

## GLAZIALMORPHOLOGISCHE UND DENDROCHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN NEUZEITLICHER EISRANDLAGEN OST- UND SÜDTIBETS

Mit 6 Abbildungen, 6 Photos und 6 Tabellen

ACHIM BRÄUNING und FRANK LEHMKUHL

*Summary:* Geomorphological and dendrochronological investigations of recent glacier fluctuations in eastern and southern Tibet

Investigations of glacier forefields at two sites in eastern and southern Tibet (Chola Shan and Nyainqentanglha Shan, see Fig. 1), show four different ice margins of recent glaciation (I to IV) and one older glacial stage (V). The poor weathering and sharp relief of the moraines, together with the low degree of soil development and vegetation cover, allow the younger phases (I to IV) to be assigned to the global event of the Little Ice Age. Similar moraines, with only sparse vegetation, can also be observed in other regions of the Tibetan plateau. The moraine ridges I to III are retreat phases of the maximum advance IV and can be dated by dendrochronology to the end of the 19th and early 20th century. A minimum age for stage IV is 1788. Phases with reduced tree growth can be correlated with cooler summer conditions and, to some extent, with enhanced glacier activity. The Little Ice Age event coincides with cooling periods in China and Tibet in the 14th to 19th century. In the Nianbaoyeze (eastern Tibet), a fossil soil with a radiocarbon age of  $1385 \pm 170$  BP indicates a maximum age for stage IV. The older, densely vegetated moraine stage V might correspond to the so called Neoglacial period beginning about 3000 BP.

### 1 Einleitung und Problemstellung

Nicht nur die Ausdehnung der letztglazialen Vereisung auf dem tibetischen Plateau ist bis heute strittig, sondern auch die Ausdehnung und insbesondere die Chronostratigraphie spätglazialer und holozäner Eisrandlagen ist für die verschiedenen Regionen Tibets uneinheitlich (vgl. HÖVERMANN u. LEHMKUHL 1993; LEHMKUHL 1995). Die kartierten Eisrandlagen verschiedener Regionen werden mit Lokalnamen versehen, und Moränen unmittelbar vor den rezenten Gletschern werden von einigen Autoren für letztzeitlich gehalten und die weiter talabwärtigen, zum Teil deutlichen Endmoränenwälle, bis zu vier pleistozänen Vergletscherungen zugeordnet (u. a. ZHENG u. a. 1990; ZHENG a. JIAO 1991). Von anderen Autoren werden hingegen, z. T. in unmittelbar benachbarten Regionen, neben dem letztglazialen Maximalstand mehrere spätglaziale Eisrandlagen, jedoch keine weiteren pleistozänen Vergletscherungen ausgewiesen

(u. a. HEIM 1936; CHEN u. a. 1991). In der älteren Literatur zur rezenten und vorzeitlichen Vergletscherung Tibets, die bei v. KLEBELSBERG (1949, 805ff) und v. WISSMANN (1959) zusammenfassend dargestellt ist, finden sich zwar Angaben zur Ausdehnung und Verbreitung rezenter und vorzeitlicher Gletscher – die Gletschervorfelder mit den historischen Moränen, die in den Alpen bereits auf eine lange Tradition zurückgreifen können (KINZL 1932; neuere Arbeiten in: SCHROEDER-LANZ 1983; BRADLEY a. JONES 1992), sind jedoch nur selten beschrieben bzw. ausgewertet worden (s. KICK 1985).

Die zeitliche Stellung der verschiedenen Moränensequenzen in Hochasien wird bereits seit den 30er Jahren kontrovers diskutiert. So nahm beispielsweise HEIM (1933, 1936) für den Minya Gongga (Gongga Shan) eine geringe, nicht weit über die heutige hinausgehende Ausdehnung der letztglazialen Vereisung an. PENCK (1934), v. KLEBELSBERG (1948) und v. WISSMANN (1959) sahen hingegen die Blockakkumulation bei Moxixian (Mosimien:  $29^{\circ}37'N$ ,  $102^{\circ}05'E$ ) an der Ostabdachung des Gongga Shan in 1750 m Höhe, die HEIM (1933) als Terrassenreste deutete, zumindest als gletschernahe Bildungen bzw. als Beleg für die Existenz eines eiszeitlichen Dammgletschers an. Die großen, markanten und an den Innenseiten zumeist unbewachsenen Seitenmoränen in unmittelbarer Nähe der aktuellen Gletscher, z. B. des Hailagou-Gletschers oberhalb von Moxixian in etwa 2900 m Höhe, werden heute als „Little Ice Age“-Moränen interpretiert (CHEN u. a. 1991, HÖVERMANN u. LEHMKUHL 1994).

Vergleichende Untersuchungen über neuzeitliche und/oder frühneuzeitliche Gletschervorstöße, wie beispielsweise die weltweit nachweisbare sog. Kleine Eiszeit („Little Ice Age“), sind aus Hochasien bislang kaum bekannt und exakte Datierungen sind selten (vgl. KICK 1985; für den Himalaya und Karakorum s. u. a. RÖTHLISBERGER a. GEYH 1985). In den international zugänglichen chinesischen Arbeiten finden sich zumeist nur allgemeine Hinweise auf das sogenannte Neoglazial (ab ca. 3000 BP) und das „Little Ice Age“ (z. B. PU 1991). WANG a. FAN (1987) berichten über Gletschervorstöße des Arza-Gletschers im Hengduan Shan ( $29^{\circ}10'N/96^{\circ}04'E$ ) in diesem Zeitraum.

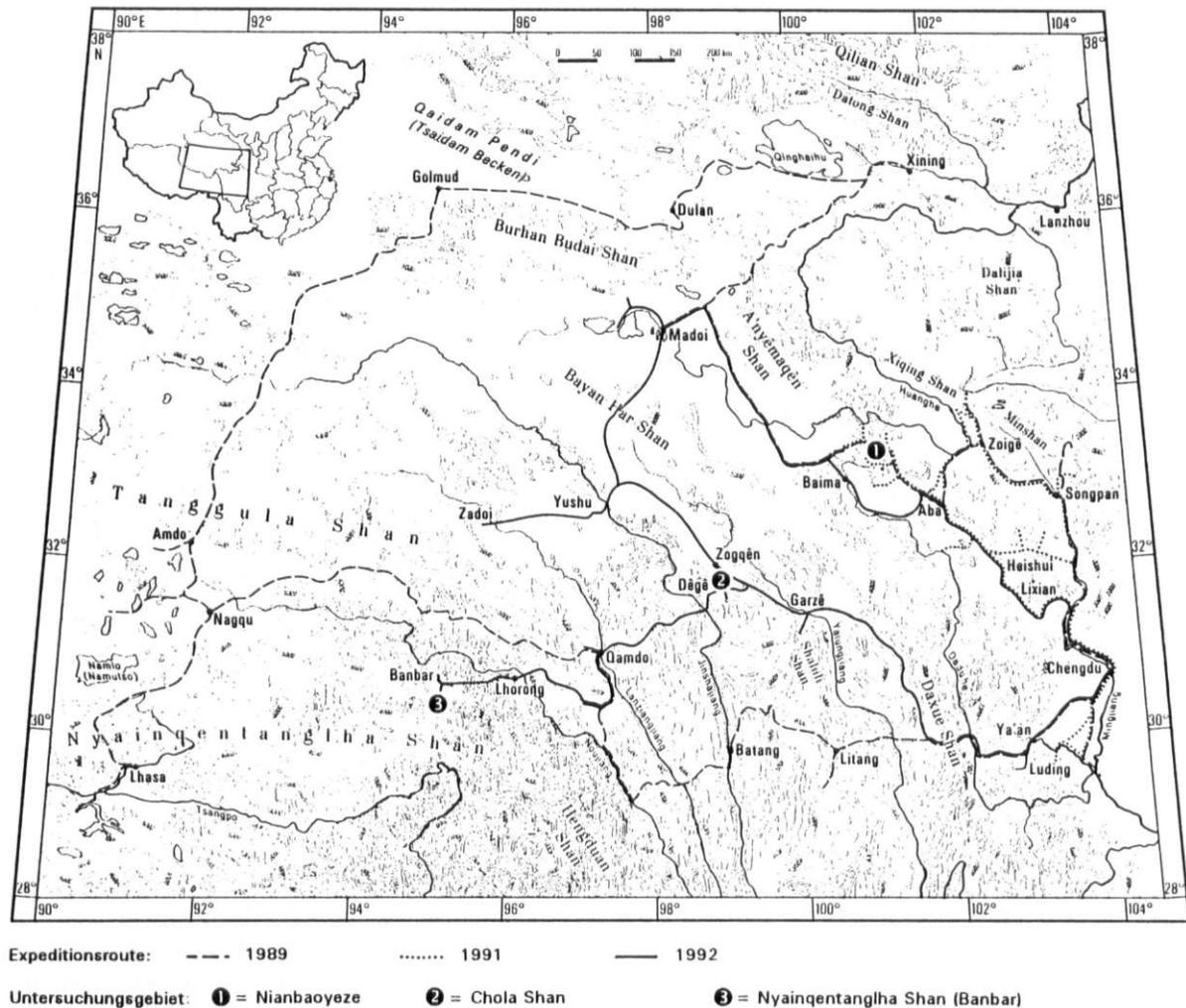


Abb. 1: Lage der Untersuchungsgebiete in Ost- und Südtibet

Location of the investigation areas in the eastern and southern part of the Tibetan Plateau

Während einer chinesisch-deutschen Gemeinschaftsexpedition 1992 konnten im Bereich Ost- und Südtibets in Gletschervorfeldern glazialmorphologische Detailkartierungen und dendrochronologische Untersuchungen durchgeführt werden. Es handelt sich um jeweils nordexponierte Gletschervorfelder im Chola Shan und im Nyainqentanglha Shan (Abb. 1). Beide Gletschervorfelder sind von markanten und an den Innenseiten oft nur spärlich bewachsenen End- und Seitenmoränen umschlossen. Der Bereich mit einer relativ geringen Vegetationsentwicklung innerhalb dieser Eisrandlagen läßt sich noch durch weitere Moränenstaffeln gliedern, die sich sowohl nach der Morphologie und Bodenbildung als auch nach dem Deckungsgrad der Vegetation und dem Alter der Einzelbäume deutlich unterscheiden lassen. Dendrochro-

nologische Untersuchungen verschiedener Standorte innerhalb der verschiedenen Eisrandlagen und außerhalb der markanten Moränen erlauben eine detaillierte zeitliche Differenzierung der verschiedenen Moränenstaffeln (jeweils Mindestalter). Diese Ergebnisse werden mit anderen Befunden zur jüngeren Klimageschichte Tibets verglichen.

## 2 Dendroklimatische Datierung neuzeitlicher Gletscherakkumulationen

Die Datierung neuzeitlicher Gletscherablagerungen anhand von Altersbestimmungen der auf ihnen gekeimten Bäume ist eine bereits in zahlreichen Studien weltweit angewandte Methode zur Rekonstruk-

tion von Gletscherrückzugsphasen (z. B. CARRARA a. MCGIMSEY 1981; HEIKKINEN 1984; LUCKMAN 1988; VILLALBA u. a. 1990). Allerdings bedingt die Zeitspanne, die zwischen der Ablagerung einer Moräne und deren Besiedlung durch Bäume verstreicht (engl.: *ecesis*), eine Datierungsunschärfe von unbekannter Dauer. Sie hängt von der Entfernung weiterer Bäume als Samenquellen, der Beschaffenheit des Substrates und den klimatischen Bedingungen ab (SIGAFOOS a. HENDRICKS 1969; HEIKKINEN 1984).

Berechnungen über die Dauer dieser Besiedlungslücke mit verschiedenen methodischen Ansätzen schwanken in einem weiten Zeitraum, mit einem geschätzten Minimum von 1 bis 16 Jahren (LAWRENCE a. LAWRENCE 1959; SIGAFOOS a. HENDRICKS 1969, 1972; HEIKKINEN 1984). Meist wurden Werte von rund 10–20 Jahren ermittelt (MCCARTHY a. LUCKMAN 1993; LUCKMAN 1986; HEUSSER 1956), einige Autoren geben jedoch höhere Werte an: BRAY a. STRUIK (1963) stellten für das Vorfeld des Yoho-Gletschers in Kanada Ansiedlungsverzögerungen von 20–43 Jahren fest (im Mittel 28 Jahre), LUCKMAN (1988) für die Vorfelder von Dome- und Athabasca-Gletscher von 40 bis 60 Jahren. MERCER (1970) nahm in Patagonien für verschiedene Arten der Südbuche (*Nothofagus*) eine Ansiedlungslücke von 70 Jahren an, BURBANK (1981) gar fand am Mt. Rainier (Washington) Zeitspannen von bis zu 100 Jahren. Generell zeigten jahringdatierte Moränen gegenüber lichenometrischen Datierungen aufgrund der späteren Ansiedlungsdauer von Bäumen ein um 10 bis 20 Jahre jüngeres Alter (BURBANK 1981).

KEARNEY (1982) stellte in den Kanadischen Rocky Mountains fest, daß die Ansiedlung der Bäume an der alpinen (oberen) Waldgrenze diskontinuierlich in warmen Phasen des 20. Jahrhunderts erfolgte. Nach SIGAFOOS a. HENDRICKS (1969) kann die Ansammlung von Bäumen nahe der alpinen Waldgrenze gegenüber Talstandorten um 10 bis 15 Jahre verzögert erfolgen. Die Baumstandorte der vorliegenden Studie liegen jedoch rund 350 m unterhalb der alpinen Waldgrenze; die oberhalb der Seitenmoränen liegenden Hänge sind größtenteils bewaldet, so daß Ansiedlungsverzögerungen durch ungünstiges Klima oder Mangel an Samenbäumen nicht zu erwarten sind.

Eine weitere Unschärfe der Datierung liegt in dem Zeitraum begründet, den ein Baum zum Heranwachsen zwischen der Keimung bis zur Bohrhöhe benötigt. SIGAFOOS a. HENDRICKS (1972) schätzten diesen Fehler bei etwa 200 Jahre alten Bäumen mit einem Durchmesser von ca. 60 cm auf mindestens 10 Jahre, HEIKKINEN (1984) rechnet mit ca. 16 nicht erfaßten Jahren bei 80 cm Bohrhöhe. MCCARTHY u. a. (1991) errechneten bei einer Bohrhöhe von 30 cm über dem Wur-

zelteller einen durchschnittlichen Fehler von – je nach Wuchsleistung eines Baumes – 4 bis 11 Jahren, bei einer Bohrhöhe von 50 cm 6 bis 19 Jahre. Schätzungen von Heusser (1956) von 23–36 fehlenden Jahren bei 30 cm Bohrhöhe erscheinen für Bäume mit nicht unterdrücktem Jugendwachstum zu hoch angesetzt (MCCARTHY u. a. 1991). Schließlich bleibt das Problem, ob bei der Probenahme überhaupt die ältesten Bäume innerhalb eines Moränenstandes erfaßt wurden (LAWRENCE 1950; HEIKKINEN 1984). Die ermittelten Jahreszahlen stellen also lediglich Minimalalter für die entsprechenden Gletscherstadien dar.

Eine weitere Möglichkeit zur Rekonstruktion vergangener Klimaphasen besteht in der dendroklimatologischen Auswertung längerer Jahrringserien benachbarter eisfreier Gebiete außerhalb der Moränenfelder. Gerade in Gebieten, in denen ein Klimafaktor limitierend für das Baumwachstum ist, wie es nahe der alpinen Waldgrenze die Sommertemperatur darstellt, konnte bereits in zahlreichen Untersuchungen ein enger, wenn auch negativer Zusammenhang zwischen Wuchsleistung der Bäume einerseits und der Zungenänderung von Gletschern andererseits belegt werden (z. B. LAMARCHE a. FRITTS 1971; HEIKKINEN 1984; SCUDERI 1987; LUCKMAN 1993). Allerdings sind auch Gletscherhochstände bekannt, die sich nicht in Zuwachsdepressionen gletschernaher Bäume widerspiegeln (FURRER u. HOLZHAUSER 1989). Vor allem die Spätholzdichte, die nahe der alpinen Waldgrenze in hohem Maße mit der Sommertemperatur korreliert ist, liefert sehr genaue Hinweise auf die Klimaschichte eines gletschnahen Standortes (RÖTHLISBERGER 1976; BIRCHER 1982; RENNER 1982; KIENAST 1985). HOLZHAUSER (1985) stellte an solchen Standorten eine große Ähnlichkeit des langfristigen Verlaufes von Jahrringbreiten- und -dichtekurven fest und folgert daraus ein ähnliches klimatologisches Signal. Daß auch in Tibet Jahrringbreitenminima mit kalten Jahren in Verbindung stehen, konnte anhand von Einzeljahresanalysen belegt werden (BRÄUNING 1994).

### 3 Detailuntersuchungen im Chola Shan

#### 3.1 Morphologie

An der Nordabdachung des Chola Shan konnten westlich der Siedlung Malingango und südlich des Xinluhai (tib.: Lhamcoka-See: 31°50'N, 99°07'E; Abb. 1) zwei Gletschervorfelder näher untersucht werden. Der hauptsächlich NW-SE-streichende Chola Shan, an der Wasserscheide zwischen dem Yangtse (Jinshajiang) und Yalungjiang gelegen, erreicht Gipfel-



Photo 1: West- und Ostgletscher südlich des Xinluhai (Lhamcoka) im Chola Shan von der gegenüberliegenden Talflanke aus. Beide Gletscherbäche fließen getrennt, jeder für sich ein Delta schüttend, von Süden in den Xinluhai und fördern dessen Verlandung

Photo: A. Bräuning, 8. Aug. 1992

West and east glacier in the Chola Shan, south of the Xinluhai lake (Lhamcoka); photo taken from the opposite valley flank. Both glacier rivers flow separately into the Xinluhai from the south, each of them forming a small deltaic fan

Tabelle 1: Wichtigste Kenngrößen der Gletscher im Chola Shan

Important characteristics of the glaciers in the Chola Shan

	Westgletscher	Ostgletscher
Exposition	E	E bis NE
a höchster Gipfel [m]	6168	6168
b Höhenlage der Gletscherzunge [m]	4090	4240
c neuzzeitliche Eisrandlage [m]	4040	4060
aktuelle Schneegrenze	5130	5200
[(a + b)/2]		
neuzzeitl. Schneegrenze	5100	5110
[(a + c)/2]		
rezente Gletscherfläche [km <sup>2</sup> ]	25,8	16,8
neuzzeitl. Gletscherfläche [km <sup>2</sup> ]	26,9	18
Flächenverlust [km <sup>2</sup> ]	1,1 (4%)	1,05 (6%)
rezente Gletscherlänge [km]	ca. 5	ca. 5 bis 6
neuzzeitl. Gletscherlänge [km]	>6 (+1,3)	>6 (+0,8)

höhen bis 6262 m. Die höheren Gebirgsbereiche, aufgebaut aus jurassisch-kretazischen Graniten, sind aktuell noch vergletschert und zeigen deutliche vorzeitliche Trogtäler und Kare. Die Höhenlage der aktuellen Gletscher-Schneegrenze im Chola Shan wird von SHI (1988) mit 5000 bis 5300 m und von V. WISSMANN

(1959) mit ca. 5600 m angegeben. Die zwei näher untersuchten Gletschervorfelder, im folgenden West- und Ostgletscher genannt, liegen an der Nordabdachung des Hauptkammes und südlich des Xinluhai im Einzugsgebiet des Yalungjiang, ca. 40 km westlich der Siedlung Malingango in knapp über 4000 m Höhe (Westgletscher: 31°49'N/99°06'E und Ostgletscher: 31°48,5'N/99°07,5'E; Abb. 1). Beide Gletscher sind Firnmuldengletscher mit relativ flachen Firnmulden im Nährgebiet in 5300 bis 5500 m (Westgletscher) und 5000 bis 5300 m (Ostgletscher). Die aktuellen Gletscherzungen enden nach den chinesischen topographischen Karten aus den 70er Jahren in 4090 bzw. 4240 m Höhe; die neuzzeitlichen Moränenwälle reichen bis 4040 m hinab.

Die Gletscher-Schneegrenzen (bzw. GWL)<sup>1)</sup> wurden im folgenden für alle Gletscher und Gletscherstände nach der vereinfachten Gipfelmethode (das arithmeti-

<sup>1)</sup> Zum Begriff „Schneegrenze“ (GWL), zu den verschiedenen Methoden der Schneegrenzbestimmung und zu den klimatischen Parametern an der GWL siehe HEUBERGER (1980), KERSCHNER (1990) und LEHMKUHL (1995, 100ff) sowie die dort zitierte Literatur.



Photo 2: Westgletscher südlich des Xinluhai (Lhamcoka) im Chola Shan von der gegenüberliegenden Talflanke photographiert. Das neuzeitliche Gletschermaximum (IV) und ein Rückzugsstadium (III) sind gut zu erkennen. Links die Baumstandorte außerhalb der jüngeren Vergletscherungen nahe einer älteren Eisrandlage (V)

Photo: F. Lehmkuhl, 9. Aug. 1992

West glacier in the Chola Shan, south of the Xinluhai-lake (Lhamcoka); photo taken from the opposite valley flank. The recent glacial maximum (IV) and a retreat stage (III) are visible. The trees investigated on the left are outside the area covered by the recent glacial maximum and are close to an older ice margin (V)

sche Mittel des höchsten Punktes des Einzugsgebietes und dem tiefsten Punkt des Gletschers: LOUIS 1955) berechnet. Trotz der Ungenauigkeit dieser Methode, die in der Regel zu hohe Werte liefert, wurde sie angewendet, da die genauere Flächenteilungsmethode (GROSS, KERSCHNER u. PATZELT 1976) sich schon allein aufgrund des Maßstabes der Karten (1:100 000) nicht sinnvoll anwenden ließ. Zudem ist die Übertragbarkeit dieser Methode auf diese kontinentalen außer-alpinen Gletscher und bei den hier vorherrschenden Reliefverhältnissen nicht gesichert. Die Höhenlage der aktuellen Schneegrenzen kann nach dieser vereinfachten Methode mit max. 5130 bis 5200 m angegeben werden; für das Maximum des neuzeitlichen Gletschervorstoßes ergibt sich rein rechnerisch eine Schneegrenzdepression von etwa 100 m mit Höhenlage der GWL in etwa 5100 m. Die wichtigsten Kenngrößen dieser beiden Gletscher sind in Tabelle 1 wiedergegeben.

Die Bestimmung der aktuellen Schneegrenze erscheint allerdings aufgrund der Größe dieser Gletscher und der Reliefverhältnisse unsicher: Der Westgletscher

endet heute mit einer sehr flachen Gletscherzunge im Bereich einer Steilstufe in etwa 4090 m Höhe sehr viel tiefer als der Ostgletscher, der bei insgesamt flacheren Gefällsverhältnissen mit einer steilen Gletscherzunge bis ca. 4240 m hinabreicht (Photo 1). Beide Gletscher sind heute in einem nicht vergleichbaren Zustand: Während der größere Westgletscher sich noch im Rückzug befindet, zeigt die steile Zunge des Ostgletschers möglicherweise einen Vorstoß an (Photo 2 u. 3). Somit kann man aus der Höhenlage der Gletscherzunge hier die Höhe der GWL nur angenähert bestimmen. Während des neuzeitlichen Maximalstandes (IV) erreichten allerdings beide Gletscher eine vergleichbare Position in knapp über 4000 m Höhe im flachen Talboden (Abb. 2).

Die verschiedenen kartierten Eisrandlagen bzw. Moränensequenzen und die Standorte der untersuchten Bäume der Gletschervorfelder dieser beiden Gletscher sind in Abbildung 3 dargestellt. Die Eisrandlagen konnten fünf verschiedenen Stadien zugeordnet werden: Vier jüngeren Stadien (I bis IV), deren Moränenwälle oft nur geringen oder fehlenden Bewuchs



Photo 3: Ostgletscher südlich des Xinluhai (Lhamcoka) im Chola Shan aus dem Talgrund photographiert. Der neuzeitliche Maximalstand (IV) erreichte den Talboden (X). Gut erkennbar ist die steile aktive Gletscherzunge, das schuttbedeckte unmittelbare Gletschervorfeld sowie der Waldbestand, der an beiden Talflanken bis 300 Höhenmeter über dem Talboden hinaufreicht

Photo: F. Lehmkuhl, 8. Aug. 1992

East glacier in the Chola Shan, south of the Xinluhai lake (Lhamcoka); photo taken from the valley bottom. The recent glacial maximum (IV) reached the valley bottom (X). The steep glacier tongue, the debris-covered glacier forefield and the forest, which grows up to 300 m above the valley bottom, are visible

aufweisen und einem älteren Stadium (V) mit dichter Vegetationsdecke und deutlich stärker verwitterten Granitblöcken. Das rückwärtig gelegene Stadium IV kennzeichnet nach dem Habitus das Maximum des neuzeitlichen Gletschervorstoßes durch markante und bis 150 m hohe Seitenmoränen und mehrere, über 10 m hohe Endmoränenwälle sowie einem geringeren Deckungsgrad der Vegetation und einer lediglich schwachen oder fehlenden Bodenbildung und Verwitterung innerhalb dieses Stadiums (Photo 2 u. 4). Am Ostgletscher ist diese Eisrandlage durch drei mit Fichten bestandene Endmoränenwälle in 4040 m gekennzeichnet (Photo 3); am Westgletscher folgt auf einen markanten, 10 bis 15 m hohen Doppelwall noch ein deutlich abgesetzter rückwärtiger Moränenwall von ca. 6 bis 8 m Höhe (IVa; Abb. 3 u. Photo 4). Die Eisrandlagen III und II (Doppelwall) repräsentieren Rückzugsstadien mit kleinen, nur wenige Meter hohen und kaum bewachsenen Endmoränenzügen. Die jüngste Eisrandlage I, nur wenige hundert Meter vor der aktiven Gletscherzunge gelegen, ist durch ein bis zwei Wälle von 1 bis 2 m Höhe gekennzeichnet. Das fol-

gende Gletschervorfeld weist keinen Baumwuchs und lediglich eine geringe Pioniervegetation auf.

### 3.2 Dendrochronologisches Material und Methoden

Bei den im Chola Shan untersuchten Bäumen handelt es sich um Fichten (*Picea likiangensis* var. *rubescens* Rehder et Wilson, syn. *P. balfouriana* Rehder et Wilson). Aufgrund der nur knapp zur Verfügung stehenden Zeit im Gelände konnten pro Moränenstadium lediglich einige der am ältesten erscheinenden Bäume gebohrt werden. Im Jahre 1994 bot sich einem der Autoren (A. BRÄUNING) nochmals die Gelegenheit, das Gebiet zu besuchen und eine größere Anzahl von Bäumen sowie zwei zusätzliche Standorte zu beproben. Diese Hölzer werden derzeit an der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) in Birmensdorf (Schweiz) bei F. H. SCHWEINGRUBER radiodensitometrisch ausgewertet, so daß in naher Zukunft zusätzliche Daten zur dendroklimatologischen Analyse und zur besseren statistischen Absicherung der hier vorgestellten Ergebnisse zur Verfügung stehen werden. Diese Daten sollen auch

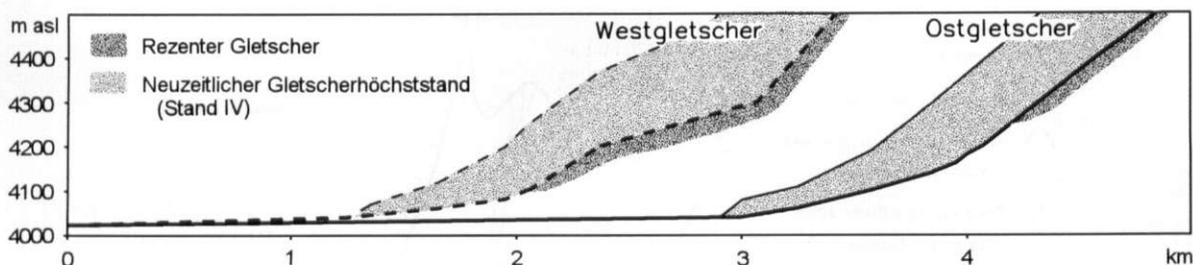


Abb. 2: Tällängsprofil zweier Gletscher an der Nordabdachung des Chola Shan, südlich des Xinluhai (2-fach überhöht) mit Ausdehnung der aktuellen und neuzzeitlichen Vergletscherung. Entwurf: F. Lehmkuhl

Cross sections of two glaciers at the northern slope of the Chola Shan, south of the Xinluhai-lake (vertical scale twice horizontal), with the extent of modern and recent glaciation

anhand kontinuierlicher Zeitreihenanalyse mit den nächstgelegenen Klimastationen verglichen werden.<sup>2)</sup>

Mit Hilfe eines Zuwachsbohrers wurden pro Baum je zwei Bohrkerne entnommen, die nach Synchronisation der erhaltenen Jahrringkurven gemittelt wurden. Wurde das Mark bei der Bohrung nicht exakt getroffen, wurde die Anzahl der fehlenden Jahrringe anhand der Ringbreiten der innersten Ringe und deren Krümmungsradius geschätzt und als Markalter (Abb. 4) angegeben.

Bei den jüngeren Bäumen erfolgte die Probenahme in ca. 30 cm Höhe (tiefer konnte nicht gebohrt werden, da sich sonst der Bohrer nicht mehr hätte drehen lassen), bei den stärkeren Bäumen der älteren Stadien in ca. 1 m Höhe, damit der Bohrkern unbeeinflusst von Störungen des Wurzelanlaufes war und somit auch dendroklimatologisch besser ausgewertet werden konnte. Die minimale Anzahl bis zur Bohrhöhe nicht erfaßter Jahrringe wurde bei den in 30 cm gebohrten Bäumen mit 5 Jahren, bei den in knapp 1 m Höhe gebohrten mit 10 Jahren veranschlagt. Zuzüglich von mindestens 5 Jahren Zeit zwischen Ablagerung und Besiedlung der Moräne ergibt sich somit ein Zuschlag von mindestens 10 bzw. 15 Jahren zum Markalter (Abb. 4 u. 5). Der zum Zeitpunkt der Probenahme am 8. und 9. August noch nicht fertig ausgebildete Jahrring des Jahres 1992 wurde von der Messung ausgeschlossen, so daß alle Bäume das Endjahr 1991 aufweisen.

Die Oberfläche der Bohrkerne wurde im Labor geätzt, zur Kontrasterhöhung eingekreidet und die Jahrringbreiten mit einer Auflösung von  $1/100$  mm gemessen. Die Eliminierung der durch den natürlichen Alterstrend verursachten Variabilität in den Jahrringserien erfolgte mittels einer Kernschätzung (GAS-

SER a. MÜLLER 1984). Die auf diese Weise indizierten Einzelbaumkurven wurden dann zu Standortsmittelkurven verrechnet, denen in Abbildungen 4 und 5 ihr langfristiger Trend (5jähriger FFT-Filter, entspricht einem Tiefpaßfilter zur Glättung der kurzfristigen Jahrringbreitenschwankungen) unterlegt wurde.

Im Gegensatz zur kontinuierlichen Zeitreihenanalyse erlaubt die diskontinuierliche Analyse von sog. Signaturen oder Weiserjahren die Datierung und Interpretation ökologisch besonders extremer Jahre (KIENAST u. a. 1987; SCHWEINGRUBER u. a. 1990, 1991; SCHWEINGRUBER 1993). Aufgrund der geringen Probenanzahl wurden alle Bäume der beiden benachbarten Standorte zusammengefaßt, da zur Weiserjahranalyse eine Stichprobenanzahl von mindestens vier Bäumen erforderlich war. Das genaue Vorgehen ist bei BRÄUNING (1994) dargestellt.

### 3.3 Dendrochronologische Ergebnisse

Die Ergebnisse der Jahrringanalysen sind in Tabelle 2 sowie in den Abbildungen 4 und 5 dargestellt. Beim östlichen Gletscher erscheinen die Verhältnisse deutlicher, hier können die Stadien II und IV (Baumstandorte f und h) klar voneinander unterschieden werden und ergeben eine Minimaldatierung auf die Jahre 1907 bzw. 1802. Der Doppelwall des Stadiums IV ist möglicherweise zwei zeitlich getrennten Vorstoßphasen zuzuordnen, was aber aufgrund der geringen Probenzahl zu diesem Zeitpunkt nicht entschieden werden kann. Die Bäume, die zwischen den Stadien II (h) und IV (f) stehen, weisen mit einem Ansiedlungsjahr von ca. 1880 auch ein zwischen den Bäumen dieser Stadien vermittelndes Alter auf, hier erscheint die sukzessive Wiederbesiedlung des eisfrei werdenden Gletscherfeldes wirklich nachvollziehbar.

Beim westlichen der beiden Gletscher erscheinen die Verhältnisse etwas komplexer: Zwar läßt sich auch hier ein generell höheres Alter der äußeren gegenüber den inneren Moränen nachzeichnen, bei den jüngeren

<sup>2)</sup> Die Auswertung und Publikation dieser Ergebnisse ist im Rahmen der Dissertation von A. BRÄUNING, Arbeitstitel: „Zur Dendroklimatologie Hochtibets während des letzten Jahrtausends“, vorgesehen.

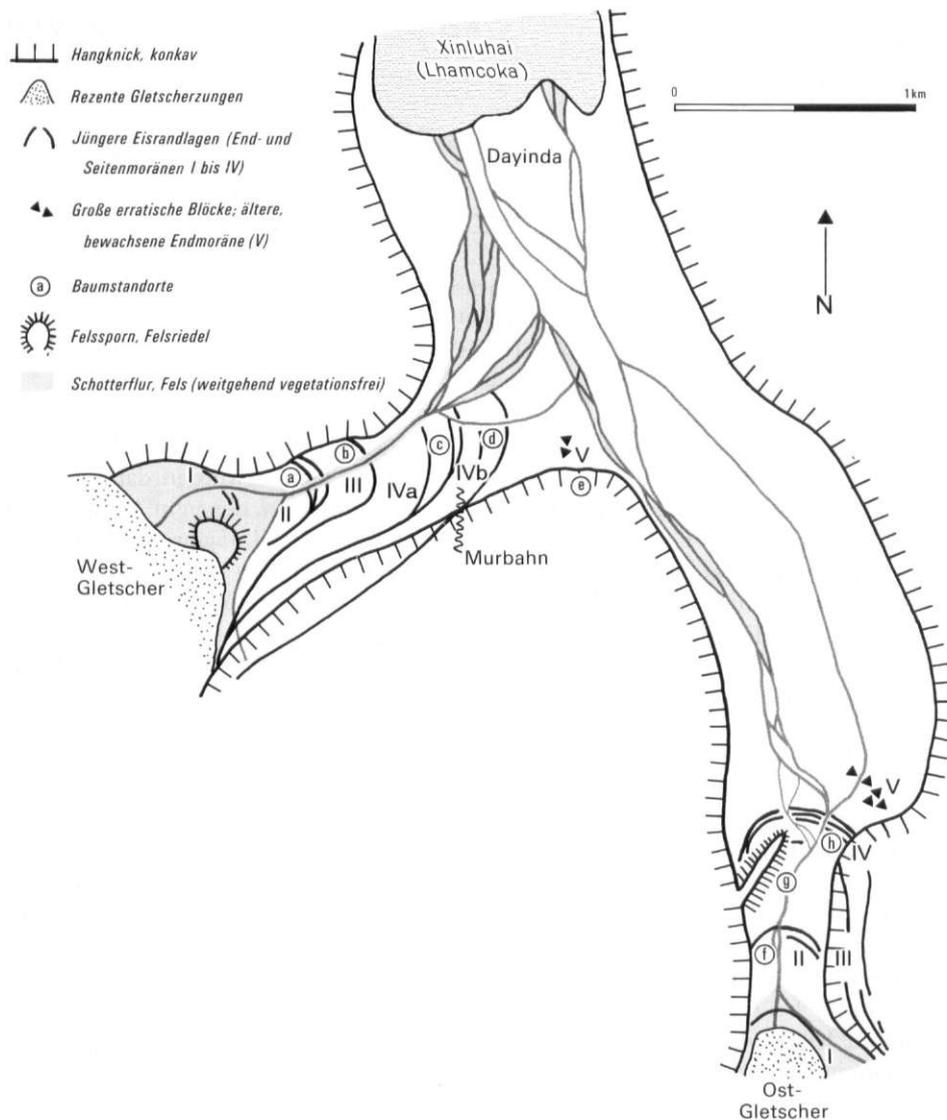


Abb. 3: Glazialmorphologische Kartierung und Lage der Baumstandorte zweier Gletschervorfelder an der Chola Shan Nordabdachung südlich des Xinluhai. Die Lage ist Abb. 1 zu entnehmen. Entwurf: F. Lehmkuhl

Map of the extent of recent glaciations and position of the sampled trees from the northern slope of the Chola Shan, south of the Xinluhai lake. For the geographical location see Fig. 1

Ständen II und III (a und b) ist eine dendrochronologische Differenzierung jedoch nicht möglich, da ein Baum des Stadiums II (a) ein höheres Alter als der Baum des Stadiums III (b) aufweist. Die große Altersdifferenz von 50 Jahren der beiden Bäume des Stadiums IVa (c) ist ein weiterer Hinweis auf eine teilweise beträchtlich verzögerte Ansiedlung.

Zwischen den beiden Gletschervorfeldern lassen sich Parallelen erkennen: So könnten die Stadien IV (d des Westgletschers und h des Ostgletschers), also die Maximalstände der jungen Gletschervorstoßphase („Little Ice Age“) mit Minimaldatierungen auf 1788

bzw. 1802 einander entsprechen, wobei die gegenwärtigen Untersuchungen der 1994 gezogenen Bohrkern ein höheres Mindestalter des Baumstandortes h von ca. 1780–1790 andeuten, was für eine zeitliche Übereinstimmung der beiden Stadien spricht.

Leider lassen sich die Stadien I bis III anhand der Baumalter nicht klar trennen. Das Mindestalter für Stadium III ergibt für den Westgletscher das Jahr 1918 und für den Ostgletscher 1882 (Baumstandorte b und g). Allerdings müssen die entsprechenden Stadien der beiden Gletscher nicht unbedingt ein auf das Jahr identisches Alter aufweisen, eine unterschiedliche

Tabelle 2: Dendrochronologische Datierungen der neuzeitlichen Moränenstadien im Chola Shan. Das Mindestalter der entsprechenden Moränenstände ist fett gedruckt

Dendrochronological datings of the recent moraine phases in the Chola Shan. The minimum age of the various moraine stages is given in bold letters

Westgletscher				
Moränenstand	erbohrte Ringzahl	geschätztes Markalter	gemessenes Anfangsjahr	geschätztes spätestmögliches Keimjahr (Ecesis, Markalter und Höhenwachstum bis zur Bohrhöhe berücksichtigt)
a (II)	64	70	1928	<b>1912</b>
a (II)	58	58	1934	1924
b (III)	64	64	1928	<b>1918</b>
c (IVa)	107	120	1885	1857
c (IVa)	166	170	1826	<b>1807</b>
d (IVb)	144	155	undatiert	1811
d (IVb)	144	155	1847	1821
d (IVb)	155	160	1837	1817
d (IVb)	177	185	1815	<b>1788</b>
e	232	252	1760	1725

Ostgletscher				
Moränenstand	erbohrte Ringzahl	geschätztes Markalter	gemessenes Anfangsjahr	geschätztes spätestmögliches Keimjahr (Ecesis, Markalter und Höhenwachstum bis zur Bohrhöhe berücksichtigt)
f (II)	40	45	1952	1937
f (II)	39	50	1953	1932
f (II)	51	60	1941	1922
f (II)	54	60	1938	1922
f (II)	71	75	1921	<b>1907</b>
g (III)	81	90	1911	1887
g (III)	82	95	1910	<b>1882</b>
h (IV)	146	150	1846	1827
h (IV)	146	155	1846	1822
h (IV)	158	170	1834	1807
h (IV)	166	175	1826	<b>1802</b>

Ausprägung der beiden Gletschervorfelder ließe sich anhand der Topographie der Gletschervorfelder (s. o.) erklären: Während der Ostgletscher einen eher flach geneigten Talboden aufweist, muß der Westgletscher einen mehrere hundert Meter mächtigen Steilabfall zwischen seinem heutigen Zungenende und dem innersten Moränenstand hinabstürzen, was möglicherweise zu einer sensibleren Längenänderung der Gletscherzunge führt. Für den jüngsten, dendrochronologisch erfaßbaren Stand II ergeben sich wiederum vergleichbare Mindestdatierungen auf 1907 bzw. 1912.

Die Analyse der langfristigen Zuwachsschwankungen, wie sie in den dimensionslosen indexierten Jahrringserien zum Ausdruck kommen (Abb. 4 u. 5), zeigt

auffallende Parallelen, aber auch gewisse Unterschiede, die zum einen von den Reliefverhältnissen herrühren mögen, zum anderen aber auch durch lokalklimatische Differenzen der beiden Gletschersysteme bedingt sein können. Tabelle 3 gibt Phasen deutlich unterdurchschnittlicher Jahrringbreiten der beiden Standortsmittelkurven wieder. In Tabelle 4 sind die ermittelten kräftigen negativen Signaturen, in denen die Mehrzahl aller Bäume deutliche Wachstumseinbrüche zeigt, aufgeführt. Für diese Jahre konnte ein deutlicher Zusammenhang zu kühler Witterung im Sommer bzw. zu besonders kalten Wintern vor der entsprechenden Vegetationsperiode aufgezeigt werden, nur wenige Signaturen waren auf Trockenheit im Vorjahr zurückzuführen (BRÄUNING 1994).

Tabelle 3: Phasen unterdurchschnittlicher Jahrringbreiten im Chola Shan

Westgletscher	Ostgletscher
1765–1772	
1786–1791	keine Daten
1810–1818	
1831–1841	1826–1841
	1855–1860
1864–1868	
1874–1879	1870–1877
	1887–1892
1892–1896	
	1900–1906
1925–1933	
1962–1966	1962–1968
1971–1979	1975–1979

#### 4 Detailuntersuchungen im Nyainqentanglha Shan

##### 4.1 Morphologie

An der Nordabdachung des West-Ost-streichenden Nyainqentanglha Shan konnten im Einzugsgebiet des Xuequ, einem Nebenfluß erster Ordnung des Nujiang (Salween), in Banbar-County nahe der Siedlung Cabuqing (30°42'N/94°48'E) ebenfalls zwei Gletschervorfelder kartiert werden. Der Hauptkamm, der zugleich die Wasserscheide zum Flußsystem des Tsangpo (Yarlung Zhangbo) bildet, ist durch jurassisch-kretazische Granite bestimmt und verläuft auf etwa 30°30'E (94°30 bis 95°E). Die etwas niedrigeren Vorketten sind zumeist aus karbonischen Kalken aufgebaut. Die zwei näher untersuchten Gletschervorfelder, hier ebenfalls nach der topographischen Situation als West- bzw. Ostgletscher bezeichnet, sind NW- bzw. NE-exponiert; die oberen Einzugsgebiete der Gletscher sind N-exponiert und der höchste Gipfel (6488 m) im Einzugsgebiet des Ostgletschers (NW-Exposition) ist bis zum Top verfirnt (Tab. 5). Beide Gletscher werden überwiegend aus mehreren Firnkesseln der Talflanken ernährt, und die Gletscherzungen in den bis zu 2 km breiten Trogtälern sind schuttbedeckt. Sie sind daher mit den Firnkesseltgletschern im Karakorum zu vergleichen (SCHNEIDER 1963). Die Höhenlage der aktuellen Gletscher-Schneegrenze wird von SHI (1988) mit 5200 bis 5300 m und von v. WISSMANN (1959) mit über 5400 m angegeben. Die aktuelle GWL liegt nach den eigenen Beobachtungen in über 5400 bis 5500 m Höhe, wie unvergletscherte Gipfel in dieser Höhenlage und Gletscher der Nordabdachung mit Zungenenden in 5000 bis 5200 m bei Einzugsgebietshöhen von über 5800 m zeigen.

Tabelle 4: Markante Negativsignaturen der Standortsmittelkurve „Lhamcoka“ (alle Bäume beider Standorte zusammengefaßt, besonders kräftige Wachstumseinbrüche fett)

Negative signature years of the Lhamcoka mean chronology, using all trees from both sites, strong growth reductions are given in bold letters

Negativsignaturen
<b>1826</b>
1828
1833
1836
<b>1840</b>
1846
1862
<b>1864</b>
1874
1888
1900
<b>1912</b>
<b>1915</b>
1926
1932
1950
1952
1958
1962
1971
1976
1982
1986

Die beiden stark schuttbedeckten Gletscherzungen in diesem kartierten Gebiet enden aktuell in etwa 4280 m Höhe und werden von markanten, bis über 250 m hohen Seitenmoränen überragt, die 3 bis 3,5 km weiter talabwärts (über die heutige Gletscherzunge hinaus) in ca. 4200 m zu mehreren ca. 20 m hohen Endmoränenwällen zusammenlaufen. Diese neuzeitlichen Gletscherstände zeigen im Vergleich zu den heutigen Gletscherenden aufgrund der flachen Talböden jeweils lediglich eine geringe Höhenveränderung von etwa 80 Höhenmeter, und dies ergibt rein rechnerisch eine neuzeitliche Absenkung der GWL um nur 40 m. Die Volumen- und Flächenverminderung war jedoch bei beiden Gletschern recht beträchtlich, wie sich anhand der hohen Seitenmoränen und einem ausplanimetrierten Flächenverlust von ca. 20% nachweisen läßt (Tab. 5). In diesem Einzugsgebiet liegen auch die letzteiszeitlichen Endmoränen in lediglich 4080 m Höhe und ca. 25 bis 26 km weiter talabwärts (30°51'E/94°48'N; LEHMKUHL 1995, 137). Zwar läßt sich für das letztglaziale Maximum eine Verdreifachung der Gletscherlänge und eine bedeutende Volumenvermehrung belegen, aufgrund der jeweils

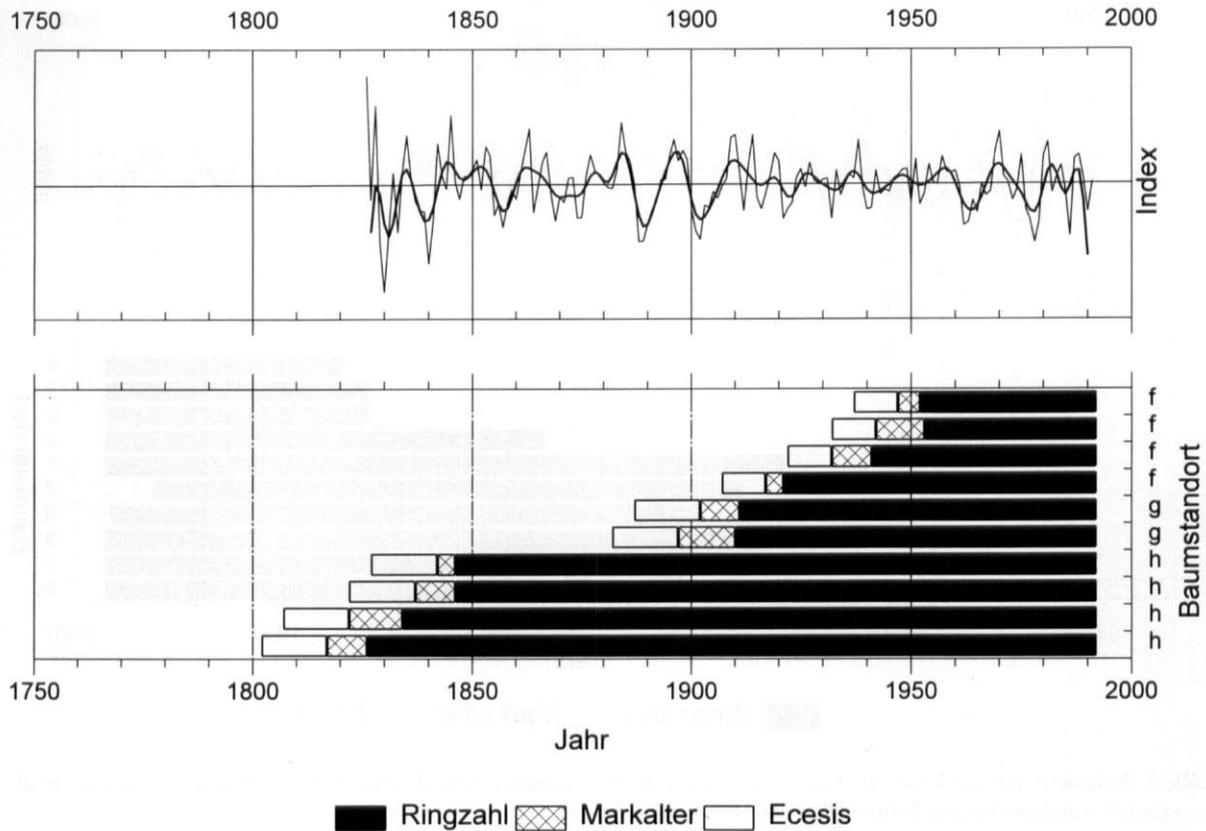


Abb. 4: Indexierte Jahrringkurve des Standortes Lhamcoka Ostgletscher einschließlich einer 5jährigen Glättung sowie die erbohrten und geschätzten Lebensdaten der untersuchten Bäume  
 Index curves from the Lhamcoka east-glacier site, including a 5-year smoothing average and the determined and estimated age of the investigated trees

langen aber flachen Talstrecken, die freigegeben wurden, lassen sich hier weder für die neuzeitlichen noch für die letztglaziale Eisrandlage eine der bekannten Schneegrenzberechnungsmethoden sinnvoll anwenden. Interessant erscheint hier der Gegensatz zur steileren und monsunal geprägten Südabdachung mit sowohl eiszeitlich als auch aktuell wesentlich tieferen Höhenlagen der GWL, für die rezent 4400 bis 4500 m angegeben werden (SHI 1988; SHI u. a. 1992).

Aufgrund der geringen bzw. fehlenden Bodenbildung, einem geringem Deckungsgrad der Vegetation und lediglich jungem Baumbewuchs innerhalb der Wälle sowie der stellenweise noch scharfen Grate dieser an den Innenseiten zumeist unbewachsenen Seitenmoränen, kann diese Eisrandlage (IV in Abb. 6) als maximaler neuzeitlicher Gletschervorstoß bezeichnet werden und entspricht zeitlich höchstwahrscheinlich ebenfalls dem „Little Ice Age“. Die Endmoränenwälle der beiden Gletscher liegen während dieses Stadiums (IV) so nahe zusammen, daß sich ihre glazi-fluvialen

Akkumulationen am Fuß der Endmoränenwälle stellenweise überlagern. Innerhalb dieses Standes lassen

Tabelle 5: Wichtigste Kenngrößen der Gletscher im Nyainqentanglha Shan (Banbar-County)

Important characteristics of the glaciers in the Nyainqentanglha Shan (Banbar-County)

	Westgletscher	Ostgletscher
Exposition	N bis NE	N bis NW
a höchster Gipfel [m]	6334	6488
b Höhenlage der Gletscherzunge [m]	4280	4280
c neuzeitliche Eisrandlage [m]	4200	4200
aktuelle Schneegrenze	5300	5380
[(a + b)/2]		
neuzeitl. Schneegrenze	5270	5340
[(a + c)/2]		
rezente Gletscherfläche [km <sup>2</sup> ]	30,8	36,8
neuzeitl. Gletscherfläche [km <sup>2</sup> ]	38,6	45,4
Flächenverlust [km <sup>2</sup> ]	7,8 (20%)	8,6 (19%)
rezente Gletscherlänge [km]	ca. 10–11	ca. 10–11
neuzeitl. Gletscherlänge [km]	ca. 14 (+3,5)	>13 (+3)

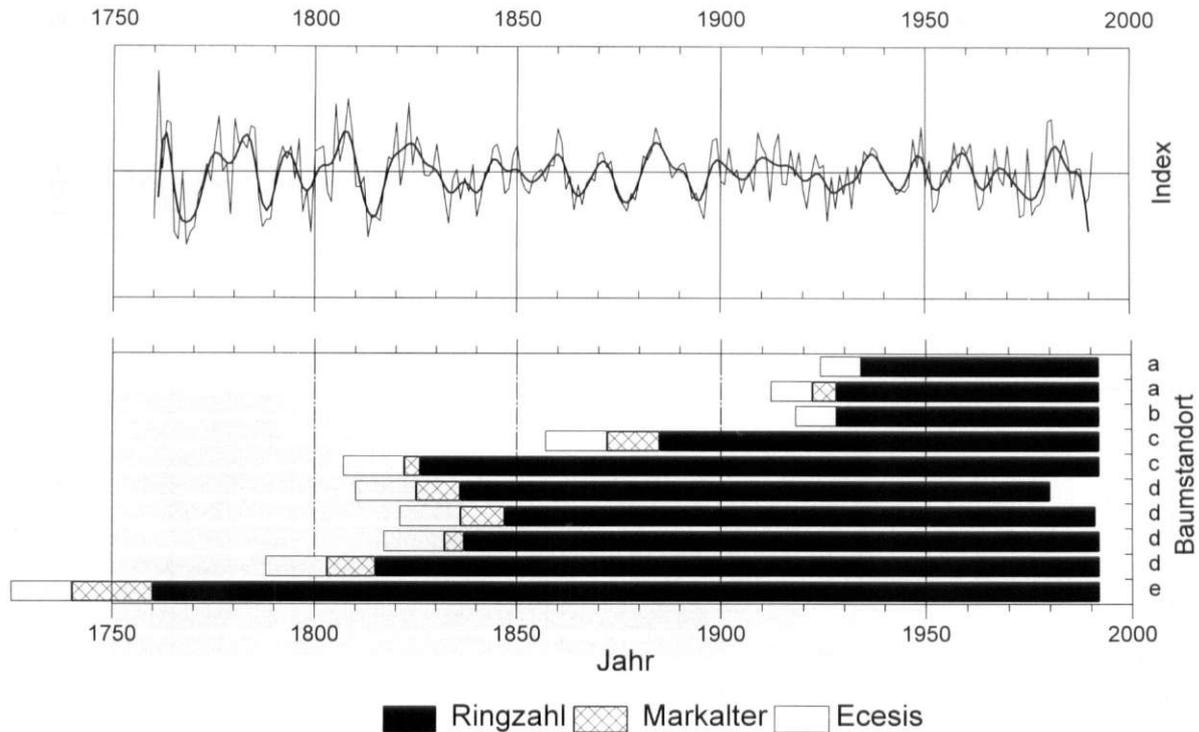


Abb. 5: Indexierte Jahrringkurve des Standortes Lhamcoka Westgletscher einschließlich einer 5jährigen Glättung sowie die erbohrten und geschätzten Lebensdaten der untersuchten Bäume

Index curves from the Lhamcoka west-glacier site, including a 5-year smoothing average and the determined and estimated age of the investigated trees

sich in den Gletschervorfeldern noch drei weitere markante Eisrandlagen (I–III) sowie zahlreiche kleinere Rückzugsstände kartieren (Abb. 6).

Ein dem äußersten und höchsten Wall vorgelagerter, stärker erodierter und bewachsener Wall (V) mit einer gut entwickelten Bodenbildung muß deutlich älter als das „Little Ice Age“ eingestuft werden (Neoglazial?). Beide Gletscher bildeten zu diesem Stadium (V) eine gemeinsame Gletscherzunge in knapp unter 4200 m Höhe aus und waren zu diesem Zeitpunkt ca. 3 bis 3,5 km länger als heute. Diese Eisrandlage läßt sich an der linken Flanke des Westgletschers noch einige 100 m als Seitenmoräne verfolgen (Photo 5 u. Querprofil in Abb. 6). Leider konnten in diesen Moränen keine fossilen Böden gefunden werden.

#### 4.2 Dendrochronologische Ergebnisse

Die das Gletschervorfeld des Ostgletschers umgebenden Hänge sind von Juniperus-Wald bestanden. Das durch den Rückzug der Eiszunge freiwerdende Gebiet wird äußerst spärlich von Wacholdern wiederbesiedelt. Die wenigen vorhandenen Bäumchen wurden in ca. 30 cm Höhe gebohrt, parallel dazu wurden

einige Bäume des über der markanten Moräne des Stadiums IV stockenden Waldes beprobt. Das Wachstum dieser Bäume erwies sich jedoch aufgrund starker anthropogener Störung (Holzeinschlag, Schneiteln, Waldweide) als sehr individuell geprägt, so daß von einer klimatologischen Interpretation der erhaltenen Jahrringkurven Abstand genommen werden muß. Im Gletschervorfeld wiesen die Jungbäume aus allen Stadien ähnliche Alter auf (Querprofil in Abb. 6 u. Tab. 6). Hier scheint keine kontinuierliche Besiedlung des eisfrei werdenden Geländes vorzuliegen, eher scheint die Ansiedlung phasenhaft im gesamten Gletschervorfeld zu erfolgen (KEARNEY 1982). Die starke rezente Morphodynamik des Gletscherbaches sowie die für die Ansammlung sehr ungünstige grobe Oberfläche der noch recht frischen glazifluviatilen Schotterflur mögen gleichermaßen einer kontinuierlichen Ansammlung der Bäume entgegenwirken.

Es lassen sich jedoch drei Altersgruppen von Bäumen unterscheiden (Tab. 6): Die jüngste Gruppe (jünger als 60 Jahre) setzt sich aus den bereits genannten Jungbäumen des unmittelbaren Gletschervorfeldes zusammen (Stand I–III), die Bäume auf der markanten Seitenmoräne (IV) an der rechten Flanke des Glet-



*Photo 4:* Westgletscher südlich des Xinluhai (Lhamcoka) im Chola Shan mit den verschiedenen neuzeitlichen Eisrandlagen (II bis IV) und der älteren Eisrandlage (V). Der neuzeitliche Maximalstand IV bildet hier mehrere Moränenstaffeln

*Photo:* F. Lehmkuhl, 9. Aug. 1992

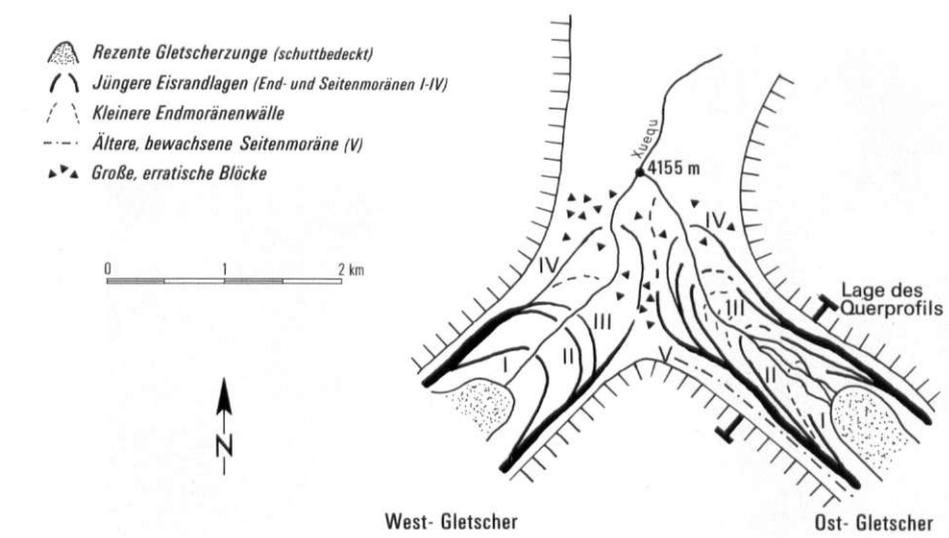
West glacier in the Chola Shan, south of the Xinluhai lake (Lhamcoka) with three different recent ice margins (II to IV). Here the recent glacial maximum (IV) has formed several moraine ridges



*Photo 5:* Ostgletscher im Nyainqentanglha Shan mit den verschiedenen neuzeitlichen Eisrandlagen. Gut erkennbar die markante Seitenmoräne des neuzeitlichen Maximums (IV) sowie eine ältere, bewachsene Seitenmoräne (V; obere Strichlinie) und eine jüngere Eisrandlage (III, untere Strichlinie). Der heutige schuttbedeckte Ostgletscher ist am linken Bildrand (E) erkennbar; der Westgletscher am rechten Bildrand (W)

*Photo:* F. Lehmkuhl, 30. Juli 1992

East glacier in the Nyainqentanglha Shan with several recent ice margins. The remarkable lateral moraine of the recent maximum Stage (IV) and an older, vegetation-covered lateral moraine (upper dashed line) are well developed. In addition a younger phase (III; lower dashed line) can be seen. The modern East glacier, covered with debris, is evident on the left (E), the West glacier on the right (W)



**Querprofil des Ostgletschers im Einzugsgebiet des Xuequ**

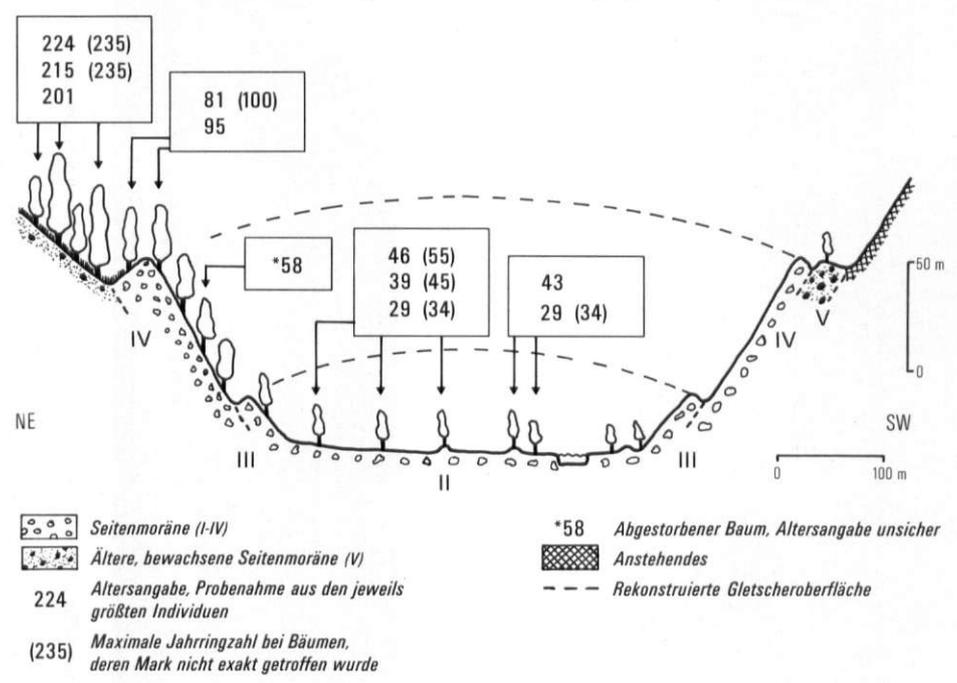


Abb. 6: Glazialmorphologische Kartierung und Talquerprofil des Gletschervorfeldes des Ostgletschers im oberen Einzugsgebiet des Xuequ, Nordabdachung des Nyainq̄entangha Shan, mit Angabe der Alter von Juniperusbäumen. Die Lage ist Abb. 1 zu entnehmen. Entwurf: F. Lehmkuhl; Dendrochronologische Daten: A. BRÄUNING

Above: Map of the extent of recent glaciations in the catchment area of the Xuequ river, from the northern slope of the Nyainq̄entangha Shan. Below: Cross-section of the recent glaciation, with the age of sampled juniper trees. For the geographical position see Fig. 1

schers sind mit einer Minimaldatierung auf das Jahr 1885 etwas älter (um 100 Jahre alt) und bestätigen die Annahme einer zeitlichen Einordnung der Eisrand-

lage IV in den Gletschervorstoß des letzten Jahrhunderts (sogen. „Little Ice Age“). Die Bäume im Wald außerhalb des Moränenwalles IV weisen ein deutlich

Tabelle 6: Alter der Jungwacholder im Vorfeld des Xuequ-Gletschers. Das Mindestalter der entsprechenden Moränenstände ist fett gedruckt  
 Age of young juniper trees in the forefield of Xuequ-Glacier. The minimum age of the various moraine stages is given in bold letters

Moränenstand	erbohrte Ringzahl	geschätztes Markalter	gemessenes Anfangsjahr	geschätztes spätestmögliches Keimjahr (Etablierung, Markalter und Höhenwachstum bis zur Bohrhöhe berücksichtigt)
I	29	34	1961	1945
I	43	43	1949	<b>1940</b>
II	29	32	1963	1950
II	39	45	1953	1940
II	46	53	1946	<b>1935</b>
III	58	58		1904
IV	81	85	1911	1895
IV	95	95	1897	<b>1885</b>
Wald	201	201	1791	1775
außerhalb	215	225	1777	1755
der Moränen	224	228	1768	<b>1750</b>

höheres Alter von mindestens 224 Jahren auf (Keimjahr ca. 1750; vgl. Abb. 6).

#### 5 Hinweise auf neuzzeitliche Gletschervorstöße aus anderen Regionen Tibets

Neben den bereits erwähnten Untersuchungen von WANG a. FAN (1987) sind „Little Ice Age“ Moränen aus dem West-Kunlun (u. a. LI a. SHI 1992) und aus dem Qilian Shan (PU 1991) beschrieben. In weiteren Gebirgsregionen Tibets, wie z. B. im Anyêmaqên-Massiv (HÖVERMANN, frdl. mdl. Mitt.), im Kunlun Shan oder im Tanggula Shan, sind aus dem Vorfeld der aktuellen Gletscher markante und unterschiedlich stark bewachsene End- und Seitenmoränen („graue, grün-graue und grüne Moränen“) bekannt (KUHLE 1987; HÖVERMANN u. LEHMKUHL 1994). Zumindest die unbewachsenen und teilweise unbewachsenen (grauen und grün-grauen) Moränen können ebenfalls als neuzzeitliche Eisrandlagen interpretiert werden.

Im Nianbaoyeze, Osttibet (Abb. 1–3), konnte an der Nordabdachung des höchsten Gipfels (5369 m: 33°14'N, 101°45'E) im Vorfeld eines kleinen Gletschers, der mit einer GWL von ca. 5000 m in etwa 4600 m endet, ebenfalls eine markante, unbewachsene und bis 150 m hohe Seitenmoräne beobachtet werden (LEHMKUHL 1995; Photo 6). Diese setzt unterhalb einer Steilstufe in ca. 4440 m Höhe an der rechten, westlichen Talflanke an und geht in 4250 m in zwei deutliche Endmoränenwälle von 10 bis 20 m Höhe über. Die Endmoränen verlaufen talabwärts bogenförmig zur Talmitte und enden in 4220 bzw. 4210 m

Höhe. Die Seitenmoräne trennt eine teilweise mit Zwergsträuchern bestandene geschlossene Mattenvegetation von fast völlig vegetationsfreiem Gelände innerhalb der Seitenmoräne und des inneren Endmoränenwalles. Im fast völlig vegetationslosen und mit überwiegend frischem Schutt bedecktem Gletschervorfeld lassen sich weitere, kleine Moränenwälle von 1 bis 2 m Höhe erkennen. Die <sup>14</sup>C-Datierung eines überfahrenen Humushorizontes 70–80 cm unter der Oberfläche dieser Seitenmoräne in 4380 m ergab ein Alter von 1385 ± 170 BP (Hv 18029) und gibt ein Maximalalter für diese jüngeren Gletschervorstöße an. Die beiden deutlichen Endmoränenwälle in 4220 bis 4210 m mit geringer Vegetationsbedeckung lassen sich nach der Bodenentwicklung und nach der Wuchshöhe von Rhododendron-Büschen unterscheiden. Jahringauszählungen mit Altern von 80 bzw. 103/107 Jahren (Keimjahr 1911 bzw. 1884/1888) bestimmen ein Mindestalter für diesen Gletschervorstoß, der ebenfalls als neuzzeitlich, dem „Little Ice Age“ entsprechend, angesehen wird (LEHMKUHL 1995, 56 ff). Nur wenige hundert Meter weiter talabwärts befindet sich ein älterer und vollständig bewachsener Endmoränenwall in 4130 m Höhe, ähnlich dem Stand V im Chola Shan und Nyainqêntanglha Shan.

#### 6 Diskussion

Es ist bekannt, daß das Vorrücken einer Gletscherzunge eine Verzögerung von mehreren Jahren gegenüber einer auslösenden Klimaschwankung aufweist, abhängig von der Größe, dem Einzugsgebiet und der



Photo 6: Gletschervorfeld an der Nordabdachung des Nianbaoyeze, Osttibet, mit aktuellem Gletscher (schwarzer Pfeil) und deutlichen neuzeitlichen Seiten- und Endmoränen (Strichlinien). Der weiße Pfeil zeigt die Probenahmestelle des überfahrenen fossilen Bodens

Photo: F. Lehmkuhl, 10. Aug. 1991

Glacier forefield at the northern slope of the Nianbaoyeze (Eastern Tibet) with modern glacier (black arrow) and remarkable recent lateral and end moraines (dashed lines). The white arrow shows the sampled site of a fossil soil within the moraine

Topographie eines Gletschers. Das innerste Moränenstadium der Gletscher im Chola Shan (I), von dem keine Baumproben vorliegen, könnte mit einer Anzahl kühler Sommer, wie sie durch negative Signaturen (Tab. 4) und unterdurchschnittliche Jahrringbreiten (Tab. 3) in den 1970er Jahren bzw. von 1921–1932 auftraten, in Zusammenhang stehen. Das Minimum in den Jahrringkurven der 1960er Jahre wurde nur durch das kalte Jahr 1962 verursacht (Tab. 4), das sich über mehrere Jahre auf das Wachstum auswirkte, als Auslöser für einen Gletschervorstoß jedoch nicht in Betracht kommt.

Das Doppelwallstadium II (f) des Ostgletschers im Chola Shan (Mindestalter 1907) könnte mit den Jahrringbreitenminima der 1870er bzw. der 1890er Jahre korrespondieren. Das Minimum zu Anfang des 20. Jahrhunderts, das beim Westgletscher keine Entsprechung findet, könnte auf den kalten Lokaleinfluß einer vorgeschobenen Gletscherzunge hindeuten, die dann also zu Anfang unseres Jahrhunderts zur Ablagerung gekommen sein könnte und möglicherweise Stadium I entspricht.

Im Vorfeld des Westgletschers treten in den 1870er Jahren Zuwachsminderungen auf, die Wuchsdepression am Ende des letzten Jahrhunderts ist allerdings

gegenüber dem östlichen Standort etwas zeitversetzt. Die beiden Jahrringminima könnten dann mit den Stadien III (b) und II (a) des Westgletschers parallelisiert werden. Dies ergibt ein schlüssiges Gesamtbild, für eine statistisch sichere Datierung wäre jedoch eine größere Zahl an Probestämmen insbesondere im Vorfeld des Westgletschers notwendig. Die Wachstumsdepression in den 1860er Jahren ist wieder nur durch eine markante Signatur im Jahre 1864 bedingt (Tab. 4). Dieses Weiserjahr erscheint in zahlreichen Chronologien Osttibets (BRÄUNING 1994) und läßt sich sogar bis in den westlichen Himalaya als außerordentlich kaltes Jahr verfolgen (HUGHES 1992), kann aber als einzelnes Jahr nicht für ein Vorrücken der Gletscher verantwortlich sein.

Die Zuwachsdepressionen der 1820er und 1840er Jahre, die eine Häufung kräftiger Signaturen aufweisen (Tab. 4), zeigen Parallelen zu einigen anderen Jahrringchronologien Osttibets (BRÄUNING 1994), dem letztgenannten Minimum läßt sich jedoch kein eigener Moränenstand zuordnen. Das Jahrringbreitenminimum von 1810–1818, das nur noch beim Westgletscher vertreten ist, könnte jedoch mit Stadium III (g) des Ostgletschers und eventuell auch mit dem Stadium IVa (c) des Westgletschers zusammenhängen, sofern man für den dort gebohrten Baum mit dem gemessenen Anfangsjahr 1826 (geschätztem Keimjahr 1807, Tab. 2) eine geringere Ansiedlungsdauer unterstellt als die durchschnittlich angenommene.

Für weiter zurückliegende Zeiträume ist die Belegung der Chronologie für gesicherte Aussagen zu gering. Allerdings treten bei einer nahe benachbarten Fichtenchronologie bei Zogqên (32°07'N/98°51'E, 4150 m ü.M.) ebenfalls Wachstumsdepressionen in den 1820er, 1790er, 1760er und 1740er Jahren auf, bei weiter westlich gelegenen Fichtenchronologien nahe Qamdo (31°05'N/96°57,5'E, 4500 m ü.M.) und Riwoqe (31°09'N/96°29'E, 4100 m ü.M.) von 1795–1803, 1755–ca. 1770 und 1725–1740 (BRÄUNING 1994).

Die Mindestdatierung auf das Jahr 1885 des neuzeitlichen Maximums (IV) des Ostgletschers im Nyainqêntanglha Shan erscheint gegenüber dem Maximalstand im Chola Shan zu jung. Allerdings ist diese Datierung bedingt durch die geringe Zahl der beprobten Bäume relativ unsicher. Das grobblockige Substrat des Moränengrates mag auch zu einer verzögerten Besiedlung geführt haben, so daß die Ansiedlungsphase der Bäume in diesem Falle besonders lang war.

WANG a. FAN (1987) untersuchten dendrochronologisch das Alter junger baumbestander Moränen des Arza-Gletschers (29°10'N/96°04'E) und datierten 5 Stadien: (I) das aktuelle Gletschervorfeld (baumlos), (II) 1960, (III) 1884–1908, (IV) 1813–1852 und (V)

1820 ± 100. Der letztgenannte Zeitraum ist zu weit gefaßt, um eine Parallele zu den in dieser Arbeit vorgestellten Datierungen vorzuschlagen, die Stadien III und IV könnten aber den Stadien II und III im Chola Shan entsprechen. Stadium II am Arza-Gletscher ist nicht zeitgleich mit Stadium I im Chola Shan, was aber auch an mangelnden Baumfunden liegen kann.

Nach WU (1992), WU a. ZHAN (1991) und WU, LIN a. SUN (1988) war die erste Hälfte des 17. Jahrhunderts eine besonders kalte Phase auf dem tibetischen Plateau, auch BRADLEY a. JONES (1993) geben den Zeitraum um 1650 als die kälteste Periode in China der letzten 500 Jahre an. WU a. LIN (1987) nennen als kühle Phasen außerdem die Zeiträume der 1760er, 1770–1780, 1815–1820, die 1880er Jahre und das frühe 20. Jahrhundert. WANG (1991) und ZHANG (1991) belegen anhand historischen Quellen auch für das chinesische Kernland drei Kälteperioden für die letzten 500 Jahre: Mitte des 14. bis Anfang des 15. Jh., 16. Jh. und 19. Jh. Dabei soll die Periode 1620–1720 die kälteste Phase der letzten 500 Jahre gewesen sein (DOMRÖS a. PENG 1988). Diese Zeiträume lassen sich neben den genannten Fichtenchronologien auch an einer fast 1400 Jahre zurückreichenden Wacholderchronologie aus Qamdo als Jahringbreitenminima nachweisen (BRÄUNING 1994). Welche der genannten Perioden vor 1800 für die Bildung des Moränenstandes IV im Chola Shan (Baumstandort d des Westgletschers bzw. h des Ostgletschers) verantwortlich war, läßt sich zum gegenwärtigen Zeitpunkt allerdings nicht entscheiden.

Die weiter talabwärts folgenden Moränenstände (V) im Chola Shan, Nyainqentanglha Shan und im Nianbaoyeze sind nach der Morphologie und Bodenentwicklung sowie dem Vegetationsbewuchs deutlich älter. Möglicherweise handelt es sich hierbei um holozäne Endmoränen des sogenannten „Neoglazials“ (WANG a. FAN 1987; PU 1991), einer um 3000 BP einsetzenden kälteren Klimaphase.

## 7 Fazit

Jungholozäne Gletschervorstöße mit markanten, zum größten Teil unbewachsenen Seitenmoränen können für mehrere Regionen im Bereich des tibetischen Plateaus nachgewiesen werden. Aufgrund der Datierung eines überfahrenen fossilen Bodens sind sie jünger als 1385 ± 170 BP und können höchstwahrscheinlich mit kälteren Klimaphasen im 14. bis 19. Jh. parallelisiert werden und entsprechen somit zeitlich dem globalen Event des „Little Ice Age“. Verschiedene jüngere Rückzugsstadien konnten dendrochronologisch auf Ende des 19. Jahrhunderts bzw. Anfang

des 20. Jahrhunderts datiert werden. Nachfolgende Untersuchungen sollten eine genauere chronostratigraphische Einordnung insbesondere der älteren Eisrandlagen anstreben, und künftige regionale Detailstudien weiterer Gletschervorfelder in Hochasien sollten einen großräumigen Vergleich über das Ausmaß neuzeitlicher Gletschervorstöße in Hochasien erlauben.

## Danksagung

Die Autoren danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Bonn) und der Max-Planck-Gesellschaft (München) für die Übernahme der Expeditionskosten. Für die <sup>14</sup>C-Datierung möchten wir uns bei Herrn Prof. Dr. M. A. GEYH (Hannover) bedanken, sowie bei Herrn Prof. Dr. Dr. hc. B. FRENZEL (Hohenheim) für die freundliche Unterstützung der Geländearbeit und die kritische Durchsicht des Manuskripts.

## Literatur

- BIRCHER, W. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales. Physische Geographie 9, Zürich.
- BRADLEY, R. S. a. JONES, P. D. (Eds.) (1992): Climate since 1500 A.D. London, New York.
- BRADLEY, R. S. a. JONES, P. D. (1993): 'Little ice age' summer temperature variations: Their nature and relevance to recent global warming trends. In: The Holocene 3(4), 367–376.
- BRÄUNING, A. (1994): Dendroecology for the last 1400 years in Eastern Tibet. In: GeoJournal 34(1), 75–95.
- BRAY, J. R. a. STRUIK, G. J. (1963): Forest growth and glacial chronology in Eastern British Columbia, and their relation to recent climatic trends. In: Canad. Journ. of Bot. 41, 1245–1271.
- BURBANK, D. W. (1981): A chronology of late Holocene glacier fluctuations on Mount Rainier, Washington. In: Arctic and Alpine Res. 13(4), 369–386.
- CARRARA, P. E. a. MCGIMSEY, R. G. (1981): The Late-Neoglacial histories of the Agassiz and Jackson Glaciers, Glacier National Park, Montana. In: Arctic and Alpine Res. 13(2), 183–196.
- CHEN FUBIN; LI XUN; PENG JIWEI; ZHAO YANGTAO a. SHANG XIANGCHAO (1991): Quaternary glaciation and neotectonics in Western Sichuan province. In: Excursion Guidebook XII. INQUA 1991, XIII International Congress, Beijing.
- DOMRÖS, M. a. PENG GONGBING (1988): The climate of China. Berlin, Heidelberg, New York.
- FURRER, G. u. HOLZHAUSER, H. (1989): 2500 Jahre Gletschergeschichte der Schweizer Alpen. In: FRENZEL, B.; FURRER, G. u. LAUER, W.: Zur Paläoklimatologie der letzten 2500 Jahre in Mitteleuropa. Akademie der Wissen-

- schaften und der Literatur, Mainz 1949–1989, Mainz, 144–160.
- GASSER, T. a. MÜLLER, H. G. (1984): Estimating regression functions and their derivatives by the Kernel Method. In: *Scand. Journ. of Statistics* 11, 171–185.
- GROSS, G.; KERSCHNER, H. u. PATZELT, G. (1976): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. In: *Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol.* 12, 223–251.
- HEIKKINEN, O. (1984): Dendrochronological evidence of variations of Coleman Glacier, Mount Baker, Washington, U.S.A. In: *Arctic a. Alpine Res.* 16(1), 53–64.
- HEIM, A. (1933): *Minya Gongkar. Forschungsreise ins Hochgebirge von Chinesisch-Tibet.* Bern, Berlin.
- (1936): The glaciation and solifluction of Minya Gongkar. In: *Geographical Journal* 87, 444–454.
- KLEBELSBERG, R. V. (1948): *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie.* 2 Bde., Innsbruck.
- HEUBERGER, H. (1980): Die Schneegrenze als Leithorizont in der Geomorphologie. In: *Arb. aus d. Geogr. Inst. d. Univ. d. Saarlandes* 29, Saarbrücken, 35–48.
- HEUSSER, C. J. (1956): Postglacial environments in the Canadian Rocky Mountains. In: *Ecol. Monographs* 36, 263–302.
- HOLZHAUSER, H. (1985): Neue Ergebnisse zur Gletscher- und Klimageschichte des Spätmittelalters und der Neuzeit. In: *Geogr. Helv.* 4, 168–185.
- HÖVERMANN, J. u. LEHMKUHL, F. (1993): Bemerkungen zur eiszeitlichen Vergletscherung Tibets. In: *Mitt. d. Geogr. Ges. zu Lübeck* 58, Lübeck, 137–158.
- (1994): Die vorzeitlichen Vergletscherungen in Ost- und Zentraltibet. In: *Göttinger Geogr. Abh.* 95, Göttingen, 71–114.
- HUGHES, M. K. (1992): Dendroclimatic evidence from the Western Himalaya. In: BRADLEY, R. S. a. JONES, P. D. (Eds.): *Climate since 1500 A.D.*. London, New York, 415–431.
- KEARNEY, M. S. (1982): Recent seedling establishment at timberline in Jasper National Park, Alta. In: *Canad. Journ. of Bot.* 60, 2283–2287.
- KERSCHNER, H. (1990): Methoden der Schneegrenzbestimmung. In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): *Eiszeitforschung.* Darmstadt, 299–311.
- KICK, W. (1985): Geomorphologie und rezente Gletscheränderungen in Hochasien. In: *Regensburger Geogr. Schriften (Festschr. Ingo Schäfer)* 19/20, 53–77.
- KIENAST, F. (1985): Dendroökologische Untersuchungen an Höhenprofilen aus verschiedenen Klimabereichen. Diss. Univ. Zürich, Zürich.
- KIENAST, F.; SCHWEINGRUBER, F. H.; BRÄKER, O. U. a. SCHÄR, E. (1987): Tree-ring studies on conifers along ecological gradients and the potential of single-year analyses. In: *Canad. Journ. of Forest Res.* 17, 683–696.
- KINZL, H. (1932): Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Montblancgruppe. In: *Z. f. Gletscherkd.* 20, 269–397.
- KUHLE, M. (1987): Glazial, nival and periglazial environments in Northeastern Qinghai-Xizang Plateau. In: HÖVERMANN, J. a. WANG WENYING (Eds.): *Reports of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau.* Beijing, 176–244.
- LAMARCHE, V. C. JR. a. FRITTS, H. C. (1971): Tree rings, glacial advance and climate in the Alps. In: *Ztschr. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol.* 7(1–2), 125–131.
- LAWRENCE, D. B. (1950): Estimating dates of recent glacier advances and recession rates by studying tree growth layers. In: *Transactions, American Geographical Union* 31(2), 243–248.
- LAWRENCE, D. B. a. LAWRENCE, E. G. (1959): Recent glacier variation in southern South America. In: *American Geographical Society Technical Report*, 1–39.
- LEHMKUHL, F. (1995): Geomorphologische Untersuchungen zum Klima des Holozäns und Jungpleistozäns Osttibets. In: *Göttinger Geogr. Abh.* 102, Göttingen.
- LI SHIJIE a. SHI YAFENG (1992): Glacial and lake fluctuations in the area of West Kunlun mountains during the last 45 000 years. In: *Annals of Glaciology* 16, 79–84.
- LOUIS, H. (1955): Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. In: *Geogr. Taschenbuch 1954/55*, 414–418.
- LUCKMAN, B. H. (1986): Reconstruction of Little Ice Age events in the Canadian Rockies. In: *Geographie physique et Quaternaire* 40, 17–28.
- (1988): Dating the moraines and recession of Athabasca and Dome glaciers, Alberta, Canada. In: *Arctic and Alpine Res.* 20(1), 40–54.
- (1993): Glacier fluctuation and tree-ring records for the last millenium in the Canadian Rockies. In: *Quaternary Science Reviews* 12, 441–450.
- MCCARTHY, D. P. a. LUCKMAN, B. H. (1993): Estimating ecess for tree-ring dating of moraines: A comparative study from the Canadian Cordillera. In: *Arctic and Alpine Res.* 25(1), 61–68.
- MCCARTHY, D. P.; LUCKMAN, B. H. a. KELLY, P. E. (1991): Sampling height-age error correction for spruce seedlings in glacial forefields, Canadian Cordillera. In: *Arctic and Alpine Res.* 23(4), 451–455.
- MERCER, J. H. (1970): Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial: II. In: *Am. J. of Science* 269, 1–25.
- PENCK, A. (1934): *Minya Gongkar.* In: *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 17–26.
- PU QINGYU (1991): Quaternary glaciers in China. In: ZHANG ZONGHU; SHAO SHIXIONG; TONG GUOBANG a. CAO JIADONG (Eds.): *The Quaternary of China.* Beijing, 240–273.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. *Physische Geographie* 8, Zürich.
- RÖTHLISBERGER, F. (1976): Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. In: SCHNEEBELI, W. u. RÖTHLISBERGER, F. (Hrsg.): *8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte.* Bern, 59–152.
- (1986): *10000 Jahre Gletschergeschichte der Erde.* Aarau.
- RÖTHLISBERGER, F. a. GEYH, M. A. (1985): Glacier variations in Himalaya and Karakorum. In: *Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 237–249.
- SCHNEIDER, H.-J. (1963): Die Gletschertypen. Versuch im Sinne einer einheitlichen Terminologie. In: *Geogr. Taschenbuch 1962/63*, Wiesbaden, 276–283.

- SCHROEDER-LANZ, H. (Ed.) (1983): Spät- und Postglaziale Gletscherschwankungen: Glazial- und Periglazialformen. Rotterdam.
- SCHWEINGRUBER, F. H. (1993): Die ökologische Bedeutung von Ereignis- und Weiserjahren in Waldbäumen des schweizerischen Mittellandes. In: *Diss. Bot.* 196, 175–183.
- SCHWEINGRUBER, F. H.; ECKSTEIN, D.; SERRE-BACHET, F. a. BRAKER, O. U. (1990): Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. In: *Dendrochronologia* 8, 9–38.
- SCHWEINGRUBER, F. H.; WEHRLI, U.; AELLEN-RUMO, K. u. AELLEN, M. (1991): Weiserjahre als Zeiger extremer Standortseinflüsse. In: *Schweiz. Z. Forstwes.* 142, 33–52.
- SCUDERI, L. A. (1987): Glacier variations in the Sierra Nevada, California, as related to a 1200-year tree-ring chronology. In: *Quaternary Res.* 27, 220–231.
- SHI YAFENG (Ed.) (1988): Map of snow, ice and frozen ground in China. Compiled by Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica. Beijing.
- (1992): Glaciers and glacial geomorphology in China. In: *Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd.* 86, 51–63.
- SHI YAFENG; ZHENG BENXING a. LI SHIJIE (1992): Last glaciation and maximum glaciation in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau: A controversy to M. Kuhle's ice sheet hypothesis. In: *Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd.* 84, 19–35.
- SIGAFOOS, R. S. a. HENDRICKS, E. L. (1969): The time interval between stabilisation of alpine glacial deposits and establishment of tree seedlings. In: *Geological Survey Professional Paper* 650-B, B89–B93.
- (1972): Recent activity of glaciers of Mount Rainier, Washington. In: *Geological Survey Professional Paper* 387-B, B1–B24.
- VILLALBA, R.; LEIVA, J. C.; RUBULLS, S.; SUAREZ, J. a. LENZANO, L. (1990): Climate, tree-ring, and glacial fluctuations in the Rio Frias valley, Rio Negro, Argentina. In: *Arctic and Alpine Res.* 22(3), 215–232.
- WANG FUBAO a. FAN, C. Y. (1987): Climatic changes in the Qinghai-Xizang (Tibetan) region of China during the Holocene. In: *Quaternary Res.* 28, 50–60.
- WANG SHAOWU (1991): Reconstruction of paleo-temperature series in China from the 1380s to the 1980s. In: *Würzburger Geogr. Arbeiten* 80, 1–19.
- WISSMANN, H. v. (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit. In: *Akad. d. Wiss. u. d. Lit., Abh. d. Math.-Nat. wiss. Kl.* 14, 1103–1407.
- WU XIANGDING (1992): Dendroclimatic studies in China. In: BRADLEY, R. S. a. JONES, P. D. (Eds.): *Climate since 1500 A.D.* London, New York, 432–445.
- WU XIANGDING a. LIN ZHENYAO (1987): Sampling in Tibet. *Dendrochronological Methods*. In: KAIRIUKSTIS, L. (Eds.): *Proceedings of Task Force Meeting on Methodology of Dendrochronology: East/West Approaches I*, 23–33, WOSI, Warschau, Polen.
- WU XIANGDING a. ZHAN XUSHI (1991): Tree-ring width and climatic change in China. In: *Quaternary Science Reviews* 10, 545–549.
- WU XIANGDING; LIN ZHENYAO a. SUN LI (1988): A preliminary study on the climatic change of the Hengduan Mountains area since 1600 A.D. In: *Adv. in Atmospheric Sciences* 5(4), 437–443.
- ZHANG DE'ER (1991): Historical records of climate change in China. In: *Quaternary Science Reviews* 10, 551–554.
- ZHENG BENXING a. JIAO KEQIN (1991): Quaternary Glaciations and Periglaciations in the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. In: *Excursion Guidebook XI. INQUA 1991, XIII International Congress, Beijing*.
- ZHENG BENXING; JIAO KEQIN; MA QIUHUA; LI SHIJIE a. HIROJI FUSHIMI (1990): The evolution of Quaternary glaciers and environmental change in the West Kunlun Mountains, Western China. In: *Bulletin of Glacier Research* 8, 61–72.