und der im flacheren Alpenrelief schon bei geringer Eismächtigkeit erreichte Firnfeldgletscher realisiert ist. Im Karakorum geht dieser Typ bereits mit der Ausbildung eines weit verzweigt zusammenhängenden, sogenannten dendritischen Talgletschersystems einher. Der Baltoro Gletscher auf der Südseite des K2 ist ein Beispiel dafür; ebenso der im Film vorgestellte Skamri-Gletscher. Der typologisch vorletzte Entwicklungsschritt, welcher reliefabhängig der letzte gewesen ist, der in unserem Untersuchungsgebiet erreicht wurde, ist der des großräumig zusammenhängenden Eisstromnetzes. Die Schneegrenze verlief im Gebirgsinneren durchgängig unter den Gletscheroberflächen, so daß die Hunderte von Kilometern ausgedehnten, nur flach geneigten Firnstromflächen eine Ernährung durch primären Schneeniederschlag erfuhren, die die Lawinenzufuhr bei weitem überwog. Es ist das typologische Merkmal des Eisstromnetzes, daß seine Oberfläche ohne nennenswerte Gefällsbrüche in einem annähernd ebenen Pegelverlauf über Scharten und Pässe der Zwischentalscheiden hinweg sogar große Längstäler miteinander verbindet (Abb. 5). Der im Film gezeigte Aghil-Paß, über den hinweg das Karakorum-Eisstromnetz mit dem Kuenlun-Eisstromnetz zusammenhängt und die Eisfüllung des Shaksgam-Tales mit der des nördlich parallelen Yarkand-Tales kommunizierte, vermittelt einen Eindruck von den für diesen Gletschertyp charakteristischen Eistransfluenzen und deren Hinterlassenschaften, den zahlreichen Transfluenzpassen.

Über die Eisstromnetzoberfläche des Hochglazials ragten die höheren Kämme und großen Karakorum-Berge um etwa 2000 Höhenmeter auf und kanalisiert den Gletscherabfluß in den zwei Hauptgefällerrichtungen, nach Süden zum Indus-Tal hinab und nach Norden zum Tarim-Bekken (Kuhle, 1988 b, 1989, 1994). Im Querschnitt hatte dieses Eisstromnetz, wie das ähnlich große eiszeitliche Gletschernetz der Alpen (Penck & Brückner, 1901–1909) oder das heutige Eisstromnetz in Spitzbergen, ein flach-kuppelförmig gewölbtes Profil, wenn man die Eisstromoberflächen durch die zwischenliegenden Bergkämme hindurch miteinander verbindet. Das zeigt die typologische Verwandtschaft mit dem Inlandeis als dem Typ der umfänglichsten Vergletscherung überhaupt. In seinem Fall verläuft die Schneegrenze so tief in ein Relief eingesenkt, daß die aufgewachsene Eismächtigkeit das Relief vollständig abdeckt, wie das im östlich unseres Gebietes angeschlossenen Tibet-Plateau der Fall gewesen ist (vgl. Abb. 6).

Damit dieser Typ realisiert wird, bedarf es jedoch eines sehr kompakten Gletscherflächengrundrisses. Andernfalls senkt das randlich als Auslaßgletscherzungen – wie sie im Film durch die gezeigten Endmoränentäler für den Südrand des Tarim-Beckens dokumentiert sind (Abb. 5) – bis tief unter die Schneegrenze abfließende Eis den Pegel der gesamten Eiskuppel so stark ab, daß – wie in unserem Fallbeispiel – die Gipfel durch die Inlandeisoberfläche hindurchragen und ein Eisstromnetz, wie heute auch in Ostgrönland, oder eine Übergangsform, wie im antarktischen Vinson-Massiv, resultiert. In einem Querprofil von Süd nach Nord zusammengenommen waren der West-Himalaja, mit dem Nanga-Parbat-Massiv und dem Zanskar Himal, die Ladakh-Kette, der Karakorum, Aghil und Kuenlun bei weitem zu schmal für ihre extreme Höhe, um bei einer im Hochglazial immer noch zwischen 3400 und 4000m Meereshöhe verlaufenden Schneegrenze so weit vom Gletschereis aufgefüllt und abgedeckt zu werden, daß man von einem Inlandeis sprechen dürfte.

2.3 Schuttkörper, abgeleitet aus der Glazialgeschichte (Teil 3)

Der dritte Abschnitt des Filmes hat das Ziel, die Zusammengehörigkeit von Hoch- und Interglazial hinsichtlich der pleistozänen Gestaltung des Hochgebirges zu zeigen. Wenn dabei begriffliche Gegensätze wie Eiszeit und Zwischeneiszeit landschaftsgeschichtlich integriert werden, dann deutet das auf ein evolutionär vermitteltes geomorphologisches Konzept hin, in dem die zwischeneiszeitliche Formung die hocheiszeitliche nicht vollständig zerstört und auslöscht, sondern modifiziert. Es bleibt also nach der Deglaziation kontinuierlich etwas von der Eiszeit in der zwischeneiszeitlichen Morphologie erhalten, was ohne extreme Vergletscherung nicht in ausreichendem Maße vorhanden wäre, um die charakteristische heutige Talgestalt auszubilden, und das ist der Schutt. Jahrzehntelang wurde die räumliche Koinzidenz von Schuttkegeln und -halden mit der periglazialen Gebirgshöhenstufe, in der sie vorrangig auftreten, als Kausalität mißverstanden. Dadurch sind diese Schuttkörper sogar als Kennformen des periglaziären Milieus angesprochen worden. Auf dieser Tradition fußend, hat der Verfasser ehemals versucht, die Schuttkörperentwicklung aus der Chronologie der Deglaziation heraus zu verstehen. Die Arbeitshypothese lautete: je näher die Schuttkegel und -halden, die sich längs der Talflanken aufreihen, den heutigen Gletscherenden liegen, desto jünger und umso kleiner müßten sie bei vergleichbaren Einzugsbereichhöhen sein. Was bedeutet hätte, daß die auswärtigen Talabschnitte, welche schon im Hoch- und Spätglazial eisfrei waren und den nun periglaziär

wachsenden Schuttkörpern bereits vor 18000 bis 13000 Jahren Raum gegeben hätten, die größeren Kegel aufweisen müßten als die gletschernäheren Talkammern. Das jedoch trifft nicht zu! Vielmehr verdeutlichen die im Film festgehaltenen Formensequenzen und Sedimentabfolgen, daß es sich bei den Schuttkörpern um traditionell weitergebildete Kames, welche ehemals gegen den Gletscherrand geschüttet worden waren (Abb. 2 Δ , \triangleright), sowie nur oberflächlich von geringmächtigem Verwitterungsschutt abgedeckte Grund- und Ufermoränen-Akkumulationen handelt, deren Über- bzw. Umformungsgrad lediglich in Gletschnähe – bei im Talverlauf gleichbleibenden Größenverhältnissen – geringer ist. Eine auf breiter empirischer Grundlage argumentierende neue Untersuchung von Schuttkörpern (Iturrizaga, 1998) hat für die westlich benachbarten Gebiete des Nordwest-Karakorum sowie Testgebiete von Hindukush und Himalaja eine derartig stringente Abhängigkeit der Schuttkörpervorkommen von einer eiszeitlichen Gletschereinlage betreffender Talbereiche nachgewiesen, daß sie diese wesentlich zum Landschaftsbild der Hochgebirge gehörigen Formen selbst zu Anzeigern einer vorzeitlichen Vergletscherung erklärt. Soweit es die Aufschlußverhältnisse hergeben, ist beinahe überall ein moränischer Kern auffindbar, und einige dieser Körper sind nicht einmal oberflächlich von lokalem Schutt aus einer hangialen Talflankenrunse überschüttet, sondern als ‚Umwandlungsschuttkörper‘ (ebd.) durch zwei parallel ansetzende erosive Runsen aus dem gewachsenen Moränen- oder Kameskörper als Abtragungsform herausgerodiert worden (Abb. 3 \diamond u. 4 ∇ , \blacksquare).

Zur Entstehung des Films¹

Vom 10. August bis 12. November 1986 fand unter wissenschaftlicher Leitung von Prof. Dr. Matthias Kuhle vom Geographischen Institut der Universität Göttingen eine deutsch-chinesische Gemeinschaftsexpedition zur Glazial-Geomorphologie Hochasiens statt.

Für die filmische Dokumentation während der Expedition war Dipl.-Ing. Kuno Lechner, Kameramann am Institut für den Wissenschaftlichen Film, Göttingen, zuständig, dem der Dipl.-Geogr. Jens Peter Jaobsen zur Seite stand. Beide wechselten sich bei den Film- und Tonaufnahmen ab. An Geräten wurden verwendet: zwei Kameras Arriflex 16 SR (I und II) und eine Kamera Bolex, 16mm, sowie ein Tonkassettengerät Sony

¹ Dieser Abschnitt wurde von Dore Kleindienst-Andrée geschrieben.

WM-D6C und eine Stellavox SP7. Aufgenommen wurde auf Farbnegativfilm Kodak 7291 mit Filter 85B und N9.

Finanziert wurde die Filmdokumentation gemeinsam von der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Institut für den Wissenschaftlichen Film.

Die Expedition insgesamt wurde weiterhin gefördert durch die Max-Planck-Gesellschaft, die Academia Sinica und die Firma Wilhelm Lambrrecht GmbH, Göttingen.

Filmbeschreibung

Wortlaut des gesprochenen Kommentars

Nicht nur unter den hochasiatischen Gebirgen, sondern weltweit ist das Karakorum-System eines der größten und, was die Höhenunterschiede betrifft, mit das extremste.

Vier seiner Gipfel ragen über 8000m auf, und seine heutigen Gletscher sind die größten außerhalb arktischer Breiten.

Speziell die im Niederschlagsschatten gelegene Nord-Abdachung des Karakorum ist bislang wenig erforscht und hinsichtlich der Landschaftsentwicklung nahezu unbekannt.

Während die Entwässerung der Süd-Abdachung mit dem Indus das Meer erreicht, versiegen die Gletscherschmelzwässer der nördlichen Seite im heute abflußlosen, wüstenhaften Tarim-Becken.

Um die Landschaftsentwicklung von den pleistozänen Eiszeiten bis heute im Detail zu erkennen, wird ein Querprofil verfolgt, vom 8617m hohen K2 über den 6½ km hohen Aghil-Kamm und den ebenso hohen Kuenlun bis hinab zu den Gebirgsfußflächen.

Dabei spielen eine besondere Rolle der heutige K2-Nordgletscher und der Skyang-Kangri-Gletscher sowie der Skamri-Gletscher.

Wichtig sind die großen Längstäler des Shaksgam und des Yarkand und als Quertäler das Mustagh-Tal und das Surukwat-Tal.

Die heutige Landoberfläche wurde weitgehend während der pleistozänen Eiszeiten geschaffen. Damit wird sich der erste Teil des Filmes beschäftigen. Gegenstand der beiden weiteren Teile wird die relativ geringfügige Umgestaltung seit dem Spätglazial sein.

*Eiszeitliche Vergletscherung*¹

In den Eiszeiten war die Umgebung der heutigen Gletscher vollständig von Eis abgedeckt.

Die sehr viel größere Gletschermächtigkeit läßt sich noch heute in den großen Formen-Zusammenhängen erkennen.

So sind die Talflanken und Bergsporne viele Hunderte Meter hinauf großflächig abgerundet.

Feine Flankenschliffe jedoch sind im näheren Umkreis fast nirgends erhalten. Gerade dort, wo das heutige Gletschereis dem Fels anliegt – im Bereich der Schwarzweiß-Grenze – sind die eiszeitlichen Gletscherschrammen und -glättungen überformt und durch Frostverwitterung ausgesplittert.

Nur bei besonderer Gesteinslagerung sind vorzeitliche Flankenschliffe besser erhalten. Auf der orographisch rechten Seite des K2-Nordgletschers reichen sie bis fast 1000m über die heutige Eisoberfläche hinauf und belegen somit die Mächtigkeit eiszeitlicher Vergletscherung.

Auch unterhalb der heutigen Gletscherenden waren die Täler eiszeitlich vollständig mit Gletschereis ausgefüllt. Die Talflanken sind dementsprechend abgeschliffen und bilden die aus den Alpen bekannten Trogformen aus.

Auf den mit jüngerem Schotter aufgefüllten Talböden bieten, wie hier im Mustagh-Tal, Torfablagerungen die seltene Möglichkeit zur Datierung.

Torf konnte sich erst nach dem Gletscherrückzug aus dem Talprofil, also im Spätglazial, aufbauen. Ein Alter von 12–14000 Jahren wurde für diese Ablagerungen ermittelt.

Schichtkopfschliffe und Trogprofile an den vorspringenden Spornen geben in allen großen Tälern Zeugnis von der eiszeitlichen Überformung der Landschaft – hier im unteren Shaksgam-Tal.

20km aufwärts sind beschliffene Flanken auf Dolomitgestein so weit oberhalb des Talbodens überliefert, daß sie für dieses Karakorum-Längstal eine Eismächtigkeit sogar von über 1000m beweisen. Stellenweise liegen noch gelbe Grundmoränendecken darauf.

¹ Die *kursiv* gesetzten Überschriften entsprechen den Zwischentiteln im Film.

Die für Taleinmündungen charakteristischen glazialen Hörner, wie das 5466m hohe Shaksgam-Horn, zeigen durch ihre Form, daß sie vollständig unter dem Eis gelegen haben. Es muß also über 1400m mächtig gewesen sein.

Damals überfloß das Shaksgam-Eis die Zwischentalscheide zum nördlichen Aghil-Tal und bildete auch hier in 5200m runde Kuppen aus, während die über 7000m hohen Gipfel dahinter – im östlichen Karakorum – die Oberfläche des Eisstromnetzes immer noch um 1–2 km überragten.

Diese mächtige Eisbedeckung setzte sich also – über den Aghil-Paß hinweg – nach N hin großräumig fort. Sie hinterließ sowohl die charakteristischen Flankenschliffe an den östlichen, aus Granit bestehenden Hängen des Aghil-Tales als auch Rundhöckerformen in den Kalkfelsen der westlichen Talseite.

Dort, wo weiter talab die schützende Grundmoränendecke harte Quarzitefelsen freigibt, sind sogar Gletscherschrammen erhalten.

Diese kaum verwitterten Felsverletzungen zeigen die Abflußrichtung des Eises an.

Die meisten verlaufen annähernd horizontal. Steilere Schrammen, wie sie nahe der Gletscheroberfläche eingeritzt werden, sind meist jünger.

In die hochglazialen Tröge wurden im Spätglazial von den Schmelzwässern der zurückweichenden Eisränder in großer Mächtigkeit Schotter eingefüllt, in denen die rundgeschliffenen Felsbuckel zum Teil ertranken.

An den wenigen Stellen, wo Rundhöcker die Schotter überragen, sind, unter Grundmoräne lange Zeit geschützt, Grundschliff-Polituren erhalten.

Durch die mechanische Verwitterung werden diese allerdings innerhalb weniger Jahrhunderte zerstört werden. In den steilstehenden Schiefeln läuft dieser Prozeß besonders schnell ab.

Beim allmählichen Niedertauens des Eises sind die Talflanken durch die Verwitterung längs steiler Einschnitte mehr und mehr aufgelöst worden.

Immer weiter werden die Flanken – seit das Widerlager des Eises fehlt – durch Nachbrüche zerstört.

Bereits unter dem Eis angelegt worden ist diese Schmelzwasserklamm im Talboden. Dunklere, überschliffene Felsflächen rechts oberhalb der Klamm zeugen davon.

Die überlieferten Formen, hier im Yarkand-Tal, stellen also eine Synthese dar aus hocheiszeitlicher Trogbildung und späteiszeitlicher Einschneidungs- und Aufschüttungsarbeit.

Bis in die N-Abdachung des Kuenlun ist der glaziale Formenschatz deutlich ausgeprägt. Am Fuß des schattigen Troghanges sind überformte jüngste Ufermoränen-Leisten erhalten, während diese Hänge talauswärts bis hoch hinauf von älterer Grundmoräne bedeckt sind.

Auch im gesamten Verlauf des über 100 km langen Tals von Khodi sind Gletscherindikatoren offensichtlich: abgeschliffene Bergsporne und -riegel sowie Flankenglättungen und Grundmoränen-Auflagen.

Die Überformung durch Nachbrüche ist an diesen Granitflächen bisher nur punktuell erfolgt.

Vielerorts vermischt sich am Talboden verstürztes Moränenmaterial mit lokalem Hangschutt. Nur einzelne große erratische Blöcke lassen den Ferntransport erkennen. Kritzungen sind auf den typisch glazigenen Facettenflächen solcher Blöcke selten.

Dort, wo die Täler in das Gebirgsvorland hinauslaufen, rund 1500 m unterhalb der eiszeitlichen Schneegrenze, wurden gewaltige Endmoränen abgelagert.

Sie erreichen mehrere 100 m Höhe und erstrecken sich kilometerweit ins Tarim-Becken hinaus.

Sie wurden inzwischen von einem Lößmantel abgedeckt, der von flach eingelassenen Spülrinnen durchzogen wird.

Wo der Lößmantel abgetragen ist, wird die typische Moränen-Zusammensetzung sichtbar: Große erratische Blöcke schwimmen isoliert voneinander in feiner, kiesig bis toniger Zwischenmasse.

Wie überall an großen stabilen Eisrandlagen tief unter der Schneegrenze sind die Moränen-Ablagerungen stellenweise glazifluvial überformt.

Dort, wo der gegenüberliegende Endmoränenwall sichtbar wird, erreichte die Gletscherzunge ihre tiefste Eisrandlage.

Der Gebirgsfuß des Kuenlun wird von einer ganzen Reihe solcher eiszeitlicher Zungenbecken gesäumt.

In einem dieser Becken liegt die Bewässerungsoase Tess.

Ihre Äcker sind auf einer spätglazialen Schotterfläche angelegt, die von einer älteren Terrasse überragt wird.

Derartige Schotterfluren sind vom Schmelzwasser der bereits zurückgetauten Gletscherenden in die hocheiszeitlichen Zungenbecken eingefüllt worden.

Nirgends auf der Erde haben Gletscherenden so tief in ein Trockenklima gereicht, wie hier, wo auch heute Dünen sand bewegt und umgelagert wird.

Im Windschatten der Ufermoränen überdeckt der helle Flugsand viele Meter dick die höhere Schotterterrasse und greift bis in die tiefergelegenen Obstgärten hinein.

Die scharf eingeschnittenen Runsen und Spülrippen an den Innenhängen der Moränen gehören ebenfalls zum charakteristischen Formenschatz der Wüste. Da eine Vegetation beinahe vollständig fehlt, sind die Hangflächen dem Wasser der episodischen Starkregen ungeschützt ausgesetzt.

Diese ausgedehnte Endmoränen- und Akkumulationslandschaft läßt sich nicht allein aus der letzten Eiszeit erklären: Es bedurfte des im Verlauf vieler Eiszeiten abgeschliffenen und aus dem Gebirge heraustransportierten Materials, um diese gigantischen Formen aufzubauen und umzugestalten.

Weit weg von den rezenten Gletschern, geben sie nun im Gebirgsvorland Zeugnis von der pleistozänen Eiszeit-Aera innerhalb der letzten Million Jahre.

Heutige Gletscher

Wenn ein Gebirgskamm gerade eben über die Schneegrenze aufragt, werden kleine Hängegletscher aufgebaut, die nur die höchsten Hangflächen bedecken.

Diese kleinen Gletscher, die nur wenig unterhalb der Schneegrenze schon wieder enden, sind im Karakorum so kalt, daß sie keinen Schmelzwasser-Abfluß haben und vielerorts mit steilen Kanten abbrechen.

Wenn die Schneegrenze dagegen sehr viel tiefer in ein Relief eingesenkt ist, bilden sich ausgedehnte Talgletscher:

Die oberhalb gelegenen Schnee- und Firnablagerungen füllen nicht allein die Hochtäler auf, sondern ermöglichen auch einen Eisabfluß bis tief in ein wärmeres Klima hinab. Je größer diese Firnflächen, desto bedeutender ist der Anteil des primären Schneeniederschlags für Aufbau und Ernährung.

Oberhalb des Firnbeckens des Skyang-Kangri-Gletschers ziehen sich kleinere Firnflächenterrassen bis zum 7555 m hohen Skyang-Kangri-Gipfel hinauf.

So gibt es eine große Zahl von Firnfeldern und -mulden, die einem Stammgletscher Eis zuführen.

Der Gletscher hat seine größte Mächtigkeit im Schneegrenzniveau und verliert unterhalb, dort, wo sich die Oberfläche in Eispyramiden auflöst, bis hin zum Zungenende kontinuierlich an Masse.

Als die Gletscheroberfläche vor 50–100 Jahren noch das Niveau der Ufermoränenrücken erreichte, mündete der Skyang-Kangri-Gletscher in den K2-Nordgletscher ein.

Zur Ernährung des Hauptstromes tragen auch zahlreiche hochgelegene Firn- und Lawinmulden durch Eisabbrüche bei.

Die höchste, in 8000m unter dem Gipfel des K2, liegt beinahe 3km über der Gletscheroberfläche. Abbrechendes Eis stürzt durch die schattige Nordwand ohne Zwischenlagerung.

Die Zufuhr durch Lawinen – die sekundäre Ernährung – liefert in diesem Steilrelief den weitaus größten Beitrag zur Gletscherernährung.

Manche Lawinen laufen kilometerweit und erreichen sogar den Gegenhang.

Noch minutenlang rieselt Eisstaub aus der Luft.

Dort, wo das Eis abbricht, wird anstehender Fels erodiert und mitgerissen.

Durch diese Abarbeitung der Felsen werden die Steilwände immer weiter zurückverlegt.

Die dekameterdicken Abbruchfluchten sind hier, weit über der Schneegrenze, durch eine Jahrzehnte bis Jahrhunderte währende Metamorphose von Schnee bis zu Firneis vorbereitet worden:

Der noch lockere Schnee wird zu den Bergrücken hin vom Wind vielfältig umgelagert, ehe die Masse bei großer Mächtigkeit fließfähig wird.

An den Graten läßt der Wind dabei meterweit überkragende Dauerwächten über die leeseitigen Abbrüche hinauswachsen.

Im Wandbereich ist das Eis vielerorts am Fels festgefroren.

Am Wandfuß markiert dann der Bergschrund die Grenze zum fließenden Gletschereis.

In niedrigeren und mittleren Höhenlagen sind nicht nur flachere Hänge und Gesimse, sondern auch steile Wandpartien mit bis zu Dekameter dickem Eis belegt.

Mit größerer Höhe nimmt die Eisaufgabe jedoch kontinuierlich ab und setzt, hier am K2 etwa ab 7000m, fast vollständig aus, so daß der nackte Gneis zutage tritt.

In dieser Höhe bleibt der Neuschnee so kalt, daß er nicht mehr am Fels haftet, sondern wie trockener Sand abgeweht wird.

Aus der Entfernung wird die regelmäßige Ausbildung dieser Obergrenze an der Gipfelpyramide des großen Berges besonders deutlich.

In dieser extremen Höhe ist eine Gletscherbildung – kleinräumig und isoliert – lediglich in stabiler Leelage möglich, wo langfristig Schnee zugeführt wird und sich zu größerer Mächtigkeit ansammeln kann.

Unebenheiten im Untergrund und Veränderung der Fließgeschwindigkeit erzeugen Gletscherspalten, die das Eis tiefgründig zerreißen.

Gerade das stark unterkühlte, das „kalte Eis“ der Hochregion, ist zu spröde, um als geschlossene Decke abzufließen.

Wenn auch das Eis unterhalb der Stufen scheinbar wieder zusammenheilt, so bleiben die Klüfte doch weiterhin erhalten.

Eine horizontale Aufgliederung entsteht beim Auffließen einmündender Nebengletscher auf den Talgletscher: Der Nebengletscher schiebt sich als sog. Hangendgletscher auf den Hauptgletscher, den Liegendgletscher, auf.

Der am Grund mitgeführte Schutt, seine Untermoräne, wird somit zu einer meterdicken Innenmoränenlage des Gesamtgletschers.

Auch die Obermoräne des Stammgletschers hat an dieser Einlagerung ihren Anteil.

Weiter unten, wo das weiße Eis des Hangendgletschers die Innenmoränendecke wieder freigibt, wird diese erneut zur Obermoräne des Liegendgletschers – nun in größerer Mächtigkeit.

Die Auflösung des Hangendgletschers in viele Meter hohe Pyramiden wird durch die höhere Geschwindigkeit des Liegendgletschers verständlich, der das hangende Eis auseinanderzieht.

Vorbereitet jedoch ist diese oberflächliche Zerstückelung bereits durch die Gletscherspalten und Eisbrüche viele Kilometer gletscheraufwärts.

An dieser vertikalen Klüftung des Eises setzt die steile subtropische Sonneneinstrahlung mit ihren Schmelzprozessen an.

Bis zu 20m hoch werden die Eispysramiden.

Während die weißen Pyramiden aus schutfreiem Eis bestehen, sind die Obermoränenstränge aus dem Eis der Lawinenernährung entstanden, das

stark mit Gesteinsbruchstücken durchsetzt ist. Sie ziehen als Seiten- und Mittelmoränen mit zunehmender Breite die Karakorum-Gletscher hinab. In dem Maß, wie die Eispyramiden ausdünnen, bis sie vollständig abgeschmolzen sind, nehmen die Obermoränen-Flächen zu, bis sie die Gletscherzunge vollständig abdecken.

Bis zu einer Stärke von 10 cm fördert die Obermoräne den Abschmelzprozeß des abgedeckten Eises. Das beruht auf ihrem geringen Albedo-Wert und der daraus resultierenden Aufheizung des Schuttes.

Bei größerer Mächtigkeit dagegen wird die Obermoräne zum Ablationschutz: Denn bevor die Aufheizung durch den Schutt hindurch das Eis erreichen kann, wird sie durch den nächtlichen Frost kompensiert, so daß die Null-Grad-Grenze nicht überschritten wird.

Der schließlich meterdicke Schuttmantel bewirkt, daß das Gletscherzungenende weiter und tiefer hinabreichen kann, als eine ungeschützte Blankeiszunge es vermöchte.

Die Steilheit der Zungenstirn, ihre „Katzenpfotenform“, zeigt, daß der K2-Nordgletscher im Vorstoß begriffen ist.

Die vorgelagerten kleinen Schuttkegel bilden Satz-Endmoränen. Sie entstehen aus dem abrutschenden Schutt der Obermoräne.

Trotz der extrem hohen subtropischen Verdunstung fließen an warmen Sommertagen Schmelzwasserbäche über die Gletscheroberfläche ab. Sie setzen in einer spaltenfreien Zone unterhalb der Schneegrenze ein und lassen sich mehrere Kilometer weit verfolgen, ehe sie durch erneute Brüche im Eis in und unter den Gletscher gelangen.

Die Schmelzwässer treten – in einem Abfluß konzentriert – am Gletschertor aus.

Abgeschliffenes Gesteinsmehl trübt das Wasser im Sommer zur Gletschermilch.

Der Abfluß weist jahreszeitlich extreme Schwankungen auf. Er geht hier, an diesem mittelgroßen Karakorum-Gletscher, im Herbst auf ein Viertel der Abflußspitze, d. h. auf 5–7 cbm pro Sekunde, zurück und wird im späten Winter gänzlich versiegen.

Das helle Schotterband des Gletscherbaches durchschneidet die historische Grundmoräne des K2-Nordgletschers, die bis zu den beidseitigen Ufermoränen hinaufreicht. Eine Stirnmoräne jedoch fehlt.

Stirnmoränen markieren in der Regel nur die tiefsten Eisrandlagen kleinerer Hänge- und Talgletscher, wie hier in der Kuenlun-Nordabdachung.

Großen Eisströmen, wie dem 43 km langen Skamri-Gletscher, fehlen Stirnmoränen völlig. Ihr beträchtlicher Schmelzwasserabfluß läßt diese gar nicht erst zur Ablagerung kommen. Er bildet Schotterfelder, die unmittelbar an Eis und Obermoräne ansetzen.

Der Skamri-Gletscher schmilzt zurück. Das zeigt sich an dem nach hinten gesetzten Gletschertor, über dem der Schmelzwassertunnel eingebrochen ist.

Das Gletscherwasser wäscht das Moränenmaterial aus, sortiert es und verteilt es als Schottersohle über die ganze Talbreite.

Wenn die Schotterfelder im Herbst abtrocknen, wird bei stürmischem Wetter die Gletschertrübe als Löß ausgeweht.

In weiterer Entfernung vom heutigen Gletscherende haben sich die Schmelzwässer seit dem spätglazialen Gletscherrückgang tief in ältere Schotterkörper eingeschnitten und eine Terrassenlandschaft hervorgebracht.

Im Surukwat-Tal wird die heutige Talsohle bis zu 200m hoch von den spätglazialen, gerade 10 000 Jahre alten Terrassen überragt.

Auch die Bäche der Nebentäler haben die Terrassenkörper bis zum Niveau der Haupttal-Tiefenlinie hinab zerschnitten.

In den großen Haupttälern bündeln sich die Abflüsse mehrerer Gebirgssysteme. So wird der Yarkand, in engeren Talabschnitten, zu einem mächtigen Schmelzwasser-Strom.

An anderer Stelle dieses alten Trogtales können sich dagegen die Schotterfluren weit ausbreiten.

Die vielfältigen Beobachtungen und Befunde fügen sich nach und nach zu einem Gesamtbild zusammen – und die Entwicklung dieser Landschaft wird aus der Abfolge von vorzeitlich-glazialer zu jetziger fluvialer Formung nachvollziehbar.

Schuttkörper, abgeleitet aus der Glazialgeschichte

Wenn Eisströme niedertauen, zurückschmelzen und letztlich völlig aus den Gebirgstälern ausschmelzen, werden ihre Grund- und Ufermoränen jeweils andersartigen überformenden Prozessen ausgesetzt.

Kein anderer Vorgang hinterläßt im Gebirge so bedeutende Schuttmenngen wie eine Vergletscherung, an deren Grenzflächen sowohl die physikalische Verwitterung, als auch die erodierenden Kräfte des Eises den anstehenden Fels zerstören.

Die durch die Gletscherbewegung talabwärts gerichteten Schuttmassen erhalten heute eine von den Hängen ausgehende Umgestaltung hangabwärts.

Dabei ist es unerheblich, ob es sich in den ehemaligen Ufertälern am Rande des Gletschers um reines Moränenmaterial oder bereits von Schmelzwasser umgelagertes Schotterflurmaterial handelt.

Derartige Mischsedimente werden ganz allgemein als Uferbildungen bezeichnet.

Dazu gehören auch Schuttkegel, die – über Moränen hinweg – gegen den Gletscherrand geschüttet werden, sogenannte Kames.

An ihrer Kegelform ist, als hangabwärts gerichteter Vorgang, ganz wesentlich der Steinschlag beteiligt. Von einer punktförmigen Wurzel ausgehend, wird der Schuttkörper fortwährend vergrößert, wobei – als Folge des Streuwinkels – seine streng geometrische Kegelform immer gleich bleibt.

Kames, mit ihrem Kern aus älterer Grundmoräne, liegen dem Eis unmittelbar an.

Wenn solche Uferbildungen nach dem Abschmelzen des Eises stehenbleiben, läßt sich ihre Zusammensetzung aus Moräne, Schotter und aus Hangschutt erkennen.

Dekameter-mächtige ältere Grundmoräne ist oberhalb des Skamri-Gletschers angeschnitten. An beiden Talseiten bildet sie viele Hunderte Meter hochreichende Hangschrägen aus.

Der herabstürzende Frostschutt baut auch an diesen Hängen nicht völlig neue Schuttkörper auf, sondern überschüttet und modifiziert vielmehr die vorgefundenen glazigenen Uferbildungen.

Sowohl hier im Mustagh-Tal als auch im großen Yarkand-Tal, das bereits seit dem Spätglazial eisfrei ist, haben hoch am Hang liegende Moränen den weitaus größten Anteil an der Schuttauskleidung des Tales.

Das von flachen Kegeln überschüttete Grund- und Ufermoränenmaterial ist durch seine gelbe Farbe bereits von weitem erkennbar. Der anstehende rötliche Sandstein bildet einen deutlichen Kontrast dazu.

Den Talboden überdecken mächtige Blockschuttfächer. Es ist Moränenmaterial aus den Hängen, das von Muren umgelagert worden ist.

Vornehmlich zur Zeit der Schneeschmelze fließen wassergesättigte obere Lagen des Moränenschuttes über den gefrorenen Untergrund bahnenweise zu Tal.

Diese Murabgänge werden durch die tonhaltige Zwischenmasse der Moränen besonders begünstigt: Der quellfähige Ton macht das schwere Moränenmaterial fließfähig.

Während des breiigen Fließvorgangs werden die großen Blöcke durch den horizontalen Druck an die Oberfläche geschoben.

Wo im Murfächer der ganzjährige Bach abfließt und die Schotter und Blöcke in Bewegung bleiben, behalten sie ihre helle Farbe.

Außerhalb des Bachlaufes bildet sich infolge der hohen Verdunstung innerhalb weniger Jahrzehnte eine Eisen-Mangan-Kruste auf den Blöcken.

Das anstehende Moränenmaterial wird dort, wo die Muren ansetzen, seitlich unterschritten, und es entstehen beiderseits des Murganges moränische Schutthalden.

In der Kuenlun-Nordabdachung, im Tal von Khodi, reichen die jüngsten Murfächer aus moränischem Material ebenfalls bis auf den Talgrund hinab.

Wie aus dem Steilabfall an der Stirn erkennbar, sind die älteren, hier spätglazialen Fächer noch als Kames gegen den Eisrand geschüttet worden.

Seit dem Austauen des Eises werden die Schuttkörper nun zerschnitten.

Kames-Bildungen dieser Art, die zugleich Murfächer sind, wurden vielerorts aus bereits eisfreien Nebentälern gegen den Haupttal-Gletscher geschüttet.

Das besonders standfeste Material an der Stirn ist als zugeschütteter Moränenkern zu erkennen.

Im Gegensatz dazu sind ebenfalls aus Moränenmaterial aufgebaute Kegel großer Längstäler, wie des Shaksgam-Tals, nicht gegen Eis geschüttet worden. Ihr Steilabbruch ergibt sich aus der Unterschneidung durch den Schmelzwasserfluß.

Die Seitenerosion in diesen Tälern ist stellenweise so stark, daß Moränenkegel und Kamesreste vollständig fehlen: Es sind holozäne Schotterflurfächer aus großen Nebentälern, die dem Yarkand Material zuführen. Nur an den Oberhängen sind hier in situ gelbliche Grundmoränen-Dekken erhalten.

Auch in engen Quertälern sind auf vorzeitliche Gletscher zurückgehende Schuttkörper häufig völlig ausgeräumt. Allenfalls sind an den Hängen wenige, isolierte Moränenreste erhalten.

Die aktuelle Schuttkegel-Bildung ist vergleichsweise außerordentlich gering. Überall dort, wo große Schuttkörper in Erscheinung treten, wie

in der Frostschuttzone des Kuenlun, handelt es sich um Ablagerungen von Gletschern.

Die glazial induzierte Aufbereitung des Schuttes und sein Transport sind bis in die Gebirgsvorländer hinaus evident, hier in Form der riesigen Gletschertor-Schotterfluren, die aus den Zungenbecken austreten.

Dort, wo die eiszeitlichen Gletscherschmelzwässer nicht mehr kanalisiert wurden, konnten ihre Schotterfächer sich breit ausdehnen und ziehen nun, zusammengewachsen, als große flache Rampe ins Tarim-Becken hinaus.

Diese fossilen Flächen werden nur geringfügig verändert: durch seltene Regenfälle, durch gelegentlichen Sandwind und die Ablagerung von gelbem Lößstaub.

Aufgrund der hohen Verdunstung sind die Steine an ihrer Oberseite von Wüstenlack überzogen.

Bei der physikalischen Verwitterung, die Schutt produziert, dominiert die Frostsprennung. Sie ist im Bereich der Dauerfrostboden-Grenze am größten.

Diese liegt im Karakorum und Kuenlun heute bei 4500m Höhe und ist anhand von über 10m mächtigen wulstigen Schuttzungen nachweisbar.

Mehr und mehr deckt der Schutt die verwitternden Hänge ab, bis auch letzte Felsreste zerfallen.

Er bewegt sich als periglaziale Wanderschuttdecke, je nach Gefälle, einige Zentimeter pro Jahr hangabwärts: Das einsickernde Schneeschmelzwasser durchfeuchtet den Schutt, so daß dieser beim nächtlichen Gefrierprozeß angehoben wird. Dieser Frosthübe erfolgt senkrecht zum Hang und bedingt beim Auftauen einen schrittweisen Versatz des Schuttes.

Da die einstrahlungsbegünstigten Hänge besonders tiefgründig auftauen, sind die Wanderschuttdecken dort am mächtigsten und am schnellsten.

Wenngleich die seit der Eiszeit gletscherfrei gewordenen Frostschuttflächen einer ganzen Höhenstufe ihren Namen geben – der Frostschuttstufe – ist die tatsächliche Veränderung der Landoberfläche durch den Frost, im Sinne einer Massenverlagerung, doch äußerst gering:

Ihr Ausmaß ist mit der glazigenen Umgestaltung der Gebirgslandschaft während der Eiszeiten also keineswegs vergleichbar.

Rückblickend läßt sich festhalten:

Von den höchsten Gipfeln des Karakorum-Hauptkammes fließen noch heute Gletscher beträchtlicher Größe bis in die trockenen subtropischen Täler hinab.

Sowohl die Lawinenernährung, welche Schutt aus den Wänden reißt, als auch die energiereiche Sonneneinstrahlung gliedern die Zungenoberflächen in Obermoräne und in Eispyramiden auf.

Die Schutthalden und -kegel an den Hängen haben ausnahmslos einen Kern aus vorzeitlichen Moränen. Nur zum kleinsten Teil sind sie aus lokalem Verwitterungsschutt aufgebaut.

Eiszeitlich waren die Täler sehr viel höher hinauf mit Gletschern aufgefüllt, und es bestand vom Karakorum bis zum Kuenlun ein zusammenhängendes Eisstromnetz.

Seine Auslaßgletscher flossen bis zum Tarim-Becken hinab. Sie haben dort dekakilometerlange Endmoränenzüge hinterlassen.

Aus diesen eiszeitlichen Zungenbecken ergossen sich großräumige Gletschertor-Schotterfluren. Sie sind als flach hinauslaufende Gebirgsfußflächen bis in die Wüste hinab erhalten.

Seit der Enteisung wurden und werden nun die inneren Gebirgstäler von den Gletscherschmelzwässern mit Schotterfluren aufgefüllt.

Die heutige Oberflächengestaltung dieses Gebirgsraumes im Westen Hochasiens wird also aus der Landschafts-Entwicklungsgeschichte innerhalb von 1 Mill. Jahren – im mehrfachen Wechsel von Eiszeiten zu Zwischeneiszeiten – verständlich.

English Version of the Spoken Commentary

The Karakorum System is not only among the high Asian mountain ranges but worldwide one of the largest and, from the point of view of the altitude differences, one of the most extreme.

Four of its peaks rise above 8000m and its current glaciers are the biggest outside of the Arctic regions.

Particularly the north slopes of the Karakorum located in the precipitation shadow are comparatively unresearched and, from the point of view of landscape development, virtually unknown.

While the drainage of the south slopes flows into the sea via the Indus, the glacial run-off from the north slopes seeps away into the now desert-like and undrained Tarim Basin.

To fully understand the landscape development from the Pleistocene ice ages to the present, a cross profile is followed from the 8617m K2 across the 6.6 km high Aghil Ridge and the equally high Kunlun down to the piedmont areas.

Of particular importance today are the present K2 North Glacier and the Skyang Kangri Glacier, as well as the Skamri Glacier.

Important, too, are the major longitudinal valleys of the Shaksgam and the Yarkand and the cross valleys Muztagh and Surukwat.

The present land surface was formed principally during the Pleistocene ice ages. This will be the topic of the first part of the film. The subject of the two subsequent parts is the relatively low degree of reshaping that has occurred since the late glacial period.

Ice Age Glaciation

During the ice ages the environment of the current glaciers was entirely submerged under the ice sheet.

The substantially greater glacier thickness can be inferred from the present-day large-scale form context.

The valley flanks and mountain spurs have been extensively ablated up to a height of several hundred metres.

Fine flank polishing are lacking almost everywhere in the immediate vicinity.

Particularly where the present glacier ice is in contact with the rock — in the area of the ice-rock interface — ice-age glacial striation and polishing have been reworked and broken off by frost shattering.

Only in the case of special bedding structures have signs of precent glacial flank scouring been more or less well preserved:

On the orographic right-hand side of the K2 North Glacier it extends to almost 1000m above the present ice surface and thus provides proof of the extent of ice-age glaciation.

Below the present-day glacier terminals the valleys were likewise entirely filled with glacial ice during the ice ages.

The valley flanks have been abraded accordingly, forming the familiar Alpine profiles of the U-shaped or trough valley with truncated spurs.

On the valley floors backfilled with more recent gravel deposits, such as here in the Muztagh Valley, peat beds offer a rare opportunity for dating.

Peat could only begin to form after the glaciers had retreated from the valley profile, i.e. in the late glacial period. The age of these deposits was established at between 12000 and 14000 years.

Abraded edges of stratum outcrops and trough profiles at the spurs bear witness in all major valleys to the glacial moulding of the landscape — shown here in the lower Shaksgam Valley.

20 km further upvalley abraded flanks on dolomite rock have been preserved so far above the valley floor that they testify to an ice thickness of over 1000m in this Karakorum longitudinal valley. In places yellow ground moraine covers still lie on top.

The characteristic glacial horns, typical of valley outlets, like the 5466 m Shaksgam Horn, show by their shape that they must have been completely covered by the ice sheet. It must therefore have been thicker than 1400 m.

At that time the Shaksgam ice sheet flowed over the intermediate valley ridge to the northern Aghil Valley and formed rounded domes at 5200m, whereas the peaks behind, rising to over 7000m, — in the eastern Karakorum — still towered 1–2 km above the surface of the glacier network.

This massive ice sheet therefore continued — over the Aghil Pass — in broad glacial transfluence towards the north. It left behind the characteristic flank abrasion on the eastern, granite slopes of the Aghil Valley, as well as the characteristic roches moutonnées on the limestone rocks of the western flanks.

Here, in downvalley locations, where the protective ground moraine cover has exposed quartzite rocks, even some glacial striae have been preserved.

These hardly weathered rock scourings indicate the flow direction of the ice.

Most of them run almost horizontally. More vertical scratches, such as those incised closer to the surface of the glacier, are generally more recent.

In the high glacial trough valleys, the meltwater released in the late glacial period by the receding ice margins deposited massive layers of gravel which partially covered the rounded rock humps.

In the few places where the humps project above the gravel, their surfaces — preserved for ages under ground moraines — exhibit ground polishing marks. Mechanical weathering will however destroy these signs within a few centuries. In steeply dipping slates this process is considerably accelerated.

With the gradual melting of the ice sheet, the valley flanks have become more and more severely eroded along steep cuts.

The valley flanks, lacking the buttressing effect of the ice, are increasingly destroyed by subsequent crumbling.

This subglacial meltwater gorge was already laid down in the ice-buried valley floor.

Dark, abraded rock surfaces above the meltwater gorge to the right testify to this origin.

The surviving forms, such as those evident in Yarkand Valley, represent a synthesis of high glacial trough formation with late glacial cutting and backfilling.

The glacial forms are clearly evident right up to the north slopes of the Kunlun.

At the foot of the shadowed trough slope, refashioned recent lateral morainic ledges have been preserved, whereas the down-valley slopes are covered to an appreciable height by older ground moraine.

Glaciation indicators are evident along the whole extent of the 100 km long Khodi Valley:

abraded mountain spurs and barriers as well as smoothed flanks and deposits of ground moraine.

Reworking by subsequent rock shattering has only occurred locally on these granite surfaces.

In many places the valley floor is scattered with a mixture of fallen morainic material and local slope scree. Only isolated large erratics sig-

nal distant allogenic ice-transportation. Striations are seldom observed on the typically glaciogenic faceted surfaces of such boulders.

Where the valleys emerge onto the piedmont, some 1500m below the ice-age equilibrium line, gigantic terminal moraines have been piled up.

They may rise up to several hundred metres in height and extend many kilometres out into the Tarim Basin.

They have meanwhile been covered in a mantle of loess, fissured by shallow flush rills.

In places where the loess mantle has been eroded, the typical morainic composition is exposed to view: large isolated erratics suspended in a fine pebble- to clay-sized matrix.

As always in extensive and stable ice marginal areas well below the equilibrium line, the morainic deposits have been partially reworked glaciofluvially.

Wherever the opposing rampart of the terminal moraine is visible, the glacier tongue reached its lowest ice-marginal extent.

The foot of the Kunlun mountain range is bordered by a whole series of such glacial tongue basins.

One of these basins holds the irrigation oasis of Tess.

Its fields have been laid out on a late-glacial gravel deposit with older terraces projecting above it.

Such gravel floors have been filled into the High Glacial tongue basins by the meltwater of the retreated glacier terminals.

In no other location on earth have glacier terminals penetrated so far into an arid climate zone as here, where today dune sand is still transported and redeposited.

In the lee of the lateral moraines, light-coloured flying sand covers the higher aggradation terrace to a depth of several metres and penetrates as far as the lower-lying orchards.

The sharply incised ravines and flush rills on the inner slopes of the moraines are also representative land forms in the desert.

Being almost entirely devoid of stabilizing vegetation, the slopes are relentlessly exposed to episodic downpours.

This extensive terminal morainic and accumulation landscape cannot be ascribed solely to the action of the last ice age. Montane ablation material transported in the course of many glacial periods was needed in order to pile up and refashion such gigantic structures.

Far from the recent glaciers, they now testify in the mountain foreland to the Pleistocene Ice Age of the past million years.

Current Glaciers

A mountain crest rising only just above the equilibrium line promotes the formation of small hanging glaciers, covering only the uppermost slopes.

In the Karakorum these small glaciers, terminating again just below the equilibrium line, are so cold that they have no meltwater outlets and in many places break off to produce ice cliffs.

A lower equilibrium line in the relief, however, produces extensive valley glaciers:

The snow and firn accumulations above not only fill the high valleys but drive glacial downflow to a more temperate climatic zone.

The size of these firnfields is proportional to the amount of primary snowfall contributing to glacier formation and alimentation.

Above the firn basin of the Skyang Kangri Glacier small terraced firnfields extend right up to the 7555 m high Skyang Kangri summit.

So numerous firnfields and basins feed ice to the parent glacier.

The glacier is most massive at the equilibrium line level, below which it steadily loses mass where the surface is dissected into ice pinnacles down to the end of the tongue.

50 to 100 years ago, when the glacier surface was still level with the ridges of the lateral moraines, the Skyang Kangri Glacier had a confluence with the K2 North Glacier.

With their fracturing ice numerous high altitude névé- and avalanche basins also contribute to nourishment of the main glacier.

The highest of these, at 8000 metres' altitude beneath the summit of K2, is almost 3km above the glacier surface. In breaking off, ice falls down the shadowed north face without intermediate bedding.

Nourishment by avalanches — secondary nourishment — in this steep relief pays by far the greatest contribution to glacier alimentation.

Many avalanches extend for several kilometres and even reach the opposite slopes.

In places where ice breaks off, the native rock is eroded and carried along.

This corrosion of rocks causes the precipitous slopes to retreat continuously.

Here, high above the equilibrium line, the decametre-thick fracture surfaces have been prepared over a ten to several hundred year period by a process of firnification:

The still loose snow is blown back and relocated to the crest by the wind many times before the mass is thick enough to be able to flow.

Along the crest, the wind causes overhanging cornices to protrude several metres beyond the leeward edges of the ridge.

On the faces, the ice is often frozen to the rock.

At the foot of the rock face, the bergschrund crevasse marks the transition to flowing glacial ice.

At low to medium altitudes not only the shallower slopes and cornices but also steeper rock faces are clothed in up to several decametres of ice.

At higher altitudes the ice mantle thins out continuously, until, as here above about 7000m on K2, it is almost completely discontinued, exposing the naked gneiss.

At this height the newly-fallen snow is so cold that it no longer adheres to the rock face but is blown off like dry sand.

At this distance, the regularity of this upper boundary is particularly evident on the massive pyramidal peak.

Glacier formation at such extreme altitudes is local and isolated and then only possible in stable lee locations fed with permanent snow that is allowed to accumulate in considerable masses.

Irregularities in the substrate and changes in the flow velocity give rise to crevasses which break up the ice down to a great depth.

The supercooled ice in particular, the "cold ice" of the high altitude region, is too brittle to flow off as a solid cover.

Even if the ice does appear to regelate below the steps, the cracks remain as before.

Horizontal organization occurs where tributary glaciers flow onto the valley glacier.

The tributary glacier as an overlying glacier flows over the underlying glacier, i. e. the main glacier.

The debris transported on the bottom, forming its subglacial moraine, then joins the main glacier, producing a several meter thick layer of englacial moraine.

The superglacial moraine of the parent glacier contributes to this embedment.

Further down, where the white ice of the hanging glacier liberates the englacial covering again, this then once more becomes the supraglacial moraine of the underlying glacier — now with increased mass.

The dissolution of the hanging glacier into several metre high ice pinnacles can be explained by the greater flow velocity of the underlying glacier pulling the hanging ice apart.

This surface fragmentation has already been preordained by the crevasses and ice fracturing many kilometres upvalley.

This vertical cleavage of the ice facilitates the melting processes initiated by subtropical insolation. The ice pinnacles can reach a height of 20 m.

While the white pinnacles consist of ice free of debris, the supraglacial morainic strands originated from the avalanche ice-feed, which carries a heavy load of rock fragments. They continue as lateral and medial moraines of increasing width down the Karakorum glaciers. In proportion to the thinning of the ice pinnacles, down to their total melting, the supraglacial moraines increase in area until they cover the entire glacier tongue.

Up to a thickness of 10 cm the supraglacial moraine facilitates the melting of the covered ice. This is due to the moraine's low albedo and the resultant heating of the glacial till.

At greater thicknesses, on the other hand, the supraglacial moraine functions as an ablation shield: Before the heating effect penetrates the till down to the ice, it is cancelled out by nocturnal frost which prevents it from ever exceeding the freezing point.

The finally several metre thick protective till mantle allows the glacier tongue end to extend further downvalley than could an unprotected white-ice snout.

The steepness of the glacier snout's front and its "cat's paw" configuration show that the K2 North Glacier is advancing.

The small debris cones form dumped end moraines. They develop by falling debris from the supraglacial moraine.

Despite the extremely high subtropical evaporation rate, on warm summer days supraglacial meltwater streams flow off over the surface of the glacier. They originate in a crevasse-free zone below the equilibrium line and can be traced for several kilometres before they disappear down renewed cracks in the ice and continue flowing inside or underneath the glacier.

The meltwater streams emerge — having converged to a single outfall stream — at the glacier cave.

Ablated rock flour clouds the water in summer, turning it into turbid “glacier milk”.

Glacier runoff is subject to extreme seasonal fluctuations. Here, in this medium-sized Karakorum glacier, the autumnal volume is reduced to roughly one fourth of the peak value, i.e. to about 5 to 7m³/sec, and it will dry up completely in late winter.

The bright gravel band of the glacial stream cuts through the historical K2 North Glacier's ground moraine, which stretches up as far as the two lateral moraines.

However, a frontal moraine is lacking here.

Frontal moraines generally mark the lowest ice-marginal flow of small hanging glaciers and valley glaciers, as here on the Kunlun north slope.

Large ice streams, like the 43km long Skamri Glacier, are completely devoid of frontal moraines. Their considerable meltwater runoff precludes their deposition from the outset.

It lays down gravel beds immediately adjacent to the ice and supraglacial moraine.

The Skamri Glacier is retreating. This can be seen from the recessed glacier cave, with the collapsed meltwater tunnel above.

The glacial runoff washes out the moraine material, grading and distributing it across the whole breadth of the valley floor in gravel beds.

When the gravel beds dry out in the autumn, high winds blow off the glacial meal as loess.

At a greater distance from the present glacier terminal the runoff has — since the late-glacial retreat — cut deep incisions in the older gravel deposits and created a terraced landscape.

In Surukwat Valley just 10 000-year-old, late-glacial terraces tower to a height of 200m above the present valley floor.

Streams issuing from the side valleys have incised the terraces down to the level of the main valley bottom contour line.

In the large trunk valleys the runoffs from several mountain systems combine.

In narrower stretches, the Yarkand swells to a powerful meltwater river.

Along another stretch of this ancient trough valley, on the other hand, the gravel beds are allowed to spread out extensively.

The wealth of observations and findings gradually merge to form an overall picture – and the development of this landscape can be understood as a sequence of prehistoric glacial and current fluvial moulding.

Debris Deposits Derived from their Glacial History

When glaciers thaw out, melt back and ultimately retreat altogether from the mountain valleys, their ground and lateral moraines are then subject to different reshaping processes.

No other montane process leaves behind such volumes of debris as glacierization. At its margins, both physical weathering and the eroding power of the ice shatter the bed-rock.

The masses of till directed downvalley by the glacial flow movement are today reworked downslope by actions originating from the valley walls.

It is of little significance whether the material originating in the former lateral valleys bordering the glacier is purely morainic or is relocated alluvial material carried by meltwater streams.

Such mixed sediments are generally referred to as bank formations.

These include debris cones that were deposited across the moraines against the glacier margin – known as kames.

As a downslope phenomenon their conical form is due largely to rock falls.

Starting from a point source, the scree cone increases in breadth, fanning out as a result of the angle of scatter and maintaining its strictly geometrical cone shape.

Kames, with their cores of older ground moraine material, are in close ice-contact.

When bank formations of this type remain behind after glacial retreat, their composition of morainic material, gravel, and scree is apparent.

Above the Skamri Glacier decametre thick older ground moraine has been incised.

At both valley sides several hundred metre high slope ramps have been formed.

The falling congelifraacts have not formed completely new talus cones on these slopes but rather mantled and modified the existing glaciogenic bank formations.

Here in the Muztagh Valley, as well as in the great Yarkand Valley, which has been ice-free since the Late Glacial epoch, the high altitude moraines play a major part in the talus mantling of the valley.

The fan-mantled ground and lateral morainic material is distinguishable from a distance by its conspicuous yellow colour. The native red sandstone stands out in sharp contrast.

The valley floor is strewn with fans of boulder material. It is morainic material originating from the slopes that has been relocated by mud-flows.

Especially during the snowmelt period, the waterlogged upper layers of morainic debris creep downslope in paths over the frozen ground.

These mud-flows are particularly facilitated by the high intermixture of clay in the moraine: The swelling capacity of the clay enhances the flow quality of the morainic material.

During the pulpy flowing process the larger boulders are pushed up to the surface by horizontal pressure.

In places where the stream runs off the whole year round inside the mud-flow fan and the gravel and boulders remain in motion, they retain their light colouration.

Outside the stream margins, the high evaporation rate causes the boulders to be coated with a ferromanganese crust after only a few decades.

The native morainic material is undercut laterally at places where mud-flows set in, resulting in morainic talus slopes on either side of the mud-flow channel.

In Khodi Valley on the Kunlun north slope, the most recent mud-flow fans consisting of morainic material also reach down to the valley floor.

As one can see from the scarp on the front, the older, in this case late-glacial fans were still deposited against the ice margin as kames.

Since the ice has thawed away, the gravel deposits have become dissected.

Kame formations like these — which are at the same time mud-flow fans — have in many places been deposited against the main valley glacier from ice-free side valleys.

The particularly stable material on the front can be recognized as a buried moraine core.

In contrast, the talus cones also built up from morainic material in great longitudinal valleys like the Shaksgam, have not been deposited against the glacier.

Their precipitous edges are the result of undercutting by the meltwater flow.

The marginal erosion in such valleys is sometimes so strong that morainic talus cones and kame remnants are often completely lacking: These are Holocene gravel fans originating from large tributary valleys that maintain the supply of materials to the Yarkand.

The yellowish ground morainic mantles have only been preserved on the upper slopes in situ.

In narrow cross valleys, too, gravel deposits derived from prehistoric glaciers have often been completely denuded. At most, only a few, isolated morainic remnants still persist on the slopes.

By comparison, current talus cone formation is extremely slow.

Even in the smallest catchment areas, wherever large talus deposits make their appearance, such as here in the congelifraction zone of the Kunlun, they always involve glacier depositions.

Glacially induced treatment and transport of the talus are apparent right down to the piedmont areas where they appear as vast glacier outlet-gravel floors emerging from the tongue basins.

In places where the ice-age meltwater was no longer confined to channels their gravel fans were allowed to extend over wide areas. Grown together, they now stretch as one extensive flat ramp into the Tarim Basin.

These fossilized areas have only been slightly modified by infrequent rainfall, occasional sandstorms and deposition of yellow loess dust.

Due to the high evaporation rate, the upper surfaces of the stones are covered in desert varnish.

The physical weathering that produces scree is predominantly the result of frost splitting. It attains its maximum effect in the region of the permafrost line.

In the Karakorum and Kunlun this lies at an altitude of 4500m and is detectable by the presence of bulging debris tongues more than 10m thick.

The debris covers more and more of the weathering slopes until the last rock remnants are shattered.

Depending on the gradient, the debris creeps downslope, advancing as periglacial migratory detritus several centimetres a year: Infiltration of snowmelt seepage water moistens the debris, causing it to be lifted up during the nocturnal frost phase. This frost heaving occurs perpendicular to the line of slope and on rethawing it effects a gradual downslope shifting of the debris.

As the slopes favoured by radiation thaw to a greater depth, the talus creep is more massive and rapid on such slopes.

Although the postglacial deglaciated congelifraction areas have given their name to a whole discrete altitude zone – the congelifraction zone – the actual landscape moulding by frost action in terms of mass movement is extremely insignificant: Its extent bears no comparison with the glaciogenic modification of the montane environment during the ice ages.

In retrospect the following inferences can be drawn:

Today the high summits of the Karakorum main ridge still send sizeable glaciers down as far as the dry subtropical valleys.

Avalanche nourishment, which plucks detritus from the rock faces, as well as the highly energetic solar radiation contribute to the structuring of the glacier tongue into surface moraine and ice pinnacle zones.

Without exception the talus cones and ramps along the slopes are cored by precent morainic material. Only a minimal proportion consists of local residual detritus.

In the ice ages, glaciers filled the valleys to a far greater extent: A continuous glacier network stretched from the Karakorum to the Kunlun. Its outlet glaciers flowed down as far as the Tarim Basin. Here they deposited decakilometre long terminal moraines.

These ice-age tongue basins produced extensive gravel floors issuing from the glacier outlets. They have survived as piedmont plains stretching far out into the desert.

Ever since deglaciation, the bottoms of interior mountain valleys have been filled with gravel floors by the glacial meltwater.

The current land forms of this montane region in western High Asia can be comprehended in the light of the history of landscape development during the past million years over several alternating periods of glaciation and deglaciation.

Bibliographie

Literatur

- Damm, B. (1997): Vorzeitliche und aktuelle Vergletscherung des Markhatales und der nördlichen Nimaling-Berge, Ladakh (Nordindien). In: Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeol., Bd. 33, H. 2: 133–148.
- Iturrizaga, L. (1998): die Schuttkörper in Hochasien. Eine geomorphologische Bestandsaufnahme und Typologie postglazialer Hochgebirgsschuttkörper im Hindukusch, Karakorum und Himalaya. Diss. Geogr. Institut Univ. Göttingen: 1–320.
- Jacobsen, J.-P. (1990): Die Vergletscherungsgeschichte des Manaslu-Himalaya und ihre klimatische Ausdeutung. Diss. math.-nat. Fachber. Univ. Göttingen: 1–77.
- Kuhle, M. (1980): Klimageomorphologische Untersuchungen in der Dhaulagiri- und Annapurna-Gruppe (Zentraler Himalaya). Tagungsber. u. wiss. Abh. 42. Dt. Geographentag 1979: 244–247.
- Kuhle, M. (1982 a): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. Z. f. Geomorphol., Suppl. Bd. 41, 1 u. 2: 1–229 u. 1–184.
- Kuhle, M. (1982 b): Was spricht für eine pleistozäne Inlandvereisung Hochtibets? Sitzber. Braunschweig. Wiss. Ges. Sonderh. 6, Göttingen: 68–77.
- Kuhle, M. (1983): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Empirische Grundlage. Z. f. Geomorphol., Suppl. Bd. 41: 1–383.
- Kuhle, M. (1986 a): Die Obergrenze der Gletscherhöhenstufe – Oberflächentemperaturen und Vergletscherung der Himalayaflanken von 5000–8000 m. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., Bd. 22, H. 2: 149–162.
- Kuhle, M. (1986 b): Schneegrenzbestimmung und typologische Klassifikation von Gletschern anhand spezifischer Reliefparameter. Peterm. Geogr. Mitt. 130: 41–51.
- Kuhle, M. (1987 a): A Numerical Classification of Glaciers by Means of Specific Relief Parameters. J. Glaciology and Geocryology, Vol. 9/3, September 87: 207–214.

- Kuhle, M. (1987b): Physisch-Geographische Merkmale des Hochgebirges: Zur Ökologie von Höhenstufen und Höhengrenzen. In: Hochgebirge. Hrsg. O. Werle. Frankfurter Beiträge Didaktik Geogr., Bd. 10: 15–40.
- Kuhle, M. (1988a): Topography as a Fundamental Element of Glacial Systems. A New Approach to ELA-Calculation and Typological Classification of Paleo- and Recent Glaciations. In: Tibet and High Asia, Results of the Sino-German Joint Expedition (I). Ed.: M. Kuhle & Wang Wenjing. *GeoJournal* 17/4: 545–568.
- Kuhle, M. (1988b): Die eiszeitliche Vergletscherung W-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluß auf die globale Energiebilanz. *Geogr. Zeitschrift.*, Jg. 76, H. 3, Wiesbaden: 135–148.
- Kuhle, M. (1989): Die Inlandvereisung Tibets als Basis einer in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden, reliefspezifischen Eiszeittheorie. *Peterm. Geogr. Mitt.* 133/4: 265–285.
- Kuhle, M. (1990a): The Cold Deserts of High Asia (Tibet and Continuous Mountains). *GeoJournal* 20/3: 319–323.
- Kuhle, M. (1990b): The Probability of Proof in Geomorphology – an Example of the Application of Information Theory to a New Kind of Glacigenetic Morphological Type, the Ice-marginal Ramp (Bortensander). *GeoJournal* 21/3: 195–222.
- Kuhle, M. (1991): *Glazialgeomorphologie*. Wiss. Buchgesellschaft, Darmstadt: 1–213.
- Kuhle, M. (1994): Present and Pleistocene Glaciation on the North Western Margin of Tibet between the Karakorum Main Ridge and the Tarim Basin supporting the Evidence of a Pleistocene Inland Glaciation in Tibet. In: Tibet and High Asia. Results of the Sino-German and Russian-German Joint Expeditions (III). Ed. M. Kuhle. *GeoJournal*, Vol. 33, No. 2/3 (June/July): 133–272.
- Kuhle, M. (1998): Reconstruction of the 2.4 Million km² late Pleistocene Ice Sheet on the Tibetan Plateau and its Impact on the Global Climate. In: *Quaternary International*, Vol. 45/46, Elsevier Science, Great Britain: 71–108.
- Meiners, S. (1996): Zur rezenten, historischen und postglazialen Vergletscherung an ausgewählten Beispielen des Tien Shan und des Nord-West-Karakorum. In: *Geo Aktuell*, Forschungsarbeiten, Band 2.
- Meiners, S. (1997): Historical to Post Glacial glaciation and their Differentiation from the Late Glacial Period on Examples of the Tian Shan and the N.W. Karakorum. In: *GeoJournal*, 42/2–3: 259–302.
- Penck, A., und Brückner, E. (1901–1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 Bde, Leipzig.

Filmveröffentlichungen des IWF

- Kuhle, M. (D 1607): Die Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984 – Geographische Untersuchungen in Hochasien. Göttingen 1986. Begleitpubl. von M. Kuhle. Publ. Wiss. Film., Techn. Wiss./Naturw., Ser. 9, Nr. 5 (1986), 37 S.
- Kuhle, M. (D 1649): Heutige und eiszeitliche Vergletscherung Hochasiens – Ergebnisse der Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984. Göttingen 1988. Begleitpubl. von M. Kuhle. Publ. Wiss. Film., Techn. Wiss./Naturw., Ser. 10, Nr. 10 (1989), 36 S.
- Kuhle, M., und Kleindienst-Andrée, D. (C 1856): Glazial-geomorphologische Expedition in die Karakorum-Nordseite 1986. Göttingen 1994. Begleitpubl. von M. Kuhle. Publ. Wiss. Film., Techn. Wiss./Naturw. 12 (1996): 185–256.

Angaben zum Film

Video (Komm., deutsch od. engl., Originalton), farbig, 43 min. Hergestellt 1986, veröffentlicht 1998.

Die Aufnahmen entstanden unter der Leitung von Prof. Dr. Matthias Kuhle, Geographisches Institut der Universität Göttingen.¹ Aufgenommen, bearbeitet und veröffentlicht durch das Institut für den Wissenschaftlichen Film, Göttingen, Dore Kleindienst-Andrée; Kamera und Ton: Kuno Lechner und Jens Peter Jacobsen; Schnitt: Regine Feldmann; Tonmischung: Klaus Kemner; Kartentricks: Michael Gradias, Grafisches Atelier, Wolfenbüttel, Janek Czechowski und Michael Wagner; Video-Schnitt: Jürgen Zedel.

Inhalt des Films

Landschaftsentwicklung extremen Hochgebirges – Karakorum und Kuenlun. Anhand von zwei ausgesuchten Gebirgssystemen in Hochasien wird die Landschaftsentwicklung von der Eiszeit bis heute aufgezeigt. Nachdem im ersten Teil die Zeugnisse der eiszeitlichen Vergletscherung entlang eines Querprofils vom Hauptkamm des Gebirges bis ins Vorland hinaus verfolgt werden, befaßt sich der zweite Teil mit den heutigen Gletschern, ihren Ausdehnungen, ihrer Ernährung und ihren geomorphologischen und ökologischen Bedingungen. Zum Zweck der Moränenbeschreibungen und ihrer landschaftsgeschichtlichen Zuordnung wird dabei die quartärgeologische und -geomorphologische Methode verwendet. Der dritte Teil konzentriert sich auf die Darstellung der Schuttverfüll-

¹ Anschrift des Autors: Prof. Dr. Matthias Kuhle, Geographie/Hochgebirgsgeomorphologie, Geogr. Institut der Universität, Goldschmidtstr. 5, D-37077 Göttingen.

lung des Reliefs während der Deglaziation. Diese auffällige und für Hochgebirge charakteristische Verfüllung mit Schuttkegeln und -fächern wird, aufgrund neuester Forschungsergebnisse, aus der Glazialgenese des Reliefs erklärt. (Vgl. auch Film C 1856.)

Film Summary

Landscape Development in an Extreme Montane Environment – Karakorum and Kunlun. Exemplified by two selected montane systems of the High Asian plateau, the landscape development from the ice age to the present day has been documented. Following the first part, featuring the evidence of Ice age glaciation along a cross profile from the main mountain ridge to the foreland, the second part is concerned with current glaciers, their extent, nourishment as well as their geomorphological and ecological conditions. The Quaternary geological and geomorphological method has been applied to the description of moraines and their landscape-chronological classification. The third part concentrates on a description of the regolithic backfilling of the relief during deglaciation. This backfilling with its detrital cones and fans, so conspicuous and typical for high mountain regions, is explained from the glaciogenesis of the relief, incorporating the latest scientific findings. (See Film C 1856.)

Résumé du Film

Evolution du paysage en très haute montagne – Karakorum et Kunlun. Le film montre l'évolution du paysage depuis la période glaciaire jusqu'à nos jours, en s'appuyant sur deux systèmes montagneux de l'Asie des hautes terres qui ont été particulièrement sélectionnés. La première partie montre les effets de la formation des glaciers à l'époque glaciaire en suivant une coupe transversale de la crête principale de la montagne jusque dans la plaine. La deuxième partie s'intéresse aux glaciers actuels, à leurs étendues, à leur alimentation et à leurs conditions géomorphologiques et écologiques. La méthode utilisée pour décrire les moraines et les classer dans l'histoire du paysage est la méthode géologique et géomorphologique du quaternaire. La troisième partie se concentre sur la représentation du remblayage du relief par les débris pendant la déglaciation. Ce remblayage par des cônes de déjection, remarquable et caractéristique pour la haute montagne, est expliqué, à partir des résultats les plus récents de la recherche, par la genèse de la glaciation du relief. (Voir le film C 1856.)