

**„REGIONALISIERUNG DER REZENTEN UND
POTENTIELL-ZUKÜNFTIGEN KLIMAVERHÄLTNISSE
ZENTRALASIENS“**

**MODELLIERUNG AUF BASIS VON DIREKTEN KLIMADATEN,
GEOMORPHOLOGISCH-PALÄOÖKOLOGISCHEN BEFUNDEN UND GCM-
SIMULATIONEN**

BÖHNER, J., F. HASELEIN, H. HOFFMANN, M. KLINGE & F. LEHMKUHL

Geographisches Institut der Universität Göttingen
Goldschmidtstraße 5
37077 Göttingen

2000

Schlussbericht DLR 1998-2000

"REGIONALISIERUNG DER REZENTEN UND POTENTIELL-ZUKÜNFTIGEN
KLIMAVERHÄLTNISSE ZENTRALASIENS.

MODELLIERUNG AUF BASIS VON DIREKTEN KLIMADATEN, GEOMORPHOLOGISCH-
PALÄOÖKOLOGISCHEN BEFUNDEN UND GCM-SIMULATIONEN"

FÖRDERKENNZEICHEN: 01 LA 9838

Geographisches Institut der Universität Göttingen

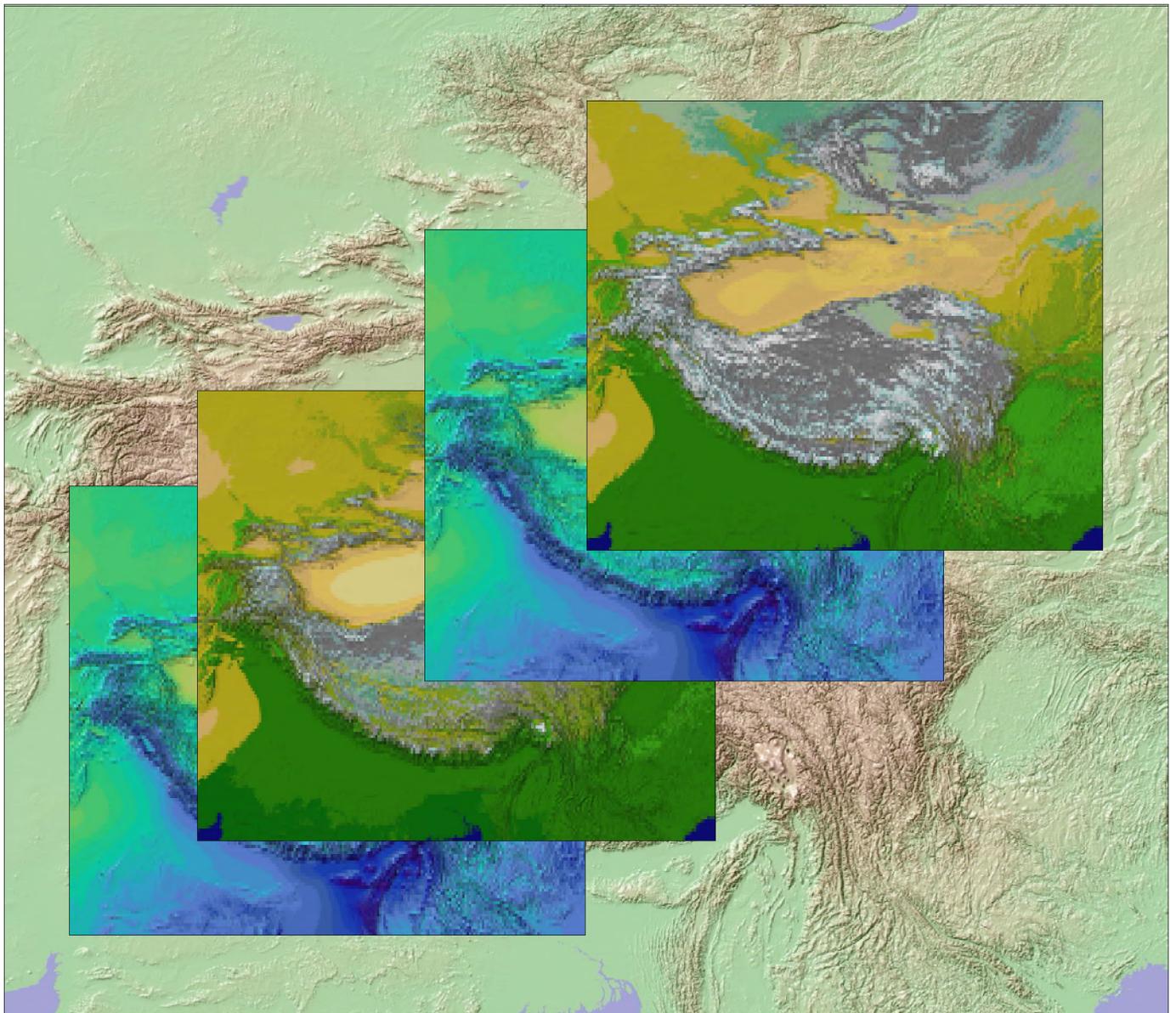
Dr. J. Böhner

Prof. Dr. F. Lehmkuhl

Dipl.-Geogr. F. Haselein

Dipl.-Geogr. H. Hoffmann

Dr. M. Klinge



INHALT

I. Einführung

1. Problemstellung 3
2. Zielsetzung 4

II. Datenlage und Datenbearbeitung

1. Geobasisdaten, DGM, NOAA-Daten 5
2. Zirkulationsdaten 7
3. Stationsbeobachtungen 9
4. Proxidaten: Schnee- und Waldgrenzberechnungen 9

III. Methodologie (Aktualismus)

1. Das Konzept der Formungs- und Prozeßregionen 11
2. Klimaregionalisierung 13
3. Ableitung quantitativ klimatischer Transferfunktionen 20

IV. Paläoklimatische Rekonstruktion und Prognose potentiell zukünftiger landschaftsökologischer Veränderungen

1. Paläoklimatische Indikation und Rekonstruktion landschaftsökologischer Grenzen 23
2. Rekonstruktion und Regionalisierung der spätquartären klimatischen Bedingungen 25
3. Validierung von GCM-Paläosimulationen 28
4. Prognose potentiell-zukünftiger landschaftsökologischer Veränderungen 31

V. Literatur

1. Literaturverzeichnis 34

VI. Abbildungen

1. Abbildungsverzeichnis 41
2. Abbildungen 42

Summary

During the research project, the scientific base for the methodological coupling of GCM-Simulations and relief parameterisations for a spatially distributed downscaling scheme and for the detection of climatic controlled geomorphologic process regions was founded. The results of the application of the downscaling procedure and the detected climatic determinants of the recent geomorphologic process regions serve as the actualistic base for a proxy based climatic reconstruction as well as for the prognosis of potential future climatic impacts on the environment of Central and High Mountain Asia. For the Last Glacial Maximum (LGM), the spatial distribution of temperature and precipitation of Central- and High Mountain Asia was reconstructed and compared to the downscaling results of GCM-Paleo simulations (ECHAM). Due to the possibility of a direct parameterisation of GCM generated circulation variables and complex relief parameters for the regionalisation of climatic variables and geomorphologic process regions, the validation of ECHAM paleo simulations was also possible by comparing the proxy based reconstruction of the late quaternary environment to the modelled environment as derived from the application of ECHAM LGM simulations. For the assessment of potential future climatic impacts on the natural environment, alternative SRES emission scenarios are taken into account to detect the range of possible future changes in the distribution of Central Asias mountain belts and climatic controlled geomorphologic process regions.

Zusammenfassung

Im Rahmen des Forschungsprojektes wurden die Grundlagen zur methodisch-konzeptionellen Koppelung von GCM-Simulationen mit Reliefparametrisierungen zur räumlich hochauflösenden Klimaregionalisierung sowie zur Erfassung und quantitativen Eingrenzung klimatisch determinierter Prozessregionen geschaffen, die die aktualistische Basis für Klimarekonstruktionen auf Basis von Proxies aber auch die Grundlage für geomorphologisch/landschaftsökologische Klimaimpaktanalysen darstellen. Für den Zeitpunkt des LGM wurden die thermischen und hygrischen Bedingungen Zentral- und Hochasiens räumlich hochauflösend rekonstruiert und mit GCM basierten Paläosimulationen zur ECHAM Modellvalidierung verglichen. Durch die direkte Parametrisierung der via GCM generierten Zirkulationsvariablen mit Verfahren zur räumlich hochauflösenden Regionalisierung von Klimaparametern und assoziierten Formungs- und Prozeßregionen konnte neben dem Vergleich der Proxi-basierten Klimarekonstruktion resp. Klimaregionalisierung mit den via downscaling auf Basis von ECHAM Zirkulationsvariablen erzielten Regionalisierungsergebnissen als weitere Validierungsebene auch ein direkter Vergleich zwischen rekonstruierten/regionalisierten Formungs- und Prozeßregionen mit den auf Basis der ECHAM Modelldaten „künstlich erzeugten“ Proxies geleistet werden. Für ausgewählte SRES-Emissionsszenarien wurden im Rahmen von Klimaimpaktanalysen die potentiell zukünftigen landschaftsökologischen Konsequenzen des transienten Klimawandels quantitativ erfasst.

I Einführung

Bezogen auf die Klima- und Atmosphärenforschung liegt der wissenschaftliche Wert einer raum-zeitlich differenzierten Diagnose von Klimaschwankungen unterschiedlichster Dauer und Magnitude in der Erfassung sowohl der natürlichen als auch der von anthropogenen Einflußfaktoren überlagerten Sensitivität des Klimasystems. Eine Separierung natürlicher und anthropogener Determinanten im Ursachenkomplex bisher beobachteter Schwankungen und Trends - eine der wohl wichtigsten Grundlagen für eine gesicherte regional differenzierte Prognose zukünftiger klimatischer Entwicklungen - setzt ein streng deterministisches Verständnis des Klimasystems voraus und ist daher an numerische Experimente zur Simulation atmosphärischer Prozesse und auch an diagnostische Datenanalysen (direkte Meßdaten und Proxidaten) gebunden. Aufgrund der zentralen Rolle, die Klima- und Atmosphärenforscher den spezifisch-thermischen Bedingungen der Hochgebirgsräume im Zentrum der größten zusammenhängenden Landmasse der Erde für die Genese und Konstanz der Monsunzirkulation (und damit auch für den globalen Energiehaushalt) beimessen, aber auch vor dem Hintergrund einer zunehmenden Bedeutung der Hochgebirgskomplexe als Ressourcenraum für die stark wachsende Bevölkerung Asiens, bilden klimadiagnostische Studien über Zentral- und Hochasien seit Jahren einen Forschungsschwerpunkt am Geographischen Institut der Universität Göttingen.

1. Problemstellung

Obwohl die im Rahmen zahlreicher Expeditionen durchgeführten Untersuchungen sowie die Sammlung von Proxidaten und direkten Klimadaten zu einem zunehmend präzisierten Bild über Chronologie und Ausmaß vorzeitlicher und rezenter Klimaschwankungen in verschiedenen Teilregionen Zentral- und Hochasiens führte (u.a. BENN & OWEN 1998, HÖVERMANN & WANG [Hrsg.] 1987; KUHLE [Hrsg.] 1986; KUHLE 1998; JACOBSEN 1990; MIEHE 1990; YANG 1991; ROST 1992, HÖVERMANN et al. 1993; LEHMKUHL & ROST 1993; BÖHNER 1994, 1996; LEHMKUHL 1995, 1997, 1998, 1999; LEHMKUHL & HASELEIN 2000), bleiben für ein deterministisches Verständnis des Klimasystems wichtige Fragen, wie etwa nach dem Status der hochglazialen Vereisung Tibets, Gegenstand zahlreicher sehr kontrovers geführter Diskussionen (HÖVERMANN & LEHMKUHL 1993). Der vorhandene Forschungsbedarf manifestiert sich auch in den Zielsetzungen des im Juli 1997 verabschiedeten IGCP (IGCP-415 „Glaciation and Reorganization of Asia's Network of Drainage“), das u.a. Untersuchungen zur zeitlichen Abfolge der spätquartären Vergletscherung einschließlich ihrer klimatischen Mechanismen und geoökologischen Wechselbeziehungen sowie zum Komplex der Wechselwirkungen zwischen hydrologischen Prozessen und der Sedimentationsgeschichte auf regionaler Basis anstrebt.

2. Zielsetzung

Durch die allgemeine Zielsetzung der Paläoklimatologie, einer möglichst detaillierten und raum-zeitlich differenzierten Diagnose von Klimaschwankungen unterschiedlichster Dauer und Magnitude, liefern paläoklimatische Untersuchungen zunächst für die Klima- und Atmosphärenforschung die notwendige Basisinformationen zur Bewertung der Sensitivität des Klimasystems. Der Wandel in den Forschungsstrategien des Faches von einer eher deduktiv ausgerichteten Inventarisierung und Interpretation indirekter Klimazeugen hin zu einer systemanalytisch ausgerichteten Erfassung des Klimaimpakt, der sich gerade im Hochgebirge mit seiner engräumigen vertikalen sowie horizontalen Abfolge und Verflechtung azonaler Ökosysteme besonders komplex darstellt, ergeben sich durch die Bewertung und Identifikation klimatisch determinierter Anteile im montanen Naturraumpotential inhaltlich weitgehend kongruente Fragestellungen und Synergien zwischen Paläoklimatologie, Hochgebirgsökologie und Klimaforschung. Bezugnehmend auf die im Forschungsantrag spezifizierten Forschungsschwerpunkte und Inhalte kann als übergeordnete Zielsetzung eine Verknüpfung von geomorphologisch/landschaftökologischen, paläoökologisch/paläoklimatischen und meteorologischen Methoden und Ansätzen für verschiedene klimarelevante Fragestellungen wie die Verifikation und Validierung von GCM Experimenten, die paläoklimatische Indikation oder aktuell-klimatische Regionalisierung benannt werden. Im einzelnen lassen sich folgende Teilziele, die im Rahmen des Forschungsprojektes erreicht wurden, spezifizieren:

1. Regionalisierung der rezenten raum-zeitlichen Klimavariationen (auf Basis von Stationsbeobachtungen und GCM-Reanalysedaten) zur Erfassung und Eingrenzung der rezenten klimatischen Determinanten von Formungs- und Prozeßregionen.
2. Rekonstruktion der hochglazialen thermischen und hygrischen Bedingungen (auf Basis von geomorphologisch-paläoökologischen Befunden und GCM-Paläo-Szenarien) zur deduktiven Ableitung von Paläo-Zirkulationsszenarien (sowie zur Verifikation der GCM-Simulationen).
3. räumlich hochauflösende Prognose zukünftiger Klimaverhältnisse Zentral- und Hochasiens auf Basis von GCM-Zukunftsszenarien (Szenario: CO₂-Verdopplung) und quantitative Erfassung potentiell-zukünftiger Veränderungen der Formungs- und Prozeßregionen resp. landschaftsökologische Entwicklungen.

Wie in den Zielsetzungen spezifiziert, bildet die raumdiagnostische Analyse der rezenten klimatisch determinierten landschaftsökologischen Prozesse sowie eine quantitativ klimatische Eingrenzung rezenter Formungs- und Prozeßregionen sowohl die Grundlage für die szenarische Rekonstruktion paläoklimatischer-paläoökologischer Zustände ausgewählter Zeitscheiben des Spätquartärs als auch die Grundlage für die Prognose potentiell zukünftiger landschaftsökologischer Veränderungen. Das in Göttingen entwickelte induktive Konzept der raumdiagnostischen Analyse verbindet Zirkulationssimulationen, Verfahren zum Monitoring der aktuellen annuellen und interannuellen

Variationen der klimawirksamen Oberflächendynamik, statistische und teildeterministische Modelle zur räumlich hochauflösenden Regionalisierung klimatischer Basisdaten und Verfahren zur automatischen Reliefanalyse. Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) erstreckt sich in Nord-Süd-Richtung von den Nordindisch-Pakistanischen Tiefländern bis zum Altai, in West-Ost-Richtung vom Hindukush bis zu ostchinesischen Beckenlandschaften und Tiefländern. Mit einer Gesamtfläche von ca. 14.000.000 km² umfaßt der Untersuchungsraum unterschiedlichste Klimate von den hochariden autochthonen Kontinentalklimaten der Zentralasiatischen Beckenlandschaften, bis hin zu den perhumiden Klimaregionen der Nordindischen Gebirgsräume und Tiefländer.

II Datenlage und Datenprozessierung

In der folgenden Übersicht sollen die wichtigsten Datenressourcen, die im geförderten Zeitraum gesammelt resp. bearbeitet wurden kurz skizziert werden. Da bei der Datenbearbeitung eine Reihe grundlegender Verfahrensschritte erarbeitet wurden, die für die vergleichende Bearbeitung ähnlicher Fragestellungen von grundlegendem Wert sind, etwa bei der Fehleridentifikation von WGI Daten, sollen auch diese Aspekte benannt sein.

1. Geobasisdaten, DGM, NOAA-Daten

Digitale Höhendaten: Eine wesentliche Datengrundlage für die unterschiedlichen methodischen Aspekte und Teilziele bildet ein digitales Geländemodell, das basierend auf GTOPO 30 Daten, die von verschiedenen Quellen im Internet frei verfügbar angeboten werden (u.a. <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>), erstellt wurde. Der als globales Höhenmodell angebotene Datensatz mit einer Auflösung von 30 arc Sekunden (das entspricht in N-S-Richtung einer räumlichen Auflösung von ca. 926m) basiert auf unterschiedlichen topographischen Quellen bzw. Kartenwerken mit entsprechend regional sehr unterschiedlicher Qualität. Im Rahmen des Forschungsprojektes wurden aus dieser Datenbasis via Kriging - Interpolation ein Raster DGM in einer räumlichen Auflösung von 1000 x 1000m und Kantenlängen von 4.000 x 3500 km abgeleitet. Als Projektion wurde ein flächentreuer Albersentwurf (Standardparallelen: 25°N, 45°N) gewählt. Angesichts rundungsbedingter Artefakte, die die Möglichkeiten der Reliefanalyse einschränken, wurden verschiedene Prozessierungsschritte durchgeführt. Für die Beseitigung dieser Artefakte wurde eine Entrundungsroutine entwickelt, die Verebnungen (hier Kollektive benachbarter Daten mit identischen Höhenwerten) identifiziert und in Abhängigkeit der relativen Position einer Rasterzelle zu benachbarten abweichenden Höhenwerten die artefiziellen Verebnungen korrigiert. Die im Rahmen des Forschungsprojektes entwickelten Verfahren zur komplex-analytischen Reliefparametrisierung werden in den Kapiteln zur Klimaregionalisierung (vgl. III.2) sowie zur quantitativen Erfassung klimatisch determinierter Oberflächeneigenschaften (vgl. III.3) dargestellt.

Satellitendaten: Bei der Auswertung von Satellitendaten stand der Aspekt der Identifikation und Abgrenzung sowie die Validierung der verschiedenen landschaftsökologischen Formungs- und Prozeßregionen (FPR) im Vordergrund. Via Satellitenbild konnten rezente FPR identifiziert und die Grenzen modellierter FPR mit den aus den Satellitenbildern erkennbaren naturräumlichen Grenzen überprüft werden. Für Detailstudien in größerem Maßstab konnten für Teilgebiete geometrisch hoch auflösende Fernerkundungsdaten (Landsat TM und Landsat MSS) herangezogen werden, die im Institut vorliegen. Als kleinmaßstäbige Datengrundlage dienten vor allem Bilder des NOAA-AVHRR Sensors.

Seitens verschiedener amerikanischer Organisationen werden präprozessierte Satellitenbilder kostenlos zur Verfügung gestellt. Die Vorverarbeitung und Bereitstellung der Bilder erfolgt explizit dazu, den potentiellen Nutzern den Zugang zu AVHRR-Daten zu erleichtern und notwendige Korrekturschritte einmal zentral vorzunehmen. Das ermöglichte es der Arbeitsgruppe, ohne weiteren finanziellen Aufwand mit den Bildern zu arbeiten. Die Bilder decken das Arbeitsgebiet komplett ab und weisen eine sehr hohe temporale Auflösung auf: Für einen Zeitraum von maximal etwa zehn Jahren liegen die Bilder in Dekaden vor. Durch umfangreiche Literaturrecherchen und Kontaktaufnahme mit den Institutionen, die die Bilder bereitstellen (Eros Data Center des USGS; Goddard Space Flight Center der NASA), konnten die Bearbeitungsschritte identifiziert werden, die zur Erstellung einer konsistenten, homogenen Bilddatenbasis vollzogen werden müssen. Dazu gehört die geometrische Anpassung der Daten an die vorhandenen regionalisierten Klimadaten, radiometrische Korrekturen und die Prüfung der Plausibilität der Zeitreihen von Vegetationsindices wie dem NDVI.

Der Aspekt der direkten Parametrisierung von NOAA-AVHRR Daten für die Klimaregionalisierung war nicht Gegenstand des ursprünglichen Forschungsantrags, so daß die Forschungszielsetzungen davon nicht tangiert waren. Dennoch sollte dieser Aspekt hier erwähnt werden, da sich im Zuge der Methodenevaluierung und Weiterentwicklung im Rahmen der Forschungsarbeiten die Notwendigkeit einer Einbindung von komplexen, mit Satellitendaten gestützten Verfahren als methodisch konsequente Ergänzung der Konzeption herausgestellt hat. Konsequenterweise wurden im Berichtszeitraum diese Arbeiten begonnen, konnten aber nicht abgeschlossen werden, da die notwendigen Korrekturen der sogenannten „bidirektionalen Effekte“, die sich aus wechselnden Einflüssen der räumlichen Konstellationen von Sonne und Sensor auf die Reflektion der Erdoberfläche ergeben, mit Rücksicht auf die Größe des Arbeitsgebietes nur modellgestützt erfolgen können. Über dieses Projekt hinaus werden derzeit Arbeiten an einem Modell zur automatisierten BRDF-Korrektur durchgeführt, die voraussichtlich Ende dieses Jahres abgeschlossen sind. Entsprechend konnten auch die geplanten Erweiterungen der methodischen Strategien zur Verbesserung der Klimaregionalisierung des Untersuchungsraumes durch die beabsichtigte Einbindung von NOAA Daten grober geometrischer Auflösungen (*coarse resolution*) und hoher temporaler Auflösung noch nicht umgesetzt werden. Erst nach Realisierung des BRDF-Modells sollen Analysen der Ausprägung und Dynamik der klimawirksamen Oberflächen die Regionalisierungsstrategie ergänzen. Dabei ist beabsichtigt, die von den Satellitensensoren gemessenen Strahlungstemperaturen und Reflektivitäten heranzuziehen.

2. Zirkulationsdaten

Für eine möglichst direkte Operationalisierung von GCM-Experimenten wurden bei der Regionalisierung von Klimaflächendaten die Zirkulationsdaten als Eingangsvariablen verwendet. Die NCEP/NCAR CDAS-Reanalysedaten (KALNAY et al. 1996) wurden als Zeitreihen (Monatsdaten der Jahre 1951-1991) von vier diskreten Troposphärenlayern („Monthly pressure-level data“: Geopotential, Temperatur, und Feuchtemaße der 1000-, 850-, 500- und 200-hPa Topographie) sowie die via GCM generierten Klimavariablen („Monthly non-pressure-level data“: Niederschlag, konvektiver Niederschlag, Temperatur, Wolkenbedeckung, U-Wind, V-Wind) berücksichtigt. Das NCEP/NCAR Reanalyse-Projekt (<http://wesley.wwb.noaa.gov/reanalysis.html>) ist ein gemeinsames Projekt des “National Center for Environmental Prediction” (NCEP) und des “National Center for Atmospheric Research” (NCAR). Ziele des NCEP/NCAR Reanalyse-Projektes sind Analysen der Atmosphäre auf Grundlage historischer Klimadaten sowie des aktuellen Zustandes der Atmosphäre („Climate Data Assimilation System“, CDAS). Die Reanalysedaten stehen in unterschiedlicher zeitlicher Auflösung für die Jahre 1948 bis heute zur Verfügung (vgl. http://wesley.wwb.noaa.gov/ncep_data/index_sgi51.html).

Für die Aquirierung der Reanalysedaten können unterschiedliche Quellen genutzt werden (vgl. hier u. im Folgenden, Abb. 2). Die Reanalyse-Daten liegen in einem speziellen GRIB-Format vor. GRIB ist ein komprimiertes, binäres Datenformat der WMO für Klimaflächendaten und ein internationaler, offener Standard (vgl. DEY 1998). Der Hauptvorteil dieses Formats liegt im geringen Speicherplatzbedarf, da die Dateigröße typischerweise nur zwischen einem Drittel und der Hälfte normaler Binärfiles beträgt. Diese Eigenschaft kommt auch durch geringere download-Zeiten positiv zu tragen. Die GRIB-Dateien beinhalten eine Headerinformation (inventory) und sind damit selbstbeschreibend. Für die Weiterverarbeitung der Daten auf PC-Plattform war eine Konvertierung in das ASCII-Format erforderlich.

Für die angestrebte Validierung und Modellierung wurden im einzelnen folgende Eingangsdaten berücksichtigt:

1. Non-Pressure-Daten: insgesamt 7 Variable, Monatsmittel für 40 Jahre (1951-1990):

- CPRATE: Convective precipitation rate = konvektiver Niederschlag (kg/m²/s)
- PRATE: Precipitation rate = Niederschlag (kg/m²/s)
- TCDC: Total cloud cover = Bedeckungsgrad (%)
- TMPcm200: Temperature = Temperatur (K)
- TMPsfc: Temperature = Temperatur (K)
- UGRID: U Wind = U Wind (m/s)
- VGRID: V Wind = V Wind (m/s)

2. Pressure-Daten: insgesamt 3 Variable, Monatsmittel für 40 Jahre (1951-1990), 6 Troposphärenlayer (200hPa, 500hPa, 700hPa, 850hPa, 925hPa und 1000hPa) und 2 Variable, Monatsmittel für 40 Jahre (1951-1990):

- HGT: Geopotential height = Höhe des Geopotentials (gpm)
- RH*: Relative humidity = relative Feuchte (%)
- TMP: Temperature = Temperatur (K)

(die mit * gekennzeichnet Daten sind für das 200hPa-Niveau nicht verfügbar)

Bei der Durchführung der Konvertierung kam ein Batchprozess zur Anwendung, wobei alle Dateien automatisch nacheinander abgearbeitet wurden. Der Aufbau der erzeugten ASCII-Dateien (*.dat) ist einspaltig, folgt dem im inventory der GRIB-Dateien angegebenen Schema und ist abhängig von der räumlichen Auflösung der Daten. Die pressure-Daten liegen in der T62-Auflösung ($2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$) vor, was einem Grid von 144(x-Dimension) x 73(y-Dimension) Punkten entspricht. Die Auflösung der non-pressure Daten ist durch ein Gauss'sches Grid (ca. $1,9^{\circ} \times 1,9^{\circ}$) mit einem regelmäßigen 1.875° -Raster von 192 Punkten in der x-Dimension, und einem unregelmäßigem Raster von 94 Punkten in der y-Dimension definiert. Bei der Weiterverarbeitung der ASCII-Dateien für die Validierung und Modellierung ist der Aufbau von Datenbankstrukturen notwendig. Dabei fiel die Wahl, trotz einiger Nachteile, zu Gunsten von MS-Excel, da zudem der problemlose Import von Excel-Tabellen in MS-Access 97 und MS-Visual FoxPro 6.0 zur Durchführung datenbankspezifischer Operationen gewährleistet ist.

Ziel der Datenprozessierung war neben der Erstellung der Excel-Dateien die Erzeugung von Grid-Dateien in einem flächentreuen Entwurf (Albers Entwurf, Abb. 3) für alle Monatsmittel (1951-1990) der einzelnen Klimavariablen in einer räumlichen Auflösung von 10x10km. Zur Anwendung kamen dabei die Applikationen GS-Surfer und GS-Scripter, wobei die generierten Excel-Dateien als Input-Files verwendet wurden. Als Gridding-Methode wurde Kriging (CRESSIE 1990) angewendet, wobei der Suchradius alle Datenpunkte umfaßte. Das Gridding erfolgte über Batch-Routinen via GS-Scripter. Im einzelnen wurden folgende Grid-Dateien erzeugt:

- Non-Pressure: 7 Variable (CPRATE, PRATE, TCDC, TMPcm200, TMPsfc, UGRID, VGRID) für 40 Jahre (1951-1990) mal 12 Monate.
- Gesamt Non-Pressure: 3360 Grid-Dateien.
- Pressure: 3 Variable (HGT, RH, TMP), für 40 Jahre (1951-1990) mal 12 Monate für 5 Troposphärenlayer (500 hPa, 700 hPa, 850 hPa, 925 hPa und 1000hPa) = 7200 Grid-Dateien.
- 2 Variable (HGT, TMP), für 40 (1951-1990) Jahre mal 12 Monate für 1 Troposphärenlayer (200mb) = 960 Grid-Dateien.
- Gesamt Pressure: 8160 Grid-Dateien.
- Gesamt: 11520 Grid-Dateien.

Abschließend erfolgte eine weitere Kontrolle, indem via Internet generierte GRADS-Postscript-Plots (s.o.) mit den entsprechenden GS-Surfer-Plots stichprobenhaft visuell verglichen wurden (Abb. 4).

3. Stationsbeobachtungen

Im Forschungszeitraum konnte die Göttinger Klimadatenbank, die basierend auf dem bei BÖHNER (1996) beschriebenen und in der Folgezeit fortgeschriebenen Datensatz von Stationsbeobachtungen nur teilweise erweitert werden. Ursache ist die nach wie vor restriktive Politik v.a. der VR-China, die keinen einfachen Datenaustausch zulässt. Die Klimaregionalanalysen stützen sich dennoch auf über 400 Stationen mit allerdings sehr unterschiedlicher Beobachtungsqualität und Beobachtungsdauer. Neben Zeitreihen in monatlicher Auflösung, zumeist Temperatur und Niederschlagsreihen seit 1951, wurden für die Validierung der Klimaregionalisierungsergebnisse auch Stationen berücksichtigt, für die nur Angaben zur Mittelwertsklimatologie aus zumeist kürzeren Beobachtungsperioden vorliegen. Ein wesentliches, für die Regionalisierung von Verdunstungsraten relevantes Problem ist die nach wie vor sehr unzureichende Anzahl von Zeitreihen, die eine Verdunstungsbestimmung nach komplexeren Verfahren ermöglichen. Insgesamt konnten nur 64 Zeitreihen der VR-China berücksichtigt werden, die freundlicherweise von Dr. Axel Thomas bereitgestellt wurden. Alle Zeitreihen wurden nach den bei BÖHNER (1996) beschriebenen Verfahren auf Homogenität überprüft. Teile der Datenbank wurden bereits mehrfach assoziierten Forschergruppen wie der Arbeitsgruppen Frenzel und Miede zur Verfügung gestellt und sind auch eine wesentliche Datengrundlage für die „Climatic Diagram Map of High Asia“ (MIEHE et al. 2001).

4. Proxidata: Schnee- und Waldgrenzberechnung

Für die paläoklimatische Rekonstruktion und zeitliche Einordnung der Befunde wurde zunächst die bestehende Paläoklimadatenbank für den Untersuchungsraum aktualisiert und ergänzt. Insgesamt sind hier ca. 1000 Proxidata aus der Literatur sowie eigene Daten eingegangen (vgl. Abb. 5a). Diese wurden kritisch überprüft und nach Fundart/Proxi in der Datenbank bewertet. Die räumliche Verteilung der Daten ist sehr unterschiedlich und zeigt die großen Lücken in den vollariden Räumen und im Westen des Tibetischen Hochlandes. In den Trockenräumen ist, vergleichsweise zu anderen Zeitscheiben, eine höhere Befundsdichte während des Holozänen Klimaoptimums festzustellen. Die Zeitscheiben der letzten Kaltzeit zeigen für den Gesamttraum demgegenüber wiederum nur sehr wenige Datierungen. Die Ursachen hierfür sind überwiegend in dem Mangel an datierbarem Material zu sehen: Der überwiegende Anteil der Datierungen beruht auf Radiocarbonaten und während der Kaltzeit waren große Teile Zentral- und Hochasiens aufgrund von größerer Trockenheit und/oder Kälte ohne Vegetationsbedeckung.

Die Karten- und Luftbildauswertung zu rezenten und vorzeitlichen Schneegrenzen in Zentralasien erfolgte hauptsächlich auf der Basis von den topographischen Karten 1:100.000, die als Kopien von chinesischen und mongolischen Originalkarten vorliegen. Für die bearbeiteten Regionen in der Westmongolei und in Tibet liegt zusätzlich ein Groundcheck vor.

Für die Analysen zur rezenten Schneegrenze konnte auf die im Internet frei verfügbaren Daten des World Glacier Inventory WGI (www-nsidc.colorado.edu/NOAA/wgms_inventory/asia.html) zurückgegriffen werden. Dort liegen Daten für 28157 Einzelgletscher des Zentral- und Hochasiatischen Raumes vor, mit der größten Datendichte im Pamir / Karakorum, Tian Shan und Russischen Altai. Dazu kommen noch einige Gebiete mit verstreuten Daten aus dem Bereich Nepals, dem Qilian Shan und dem Sibirischen Raum. Für den Bereich des Himalajas und des Tibetischen Plateaus sind nur wenige Angaben vorhanden (vgl. Abb. 5b). Wegen der dennoch sehr zeitintensiven Überprüfung und gebirgsgruppenorientierten Aufbereitung der WGI-Daten konnten nur die ausgewählten Schlüsselregionen Altai und Tian Shan detailliert bearbeitet werden, so daß hier ein noch großes Potential vorhanden ist.

Die kritische Überprüfung der WGI-Daten erfolgte stichprobenhaft mit Hilfe von russischen topographischen Generalstabskarten im Maßstab 1:200.000. Einige Gletscher lagen eindeutig falsch positioniert in den Beckenbereichen außerhalb der Gebirge (vgl. Abb. 5b). Größere Gletscher über 2 km Länge sind meist eindeutig in den Karten zu identifizieren. Die Lage kleinerer Gletscher, die nicht in den Karten verzeichnet sind, ließ sich dennoch mit dem Relief vergleichen. Bei im wesentlichen guten Übereinstimmungen zu den Karten zeigte sich für den gesamten WGI-Datensatz des westlichen Zentralasiens (Altai-Tian-Shan), daß die Ost- und Westexpositionen offensichtlich systematisch vertauscht sind. Anfragen zu dieser Fehlerquelle an das Datacenter in Boulder/Colorado ergaben keine Klärung dieses Problems. Die Höhenangaben von Eisrandlagen und Gipfeln im WGI stimmen mit den Höhen in den topographischen Karten, soweit sie in entsprechender Genauigkeit ablesbar sind, gut überein.

Zur Validierung der Schneegrenzen und Gletschereinzugsgebiete im Gletscher- und Schneegrenzmodell (s.u.) wurden zusätzlich die Koordinaten der rezenten Eisrandlagen von 72 Talgletschern in ausgewählten Schlüsselregionen anhand der topographischen Karten bestimmt und mit dem DGM-Relief verglichen. Es zeigte sich eine Abweichung von durchschnittlich $0,0048^\circ$ (maximal $0,0334^\circ$) in longitudinaler Richtung und $0,0074^\circ$ (maximal $0,1118^\circ$) in breitenkreisparalleler Richtung. Bei Differenzen von bis zu 3,6 km ist die manuelle Korrektur dieser Daten zur präzisen digitalen Einbindung nötig. Es gibt hohe Differenzen zwischen den Höhenwerten von Karte und DGM mit Werten von 675 bis 1200 Höhenmetern, was eindeutig auf die mangelnde Reliefauflösung im GTOPO-30 DGM beruht. Bei Abweichungen von über 300 Höhenmetern wurde daher auf eine Parametrisierung verzichtet.

Für ausgewählte, repräsentative Waldstandorte außerhalb der Talböden sind für die Westmongolei, den Altai und den nördlichen Tian Shan mit Hilfe der Karteninterpretation die untere und obere Waldgrenze, mit geogr. Koordinaten und Exposition aus den topographischen Karten 1:100.000 und 1:200.000 aufgenommen worden. Die Luftbilder und Geländebefunde bestätigen eine genaue Darstellung der Waldflächen in den topographischen Karten. Vereinzelt Restbestände, wie sie im Rahmen von Expeditionen z.B. im zentralen Mongolischen Altai nachgewiesen wurden, können jedoch fehlen. Für den nördlichen Tian Shan, den Altai und den Khangai sind die geschlossenen Wälder, die Waldgebiete mit waldfreien Südhängen und die waldfreien Gebiete einschließlich der Sandvorkommen flächenhaft kartiert worden (Abb. 6). Als rein nordexponierte Waldgebiete sind die Hänge und Kammausläufer, die keine

Wälder in Süd-, Südost- und Südwest-Exposition aufweisen, angenommen worden. Durch die Interpolation der einzelnen Werte ergeben sich Flächendaten von 3 verschiedenen Ebenen: Waldunter-, Waldober- und Schneegrenze, deren vertikale Distanz zueinander unter kritischen Gesichtspunkten klimadiagnostisch betrachtet werden kann (Abb. 7). Der sich deutlich abzeichnende Zusammenhang zwischen den einzelnen geökologischen Grenzräumen der Wald- und Schneegrenze mit den Klimaverhältnissen weist im Altai auf eine übergeordnete klimabeeinflusste Waldverbreitung hin. Dabei zeigt die untere hygrisch bestimmte Waldgrenze einen ähnlichen Verlauf wie die Schneegrenze. Demgegenüber kann aus der im östlichen Altai und der gesamten Westmongolei in relativ gleichmäßiger Höhe liegende Waldobergrenze abgeleitet werden, daß hier im Gebirge die Mitteltemperaturen wenig differenzieren. Damit wird der Verlauf der Isochionen im Altai erwartungsgemäß durch die Menge der Niederschläge bestimmt.

III Methodologie

Neben orographischen Faktoren bildet das Klima die wohl wichtigste Determinante für die räumliche Differenzierung geomorphologischer Formungs- und Prozeßregionen. Der langjährige *Ist-Zustand* des Klimas, in seiner für einen Ort oder eine Region typischen annuellen und interannuellen Variation, manifestiert sich in einem charakteristischen Gefüge pedogenetischer, hydrologischer, biologischer und geomorphologischer Prozesse, die Ausdruck in einem ebenso charakteristischen Inventar geomorphologisch-landschaftsökologischer Formen und Elemente finden. Im Folgenden sollen die Ergebnisse einer quantitativ klimatischen Eingrenzung klimatisch determinierter landschaftsökologischer Grenzen für den Gesamttraum dargestellt werden. Neben dem Konzept der „Formungs- und Prozeßregionen“ werden die Verfahren und Ergebnisse der Klimaregionalisierung und Ableitung quantitativ klimatischer Transferfunktionen diskutiert, die die methodologisch/aktualistische Grundlage für die unter IV diskutierte paläoklimatische Rekonstruktion sowie die Prognose potentiell-zukünftiger landschaftsökologischer Veränderungen bilden.

1. Das Konzept der Formungs- und Prozeßregionen

In verschiedenen Landschaftszonen der Erde bewirken bestimmte geomorphologische Prozesse und Prozeßkombinationen, welche wiederum durch die lokalen landschaftsökologischen Parameter gesteuert werden, eine Kombination verschiedener morphologischer Formen oder Formengruppen (im Idealfall Leitformen). Die Oberflächenformen werden maßgeblich durch die Prozesse und insbesondere durch die Abtragungsintensität der Niederschläge gesteuert (s. ROHDENBURG 1989). Diese wird wiederum durch die Art des oberflächennahen Untergrundes sowie durch den Deckungsgrad der Vegetation gesteuert bzw. beeinflusst. Die geologisch-tektonischen Großformen bestimmen das Relief und beeinflussen durch ihre Gesteinsvariabilität direkt oder durch unterschiedliche edaphische Parameter die Vegetation und damit auch indirekt die formungswirksamen Prozesse. Des weiteren können Vorzeitformen das Landschaftsbild

entscheidend prägen. Die Wirkung der Prozesse und Prozeßkombinationen auf die Ausbildung der Formen ist daher auch abhängig von den jeweiligen Reliefverhältnissen sowie der Andauer der Prozesse.

Da die jeweiligen zonalen klimatischen Faktoren wie Niederschlagsintensität und Temperatur auch die Art und Intensität der Verwitterung des Substrates und den Deckungsgrad der Vegetation bestimmen, können sie als übergeordnete Steuerungsfaktoren gelten. Nach einem Ansatz von Hövermann lassen sich daher Landschaften nach der „...charakteristischen Prägung ihrer Oberflächenformen [die] gewässernetzübergreifend zu beobachten sind...“ (HÖVERMANN, 1985:144) voneinander abgrenzen. Da die verschiedenen Formungsregionen jeweils durch Prozesse und Prozeßkombinationen entstehen, sollte man genaugenommen von Formungs- und Prozeßregionen (FPR) sprechen (LEHMKUHL 1997). Durch die Diagnose des dynamischen Landschaftswandels sowie durch die Identifikation kausal vergesellschafteter klimatologischer, biologischer, hydrologischer und geomorphologisch-pedologischer Prozesse liegt somit ein komplexes, deterministisch begründetes System der Landschaftsbewertung vor.

In Zentral- und Hochasien wurden zehn charakteristische Landschaftseinheiten (Formungs- und Prozeßregionen = FPR) unterschieden (zonal oder hypsometrisch), die jeweils durch bestimmte Klimaparameter determiniert sind (Tabelle. 1). Am Süd- und Südostrand Zentral- und Hochasiens lassen sich die Spülmuldenlandschaften zusätzlich als 11. Zone ausweisen. Mit Hilfe von Satellitenbildern können die punkt- und linienhaften Geländedaten von Grenzen dieser Formungs- und Prozeßregionen und ihre Verlagerung (sowohl der aktuellen als auch der maximalen letztglazialen Verlagerung) auf die Fläche übertragen werden. Als Zusatzinformation wird der wichtige Prozeßbereich mit diskontinuierlichem und kontinuierlichem Permafrost ausgewiesen. Da Permafrost auch unter Wald und Steppe mit ansonsten schwachen morphologischen Prozessen vorkommt, soll er hier nicht wie in anderen Gliederungsansätzen zum Periglazial (bzw. Periglaziär i.S. von KARTE 1983, 1990) sondern als eigenständige Formungsregion gerechnet werden. Exemplarisch sind in Abbildung 8 und 9 für zwei Transekte sowohl die rezenten Formungs- und Prozeßregionen als auch ihre maximale Verlagerung - äquivalent mit der letzten Eiszeit - dargestellt.

Als höchste Formungs- und Prozeßregionen lassen sich die glaziale, nivale und periglaziale Höhenstufe ausgliedern. In der nördlichen Mongolei sowie in den mittleren Höhenlagen der Gebirge Zentralasiens kann eine Formungsregion mit schwachen aktuellen Prozessen und Bodenbildung - hauptsächlich einer geringen fluvialen Zerschneidung vorzeitlicher Pedimentflächen oder eines vorzeitlichen periglazialen Reliefs - ausgegliedert werden. Sie wird als Talerlandschaft der Waldstufe und der Steppe (= Auentälerlandschaften und Steppenschluchtenlandschaften) bezeichnet. Bei Niederschlägen über 200mm/a sind geschlossene Grasdecken, oft auf lößähnlichen Sedimenten, typisch und stellen die wichtigsten Weidegebiete der Nomaden dar. Mit zunehmenden Niederschlägen und abnehmenden Temperaturen nach N oder in den Hochlagen der Gebirge finden sich zuerst an den Substrat- (edaphisch-) und strahlungsbedingten Gunststandorten der Nordhänge häufig kalt-temperierte Nadelwälder. In diesem oberen Stockwerk dieser Formungsregion, hier vereinfacht Waldstufe, treten lokal Periglazialerscheinungen, in den hochkontinentalen Regionen der Mongolei auch diskontinuierlicher

Tab. 1: Charakteristika der unterschiedlichen Formungs- und Prozeßregionen (FPR). Die Verbreitung von Permafrost erstreckt sich über mehrere FPR.

Formungsregion/Höhenstufe Landschaftstyp (Permafrost und Lößdecken)	Leitformen / Formungstendenz	dominante Prozesse Regionen unterschiedlicher Prozeßkombinationen (Hagedorn & Poser, 1974)	zonale Vegetationsformation	Klimacharakteristik und -bedingungen
1 Glaziallandschaft	<i>Glacier und Firnfelder, glaziale Erosion und Akkumulation</i>	Exaration, Gletscherschliff, supraglaziale und subglaziale fluviale Prozesse ≈ VIII, g	---	kalt-humid bis kalt-semiarid JMT -1 bis -13°C (in Abhängigkeit von der Kontinentalität)
2 Nivallandschaft	<i>Nivationstrichter, Kyroplanationsterrassen</i> Herausarbeitung der Gesteinsunterschiede durch Schneeflecken und -leisten	Schnee-Erosion, Frostverwitterung ≈ VII: f2s2d1d2	Schneetälchen	kühl-humid JMT -1 bis -5°C (in Abhängigkeit von der Kontinentalität)
3 Periglaziallandschaft	<i>breite Schotterfluren mit anastomosierenden Gerinnen</i> Verwischung der Gesteinsunterschiede durch die denudative Wirkung der frostdynamischen Prozesse	Frostverwitterung und Solifluktion, periodisch intensive fluviale Prozesse ≈ VII: f2d2a f2s2d1d1	Polstergewächse in Frostschuttfuren, alpine Matten	kühl-semihumid bis kühl- gemäßigt JMT 0 bis -5°C (in Abhängigkeit von der Kontinentalität)
4 Auentälerlandschaft	<i>perennierendes, dendritisches Gewässernetz mit Mäanderbildung, Quellnischen. Sonst Formungsruhe und Bodenbildung</i>	abgeschwächte Denudations- und Erosionsprozesse Quellerosion ≈ VI: f1s2	alpine Matten, boreale Wälder, Mischwälder Dominanz von Nadel und Mischwäldern-	kühl-gemäßigt semihumid bis humid JNds: 300-600mm (>1000mm), T _{Jan} <-2°C
5 Fußflächenlandschaft	<i>fächerförmige Einebnungs- und Aufschüttungsflächen mit divergierend-anastomosierenden Gerinnenetzen</i> Flächenbildung und -erhaltung	denudative Prozesse, episodisch starke fluviale Prozesse ≈ IV: f3s1a	Wüstensteppe mit z.T. ephemeren Grasfluren und Zwergstrauchfluren	kühl-semiarid 150 bis 250mm (350mm), kräftige Frostwirkung
6 Steppenschluchtenlandschaft	<i>isolierte Abflußbahnen mit periodisch-episodischen Abfluß</i> weitabständige Rinnenerosion mit gestuften Tallängsprofilen, sonst Formungsruhe und Bodenbildung	abgeschwächte Denudations- und Erosionsprozesse, mäßige lineare Einschneidung ≈ IV: f2/f3s1a	Steppen	kühl-gemäßigt semiarid JNds: >150 bis ca. 500mm, T _{Jan} <-2°C
7 Wüstenschluchtenlandschaft	<i>steilflankige bis steilwandige, rein fluviale Erosionsformen</i> betonte Herausarbeitung der Rupturen	intensive episodische Erosionsprozesse ≈ IV: f3	Halbwüste, ephemere Grasfluren, Zwergsträucher	arid JNds: 50 bis 150mm
8 Sandschwemmebenenlandschaft	<i>schiefe Ebenen über mächtigen Sandakkumulationen oder mehr oder weniger übersandete Felsflächen</i>	äolische und ephemere fluviale Prozesse: periodisch intensive Flächenspülung, ≈ IV: f3a (s1)	Randwüste bis Kernwüste	hyperarid JNds: 30 bis 50mm
9 Aerodynamische Landschaft	<i>Jardangs, Bildung von Dünenfeldern, Windgassen und Windhöckern</i>	äolische Prozesse ≈ IV: f3a	Kern- und Extremwüste	hyperarid JNds: <30mm, Median: 0mm
10 Torrententälerlandschaft	<i>breite Schotterfluren mit anastomosierenden Gerinnen mit Kerbtal-Schneidenrelief</i> Herausarbeitung von Gesteinsunterschieden durch fluviale Erosion, Bildung von Runsen und Kerbtälern durch Torrenten, Rutschungen	denudative und periodisch starke fluviale Prozesse, intensive Hangspülung ≈ V: f1/f2s2d1 (a)	Winterfeucht: Hartlaubwälder Sommerfeucht: Lorbeerwälder	warm-gemäßigt semihumid bis semiarid JNds >350mm, T _{Jan} <-2°C
11 Spülmuldenlandschaft	<i>Spülmuldenfluren</i> Erhaltung alter Flächensysteme	intensive chemische Verwitterung (Rotlehme), period. intens. Flächenspülung ≈ II: f1s1	teilimmergrüne bis regenrüne lichte Wälder, Savannen	warm-semiarid bis humid JNds > 250 bis ca. 900mm, T _{Jan} >12°C
12 Tropische Tälerlandschaft	<i>Kerbtäler</i> fluviale Erosion (auch unter Wald), sehr starke Massenbewegungen, Hauptflüsse im Flachrelief als Dammuferflüsse	intensivste chemische Verwitterung (Lösungsverwitterung, Rotlehme), intens. Linearerosion, Rutschungen ≈ II: f1d1d3	immergrüne tropische Regenwälder	heiß-humid JNds > 900mm, T _{Jan} >18°C
Diskontinuierlicher (dk) und kontinuierlicher (k) Permafrost	Pingos, Palsen, Tufure, Eiskeile	frostdynamische Prozesse, Thermoerosion ≈ VII: f2d2a / f4d1d2g	----	Diskontinuierlich.: JMT -1 bis -4°C, kontinuierlich: JMT <-4°

Permafrost mit Büldenböden, Palsen, und Thermokarstseen in den Talgründen, auf. Dieses obere Stockwerk mit perennierenden Gewässern und der Bildung von Tschernosemen (Schwarzerden) und dunklen Kastanosemen (dunkle kastanienfarbene Böden) läßt sich von einem unteren Stockwerk der Steppe mit schwacher fluvialer Einschneidungstendenz periodisch-episodischer Gerinne und mit der Entwicklung von Kastanosemen auf lößähnlichen Sedimenten differenzieren.

Weite Bereiche der Trockengebiete Zentral- und Hochasiens werden von den bereits bei v. Richthofen beschriebenen Fußflächen eingenommen (= Fußflächenlandschaften). Diese kegelförmigen Einebnungs- und Aufschüttungsebenen am Fuße der Gebirge sind in den feuchteren Randbereichen Zentralasiens (etwa >150 bis max. 350mm/a) noch aktive Akkumulationsebenen als Resultat großer, meist periodisch aktiver, Schwemmfächer. Die rezenten und schwach überformten vorzeitlichen Fußflächen bilden ausgedehnte Geröllwüsten, in denen das Feinmaterial zumeist ausgeblasen wird. In den trockeneren Regionen (<150mm/a) werden ausgedehnte vorzeitliche Fußflächen (Pedimente) durch intensive fluviale Prozesse episodischer Starkregen zerschnitten. Bei noch geringeren Niederschlägen findet eine Übersandung statt (Umformungstendenz zur Wüstenschluchtenlandschaft bzw. Sandschwemmebene; s.u.).

Die Oberflächen dieser Geröllwüsten stellen selten eine ideale Ebene dar, sondern werden meist durch Senken und Schwellen gegliedert und zeigen häufig eine wellige, hügelige Struktur oder treten am Fuß von Erhebungen als Fußfläche in Erscheinung. Decken aus feinem Kies, Schotter und Granitgeröll sind eine charakteristische Erscheinung der Gobi. Diese durch Ausblasung von Feinmaterial entstandenen Steinpanzer unterbinden eine weitere Denudation der Oberfläche der Gobi, zusammenhängende Sandgebiete und auch höhere und stärker zerschnittene Gebirge sind eher selten. In den Kesseln und Senken sind oftmals Sande, Takyre, Salzpfannen oder dichter Bewuchs von Steppengras zu finden. Es sind zahlreiche Trockentäler, den saharischen Wadis ähnelnd, vorhanden. Die lückenhaften Steppen- und Wüstensteppen sind saisonale Weideareale der nomadischen Bevölkerung, während im chinesischen Territorium die Wasserressourcen der Gebirgsflüsse bereits seit Jahrtausenden die Grundlage für Bewässerungskulturen darstellen. Diese Gobi-Bereiche entsprechen weitgehend den rezenten und vorzeitlichen Fußflächenlandschaften. In den hyperariden Beckenbereichen Zentralasiens lassen sich nach HÖVERMANN (1985) noch drei rein hygrisch determinierte Formungsregionen ableiten: Wüstenschluchten, Sandschwemmebenen und das aerodynamische Relief. In den letzten beiden Formungsregionen sind große Sandwüsten vorherrschend.

2. Klimaregionalisierung

Grundlage einer quantitativ-klimatischen Eingrenzung geomorphologischer Formungs- und Prozeßregionen (FPR) bilden klimatische Flächendaten, für die eine signifikante Steuerung der landschaftsökologischen Elemente resp. Prozesse angenommen wird. Stehen im europäischen Raum eine Fülle von Daten zur Verfügung, die eine weitreichende deterministische Simulation des

Prozeßgeschehens ermöglichen, sind für die Anökumene Zentralasiens (und hier insbesondere für die Hochgebirgsregionen) keine oder nur wenige Daten verfügbar. So liegen die wenigen Klimastationen häufig in bioklimatischen Gunstlagen (z.B. Talniveaus, Oasengürtel), so daß eine Extrapolation *ihrer Beobachtungen* auf die Hochgebirgsregionen nur eingeschränkt möglich ist. Der Mangel an Daten auf der einen und die ungleichmäßige, kaum repräsentative Verteilung der Klimastationen auf der anderen Seite, macht daher Verfahren und Modellansätze notwendig, die über die statistischen Methoden hinausgehend, eine weitgehend deterministische Regionalisierungsstrategie verfolgen.

Eine Generierung von Flächendaten ist damit an Klimamodelle im weiteren Sinne gebunden. Der Begriff Modell, der in den empirischen Wissenschaftsdiziplinen sehr unterschiedlich gebraucht wird – die Vorstellungen reichen hier von der semantischen Abstraktion eines Prozeßgefüges bis zu vollständig physikalisch-deterministischen Zirkulationsmodellen – sollte nach Einschätzung der Arbeitsgruppe dann für die empirischen Wissenschaften zulässig sein, wenn die folgenden Kriterien erfüllt sind:

- Generisches Kriterium: Modelle stellen eine Abstraktion dar, vereinfachen also den im Modell dargestellten Prozeß auf wenige steuernde Faktoren
- Erklärendes Kriterium: Modelle sollten die Realität möglichst kongruent abbilden und damit zum Verständnis von Prozeßabläufen beitragen
- Plausibilitätskriterium: Auch wenn in Modellen durch Einbeziehung weiterer Variablen eine weitgehende Abbildung der Realität erzielt werden kann, sollten die Eingangsgrößen physikalisch plausibel das Prozeßgeschehen erklären
- Übertragbarkeitskriterium: Modelle sollten nicht eine singuläre Lösung zur Darstellung eines Phänomens bieten, sondern müssen – ausgehend von verwandten Fragestellungen, auf beliebige Räume resp. Zeiträume übertragbar sein.

Generalisiert lassen sich die unterschiedlichen Ansätze für die Regionalisierung von Klimadaten oder Generierung von Klimaflächendaten hinsichtlich ihrer Methodologie in *Interpolationsverfahren*, *statistische Modelle*, *semi-empirische (teildeterministische) Modelle* und *deterministisch-physikalische Modelle* differenzieren. Die zitierte Reihenfolge entspricht der Hierarchie dieser Ansätze hinsichtlich ihrer Anforderungen an die notwendigen Eingangsdaten, dem Modell- bzw. Rechenaufwand aber auch dem Informationsgehalt für die klimadiagnostische Analyse.

Interpolationsverfahren: Neben der klassischen Dreiecksinterpolation auf Basis von *Thiessen-Polygonen* (vgl. HORMANN 1979, 1981) wurden in der Klimatologie v.a. geostatistische Punktschätzungsverfahren (Kriging-Interpolation; n-dimensionales bzw. universal Kriging, vgl. STREIT 1981) sowie *Trendflächenmodelle* (Polynome n. Grades, vgl. KRAUSE 1981; THIESSEN 1911) zur Interpolation von Punktdaten eingesetzt, wobei nur die geostatistischen Verfahren eine Schätzfunktion im stochastischen Sinne bieten.

Bei den Interpolationsverfahren werden zumeist nur die elementaren Lagevariablen (Rechtswert, Hochwert) berücksichtigt, so daß eine sinnvolle Anwendung auf ebenes oder nur mäßig reliefiertes Gelände bei möglichst hoher Stationsdichte und einer repräsentativen räumlichen Verteilung der Klimastationen begrenzt bleibt. Ausnahme bildet das *n-dimensionale Kriging* oder *universal Kriging* (eine um eine Punktschätzfunktion erweiterte Ableitung der Tetraederinterpolation), das neben den Lagevariablen auch weitere Größen (z.B. Höhe, Exposition, Horizontüberhöhung) berücksichtigen kann und damit v.a. bei hoher Stationsdichte im reliefierten Gelände als effektive Regionalisierungsstrategie einzusetzen ist, zumal keine abschließenden Fehlermatrix-Korrekturen (s.u.) durchgeführt werden müssen. Das Verfahren kann demnach als komplexe (mehrdimensionale) Interpolation bezeichnet werden.

Statistische Modelle: In Abgrenzung zu den Interpolationsverfahren zielen statistische Modelle auf eine Identifikation und Quantifizierung des Einflusses determinierender Größen der räumlichen Elementvariation. Basierend auf (z.B.) Relief- oder Nutzungsparametern die nach positionsgerechter Attributierung der Punktdaten mit Hilfe kanonischer Korrelationsanalysen als erklärende Einflußvariablen für die räumliche Klimavariation identifiziert sind, werden multiple Regressionen als Transferfunktion für die Regionalisierung ermittelt (HORMANN 1981, 1986; ROST et al. 1996; BÖHNER & SCHRÖDER 1999 u.a.). Die Residuen bilden die Grundlage für die Ermittlung einer Korrekturmatrix, die abschließend den Regionalisierungsergebnissen überlagert wird.

Durch Gruppierung kleinerer Stationskollektive (aus z.B. klimagenetisch homogenen Räumen) mit einer ausreichenden Abdeckung von Variationen der Relief- oder Nutzungsparameter wird nach Bestimmung regionaler Regressionsfunktionen durch Interpolation der Regressionsparameter ein Modellkontinuum erzeugt, das auch regionale Unterschiede in den Gesetzmäßigkeiten der räumlichen Elementvariationen (z.B. Unterschiede in den hypsometrischen Gradienten) berücksichtigen kann (BÖHNER 1996).

Semi-empirische (teildeterministische) Modelle: Abgeleitet aus den *downscaling* Verfahren der Klimafolgenforschung (GYALISTRAS & FISCHLIN 1996), werden bei teildeterministischen Regionalisierungsverfahren Zirkulationsvariablen, die von *Globalen Zirkulations Modellen* (GCM) Simulationen als Reanalysedaten oder als *Numerical Weather Prediction* (NWP) Daten generiert werden, als dynamische Einflußvariablen in die Regionalisierung eingebunden. In Abhängigkeit von der Zirkulationssituation, die beim *circulation-type approach* als diskretisierte Großwetterlage (CLARE et al. 1998) beim *statistical downscaling approach* durch Zirkulationsvariablen (Geopotential, Temperatur, U-, V-Komponente, etc.) eingeht (VON STORCH 1995; MIEHE et al. 2000), werden die numerischen Gesetzmäßigkeiten der räumlichen Klimavariationen unter Berücksichtigung von Relief- und Oberflächenparametrisierungen in Transferfunktionen erfaßt.

Im Unterschied zu den statistischen Modellen repräsentieren die Relief- und Oberflächenparameter keine statischen, für das gesamte Stationskollektiv proportional wirkenden Einflußgrößen, sondern weisen situations- bzw. zirkulationsabhängige raum-/zeitliche Unterschiede mit entsprechend unterschiedlichen

Wirkungen auf. Der Vorteil des Verfahrens liegt in der Möglichkeit einer von elementaren Lagevariablen unabhängigen quasidynamischen Regionalisierung von Klimaparametern bei gleichzeitig relativ geringen Ansprüchen an die räumliche Verteilung und Dichte punktueller Beobachtungen. Allerdings ist dabei vorausgesetzt, daß die Zirkulationsvariablen bereits die großräumigen Trends der zu regionalisierenden Klimavariablen hinreichend abbilden, d.h. Gridauflösungen von T60 ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) oder besser sollten verwendet werden.

Deterministisch-physikalische Modelle: Deterministisch-physikalische Modelle wurden als genestete räumlich hochauflösende *Numerical Weather Prediction* Modelle entwickelt, die, aufgesetzt auf großskaligen GCM Daten, für die kurz- bis mittelfristige Wettervorhersage eingesetzt werden. Da die genesteten Modelle alle primitiven thermodynamischen Bewegungsgrundgleichungen unter CFL-Kriterium rechnen, ist der Begriff „very high resolving“ (z.B. das ARPS/EDM des FLEMISH INSTITUTE FOR TECHNOLOGICAL RESEARCH - VLAAMSE INSTELLING VOOR TECHNOLOGISCH ONDERZOEK - VITO) nur bei kurzen Modellläufen (1 Tag bis eine Woche) und sehr eng begrenzten Arealen (bis 100 x 100 km) gerechtfertigt. Die räumlichen Auflösungen liegen sonst bei ca. 5 x 5 km (POS) bis 55 x 55 km (MATCH, genestet in HIRLAM).

Angesichts der eingangs benannten Notwendigkeit einer möglichst maßstabsunabhängigen und zeitlich dynamischen Regionalisierung von Klimakenngrößen wurde der semi-empirische Modellansatz gewählt. Trotz sehr unterschiedlicher elementspezifischer Anforderungen an die notwendigen Oberflächen- und Relief-Parametrisierungen ist dieser Ansatz durch die, bei allen Klimatelementen einheitliche Kombination statischer (Relief) sowie dynamischer Einflußvariablen (Zirkulationsdaten) konsistent, liefert also keine Sonderlösungen. Neben dem Vorteil einer relativ flexiblen Einbindung verbesserter oder räumlich höher auflösender Relief- und Nutzungs- bzw. Oberflächendaten können auch Zirkulationsdaten zur Simulation globaler Klimaveränderungen oder mittelfristiger Klimavorhersagen in eine Klimaregionalisierung einfließen, so daß potentiell zukünftige Veränderungen oder mittelfristige Prognosen über die Intensität klimatisch determinierter Prozesse (z.B. Erosionsereignisse) möglich sind.

Zur Generierung der Flächendaten wurde eine Kombination komplexer Relief- und Zirkulationsparametrisierungen gewählt, so daß in diesem Kapitel auch die verwendeten Verfahren der Reliefanalyse benannt sind. Im einzelnen basiert das Modellkonzept auf digitalen Geländedaten (DGM bis 1km Auflösungen), Zirkulationsdaten (Geopotential und Temperaturen der 200, 500, 700 und 850, 925 und 1000 hPa-Fläche u.a.) sowie Klimazeitreihen (Monatsreihen) diverser Klimastationen (Bezugsperiode 1951-2000). Ergänzt werden die Stationsbeobachtungen durch Angaben zur Mittelwertsklimatologie aus der Literatur.

In Anlehnung an den sogenannten *statistical downscaling approach* der Klimafolgenforschung werden zunächst troposphärische Zustandsprofile aus den reanalysierten NCEP-CDAS Zirkulationsdaten (Monatsdaten) von 6 diskreten Troposphären Layern (1000hPa, 925hPa, 850hPa, 700hPa, 500hPa und 200hPa Topographie) abgeleitet, wobei sich für verschiedenste Troposphärenkenngrößen Polynome

zweiten (in der unten angegebenen Form) und dritten Grades als geeignetste Approximation erwiesen haben. Mit Hilfe der Konstante a und den Koeffizienten b, c und d werden die vertikalen Zustandsänderungen y selbst bei Inversionen im unteren Troposphärenniveau hinreichend erfaßt, so daß für jede Stationsposition die Troposphärentemperaturen, die Feuchte (relative Feuchte und Wasserdampfdruck) und der Luftdruck als Funktion der Meereshöhe z angenähert werden können.

$$a = \frac{\sum y_i - b \sum x_i - c \sum z_i}{n}$$

$$b = \frac{\left(\frac{\sum z_i \sum z_i^4}{\sum z_i^2} - \sum z_i^3 \right) \left(\frac{\sum z_i^2 \sum y_i}{n} - \sum z_i^2 y_i \right) - \left(\frac{\sum z_i \sum z_i^2 y}{\sum z_i^2} - \sum z_i y_i \right) \left(\frac{(\sum z_i^2)^2}{n} - \sum z_i^4 \right)}{\left(\frac{\sum z_i \sum z_i^4}{\sum z_i^2} - \sum z_i^3 \right) \left(\frac{\sum z_i^2 \sum y_i}{n} - \sum z_i^3 \right) - \left(\frac{\sum z_i \sum z_i^3}{\sum x_i} - \sum z_i^2 \right) \left(\frac{(\sum z_i^2)^2}{n} - \sum z_i^4 \right)}$$

$$c = \frac{\left(\frac{(\sum z_i^2)^2}{\sum z_i^2} - \sum z_i^2 \right) \left(\frac{\sum z_i \sum y_i}{n} - \sum z_i y_i \right) - \left(\frac{\sum z_i^2 \sum z_i y_i}{\sum z} - \sum z_i^2 y_i \right) \left(\frac{(\sum z)^2}{n} - \sum z^2 \right)}{\left(\frac{(\sum z_i^2)^2}{\sum z_i^2} - \sum z_i^2 \right) \left(\frac{\sum z_i \sum z_i^2}{n} - \sum z_i^3 \right) - \left(\frac{\sum z_i^2 \sum z_i^3}{\sum z} - \sum z_i^4 \right) \left(\frac{(\sum z)^2}{n} - \sum z^2 \right)}$$

Neben abgeleiteten Größen (äquivalente Temperatur, Virtuelltemperatur, geostrophisch-zyklostrophische Windgeschwindigkeit, Windrichtung) gehen weitere GCM-generierte Klimaparameter (u.a. Bedeckungsgrad, Gesamtniederschlagsrate, konvektive Niederschlagsrate, Temperatur der bodennahen Luftschicht, Oberflächentemperatur) als dynamische Einflußvariablen in die Regionalisierung ein. Kombiniert mit geeigneten Reliefparametrisierungen werden für die Stationsbeobachtungen (Monatsdaten und langjährige Mittelwerte der aktuellen Normalperiode 1961-1990) elementspezifische Transferfunktionen ermittelt, die die Gesetzmäßigkeiten der räumlichen Elementvariationen erfassen. Da die Anforderungen einzelner Klimaelemente an die notwendigen Parametrisierungen der Reliefeinflüsse sehr unterschiedlich sind, sollen im Folgenden nach Klimaelementen differenziert, auch die Verfahren zur Reliefparametrisierung benannt werden. In den Abbildungen 10 bis 14 sind ausgewählte Regionalisierungsergebnisse in einer räumlichen Auflösung von 1000 x 1000m dargestellt. Soweit nicht anders beschrieben, wurden alle dargestellten Oberflächen einer Residual-Korrektur unterzogen, d.h. aus den residualen Abweichungen der Beobachtungen wurde via Kriging-Interpolation ein Korrekturmatrix generiert, die den Modellergebnissen überlagert wurde.

Strahlung: Eine Prognose der kurzwelligen Bestrahlungsstärke am Grunde der Atmosphäre ist zunächst an eine Bewertung der *atmosphärischen Extinktionsprozesse* (diffuse Reflektion, selektive Absorbtion) gebunden. Da die Schwächung der direkten Solarstrahlung beim Durchgang durch die Atmosphäre bei Annahme eines unbedeckten Himmels sowie eines geometrisch konstanten Mischungsverhältnisses

ausschließlich von der Masse der durchstrahlten "homogenen" Atmosphäre abhängt, werden nach dem Prinzip der Atmosphären-Massen-Parametrisierung die Transmissionsraten der direkten Solarstrahlung unter Berücksichtigung der barometrischen Bedingungen (Luftdruck im Höhengniveau der untersuchten Flächeneinheit und im Meeresniveau) und der optischen Dichte der Atmosphäre (substituiert durch eine Funktion des Dampfdrucks) in einer Exponentialfunktion erfaßt. Nach Multiplikation des Transmissionskoeffizienten mit der Solarkonstanten wird das direkte Strahlungsglied in Abhängigkeit der Sonnenhöhe sowie des atmosphärischen Zustandes für jede Rasterzelle prognostiziert. Der diffuse Strahlungsgenuß der Horizontebene kann unter Berücksichtigung bekannter Gesetzmäßigkeiten im Verhältnis von direkter zu diffuser Strahlung als empirische Funktion der Sonnenhöhe, der direkten Solarstrahlung, des Wasserdampfdrucks und des Luftdrucks (im Meeresniveau und in der Höhe der untersuchten Flächeneinheit) angenähert werden.

Für die Berechnung des *potentiellen kurzwelligen topographischen Strahlungsgenusses* (definiert als kurzwelliger Strahlungsgenuß einer geneigten Fläche bei unbedecktem Himmel), der in Abbildung 10 dargestellt ist, muß im weiteren Verfahren zunächst überprüft werden, ob die Rasterzelle zum untersuchten Zeitpunkt von einem orographischen Horizont abgeschattet ist. Um Phasen der Horizontüberschattung im Tagesgang zu bestimmen, wird mit Hilfe des DGM der Horizont jeder Rasterzelle in Azimutrichtung als Arcustangens-Funktion des Quotienten aus Horizontal- und Vertikaldistanz bestimmt, wobei der orographische Horizont einer Rasterzelle durch die in Azimutrichtung liegende Rasterzelle festgelegt ist, in der die Winkelfunktion ein Maximum annimmt. Unter der Voraussetzung, daß zum untersuchten Zeitpunkt die Rasterzelle nicht beschattet ist, ergibt sich der *potentielle direkte topographische Strahlungsgenuß* aus dem Cosinus der Winkeldistanz von Sonneninklination und Normalenvektor der Rasterzelle. Der *potentielle diffuse topographische Strahlungsgenuß* reduziert sich gegenüber der Energieeinnahme der Horizontebene mit dem Cosinus der Hangneigung, also proportional zur Reduktion der diffus strahlenden Himmelsfläche. Auf der Horizontebene addieren sich beide Strahlungsglieder zur *potentiellen Global-strahlung*, auf einer geneigten Fläche zum *potentiellen kurzwelligen topographischen Strahlungsgenuß*.

Da der im SADO implementierte Sonnenbahn-Algorithmus den Azimutwinkel und die Sonnenhöhe unter Berücksichtigung einer Refraktionskorrektur (für Weltzeit oder wahre Ortszeit) von Sonnenauf- bis Sonnenuntergang im Minutentakt angeben kann und eine vollständige Integration für die Berechnung von Monats- oder Jahresmittelwerten folglich sehr Rechenzeit-intensiv ist, wurden für die Berechnung des Jahresmittels des topographischen Strahlungsgenusses nur die zwölf, die Monatsmittel am besten repräsentierenden Tagessummen mit einer Integrationsfrequenz von 60 Minuten bestimmt.

Ein zentrales Problem bei der Prognose der kurzwelligen Strahlung stellen die Bewölkungsverhältnisse dar, da neben der Bewölkungsfrequenz bereits der Bewölkungszustand (optische Dichte, vertikale Mächtigkeit, Untergrenze, Art der Bewölkung) v.a. das direkte Strahlungsglied beeinflussen. Neben einer an der Ångström-Formel (DEACON 1969) angelehnten empirischen Gleichung, die, abgeleitet aus globalen Stationsbeobachtungen, die Reduktion der direkten Solarstrahlung als Funktion der maximalen

Sonnenhöhe sowie des Verhältnisses von tatsächlicher zur solaren Sonnenscheindauer abschätzt, – bei Monatswerten liefert dieser Ansatz sehr gute Ergebnisse, ist allerdings an nur für einige Klimastationen verfügbare Beobachtungen der täglichen Sonnenscheindauer gebunden – kann eine Anpassung der direkten Solarstrahlung auch vereinfacht auf Basis von Bedeckungsgraden erfolgen. Dieser Ansatz nach dem bereits bei BUDYKO (1958) beschriebenen Verfahren wurde bei der Strahlungsregionalisierung verwendet.

Temperatur: Da die raum-zeitlichen Temperaturvariationen zu einem wesentlichen Teil troposphärisch determiniert sind, konnten durch die Generierung geometrischer Temperaturprofile bereits Bestimmtheitsmaße über 90% erzielt werden. Die residualen Abweichungen weisen eine charakteristische raumzeitliche Vorzeichenverteilung mit maximalen Abweichungsbeträgen in den autochthonen Klimaregionen, insbesondere den zentralasiatischen Beckenlagen mit positiven Abweichungen in den Sommer- und negativen Residuen in den Wintermonaten auf. Für die Erfassung dieser Abhängigkeiten wurden Horizontwinkelfunktionen bestimmt, die den Grad der Abschirmung einer Reliefposition als invers Distanz gewichtete Horizontwinkel gegenüber dem Umgebungsrelief für 12 diskrete Richtungssektoren erfassen. Die Abschattungsindizes nehmen in Tal- und Beckenlagen ein Maximum an, so daß saisonal und räumlich differenziert die für die topographische Temperaturdifferenzierung relevante Prozesse des Kaltluftabflusses sowie der relativen Überwärmung von "warmen" Hang- und Tal- bzw. Beckenlagen parametrisiert werden. Exemplarisch ist in Abbildung 11 die Temperaturverteilung (Jahresmittel) dargestellt.

Potentielle Evapotranspiration/Wasserbilanz: Da die in Teil III.1 diskutierten klimatisch determinierten Formungs- und Prozeßregionen, insbesondere der Glazialraum aber auch die Vegetationsformationen sowohl thermisch, als auch hygrisch determiniert sind, lag eine wesentliche Zielsetzung des Projektes in der zeitlich flexiblen Flächenprognose der potentiellen Evapotranspirationsraten. Für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration aus meteorologischen Meßgrößen werden in der Literatur zahlreiche Verfahren diskutiert. Eine umfassende Übersicht ist SCHÖDTER (1985) zu entnehmen. Allerdings lassen sich die dort aufgeführten Verfahren in Zentral- und Hochasien kaum anwenden da, 1. angesichts der sehr defizitären Datenlage nur von einzelnen Klimastationen die notwendigen Eingangsvariablen veröffentlicht sind und 2. die Verdunstungsgeschwindigkeit als Funktion der Atmosphärenmasse – die Verdunstungsgeschwindigkeit nimmt mit der Höhe exponentiell zu - in keinem Verfahren angemessen parametrisiert wird. Angesichts dieser Probleme wurde für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration die Wangsche Hyperbel – eine von Wang und von Wissmann beschriebene Methode zur Erfassung temperaturabhängiger Trockengrenzbedingungen (vgl. WANG 1941; JÄTZOLD 1962:103), die für das Niederschlags/Temperaturverhältnis eine Hyperbelfunktion annimmt – auf Basis der nach Pennmann bestimmten Verdunstungszeitreihen von 64 Klimastationen der VR-China neu kalibriert. Im Hinblick auf die im Projekt verfolgte allgemeine Zielsetzung einer zeitlich flexiblen und physikalisch plausiblen Flächenprognose auf Basis von GCM-generierten Daten, wurde die in der Wangschen Hyperbel

angenommene empirische Konstante (k) als Funktion der direkt aus den Troposphärenprofilen abgeleiteten Sättigungsdefizite (d), Druckgradienten (g) sowie den regionalisierten Strahlungs- (q) und Temperaturwerten (t) angepaßt. Die Bestimmung der Evapotranspirationsrate (ET) in der Form

$$ET = \frac{5}{6} \cdot (t + 7) + \sqrt{\left(\frac{5}{6} \cdot (t + 7)\right)^2 + k} \quad \text{mit } k = f(d, g, q, t)$$

berücksichtigt, damit alle physikalisch relevanten Größen, die das maximal mögliche Transferpotential der bodennahen Luftschicht bestimmen. Da der Sättigungsdampfdruck direkt als Funktion der regionalisierten Temperaturen abgeleitet wird, reduziert sich die Flächenprognose des Sättigungsdefizits auf eine Regionalisierung des tatsächlichen Wasserdampfdrucks. Aufgrund des in der Troposphäre relativ konservativ mit der Höhe variierenden Sättigungsdefizits, das sich wiederum aus der temperatur-determinierten hypsometrischen Differenzierung des Sättigungsdampfdrucks ergibt, wurden dabei, wie schon bei den Temperaturen, auch die räumlichen Variationen des Wasserdampfdrucks durch Zirkulationsvariablen angenähert (vgl. Abb. 12).

Niederschlag: Aufgrund der starken topoklimatischen Differenzierung stellt das Klimatelement Niederschlag bei der Regionalisierung besondere Anforderungen an die Reliefanalyse. So müssen für die Erfassung der räumlichen Niederschlagsverteilung nicht nur die Abhängigkeiten von der Geländehöhe, sondern insbesondere die relativen Reliefpositionen hinsichtlich des Einflusses einer möglichen Luv- oder Lee-Lagensituation parametrisiert werden. Als tragfähiges Verfahren hat sich ein Ansatz erwiesen, der, basierend auf den Zirkulationsdaten, zunächst Strömungsrichtungen und Druckgradienten für jede Rasterzelle ableitet, um ausgehend von diesen Richtungs- und Gradientenvektoren die Luv- bzw. Leesituation als iterativ angepaßte Tangens-Funktion der Horisonthöhen zu ermitteln. Um auszuschließen, daß nicht die für die räumliche Niederschlagsverteilung irrelevanten, orographischen Horizonte den Grad der Abschattungssituation bestimmen, wird die in die Horisontwinkelfunktion eingehende Horisontaldistanz für Luv- und Lee-Richtung getrennt potenziert (Potenzen < 1). Die Manipulation führt damit zu einer stärkeren Bewertung von Bereichen erhöhter Reliefenergie, während Abschattungseffekte in Flachbereichen unterdrückt bleiben. Die Abschattung wurde in 10°-Schritten bestimmt und dann über 12 diskrete 30°-Richtungssektoren nach Luv- und Leesituation getrennt aggregiert. Als ergänzender Einflußparameter ist in den Flächenfunktionen die Gesamtabschattung berücksichtigt.

3. Ableitung quantitativ klimatischer Transferfunktionen

Die quantitative Ableitung des Paläoklimas aus indirekten Klimazeugen ist an eine aktualistische Eingrenzung und Quantifizierung ihrer determinierenden Klimafaktoren und klimatischen Schwellenwerte gebunden. Das aktualistische Prinzip impliziert eine Auswahl jener Landschaftselemente und morphoklimatischen Formungsregionen, die unter den aktuellen Klimaverhältnissen persistieren oder gebildet werden, da die relativ junge Epoche direkter Klimabeobachtungen bezogen auf den gesamten

Zentral- und Hochasiatischen Raum nur eine Regionalisierung der raum-/zeitlichen Klimavariationen der Periode seit 1951 zulässt.

Besonders deutlich wird der Zusammenhang zwischen Klima, geomorphologischer Prozessebene und Oberflächenprägung im Glazialraum mit seinem von der Petrovarianz weitgehend unbeeinflussten und über alle Großklimata der Erde vergleichbaren Formeninventar. Die daraus resultierenden Möglichkeiten einer paläoklimatischen Indikation auf Basis eines als vorzeitlich diagnostizierten glazigenen Formeninventars haben insbesondere bei der Gletscherschneegrenze zu verschiedensten Forschungsanstrengungen bei der Parametrisierung ihrer determinierenden Klimafaktoren geführt. Darstellungen zur Analyse vorzeitlicher Klimaschwankungen auf Grundlage von Korrelationen verschiedener Moränenkomplexe in einem Gebirgsraum mit Hilfe des Vergleiches der Höhenlagen der entsprechenden Schneegrenzen sind u.a. GROSS, KERSCHNER & PATZELT (1978), FURRER (1991), RÖTHLISBERGER (1986), HAEBERLI (1991), PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) zu entnehmen. Aufgrund der hohen Reaktivität der glazialen Dynamik, die in Zeitskalen von 10^{-1} bis 10^{-3} Jahren auf Klimaveränderungen reagiert, stellen die über Eisrandlagen nach stratigraphischen und morphochronologischen Methoden zeitgleich einzuordnenden Gletschervorstöße nach wie vor die geläufigste und weltweit verbreiteste Basis für die Rekonstruktion von Klimafluktuationen dar. Als Kernproblem aller Betrachtungen rezenter und vorzeitlicher Schneegrenzen und daraus abgeleiteten Schneegrenzdepressionen sind allerdings die Schneegrenzbestimmungsmethoden und ihre Ungenauigkeiten anzusehen. Ausführliche Diskussion der Schneegrenzproblematik s. BENN & LEHMKUHL (2000), HEUBERGER (1980), KERSCHER (1986, 1990), LEHMKUHL et al. (1992), LEHMKUHL (1995).

Für einen ersten großräumigen Vergleich wurde der Methode von LOUIS (1955) das arithmetische Mittel des höchsten Gipfels und der Höhenlage der zugehörigen Eisrandlage auf Basis der in II.4 diskutierten Daten errechnet. Zusätzlich wurden diese Angaben durch Karniveaus als Indikatoren für ein Mindestniveau der Schneegrenze gestützt. Das Verfahren nach LOUIS (1955) ist zwar im Vergleich zur glaziologisch abgesicherten Flächenteilungsmethode von GROSS et al. (1978) durch deren die systematische Unterschätzung relativ ungenau, ermöglicht aber eine erste Erfassung der determinierenden Klimafaktoren sowie die Ableitung eines multivariaten statistischen Schneegrenzmodells. In Anlehnung an die bei GROSS et al. (1978) vorgeschlagene Flächenteilungsmethode zur Ermittlung der Schneegrenze, wonach sich die Fläche des Akkumulationsgebietes zu der des Ablationsgebietes wie 2 : 1 verhält, wurde zusätzlich ein teil-deterministisches Gletschermodell entwickelt, das die wichtigsten klimatologischen Einzugsgebietsparameter der Gletscher (bzw. der Eisrandlagen) ausgewählter Gebirgsgruppen berücksichtigt. Wie auch im Schneegrenzmodell, wurden im Hinblick auf die paläoklimatische Indikation als Determinanten die Klimaparameter Niederschlag, potentielle Evapotranspiration, klimatologische Wasserbilanz, Jahresmitteltemperaturen, topographischer Strahlungsgenuss und Jahrestemperaturamplitude berücksichtigt.

Mit den in Kapitel III.2 diskutierten Verfahren zur Regionalisierung klimatischer Basisdaten sowie den

Methoden zur Reliefparametrisierung stehen sowohl dynamische, den Klimakomplex abbildende Variablen als auch statische, die Reliefdifferenzierung abbildende Variablen zur Verfügung, die kombiniert in den rasterbasierten Schneegrenz- und Gletschermodellen eine direkte auf GCM- und Relief Daten basierte Regionalisierung von Schneegrenzverläufen und Eisausdehnung ermöglichen. Durch die Verknüpfung einer GCM-basierten Klimaregionalisierung mit Reliefparametrisierungen können damit, direkt auf Basis von GCM-Paläoexperimenten, Proxidaten künstlich erzeugt und mit den Ergebnissen aus Geländebefunden verglichen werden.

Da vergleichbare Formenelemente der Landschaft durch Konvergenzen in Genese und Ausprägung auch bei unterschiedlichen Klimabedingungen auftreten können und eine verlässliche paläoklimatische Indikation nur aus synthetischen Betrachtungen verschiedener Proxidaten gewonnen werden kann, wurden neben den Schneegrenzen und Gletscherflächen auch Permafrostindikatoren sowie Waldobergrenzen und Walduntergrenzen als weitere Paläoindikatoren nach dem Prinzip des Aktualismus geeicht.

Die periglazialen Formen und Prozesse wie Solifluktion, Kryoturbation, Frostkeile, Pingos und Palsen sind in ihrem Auftreten und in ihrer Verbreitung in erster Linie thermisch gesteuert und unterliegen in ihrer Gesamtheit auch nicht den direkten anthropogenen Veränderungen. Sie geben u.a. Hinweise auf rezente oder vorzeitlichen diskontinuierlichen Permafrost. Die rezente periglaziale Höhenstufe konnte durch Geländebefunde in einzelnen Gebirgsstöcken auf 100 Höhenmeter genau bestimmt werden. Die vorzeitlichen Periglazialerscheinungen wurden anhand der eigenen Geländebefunde und der Literatur nach Typus mit Höhenangabe und geogr. Koordinaten erfaßt.

Während die Ergebnisse statistischer Analysen für die Verbreitung des kontinuierlichen und diskontinuierlichen Permafrostes gesicherte thermische Grenzwertfunktionen ergaben, die sowohl punktuelle Geländebefunde als auch flächenhafte Kartierungen der Permafrostverbreitung korrekt erfassen resp. im Modell wiedergeben, erwies sich eine klimatische Eingrenzung von Waldgrenzen, bedingt durch die starke anthropogene Beeinflussung (Rodung, Beweidung) der Waldverbreitung als problematisch. Dennoch konnten auf Basis von natürlichen Waldarealen und Refugien sowohl thermische als auch hygri-sche Determinanten zur Erfassung der potentiellen Waldverbreitung ermittelt werden. Während die Waldobergrenzen allgemein eine Kältengrenze für den Baumwuchs darstellen, wird die untere Waldgrenze in den Zentralasiatischen Trockenräumen außerhalb der Talböden von den hygri-schen Bedingungen bestimmt. Geländebefunde bestätigen, daß die rein Nord exponierten Wälder im Altai und Khangai nur durch *Larix sibirica* vertreten werden, die v.a. auf Permafroststandorten mit geringen Jahresniederschlägen z.T. unter 200 mm bei Strahlungssummen unter 1500 J/cm²d auskommen. Als möglicher Erklärungsansatz für die stark expositionelle resp. Strahlungsabhängige Differenzierung der Waldverbreitung in den semiariden Bereichen ist ein geringeres Gefriertrockniss-Risiko durch die auf Nordexpositionen verkürzte Vegetationsperiode denkbar.

Die unter III.1 diskutierten zumeist deutlich hygrisch determinierten Formungs- und Prozeßregionen der hyperariden bis ariden Klimate (Aerodynamische Landschaft, Sandschwemmebenenlandschaft, Wüstenschluchtenlandschaft, Steppenschluchtenlandschaft) sowie die randtropisch/subtropischen Talerlandschaften der semihumiden bis perhumiden Klimate (Torentalerlandschaft, Spülmuldenlandschaft, Tropische Tälerlandschaft), sind für die paläoklimatische Indikation aufgrund ihrer geringeren Sensitivität gegenüber transienten Klimaschwankungen nur eingeschränkt operationalisierbar. Die ergänzende Einbindung in die paläoökologische Regionalisierung und Rekonstruktion erweitert aber die Möglichkeiten einer Überprüfung der paläoökologischen Konsistenz spatquartarer Klimarekonstruktionen.

Die Ergebnisse der quantitativ klimatischen Eingrenzung und Regionalisierung der rezenten Formungs- und Prozeßregionen sind in Abbildung 15 dargestellt. Für die Validierung des Gletscher und Schneegrenzmodells wurde bei den Glaziallandschaften zwischen Flächen über der klimatischen Schneegrenze und vergletscherten Flächen unterschieden. Mit Ausnahme einer tendenziellen Überzeichnung der vergletscherten Flächen in Teilen der westlichen Gebirgsräume, insbesondere im westlichen Hindukusch/Pamirkomplex sowie einer Unterschätzung der Vergletscherung in Teilen der Meridionalen Stromfurchen sind die rezenten Gletscherflachen des Untersuchungsgebietes von den Modellen korrekt erfaßt. Bei den Auentalerlandschaften wurden potentiell bewaldete Flächen über Permafrost separiert dargestellt.

IV Paläoklimatische Rekonstruktion und Prognose potentiell zukünftiger landschaftsökologischer Veränderungen

Vor der Analyse einer potentiell-zukünftigen Verlagerung der landschaftsökologischen Formungs- und Prozeßregionen stand die Rekonstruktion der Formungs- und Prozeßregionen zum Zeitpunkt des letztglazialen Maximums (LGM), wobei der Begriff LGM im Folgenden allerdings nicht auf den klassischen Zeitraum 21-18ka (OIS II – Oxigene Isotope Stage II) eingegrenzt wird, sondern den Zeitpunkt maximaler Eisausdehnung bezeichnet. Die vorzeitlichen Formungs- und Prozeßregionen wurden aus verschiedenen Proxidaten (u.a. Geländebefunde, Literatur, Satellitenbilder) rekonstruiert und sowohl mit eigenen Daten (Abb. 20) als auch mit den ECHAM-Daten (Abb. 21) modelliert.

1. Paläoklimatische Indikation und Rekonstruktion landschaftsökologischer Grenzen

Als LGM oder letztglaziales Maximum wird hier der Zeitraum zwischen 32 und 24 ka angenommen. Zu den Kaltehohepunkten der letzten Kaltzeit (OIS 2 und 4) dominierten in den Hochlagen der Gebirge und auf dem Tibetischen Plateau glaziale, nivale und periglaziale Prozesse während in den niedrigeren Höhenstufen und Beckenlandschaften der Mongolei und Tibets Fuflachenbildung (Pedimentation) vorherrschte. Insbesondere die weitflächige Akkumulation von Fußflächen am Gebirgsrand und in den

intramontanen Becken und Senken ist formenbestimmend. Das Relief im Gebirge scheint stellenweise förmlich im Schutt zu "ertrinken". Die Gletscher in Zentralasien hatten nach dem derzeitigen Forschungsstand während der beiden Kältemaxima (OIS 2 und 4) ihre größte Ausdehnung mit einer vergleichbaren räumlichen Ausdehnung. Lediglich für den Südwestrand Tibets (Karakorum und westlicher Himalaya) wird jüngst ein Gletschermaximum im OIS 3 angenommen (OWEN et al. [Hrsg.] 2001). Hier könnte möglicherweise die höhere Feuchtigkeit, die auch für die Ausdehnung der Seen in Hochtibet und Zentralasien verantwortlich ist, ursächlich für einen Gletschervorstoß sein. Die feuchteren Klimaphasen, die auch durch höhere Seespiegelstände belegt sind, zeigen jedoch in den zentralen Bereichen zum derzeitigen Forschungsstand ein Alternieren mit den Gletschervorstößen (vgl. Abb. 16). Der hier erfasste Zeitraum entspricht der feuchteren Phase des Eisaufbaues, also dem Anaglazial sensu HÖVERMANN & SÜSSENBERGER (1985, 32-24 ka). Die folgendere aridere Phase wird als Kataglazial bezeichnet (vgl. LEHMKUHL & HASELEIN, 2000, LEHMKUHL & LANG, 2001).

Nach dieser Akkumulationsphase von größtenteils kantengerundetem Schutt und einer nachfolgenden arideren Phase mit Sandverlagerungen wurden im Spätglazial in den mittleren Höhenlagen die lößähnlichen Sedimente abgelagert. Während für die Entstehung der Pedimente bei einer kaltzeitlichen Temperaturdepression von mutmaßlich 5-7°C insgesamt höhere Niederschläge angenommen werden müssen (nach dem Prinzip des Aktualismus zwischen 150-350mm), können für die Phase der Lößakkumulation höhere Temperaturen abgeleitet werden. Hier muß eine Steppenvegetation die Schluff- und Feinsandfraktion an den Hängen festgehalten haben. Im Gegensatz dazu findet unter den heutigen Klimabedingungen zwischen 1000 und 2200m zumeist eine Ausblasung und schwache Zerschneidung dieser Decksedimente statt. Hierfür wird eine Formungsregion der Steppenlandschaften abgeleitet. Die intensivere Einschneidung in Trockentälern unterhalb etwa 1200m wird auf die episodischen Starkregenereignisse in diesen Halbwüsten- und Wüstenregionen mit geringer Vegetationsbedeckung bei jährlichen Niederschlägen unter 150mm der Formungsregion der Wüstenschluchten zugeordnet (Kapitel 3.1; LEHMKUHL 1997).

Die flächenhafte Ausdehnung des letztglazialen Gletscherhöchststandes läßt sich anhand der Satellitenbilder und Karten flächenhaft erfassen (vgl. Abb. 17). Da damit wesentliche Anteile der Paläoklimatischen Indikationen auf Schneegrenzdepressionen basieren soll, betont werden, daß die im Folgenden skizzierten Rekonstruktionen der spätquartären klimatischen Verhältnisse die Phase des Eisaufbaus erfassen.

Zusammenfassend lassen sich in Zentralasien mehrere jungquartäre, durch Gletschervorstöße mit entsprechenden Schneegrenzverhältnissen geprägte Phasen feststellen. Infolge des Sedimentabtrages durch die weiterreichenden jüngeren Gletschervorstöße, bilden die dazwischen liegenden Zeiträume mit geringeren Vergletscherungen Informationslücken. Es kann eine historische, subrezente Vereisungseinheit, die sich aus Luftbildern und dem Vergleich unterschiedlich alter Karten erschließen läßt, von einer älteren Vereisungseinheit mit frühholozänen und pleistozänen Eisrandlagen unterschieden werden (Tabelle 2).

Die meist nur reliktsch vorhandenen mittelpleistozänen Moränen und die nicht überall vorhandenen spätglazialen und frühholozänen Eisrandlagen sind nur mit intensiver Geländearbeit zu erschließen, und auch die Literaturhinweise sind so selten, daß zum derzeitigen Zeitpunkt eine flächendeckende Analyse nicht möglich ist. Demgegenüber sind die letztglazialen Eisrandlagen weitgehend eindeutig im Gelände und im Luftbild zu diagnostizieren. Einige größere Eisrandlagen lassen sich schon durch ihre spezifische wellige Oberfläche mit Toteislöchern und kleinen Seen in den topographischen Karten erkennen.

Tab. 2: Chrono- und morphostratigraphische Einordnung von Eisrandlagen, Terrassen und Schwemmschutfächergenerationen in Zentralasien

Eis- rand- lage	Terrasse	Schwem- schutt- fächer- generation	Zeitliche Einordnung der Gletschervorstöße	Sibirische Nomenklatur	Alpine Nomenklatur	Geomorphologische Erscheinungsform der Moränen
M _{LIA}	T ₀	A ₀	16.–Mitte 19. Jhdt..		Little Ice Age	Frisches Material ohne Decksediment und Bodenbildung
M _H	T ₀	A ₀	3-5 ka BP		Neoglazial	Äolisches Decksediment und Bodenbildung
M ₀	T ₀	A ₀	10-15 ka BP		Spätglazial	Äolisches Decksediment und Bodenbildung
M _{1a}	T _{1k} / T _{1a}	A _{1k} / A _{1a}	15 / 20-32 ka BP	Sartan	Spätwürm	Äolisches Decksediment und Bodenbildung
M _{1b}	T _{1b}	A _{1b}	50-70 ka BP	Früh-Zyrianka	Frühwürm	Äolisches Decksediment und denudative Überarbeitung
M ₂	T ₂	A _{2,3}	> 132 ka BP	Taz, Somarova	Riss	Intensiv verwittert und abgetragen, nur reliktsch erhalten
M _{3,4}	T _{3,4}			Shaitan	Mittel- bis Altpleistozän	Einwandfreie glazigene Sedimente zu selten beobachten

Die Absenkung der pleistozänen Schneegrenze weist in den Randbereichen Zentralasiens >1000 Höhenmeter auf (vgl. Abb. 8 und 9). Im Zentrum des Untersuchungsgebietes, d.h. sowohl in der Westmongolei (Mongolischer Altai, s. Abb. 17) als auch im zentralen Bereich des Tibetischen Hochlandes hingegen sind die Schneegrenzabsenkungen verhältnismäßig gering und erreichen lediglich Werte zwischen 300 und 600 Höhenmeter.

2. Rekonstruktion und Regionalisierung der spätquartären klimatischen Bedingungen

Die Regionalisierung der spätquartären thermischen und hygrischen Bedingungen erfolgte in einem iterativen Verfahren, das die Mehrheit der Indikationen aus landschaftskundlicher und klimatischer Sicht für den Zeitpunkt des LGM plausibel zusammenfaßt. Ausgehend von der Prämisse, daß die Maximale Eisausdehnung im gesamten Zentralasiatischen Gebirgsraum weitgehend zeitgleich erfolgte, ist die Frage nach der zeitlichen Eingrenzung des LGM im Hinblick auf die hier diskutierte Regionalisierung des hochglazialen Effektivklimas von untergeordneter Bedeutung, zumal Maximalstadien, die auf das OIS IV

zu datieren sind, räumlich relativ nah am OIS II liegen. Die Ergebnisse umfassen eine monatlich differenzierte Regionalisierung der Temperatur und Niederschlagsverteilung sowie der potentiellen Evapotranspirationsraten in einer räumlichen Auflösung von 1 x 1 km Rasterweite. Exemplarisch sind in den Abbildungen 18 bis 20 die Ergebnisse der Rekonstruktionen für die Jahresmitteltemperaturen, den Jahresniederschlag sowie die assoziierte Verbreitung der letztglazialen Formungs- und Prozeßregionen dargestellt.

Danach muß für das LGM eine Temperaturdepression von durchschnittlich ca. 6.1 K (Gebietsmittel) bei einer relativ geringen räumlichen Differenzierung angenommen werden. Deutlicher dagegen die räumliche Differenzierung bei saisonal separierter Betrachtung. Bei einer im Gebietsmittel geringeren Temperaturdepression im Winter und einer von Norden nach Süden zunehmenden Magnitude, wurden die absolut geringsten Temperaturdepressionen von 1.0 K für die hochkontinentalen, autochthonen Klimaregionen der Zentralasiatischen Beckenbereiche kalkuliert. Die negativen winterlichen Temperaturanomalien in diesen Räumen die, induziert durch autochthon gebildete Kaltluftseen und Kaltluftdome, bereits rezent mit Januartemperaturen von unter -25°C gekennzeichnet sind, dürften bei Annahme eine allgemein intensivierten Zirkulation und der implizierten Zunahme advektiver Prozesse zum Zeitpunkt des LGM nicht prononcierter gewesen sein. Für das Tibetische Plateau sowie die angrenzenden Gebirgsgruppen, aber auch die wintermonsunal beeinflussten Regionen des östlichen Chinas, machen die Iterationen eine winterliche Temperaturdepression von bis zu 8 K wahrscheinlich.

Eine Umkehrung des Gradienten tritt in den Sommermonaten bei maximalen Abkühlungsbeträgen im Norden des Untersuchungsgebietes auf. Die intramontanen Becken und angrenzenden Gebirgsvorländer dürften zum Zeitpunkt des LGM Depressionen von über 9 K aufgewiesen haben. Der absolut höchste Abkühlungsbetrag von 10.1 K (Juli) wurde für den Bereich des Uvs-Nuur-Beckens kalkuliert, während im südlichen randtropischen Bereich des Untersuchungsgebietes die Depressionen unter 5 K sinken.

Wie Abbildung 19 verdeutlicht, weist die großräumige Niederschlagsverteilung zum Zeitpunkt des LGM kein vollständig aberrantes Muster auf. Dennoch lassen sich auch hier deutliche Abweichungen gegenüber den rezenten Bedingungen diagnostizieren, die bei Berücksichtigung der regional spezifischen Niederschlagsgenese Rückschlüsse auf den annuellen Status der Zirkulation erlauben. Die absolut höchsten Niederschlagsdepressionen mit Reduktionen von bis zu 70% im Bereich der Südasiatischen Monsunregime sowie Reduktionen von bis zu 40% im Einflußbereich der Meiyu Front über Südost- und Ostchina machen deutlich, daß vor allem die sommerlichen süd- und ostasiatischen Monsunkomponenten stark abgeschwächt waren. Da den rezenten interannuellen Variationen der Schneebedeckung vor allem in den Übergangsjahreszeiten eine wesentliche Bedeutung für den Zustand der tropischen und außertropischen Zirkulation beizumessen ist - die energetischen Auswirkungen der mit den Variationen der Schneebedeckung assoziierten Änderungen der Albedo führen zu weitreichenden troposphärischen Druckanomalien der 500-200hPa-Fläche - muß angenommen werden, daß die spätquartären Temperaturdepression in den Übergangsjahreszeiten und die damit verbundene Persistenz der Schneebedeckung in den Gebirgsräumen mit einer Verstärkung der Divergenz im Bereich der

außertropischen Höhenströmung zum Zeitpunkt des LGM verbunden war. Die implizierte Deltabildung im 200-500hPa Niveau über dem Tibetischen Plateau muß durch die Intensivierung des Ryd-Scherhag-Effektes zu einer Stabilisierung der indopazifischen Hochdruckregime und damit zu einer Persistenz winterlicher Zirkulationsmuster beigetragen haben. Obwohl das Tibetische Plateau keine Vollvergletscherung zum Zeitpunkt des LGM aufwies, ist es wahrscheinlich, daß die Persistenz der Schneebedeckung in den Übergangsjahreszeiten ursächlich für eine deutliche Verkürzung der Monsunperiode war. Entsprechend Niederschlagsdepressionen in den Meridionalen Stromfurchen sowie im Südostsektors des Plateaus von bis zu 30% – das rezente sommerliche Niederschlagsmaximum in diesen Bereichen ist an den Transfer latenter Wärme im 850-700hPa durch die südasiatische sommermonsunale Strömung über dem Golf von Bengalen und den Meridionalen Stromfurchen gebunden – bestätigen die Interpretation einer abgeschwächten und verkürzten Monsunperiode. Im Bereich der zentralen Plateauachse, deren rezentes sommerliches Niederschlagsmaximum an die autochthone Plateauzirkulation gebunden ist, wird das Signal einer sommerlichen Niederschlagsreduktion durch erhöhte Niederschlagssummen in den Wintermonaten maskiert. Verglichen mit den aktuellen Bedingungen liegen die Niederschlagsabweichungen zwischen –20 und +30%, wobei die positiven Abweichungen nördlich der Plateauachse sowie im Nordwesten des Plateaus auftreten.

Die Hypothese einer Verstärkung und Stabilisierung der Divergenz der außertropischen Höhenströmung über dem Plateau zum Zeitpunkt des LGM wird auch durch die Zunahme der Niederschläge im Winter und in den Übergangsjahreszeiten sowohl für die südwestlichen Randketten des Tibetischen Plateaus als auch für die westlichen Hochgebirgskomplexe des Karakorum-Pamir-Systems sowie den West-Kunlun bestätigt. Für den Karakorum/Pamir Komplex sowie den West-Kunlun wurde maximale Zunahmen des Jahresniederschlags bis zu 50 ermittelt, die v.a. eine Intensivierung der Zyklonogenese im Winter und in den Übergangsjahreszeiten wahrscheinlich machen. Im Norden und Nordosten des Untersuchungsgebietes und im Bereich der zentralchinesischen Trockenräume wird das Signal einer Zunahme der Niederschläge sukzessive durch erhöhte Sommerniederschläge abgelöst. Die kühl-humideren Klimabedingungen machen eine Zunahme der Meridionalzirkulation wahrscheinlich (vgl. PACHUR et al. 1995). Infolge sich verstärkender meridionaler Temperaturgradienten und dem daraus resultierenden intensivierten Austausch von trocken-kalten Luftmassen aus den nördlichen Breiten Chinas, der Mongolei und Südsibiriens mit feucht-warmen Luftmassen aus Südostchina kam es in Zentralchina aufgrund einer erhöhten Baroklinität der planetarischen Frontalzone zur Intensivierung advektiver Aufgleitprozesse mit einer entsprechenden Reduktion der Globalstrahlung sowie zu einer Zunahme der Niederschläge. Besonders prononcierte Niederschlagszunahmen von bis zu 30% im Altai verdeutlichen, daß die Verschärfung der sommerlichen Temperaturgradienten v.a. zu einer Intensivierung der Frontogenese im Einflußbereich der Tien Shan Front beigetragen haben muß.

Die skizzierte Klimarekonstruktion ist konsistent mit den vorliegenden Geländebefunden. Wie bereits im Vergleich der Abbildungen 8 und 9 verdeutlicht, zeigt die Schneegrenze im Hochglazial einen wesentlich prononcierteren Anstieg zum Inneren des Plateaus als zur Gegenwart an. Dieses bereits von v.

WISSMANN (1959) und FRENZEL (1959) entworfene Bild kann durch neuere Forschungen im wesentlichen bestätigt werden. Dennoch sind auch im zentralen Plateaubereich Schneegrenzdepressionen bis zu 400 bis 700m mit entsprechenden regionalen Vereisungszentren belegt, die nur konsistent sind, wenn keine vollständig aberranten hygrischen Bedingungen für den Zeitpunkt des LGM angenommen werden. Da die Nährgebiete hochglazialer Gletscher im zentralen tibetischen Plateau (z.B. Transhimalaya, Tanggula Shan, Nyainqêntanglha Shan) in Höhenlagen oberhalb 4800 bis 5400m bereits im 500-hPa-Niveau ansetzen, stellen die rekonstruierten Verdunstungsraten von über 350 bis 550mm in den Kammlagen des Plateaus angesichts der hohen Verdunstungsgeschwindigkeit in diesen Troposphärenniveaus eher Mindestwerte dar. Eine nennenswerte Vergletscherung bleibt daher nach den Modellergebnissen auf Gebirgsgruppen und Kammlagen begrenzt. Stärkere Gebirgsgruppenvergletscherungen treten dagegen in den Randketten des Plateaus mit Vereisungszentren im Bereich des Himalaya Bogens, in den westlichen Gebirgsgruppen, im Tien Shan, im West-Kuennlun sowie im Qilian Shan und Teilen der Ostabdachung des Tibetischen Plateaus auf (vgl. Abb. 20).

Die spätquartäre Temperaturdepression war auch mit einer weitreichenden Ausdehnung der Permafrostflächen verbunden. Besonders in den zentralchinesisch-mongolischen Trockenräumen dürfte der diskontinuierliche Permafrost bis in die Randbereiche der Beckenräume vorgedrungen sein (vgl. Abb. 20). Bedingt durch die Intensivierung advektiver Prozesse waren dagegen die Flächenanteile der semiariden bis ariden Formungs- und Prozeßregionen deutlich dezimiert. Rein äolisch dominierte Prozessbereiche dürften die Ausnahme bilden. Ergänzend zur Ergebnisdarstellung in Abbildung 20 sind in Tabelle 3 die Flächenanteile der spätquartären Formungs- und Prozeßregionen im Vergleich mit der rezenten Situation erfaßt.

3. Validierung von GCM-Paläosimulationen

Wie in den Zielsetzungen des Forschungsantrags spezifiziert, sollte durch die Rekonstruktion der hochglazialen thermischen und hygrischen Bedingungen sowie den daraus deduzierten Paläozirkulationsszenarien auch die methodisch-konzeptionellen Grundlagen für die Verifikation und Validierung von GCM Paläosimulationen geschaffen werden. Um die Tragfähigkeit des Göttinger Ansatzes für eine Validierung von GCM-Paläosimulationen zu überprüfen, wurden von der Paläomodellierer-Gruppe Härterich die Ergebnisse von ECHAM Simulationen für den Zeitpunkt 18ka in der T42 Auflösung mit vorgegeben Ozeantemperaturen (Modellauf: ECHAM T42 - PMIP 21 ka BP 10-Jahres Simulation – ECHAM 3.6 T42 L19 Model) freundlich zur Verfügung gestellt. Die Prozessierung und Transformation der Daten in der unter II.2 beschriebenen Form ermöglichte durch die direkte Parametrisierung der via GCM generierten Zirkulationsvariablen mit den unter III.2 und III.3 beschriebenen Verfahren eine räumlich hochauflösende Regionalisierung von Klimaparametern und assoziierten Formungs- und Prozeßregionen. Für die Validierung der GCM Paläosimulationen konnten damit neben dem Vergleich der Proxi-basierten Klimarekonstruktion resp. Klimaregionalisierung (vgl. IV.1) mit den via downscaling auf Basis von ECHAM Zirkulationsvariablen erzielten Regionalisierungsergebnissen als weitere Validierungsebene auch ein direkter Vergleich zwischen

Formungs- u. Prozessregion	Fläche (qkm)					Fläche (Prozent)					Flächenverhältnisse relativ zu Heute (Prozent)				
	Rezent	LGM	ECHAM	B1-low	A2-high	Rezent	LGM	ECHAM	B1-low	A2-high	Rezent	LGM	ECHAM	B1-low	A2-high
Glaziallandschaften	193,012	1,496,900	727,424	111,072	35,824	1.4	10.7	5.2	0.8	0.3	100	775.5	376.9	57.5	18.6
Nivallandschaft	534,368	2,129,644	1,786,836	265,764	15,836	3.8	15.3	12.8	1.9	0.1	100	398.5	334.4	49.7	3.0
Periglaziallandschaft	224,792	299,868	141,512	159,088	12,704	1.6	2.2	1.0	1.1	0.1	100	133.4	63.0	70.8	5.7
Periglaziallandschaft dk*	749,920	572,436	220,132	622,540	121,088	5.4	4.1	1.6	4.5	0.9	100	76.3	29.4	83.0	16.1
Auentälerlandschaft dk*	496,296	307,180	93,916	424,008	250,980	3.6	2.2	0.7	3.0	1.8	100	61.9	18.9	85.4	50.6
Steppenlandschaft dk*	429,156	853,816	757,536	314,572	15,360	3.1	6.1	5.4	2.3	0.1	100	199.0	176.5	73.3	3.6
Steppenlandschaft	3,153,800	2,014,860	897,048	3,376,384	3,055,796	22.6	14.5	6.4	24.2	21.9	100	63.9	28.4	107.1	96.9
Auentälerlandschaft	1,528,152	941,652	316,668	1,830,748	3,291,124	11.0	6.8	2.3	13.1	23.6	100	61.6	20.7	119.8	215.4
Torrententälerlandschaft	856,092	1,260,244	675,084	859,476	1,309,516	6.1	9.0	4.8	6.2	9.4	100	147.2	78.9	100.4	153.0
Spülmuldenlandschaft	2,797,272	2,474,864	2,481,024	2,537,940	1,910,228	20.1	17.8	17.8	18.2	13.7	100	88.5	88.7	90.7	68.3
Tropische Tälerlandschaft	693,004	0	481,852	1,112,884	2,184,824	5.0	0.0	3.5	8.0	15.7	100	0.0	69.5	160.6	315.3
Wüstenschluchtenlandschaft	1,381,152	1,181,592	2,225,004	1,421,904	1,037,440	9.9	8.5	16.0	10.2	7.4	100	85.6	161.1	103.0	75.1
Sandschwemmebenenlandschaft	464,384	400,448	1,319,084	465,012	413,984	3.3	2.9	9.5	3.3	3.0	100	86.2	284.1	100.1	89.1
Aerodynamische Landschaft	433,396	1,292	1,811,676	433,404	280,092	3.1	0.0	13.0	3.1	2.0	100	0.3	418.0	100.0	64.6

* dk = diskontinuierlicher Permafrost

Tab. 3: Flächenanteile der spätquartären Formungs- und Prozeßregionen im Vergleich mit der rezenten Situation

rekonstruierten/regionalisierten Formungs- und Prozeßregionen mit den auf Basis der ECHAM Modelldaten „künstlich erzeugten“ Proxies geleistet werden. Das Ergebnis der auf Grundlage der ECHAM Daten generierten Regionalisierung von Formungs- und Prozeßregionen ist in Abbildung 21 dargestellt. Ein Vergleich der Flächenanteile ist Tabelle 3 zu entnehmen.

Im Vergleich mit den oben skizzierten Temperaturrekonstruktionen liefert die Klimaregionalisierung auf Basis der ECHAM Zirkulationsvariablen eine nur sehr geringe Temperaturdepression. Bei einem Gebietsmittel -0.9 K treten maximale Depressionen über 3 K v.a. in den peripheren Gebirgsräumen des Tibetischen Plateaus mit maximaler Magnitude von -3.7 K im Bereich der Ostabdachung des Plateaus auf. Eine jahreszeitlich separierte Analyse der Troposphärentemperaturen weist zwar – konsistent mit den Ergebnissen der Klimarekonstruktion für die Wintermonate die geringsten Depressionen aus (Januar: -0.1 K), allerdings treten gerade im Bereich der hochkontinentalen autochthonen Trockenräume Depressionen bis zu 5.1 K auf. Bei tendentiell stärkeren Depression im Sommerhalbjahr – im Juli liegt das Gebietsmittel der Temperaturabweichungen bei -2.3 K - ist v.a. der gesamte zentrale Gebirgsraum durch prononcierte Temperaturdepressionen mit maximalen Magnituden von über 8.5 K in den Gebirgsräumen südlich der zentralen Plateauachse gekennzeichnet. Konsistent mit der räumlichen Verteilung der troposphärischen Temperaturdepressionen im Sommer, ist der hohe Temperaturgradient entlang des Südwest-, Süd- und Südostsektors des zentralen Gebirgsraums mit einer auch in den Sommermonaten erhöhten Baroklinität und entsprechenden Advektion westlicher Luftmassen verbunden, die sich v.a. in der spätquartären Niederschlagsverteilung in einem Sektor erhöhter Niederschläge mit positiven Abweichungen von bis zu 30% vom Karakorum-Hindukush Komplex über den Himalaya- und Transhimalaya bis zum Südost- und Ostsektor des Tibestischen Plateaus äußert. Obwohl damit z.T. Ergebnisse der oben diskutierten Klima- und Zirkulationsrekonstruktion im ECHAM-Szenario bestätigt werden – besonders die Stabilisierung und Persistenz winterlicher Zirkulationsmuster sowie die Verstärkung der Divergenz im Bereich der außertropischen Höhenströmung über den Gebirgsräumen bei einer allgemein intensivierte Zirkulation entspricht generalisiert der oben deduzierten spätquartären Zirkulationssituation – so wird bei einem direkten Transfer der Regionalisierungsergebnisse für die Rekonstruktion landschaftsökologischer Grenzen deutlich, das der Klimaimpakt im ECHAM Szenario für das LGM kaum konsistent mit den paläoklimatischen Indikationen in Einklang zu bringen ist. Besonders deutlich werden die Unterschiede in der räumlichen Verbreitung der Glazialräume, mit Zentren starker Vergletscherung entlang der südwestlichen bis südöstlich das Tibetische Plateau begrenzenden Gebirgsketten, die an den paläoklimatischen Indikationen aus diesem Raum den Grad der Vereisung stark überzeichnen. Bedingt durch die relativ geringen Temperaturdepressionen sowie Niederschlagsdepressionen in weiten Teilen nördlich der zentralen Plateauachse, die z.T. in deutlichen Widerspruch zu den oben dargestellten Niederschlagsrekonstruktionen für diesen Raum stehen, ergeben sich keine nennenswerten letztglazialen Schneegrenzabsenkungen in den Gebirgsgruppen entlang der zentralchinesischen Trockenräume. Besonders starke Unterschiede zu den auf Basis der Proxidaten geleisteten Klima- und Schneegrenzrekonstruktionen treten im Kuenlun, Tien Shan und Altai auf, wo im

ECHAM Szenario keine über die aktuelle Vergletscherung hinausgehenden Vereisungen auftreten. Die auf Basis der Proxies deduzierte Zunahme der außertropisch-zyklonalen Aktivität bis in den nordwestlichen und westlichen Plateausektor – dieser Raum liegt auch heute bei allerdings sehr geringerer Frequenz im Einfluß außertropischer Störungsausläufer - wird im ECHAM Szenario nicht erfaßt, so daß der ECHAM Modelllauf zwar als in sich weitgehend konsistent zu bewerten ist, aber aberrante Zirkulationssituationen sowie eine erhöhte Sensitivität im Bereich der außertropischen Westwinddrift kaum abbilden kann.

Die Ergebnisse paläoökologischer und paläoklimatischer Rekonstruktionen für das LGM weisen damit im Vergleich zu den via ECHAM3-1 generierten Paläosimulationen deutliche Abweichungen auf. Die Unterschätzung der Niederschlagssummen in den advektiv dominierten Rand- und außertropischen Niederschlagsregimen sowie den hochkontinentalen authochthonen Klimaten machen deutlich, daß sowohl die hydrologischen Zyklen als auch die Zirkulationsmuster in diesem Experiment nicht hinreichend abgebildet werden. Angesichts dieser Tatsache sollen in zukünftigen Forschungsarbeiten für die Validierung der ECHAM-Paläo-Simulation alternative ECHAM-Läufe mit unterschiedlichen Randbedingungen verwendet werden, um über die GCM-basierte Klimaregionalisierung und die damit verbundenen Verlagerungen der Formungs- und Prozeßregionen im Vergleich mit den bereits erarbeiteten Paläo-Rekonstruktionen den *best fitted* GCM-Lauf aus terrestrisch/paläoökologischer Sicht zu identifizieren. Wie im leider nicht geförderten DEKLIM-Forschungsvorhaben „Climatic and environmental changes in Central and High Asia and its global climatic response in the present, during the last glacial maximum stage and in the future“ (Dr. Jürgen Böhner, Prof. Dr. Frank Lehmkuhl – Universität Göttingen, Prof. Dr. Klaus Herterich – Universität Bremen) dargelegt, sollen folgende ECHAM3 Modellläufe mit alternativen Randbedingungen überprüft werden:

- ECHAM3-1 LGM simulation done with boundary conditions described in the Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP)
- ECHAM3-2 LGM simulation, same as ECHAM3-1, but with new reconstructions of SSTs in the northern North Atlantic
- ECHAM3-3 LGM simulation, same as ECHAM3-1, but in the tropics between 30 degrees N and 30 degrees S the SSTs are 3 degrees C colder compared to the CLIMAP SSTs
- ECHAM3-4 LGM simulation, same as ECHAM3-1, but in the north Pacific around 40 degrees N the SSTs warmer compared to CLIMAP SSTs
- ECHAM3-5 LGM simulation, same as ECHAM3-1, but with a new reconstructions of the vegetation during the LGM

Im Vergleich mit den ECHAM3-1 Simulationen können hypothetisch für die ECHAM3-3 und ECHAM3-5 Experimente wesentliche Abweichungen im hydrologischen Zyklus bei insgesamt plausibleren Ergebnissen angenommen werden. Eine zusammenfassende Veröffentlichung der Validierungsergebnisse aller Paläosimulationen ist nach Abschluß dieser Arbeiten geplant.

4. Prognose potentiell-zukünftiger landschaftsökologischer Veränderungen

Um die Relevanz paläoklimatologischer Forschungen und klimadiagnostischer Analysen für die Klimafolgenforschung zu dokumentieren wurde als drittes Teilziel im Forschungsantrag die räumlich hochauflösende Prognose der zukünftigen Klimaverhältnisse Zentral- und Hochasiens auf Basis von GCM-Zukunftsszenarien sowie die quantitative Erfassung potentiell-zukünftiger landschaftsökologischer Veränderungen benannt. Unter der Vielzahl von GCM-basierten Prognosen zukünftiger Klimaentwicklungen, die im Förderzeitraum publiziert wurden bilden v.a. die im Interimsreport „Interim Characterizations of Regional Climate and Related Changes up to 2100 associated with the provisional SRES Marker emissions scenarios“ (CARTER & HULME 1999, vgl. CARTER et al. 2000) systematisch zusammengefaßten und kritisch bewerteten Prognoseergebnissen von 10 gekoppelten Ozean-Atmosphäre Zirkulations Modellen des IPCC Data Distribution Centre eine geeignete Datenbasis, da alle Modell-Simulationen einheitlich (und damit vergleichbar) für unterschiedliche Zeitscheiben (2010-2039, 2040-2069, 2070- 2999) und alternative, sozioökonomisch begründete Emissionsszenarien des SRES (Special Report on Emissions Scenarios) durchgeführt wurden. Eine Übersicht über die berücksichtigten GCM-Experimente, die Verfahren der Ergebnisstandardisierung sowie eine kritische Beurteilung der Prognoseergebnisse und der Prognosesicherheit ist CARTER & HULME (1999) zu entnehmen.

Bei den für den Third Assesment Report des IPCC erstellten Prognosen der weltweiten Emissionsentwicklung bis 2100 wurden vier alternative Hypothesen der globalen sozioökonomisch/demographischen Entwicklung zugrunde gelegt, wobei die Projektionen der Emissions- und Temperaturentwicklungen im sog. B1-Szenario global gemittelt die geringsten, im A2-Szenario die größten Magnituden ergaben. Um eine möglichst weitgehende Vergleichbarkeit der Göttinger Forschungsarbeiten mit Klimaimpaktstudien zu gewährleisten und gleichzeitig die Amplitude potentiell zukünftiger landschaftsökologischer Veränderungen Zentral- und Hochasiens zu erfassen, wurden, methodisch analog zu den bei CARTER & HULME (1999) beschriebenen Verfahren der Agregierung von Modellerwartungen, die Mediane der Temperatur- und Niederschlagssimulationen von 8 GCM Experimenten (Abweichungen gegenüber der Bezugsperiode 1961-1990 in monatlicher Auflösung) des B1- und A2-Emissionsszenarios für die Prognoseperiode 2070-2099 auf eine räumliche Auflösung von 1 x 1 km resamplet. Abweichend von den in III.2 beschriebenen Verfahren der direkten Parametrisierung von Zirkulationsvariablen wurden die Modellergebnisse der Temperatur- und Niederschlagsprognosen direkt projektiert und die assoziierten Verlagerungen der Formungs- und Prozeßregionen unter Berücksichtigung der thermisch induzierten Veränderung des Verdunstungskomplexes (vgl. III.2) ermittelt. Unter Annahme persistenter Klimaverhältnisse ergeben sich für die ausgewählten Szenarien die in Tabelle 3 aufgeführten Flächenanteile resp. Veränderungen in den Formungs- und Prozeßregionen. Für das A2-Szenario sind die landschaftsökologischen Konsequenzen zusätzlich in Abbildung 22 dargestellt.

Im optimistischen B1-Szenario, das für das 21. Jahrhundert als Leitgedanken u.a. einen Bedeutungsgewinn des Dienstleistungs- und Informationssektors, eine Einführung sauberer Technologien sowie starke Anstrengungen für globale Lösungen von Umweltproblemen bei einem relativ geringen

Bevölkerungswachstum unterstellt, wird bei einem projizierten Anstieg des atmosphärischen CO₂ Gehaltes von derzeit 370ppm (in 2000) auf 547ppm in 2100 eine globale Erwärmung von 1.28°C (gegenüber der aktuellen Klimanormalperiode 1961-1990) erwartet. Während die Niederschlagsveränderungen in Zentral- und Hochasien in diesem Szenario sehr gering sind, liegt die Erwärmung bereits bei 1.04 bis 1.81°C mit einer von Süden nach Norden zunehmenden Magnitude. Das A2-Szenario, das für das 21. Jahrhundert eine Verstärkung regionaler kultureller Identitäten mit einem Bedeutungsgewinn familiärer Werterhaltungen und lokaler Traditionen bei starkem Bevölkerungswachstum unterstellt, bildet in den Projektionen der Emissionsentwicklung mit einem atmosphärischen CO₂ Gehalt von 834ppm und einer assoziierten Erwärmung von 4.65°C bis zum Ende des 21. Jahrhunderts, umweltpolitisch den *worst case* der SRES-Szenarien. Für das Untersuchungsgebiet werden danach in diesem Szenario Niederschlagszunahmen zwischen 3.0 und 20.2% erwartet, wobei generalisiert v.a. die Einflußbereiche der Monsunregime von Niederschlagserhöhungen betroffen sind. Die erwarteten Erwärmungen liegen im Jahresmittel zwischen 3.77 und 6.00°C mit maximaler Magnitude im Norden des Untersuchungsgebietes.

Nach den so skizzierten Modellerwartungen muß angesichts der hohen klimatischen Sensitivität der Kryosphäre sowie der kryogenen Systeme bereits im optimistischen B1-Szenario mit einem Rückgang der vergletscherten Flächen Zentral- und Hochasiens um etwa 42.5% gerechnet werden. Im A2-Szenario bleiben bei einem Rückgang von über 80% (81.4%) nennenswerte Vergletscherungen auf die Kammlagen des Himalayabogens, den Karakorum Pamir-Komplex und den West-Kuenlun begrenzt. Gebirge wie der Qilian Shan und Tien Shan, deren regulierender Einfluß der vergletscherten Flächen auf die hydrologischen Regime in der sommerlichen Ablationsperiode eine bedeutende Rolle in der Versorgung der Bewässerungskulturen in den Vorländern spielt, sind bei diesen Modellerwartungen nahezu unvergletschert. Die spezifisch thermischen Bedingungen des Tibetischen Plateaus, die rezente durch einen hohen Flächenanteil mit Jahresmitteltemperaturen von 0 bis -5°C gekennzeichnet sind, manifestieren sich in den drastischen Verlusten der Permafrostflächen. Im B1-Szenario reduziert sich der Permafrostbereich (kontinuierlicher und diskontinuierlicher Permafrost bereits um 27.8%, im A2 um 82.8% was einem Flächenverlust von insgesamt 2.175.752km² entspricht. Selbst wenn einschränkend angenommen werden muß, daß erst bei ausreichender Stationarität geänderter Klimaverhältnisse die angegebenen Flächenreduktionen eintreten würden, so ist doch unstrittig, daß gemessen an der Reaktivität von Bodentemperaturen eine sukzessive Erwärmung von bis zu 6.0 °C im 21. Jahrhundert mit einer extremen Vermoorung in weiten Teilen des Tibetischen Plateaus einher gehen würde, dessen assoziierte Methanfreisetzung dann eine deutlich positive Rückkopplung für den Treibhauseffekt mit sich bringen wird. Bereits dieser Aspekt macht deutlich, daß eine realistische Abschätzung potentiell zukünftiger Klimazustände nur mit transienten GCM zu erzielen ist, die derartig extreme terrestrische Wirkungen und Rückwirkungen in der Simulation berücksichtigen.

Die Veränderungen in den Flächenanteilen der ariden bis semiariden Formungs- und Prozeßregionen, die bedingt durch die positiven Niederschlagserwartungen im A2-Szenario geringere Flächenanteile

annehmen, suggerieren zunächst eine zukünftig verbesserte naturräumliche Ausstattung für die agrarische Nutzung in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes. Bei einem Vergleich der klimatischen Wasserbilanzen wird aber deutlich, daß die mit der Erwärmung verbundene Erhöhung der Verdunstungsraten das erhöhte Niederschlagsdargebot besonders im Gebirgsraum im 21. Jahrhundert überkompensieren wird, so daß für das A2-Szenario angenommen werden muß, daß gerade im Bereich der Gebirgsvorländer, besonders im gesamten Kuenlun/Qilian Shan System die Einzugsgebietsbilanzen in den heute durch Oasen- und Bewässerungswirtschaft gekennzeichneten Fußflächenbereichen und Gebirgsvorländern zukünftig mit nachteiligen Veränderungen des Wasserdargebots zu rechnen haben. Damit zeichnet sich angesichts des wachsenden Nutzungsdrucks auf die Anökumene in der VR-China ein als dramatisch zu bezeichnendes Problem ab. Bereits 1990 konnte die Getreideproduktion der VR-China von 329 Mio. Tonnen, die auf nur 7% der Weltackerfläche erwirtschaftet wurde, den Bedarf von über 22% der Weltbevölkerung (1.133 Mrd.) kaum decken. Da in den traditionell agrarisch genutzten Gebieten Ostchinas die Grenzen der Extensivierung erreicht, die Grenzen des innovativen Wachstums zur landwirtschaftlichen Produktionssteigerung bereits deutlich überschritten sind - als Folge anhaltender Überbauung, Bodenerosion, Desertifikation und des sich verschärfenden Wassermangels ging die Ackerfläche zwischen 1975 und 1991 sogar von 97.8 Mio. Hektar auf 93.3 Mio. Hektar zurück - werden in der VR-China derzeit ältere Konzepte aus den 50er Jahren administrativ forciert, die eine landwirtschaftliche Inwertsetzung der semiariden bis hochariden Beckenlandschaften und Gebirgsvorländer Nordwestchinas vorsehen. Eine Erschließung und Nutzung dieser Räume ist aber ohne das natürliche Ressourcenpotential der angrenzenden Gebirgsräume, insbesondere die Wasserressourcen der Gebirge undenkbar. Den Stellenwert der Ressource Wasser für die asiatischen Volkswirtschaften unterstreicht die Tatsache, daß bereits heute der Wasserverbrauch Asiens mit 1.531 km³ fast die Hälfte des globalen Wasserverbrauchs (3.240 km³) ausmacht. Der besonders in der VR-China stark steigende Wasserbedarf der Haushalte, der Industrie, der Energiewirtschaft sowie der Landwirtschaft hat zu massiven wasserwirtschaftlichen Eingriffen in den Gebirgen und gebirgsnahen Räumen geführt, die neben weiteren ressourcenbezogenen Aktivitäten wie Holzentnahme, Siedlungsausweitungen sowie nicht angepaßten Anbau- und Beweidungsverfahren aktuell zu einer Destabilisierung des natürlichen Wirkungsgefüges beitragen. Durch den von den Tiefländern ausgehenden Nutzungsdruck sind daher auch die Hochgebirge, gleichzeitig Träger eines weithin raumwirksamen Risikopotentials (Überschwemmungen, gravitative Massenbewegungen), in ihrer ökologischen Substanz stark gefährdet.

Selbst bei zukünftig stabilen Klimaverhältnissen, muß angesichts des zur Zeit kaum ressourcenschonenden Wasser- und Bodenmanagements sowie des wachsenden Nutzungsdrucks auf die fragilen Ökosysteme der Gebirgs- und Trockenräume eine weitere Verschärfung der ökologischen Probleme Zentral- und Hochasiens angenommen werden. Synergieeffekte eines gleichzeitigen Klima- und Landnutzungswandels machen - wie in wohl keiner anderen Region der Erde - eine weit über die ökologische Dimension hinausgehende Problemakkumulation denkbar, deren Konfliktpotential eine rechtzeitige Abschätzung zukünftiger Änderungen im Energie- und insbesondere Wasserhaushalt, als

Grundlage einer präventiven Ausweisung nachhaltiger Landnutzungsstrategien notwendig macht. Damit stellt die Frage nach dem Status der zukünftigen Wasserressourcen in den Gebirgen und Gebirgsvorländern Zentralasiens eine der wohl wichtigsten Fragestellungen für die Klima- und Klimafolgenforschung dar, der angesichts der nach wie vor sehr defizitären Datenlage wissenschaftlich nur durch einen verstärkten interdisziplinären (oder besser: interkonzeptionellen) Verbund von Klimamodellierung, geökologischer Systemanalyse und Klimadiagnose begegnet werden kann.

V Literatur

- BENN, D. & F. LEHMKUHL (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high mountain environments. - *Quaternary International* **65/66**: 15-29.
- BENN, D.I. & L. A. OWEN (1998): The role of Indian summer monsoon and the mid-latitude westerlies in Himalayan glaciation: review and speculative discussions. - *Journal of the Geological Society (London)* **155**: 353-363.
- BÖHNER, J. (1994): On the Influence of the Circulation on the Spatial Distribution of the Representativeness in the SE-Sector of the Qinghai-Xizang Plateau and Adjacent Areas. - *Geo Journal* **34**: 34-41.
- BÖHNER, J. (1996): Säkulare Klimaschwankungen und rezente Klimatrends Zentral- und Hochasiens.- Dissertation, Math.-nat. Fachbereiche, Univ. Göttingen.
- BÖHNER, J. & H. SCHRÖDER (1999): Zur Klimamorphologie des Tian Shan. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* **143**: 17-32.
- BUDYKO, M.I. (1958): The Heat Balance of the Earth's Surface. - US-Department of Commerce. Weather Bureau. Washington.
- BÜDEL, J. (1948): Die klimageomorphologischen Zonen der Polarländer. - *Erdkunde* **2**: 22-53.
- BÜDEL, J. (1981): Klimageomorphologie. Berlin/Stuttgart.
- CARTER, T. & M. HULME (1999): Interim characterizations of regional climate and related changes up to 20001 associated with the provisional SRES Marker emissions scenarios. - http://www.usgcrp.gov/ipcc/html/charGP_txt.pdf.
- CARTER, T. R., HULME, M., CROSSLEY, J.F., MALYSHEV, S., NEW, M. G., SCHLESINGER, M. E. & TUOMENVIRTA, H. (2000): Climate change in the 21st century: interim characterizations based on the new IPCC emissions scenarios. - Finnish Environment Institute Report. No. **433**. Helsinki.
- CLARE M. GOODES & JEAN P. PALUTIKOF (1998): Development of daily Rainfall Scenarios For South East Spain Using a Circulation-Type Approach to Downscaling. *International Journal of Climatology* **10**: 1051-1083.
- CRESSIE, N. A. C. (1990): The Origins of Kriging. - *Mathematical Geology* **22**: 239-252.
- DEACON, E. L. (1969): Physical processes near the surface of the earth. – FLOHN, H. [Hrsg.]: *General Climatology, 2*. - *World Survey of Climatology, Bd. 2*, Amsterdam, London, New York.
- Dey, C. H. (1998): GRIB. The WMO Format For The Storage Of Weather Product Information And The Exchange Of Weather Product Messages In Gridded Binary Form As Used By Ncep Central Operations. – WMO (NCEP) Office Note **388**.

- DOTY, B. (1995): The Grid Analysis and Display System: GRADS. - <http://grads.iges.org/grads/>
- EBISUZAKI, W. (O. J.): Portable Grib decoder wgrib v1.6.0. – <ftp://wesley.wwb.noaa.gov/pub/wgrib/>
- FRENZEL, B. (1959): Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der Postglazialen Wärmezeit. I. Teil: Allgemeine Grundlagen. - Abh. math.-nat. Kl. d. Akad. Wiss. u. d. Lit. **13**:937-1099.
- FURRER, G. (1991): 25000 Jahre Gletschergeschichte dargestellt an einigen Beispielen aus den Schweizer Alpen. - Naturforschende Gesellschaft Zürich **135** (5):1-52.
- GROSS, G., H. KERSCHNER & PATZELT, G. (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. - Zeitschrift. für Gletscherkunde und. Glazialgeologie. **12**: 223-251.
- GRUNERT, J., LEHMKUHL, F. & M. WALTHER (2000): Palaeoclimatic evolution of the Uvs Nuur Basin and adjacent areas (Western Mongolia). - Quaternary International **65/66**: 171-192.
- GYALISTRAS, D & A. FISCHLIN (1996): Derivation of climatic change scenarios for mountainous ecosystems: A GCM based method and the case study of Valais, Switzerland. - Swiss Federal Institute of Technology ETHZ, Zurich, Switzerland, Systems Ecology Report No. **22**.
- HAEBERLI, W. (1991): Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung. - Paläoklimaforschung **1**: 409-419.
- HEUBERGER, H. (1980): Die Schneegrenze als Leithorizont in der Geomorphologie. - Arb. aus d. Geogr. Institut der Universität des Saarlandes **29**: 35-48.
- HÖFER, H. v. (1879): Gletscher und Eiszeitstudien. - Sitzungsber. d. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl. **1** (79): 331-367.
- HÖVERMANN, J. (1985): Das System der klimatischen Morphologie auf landschaftskundlicher Grundlage – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. **56**: 143-153.
- HÖVERMANN, J. & H. SÜSSENBERGER (1985): Zur Klimageschichte Hoch- und Ostasiens. Berliner Geographische Studien **20**: 173-186.
- HÖVERMANN, J. & W. WANG [Hrsg.] (1987): Reports on the Northeastern Part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. - Beijing
- HÖVERMANN, J. & F. LEHMKUHL (1993): Bemerkungen zur eiszeitlichen Vergletscherung Tibets. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft zu Lübeck **58**: 137-158.
- HÖVERMANN, J., F. LEHMKUHL & K.-H. PÖRTGE (1993): Pleistocene glaciations in Eastern and Central Tibet - Preliminary results of chinese-german joint expeditions. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. **92**:85-96.

- HOINKES, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953-1968. - Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeologie **6**: 37-90.
- HORMANN, K. (1979): Klimatologische Modellrechnungen und ihre Anwendung. – Kieler Geographische Schriften **50**: 247-263.
- HORMANN, K. (1981): Räumliche Interpolation von Niederschlagswerten. – Beiträge zur Hydrologie **8**, **2**: 5-40.
- HORMANN, K. (1986): Berechnete Niederschlagskarten der Himalaya-Länder. - KUHLE, M.: Internationales Symposium über Tibet und Hochasien. - Göttinger Geographische Abhandlungen **81**: 167-183
- INSTITUTE OF GEOGRAPHY, ACADEMIA SINICA (Hrsg., 1983): Atlas of False colour Landsat images of China. Beijing.
- INSTITUTE OF GEOGRAPHY, CHINESE ACADEMY OF SCIENCE (Hrsg., 1990): Atlas of Tibetan Plateau. Beijing.
- JACOBSEN, J.P. (1990): Die Vergletscherungsgeschichte des Manaslu Himalaya und ihre klimatische Ausdehnung. - Geo-Aktuell **1**
- JÄTZOLD, R. (1962): Die Dauer der ariden und humiden Zeiten des Jahres als Kriterium für Klimaklassifikationen. Hermann v. Wissmann Festschrift. Tübingen
- KALNAY, E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, A. LEETMAA, R. REYNOLDS, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. C. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, R. JENNE, D. JOSEPH (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. - Bulletin of the American Meteorological Society **03**
- KARTE, J. (1983): Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators. GeoJournal **7**: 239-340.
- KARTE, J. (1990): Das Ensemble der periglaziären Formen in dreidimensionaler Sicht. - LIEDTKE, H. (Hrsg.): Eiszeitforschung: 238-249. Darmstadt.
- KERSCHNER, H. (1986): Quantitative palaeoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **21**: 363-369.
- KERSCHNER, H. (1990): Methoden der Schneegrenzbestimmung. - LIEDTKE, H. (Hrsg.): Eiszeitforschung: 299-311. Darmstadt.

- KLINGE, M. (2001): Glazialgeomorphologische Untersuchungen im Mongolischen Altai als Beitrag zur jungquartären Landschafts- und Klimageschichte der Westmongolei. – Aachener Geographische Arbeiten **34**.
- KRAUSE, H. (1981): Temperaturmodelle für Skandinavien – Vergleich linearer Regressionen mit Trendflächen höheren Grades. Zulassungsarbeit für das Gymnasialexamen (unveröff.) Kiel
- KUHLE, M. (1986): Schneegrenzberechnung und typologische Klassifikation von Gletschern anhand spezifischer Reliefparameter. - Petermanns Geographische Mitteilungen. **130**:41-51.
- KUHLE, M. [HRSG.] (1986): Internationales Symposium über Tibet und Hochasien. - Göttinger Geographische Abhandlungen **81**
- KUHLE, M. (1998): Reconstruction of the 2.4 million km² late Pleistocene ice sheet on the Tibetan Plateau and its impact on the global climate. Quaternary International **45/46**, 71-108.
- LEHMKUHL, F. (1989): Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes. - Göttinger Geographische Abhandlungen **88**, 117 S.
- LEHMKUHL, F., J. BÖHNER & K.T. ROST (1992): Die nivale Höhenstufe und ein Versuch ihrer klimatischen Abgrenzung anhand ausgewählter Gebiete der Alpen und Skandinaviens. - Erdkunde **46**: 3-13.
- LEHMKUHL, F. & K.T. ROST (1993): Zur Pleistozänen Vergletscherung Ostchinas und Nordosttibets.- Petermanns Geographische Mitteilungen **137**: 67-78.
- LEHMKUHL, F. (1995): Geomorphologische Untersuchungen zum Klima des Holozäns und Jungpleistozäns Osttibets. - Göttinger Geographische Abhandlungen **102**: 1-184.
- LEHMKUHL, F. (1997): Der Naturraum Zentral- und Hochasiens. Geographische Rundschau **49**, 300-306.
- LEHMKUHL, F. (1998): Extent and spatial distribution of Pleistocene glaciations in Eastern Tibet. Quaternary International **45/46**: 123-134.
- LEHMKUHL, F. (2000): Alluvial fans and pediments in Western Mongolia and their implications for neotectonic events and climatic change. – Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, **205**: 14-21.
- LEHMKUHL, F. & F. HASELEIN (2000): Pleistocene paleoenvironmental changes on the Tibetan Plateau and adjacent areas (Western China and Western Mongolia). - Quaternary International **65/66**: 121-145.
- LEHMKUHL, F. & M. KLINGE (2000): Bodentemperaturmessungen aus dem Mongolischen Altai als Indikatoren für periglaziale Geomorphodynamik in hochkontinentalen Gebirgsräumen. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F. **44 (1)**:75-102.

- LEHMKUHL, F. & A. LANG (2001): Geomorphological investigations and luminescence dating in the southern part of the Khangay and the Valley of the Gobi Lakes (Central Mongolia). - *Journal of Quaternary Sciences* **16**: 69-87.
- LICHTENECKER, N. (1937): Die rezente und diluviale Schneegrenze in den Ostalpen. - *Verh. III Intern. Quartärkonferenz, Wien*.
- LOUIS, H. (1955): Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. - *Geographisches Taschenbuch 1954/55*: 414-418.
- MIEHE, G. (1990): *Langtang Himal - Flora und Vegetation als Klimazeiger und -zeugen im Himalaya*. - *Dissertationes Botanicae* **158**. Berlin, Stuttgart
- MIEHE, G., M. WINIGER, J. BÖHNER & Z. YILI (2001): The Climatic Diagram Map of High Asia. *Erdkunde* **55**: 94-97.
- NILSON, E. & F. LEHMKUHL (2001): Interpreting temporal patterns in the late Quaternary dust flux from Asia to the North Pacific. - *Quaternary International* **76/77**: 67-76.
- OWEN, L.A. & F. LEHMKUHL [Hrsg.] (2000): *Late Quaternary Glaciation and Palaeoclimate of the Tibetan Plateau and Bordering Mountains*. Preface. – *Quaternary International* **65/66**: 1-2.
- PACHUR, H.J. & B. WÜNNEMANN, ZHANG HUCAI (1995): Lake Evolution in the Tengger Desert, Northwestern China, during the last 40 000 years.- *Quaternary Research* **44**: 171-180
- PASSARGE, S. (1926): Morphologie der Klimazonen oder Morphologie der Landschaftsgürtel. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* **72**: 173-175
- PATZELT, G. & S. BORTENSCHLAGER (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* **16**: 25-72.
- ROHDENBURG, H. (1989): *Landschaftsökologie – Geomorphologie*. Cremelingen.
- RÖTHLISBERGER, F. (1986): *10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*. Aarau.
- ROST, K.T. (1992): Geomorphologische Höhenstufen im Qinling Shan (VR China) unter besonderer Berücksichtigung der jungpleistozänen Vergletscherungen. - *Göttinger Geographische Abhandlungen* **97**: 89 S.
- ROST, K.-T., J. BÖHNER & M. ZHIMIN (1996): Untersuchungen zum klimatischen, geomorphologischen und geoökologischen Stockwerkbau des zentralen Qinling Shan (VR China, Provinz Shaanxi). - *Petermanns Geographische Mitteilungen* **140** (1996/3):177-191.
- SCHRÖDTER, H. (1985): *Verdunstung; Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden*. –Berlin,etc.

- SHI YAFENG (1992): Glaciers and glacial geomorphology in China. - Zeitschrift für Geomorphologie. N.F., Suppl.Bd. **86**:51-63.
- STREIT, U. (1981): Kriging – eine geostatistische Methode zur räumlichen Interpolation hydrologischer Informationen. – Wasserwirtschaft **71**: 219-223.
- THORBECKE, F. [Hrsg.] (1927): Morphologie der Klimazonen. Düsseldorfer Geogr. Vorträge, Verh. **89**. Ges. dt. Naturforscher & Ärzte 1926: 10-17.
- THIESSEN, A.H. (1911): Precipitation for Large Areas. – Monthly Weather Review **39**: 1082-1084.
- TROLL, C. (1950): Die geographische Landschaft und ihre Erforschung.
- VISSER, C. (1938): Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum und angrenzende Gebiete in den Jahren 1922-1935 II: Glaziologie. Leiden.
- VON STORCH, H. (1995): Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. Meteorologische Zeitschrift. N.F. **4**: 72-80
- WANG, T.C. (1941): Die Dauer der ariden, humiden und nivalen Zeiten des Jahres in China. - Tübinger Geographische und Geologische Abhandlungen **11** (7).
- WILHELMY, H. (1975a): Grundzüge einer klimageomorphologischen Regionalgliederung der Erde. - Geographische Rundschau **27**: 365-376.
- WILHELMY, H. (1975b): Die klimageomorphologischen Zonen und Höhenstufen der Erde. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F. **19**, 353-376.
- WILHELMY, H. (1981) Geomorphologie in Stichworten. 4 Bde. Coburg..
- WISSMANN, H. v. (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit. - Akad. d. Wiss. u. d. Lit., Abh. d. Math.-Nat. wiss. Kl.:**14**:1103-1407. Mainz.
- YANG, X. (1991): Geomorphologische Untersuchungen in Trockenräumen NW-Chinas unter besonderer Berücksichtigung von Badanjiling und Takelamagan. –Göttinger Geographische Abhandlungen. **96**.

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

- Abb.1: Das Untersuchungsgebiet (Zentral- und Hochasien)
- Abb. 2: Arbeitsablauf der Prozessierung von Reanalysedaten.
- Abb. 3: Lage der Datenpunkte für den Zentral- und Hochasiatischen Raum
- Abb. 4: Visuelle Kontrolle der erzeugten Grid-Dateien am Beispiel der Mittelwerte der Temperaturen [K] der 1000hPa Topographie für Januar 1959.
- Abb. 5a: Räumliche Verteilung der datierten Befunde in Zentralasien.
- Abb. 5b: Datendichte der Schneegrenzberechnung in Zentralasien.
- Abb. 6: Die Verbreitung der nordexponierten Larixwälder im Altai und im Khangai
- Abb. 7: Vertikaldistanz (m) zwischen Walduntergrenze und Waldobergrenze und Waldobergrenze und Schneegrenze im Altai.
- Abb 8: Transsekt der rezenten Formungs- und Prozeßregionen vom zentralen Tibetischen Plateau bis zum Changai und am Ostrand des Tibetischen Plateaus.
- Abb. 9: Transsekt der vorzeitlichen Formungs- und Prozeßregionen vom zentralen Tibetischen Plateau bis zum Changai und am Ostrand des Tibetischen Plateaus.
- Abb. 10: Potentieller topographischer Strahlungsgenuß (Bezugsperiode 1961-1990) Jahresmittel [Joule/m²]
- Abb. 11: Temperaturverteilung (Bezugsperiode 1961-1990) – Jahresmittel [°C]
- Abb. 12: Niederschlagsverteilung (Bezugsperiode 1961-1990) – Jahressummen [mm]
- Abb. 13: Potentielle Evapotranspiration (Bezugsperiode 1961-1990) Jahressummen [mm]
- Abb. 14: Klimatologische Wasserbilanz (Bezugsperiode 1961-1990) Jahressummen [mm]
- Abb. 15: Rezente Formungs- und Prozeßregionen
- Abb. 16: Chronostratigraphie Zentral- und Hochasiens der letzten 100.000 Jahre
- Abb. 17: Die vorzeitliche Gletscherfläche, der Verlauf der letztglazialen Isochionen und die Schneegrenzdepression im Mongolischen Altai.
- Abb. 18: Temperaturrekonstruktion (LGM) – Jahresmittel [°C]
- Abb. 19: Niederschlagsverteilung (LGM) – Jahressummen [mm]
- Abb. 20: Formungs- und Prozeßregionen zum Zeitpunkt des LGM
- Abb. 21: Formungs- und Prozeßregionen zum Zeitpunkt des LGM (ECHAM – Szenario)
- Abb. 22: Potentiell zukünftige landschaftsökologische Veränderung - SRES Marker (IPCC) A2 high-Szenario



Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet (Zentral- und Hochasien)

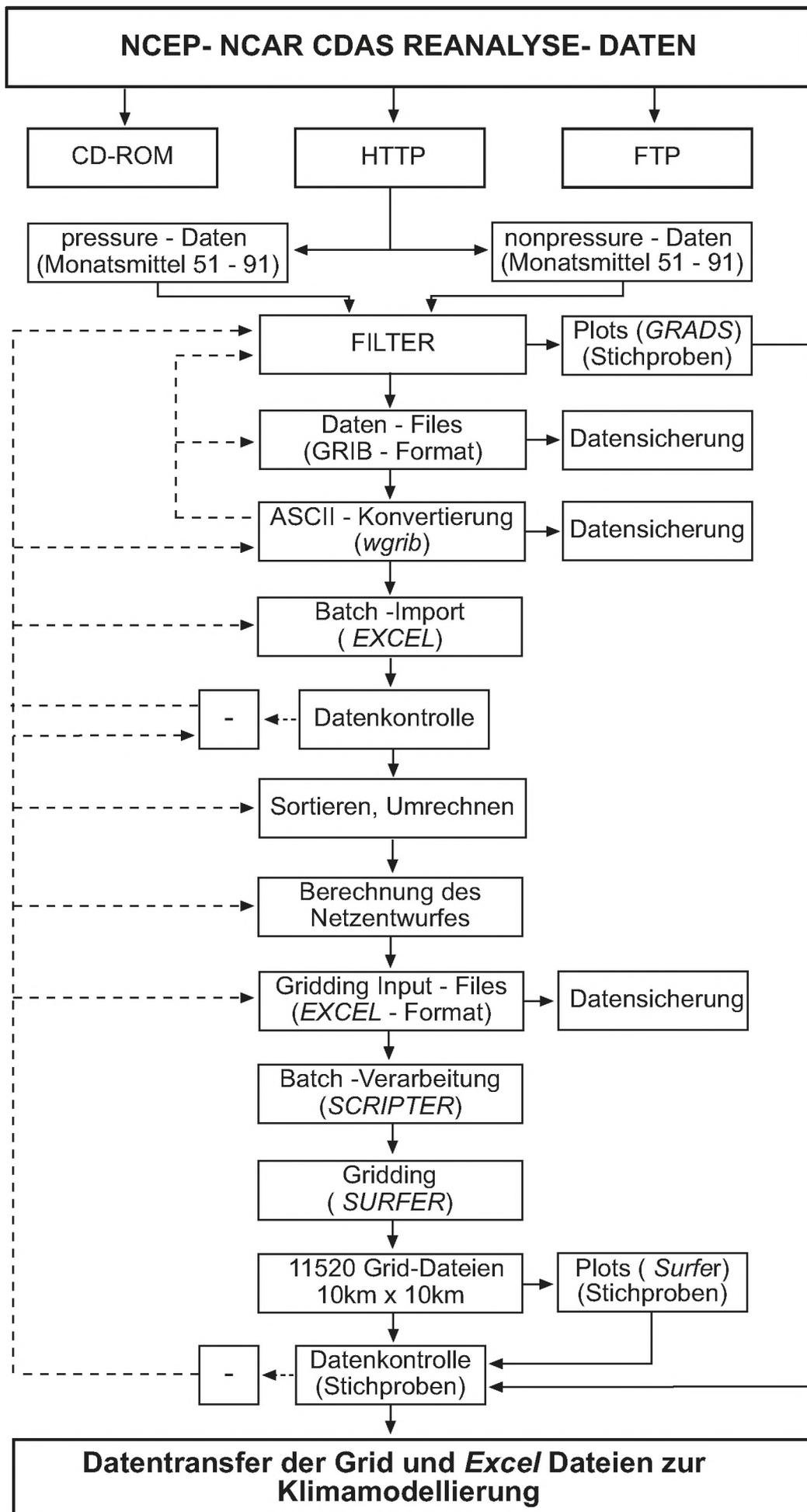
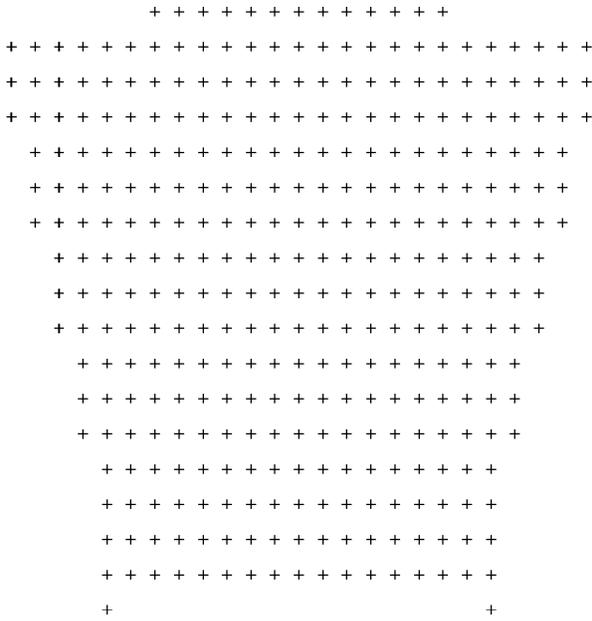
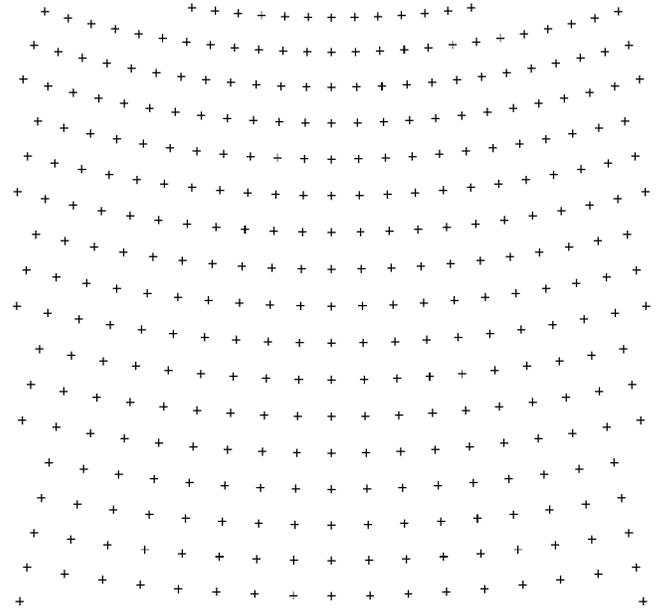


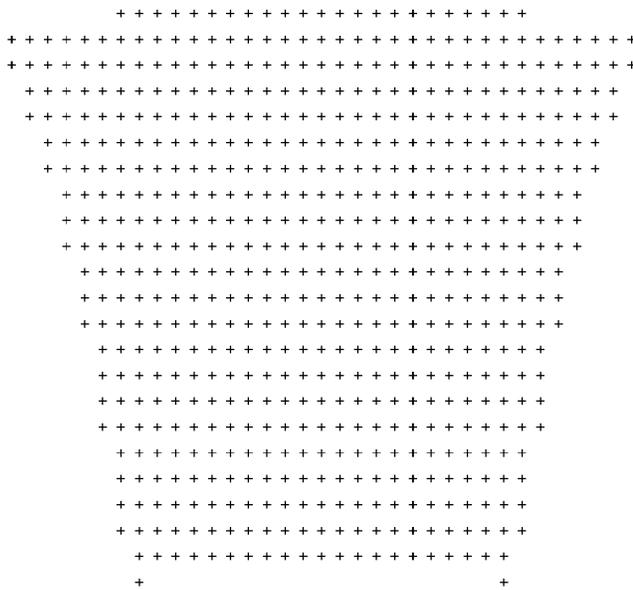
Abb. 2 : Arbeitsablauf der Prozessierung von Reanalysedaten



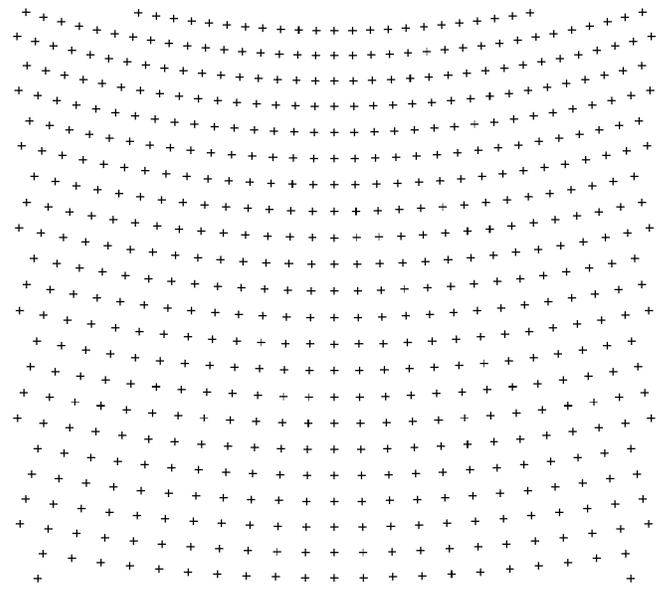
A. Pressure-Daten: Geographische Koordinaten (2.5°x2,5°)



B. Pressure-Daten: Albers Entwurf (10x10km)



C. Non- Pressure-Daten: Geographische Koordinaten (ca. 1.9°x1.9°)



D. Non-Pressure-Daten: Albers Entwurf (10x10km)

Abb. 3 : Lage der Datenpunkte für den Zentral- und Hochasiatischen Raum

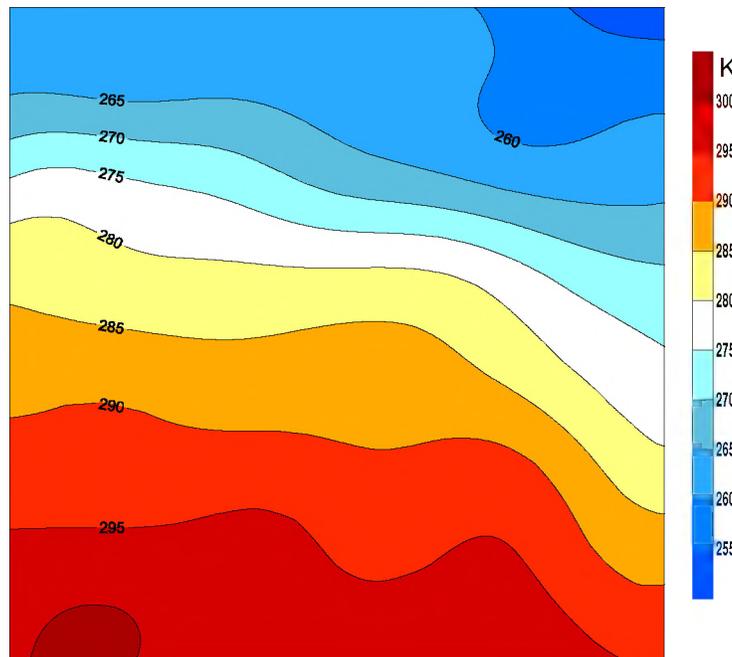
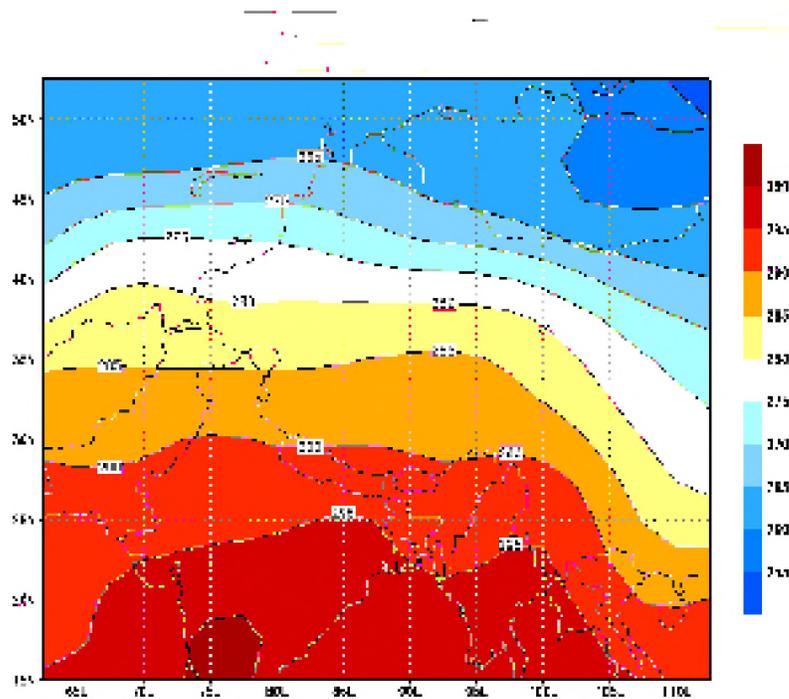


Abb. 4 : Visuelle Kontrolle der erzeugten Grid-Dateien am Beispiel der Mittelwerte der Temperaturen [K] der 1000hPa Topographie für Januar 1959:
 oben: Originaldaten, generiert via GRADS (2.5°x2.5°).
 unten: Datengrids, generiert via SURFER (Albers Entwurf, 10x10 km)

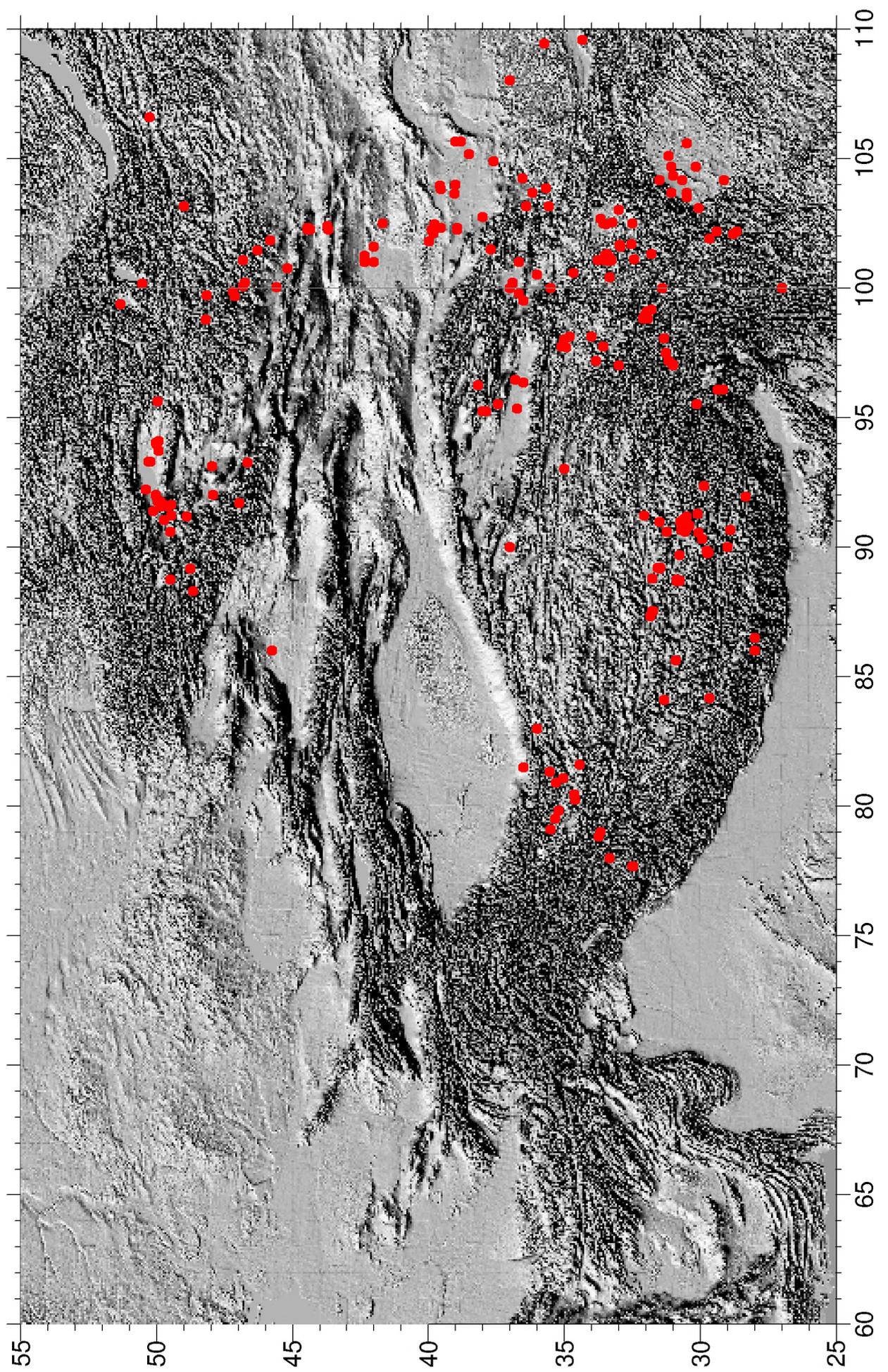
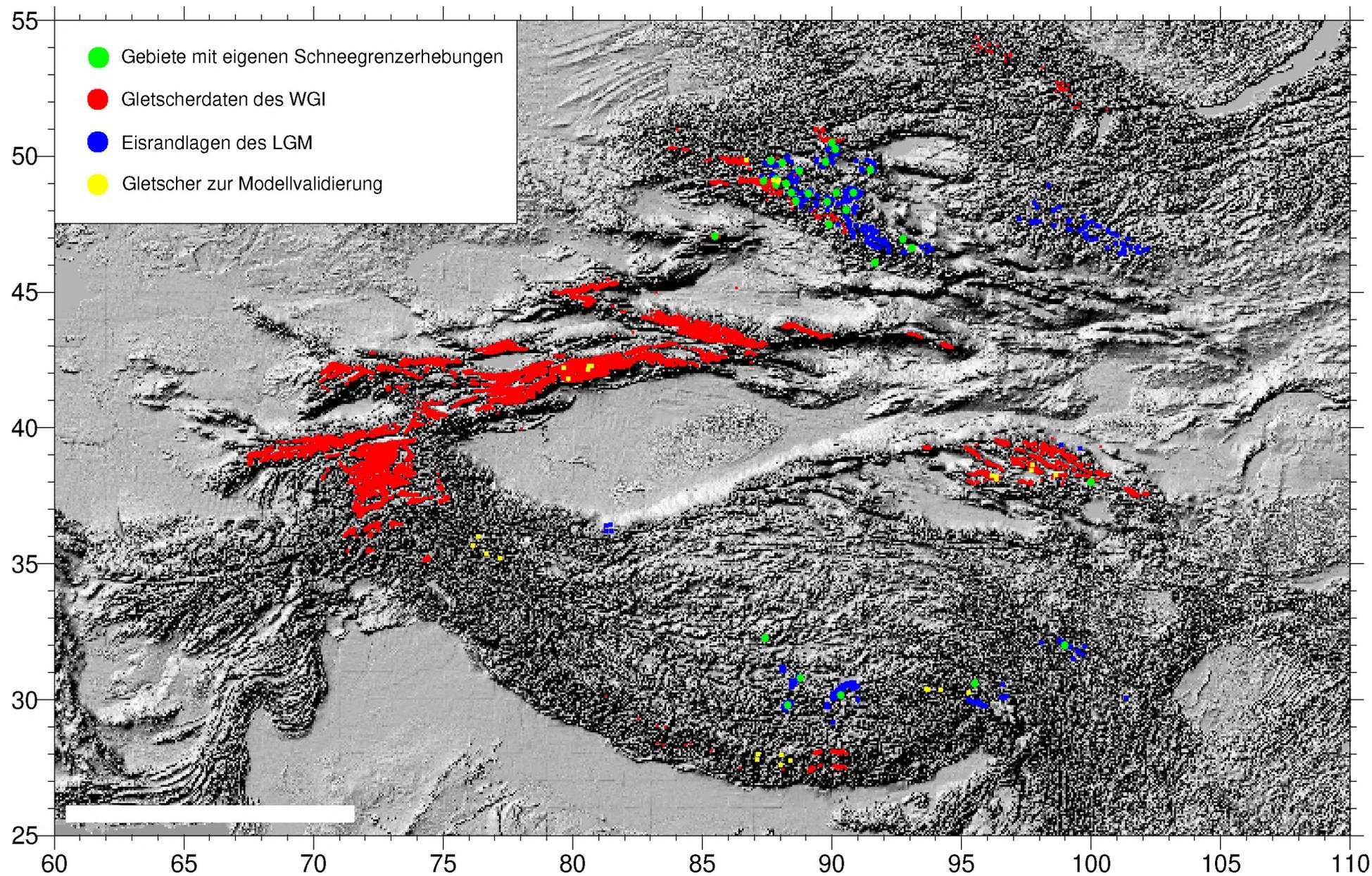


Abb.5a: Räumliche Verteilung der datierten Befunde in Zentralasien

Abb. 5b: Datendichte der Schneegrenzerhebung in Zentralasien



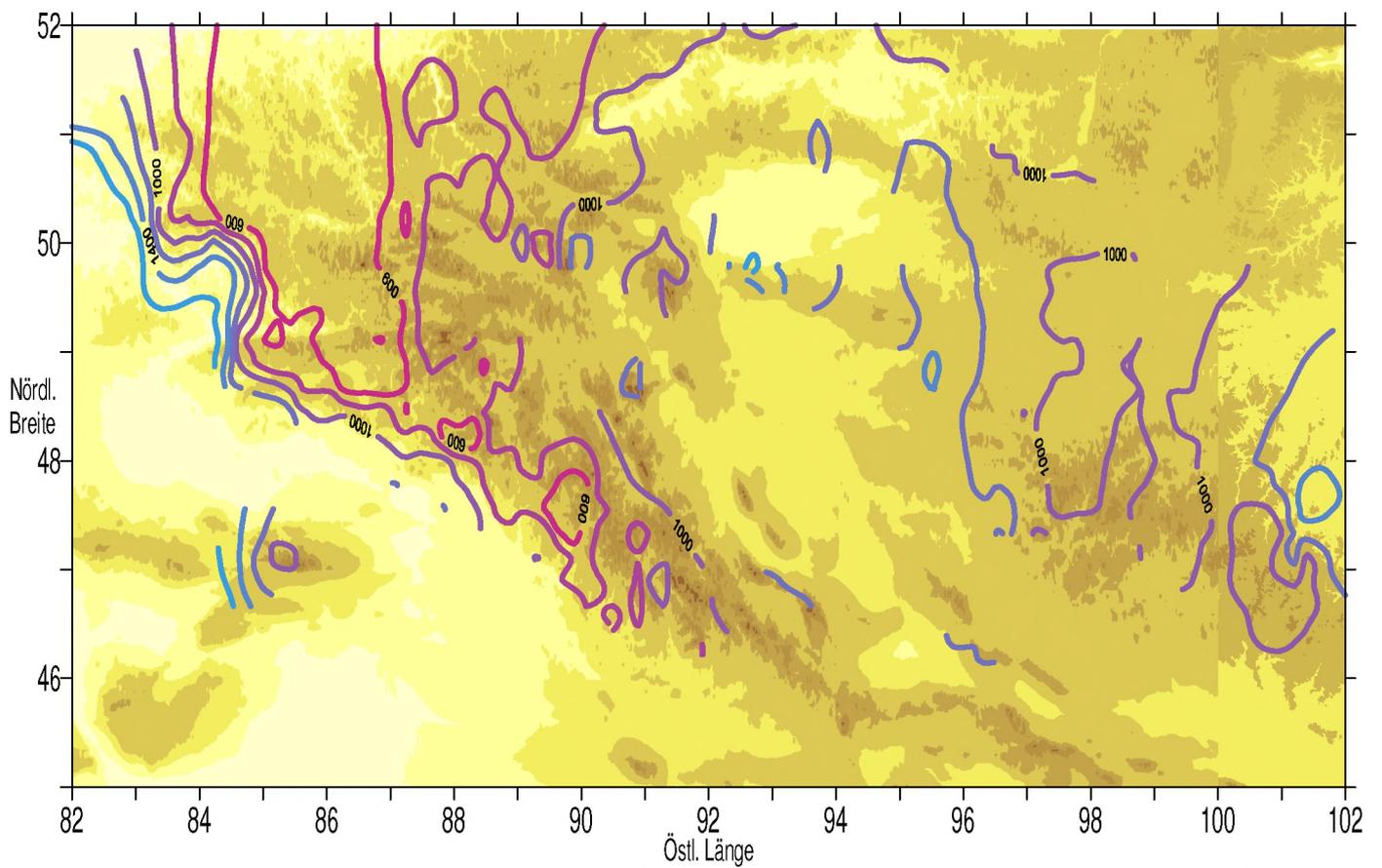
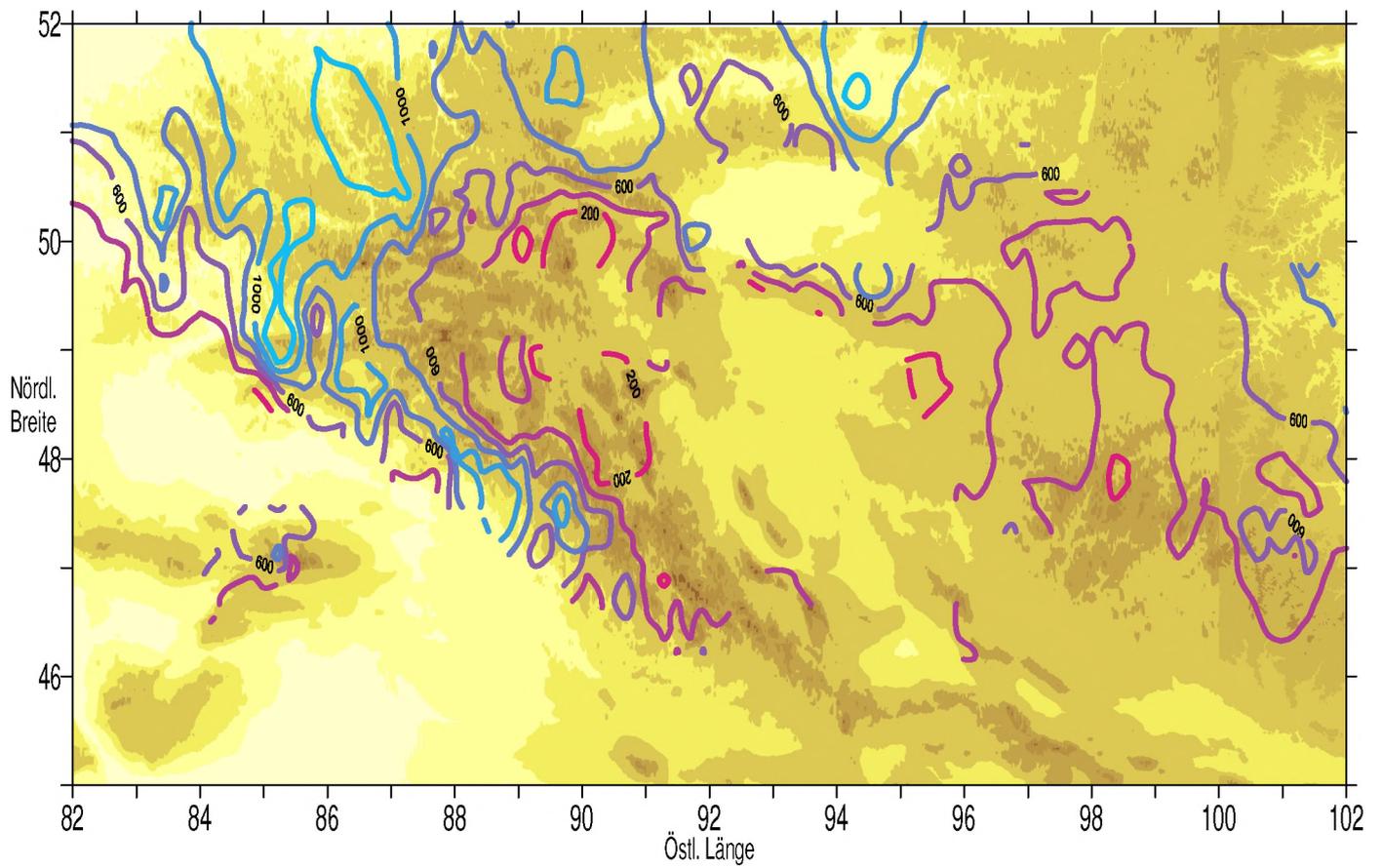
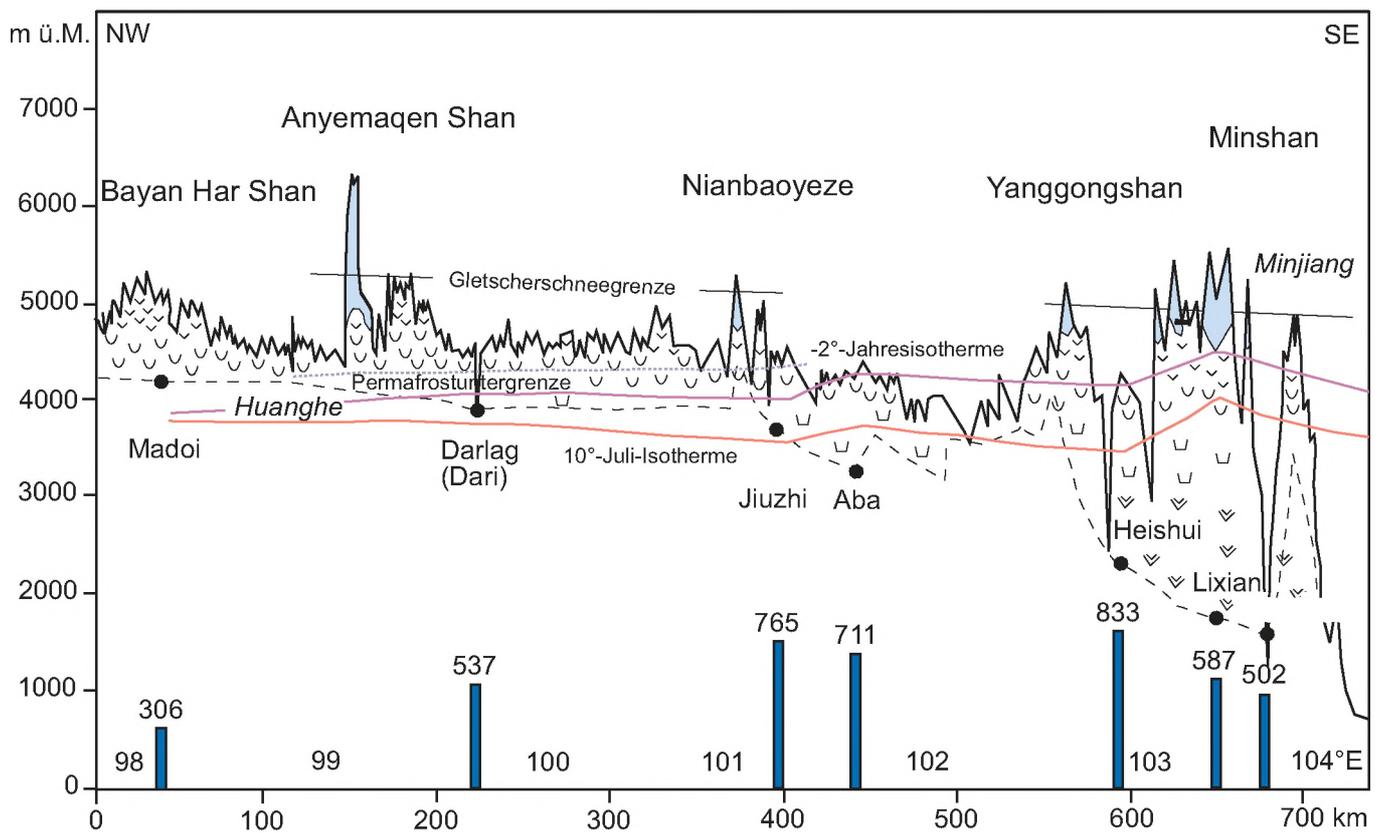
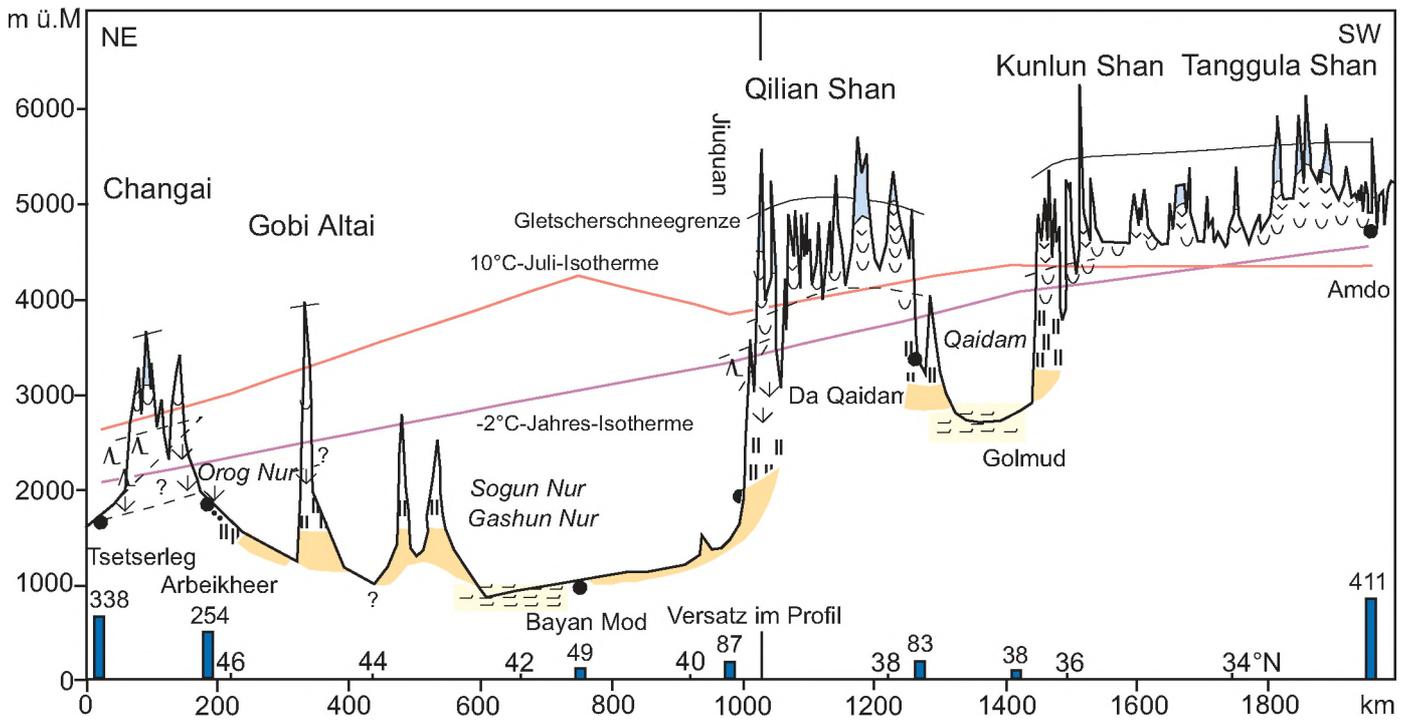


Abb. 7: Vertikaldistanz (m) zwischen Walduntergrenze und Waldobergrenze im Altai (oben).
Vertikaldistanz (m) zwischen Waldobergrenze und Schneegrenze im Altai (unten);

Rezente morphologische Formungsregionen

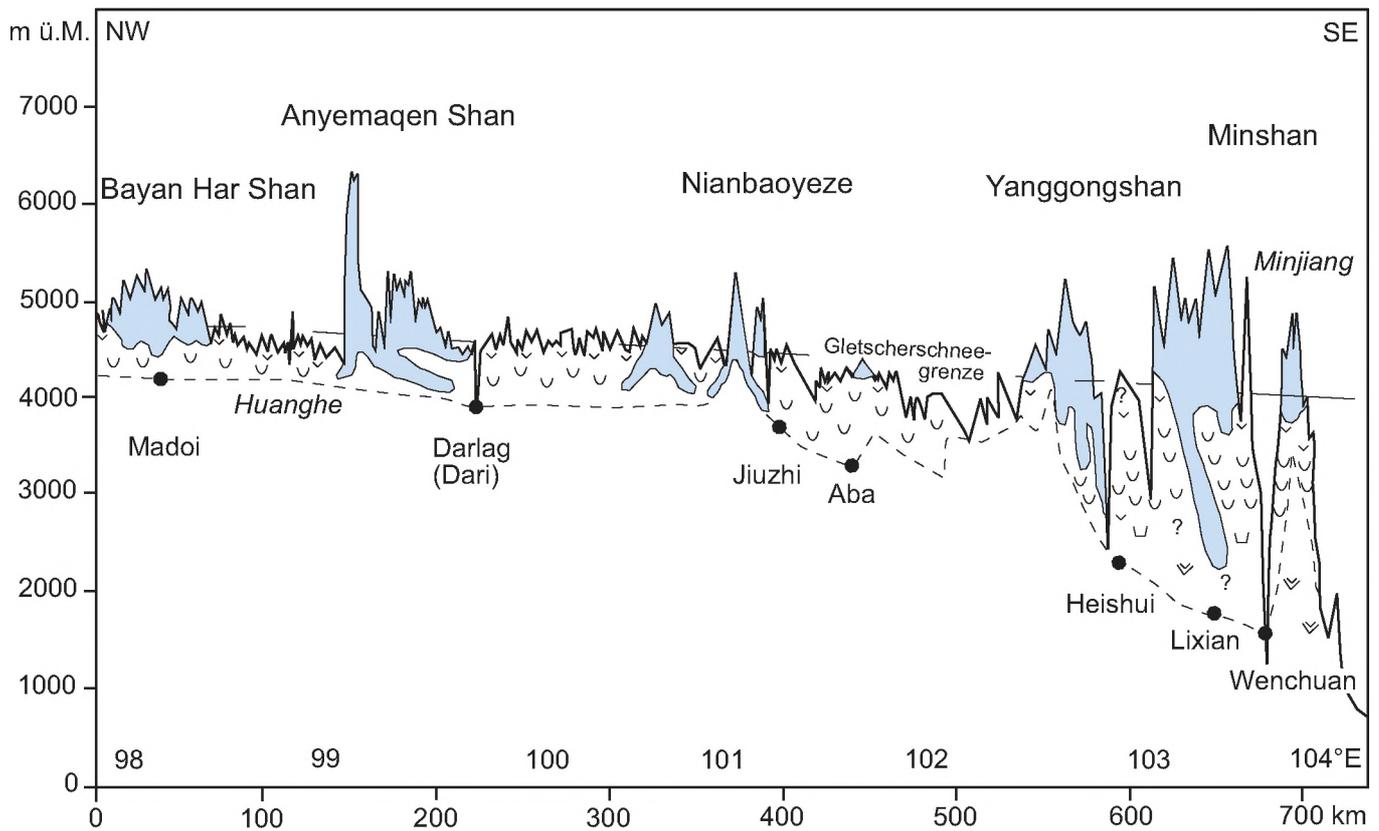
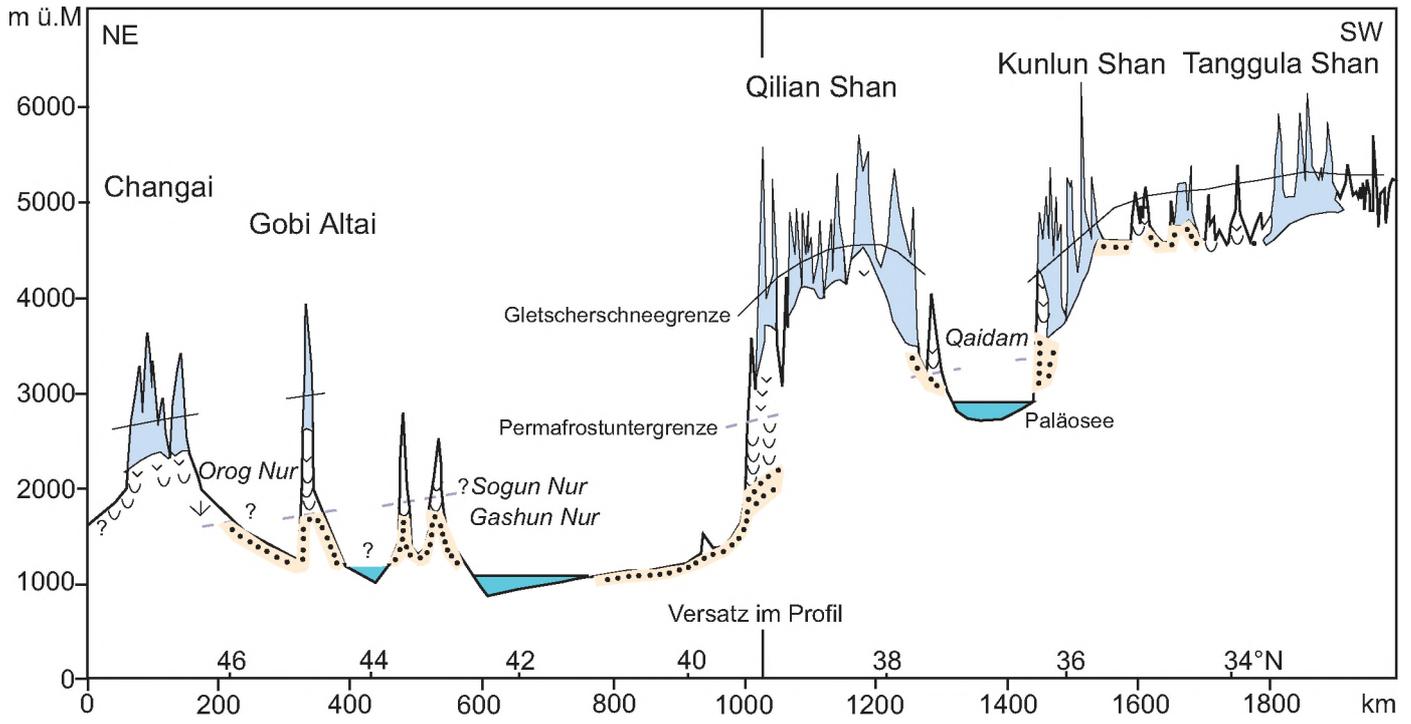


Formungsstufen und -regionen

- | | |
|-----------------------------|---|
| Glaziale Höhenstufe | Fußflächenlandschaft |
| Nivale Höhenstufe | Wüstenschluchtenlandschaft (Zone der Reliefzerschneidung) |
| Periglaziale Höhenstufe | Sandschwemmebenenlandschaft (äolisch-fluviale Formung) |
| Auentälerlandschaft | Aerodynamische Landschaft (äolische Formung) |
| Steppenschluchtenlandschaft | Klimastation |
| Torrententälerlandschaft | rezenter Jahresniederschlag in mm |

Abb. 8: Transsekt der rezente Formungs- und Prozessregionen vom zentralen tibetischen Plateau bis zum Changai und am Ostrand des tibetischen Plateaus

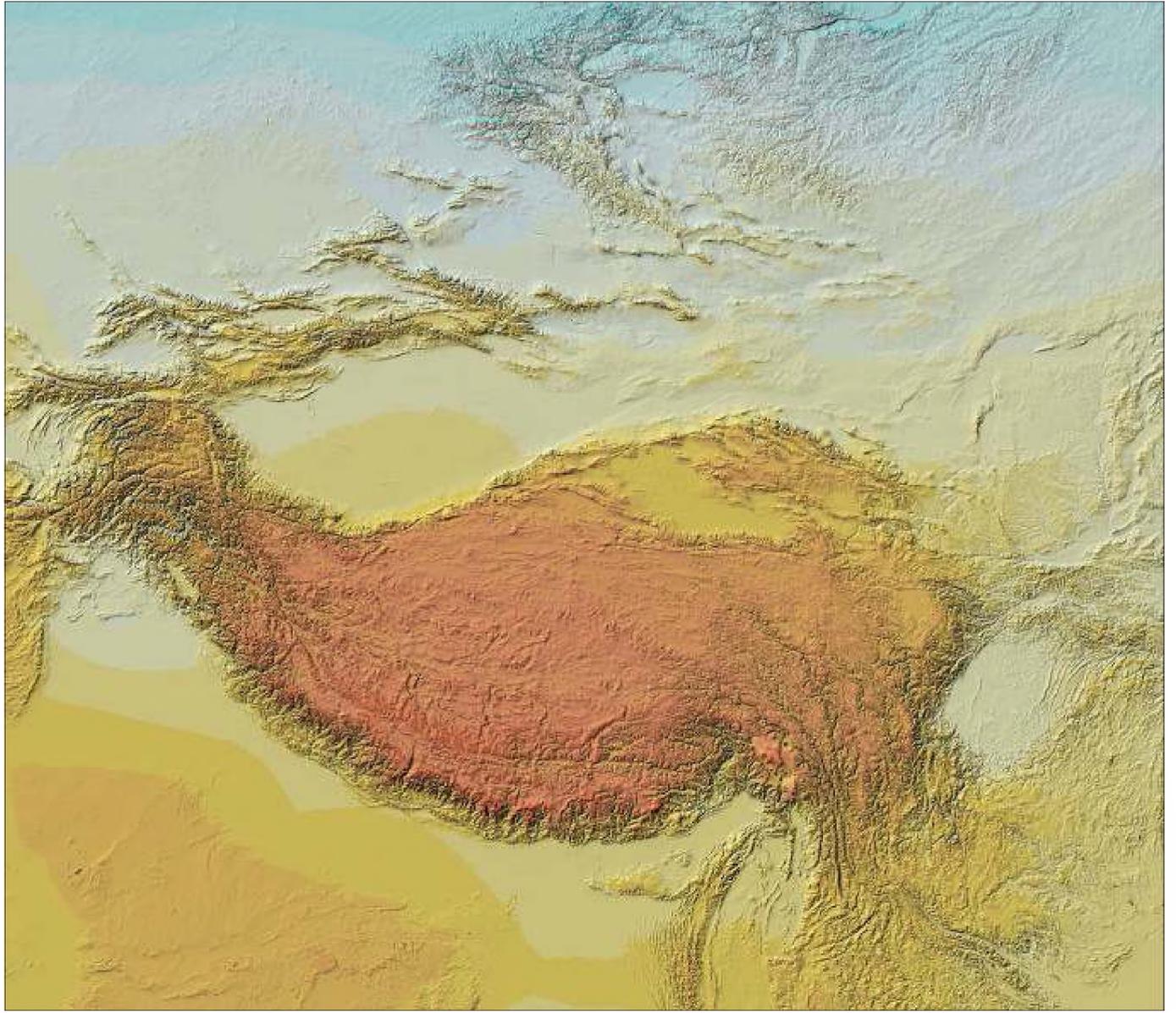
Vorzeitliche morphologische Formungsregionen



Formungsstufen und -regionen

- | | |
|-----------------------------|---|
| Glaziale Höhenstufe | Fußflächenlandschaft |
| Nivale Höhenstufe | Wüstenschluchtenlandschaft (Zone der Reliefzerschneidung) |
| Periglaziale Höhenstufe | Sandschwemmebenenlandschaft (äolisch-fluviale Formung) |
| Auentälerlandschaft | Aerodynamische Landschaft (äolische Formung) |
| Steppenschluchtenlandschaft | Klimastation |
| Torrententälerlandschaft | rezenter Jahresniederschlag in mm |

Abb. 9: Transsekt der vorzeitlichen Formungs- und Prozeßregionen vom zentralen tibetischen Plateau bis zum Changai und am Ostrand des tibetischen Plateaus



Modell: J. Böhner

Potentieller topographischer Strahlungsgenuß [Joule/m²/d]

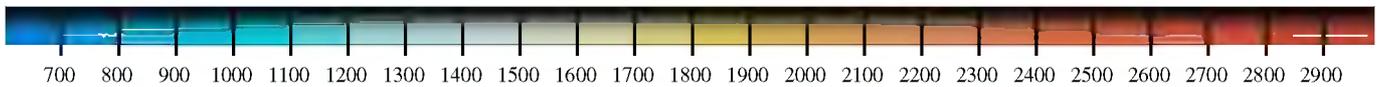
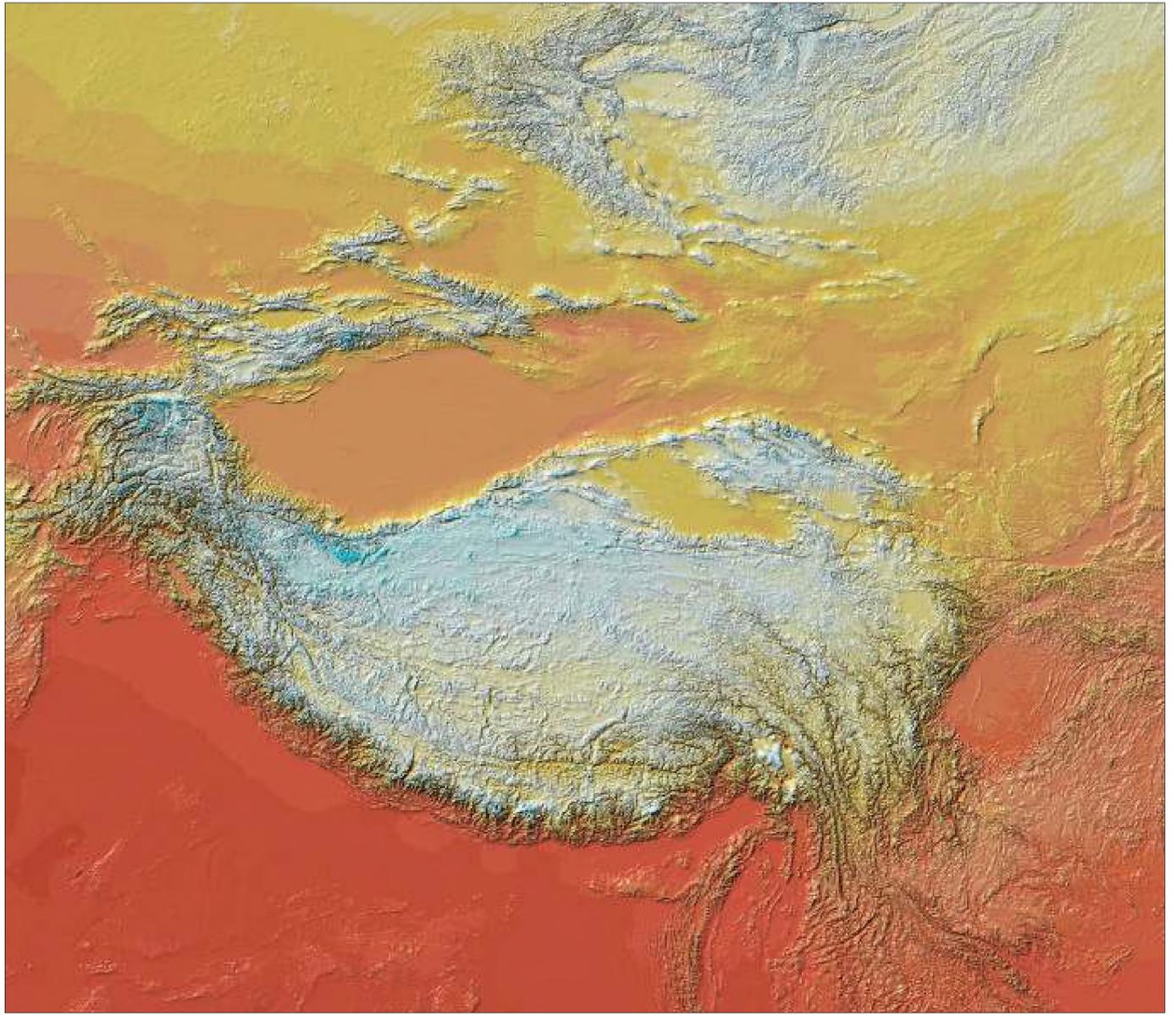


Abb. 10: Potentieller topographischer Strahlungsgenuß (Bezugsperiode 1961-1990) Jahresmittel [Joule/m²/d]

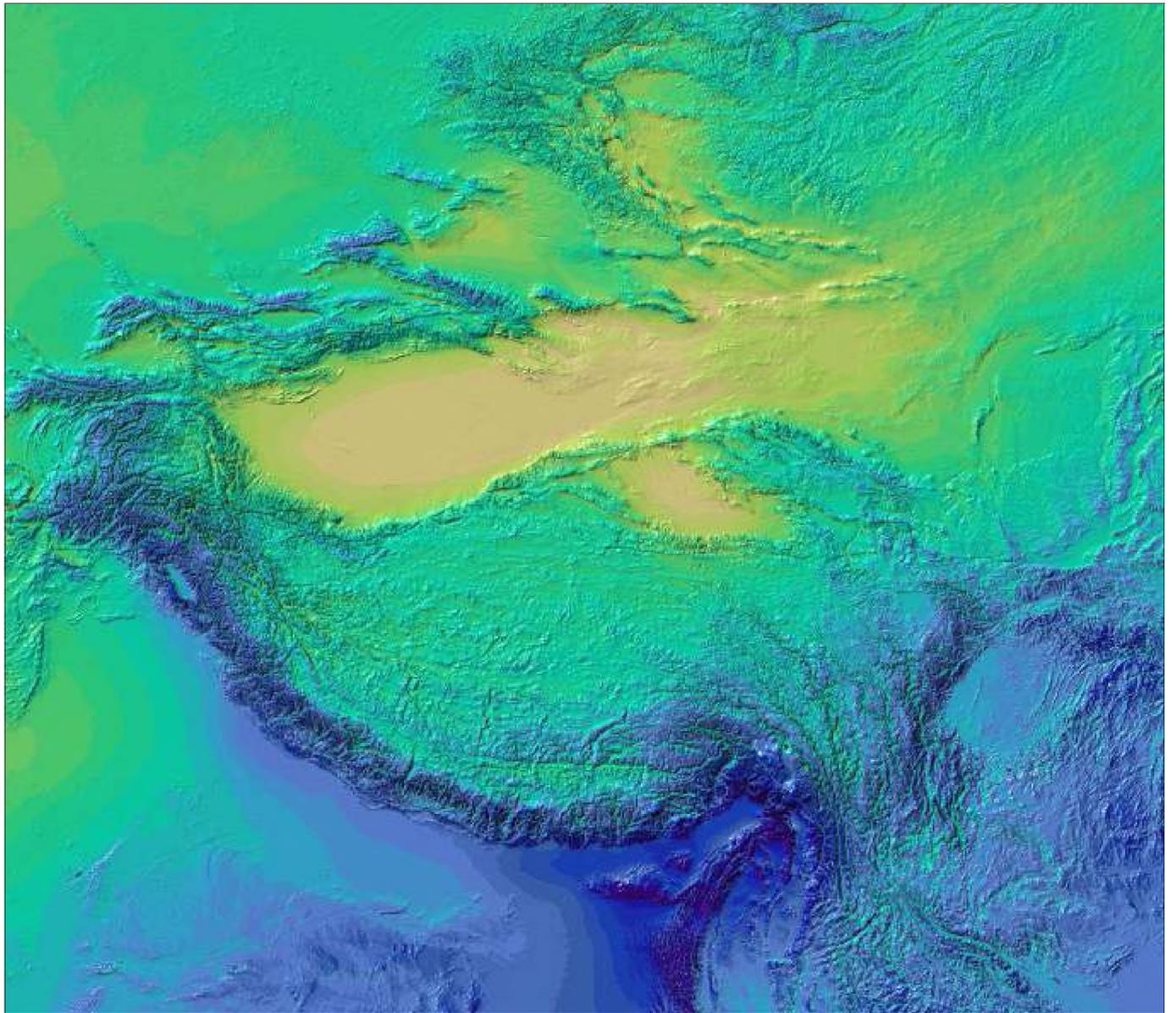


Modell: J. Böhner

Temperatur [°C]



Abb. 11: Temperaturverteilung (Bezugsperiode 1961-1990) - Jahresmittel [°C]



Modell: J. Böhner

Niederschlag [mm]

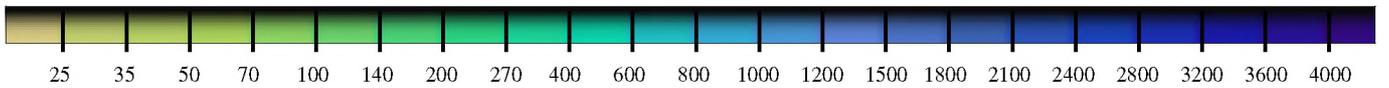
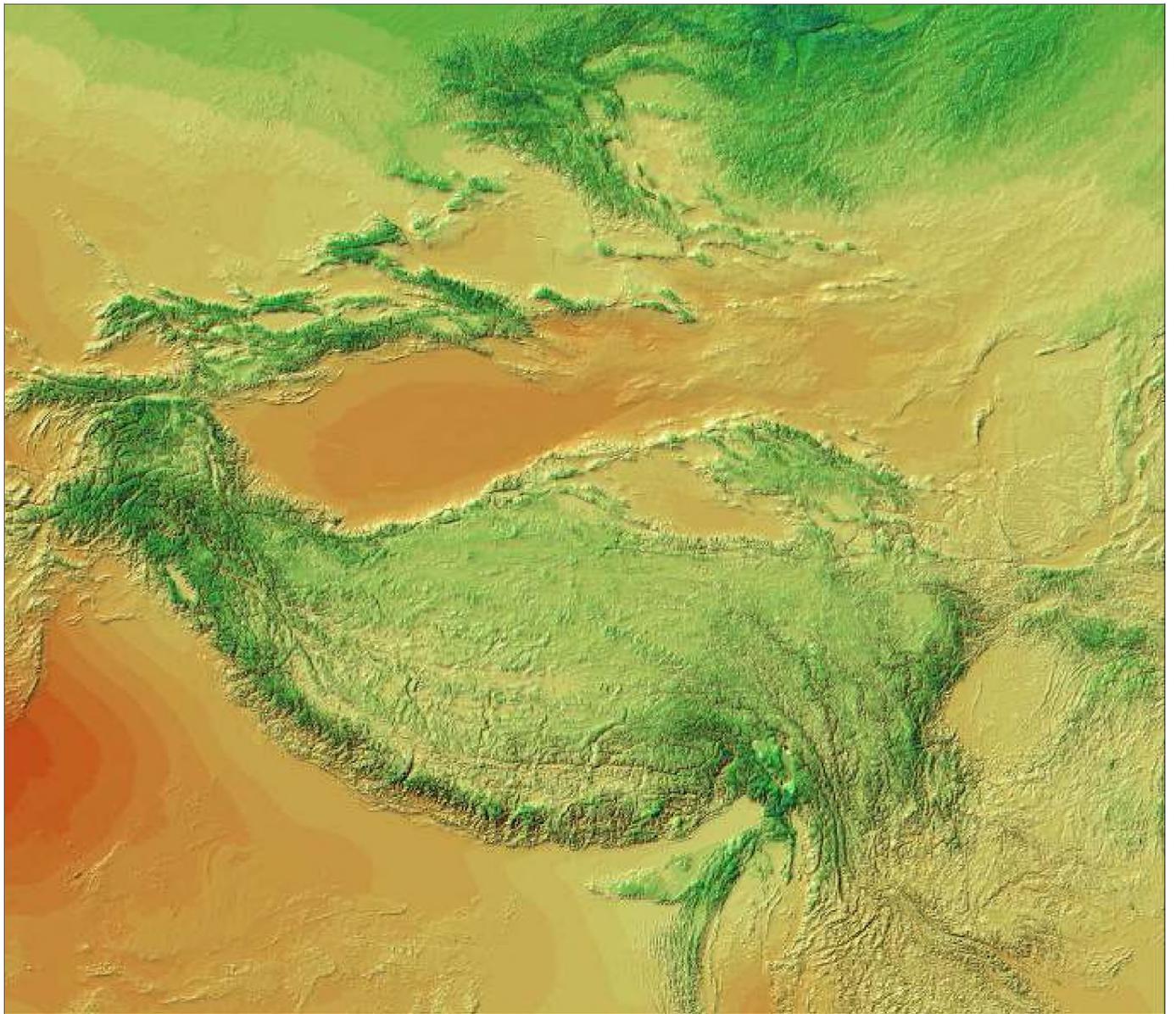


Abb. 12: Niederschlagsverteilung (Bezugsperiode 1961-1990) - Jahressummen [mm]



Modell: J. Böhner

Potentielle Evapotranspiration [mm]

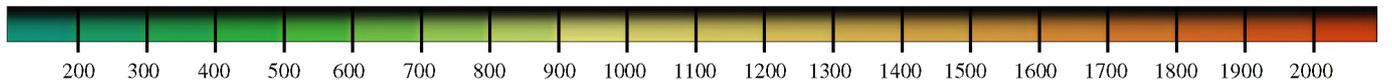
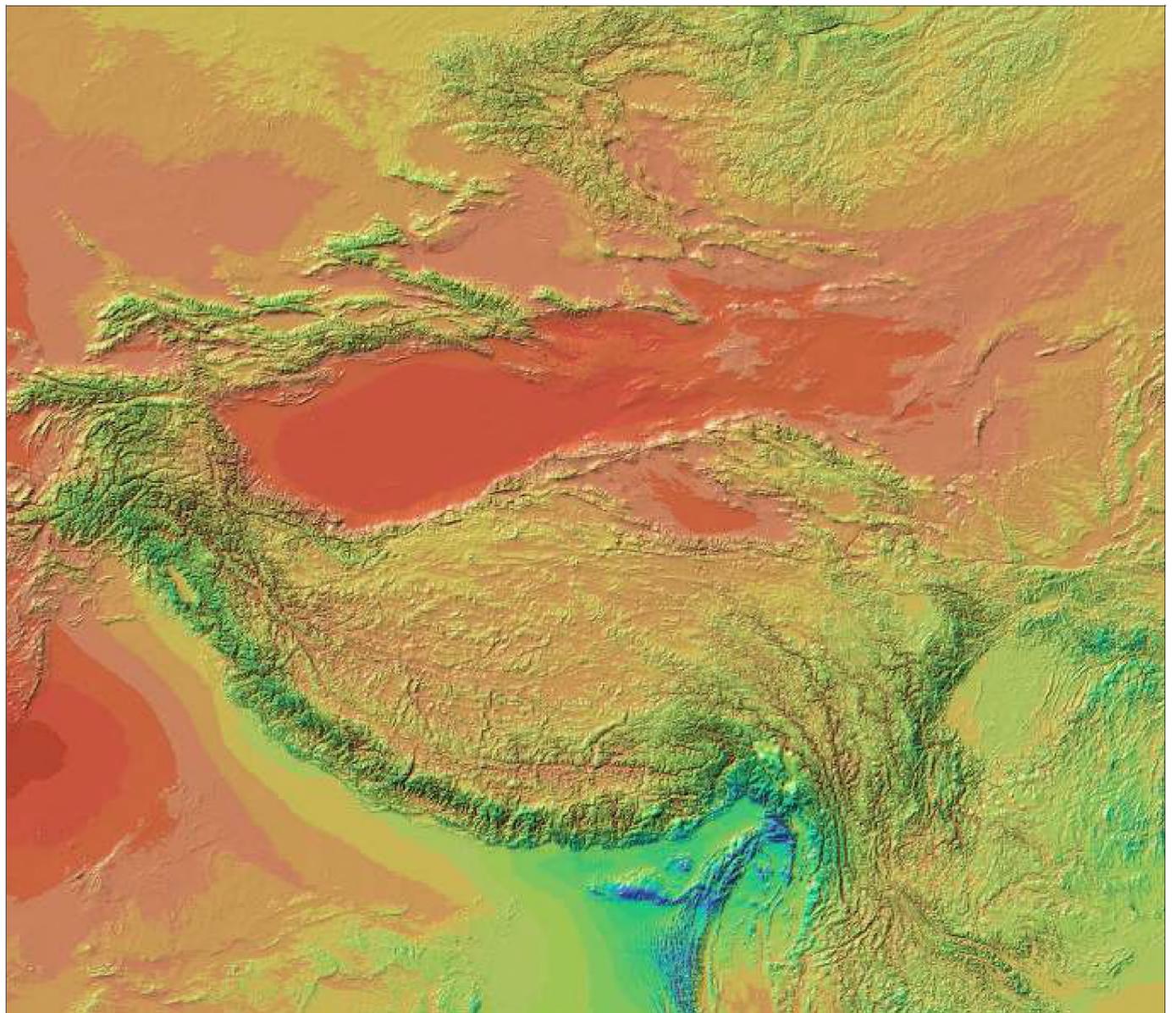


Abb. 13: Potentielle Evapotranspiration (Bezugsperiode 1961-1990) Jahressummen [mm]



Modell: J. Böhner

Klimatologische Wasserbilanz [mm]

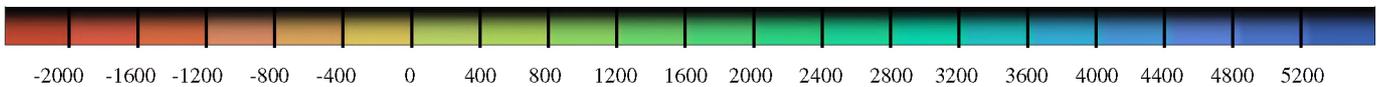


Abb. 14: Klimatologische Wasserbilanz (Bezugsperiode 1961-1990) Jahressummen [mm]

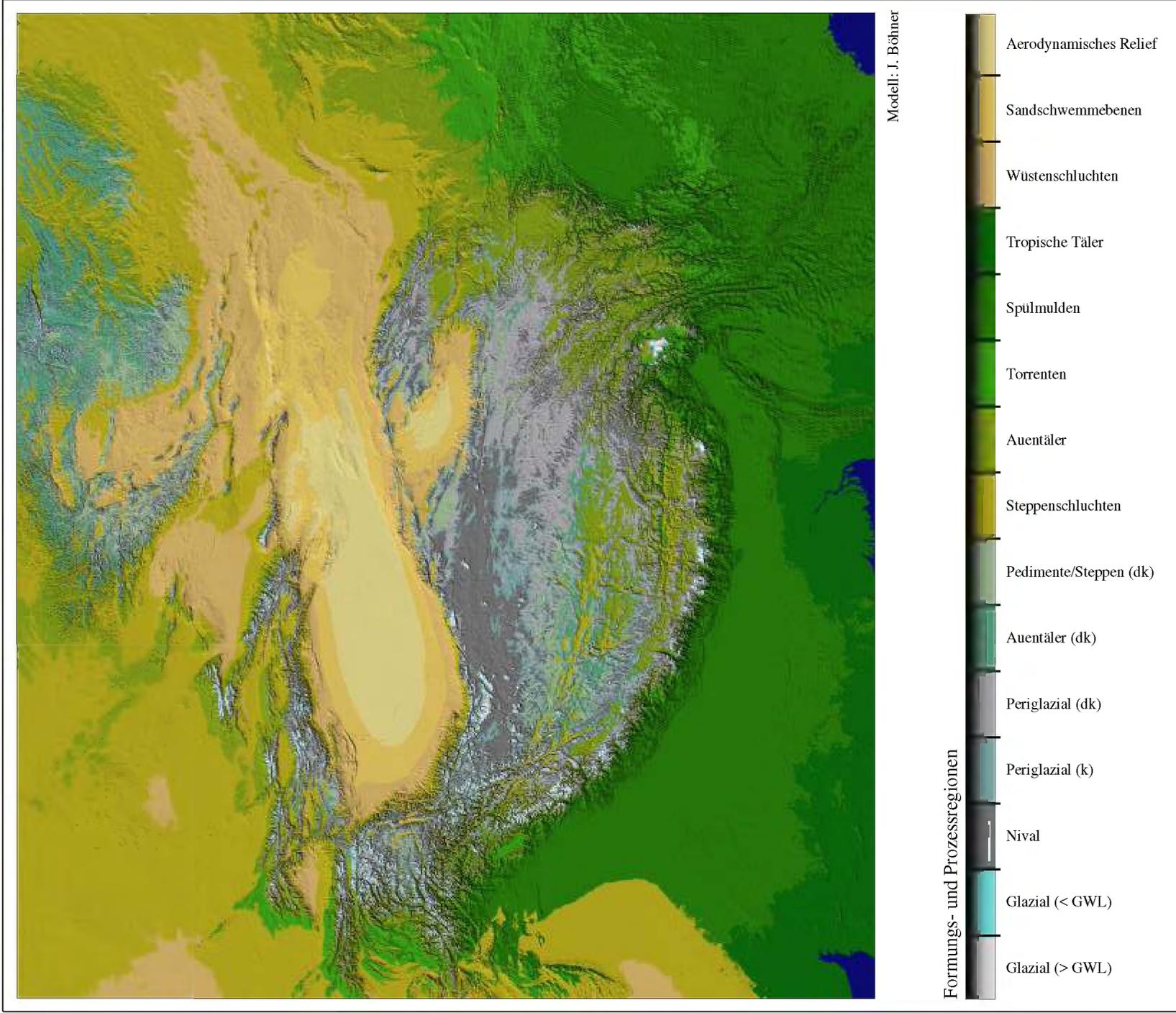


Abb. 15: Rezente Formungs- und Prozessregionen

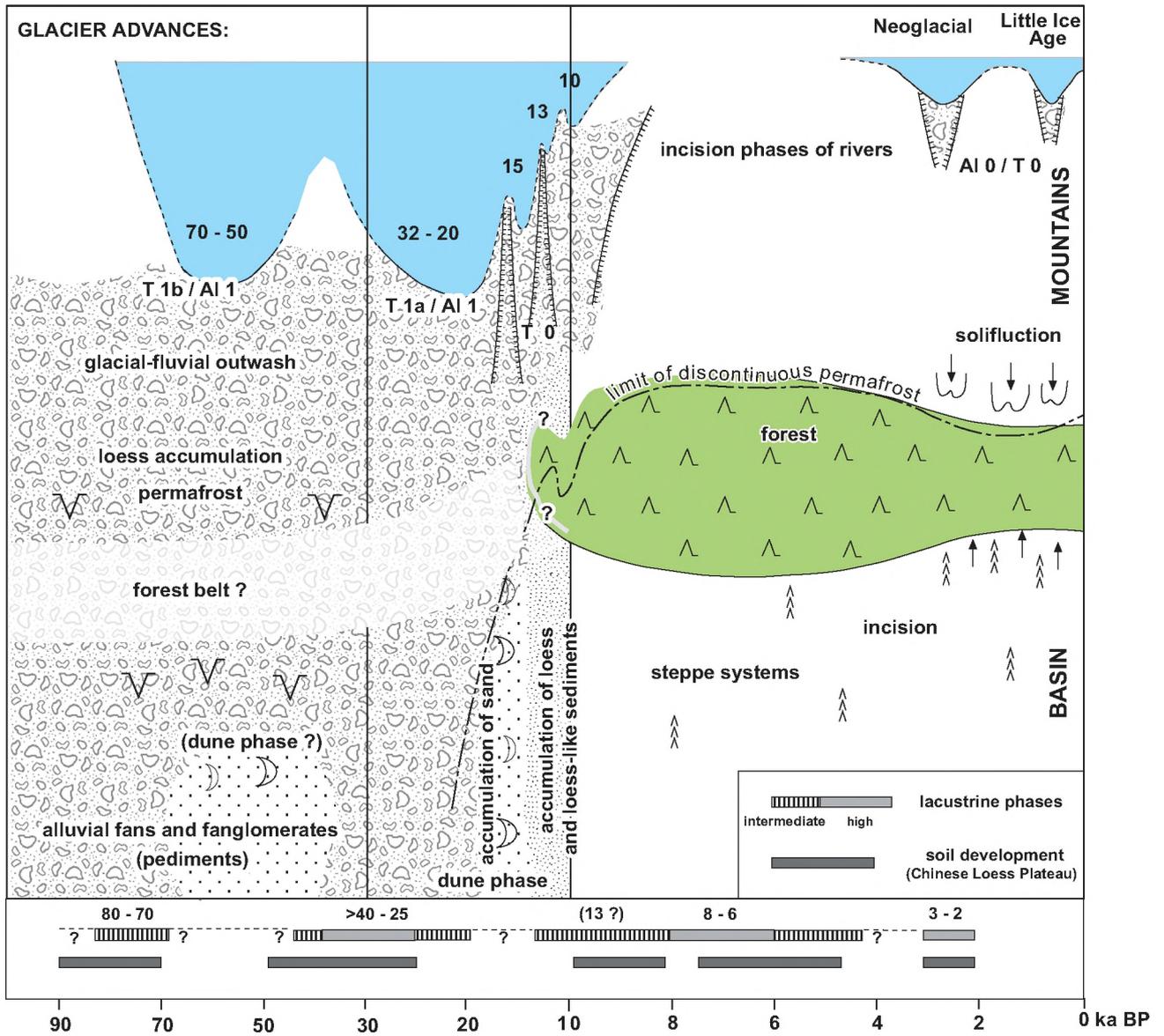


Abb. 16: Chronostratigraphie Zentral- und Hochasiens der letzten 100.000 Jahre.

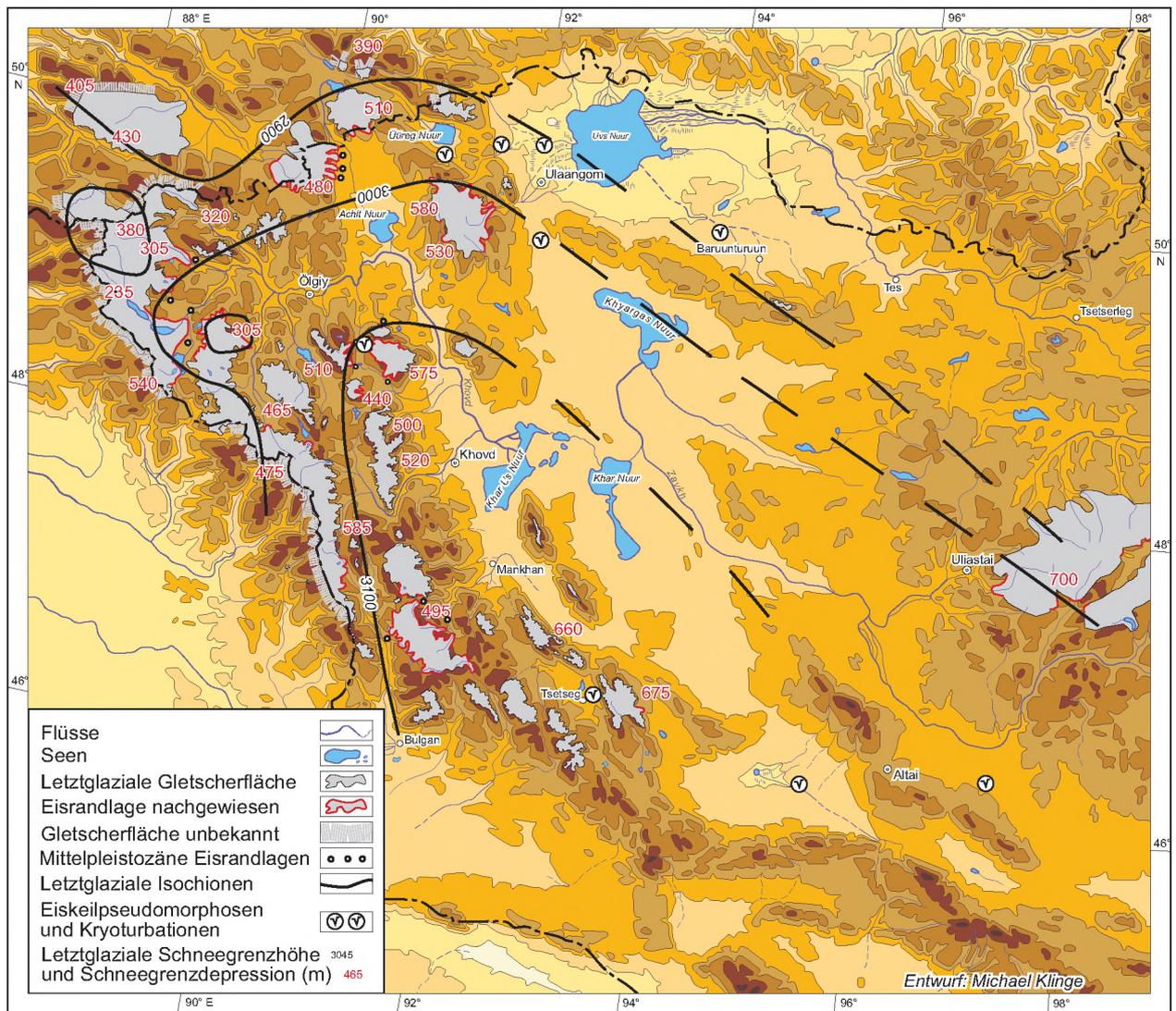
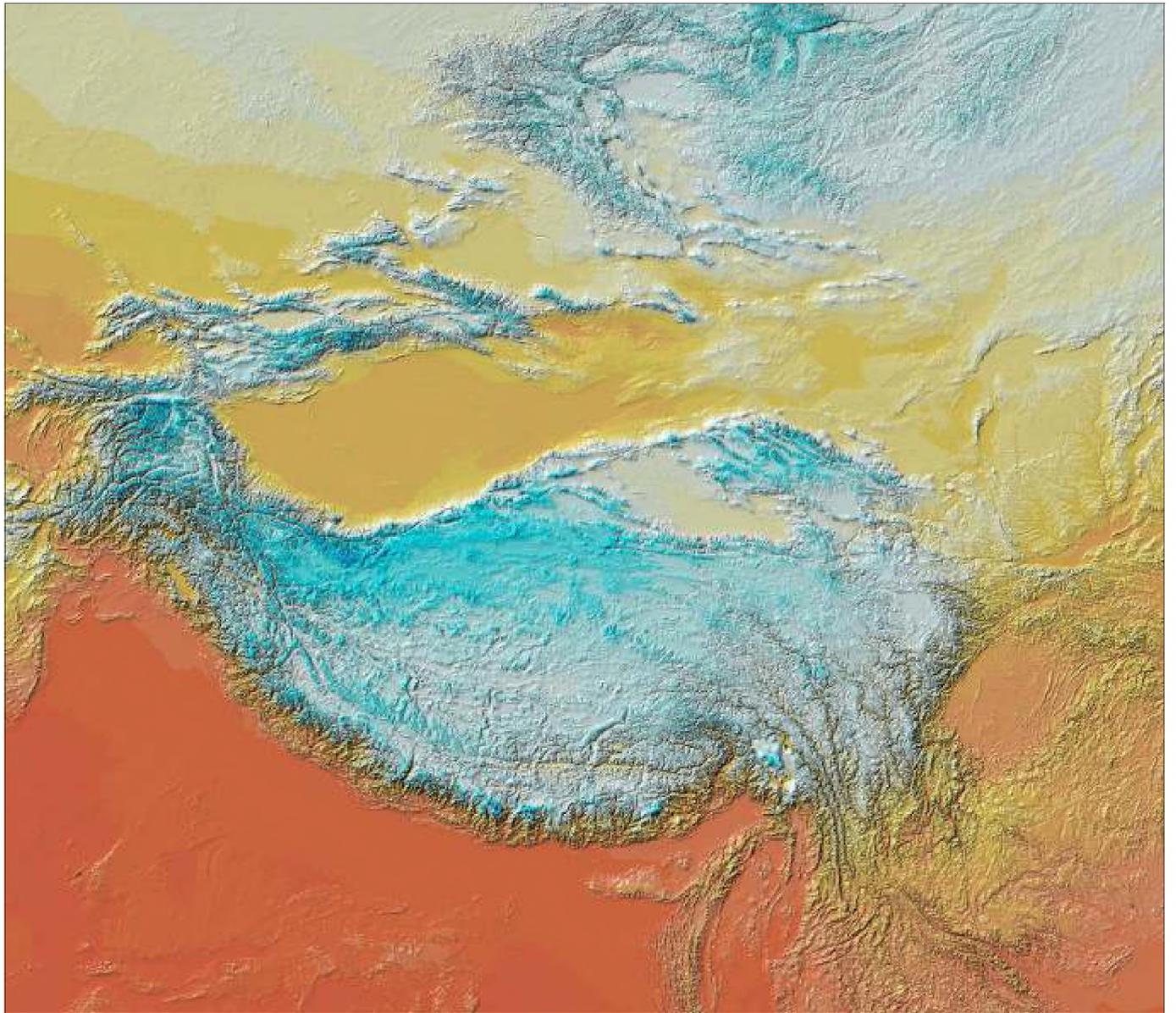


Abb. 17: Die vorzeitliche (M_1) Gletscherfläche, der Verlauf der letztglazialen Isochionen und die Schneegrenzdepressionen im Mongolischen Altai.



Modell: J. Böhrner

Temperatur [°C]

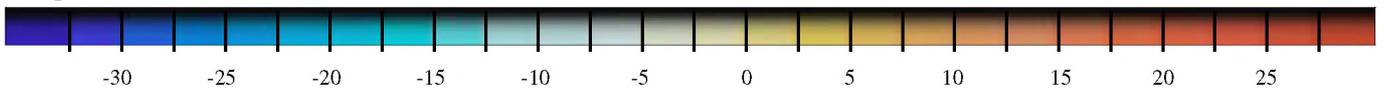
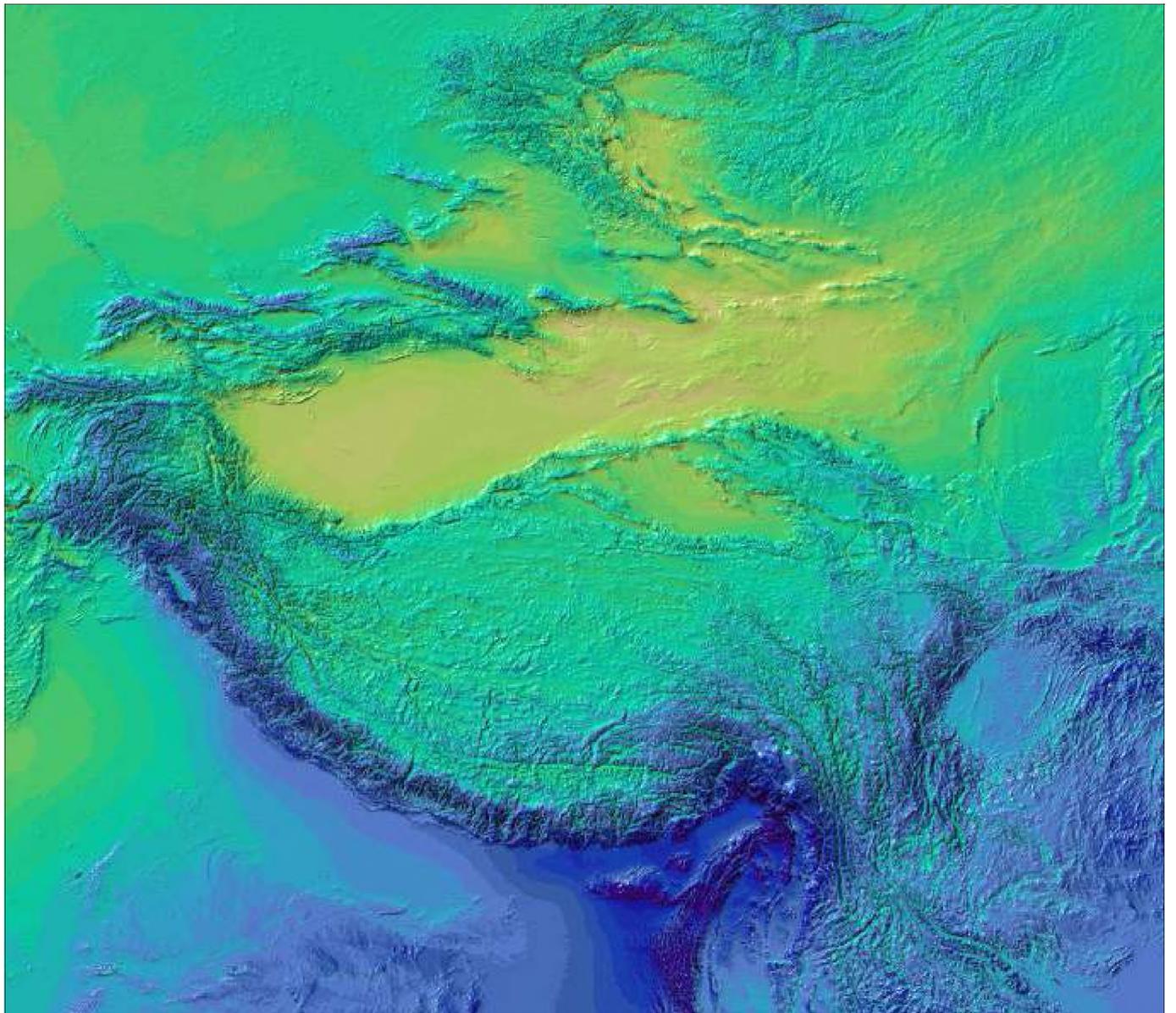


Abb. 18: Temperaturverteilung (Rekonstruktion LGM) - Jahresmittel [°C]



Modell: J. Böner

Niederschlag [mm]

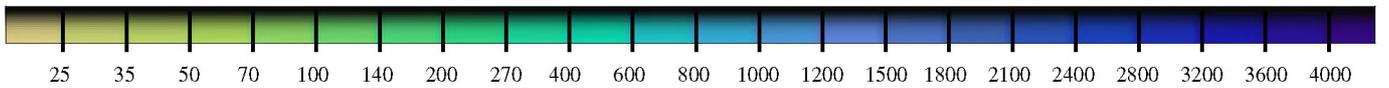
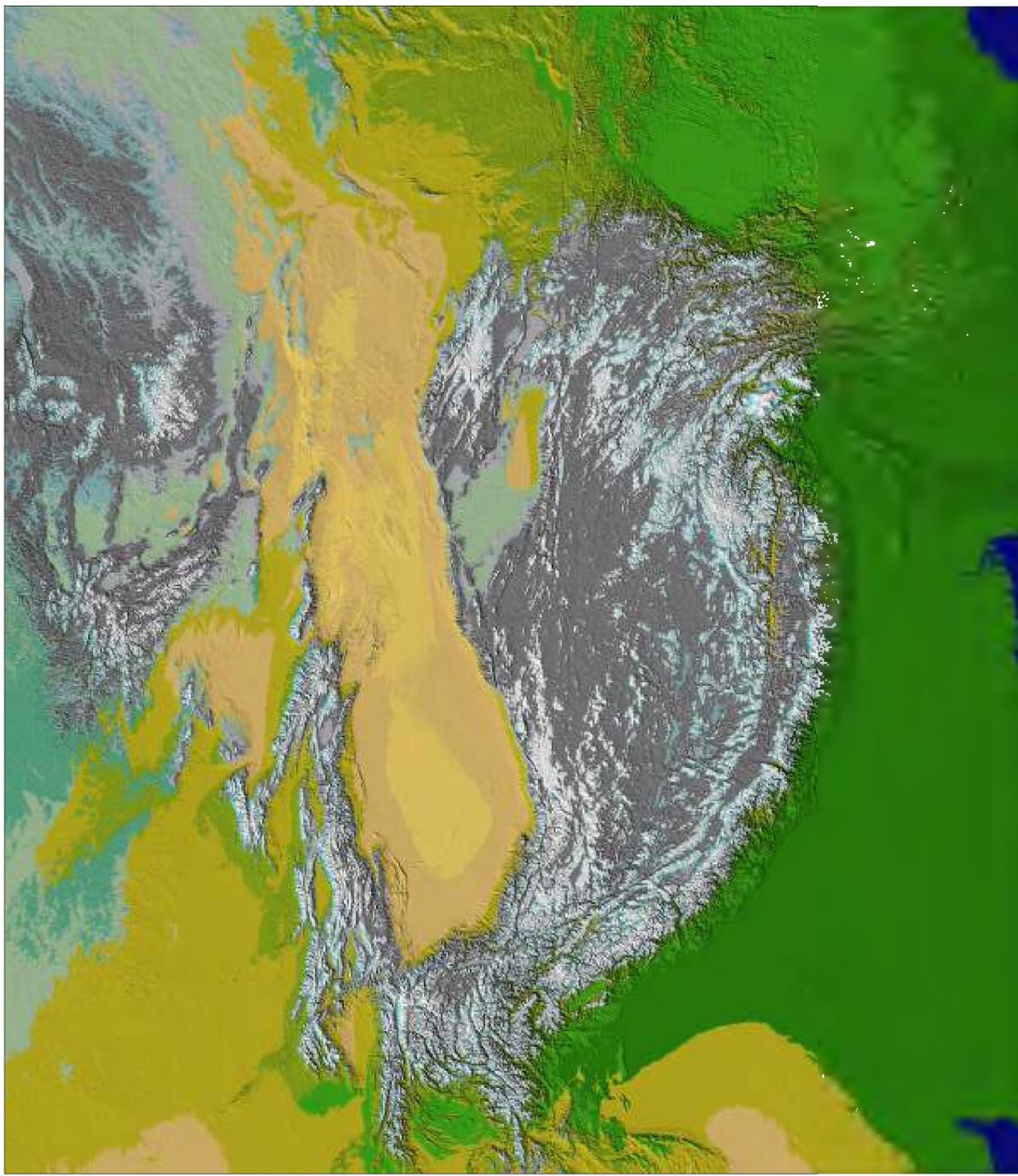


Abb. 19: Niederschlagsverteilung (Rekonstruktion LGM) - Jahressummen [mm]



Modell: J. Böhm

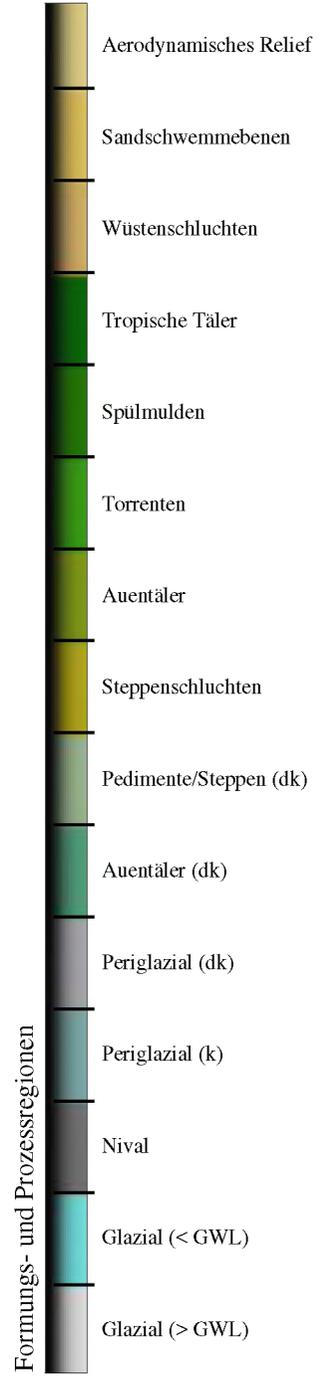


Abb 20: Formungs- und Prozessregionen zum Zeitpunkt des LGM

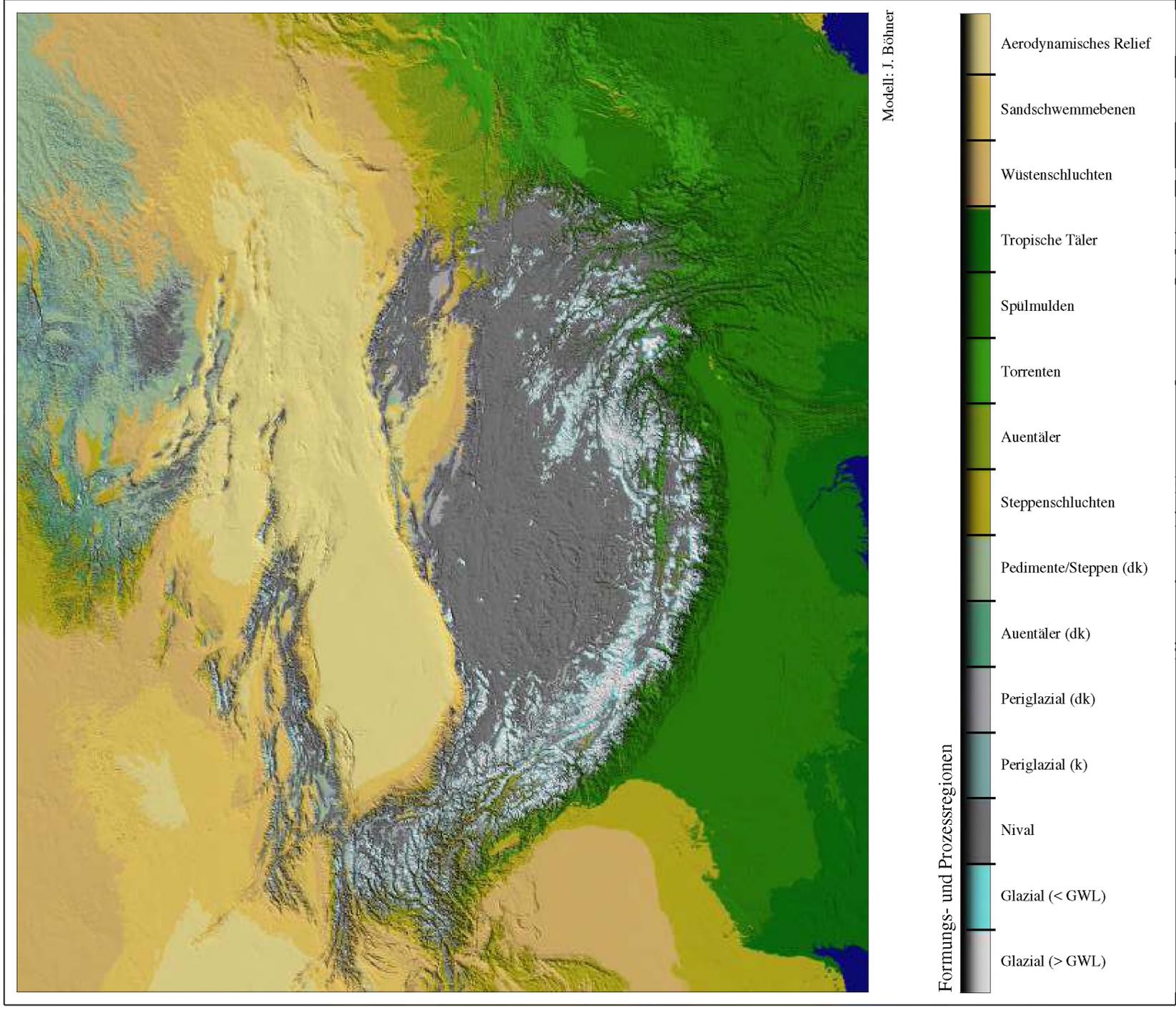


Abb. 21: Formungs- und Prozessregionen zum Zeitpunkt des LGM (ECHAM - Szenario)

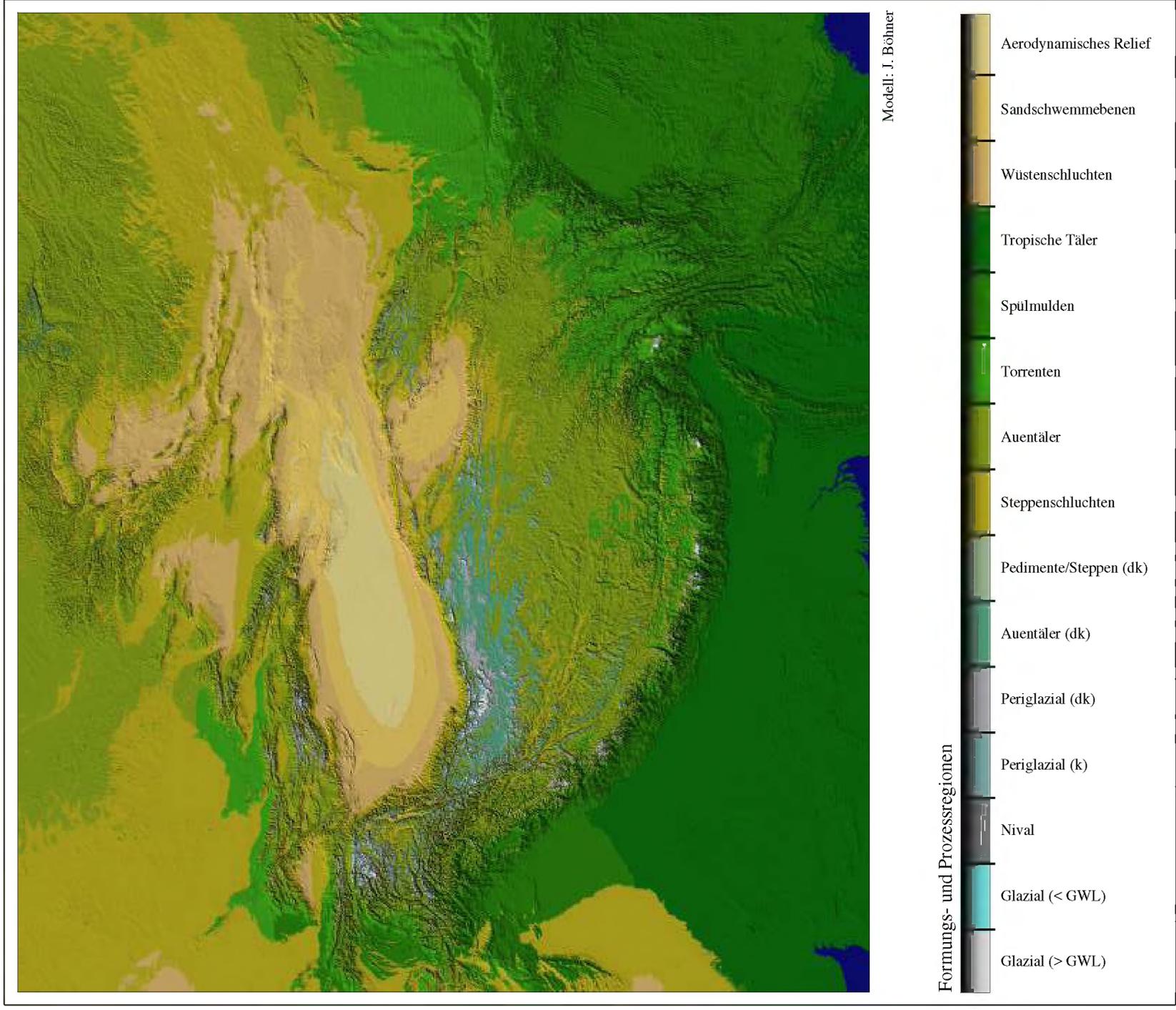


Abb. 22: Potentiell zukünftige landschaftsökologische Veränderungen - SRES Marker (IPCC) A2 high-Szenario