

ISSN 0073-8433

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN

SEKTION
TECHNISCHE WISSENSCHAFTEN
NATURWISSENSCHAFTEN

SERIE 10 · NUMMER 10 · 1989

FILM D 1649

Heutige und eiszeitliche Vergletscherung Hochasiens
Ergebnisse der Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984



INSTITUT FÜR DEN WISSENSCHAFTLICHEN FILM · GÖTTINGEN

Angaben zum Film:

Tonfilm (Komm., deutsch oder engl.), 16 mm, farbig, 476 m, 43 ½ min (24 B/s). Hergestellt 1984, veröffentlicht 1988.

Der Film ist für die Verwendung in Forschung und Hochschulunterricht bestimmt. Veröffentlichung aus dem Geographischen Institut der Universität Göttingen, Prof. Dr. M. KUHLE, Kamera: J.-P. JACOBSEN, und dem Institut für den Wissenschaftlichen Film, Göttingen, D. KLEINDIENST-ANDRÉE, M. A., Schnitt: R. FELDMANN, Trick: H.G. GRASKE. Die Expedition wurde gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Academia Sinica, Max-Planck-Gesellschaft, Universität Göttingen.

Zitierform:

KUHLE, M.: Heutige und eiszeitliche Vergletscherung Hochasiens – Ergebnisse der Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984. Film D 1649 des IWF, Göttingen 1988. Publikation von M. KUHLE, Publ. Wiss. Film., Sekt. Techn. Wiss./Naturw., Ser. 10, Nr. 10/D 1649 (1989), 36 S.

Anschrift des Verfassers der Publikation:

Prof. Dr. M. KUHLE, Geographisches Institut der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 5, D-3400 Göttingen.

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN

Sektion BIOLOGIE
Sektion ETHNOLOGIE
Sektion MEDIZIN

Sektion PSYCHOLOGIE · PÄDAGOGIK
Sektion TECHNISCHE WISSENSCHAFTEN
NATURWISSENSCHAFTEN

Sektion GESCHICHTE · PUBLIZISTIK

Herausgeber: H.-K. GALLE · Redaktion: G. LOTZ, I. SIMON

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN sind die schriftlichen Ergänzungen zu den Filmen des Instituts für den Wissenschaftlichen Film und der Encyclopaedia Cinematographica. Sie enthalten jeweils eine Einführung in das im Film behandelte Thema und die Begleitumstände des Films sowie eine genaue Beschreibung des Filminhalts. Film und Publikation zusammen stellen die wissenschaftliche Veröffentlichung dar.

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN werden in deutscher, englischer oder französischer Sprache herausgegeben. Sie erscheinen als Einzelhefte, die in den fachlichen Sektionen zu Serien zusammengefaßt werden.

Bestellungen und Anfragen an: Institut für den Wissenschaftlichen Film
Nonnenstieg 72 · D-3400 Göttingen
Tel. (05 51) 20 22 04

FILME FÜR FORSCHUNG UND HOCHSCHULUNTERRICHT

MATTHIAS KUHLE, Göttingen:

Film D 1649

Heutige und eiszeitliche Vergletscherung Hochasiens Ergebnisse der Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984

Verfasser der Publikation: MATTHIAS KUHLE

Mit 5 Abbildungen

Inhalt des Films:

Heutige und eiszeitliche Vergletscherung Hochasiens – Ergebnisse der Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984. Physisch-geographische Forschungsergebnisse (glaziologisch, klimatologisch, geomorphologisch, paläoklimatologisch) aus Südtibet und der Himalaya-Nordabdachung in drei Teilen: 1. Beschreibung, Typisierung und glazio-klimatische Ausdeutung der heutigen Vergletscherung und ihrer Massenbilanz; 2. Gegenüberstellung rezenter Hangtypen, Erläuterung ihrer Entwicklung und ihre Einordnung in genetische Reihen; 3. Skizzierung der Vergletscherungsgeschichte in chronologischer Umkehrung bis zurück zur maximalen tibetischen Inlandvereisung während des letzten Hochglazials vor ca. 60 000–20 000 Jahren. Dieser Punkt stellt den irdischen Energieverlust durch Reflexion der Sonneneinstrahlung auf diesen Eisflächen als eigentlichen Eiszeitauslöser heraus.

Summary of the Film:

Recent and Ice-Age Glaciation of Upland Asia – Findings of the 1984 South Tibet and Mount Everest Expedition. Physical geographical research results (glaciological, climatological, geomorphological, paleoclimatological) from South Tibet and the Great Himalaya to the North are presented in three sections: 1. Description, typification and glacial climatological interpretation of recent glaciation and its mass distribution; 2. Comparison of recent ridge types, explanation of their development and their categorization in genetic series; 3. Depiction of the history of glaciation in reverse chronological order back to the point of maximum inland glaciation in Tibet during the last Great Ice Age about 60 000–20 000 years ago. This point shows that the terrestrial energy loss caused by the reflection of the sun's irradiation from these ice surfaces was what really set off the ice age.

Résumé du Film:

Glaciation actuelle et de l'époque glaciaire de la haute Asie — Résultats de l'expédition en 1984 dans le sud du Tibet et au Mt. Everest. Résultats d'explorations physico-géographiques (glaciologique, climatologique, géomorphologique, paléoclimatologique) du sud du Tibet et de l'escarpement nord de l'Himalaya en trois parties: 1. Description, standardisation et explication glacio-climatique de la glaciation actuelle et de son bilan de masses. 2. Comparaison des formes de versants récents, illustration de leur développement et de leur classification dans des séries génétiques. 3. Esquisse de l'histoire de la glaciation en inversement chronologique jusqu'à la glaciation maximale du Tibet lors de la dernière période glaciaire dominante, 60 000 à 20 000 ans auparavant. Ce point met en évidence que la perte d'énergie terrestre par réflexion de l'irradiation solaire sur ces surfaces de glace est un véritable déclencheur d'époque glaciaire.

Allgemeine Vorbemerkungen

Die vorgestellten Ergebnisse wurden auf der „Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984“ gewonnen. Das Expeditionsgebiet, der Expeditionsablauf und die praktizierten Arbeitstechniken sind Gegenstand eines bereits 1986 veröffentlichten Films (D 1607 [19]). Sie müssen hier nicht wiederholt werden. Das gilt auch für die in der Begleitpublikation formulierten topographischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes (KUHLE [19], S. 4–8) sowie die Fundierung der in diesem zweiten Film detaillierter (Teil 1: Heutige Vergletscherung) behandelten Gletscherobergrenze ([19], S. 8–10).

Die Problemkreise „Gletschertypologie“, „Eispyramiden- bzw. Eisturmentstehung“, „Obermoränenbedeckung und Gletscherdynamik“ konnten im gesprochenen Kommentar (s. u.) hinreichend verdeutlicht werden; die Hangentwicklung (Teil 2), Intensität der Solifluktion etc. ist gleichfalls ausreichend dargestellt.

Eigentliches Kernstück ist die Vergletscherungsgeschichte (Teil 3), speziell die max. glazialzeitliche Eisbedeckung des Tibetischen Hochlandes, ihre globalen energetischen Konsequenzen und die hierauf basierende reliefspezifische, in der irdischen Strahlungsgeometrie fußende Eiszeitentstehungstheorie. An dieser Stelle soll der Kommentar unterstützen und nicht nur eingefügtes, sondern im Zusammenhang dargestelltes Material liefern.

Zur Vergletscherungsgeschichte Tibets

Die 1984 durchgeführten Untersuchungen stehen im Zusammenhang von inzwischen sieben Forschungsexpeditionen nach Tibet und in seine umfassenden Gebirgssysteme (Abb. 1). Dementsprechend sind die zusammengetragenen Ergebnisse nicht isoliert voneinander zu sehen. Vielmehr verbinden sie sich zu einem Gesamtbild maximaler pleistozäner Gletscherbedeckung in Hochtibet (Abb. 2), das allein in Südtibet nicht zu gewinnen gewesen wäre. Zentrale zu rekonstruierende Größe ist die vorzeitig abgesenkte klimatische Schneegrenze (ELA). Sie wurde durch die anhand von Endmoränen und Gletscherschliffen erschlossene maximale Reichweite der ehemals viel tiefer hinabgeflossenen Gletscherzungen ermittelt. Hierbei steht die Gletscherendabsenkung zur Schneegrenzdepression im Verhältnis von ca. 2 : 0,7–2 : 1. Ausschlaggebend hierfür sind die variierenden topographischen Verhältnisse zwischen einer breit auseinanderlaufenden Piedmontvergletscherung und einer kanalisierten Talvergletscherung (KUHLE

[7]). Die auf dem Wege der Moränennachweise und -kartierungen rekonstruierte ELA-Absenkung konnte ausschließlich an den Steilrändern des Tibetplateaus bzw. in seinen Randgebieten erfasst werden. Nur hier bestand die topographische Voraussetzung für tief hinabfließendes Eis. Auf dem Hochplateau selbst konnten sich die Gletscher

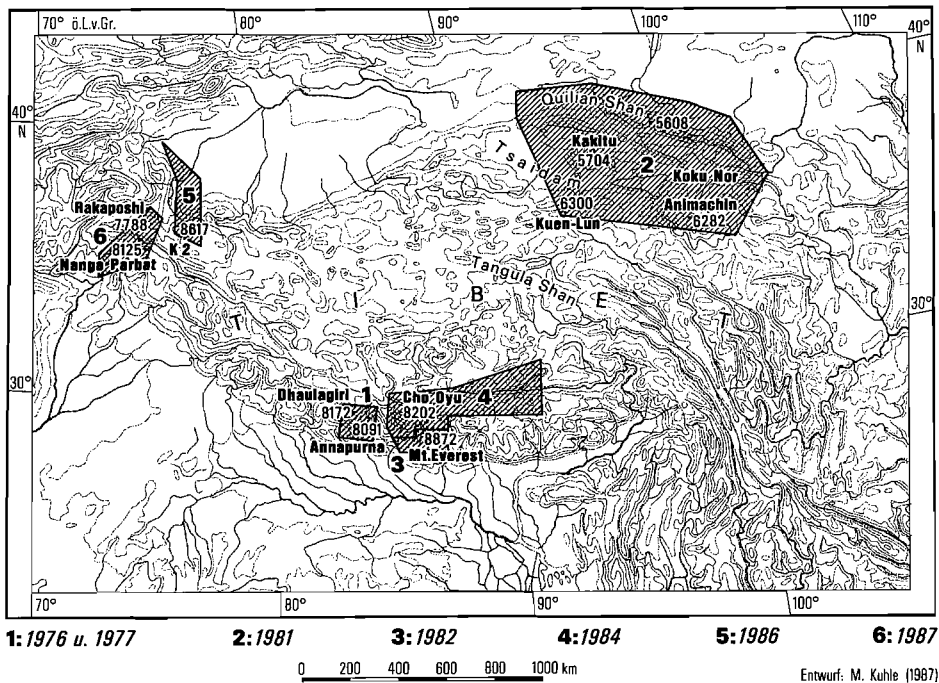


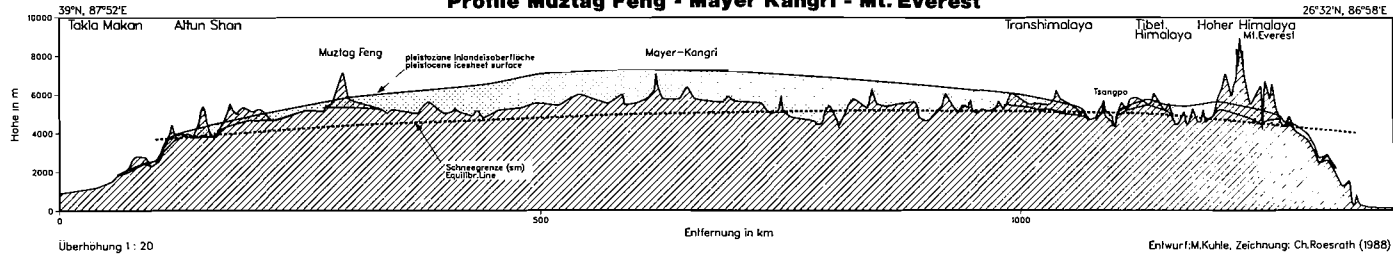
Abb. 1. Untersuchungsgebiete des Verfassers

während einer aufkommenden Eiszeit zunächst nur ausbreiten und nach seiner Abdeckung nur noch aufhöhen, aber die Plateauhöhe nicht unterschreiten. Hier resultierte bereits bei einer Schneegrenzabsenkung von ihrer heutigen Höhe, die allein die Gipfelhöhe der höheren Berge schneidet, bis in die Nähe der Hochplateaufläche eine großflächige Eisabdeckung. Zur Erfassung der gesamten klimatischen Veränderung, die an der max. ELA-Depression bei einer Sommertemperaturabnahme um $0,7^{\circ}\text{C}$ pro 100 m (KUHN [14]) ablesbar ist, müssen jedoch die tiefsten Moränen an den Rändern Tibets einbezogen werden. Dort verlief die Schneegrenze 1200–1500 m tiefer als heute, was bei konstanten hygrischen Verhältnissen einer Temperaturabsenkung um $8,4\text{--}10,5^{\circ}\text{C}$ entspricht.

Über die Bedeutung für die Klimarekonstruktion hinaus gewinnt der Nachweis tiefster Schneegrenzverläufe methodisches Gewicht. Je tiefer die eiszeitliche Schneegrenze in den Randbereichen Tibets nachweisbar ist, desto sicherer ist die Totalvergletscherung des zentraltibetischen Plateaus. Wesentlich für diesen Ansatz ist das richtige Verständnis dieser klimatischen Höhengrenze: Sie schwankt nur sehr weiträumig, macht keine

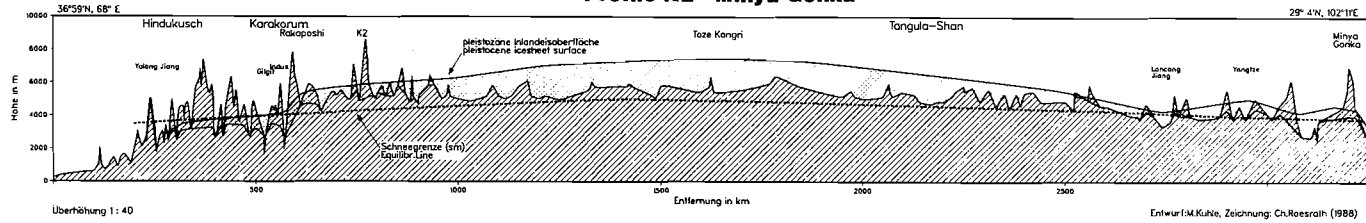
Profil Muztag Feng - Mayer Kangri - Mt. Everest

Profile Muztag Feng - Mayer Kangri - Mt. Everest



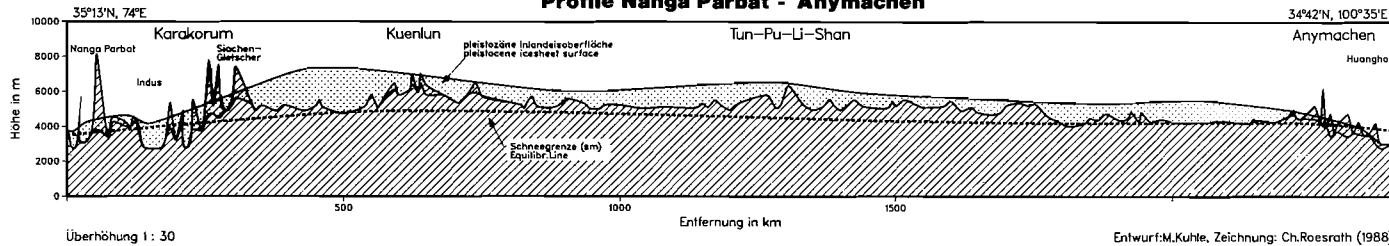
Profil K2 - Minya Gonka

Profile K2 - Minya Gonka



Profil Nanga Parbat - Anymachen

Profile Nanga Parbat - Anymachen



Profil Pamir - Nanga Parbat

Profile Pamir - Nanga Parbat

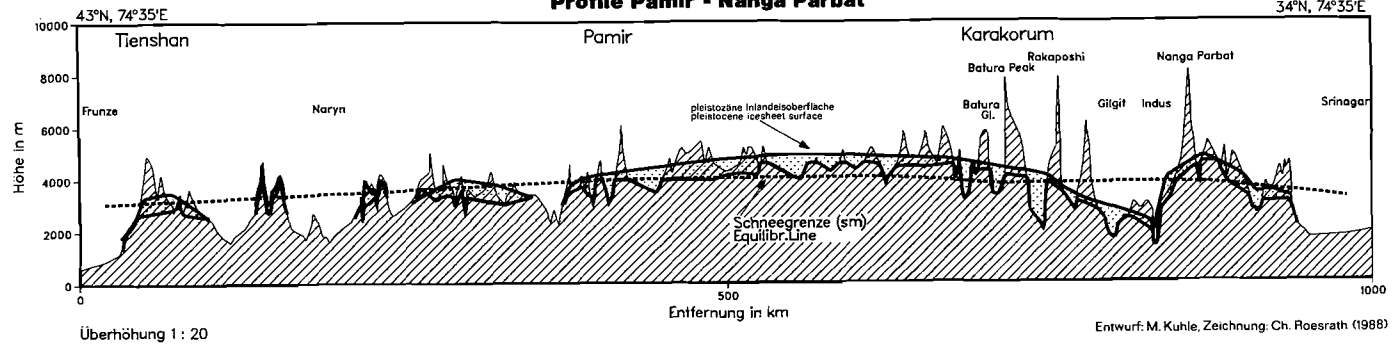


Abb. 2. Quer- und Längsprofile durch das pleistozäne Tibet

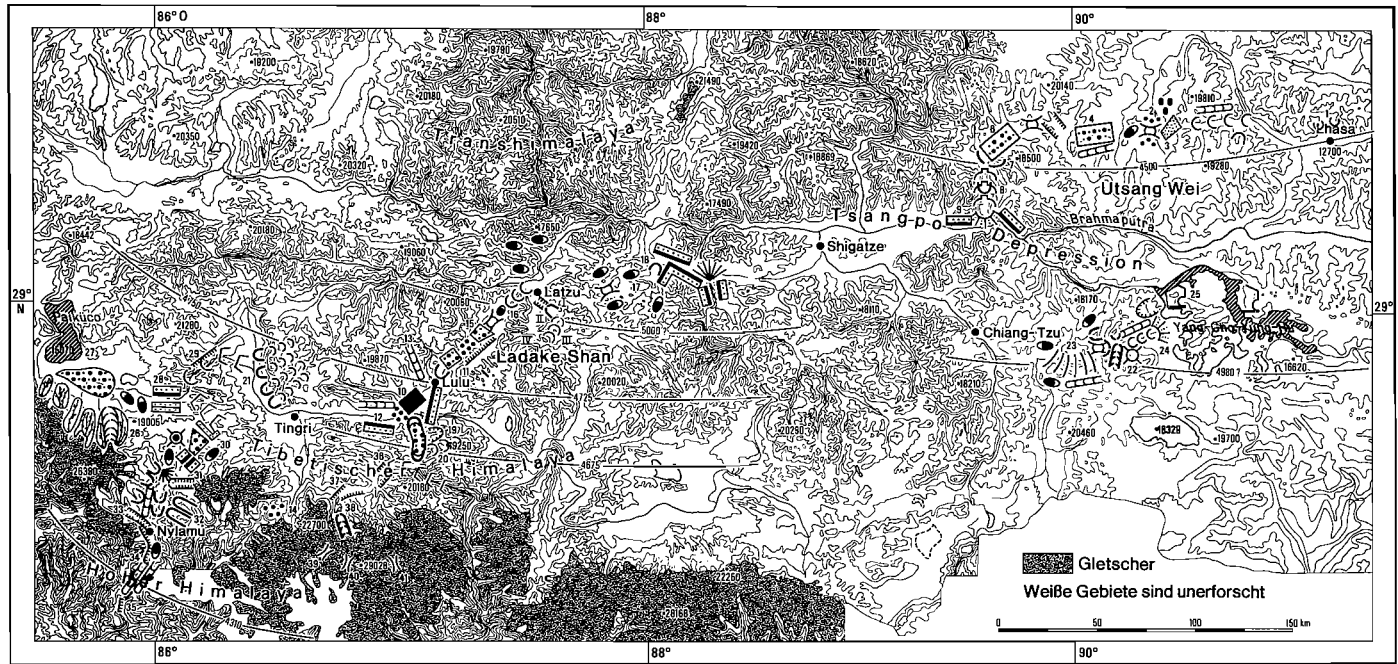
Sprünge, sondern kann sich, wie heute so auch während der Eiszeit, über Tibet von den Randketten her nur leicht aufgewölbt haben. Über diesen Schluß, der dem Aktualitätsprinzip folgt, wird anhand der erfaßten, randlich sehr starken Schneegrenzdepressionen ein zentraltibetischer Schneegrenzverlauf weit unter der mittleren Plateauhöhe wahrscheinlich gemacht. Das beweist die Totalvergletscherung Tibets (Abb. 2). Je nach Längs- oder Querprofilverlauf lagen über 75–85 % der Plateaufläche über oder im Niveau der hochglazialen Schneegrenze (Abb. 2). Aus diesen Verhältnismäßigkeiten ergibt sich das Vollaufen aller Depressionen und Talsenken, die unter die damalige Schneegrenze abtauchen. Zum Vergleich: Die letzteiszeitliche alpine Eisstromnetzvergletscherung hat sogar Talgefäße vollständig mit Gletschern aufgefüllt, deren Talböden bis zu 1600 m unter der Schneegrenze lagen. Das gilt für das Rhone-Tal. Es konzentrierte den größten Eisstrom der Alpen.

Die Bedeutung des Untersuchungsgebietes der Expedition 1984

Auch ohne die Arbeiten aus dem Jahr 1984 war über die bis dahin erfolgten hochglazialen Schneegrenzrekonstruktionen am Rand Tibets ein Tibetisches Inlandeis wahrscheinlich gemacht worden (KUHLE [2]–[6]; [8]–[12]). Zugleich bestand die Möglichkeit, auch zentraltibetische, d. h. unmittelbare Belege für jene großflächige Gletscherbedeckung zu gewinnen. Das gelang im Transhimalaya, N-lich der Tsangpo-Furche, wie auch im Tibetischen und im Hohen Himalaya S-lich derselben (Abb. 1, Nr. 4) durch Erratika-Nachweise (KUHLE [6]). Ein repräsentatives Beispiel liefern die Erratika im Tal von Lulu auf der Latzu-Massiv-S-Abdachung (Abb. 3, Nr. 11, 15). Hier liegen zwischen 4400 und 5000 m ü. M. Zwei- und Ein-Glimmer-Granitblöcke führende Geschiebelehmablagerungen. Typisch für derartige Grundmoränen ist die diamiktische Zusammensetzung aus sehr großen Blöcken mit feiner sandig-lehmiger Zwischenmasse, wie sie nur vom Gletschereis sedimentiert wird. Der Ferntransport des Substrates und die Verfrachtung durch einen Gletscher ist durch seine Auflage auf anstehendem Basalt belegt (Abb. 3, Nr. 15). Die großen Granitblöcke liegen in diesen Profilen min. 170 m über den Boden hinauf an den Talflanken. Die Flanken sind – und das bestätigt den Befund ganztaliger eiszeitlicher Gletscherverfüllung – trogtalförmig konkav ausgeschliffen. Abb. 3 faßt die 1984 beobachteten Indikatoren für ein hochglaziales Eisstromnetz in Südtibet zusammen und gibt die zugehörigen klimatischen Schneegrenzhöhen an.

Eine überregional repräsentative Stellung kommt dem südtibetischen Untersuchungsgebiet insofern zu, als aufgrund der vergleichsweise sehr südlichen Lage die Schneegrenze heute und auch eiszeitlich extrem hoch verläuft resp. verlaufen sein muß. Wenn hier im Süden die nachweisbare Schneegrenzabsenkung zu einer abdeckenden Vergletscherung geführt hat, dann ist damit auch ohne die weiter nördlich gesicherten Vergletscherungsbefunde auf ein dortiges Inlandeis zu schließen. Die nach Norden planetarisch bedingt inklinierende Schneegrenze muß das sich in gleicher Höhe fortsetzende Plateau zunehmend unterschritten haben (Abb. 2, Profil: Muztag Feng – Mayer Kangri – Mt. Everest).

Nicht mehr nur an die Steilränder des Tibetplateaus bzw. seine einfassenden Gebirge gebunden ist die Möglichkeit, den spätglazialen und neoglazialen bis historischen Glet-



Entwurf: M. Kuhle 1985 nach ONC H.9, H.10

- | | | | | |
|---|---|---|--|--|
| <p>13 Typuslokalität</p> <p>Bortensander</p> <p>Eiszeitliche Gletscherüberläufe in Himalaya-Süd-Abdachung</p> <p>—4500— Letztzeitliche klimatische Schneegrenzhöhe in (m)</p> <p>Warwit</p> | <p>Subglaziales Kastenprofil in Trogtal</p> <p>Limnische Unterschneidung des Seeufers</p> <p>Zungenbeckense</p> <p>Große Karform</p> <p>Trogtal</p> | <p>Weites Trogtal</p> <p>Gletscherschliff (Politur)</p> <p>Schotterterrassen in Kontakt mit Moränen</p> <p>Schwemmschuttflächen, Kegelsander</p> <p>Subglaziale Schmelzwasserablagerung</p> | <p>Drumlin</p> <p>Grundmoräne mit Erratika</p> <p>Grundmoränenflächen</p> <p>Ullermoränenenterrassen, Kames etc.</p> <p>Endmoränen (vorzeitliche Eisrandlagen)</p> | <p>Erratika</p> <p>Rundhücker und verwandte Schilfformen</p> <p>Schiffsattel</p> <p>C14-Analyse</p> <p>Fossilfundstelle (Eohippus)</p> |
|---|---|---|--|--|

Abb. 3. Glazialgeomorphologische und glazialgeologische Indikatoren der pleistozänen Eisstromnetzvereisung Südtibets (Expeditionsgebiet 1984)

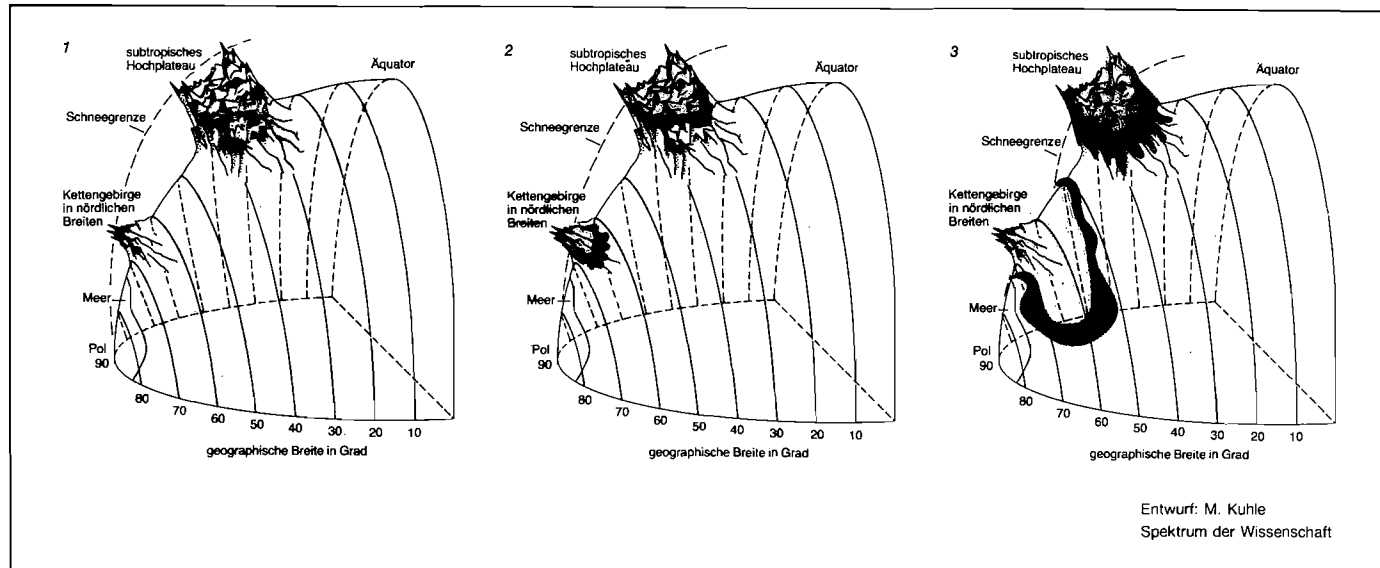


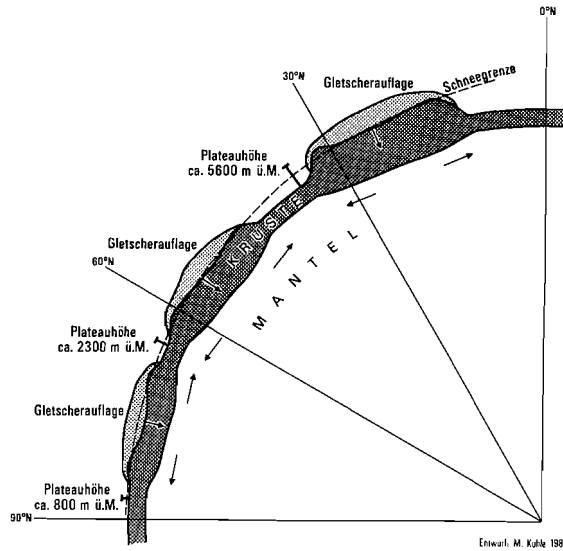
Abb. 4. Das auf drei Phasen generalisierte Schema zeigt die Eiszeitauslösung durch die Heraushebung eines subtropischen Hochplateaus bis in Schneegrenzhöhe

1. Frühpleistozän und interglazial waren und sind nur die höchsten nördlichen und subtropischen Gebirge vergletschert. 2. Extraterrestrisch induziert senkte sich die Schneegrenze geringfügig ab, und die subtropische Gletscherfläche vergrößerte sich aufgrund der Schneegrenznähe des tibetischen Plateaus wesentlich. 3. Wegen der großen Bedeutung subtropischer Hochplateaus für die Wärmebilanz der Atmosphäre führt die durch Vergletscherung um 70 % gesteigerte Albedo zu weiterer globaler Abkühlung. Nun gelangen auch in höheren Breiten die Gletscher in die Vor- und Tieflandbereiche, werden flächenwirksam und senken über ihre Albedo die Temperaturen weiter ab. Die Steigerung der subtropischen Gletscherflächen und ihrer Kühlwirkung wird in dieser Phase durch die Plateauränder begrenzt. Über sie fließen die Ausläßgletscher steil hinab, ohne jedoch die sehr warmen Tiefländer erreichen zu können. – Hochglazial übertreffen die Inlandeislflächen höherer Breiten die Gletscherflächen der Subtropen um das etwa 8,4fache, womit ihre Kühlwirkung mehr als das Doppelte derjenigen niedriger Breiten erreicht. Dennoch wäre ohne den Anstoß durch das subtropische Hochlandeise keine bedeutende globale Vereisung eingetreten.

3 → 2 → 1: In prozessualer Spiegelsymmetrie ist das Ende einer Eiszeit zu verstehen. Die extraterrestrisch angestoßene Erwärmung um wenige Grad führte durch Anhebung der Schneegrenze (Grenzlinie von dunkel zu hell) um wenige hundert Meter zu extremem Flächenverlust (3 → 2). Die Fläche des subtropischen Hochlandeises wird gleichzeitig – der steil herabfließenden Ausläßgletscherzungen wegen, die lediglich verkürzt werden – kaum reduziert. Erst als Folge der von den Flachlandeiserreduktionen ausgehenden Kettenreaktion globaler Wiedererwärmung wird zuletzt auch das Hochlandeise abgebaut (2 → 1)

scherrückgang zu verfolgen. Während des jüngeren Spätglazials und Neoglazials hob sich die Schneegrenze langsam so weit über die geschlossene Hochebene an, daß sich die Gletscher in die – den Ebenen aufgesetzten – Gebirgsgruppen zurückzogen und in einzelne Talgletscherzungen auflösten (KUHLE [13]). Abb. 3, Nr. 22 zeigt die Lokalität

Abb. 5. Abnahme der potentiellen Plateauhöhen als Funktion der Schneegrenzinklination von den niedrigen zu den hohen Breiten. Die mit der Hebung über die Schneegrenze einsetzende Vergletscherung kompensiert glazialisostatisch die tektonische Hebung und läßt sie damit an eine exogene (klimatische) Grenze stoßen (gilt bei hinreichender Plateaugröße)



von Moränen solcher holozäner Talgletscherszillationen im bis auf 7193 m ansteigenden Lankazi-Massiv (Tibetischer Himalaya). — Ein über die vordergründige Gletschergeschichte hinausgehendes methodisches Interesse kommt diesen Rekonstruktionen durch die allein auf diesem Wege mögliche Aufhellung frühglazialen Gletscherabstiegs aus den Gebirgen hinaus in die Vorländer der Hochebenen Tibets zu. Umgekehrt chronologisch — nämlich über diese schrittweise Schneegrenzanhörung — wird die aus der früheiszeitlichen ELA-Absenkung resultierende zunehmende Eisabdeckung Tibets nachvollziehbar. Tatsächlich fungierten die noch heute vergletscherten „Refugiazentren“ der Vergletscherung, die dem Tibet-Plateau aufgesetzten Hochgebirgsmassive, als „Kristallisationskerne“ einer sich von hier aus aufbauenden, hocheiszeitlichen Vergletscherung. Sie haben speziell für das sich exponentiell selbstverstärkende Initialstadium der Vereisung konstituierende Bedeutung (s. u.; Abb. 4).

Schneegrenzabsenkung, Inlandeisauflast und Tektonik in Tibet

Die im ausgehenden Tertiär und beginnenden Quartär erfolgte Hebung Tibets über die Schneegrenze führte zu einer ersten pleistozänen Vergletscherung des Hochlandes (KUHLE [11]). Die dabei aufgrund der großen Grundfläche (1500 x 3000 km) sich aufbauende Inlandvereisung erreichte im Abflußgleichgewicht durch die Randgebirge hindurch und an den Steilrändern hinab eine zentrale Mächtigkeit von ca. 2000 bis 3000 m (Abb. 2). Aus dieser Auflast muß eine glazialisostatische Absenkung um etwa

700 m resultiert haben. Das heißt, Tibets Hebung über die ELA wurde durch den Inlandeis aufbau verlangsamt, dann kompensiert und zuletzt bei zunehmender Auflast glazialisostatisch teilweise rückgängig gemacht. Hiermit wird der durch Abb. 5 schematisierte Gedanke nachvollziehbar: Das Klima limitiert die tektonische Hebung von Hochplateaus auf der Erde, so daß die höchsten Hochflächen nur dort ausgebildet werden können, wo die Schneegrenze am höchsten verläuft. Bei einer Hebung Tibets bis auf im Mittel 5 600 m wird eine erneute Inlandvereisung einsetzen und die endogene Tektonik limitiert.

Die Untersuchungen der Expedition 1984 bestätigten extreme Entlastungshebungen nördlich des Shisha Pangma, wo 9 000–15 000 Jahre alte Endmoränen heute eine Eigenvergletscherung tragen, d. h. inzwischen über die Schneegrenze gehoben worden sind. Die Endmoränen wurden von spätglazialen Gletscherzungenenden der Shisha-Pangma-N-Hänge aufgeschoben. Diese Hängegletscher erreichen jene inzwischen mit kleinen Plateau-eisen eigenvergletscherten Endmoränen heute bei weitem nicht mehr. Das bedeutet, daß der Hängegletschereinzugsbereich des Hohen Himalaya (Shisha Pangma) langsamer gehoben worden sein muß als das S-tibetische Plateau, dem diese Endmoränen aufliegen. Primär tektonisch ist jedoch der Hohe Himalaya schneller gehoben worden als das Hochplateau, weswegen er als jüngerer Gebirgssaum wesentlich größere Höhen erreichte und von älteren syngenetisch eingeschnittenen, antezedenten Quertälern, die vom Tibetplateau herabführen, gegliedert ist. Wir errechneten ca. 40 mm Hebungsbetrag für Südtibet pro Jahr, was einem min. drei- bis viermal höheren Wert als der meßbaren Himalayahebung (GANSSE [1], S. 19) entspricht. Damit ist diese für primär-tektonische Hebung zu bedeutende Krustenbewegung als ein indirekter Beweis für mächtige pleistozäne Auflast, resp. Entlastungshebung, zu werten (KUHLE [11], [13]).

Der Wechsel in der Energiebilanz von der interglazialen Schutt- zur hochglazialen Inlandeisoberfläche

In Süd- (28° N), aber auch in Nordwesttibet (36° N) wurden mit acht Klimameßanlagen in 3 800–6 650 m ü. M. (Ost-Rongbuk-Station, Mt. Everest) 1984 und 1986 ca. 25 000 Strahlungsbilanzmessungen auf Schuttflächen und Gletschern durchgeführt. Die Globalstrahlung erreicht 1 000–1 300 W/m², was fast der Solarkonstanten an der Obergrenze der Atmosphäre entspricht. Insgesamt treffen viermal höhere Energien auf, als sie in der Breite der nordischen Inlandeise (60°–70° N) erreicht werden. Auf Schutt, der heute 99 % der Fläche ausmacht, wurden Albedowerte von unter 20 % gemessen, wodurch Tibet die wirksamste Heizfläche der Erde ist. Auf den Schneeflächen der Gletscher werden 90 % der Strahlung reflektiert. Wie die Einstrahlung wird auch die Ausstrahlung durch die Transparenz der Höhenatmosphäre in 6 600–7 000 m gesteigert. Hier lag die Oberfläche der Eiskuppel (Abb. 2), die 97 % Tibets abdeckte und in eine Abkühlungsfläche mit um 70 % vergrößertem Verlust der Strahlungsenergie wandelte. LAUTENSCHLAGER et al. ([15]; [16], S. 191–230) haben den daraus gezogenen Schluß des Verfassers auf einen globalen Kühleffekt mit dem T21-Modell bestätigt. Nach dem T²-Test der Oberflächentemperatur setzte der Kühleinfluß des ca. 2,4 x 10⁶ km² Tibeteises in der Testhierarchie mit einer Signifikanz von zwei Zehnerpotenzen über dem 99,9 % Konfidenzintervall ein und dominiert die Einflüsse der anderen irdischen Land- und Meeresflächen zur Eiszeit.

Das Grundkonzept der reliefspezifischen Eiszeithypothese

Aus der rekonstruierten Gletscherausdehnung wird über die Schneegrenzdepression von 1200 m eine Sommertemperaturabsenkung von 8,4–10,5 °C (s. o.) errechnet. Früheiszeitlich muß bei fortschreitender Absenkung der Schneegrenze ein Teil Tibets unter eine vorläufige Eisbedeckung geraten sein, womit die Vorreiterstellung Tibets für die Eiszeit bewiesen ist. Bereits bei einer Schneegrenzdepression von 500 m war Tibet zu einem Drittel eisbedeckt. Das beweisen die spätglazialen Eisränder entsprechender Schneegrenzdepressionen. Die exponentielle Gletscherflächenzunahme mit der Schneegrenzdepression ist eine Funktion der mittleren Talboden- bzw. Plateauhöhe. Sie wurde durch die um fast die doppelte Schneegrenzabsenkung hinabfließenden Gletscherzungen erreicht. Es bauten sich großflächige Vorlandvergletscherungen von den Gebirgen zum Plateau hinaus auf. Diese Vorlandvergletscherung bedeutete zugleich eine sekundäre Aufhöhung der gletscherernährungs-wirksamen Reliefoberfläche. Eine derartig reliefspezifische, sprunghafte Eisflächenvergrößerung ging von den dem Plateau aufgesetzten Gebirgen aus. Sie waren „Kristallisationszentren“ des Eises. 500 m Schneegrenzdepression korreliert mit einer Abkühlung von 3,5 °C durch Veränderung der Erdbahnparameter nach MILANKOVIČ [17]. Das hieraus entwickelte initiale Tibeteis konnte durch seine Strahlungsbedingungen wirkungsvoller als andere Gebiete der Erde einen Mechanismus auslösen, der zur Abkühlung um insgesamt 10 °C und damit zur eigentlichen Hocheiszeit führte.

Der Mechanismus im einzelnen

Der 70%ige Einstrahlungsverlust des initialen subtropischen Tibeteises führte zu einer weiteren globalen Abkühlung um ca. 1–1,5 °C, so daß die Schneegrenzdepression auf 700 m wuchs. Das vergrößerte – neben dem Tibeteis – weltweit die Gebirgsgletscher. Sie traten bis in die Vorländer hinaus und wurden flächenwirksam. Das galt z. B. auch für die Skanden. Zunächst war die Abkühlung an die Subtropen, vorrangig an Tibet, gebunden. Dann aber wurden die in Reihenfolge ihrer Vertikaldistanz von der Vorlandhöhe zur interglazialen Schneegrenzhöhe zugeschalteten Vor- und Flachlandgletscherflächen dort am größten, wo die Strahlungsungunst die Schneegrenze auch heute am tiefsten, d. h. in Flachlandnähe hält: in den nordischen Breiten. Die Reihenfolge, in der sich die Gebirgsvorländer diesem Abkühlungsprozeß zuschalteten, ist aus der Höhendifferenz von rezenten Gletscherenden (tp) zu Gletscherzungen, die das Vorland erreichen würden (ti), zu errechnen (Schneegrenzdepr. = $\frac{tp-ti}{2}$ [m ü. M.]). Die sich dabei aufbauenden Inlandeise wirkten ihrerseits global abkühlend und auch auf das Tibeteis zurück. Im Hochglazial standen 26,3 x 10⁶ km² neu aufgebautes Flachlandeis um 48 bis 75° N subtropischen Hochlandeislflächen (Tibet, Anden) von etwa 3,2 x 10⁶ km² gegenüber. Damit überwog der Kühleffekt der Flachlandeise den der Hochlandeise um 2,1:1. Ohne letztere wären jedoch die Flach- oder Tieflandeise nicht zustande gekommen.

Tibet als Auslöser und nicht nur Verstärker der Eiszeit

Der MILANKOVIČ-Zyklus mit seiner Temperaturschwankung war auch präpleistozän, während eiszeitfreier Erdzeitalter, wirksam. Darum kann in ihm nicht der Eiszeitauslöser als gefunden gelten. Vielmehr handelt es sich nur um einen anregenden Faktor, der

dem Auslöser Vorschub leistete. Dieser ist in der früh-pleistozänen Hebung Tibets in die Schneegrenzhöhe zu sehen. Damit wurde eine initiale subtropische Vereisung möglich, die zu autozyklischer Entwicklung ausreicht. Erst jetzt war die Erde in Eiszeitbereitschaft, die extraterrestrisch induzierte Klimaschwankungen durchgreifend wirksam werden ließ. Die sich dann immer wieder aufbauende Inlandeisauflast von mehr als 2 000 m Mächtigkeit setzte einer Heraushebung Tibets ein klimatisches Ende. Die mit der Deglaziation erneut einsetzende Hebung mußte zu einer für die Eiszeitauslösung hinreichend großen Vereisung des Plateaus führen.

Wie schwer baut sich ein subtropisches Inlandeis auf?

Auf die reliefspezifische Nährflächenvergrößerung zu forciertem Piedmontgletscheraufbau wurde hingewiesen. In der unterschiedlichen Wertigkeit der subtropischen Einstrahlung für Schutt- oder Eisoberflächen liegt ein weiterer Gunstfaktor. Aus der 70%igen Albedodifferenz ergibt sich ein viermal verstärkter Energiewechsel gegenüber den viermal geringer bestrahlten Breiten zwischen 60 und 70° N. Das bedeutet bei 85 % Albedo, daß lediglich die restlichen 15 % der breitenkreisspezifischen Energieunterschiede noch zum Tragen kommen. In der Aufheizung des Schutts bei 15 % Albedo liegt dagegen ein gewaltiger Wärmeunterschied von hohen zu subtropischen Breiten vor. Die Gegenüberstellung zeigt deutlich, daß ein Gletscher vergleichsweise unempfindlich gegen die spezifisch subtropische Größe „Einstrahlung“ ist. Folglich ist der durch Gletscherbedeckung eingeleitete Selbstverstärkungseffekt viermal wirksamer als in hohen Breiten. Der Breitenkreis-Unterschied bleibt nur im Verhältnis 4:1 erhalten. Da dies jedoch lediglich 15 % der Globalstrahlung betrifft, reduziert sich der absolute Unterschied auf den 5,7ten (85 : 15) Teil. Das subtropische Eis war demnach ein viel größerer klimatischer Fremdkörper als die nordischen Inlandeise¹.

Dieser relative Stabilitätsgewinn von Gletschern hoher zu denen niedriger Breiten hin bedingte, daß die Auslaßgletscher des Tibeteises, unabhängig von der Einzugsbereichshöhe, in viel wärmere Klimate hinabfließen konnten als die Loben der nordischen und auch alpinen Vereisungen.

Mit dem Nachweis des Tibeteises durch quartärgeologisch-geomorphologische Befunde entsteht die Frage nach seinen klimatischen Bedingungen. Eine Abkühlung um 8–10 °C bei konstanten Niederschlägen wäre das einfachste Modell. Es ermöglicht bei 400 mm/J in Zentraltibet in 5000 Jahren den Aufbau eines abdeckenden Tibeteises (50 % Verdunstung = 200 mm = 222 mm Eis $\times 5 \times 10^3 = 1110$ m Eis). Wahrscheinlich war es trockener, was zugleich eine größere Temperaturabsenkung bedeutete. Wird von 200 mm/J ausgegangen, so ergibt das bei 50 % Verdunstung in 10×10^3 J eine 1100 m mächtige Eisdecke, abzüglich des randlichen Abflusses. Damit ist die zeitliche Stimmigkeit zur Schrittmacherrolle des Tibeteises in Reaktion auf die frühwürmzeitlichen Strahlungsanomalien zwischen 90 und 60 Ka gegeben.

¹ Gedankenexperiment: Ein vollständig vereister Globus hätte thermische Unterschiede, die um 70 % gedämpft wären. Die zu Wärme transformierte Strahlung würde von 60–70° zu 30° N um den 4fachen Wert von 15 % der Globalstrahlung zunehmen. Die Zunahme bei Schutt- und Pflanzenoberfläche beträgt 4mal 85 %.

Als heuristisches Modell zur Tibeteisernährung soll die von MEINARDUS [18] für die Antarktis entwickelte Vorstellung übertragen werden. Die Analogie bietet sich auch deshalb an, weil in der Antarktis weniger als 50–30 mm Jahresniederschlag fallen. Die glaziäre Abkühlung der Luft führte in Tibet gleichfalls zu einem flachen Kältehoch. Über diesem entwickelte sich im Zentrum der Eiskuppel jahreszeitlich eine Zyklone. Wie der Wasserdampfzustrom in die Zentralarktis hinein über den Wolkenzug belegt ist, ist ihre ansaugende Wirkung vorzustellen. Die Feuchtigkeit wurde vom Golf von Bengalen, Arabischen und Chinesischen Meer herangeführt und schneite sich zwischen 3 000 und 7 000 m Höhe auf dem Inlandeis ab. Die Verdunstungsrate des antarktischen Meeres müssen von denen der auch eiszeitlich warmen subtropischen Meere Südasiens übertroffen worden sein. Das beweist die bereitgestellte Monsunfeuchte auch dann, wenn sie durch eiszeitliche Abkühlung reduziert war. Diese Ernährungshypothese wird dadurch gestützt, daß jeder Inlandeisaufbau unter permanentem Hochdruckeinfluß wegen fehlender Niederschläge und austrocknender absteigender Luft unmöglich wäre.

Zum Problem der Bewölkung

Über die Albedo intensivierter Bewölkung die Eiszeit¹ zu erklären, ist wegen der thermischen Gegenläufigkeit zu erhöhtem Wasserdampfgehalt nicht möglich. Eine primäre Erwärmung, die zu einer mit der Feuchtigkeitzunahme ansteigenden Bewölkung geführt hat, kann nicht zugleich Ursache für die eiszeitliche Abkühlung sein. Bewölkung ist ein thermisch abhängiges Kurzzeitphänomen und verringert sich unverzüglich mit der Abkühlung. Zu eiszeitwirksamer Abkühlung bedarf es jedoch eines Jahrtausende perennierend die Albedo erhöhenden Phänomens. Die reduzierte eiszeitliche Luftfeuchte durch Ozeanflächenverringerung und Temperaturabnahme verminderte wahrscheinlich die Bewölkung. Wegen der drei- bis viermal gegenüber hohen Breiten verringerten Bewölkung muß einem Subtropeneis effizientester Abkühlungseinfluß zugekommen sein.

Der reliefspezifische Gletscherabbau als Ende der Eiszeit

Das Ende einer extraterrestrischen Abkühlung durch Erdbahnelementsveränderungen bewirkte einen globalen Schneegrenzanstieg um 500 m, was aufgrund der Schneegrenzlage in den steilen Rändern Tibets nur geringfügige Verkleinerung der Gletscherflächen bedingte. Die Auslaßgletscher schmolzen um 800 Höhenmeter hinauf, endeten aber noch um 1 800–3 500 m ü. M., d. h. unter der Plateau- und Inlandeisfläche. Das Tibeteis behielt seinen globalen Kühleffekt bei. Entgegengesetzt verhielten sich die nordischen Tieflandeisflächen. Ihre sehr flache Oberflächenneigung im Schneegrenzniveau führte bei 500 m Schneegrenzanhebung zu großflächigem Wechsel von Nähr- zu Zehrgebieten. Dieser Abschmelzvorgang ergab einen 1,5mal größeren Gletscherflächenverlust als die Ausmaße der Ablationsfläche. Durch Albedoverlust wurde in Symmetrie zum Abkühlungsprozeß eine selbstverstärkte Wiedererwärmung erzielt. Die von den Flach-

¹ Vorzeitliche Bewölkung ist empirisch nicht nachweisbar. Sie entzieht sich der Falsifizierbarkeit und bleibt eine spekulative Größe.

ländern induzierte Erwärmung reduzierte über rückgekoppelte Schneegrenzhebung auch das Tibeteis. Zunächst wurden randlich größere Fels- und Schuttflächen frei, so daß der extrem wirksame subtropische Albedoumschwung einsetzte. Er führte zurück zur interglazialen Aufheizfläche. Nun erfolgte der restliche Gletscherabbau. Der Ablauf zeigt, daß die glaziale Vorreiterposition Tibets funktional mit nachhängender Deglaziation gekoppelt ist.

Eine in der Globalstrahlungsgeometrie fußende reliefspezifische Eiszeittheorie

Die Kugelgeometrie der Erde und die Erdachsenstellung bedingen die in den Subtropen intensivere Einstrahlung bzw. die Inklination der Schneegrenze zu den Polen hin. Eine Schneegrenzabsenkung induziert den Aufbau von Flach- bzw. Tieflandeisen in strahlungsgünstigen Breiten, wo sie Meeresspiegelnähe erreicht. Umgekehrt bedarf es zu den Strahlungsgunstlagen des Globus hin großer Höhe zur Gletscherbildung. Es handelt sich um Hochlandeis mit kleinen steilen Ablationsflächen. Das Verhältnis von flachem Tieflandeis in hohen zu steilrandigem Hochlandeis in niedrigen Breiten begründet den reliefspezifischen Eiszeitzyklus. Die notwendige Meereshöhe hält die Ausdehnung des Subtropen-Eises, die mit seiner Steilrandigkeit gekoppelt ist, klein. Das wird aus derselben Wurzel höherer auftreffender Globalstrahlung heraus kompensiert. Voraussetzung einer Eiszeitauslösung ist die bedeutende Größe des subtropischen Hochlandes. Sie wird durch die notwendige Höhe zu einer erdgeschichtlichen Seltenheit. Welches subtropische Orogen z.B. während des Permo-Karbons bis in Schneegrenznahe hinaufreichte, dürfte anhand damaliger Moränenreste und deren Positionsrekonstruktion demnach erschließbar sein. — Das fixierte Größenverhältnis von Subtropeneis zu aus diesem resultierenden Flachlandeis garantierte, daß der aufgebaute Abkühlungsvorgang von den schrumpfenden Flachlandeisen aus rückgängig zu machen ist. Die Stärke der Eiszeit hängt ab von der Größe des Subtropen-Eises.

Aus dem Prinzip subtropischer Plateauhebung heraus ist der MILANKOVIĆ-Zyklus für die Eiszeitauslösung entbehrlich. Tibet würde bei fortgesetzter Hebung auch ohne diese extraterrestrisch induzierte Abkühlung vereisen müssen. Allerdings würden 500 m Hebung bzw. ein zu einem Drittel eisbedecktes Tibet nicht hinreichen, die Eiszeit auszulösen. Eine Hebung von 800-1 000 m resp. ein größeres initiales Tibeteis wäre nötig, um den globalen Abkühlungsbetrag ebenfalls zu erreichen. Nur für die interglaziale Wiedererwärmung ist jener extraterrestrische Faktor unentbehrlich, denn er verursacht den anstoßenden Flächenverlust der Tieflandeise. Ein extraterrestrischer Einfluß kurzer Periode verursacht den kurzen Zyklus pleistozäner Kaltzeiten, nicht aber die Eiszeit selbst. Das Auftreten der Kurzzyklen von etwa 10×10^4 J endet mit der Hebungsphase des tibetischen Plateaus und seiner Abtragung zu großer Schneegrenzdistanz.

Für den Mechanismus ist die rückgekoppelte glazialisostatische Dämpfung der tektonischen Hebung durch wachsende Gletscherauflage wesentlich. Andernfalls entstünde ein durch große Meereshöhe interglaziales, stabiles Tibeteis. Es würde durch die Erwärmung der Tieflandeisreduktion nur randlich reduziert, aber nicht mehr aufgezehrt. Es würde wie das grönländische und antarktische Eis das globale Temperaturniveau niedriger halten und den vollständigen Abbau der nordischen Eise verhindern.

Glazialisostatische Absenkung wurde durch interglaziale Deglaziation wieder rückgängig gemacht. Nach dieser Vorstellung kann sich das durchschnittliche Niveau Tibets

seit den pleistozänen Eiszeiten kaum verändert haben. Diese Deduktion erfährt empirische Bestätigung durch Altmoränen, die 150–300 m tiefer liegen als die der Würmeiszeit (Abb. 1, Nr. 2, 5). In einem fortgesetzt gehobenen Bereich, wie man ihn in Tibet vermuten könnte, müßten diese älteren Eisrandlagen innerhalb von 130–140 Ka des letzten Interglazials mit einer Rate von etwa 3 mm/J um 390–420 m gehoben worden sein. In diesem Fall hätten die Altmoränen vom Würm-Vorstoß überfahren und zerstört werden müssen, weil diese Hebung die normale Vertikaldistanz von Riß- zu Würmmoränen überschreitet. Ein zur Würmzeit um 400 m gehobenes Nährgebiet hätte die jüngeren Gletscher trotz höherer Schneegrenze um min. 400 m tiefer hinabfließen lassen als die Riß-Gletscher. Aus erhaltenen Altmoränen folgt eine Stagnation der Tibet-Hebung zumindest während des jüngeren Pleistozäns, und es kann auf glazialisostatische Kompensation tektonischer Hebung geschlossen werden. Dieser Ansatz zuende gedacht, bedeutet einen Anstieg möglicher Plateauhöhe als Funktion des klimatischen Schneegrenzanstiegs von den Polen zu den Subtropen hin. Durch die Auflast einer Eisdecke würden die primär endogen bedingten Plateauhöhen von den Subtropen zu höheren Breiten exogen gesteuert abnehmen (Abb. 5).

Zur Entstehung des Films

Dank der Bereitstellung von Filmmaterial und vorangehender Schulung an der Kamera durch das Institut für den Wissenschaftlichen Film konnten 1984 Aufnahmen zu zwei Filmen durchgeführt werden. Sie wurden mit einer federgetriebenen Bolex-Kamera und drei Objektiven gemacht. Mit Rücksicht auf die mitunter sehr niedrigen Temperaturen in über 6000 m Höhe und das daraus erwachsende Energieproblem mußte auf Batteriebetrieb verzichtet werden. Die Beschränkung auf drei Objektive (10 mm, 25 mm, 75 mm) war durch das immer in großen Höhen und schwierigem Gelände bestehende Gewichtsproblem und die Notwendigkeit möglichst einfacher Handhabung diktiert. Aber selbst diese einschließlich eines Stativs ca. 7 kg schwere Ausrüstung verlangte vom Kameramann, Herrn Dipl.-Geogr. JENS-PETER JACOBSEN, großen Einsatz, zumal in über 6000–6500 m ohne die Hilfe von Trägern und anderen Helfern gearbeitet werden mußte.

Den niedrigen Temperaturen wurde weiter durch eine Spezial-Kältefettung der Kamera Rechnung getragen, der extremen Helligkeit auf den hohen Firnfeldern durch zahlreiche Graufilter. Als die Bildqualität begünstigender Faktor ist die Aerosolarmut und annähernd vollkommene Lichttransparenz der Atmosphäre an den betreffenden Hochbergen zu nennen. Als 16-mm-Filmmaterial wurde Eastman Color Negative 7291 verwendet.

Erläuterungen zum Film¹

Wortlaut des gesprochenen Kommentars

Der Himalaya, das höchste Gebirge der Erde, steigt vom tropischen Regenwald bis in die Gletscherregionen auf. Während seine Fußstufe die wärmsten Klimazonen der Erde erreicht, berührt er in über 7000 m Höhe Temperaturzonen, die denen der Polargebiete

¹ Die *Kursiv*-Überschriften entsprechen den Zwischentiteln im Film.

entsprechen. Hier finden sich sämtliche Klimazonen der Erde in vertikaler Abfolge wieder. Darum bietet der 2 000 km lange Himalaya-Bogen nicht nur zum Studium der aktuellen Verhältnisse, sondern auch zur Untersuchung der eiszeitlichen Verschiebung dieser Höhenstufen die geeignetste orographische Anordnung auf der Erde.

Die wissenschaftliche Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984 wandte sich der trockenen Nordseite des Himalaya zu. Auf dieser Seite, die nicht tiefer als 4 000 m hinabreicht, sind die obersten Etagen des klimageomorphologischen Stockwerkbaus zu untersuchen, die Frostschuttzone und die Gletscherregion.

Heutige Vergletscherung

Während die Gletscher in der Antarktis bis zum Meeresniveau hinabgehen, enden sie hier in der subtropischen Himalaya-Nordabdachung in über 5 000 m Höhe. Oberhalb von 6 000 m liegen die Nährgebiete der Gletscher mit ihren Firn- und Schneeflächen.

Am Nordabhang des Mt. Everest schließt ein dreiteiliges Gletschersystem an, das der Rongbuk-Gletscher. Seine Firnflächen werden von Steilwänden eingefaßt. Lawinen, die mit ihren Kegeln auf den Firnflächen auslaufen, ergänzen hier den Schneeniederschlag, die primäre Gletscherernährung. Die Lawinenzufuhr erlangt einen besonders hohen Anteil am Schluß des Rongbuk-Tales, wo die Mt.-Everest-Nordwand den Gletscherpegel am Gipfel bis 2 400 m überragt und an der Westschulter immer noch 1 400 m.

Die steile Südabdachung zapft das Rongbuk-Nährgebiet an einer gut 6 000 m hohen Paßsenke an. Hier am Lho La geht ein Teil des nördlich vom Mt. Everest gesammelten Eises an seinen Südgletscher, den Khumbu-Gletscher, verloren. Teilweise wird der Schneeniederschlag als Tribschnee von den Firnflächen abgeblasen. Er wird vornehmlich leeseitig von Paßsenken wieder abgelagert. Beispielhaft dafür ist der Mt.-Everest-Nordsattel am Schluß des östlichen Rongbuk-Gletschers. Hier entstehen aus Tribschnee immer neue mächtige Eisbalkone.

An den benachbarten Wandpartien ist die normale, von Tribschnee unbeeinflusste Abfolge von steilstufendurchsetzter Wandvereisung bis zu fließfähigem, mächtigen Gletschereis gut erkennbar. Der Überhang am Bergschrund belegt die Eigenbewegung des Lawinenkegels.

Im Gegensatz zu Nordwänden sind die wärmeren, südexponierten Steilhänge blankeisarm und schneereicher; zugleich aber treten Felsköpfe und -pfeiler dunkel und trocken hervor. Die höhere Temperatur der Sonnseite vergrößert auf bereits verfirneter Unterlage die Haftfähigkeit des Schnees, während die Aufheizung der Felsinseln diese immer wieder aufs neue vollständig ausschmelzen läßt.

In diesen Firngebieten um 6 500 bis 7 000 m liegt die Jahresmitteltemperatur unter minus 10 bis minus 15 °C. Trotz der niedrigen Temperaturen treten unbedeckte Schutt- und Felsflächen mitten im Nährgebiet der Gletscher auf. Die Grenze ganzjähriger Schnee-, Firn- und Eisbedeckung, das Niveau 365, liegt hier aufgrund großer Aridität sehr viel höher als die Gletscher-Schneegrenze. Dem trocken-kalten Klima kontinentaler Prägung entsprechen die kastenförmigen Querprofile der Gletscher mit ihren steil abfallenden Rändern.

Für derartig kalte Eisströme ist die sogenannte Blockschollenbewegung charakteristisch. So wie der steile Gletscherrand ist auch die Kastenform der Blockschollen eine Funktion der niedrigen Temperaturen und der resultierenden geringen laminaren Fließfähigkeit des Eises. In den Eisbalkonen des Mt.-Everest-Nordsattels werden derartige Blockschollen sichtbar. Unterhalb der Steilwand werden die Schollen in der Firnfeldenebene zusammengeschoben und verheilen bis zur nächsten Gefällsstufe, wo sie sich erneut gegeneinander verwerfen. Wo die Blockschollen am Fuß eines Steilhanges von der Schräge in die Horizontale gelenkt werden, wird der Felsboden besonders stark abgeschliffen – der Grundschliff des Gletschers ist intensiviert.

An den Eisbalkonen lassen sich bis zu 100 Jahresschichten auszählen. Dieses hohe Alter des Eises verdeutlicht, daß die Bewegungsgeschwindigkeit in dieser Höhe noch äußerst gering ist. Generell nimmt die Geschwindigkeit der Gletscher von den oberen Einzugsbereichen bis zur Schneegrenze hinab zu. Wie an der Obermoränenbedeckung der Rongbuk-Gletscher erkennbar, nimmt sie dann unterhalb der Schneegrenze bis zur Gletscherzunge hin wieder ab.

Während Bewegungsbeträge von 30 bis 40 cm pro Tag oberhalb der Schneegrenze registriert wurden, lassen sich im unteren, völlig schuttbedeckten Gletscherzungenbereich die noch bewegten Partien nur durch genaueste Messungen vom nicht mehr bewegten Toteis abgrenzen. Zum Zwecke solch feinsten Bewegungsmessungen wurden auf festliegenden Blöcken der Obermoräne Reflektoren installiert, die in regelmäßigen Zeitabständen angepeilt und lokalisiert wurden. Die Positionsveränderung dieser Reflektoren zeigte hier im unteren Zungenbereich nur Gletscherbewegungsbeträge im Millimeterbereich an. Während einer Meßperiode von 41 Tagen bewegte sich dieser Reflektor, noch 2,6 km vom Gletscherende entfernt, nur 10 cm gletscherabwärts – ein Hinweis auf die rückläufige Bilanz des Zentralen Rongbuk-Gletschers. Sein Eiskörper wird nicht mehr bis in die Zungenspitze ernährt, und die Schneegrenze ist im Steigen begriffen.

Der für das Klima und Relief spezifischen Ernährung und Bewegung stehen ebenso kennzeichnende Schmelz- und Ablationsprozesse gegenüber. Feine Abschmelzstrukturen mustern die Gletscheroberfläche bereits in der Hochregion. Gestaltend wirken die Turbulenzen der austrocknenden Luft. Die Feuchtigkeit des Schnees wird hier unmittelbar zu Wasserdampf sublimiert.

Aufgrund der geringen Luftfeuchte und des steilen Sonnenstandes subtropischer Breite sind, noch oberhalb der Schneegrenze, Wabenschneeformen ausgebildet – typische Erscheinungen der kalt-kontinentalen Gletscher der Himalaya-Nordabdachung. Durch das Zerreißen des Eises an Steilstufen werden Großformen der Ablation vorbereitet, die diese Gletscher unterhalb der Schneegrenze kennzeichnen. Wesentlich dafür sind die im Eisbruch erzeugten Unstetigkeitsflächen, an denen die Ablationsprozesse verstärkt ansetzen können.

Die in den Subtropen extrem starke Einstrahlung vertieft die Klüfte derart, daß die Eisoberfläche, wie hier am Changtse-Nordgletscher, gletscherabwärts zunächst in Eismauern aufgelöst wird, aus denen schließlich Eistürme entstehen. In den Rippen und den Türmen setzt sich das ursprüngliche Gletscherniveau talabwärts noch einige Kilo-

meter fort. Bis über 20 m hoch sind die resultierenden Eistürme. Zwischen ihnen schmilzt zunehmend Innenmoräne aus. Gelegentlich entstehen auf dem Gletscherkörper Schmelzwassertümpel, die die Pyramiden an ihrer Basis unterschneiden.

Im Bereich dieser für die Subtropen und Tropen charakteristischen Eispyramidenfelder in großer Meereshöhe sind Strahlungen wirksam, die der Globalstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre gleichkommen: Während dort die Solarkonstante bei herbstlichem Sonnenstand 1180 Watt pro Quadratmeter erreicht, werden hier in 6000 m Höhe sogar 170 Watt mehr gemessen. Erhöhte Strahlungswerte wie diese erklären sich durch Reflexion der Strahlung an den Eiswänden. Im weiteren Verlauf des Eisstromes bleibt ein einheitliches Eispyramiden-Niveau nicht mehr erhalten, weil die Türme, entsprechend ihrer Grundfläche, unterschiedlich schnell herunterschmelzen.

Mit dem Formenwandel der Eispyramiden im Gletscher-Längsverlauf geht eine Verschiebung im Ablationsprozeß einher: Während weiter oben die Verdunstung überwiegt, dominiert talauswärts der Schmelzvorgang, was sich an den Schmelzrinnen auf den Eiswänden und an der Zunahme von Oberflächenwasser erkennen läßt. Gleichermaßen sind die Eispyramiden Ausdrucksformen subtropischer Aridität wie extrem niedriger Temperaturen. Komplementär sind große Schuttmengen für diese Gletscher kennzeichnend. Durch Frostwechselhäufigkeit und Lawinenernährung entstanden, tauen sie als Obermoräne aus und lösen die Blankeispyramiden mehr und mehr ab, bis das Eis schließlich im tiefsten Zungenbereich meterdick von geschlossener Schuttdecke verhüllt wird.

Die Gletscher werden thermisch oder klimatisch oder nach der Art ihrer Fließbewegung klassifiziert. Sie werden aber auch geomorphologisch typisiert. Der größte Gletschertyp der Mt.-Everest-Nordabdachung ist der Talgletscher, der aus zusammenfließenden Teilströmen besteht. Er erreicht Längen von einigen Dekakilometern. Seitlich angeschlossen sind auch kleinere steile Hängegletscher. Oft gehen sie aus Hängetälern und Ursprungsmulden hervor, deren Eisfüllung lehnsesselähnliche Hohlformen auskleidet. Sie werden Kargletscher genannt. Haupttalwärts erreichen solche Nebengletscher den Talgletscher nicht mehr, was auf die geringe Höhe des Haupttalbodens und auf die abnehmende Grat- und Gipfelhöhe der Einzugsbereiche zurückzuführen ist. Dieser Nebengletscher, der im Gegensatz zum Kargletscher an einem gestreckten Hang abfließt, macht deutlich, wie ein kalter Gletscher bis in eine temperierte Höhenstufe hinabreicht — seine Kastenform geht im untersten Zungenbereich in die weiche laminaire Fließform über.

Bei hinreichender Höhenlage oberhalb der Schneegrenze werden selbst ungünstige, sogar konvexe Hänge von steilrandigen Firnschilden mit Dekameter-Mächtigkeit überkleidet. Ob sie Zungen ausbilden und wie tief diese hinabreichen, hängt von der Höhe des Einzugsbereiches oberhalb der Schneegrenze ab. In diesem Fall verläuft die Schneegrenze nur wenige hundert Meter unter dem Bergrücken, so daß der Eislappen eine Zungenbildung allenfalls andeutet.

Je weniger ein Berg über die Schneegrenze aufragt, desto geringfügiger ist seine Vergletscherung. Der Eisstrom im Vordergrund kann nur deshalb den Talboden füllen, weil er

einem über 7000 m hohen Einzugsbereich angeschlossen ist. Bei Karformen, deren Kammumrahmung heute unterhalb der Schneegrenze verläuft, fehlt eine Eisfüllung. Ihre durch vorzeitige Gletscher geschaffene Hohlform wird heute nur durch die jahreszeitliche Schneescheuerwirkung konserviert.

Die maximale Schneeakkumulation — und damit die optimale Gletscherbildung — sind an ein bestimmtes Höhenintervall gebunden, das bis einige hundert Meter über die Schneegrenze hinaufreicht. Hier werden nur wenige Grade unter dem Gefrierpunkt gemessen. Solch hohe Firntemperaturen sind für eine schnelle Umwandlung des Schnees zu Gletschereis notwendig. Auch die Haftfähigkeit von Schnee und Eis an den Steilflanken hängt davon ab, daß des öfteren schmelzpunktnahe Temperaturen erreicht werden. Durch Bildung von Eisbrücken zwischen den Schneekörnern kommt es in kurzer Zeit zu einer fließfähigen Gletscherdecke, die nur an steilsten Felspartien kleinflächig unterbrochen wird.

Daß der Eisbesatz — und jegliche Flankenvergletscherung — temperaturabhängig sind, wird im Profil der Hohen Himalaya-Wände offenbar. Ihre Gletscherbedeckung nimmt, mit zunehmender Kälte, nach oben hin ab: Von einer Schneedecke auf den Gesimsen abgesehen, treten am Gipfel des Mt. Everest die dunkelgrauen und braunen Schichtköpfe der Sedimentgesteine unvereist zutage. Telemetrische Temperaturmessungen weisen die Abnahme der Oberflächentemperaturen mit der Höhe nach. Für den Gipfel werden, selbst bei Strahlungswetterlagen zur Mittagszeit, nurmehr minus 30 °C abgelesen, und der immer unterkühlte und daher trockene Neuschnee wird oberhalb von etwa 7200 m vom Wind immer wieder abgetragen.

Berge, welche diese Höhe nicht erreichen, sind dagegen — auch bei Windexponierung — vollständig gletscherumkleidet. Das gilt selbst für steil zugeschärfte Gipfel, die sogar bevorzugt an windausgesetzten Graten mächtige, weit überkragende Dauerwächten tragen. Die Gratschneiden kämmen den Rauhreif aus den Monsunwolken heraus und setzen meterdicke Riffeleispanzer an.

Über 7200 m kann sich eine Schneedecke nur für wenige Monate im Jahr halten. Der aus sommerlichen Monsunniederschlägen stammende Schnee wird spätestens im Winter wieder abgeblasen. Nur punktuell und bei stabiler Leelage kommt es bei besonders mächtiger Schneeauflage durch Druckkompaktion auch oberhalb dieser Grenze zur Eismetamorphose.

Hangentwicklung

Im Bereich der vergletscherten Nordabdachung des Hohen Himalaya ist die für Südtibet charakteristische Sequenz von Hangformen exemplarisch ausgeprägt. Während unterhalb der Gletscherzungen durch Schuttkegel und Schutthalde gekennzeichnete junge Periglazialhänge vorherrschen, ist beiderseits der Gletscherströme die pleistozän-glaziale Hangform überliefert.

In der periglazialen Höhenstufe wirken hochkontinentale Trockenheit und extreme Frostwechselhäufigkeit zusammen, so daß die Wanderschuttdecken der Hänge in tieferen Lagen nur mit schütterer Zwergstrauchvegetation bedeckt sind. Erst in Nähe

des Kondensationsniveaus um 5000 m Höhe treten flächendeckend alpine Rasen auf und binden den Solifluktionsschutt an seiner Oberfläche. In der anschließenden obersten Etage der Solifluktionshöhenstufe lassen die niedrigeren Temperaturen nurmehr sporadischen Pflanzenbesatz zu. Hier wird die Schuttverlagerung durch einzelne Gewächse allenfalls gehemmt. Kleinere Pflanzen werden hangabwärts verschleppt.

Der grobe Mischschutt bewegt sich oberflächennah am schnellsten. Die Intensität der Bewegung ist aus der Deformation des Wurzelsprosses und dem Alter des vom Wanderschutt versetzten Zwergstrauches abschätzbar. Bei dieser dreijährigen Pflanze ist eine Abwärtsbewegung um mindestens 12 cm festzustellen.

Genauere Angaben liefern 41tägige Beobachtungen der Schuttdecken mit dem Strahlenmeßgerät an Hängen verschiedener Neigung. Bei 5300 m wird an diesem 33° geneigten Hang eine oberflächennahe Schuttbewegung von 1,5 cm gemessen, was bei Berücksichtigung der jährlichen Frostwechselperiode auf einen Jahresbetrag von etwa 6 cm schließen läßt. An benachbarten 45° steilen Hängen werden Beträge von mindestens 8 cm pro Jahr erfaßt. Derartige Wanderschuttdecken reichen bis annähernd 6000 m Höhe hinauf. Sie sind wenig strukturiert. Man spricht deshalb von amorpher Solifluktion. In Abhängigkeit von der Einstrahlungsexposition sind aber auch weniger homogene Solifluktionshänge vertreten, hier mit Solifluktionsszungen oder -loben.

Wie Bodentemperaturmessungen belegen, sind schnelle Schuttbewegungen auf die obersten 15 cm beschränkt, die den täglichen Frostwechseln unterliegen. Solifluktionsszungen dagegen beruhen auf den tiefreichenden jahreszeitlichen Frostwechseln. Sie werden bis über 1 m mächtig. In einer Schutt-Tiefe von 1 bis 2 m setzt der Dauerfrostboden ein. Belege dafür liefern auch steilrandige Rutschungen an Moränenhängen auf gefrorenem Gleithorizont.

Die periglaziale Höhenstufe, die Frostschuttstufe, reicht sporadisch noch bis weit in die Gletscherregion hinauf, expositionsabhängig sogar bis über die Gletscher-Schneegrenzen. So liegt dieser Frostschutthang bei 6300 m Höhe.

Die talauswärts zunehmende Überformung der vorzeitlichen Glazialhänge führte zu Schuttkegel- und Schutthaldenbildung. Das verwitterte Substrat stürzt in Form von Steinschlag, Felssturz oder als Bergsturz aus dem Oberhang in das im Lauf von 12000 Jahren eisfrei gewordene Talgefäß. Dieser wenige tausend Jahre alte Bergsturz wurde bereits in der Eiszeit angelegt, als der die Felshänge übersteilende Schriff der Talgletscher den Abbruch großer Gesteinsmassen vorbereitete.

Die Widerständigkeit des Gesteins gegen Frostverwitterung ist in der Mt.-Everest-Nordabdachung durch Granit-Intrusionen vergrößert. Schlierig eingedrungene helle Turmalin-Granite haben hier kontaktmetamorph dunkle Sedimentgesteinsserien gehärtet. Die Wandrückverlegung erfolgt in der Regel kluftgesteuert, d.h. die Frostverwitterung wird strukturell begünstigt durch die zu Schichtflächen oder Intrusions-ebenen senkrecht angeordneten Klüfte, die das Schneeschmelzwasser aufnehmen.

Lawinenschliffe führen zur Auflösung von Oberhängen und Wänden in Runsen und Couloirs, an deren Verschneidungen die Frostverwitterung besonders wirksam wird. Dazwischen bleiben Felsvorsprünge, Grate und Pfeiler stehen. Analog zu den Stein-schlagkegeln entstehen in der Höhenstufe bereits verfirnter und vereister Hänge aus Lawinenmaterial Eisschuttkegel. Aus der Wand gerissene Felsbruchstücke sind darin eingelagert. Der erosiv wirksame Lawinenschliff arbeitet so intensiv, daß in den Runsen noch völlig unverwitterter – bergfrischer – Fels freigelegt wird und am Kegelrand, wo Schnee und Eis wegschmelzen, mächtige Schuttansammlungen austreten. Die Lockermaterialien, die bis in ihre Ursprungsrunsen hinaufgestaut sind, haben die größtmögliche Steilheit. Man spricht von einer Haldenhangböschung.

Das Ausmaß der Schuttbedeckung eines Hanges und ebenso seine Ausglättung geben Aufschluß über sein Entwicklungsstadium: Bereits bei vollständiger Schnee- und Eisbedeckung, die den Untergrund durch ihre Schliffwirkung beanspruchen, setzt die Entstehung derartiger Hänge ein. Sobald bei reduzierter Eisaufgabe erste Felspartien zutage treten, greift dort die Frostverwitterung an. Wenn geschlossene Felshänge, die ehemals gletscherbeschiffen wurden, freiliegen, entwickeln sie sich infolge der Frostverwitterung allmählich zu immer stärker gegliederten Hängen, in denen anstehender Fels und Schuttauflage sich abwechseln.

Am Ende dieser Formenreihe stehen Frostausgleichshänge, periglaziale Glatthänge, die durchgehend schuttbedeckt sind und deren Profillinien sich der Geraden annähern.

Vergletscherungsgeschichte

Gletscher reagieren auf kleinste Klimaveränderungen und bilden sie geomorphologisch deutlich ab: Verlagert sich die Schneegrenze, so werden die Zungenenden der Gletscher um den doppelten Betrag tiefer- oder höhergelegt. Dementsprechend verändert auch das Ende des Kang-Chüing-Gletschers im Lankazi-Massiv immer wieder seine Lage. Und dieser Felsriegel, der vor Jahrtausenden noch eisüberflossen war, ist heute ganz unterschiedlich stark vom Gletscher umschlossen.

Zur Zeit stößt der Gletscher vor. Dabei bricht die steile Gletscherstirn stellenweise aus, und Eisschuttkegel werden vorgeschüttet. Auf geneigten Felsschliffböden, wo ein moränisches Widerlager fehlt, sind Veränderungen des Zungenendes besonders gut zu beobachten.

Talauswärts haben die Ufermoränen die Form eines vorzeitlichen Gletscherbettes bewahrt. In diesem von Stirn- und Seitenmoränen abgedämmten Zungenbecken ist ein Schmelzwassersee mit Überlaufdurchbruch entstanden, der in einen weiteren Moränensee entwässert. Die Moränen gehören vermutlich dem mittelalterlichen Gletscherhochstand an. Diese frischen, bis zu 150 m hohen historischen Moränenformen sind den Innenhängen 4 000–5 000 Jahre alter neoglazialer Ufermoränen angelagert, die zur nächsttieferen Gletscherendlage gehören.

In spätglazialer Zeit erreichten die Gletscher noch das Haupttal, in dem sie zusammenflossen. Mächtige Ablagerungen moränischen Materials zeugen davon, während die Gletscher heute auf die höchsten Einzugsbereiche der Nebentäler beschränkt sind. Je

weiter die einstigen Gletscherbetten von den heutigen Eisrändern entfernt sind, desto stärker ist die inzwischen erfolgte Überarbeitung. Seit dem Spätglazial hat der Fluß Moränenmaterial ausgewaschen, umgelagert und zerschnitten. Hangschutt und Murkegel sind aus den Talflanken über seine Terrassen geschüttet.

In westlicheren Teilen Südtibets reicht das Plateau bis unmittelbar an den Gebirgsfuß des Hohen Himalaya hinan. Zungenbeckenseen, Schotterfluren und Moränenablagerungen zeugen von der spätglazialen Gletschergeschichte dieses Bereiches. Die Moränenablagerungen haben hier Rampenformen und werden nur an ihrer gebirgsnahen Wurzel noch von heutigen Gletschern erreicht.

Zum Einzugsbereich der ehemaligen Gebirgsvorlandvergletscherung gehört der 8 046 m hohe Shisha Pangma. Aus seiner Nordflanke fließt der Yepokangara-Gletscher mit schuttbedeckter Zunge noch heute bis auf das Plateau herab. Das spätglaziale Moränen- und glazifluviale Schottermaterial lagert den Gebirgsfußflächen in großer Mächtigkeit auf. 500 bis 700 m werden erreicht.

Zwischen den Rampen dieser sog. Bortensander haben die bis weit ins Vorland hinausgeflossenen Gletscherzungen Täler hinterlassen, die seit dem Eisrückgang das Schmelzwasser abführen. Von höheren Bereichen der Bortensander fließen heute kurze Gletscherzungen herab. Sie gehen von isolierten kleinen Eigenvergletscherungen aus, die sich auf den Moränenflächen gebildet haben. An anderen Stellen erscheinen solche Vergletscherungen als uhrglasförmige Eisauflagen. Die längs des Gebirgsfußes über Dekakilometer aufgereihten Bortensander sind in ihren zentralen Bereichen eingedellt. Ihre Oberfläche ist um 7 bis 12° geneigt. Im weiteren Vorland taucht sie unter die flachen Schotterflurfächer, die aus den Schmelzwassertälern aufgeschüttet wurden, ab. Durch den charakteristischen Wechsel von Moränensubstrat und geschichtetem Schottermaterial werden die spätglazialen Bortensander zu wichtigen Kennformen semiarider Vorlandvergletscherungen.

Während des Hochglazials, zur Zeit der maximalen Vergletscherung, war das gesamte Hochplateau eisbedeckt, wovon abgerundete Felsrücken, sog. Rundhöcker, zeugen. Weiter östlich, wo intakte Plateaubereiche fehlen und an die Nordseite des Hohen Himalaya der Tibetische Himalaya anschließt, lassen sich die hocheiszeitlichen Verhältnisse genauer rekonstruieren. Damals lag die Schneegrenze etwa 1 200 m tiefer als heute, wie Moränenfunde in den tiefsten Tallagen belegen.

Ein Eiskomplex vom Typ eines Eisstromnetzes füllte hier die Haupttäler aus, floß jedoch zugleich in die steile Himalaya-Südabdachung ab. Der auf diese Weise niedrig gehaltene Eispegel ließ höhere Rücken gletscherfrei. Die Zentren des Eisstromnetzes lagen aufgrund ihrer bedeutenden Höhe in den auch heute noch vergletscherten Hochtalgebieten. Nur wenige tiefe Talbereiche wie der des Tsangpo waren damals gletscherfrei. Davon zeugen Terrassenaufschüttungen einige Dekameter über dem Fluß. Es handelt sich um Gletschertor-Schotterfluren aus den Nebentälern, wo Auslaßgletscher nördlicher Plateau-Eisflächen und südlicher Eisstromnetz-Komplexe endeten.

Auch das Becken von Lulu war entweder immer oder frühzeitig eisfrei und ist dementsprechend von Schotterflursedimenten verfüllt. Mit dem Rückgang der Gletscher-

zungen hat sich der aufschüttende Schmelzwasserbach in seine ehemalige Schotterflur wieder eingeschnitten, wodurch eine Terrasse ausgebildet worden ist. Bei jeder neuen Gletscherschwankung wurden weitere, niedrigere Terrassen ausgeformt – wie diese in der zweiten Hälfte des Holozäns aufgeschüttete, nur 3 m hohe Terrasse, die von einer Schwemmlößdecke überzogen ist.

Oberhalb der Schotterterrassen bis etwa 60 m über dem Talboden sind ältere glazilimnische Sedimente erhalten. Diese hellen Warventone gehören zu einem Eisstausee, der von einer Gletscherzunge aus dem Lazu-Massiv abgedämmt war. Auch sie sind in Terrassen erhalten. Ihr Niveau markiert die Mindest-Aufstauhöhe des Sees. Wo sich die Terrassenform verliert und der Hang sich in Runsen auflöst, ist das dem Fels anliegende weiche See-Sediment noch an der besonderen Tiefe der Einschnitte erkennbar.

Auch viele der heutigen Seen verdanken ihre Entstehung vorzeitlicher glazigener Formung, wie der Yang Yung Cho Hu, der ein von Gletschern übertieftes Talgefäß ausfüllt. Während sein Südufer aus einer Verlandungszone besteht, fällt gegenüber der Kontrast zwischen den weichen und damit alten Formen der Bergücken und ihrer Hänge und den schroffen, vom See unterschrittenen Uferabbrüchen auf. Hier greifen junge nacheiszeitliche Formungsprozesse in ein ausgeglichenes Altrelief ein.

Heute ist die Gletscherernährung Südtibets an die höchsten Gebirgsregionen gebunden, wie hier im östlichen Zentralhimalaya. Die Schneegrenze verläuft, je nach Exposition, in Höhen zwischen 5 300 und 6 300 m, so daß bis zur Obergrenze der Vergletscherung, die am Mt. Everest bei 7 200 m erkennbar ist, heute weitgehend Bergflanken zur Ernährung beitragen. Zur Eiszeit dagegen lag die Gletscherobergrenze der Schneegrenzabsenkung entsprechend um ca. 1 200 m tiefer, und der Höhengürtel der Gletscherernährung befand sich weiter nördlich im sehr viel weiträumigeren Flachrelief Tibets.

Die hocheiszeitliche Vergletscherung hatte also nicht in der Hochgebirgsregion, von der sie heute nach Süden und Norden abfließt, sondern in den im Hintergrund sichtbaren zentralen Bereichen Südtibets ihren Ursprung. Diese gegenläufige Orientierung der Vergletscherung und ihrer Fließrichtung läßt sich anhand der Moränenabfolge des Rongbuk-Gletschers nachvollziehen: Im Mündungsbereich von Nebengletschern zeigen hoch über dem Hauptgletscher erhaltene Ufermoränenreste sowohl den ehemals höheren Gletscherpegel als auch den damaligen Anschluß an den Talgletscher. Heute enden die zurückgeschmolzenen Nebengletscher mit ihren verschutteten Zungen häufig Hunderte von Metern über dem Hauptstrom. Auch Podestmoränen über dem Haupttal weit auswärts vom heutigen Rongbuk-Gletscher überliefern den noch im Neoglazial bestehenden Anschluß weiterer großer Gletscherarme nach Norden.

All diese jüngeren, das heißt historischen bis neoglazialen Gletscherstände haben, dem Talgefälle entsprechend, nach Norden abfallende Uferbildungen hinterlassen. Zu den älteren Gletscherständen hin verliert sich jedoch das Gefälle dieser Moränen, bis schließlich eine Umkehr der Gletscherabflußrichtung nach Süden erkennbar wird.

An den Hängen des oberen Rongbuk-Tales zeichnet sich ungefähr 600 m über dem heutigen Gletscher der Pegel der maximalen Eisfüllung des Hochglazials ab. Für eine eiszeitliche Schneegrenzabsenkung um etwa 1 200 m ist dieser Aufhöhungsbetrag auf

den ersten Blick erstaunlich gering; er wird erst über einen damals in die Himalaya-Südseite erfolgten Abfluß des Gletschereises verständlich. Noch jetzt verliert das Nährgebiet des Zentralen Rongbuk-Gletschers ja bei weit geringerer Mächtigkeit einen Teil seiner Eismassen über den Lho La hinab nach Süden.

Einige hundert Meter über der Paßsenke sind Felsnachbrüche erhalten, die das eiszeitliche Niveau des überlaufenden Gletschers bestätigen. Hier hat das vorbeiströmende Gletschereis die Felsflanke unterschliffen; noch immer gehen von diesen Unterschneidungen Felsstürze aus. Berücksichtigt man also den starken Sog am Steilrand Tibets durch die Himalaya-Kette hindurch, so wird deutlich, daß es eines beträchtlichen Eisnachschubs von Norden, vom Zentraltibetischen Plateau her bedurfte, um den 600 m höher liegenden Gletscherpegel im Rongbuk-Talsystem zu halten. Der Befund einer weitgehend abdeckenden eiszeitlichen Gletscherauflage, aus der randlich Ausläßgletscher hervorgingen, wird durch die nach Norden hin immer weichere glazigene Oberflächengestaltung verdeutlicht.

Die früh- bis hocheiszeitliche Entwicklung dieses tibetischen Inlandeises soll anhand eines Computer-Blockbildes veranschaulicht werden: Die im Verlauf der Erdgeschichte durch Veränderung der Erdbahn-Parameter immer wieder erfolgende globale Abkühlung um mehrere Grad Celsius traf zu Beginn des Pleistozäns aufgrund der Heraushebung des Tibetischen Plateaus bis in Schneegrenznähe auf eine Eiszeitbereitschaft der Erde, wodurch eine weitere Abkühlung möglich war, insgesamt um $7\frac{1}{2}$ bis 10°C .

Die Erdbahn-bedingte Abkühlung bewirkte eine Absenkung der Schneegrenze um 500 m. Das bedeutete ein tieferes Hinabfließen der Himalaya-Gletscher und der anderer tibetischer Gebirge um mindestens 700 bis 800 m. In dieser globalen Abkühlungsphase lagen aber erstmalig weite Teile der inzwischen herausgehobenen Plateaubereiche im Schneegrenzniveau und wurden, vorrangig in den Gebirgsvorländern, nun selbst vergletschert. Die Vereisungen bedeckten damit im frühen Eiszeitalter etwa ein Drittel Tibets.

Von der Sonnenenergie, die in subtropischer Breite und in einer Höhe von 5000 bis 7000 m etwa viermal so groß ist wie im Bereich nordischer Inlandvereisungen, werden von der heutigen, weitgehend schuttbedeckten Oberfläche Tibets 16 bis 20 % in den Weltraum zurückgeworfen. Der übrige, weitaus größte Anteil der Energie aber erwärmt über den aufgeheizten Schutt die Atmosphäre. Von den Firn- und Schneeflächen der Gletschernährgebiete hingegen werden bis zu 90 % der Einstrahlung reflektiert, d. h. 60 bis 70 % mehr als von den stark absorbierenden eisfreien Flächen. Eine Erwärmung der Atmosphäre bleibt hier also nahezu aus.

Folglich bewirkte die früheiszeitliche Vergrößerung der tibetischen Gletscherflächen einen Energieverlust — also weitere Abkühlung, die zu einer sich selbst verstärkenden Eisausdehnung über fast das gesamte Tibetische Plateau führte. Auf diese Weise dürfte das tibetische Eis, das das Hochland von einer global wirksamen Heizfläche zu einer extremen Abkühlungsfläche werden ließ, in Rückkopplung mit der Vergrößerung anderer Gletschergebiete zum eigentlichen Auslöser der Eiszeit geworden sein.

English Version of the Spoken Commentary¹

The Himalaya, the highest mountain system on earth, rises from the tropical rain forest to the glacial regions. While its foothills reach down to the earth's warmest climatic zones, above 7,000 m it encounters temperatures prevailing in polar regions. Here all the earth's climatic zones are reproduced in vertical sequence. For this reason the 2,000 km long Himalayan arc is not only interesting from the point of view of present conditions, but also for investigating the Ice-Age shift of this height zoning it is the most suitable orographic configuration available on earth.

The geographical 1984 South Tibet and Mount Everest Expedition investigated the arid north flank of the Himalaya. On this side, which does not extend down below a height of 4,000 m, the task was to examine the uppermost levels of climato-morphological vertical zoning, the congelifraction zone and the glacier region.

Heutige Vergletscherung

Recent Glaciation

Whereas Antarctic glaciers extend down to sea level, here on the subtropical northern slopes of the Himalaya they end above 5,000 m altitude. Above 6,000 m, the glaciers are nourished by firn and snow fields.

The northern slope of Mount Everest is attached to a three-branched glacier system—the Rongbuk Glacier. Its firn fields are encircled by steep walls. Avalanches whose cones fan out onto the firn fields augment snow precipitation, the primary source of glacial nourishment. Avalanche feeding is particularly rich at the head of the Rongbuk Valley, where the Mount Everest North-Face rises to 2,400 m above the glacier summit level. On the western shoulder the height difference is still 1,400 m.

The steep south slope parasitizes the accumulation area at a 6,000 m high col. Here at the Lho La a proportion of the ice collected to the north of Mount Everest is lost to its southern outflow, the Khumbu Glacier. The snowfall is partly blown off the firn fields, and deposited preferentially on the lee side of cols. A good example of this is provided by the Mount Everest North Col at the head of the East Rongbuk Glacier. Here snow drifting repeatedly gives rise to huge ice cornices.

On the adjacent faces the normal sequence of vertically stepped glaciation of the rock face, uninfluenced by driven snow, down to the formation of plastically flowing glacier ice can be clearly observed. The overhang at the bergschrund is proof that the avalanche cone is moving of its own accord.

In contrast to the north faces, the warmer walls exposed to the south are poor in bare ice and richer in snow. But at the same time rock pillars and buttresses stand out dark and bare. The higher temperatures prevailing on the sunny side increase the adhesiveness of the snow on the already firnified substrate, while the heating of the rocky outcrops causes them to thaw out completely time and again.

¹ The headlines in *italics* correspond with the subtitles in the film.

In these firn fields between 6,500 and 7,000 m the mean annual temperature lies at minus 10 to minus 15 °C. In spite of the low temperatures, bare debris and rock covered areas occur in the accumulation area of the glaciers. The limit of permanent snow, firn and ice cover—the so-called Level 365—is, on account of the greater aridity of the area, much higher than the equilibrium line, which divides the glacier into accumulation and ablation zones. The cold, dry, continental type of climate conditions the rectangular cross sections of the glaciers with their steep, cliff-like margins.

The typical movement pattern of such cold glaciers is “block-ice motion.” The steep glacier margin as well as the rectangular shape of the ice blocks are an effect of the low temperatures and the resultant slow laminar flow capacity of the ice. In the cornices of the Mount Everest North Col this type of ice block is observable. At the foot of the vertical wall, the blocks are pushed together at the level of the firn field and coalesce as far as the next step down, where they form renewed faults and joints. In places where the ice blocks are diverted from the incline to the horizontal at the foot of a wall the bed rock is particularly strongly abraded—the corrasion of the glacier is intensified.

Up to 100 annual layers can be counted on the cornices. This great age of the ice indicates that the flow velocity of the glacier at such high altitudes is extremely low. Generally speaking, the speed of glacier movement increases from the accumulation areas above down to the equilibrium line. As can be seen from the medial morainic cover of the Rongbuk Glacier, it then decreases below the equilibrium line down to the glacier tongue.

Whereas above the equilibrium line velocities of 30 to 40 cm per day were recorded, in the lower, entirely debris-covered glacier tongue region, only the precisest measurements can differentiate moving sections of glacier from motionless dead ice. To effect these fine flow-velocity measurements, reflectors were installed on solid blocks of surface moraine and position fixed at intervals. The position shift of these reflectors indicated glacier movement values in only the millimetre range on the lower tongue section. Throughout a measurement period of 41 days this reflector placed still 2.6 km from the glacier terminal, moved only 10 cm down-glacier—an indication of the negative mass balance of the Central Rongbuk Glacier. Its ice is no longer nourished down to the tip of its tongue, and the equilibrium line is in process of being raised.

The glacier nourishment and motion specific to this climate and relief are accompanied by characteristic processes of melting and ablation. Fine melting structures already pattern the glacier surface in the higher regions. Dehydrating eddies of air help to sculpt the surface. The moisture content of the snow is sublimated here immediately into water vapour.

Because of the low humidity and overhead position of the sun in these subtropical latitudes, honeycomb weathering patterns have been moulded here above the equilibrium line. These are characteristic features of the cold continental glaciers of the northern Himalayan slopes. Through fracturing of the ice at vertical steps, major ablation forms are already laid down which later characterize the glacier type below the equilibrium line. The major contribution to this process is made by the areas of instability within the fractured ice, which provide starting points for increased ablation.

The extremely strong subtropical insolation deepens the fissures to such an extent that the ice surface, such as here on the lower Changtse North Glacier, is first broken up into ice walls, which finally give rise to ice pinnacles. The ribs and pinnacles continue the original glacier level for several kilometres towards the valley outlet. The resulting ice pinnacles attain a height of up to 20 m. Between them, melt-out has produced increasing amounts of glacial till. Occasionally meltwater pools develop on the glacier surface, which undercut the bases of ice pyramids.

Acting on these high-altitude ice-pinnacle fields characteristic of the tropics and subtropics is a degree of radiation almost equalling the global insolation at the upper limit of the atmosphere: Whereas the solar constant at autumnal position of the sun is equivalent to 1,180 watts per m², here at 6,000 m the measured value was even 170 watts higher. Increased insolation rates such as these can be explained by reflection from the ice walls. In the further course of the glacier a uniform ice-pinnacle summit accordance is no longer maintained because the pyramids melt down at different rates depending on their basal cross-section.

The change in ice-pyramid shape along the longitudinal course of the glacier goes hand in hand with a shift in the ablation process: Whereas at higher altitudes evaporation predominates, towards the valley outlet it is the melting process, which is evidenced by meltwater channels on the ice walls and the increase in surface water. The ice pyramids are manifestations of both subtropical aridity and extremely low temperature. In addition, large deposits of debris are also characteristics of such glaciers. As a result of freeze-thaw frequency and avalanche nourishment, the till melts out as surface moraine and gradually replaces the bare-ice pyramids until the ice is finally covered by a metre-deep unbroken layer of debris at the lowest terminal area of the glacier.

Glaciers are classified according to their thermal, climatic or flow-motion characteristics. But their typology also includes geomorphological factors. The major glacier type of the Mount Everest north slopes is the valley glacier, which arises from the confluence of several tributary glaciers. The valley glaciers achieve lengths of several decakilometres. They are laterally fed by smaller and steeper hanging glaciers. These are often produced by hanging valleys and rock basins, whose armchair-like hollows are filled with ice. They are known as cirque glaciers. Towards the outlet of the main valley these tributary glaciers no longer reach the valley glacier due to the low altitude of the main valley floor and the reduced ridge and peak altitude of their accumulation areas. This lateral glacier, which in contrast to a cirque glacier is flowing down a straight slope, makes clear how a cold glacier can extend down to a level of temperate conditions—its walled shape undergoing a transition in the snout region to the soft laminar flow form.

At a sufficient altitude above the equilibrium line even unfavourable, for example, convex slopes are clothed in wall-sided firn-shields several decametres in thickness. Whether they produce tongues and to what depth these may project depends on the height of the accumulation area above the equilibrium line. In this case the equilibrium line lies only a few hundred metres below the saddle so that the ice protrusions only give a suggestion of tongue formation.

The less a mountain protrudes above the altitude of the equilibrium line, the less is its degree of glacierization. The glacier in the foreground can only fill out the valley floor because it is connected to an accumulation area above 7,000 m altitude. In cirque types with an encircling ridge currently below the equilibrium line altitude, there is a conspicuous lack of ice accumulation. Their corries sculptured by previous glacierization are preserved only through the action of seasonal nival erosion.

Maximum snow accumulation—and hence optimum glacier formation—are dependent on a particular height interval which extends up to several hundred metres above the equilibrium line. Here only a few degrees below zero were registered. High firn temperatures like this are required for rapid transformation of snow into glacial ice. The adhesiveness of the snow and ice to the steep faces also depends on the repeated achievement of near zero temperatures. The formation of ice-bridges between the individual snow granules shapes a plastic glacial covering, which is only briefly interrupted on the steepest rock slopes.

It is clear from the profile of the Great Himalaya that ice coating—and any type of slope glaciation—is temperature-dependent. Its glacier covering decreases upwards with the fall in temperature: Apart from a snow mantle on its rock ledges, at the summit of Mount Everest the stratified crests of the sedimentary rocks appear grey and brown, being devoid of ice. Telemetric temperature measurements corroborate the decrease of surface temperature with increasing height. Even under conditions of high solar noon-tide radiation, at the summit only minus 30 °C were recorded and the always super-cooled and therefore dry new-fallen snow was always blown away by the wind above an altitude of about 7,200 m.

Mountains lower than this are, on the other hand, even under high wind exposure, completely covered in glacier ice. This applies even to sharply pointed peaks, which particularly on wind-exposed ridges have huge, permanent, overhanging cornices. The arêtes comb the hoar frost out of the monsoon clouds and are mantled in metre-thick shields of ruffle-ice.

Above 7,200 m a snow mantle can only survive for a few months annually. The summer monsoon snowfall has all been blown off by winter. Only in a few selected places and on stable lee slopes with a particularly heavy snow cover does pressure compaction effect ice metamorphosis above this level.

Hangentwicklung

Slope Development

In the region of the glaciated northern slopes of the Great Himalaya the characteristic South Tibetan sequence of slope profiles is shown in exemplary form. Whereas beneath the glacier tongues young periglacial slopes characterized by scree cones and talus ramparts predominate, on either side of the glaciers the Pleistocene glacial slope profile has survived.

In the periglacial zone there is a synergy between high continental aridity and extreme freeze-thaw frequency. Thus the creeping scree debris on the slopes is only covered with

sparse dwarf scrub at lower levels. Not until the condensation level is reached at about 5,000 m do larger areas of alpine lawn make their appearance and bind the gelifluction debris to the surface. In the adjoining highest level of the gelifluction zone the lower temperatures only allow sporadic vegetation to become established. Here the debris movement is at best only temporarily checked by the presence of individual plants. Smaller plants are simply carried along down the slope.

The coarse unsorted scree moves fastest close to the surface. The intensity of movement can be deduced by the root-branch deformation and the age of the dwarf shrub displaced by the creeping scree. This 3-year-old plant exhibits a downhill movement of at least 12 cm.

More precise results were obtained by 41 day observations using a geodimeter on slopes of various inclination. At a height of 5,300 m on this 33° slope a subsurface debris movement of 1.5 cm was measured, which, in consideration of the annual freeze-thaw periodicity, gives a value of approximately 6 cm per year. On adjacent 45° slopes values of at least 8 cm per year were recorded. Gelifluction sheets extend up as high as almost 6,000 m. They are largely unsorted, so that one can speak of "amorphous gelifluction". Depending on the degree of insolation exposure, less homogeneous gelifluction slopes are also represented, here exhibiting gelifluction tongues and lobes.

As ground temperature measurements prove, rapid frost creep is confined to the top 15 cm surface layer which is exposed to the daily freeze-thaw periodicity. Gelifluction lobes on the other hand are the result of deep-acting annual frost periodicity. They can achieve a thickness of 1 m. At a depth of 1 to 2 m the permafrost table becomes effective. Proof of this is supplied by steep-edged sludging on morainic slopes over a frozen slip-bed.

The periglacial zone, the frost weathering zone, extends in places right up to the glacier region, and, depending on the degree of exposure, even as far as the equilibrium line altitude. This congelifraction slope was found at 6,300 m.

The increasing moulding of former glacial slopes towards the valley outlet leads to scree cone formation and talus accumulation. The weathered substrate descends in the form of stone-fall, rock-slide or landslip from the upper slopes onto the valley floor which has become denuded of ice in the course of the past 12,000 years. This only a few thousand year old landslip was already anticipated in the Ice Age as the spur-truncating and scouring action of the valley glaciers initiated the break-up of larger masses of rock.

The resistance offered by the rocks of the north slopes of Mount Everest to frost weathering is increased by granite intrusions. Streaked-out injections of light tourmaline granites have hardened darker sedimentary layers of solid rock by contact metamorphism. Slope retreat was generally achieved by joint-block removal, that is, frost weathering is structurally facilitated by the joints at right-angles to the bedding or intrusion planes taking up meltwater.

Avalanche scouring leads to the erosion of the upper slopes and rock faces into gullies and couloirs, where the frost weathering is particularly evident at the intersections. In

between, buttresses, ridges, and pillars remain standing. Analogous to rock scree cones, at the level of already firnified and ice-coated slopes ice-schree cones are formed of avalanche material. Pieces of rock plucked from the wall are contained inside them. The erosive effect of avalanche scouring is so intensive that patches of completely unweathered, virgin rock are laid bare in the gullies, and at the edge of the cone, where snow and ice have melted away, massive accumulations of talus come to light. The loose material piled right up to its point of origination in the gully exhibits the greatest angle of rest. These are called talus slopes.

The degree of debris cover on a slope as well as its smoothness give an indication of its state of evolution: When they are still completely covered in snow and ice which modify the bedrock by their scouring action, the development of such slopes is considered to begin. As soon as reduced ice coverage allows outcrops of rock to become exposed, frost weathering begins to take effect. When serried rock faces, which were once eroded by glacial action, lie exposed again, they develop by means of frost weathering into gradually more conspicuously structured slopes, on which solid rock and weathered mantle alternate with one another.

At the end of this sequence of profiles we find gelifluction slopes, periglacial smooth slopes, covered in talus, with profiles approaching a straight line.

Vergletscherungsgeschichte

Glacierization History

Glaciers react to the smallest climatic changes and clearly reflect these geomorphologically: If the altitude of the equilibrium line changes, the height to which the glacier tongues extend changes by a factor of two. Accordingly, the tongue of the Kang-Chüing Glacier in the Lankazi Massif keeps on changing its position. And this rock outcrop, which centuries ago was covered by moving glacier ice, now rises above the glacier flowing at different breadths on either side of it.

At present the glacier is advancing. As it does so the steep glacier snout breaks off in places, laying down ice scree cones in front of it. On inclined scoured bedrock, where there is no moraine to constrain it, changes in the tongue are particularly evident.

Towards the valley outlet lateral moraines have preserved the course of a prehistoric glacier bed. In this tongue basin dammed up by recessional moraines a meltwater lake with an overflow channel to a further morainic lake has developed. The moraines can probably be ascribed to the glacial maximum of the Little Ice Age in mediaeval times. These fresh, up to 150 m high historic moraines have been built up on the inner slopes of 4,000 to 5,000 year old Neoglacial lateral moraines, which belong to the next lower glacial terminus.

In the Late-Glacial epoch the glaciers reached as far as the main valley where they flowed together. Massive deposits of morainic material bear witness to this, whereas today the glaciers are confined to the highest accumulation areas of the side valleys. The greater the limits of the former glacier beds from the present limits of glaciation, the

more evident are the intervening effects of erosion and accumulation. The river has washed out morainic material and transported and broken it up ever since the Late-Glacial epoch. Scree and rockslide have been scattered over its terraces from the valley slopes.

In more westerly parts of South Tibet the plateau extends right up to the foothills of the Great Himalaya. Lakes in terminal basins, valley trains and morainic deposits are signs of Late-Glacial history in this region. The morainic deposits are ramp-shaped here and are only reached by present-day glaciers at their uppermost parts close to the mountain slopes.

The alimantation zone of the former piedmont glaciation includes the 8,046 m Shisha Pangma, Gosainthan. From its north flanks the Yepokangara Glacier still reaches down to the plateau level with its till-covered tongue. The Late-Glacial morainic and fluvio-glacial debris is deposited on the foothills in layers of considerable thickness: 500 to 700 m have been achieved.

Between these so-called ice-marginal ramps, the glaciers that flowed out far into the foreland have left behind valleys which since the glacial recession now carry meltwater off. From higher sections of the ice-marginal ramps short glacier tongues now extend downwards. They originate from small patches of glaciation which cap the morainic areas. In other locations this form of glaciation is present as watchglass-shaped ice caps. The ice-marginal ramps extending for tens of kilometres along the foot of the mountain range are dipped in their central zones. Their surface is inclined at an angle of 7° to 12°. Further out in the foreland it submerges under the shallow outwash fans that have been deposited at the ends of meltwater valleys. Because of the characteristic alternation of morainic substrate and layered fluvio-glacial debris, the Late-Glacial ice-marginal ramps represent important recognition features of semi-arid foreland glaciation.

During the Great Ice Age, at the time of maximum glaciation, the whole tableland was capped with ice, evidenced today by the presence of rounded rocky protrusions, so-called roches moutonnées. Further to the east, where intact plateau areas no longer exist and the Great Himalaya abuts on to the Tibetan Himalaya, Great Ice Age conditions can be reconstrued with greater precision. At that time the equilibrium line was 1,200 m lower than in the present day, as moraines discovered in the lowest valley locations prove.

A glacial complex in the form of a glacier network filled the main valleys but at the same time drained into the steep southern slopes of the Great Himalaya. Due to the lower ice-level maintained in this way the higher mountain crests were free of glaciation. On account of their considerable height the centres of the glacial network lay in the high valley areas still glaciated today. Only a few low-lying valley regions, such as that of the Tsangpo, were then free of glaciation. This is borne out by terrace deposits situated several decametres above the river. They represent outwash beds originating from the side valleys, where outlet glaciers from northern plateau ice-sheets and southern glacial networks would both have terminated.

The Lulu Basin was ice-free either always or at a very early stage and is therefore filled with gravel sediments. Following the retreat of the glacier tongues the alluvial meltwater stream again cut into its former gravel bed, thus forming a river terrace. With every renewed glacial fluctuation further low terraces were built up, like this 3 m high one from the Upper Holocene, which is overlaid by alluvial loess.

Above the gravel terraces, up to a height of 60 m above the valley floor, older glaciolimnic sediments remain. These light-coloured varve clays originate from a glacial lake which had been dammed off by a glacier tongue coming from the Lazu Massif. They, too, have been preserved in terraces. Their plane marks the lowest dammed-up level of the lake. Where the terrace configuration is lost and the slope dissipates into gullies, the soft lacustral sediment overlying the rock can be recognized from the greater depth of the incisions.

Many of the present lakes owe their existence to prehistoric glacial moulding, such as for example the Yang Yung Cho Hu, which fills a valley hollowed out by glaciers. While its southern shore consists of an alluvial zone, on the opposite shore there is a conspicuous contrast between the soft and therefore ancient lines of the mountain crests and their slopes and the steep banks undercut by the lake. Here recent post-glacial moulding processes are interfering with a balanced mature relief.

Today the glacial nourishment of South Tibet is bound up with the highest mountain region, such as here in the eastern central Himalaya. Depending on exposure, the equilibrium line runs at a height between 5,300 and 6,300 m, so that to the upper level of glaciation, which is recognizable at 7,200 m on Mount Everest, it is now the mountain flanks which mainly contribute to glacier nourishment. By contrast, in the Ice Age the upper limit of glaciation corresponding to the lowering of the equilibrium line, lay about 1,200 m lower down, and the zone of glacial nourishment extended far to the north in the much more extensive low relief of Tibet.

Great Ice Age glacierization had its origins not in the high mountain region from which it now drains off both to the north and south, but in the central regions of South Tibet dimly viewed in the distance here. This countercurrent orientation of glacierization and glacier flow direction can be reconstrued in the light of morainic succession of the Rongbuk Glacier: At the confluences of side glaciers, preserved lateral morainic residues high above the main glacier show the former raised glacier level as well as the previous junction with the valley glacier. Today the recessive side glaciers with their till-covered tongues frequently end hundreds of metres above the main glacier. Pedestal moraines above the main valley far beyond the terminal of the present Rongbuk Glacier are also relics of further large glacial branches connecting northwards, which existed in Neoglacial times.

All these younger, in other words Historic to Neoglacial glacier levels have, in conformity with the valley slope, left behind lateral moraines falling off towards the north. Towards the older glacier levels the inclination of these moraines is gradually flattened until a reversal of glacial down-flow direction to the south finally becomes apparent.

On the slopes of the Upper Rongbuk Valley at a height almost 600 m above the present glacier level, the maximum icepacking of the Great Ice Age can be read off. For an Ice-Age equilibrium line depression of about 1,200 m this increase in ice thickness may at first sight appear remarkably little, but it is satisfactorily explained by a glacial outflow then already existing towards the southern slopes of the Himalaya. Even today the accumulation area of the Central Rongbuk Glacier loses a proportion of its ice-feed over the Lho La to the south, although it is less voluminous than in former times.

Several hundred metres above the col floor, rock scarps are preserved which corroborate the Ice-Age level of the overflowing glacier. Here the moving glacier had undercut the rock face; even today rock falls originate from these undercut surfaces. Taking into consideration the fast drainage through the Himalaya range near the Tibetan border, it is clear that considerable glacial replenishment from the north, from the central Tibetan plateau, was required to maintain a 600 m elevation of the glacier level in the Rongbuk Valley system. There is convincing evidence of an almost unbroken Ice Age glacial sheet from which outlet glaciers issued. This is provided by the continually softening contours of glacial moulding the further north one goes.

The development of Tibetan inland ice from the Early to the Great Ice Age will be demonstrated with the aid of a computer-generated block diagram: Repeated global cooling of several degrees Celsius caused in the course of geological time by modifications in terrestrial orbital parameters, coincided at the outset of the Pleistocene—on account of the uplifting of the Tibetan plateau almost to the equilibrium line altitude—with an Ice Age tendency on earth, which gave rise to a further cooling amounting to 7.5 to 10 °C.

The orbitally conditioned cooling caused the equilibrium line to descend 500 m. This in turn effected a lengthening of the Himalaya glaciers and those of other Tibetan mountain systems to a level at least 700 to 800 m lower. But at this stage of global cooling, for the first time large areas of the uplifted plateau regions lay on or above the equilibrium line and, especially in the mountain forelands, they also became glaciated. The ice sheet covered about one third of Tibet during the Early Ice Age.

Only 16 to 20 % of the solar energy, which in subtropical latitudes at an altitude of 5,000 to 7,000 m is about four times as strong as in the area of northern inland glaciation, is reflected back into space by the present largely debris covered surface of Tibet. The far greater remaining proportion of energy heats up the atmosphere via the insolation of the debris mantle. In contrast, the firn and snow surfaces of the glacial accumulation areas reflect up to 90 % of the radiation, i. e. 60 to 70 % more than the strongly absorbent ice-free areas. Atmospheric reheating is hardly noticeable at all here.

So the result of prehistoric enlargement of the Tibetan ice sheet was a loss of energy, in other words, a further cooling which led to a self-propagating glaciation covering almost the entire Tibetan plateau. In this way the Tibetan ice cap, which transformed the plateau from a globally effective “radiator” into an extremely influential “refrigerator”, in synergy with the increase of other glaciated areas, may have been the actual trigger of the Ice Age.

Literatur

- [1] GANSSER, A.: The Wider Himalaya. A Model for Scientific Research. Mat. Fys. Medd. Dan. Vid. Selsk. **40**, 14 (København 1983), 3–30.
- [2] KUHLE, M.: Klimageomorphologische Untersuchungen in der Dhaulagiri- und Annapurna-Gruppe (Zentraler Himalaya). Tagungsber. u. wiss. Abh. **42**. Dt. Geographentag Wiesbaden (1980), 244–247.
- [3] KUHLE, M.: Erste Deutsch-Chinesische Gemeinschaftsexpedition nach Tibet u. in die Massive des Kuen Lun-Gebirges 1981. — Ein Expeditions- und vorläufiger Forschungsbericht. Tagungsber. u. wiss. Abh. **43**. Dt. Geographentag Wiesbaden (1981), 63–82.
- [4] KUHLE, M.: Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. Z. f. Geomorph., Suppl. Bd. **41**, Bd. 1 u. 2 (1982), 1–229; Abb. 1–184.
- [5] KUHLE, M.: Was spricht für eine pleistozäne Inlandvereisung Hochtibets? Sitz.ber. d. Braunschweig. Wiss. Gesellsch. Sonderh. **6**, Dt.-Chin. Tibet-Expedition 1981 (Göttingen 1982), 68–77.
- [6] KUHLE, M.: Ein subtropisches Inlandeis als Eiszeitauslöser. Südtibet- u. Mt.-Everestexpedition 1984. Forschungsberichte, Georgia Augusta **42** (Göttingen 1985), 35–51.
- [7] KUHLE, M.: Schneegrenzbestimmung und typologische Klassifikation von Gletschern anhand spezifischer Reliefparameter. Peterm. Geogr. Mittlg. **1** (1986), 41–51, Taf. 2.
- [8] KUHLE, M.: Die Vergletscherung Tibets und die Entstehung von Eiszeiten. Spektrum d. Wiss., Scientific American, 9/86 (1986), 42–54.
- [9] KUHLE, M.: Subtropical Mountain- and Highland-Glaciation as Ice Age Triggers and the Waning of Glacial Periods in the Pleistocene. GeoJournal, June 1987, **14**, 4 (1987), 393–421.
- [10] KUHLE, M.: The Problem of a Pleistocene Inland Glaciation of the Northeastern Qinghai-Xizang Plateau (Tibet). Reports on the Northeastern Part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau by the Sino-German Scientific Expedition. J. HÖVERMANN & WANG WENYING (Ed.). Beijing, China (1987), 250–315.
- [11] KUHLE, M.: Eine reliefspezifische Eiszeittheorie — Nachweis einer tibetischen Inlandvereisung und seine energetischen Konsequenzen. Die Geowissenschaften **6**, 5 (1988), 142–150.
- [12] KUHLE, M.: Die eiszeitliche Vergletscherung W-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluß auf die globale Energiebilanz. Geogr. Z. **76**, 3 (1988), 135–148.
- [13] KUHLE, M.: Geomorphic Indicator on a Pleistocene Glaciation in South-Tibet and the Problem of an Inland Glaciation (Ice Sheet). Results on the Shisha Pangma- and Mt. Everest-Expedition 1984. GeoJournal **17**, 2, Dec. 1988.
- [14] KUHN, M.: Climate and Glaciers. Sea Level, Ice and Climatic Change. Proceedings of the Canberra Symposium, Dec. 1979. IAHS Publ. no. **131**, (1981), 3–19.
- [15] LAUTENSCHLAGER, M., K. HERTERICH, U. SCHLESE und E. KIRK: Simulation of the January Climate 18 000 YBP. Report No. 11, Max-Planck-Inst. f. Meteorologie (Sept. 1987), 1–42.
- [16] LAUTENSCHLAGER, M., U. SCHLESE, M. PONATER, W. MAY, U. ULBRICH und P. SPETH: Atmospheric Response to Ice Age January Conditions. Large Scale Atmospheric Modelling, Report No. 4. Ed. H. v. STORCH. Climate Simulations with the ECMWF T21-Model in Hamburg (May 1988), 191–230.
- [17] MILANKOVIĆ, M.: Kanon der Edbestrahlung. Belgrad 1941.
- [18] MEINARDUS, W.: Das Klima der Antarktis. Handbuch der Klimatologie, Teil U (1938).

Filmveröffentlichung

- [19] KUHLE, M.: Die Südtibet- und Mt.-Everest-Expedition 1984 — Geographische Untersuchungen in Hochasien. Film D 1607 des IWF, Göttingen 1986. Publikation von M. KUHLE, Publ. Wiss. Film., Sekt. Techn. Wiss./Naturw., Ser. 9, Nr. 5/D 1607 (1986), 37 S.