

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

---

Herausgegeben von Margot Böse, Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur  
und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Marion Müller

Heft 63

Herausgegeben von Margot Böse und Jürgen Hofmann

# Forschungsergebnisse zur Klimageschichte und Reliefentwicklung Nordafrikas und Asiens

Festschrift für Dieter Jäkel zum 65. Geburtstag

11 Beiträge:

1998

---

Im Selbstverlag des Geomorphologischen Labors der Freien Universität Berlin  
ISBN 3-88009-064-5

*Margot Böse und Jürgen Hofmann (Hrsg.)*

Forschungsergebnisse zur Klimageschichte und Reliefentwicklung Nordafrikas und Asiens

Festschrift für Dieter Jäkel zum 65. Geburtstag



**Satz und Layout:** · Thorsten Otto  
· Institut für Geographische Wissenschaften · Fachrichtung Physische Geographie  
· Freie Universität Berlin · Malteserstr. 74–100 · 12249 Berlin

**Druck:** · Zentrale Universitäts-Druckerei, Kelchstraße 31, 12169 Berlin

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

---

Herausgegeben von Margot Böse, Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur  
und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Marion Müller

Heft 63

Herausgegeben von Margot Böse und Jürgen Hofmann

# Forschungsergebnisse zur Klimageschichte und Reliefentwicklung Nordafrikas und Asiens

Festschrift für Dieter Jäkel zum 65. Geburtstag

11 Beiträge:

1998

---

Im Selbstverlag des Geomorphologischen Labors der Freien Universität Berlin  
ISBN 3-88009-064-5



## Vorwort

Am 19. Juni 1998 vollendete Prof. Dr. Dieter Jäkel das 65. Lebensjahr. Aus diesem Anlaß möchten Freunde, Kollegen und Schüler mit diesem Heft dem jahrzehntelangen Schriftleiter der Berliner Geographischen Abhandlungen, dem Wissenschaftler, Hochschullehrer, Kollegen und akademischen Freund eine Reverenz erweisen. Wer Dieter Jäkel näher kennt, weiß, daß er auch in Zukunft sich trotz des offiziellen Ruhestandes intensiv mit Fragen der Wüstenforschung, insbesondere in China, beschäftigen wird.

Als Rahmenthema für das vorliegende Heft wurde „Forschungsergebnisse zur Klimageschichte und Reliefentwicklung in Nordafrika und Asien“ für interessierte Autoren vorgegeben. Damit wird der Schwerpunkt auf die Gebiete gelegt, die im Zentrum des wissenschaftlichen Interesses von Dieter Jäkel liegen.

Geboren am 19. Juni 1933 im schlesischen Langneundorf, kam Dieter Jäkel mit seiner Familie am Kriegsende nach Bielstein bei Gummersbach. Nach der Schule, einer abgeschlossenen Tischlerlehre und dem Abitur auf einem Abendgymnasium, studierte er Geographie, Geschichte und Sport in Köln, Innsbruck und Berlin. Nach kurzem Intermezzo im Schuldienst in Hannover kehrte er an die Freie Universität Berlin zurück. Unter der Leitung von Prof. Dr. Jürgen Hövermann beteiligte er sich maßgeblich am Aufbau der universitätseigenen Wüstenforschungsstation in Bardai/Tschad. Nicht nur sein wissenschaftliches Interesse, das in seiner 1969 abgeschlossenen Dissertation über die Terrassen des Enneri Bardagué-Arayé zum Ausdruck kam, sondern auch sein handwerkliches Geschick als gelernter Tischler haben ihn zu einem unverzichtbaren Mitglied der Aufbaumannschaft dieser Forschungsstation gemacht.

Nach seinen Tätigkeiten als Wissenschaftlicher Assistent und Akademischer Rat wurde er 1972 Hochschullehrer an der Freien Universität. 1972 wurde er offiziell auch der Leiter der Station Bardai – als solcher steht er auch heute noch im Vorlesungsverzeichnis – und er hat sich nach dem Ende des Bürgerkrieges, der seit Anfang der 70iger

Jahre Forschungsarbeiten unmöglich machte, bereits 1990 nach Bardai begeben, um herauszufinden, daß die universitätseigene Station noch steht.

Nach dem bürgerkriegsbedingten Ende der Forschungsmöglichkeiten im Tschad führte er Untersuchungen in Libyen, dem Sudan und im Sahel mit einem Schwerpunkt im Niger durch. Auf diesen Arbeiten basierte seine Habilitation im Jahre 1984.

Seine durch Hilfsbereitschaft und zeitweise durch Spontantät gekennzeichneten Aktivitäten in seiner wissenschaftlichen Laufbahn, auf die in den folgenden Laudationes näher eingegangen wird, haben ihn jung erhalten. Schüler und Kollegen möchten ihm mit dieser Festschrift einen kleinen Beitrag zu dem anbieten, was ihn in seinem Hochschullehrerleben wissenschaftlich am meisten bewegt.

Es ist auch ein Dank an Dieter Jäkel, der 1971 die Aufgabe des Schriftleiters von seinem Kollegen und Freund Horst Hagedorn übernommen und seither 52 Bände der Berliner Geographischen Abhandlungen in dieser Funktion betreut hat.

Die Herausgeber danken der Schriftleiterin, Frau Dipl.-Geogr. Marion Müller, für die von ihr übernommene Redaktionsarbeit und Herrn Thorsten Otto für die Layout-Bearbeitung.

Es sei darauf hingewiesen, daß die Beiträge in diesem Band inhaltlich und im Hinblick auf die Zitierweise ausschließlich in der Verantwortung der jeweiligen Autoren liegen und daß auch eine formale Vereinheitlichung nur begrenzt möglich war.

MARGOT BÖSE & JÜRGEN HOFMANN

Berlin, im April 1999

## Inhaltsverzeichnis

<b>Vorwort</b> .....	<b>5</b>
JÜRGEN HÖVERMANN, Göttingen & MARGOT BÖSE, Berlin <b>Laudationes</b> .....	<b>9</b>
<b>Das wissenschaftliche Werk von Dieter Jäkel</b> .....	<b>13</b>
HORST HAGEDORN, Würzburg <b>Auf den Spuren NACHTIGALS – zur Erforschungsgeschichte des Tibesti-Gebirges</b> .....	<b>19</b>
HANS-JOACHIM PACHUR, Berlin & PHILIPP HOELZMANN, Jena <b>Zur Paläogeökologie der Ostsahara</b> .....	<b>27</b>
RAINER TESCHNER-STEINHARDT, Berlin <b>Vulkanite und Lockersedimente im Air-Gebirge (Rep. Niger) Betrachtungen zu ihrer Stratigraphie und Formung</b> .....	<b>35</b>
JÖRG GRUNERT & MICHAEL KLEIN, Mainz <b>Binnendünen im nördlichen Zentralasien (Uws Nuur, westliche Mongolei)</b> .....	<b>45</b>
JIN GUIYUN & MAYKE WAGNER, Berlin <b>Surface building forms in Northeast China around 2 000 B.C. Walls: Communities make themselves visible</b> .....	<b>67</b>
JÜRGEN HOFMANN, Berlin & MEBUS A. GEYH, Hannover <b>Untersuchungen zum <sup>14</sup>C-Reservoir Effekt an rezenten und fossilen lakustrinen Sedimenten aus dem Südosten der Badain Jaran Wüste (Innere Mongolei/VR China)</b> .....	<b>83</b>
JÜRGEN HÖVERMANN, ELEONORE HÖVERMANN & FRANK LEHMKUHL, Göttingen <b>Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Vorland des Qilian Shan, China</b> .....	<b>99</b>
MATTHIAS KUHLE, Göttingen <b>Neue Befunde zur hochglazialen (riß - bis würmeiszeitlichen) Inlandvereisung Tibets aus Süd- bis Zentralwest-Tibet mit weiteren Hinweisen auf ihre global-klimatische Bedeutung als Eiszeitauslöser</b> .....	<b>121</b>
STEFFEN MISCHKE & JÜRGEN HOFMANN, Berlin <b>Sedimentäre Fazies und Landschaftsgenese in der nordwestlichen Badain Jaran Shamo, NW China</b> .....	<b>153</b>

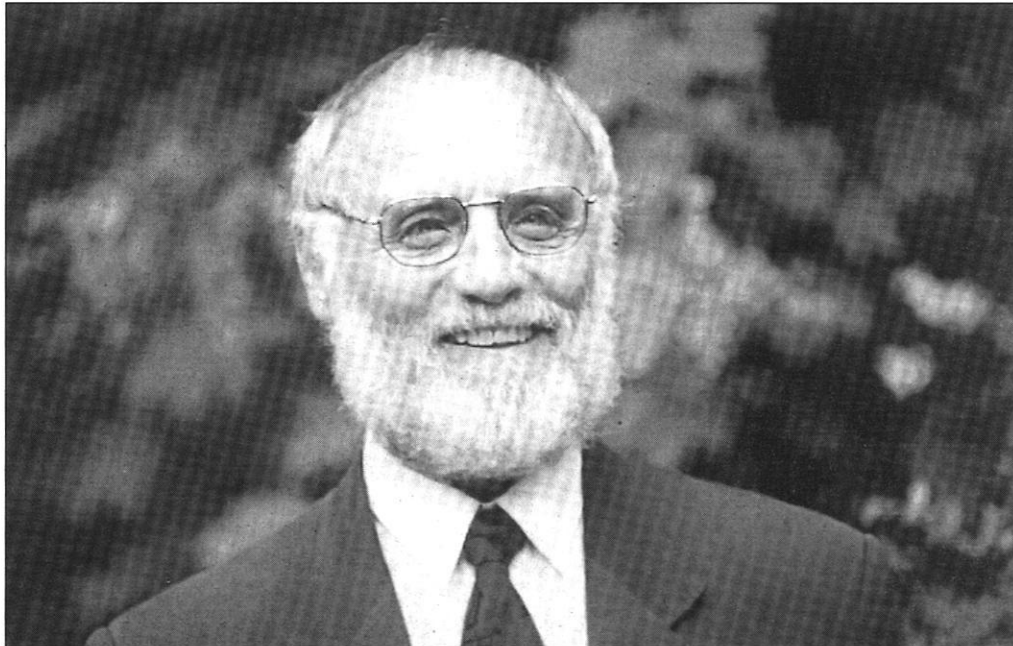


HELLMUT R. VÖLK, Heidelberg

**Cut and fill valley morphology with cryopediments in the Manang area adjacent to the  
Annapurna mountain range of the Higher Himalaya, Nepal ..... 169**

GEORG SCHULZ, Berlin

**Alte, bislang nicht bewertete Karten zur Beurteilung pleistozäner Eisausdehnung und  
Klimaänderungen –eine Nachlese und Vorschau für Klimagipfelkonferenzen ..... 181**



## Laudationes

JÜRGEN HÖVERMANN

Sehr geehrte Damen, sehr geehrte Herren, lieber Herr Jäkel!

Die Würdigung eines akademischen Forschers und Lehrers von Rang und internationaler Reputation ist eine problematische Sache. Denn zum einen endet Forschung und Lehre naturgemäß nicht mit dem Zeitpunkt der Entpflichtung; die Auswertung von Befunden zu Erkenntnissen und deren Einbringung in die Lehre geht weiter; zum anderen macht die Wahl der Perspektive Schwierigkeiten: Die Froschperspektive mit der Überhöhung von Mensch und Werk verbietet sich aus Gründen der Redlichkeit; der umfassende Überblick und die maßstabsgetreue Darstellung des Geleisteten erfordert eine Betrachtungsweise „von oben herab“; sie bedeutet Anmaßung und Überheblichkeit. Ich wähle daher die Betrachtungsweise *ex aequo*, die sich, unter Verzicht auf Vollständigkeit und Übersicht, aus 35 Jahren der Bekanntschaft, der Zusammenarbeit und schließlich der Freundschaft anbietet.

Mehr als die Hälfte dieser Zeit ist verbunden mit der Forschungsstation Bardai und ihren wissenschaftlichen Arbeiten. Als noch studentischer Teilnehmer der ersten Arbeitsgruppe, als stellvertretender Stationsleiter, als Betreuer und Pfleger der Station während des Auswechselns der Arbeitsgruppen, als Stationsleiter und schließlich als *chef de la mission allemande*, war Dieter Jäkel mehr als jeder andere mit dem Forschungsvorhaben Bardai verbunden. Er war, zusammen mit Horst Hagedorn, maßgeblich am Aufbau der Station beteiligt; ihm fiel die schwierige Aufgabe zu, als erster Überhälter allein auf sich gestellt die Kontakte zu den Toubbou und zur *infanterie de la marine* aufrechtzuerhalten und zu pflegen und zugleich die Forschungen weiterzuführen; er sorgte schließlich als Schriftleiter der Forschungsberichte und der Monographien aus der Forschungsstation Bardai für die Publikation der Ergebnisse; und eben diese Ergebnisse rundete er durch eigene Zusammenstellungen wichtigen Materials für künftige Arbeiten und durch die Zusammenfassung und Aufbereitung der Befunde ab, eine Arbeitsleistung, die erst 1982 ihren Abschluß fand.



Der Initiator und der Förderer der Station ist mehrfach gedacht worden. Ungewürdigt blieben die Leistungen der ersten Studentengruppe, die 1964 das Unternehmen Bardai begann. Um diese Leistungen gebührend würdigen zu können, vergegenwärtige man sich die Situation Anfang der 60er Jahre. Unter den maßgeblichen Fachgelehrten galten die expeditiven Schwierigkeiten als unüberwindbar. Daß es überhaupt möglich sei, Bardai regelmäßig von Norden her zu erreichen, wurde bezweifelt. Die wissenschaftstheoretische Grundlage des expeditionstechnischen Ansatzes, nämlich daß die Sahara einen Stockwerkbau aufweise, dessen unterstes Stockwerk durch Dünenfelder und Windhöckerlandschaften, dessen oberstes Stockwerk durch Wüstenschluchten verkehrstechnische Sperräume darstelle, während das mittlere Stockwerk, die Region der Sandschwemmebenen, für Kraftfahrzeuge äußerst günstig zu durchmessen sei, beruhte auf den Erkenntnissen von vier Augen, die nachzuvollziehen die Mehrheit der Forscher nicht bereit war. Überdies schien die Idee, Studenten im unerforschten Gebiet zu wissenschaftlichen Arbeiten einzusetzen, absurd, umsomehr, als die physischen und psychischen Belastungen in Anbetracht der extremen Klimaverhältnisse und der weitgehenden Isolation nicht erträglich schienen.

Durch den Idealismus und den Forschungseifer dieser ersten Studentengruppe wurden diese skeptischen Vorbehalte widerlegt. Die Forschungserfolge wurden dabei unter Bedingungen erzielt, die voll expeditiv waren und eine Lebenshaltung bedeuteten, die deutlich unter dem liegt, was man in Mitteleuropa als Existenzminimum zu bezeichnen pflegt. Denn die Station war noch im Bau begriffen; das Trinkwasser für die Feldarbeiten, *legèrement salé* aus den Brunnen entnommen, wurde in Benzinfässern vorgehalten und hatte ein dementsprechendes Odeur. Verpflegung und Unterkunft in Bardai selbst entspachen, dank der Unterstützung durch die *infanterie de la marine*, dem Standard von Soldaten im Feldeinsatz. Wie hoch die Leistung dieser Studenten der ersten Stunde zu veranschlagen ist, mag damit belegt werden, daß sich später, als die Station gebaut, Duschen installiert, das Trinkwasser filtriert und elektrisches Licht installiert worden war, viele interessierte Studenten sich nicht entschließen konnten, ein halbes Jahr der Entbehrungen im Interesse der Wüstenforschung auf sich zu nehmen. Spottend könnte man sagen, daß deren Entscheidung im Sinne des *Karnevalschlagers* erfolgt sei: „Es gibt kein Bier in Bardai, es gibt kein Bier; drum fahr' ich nicht nach Bardai, drum bleib' ich hier“.

Die Charakterisierung der *Toubbou* als unzuverlässig, verräterisch, wild, geht auf Gustav Nachtigal zurück. Im Gegensatz dazu gelang es Horst Hagedorn und Dieter Jäkel, Verträge abzuschließen, die dem Rechtsempfinden und dem Ethos dieses Volkes entspachen und die auch in schwierigen Situationen eingehalten wurden. Diese Vertragstreue wurde ergänzt durch die persönliche Autorität, die die ersten Repräsentanten der *mission allemande* ausstrahlten. Gewiß trugen auch deren abendfüllende Vollbärte zum Ansehen der *Allemands* bei den *Toubbou* bei;

aber auch die technischen Leistungen wurden bewundert, besonders die Meisterleistung Dieter Jäkels, von einem über dem Stationsbrunnen errichteten Wasserturm aus, der in seiner Höhe durch ein genaues Nivellement festgelegt wurde, das Wasser durch eine Wasserleitung mit Gefälle zum Stationsgebäude zu leiten, hatten doch die alten und weisen Männer Bardai's immer darauf hingewiesen, daß Wasser niemals bergauf fließen könne.

Man sagt oft, daß die Wüste den Menschen forme. Aber weder im wissenschaftlichen Werk, noch in der Persönlichkeitsentwicklung läßt sich bei denen, die in Bardai einer solchen Formung unterlegen sein müßten, etwas ähnliches erkennen. Und doch formt die Wüste den Charakter: Nicht im Sinne einer wie auch immer gearteten Uniformierung, sondern in der schärferen Profilierung der Charaktere. Denn Wüste bedeutet Einsamkeit. Und „In der Einsamkeit wächst, was einer in sie bringt“, wie es Friedrich Nietzsche formuliert hat. Was also hat Dieter Jäkel in die Einsamkeit gebracht? Neben technischen Können und dem Auge für praktische Lösungen vor allem zwei Charaktereigenschaften, die sich am besten mit den Termini der Deutschen Heldensagen bezeichnen lassen: Die *mâze* und die *stete*, etwa in modernen deutsch dem *Augenmaß* und der *Zuverlässigkeit* und *Beständigkeit* zu vergleichen. Beide Eigenschaften kennzeichnen sowohl den Mann als auch sein wissenschaftliches Werk. *Augenmaß* und *Gespür* für das unter gegebenen Umständen erreichbare ließen ihn solche Probleme anpacken, die mit den vorhandenen Mitteln lösbar waren. *Beharrlichkeit* und *Beständigkeit* in der Durchführung garantierten ihm den Erfolg.

Bei wissenschaftlicher Teamarbeit, insbesondere bei expeditiven Forschungsarbeiten, ist es meist schwer, wenn nicht unmöglich, den Anteil einzelner Forscher genau abzugrenzen. Oft ist es dabei so, wie in der Story von den drei Seeleuten, die eine Tabakspfeife fanden: Der erste hat zuerst auf sie gezeigt, der zweite hat es als erster gesagt, der dritte hat sie als erster aufgehoben. Wer hat sie als erster gesehen? Natürlich sind in alle Arbeiten aus der Forschungsstation Bardai Beobachtungen, Überlegungen und Bemerkungen anderer Mitglieder der Forschungsgruppen eingegangen. So auch in die Arbeiten Dieter Jäkels, deren Spektrum die ganze Breite von Wetter- und Klimabeobachtungen, der Beobachtungen über Abfluß und Grundwasserbildung, über morphogenetische Formungsprozesse, bis zu Struktur und Tektonik des Untergrundes umfaßt. Als besonders fruchtbar erwiesen sich die Untersuchungen im *Enneri Bardagué* und in der *cuvette* von Bardai, die nach der Methode und Durchführung bestimmend für die ariden Räume über die Sahara hinaus wurden. Besonders die Erkenntnisse, die sich aus der Feinstratigraphie der sogenannten *Mittelterrasse*, der Seeablagerungen hinter *Kalksinterbarren*, und ihrer präzisen zeitlichen Einordnung mit Hilfe der *Radiokarbon-Datierung* ergaben, haben grundlegende Bedeutung für alle Trockengebiete der Erde gewonnen. In ihrer präzisen Eingrenzung der großen saharischen Feuchtperiode auf die Zeit zwischen 14 000 und 7 000 B.P. zerstörten sie die Vorstellung von der Gleichzeitigkeit von *Glazialen* und *Pluvialen* und

öffneten den Blick für eine von dieser Zwangsvorstellung freie Analyse der Klima-Abläufe in den Tropen und Außertropen. Die Ausweitung der Befunde auf den Gesamttraum der zentralen Sahara erbrachte über die getrennte Auswertung von Holzkohleresten und anderer Klima-Indikatoren überdies den Beweis dafür, daß die aus theoretischen Gründen zu fordernde Sukzession der Phänomene in der Tat vorliegt: In einer Pluvial-Periode nimmt zuerst die Feuchtigkeit zu, dann die Vegetation, danach wird die Tierwelt reicher, und endlich, schon nach dem Überschreiten des Höhepunktes und in der Phase abnehmender Niederschläge, folgt der Mensch.

Die in Bardai und in der Sahara erarbeiteten Methoden und Techniken sind die Grundlage für die folgenden expeditiven Forschungen Dieter Jäkels geworden, die er in der zweiten Periode seines akademischen Wirkens organisiert und durchgeführt hat. Dabei erweiterte sich der Raum auf Zentral- und Hochasien. Diese zweite große Forschungsperiode des Dieter Jäkel bedarf, ebenso wie seine Leistungen als akademischer Lehrer und Professor der Freien Universität Berlin, einer gesonderten Darstellung und Würdigung. Für diese übergebe ich, wiewohl ich die Freude und die Ehre hatte, auch an diesen Forschungen teilzuhaben, das Wort an die zuständige Fachkollegin der Freien Universität Berlin.

### MARGOT BÖSE

Lieber Herr Jäkel, sehr geehrte Damen und Herren,

den zweiten Teil der Laudatio darf ich halten, da ich die Seniorin unter Dieter Jäkels Schülern bin. Mein Studium begann 1970 zunächst mit Seminaren und Vorlesungen bei Prof. Hövermann und Prof. Hagedorn, die damals beide noch in Berlin lehrten. Meine erstes Seminar bei Dieter Jäkel habe ich 1974 besucht, ein unvergeßliches Erlebnis war aber die Alpenexkursion im Sommersemester 1974: zu Fuß innerhalb von drei Wochen über die teils verschneiten Alpen, durch Regen, über Gletscher in das sonnige Südtirol, von Benediktbeuren nach Bozen. 1976 habe ich dann meine Staatsexmensenarbeit unter seiner Betreuung angefertigt.

Nachdem das Arbeiten im Tschad aus den genannten Gründen nicht mehr möglich war, suchte Dieter Jäkel sich Forschungsfelder in Libyen – an der Expedition im Winter 1977/78 habe ich selbst teilgenommen –, im Sudan und im Sahel, vorzugsweise im Niger. Grundwasserdatierungen zur Rekonstruktion der Klimageschichte, Prozesse der Dünenformung, besonders von Barchanen, Intensität von Verwitterung verschiedener Gesteine und die rezente und subrezente Niederschlagsverteilung im Sahel – auch in Bezug auf die Entwicklung des Tschadsees – gehörten zu seinen Forschungsthemen.

Seine erste Expedition nach China – auf den Spuren Sven Hedins – führte er 1986 zusammen mit seinem ehemaligen Doktorvater, Prof. Dr. Jürgen Hövermann (seit 1971 Universität Göttingen), durch. Die Route führte vom Gebirge des Kunlun Shan in die Taklimakan – von den Gletschern zu den Dünen.

Trotz weiterer Expeditionen in die chinesischen Gebirge und einer daraus gewonnenen Überzeugung als Anhänger der These von einer großflächigen Vereisung Tibets ließen ihn auch in China das windgeformte Relief und vor allem die Dünengebiete nicht los. Mehrere höchst strapaziöse Kamelexpeditionen durch die Badain Jaran Wüste brachten Ergebnisse zur Datierung von Grundwasser, zum Er-

kennen von vorzeitlichen Reliefelementen, Beiträge zur archäologischen Forschung und – natürlich – Erkenntnisse zum äolischen Transport und zur Dünenbildung. Die Dünenforschungen wurden ergänzt durch Versuche am Windkanal im Partnerinstitut der Academia Sinica in Lanzhou. Zahlreiche Aufsätze und vor allem mehrere Karten sind das Ergebnis dieser intensiven Forschungen.

Eine kürzlich, in seinem letzten Dienstsemester durchgeführte Expedition in das Hochland von Tibet brachte unter extremen, kräftezehrenden Bedingungen nochmals Ergebnisse sowohl zur äolischen Formung als auch zur vorzeitlichen Vergletscherung.

Dieter Jäkel war aber in seiner akademischen Laufbahn nicht nur Expeditionsleiter und Forscher, er war auch, und das mit Hingabe, Hochschullehrer. Studienanfänger wurden von ihm genauso betreut wie Staatsexamenskandidaten, Diplomanden und Doktoranden. Thematisch breit gestreut waren die Themen der Studienabschlußarbeiten, denn er hatte stets auch ein offenes Ohr für Forschungsarbeiten, die nicht seinen Arbeitsgebieten entsprangen und betreute diese auch. Er ging mit seinen Kandidaten ins Gelände, und half ihnen dort gegebenenfalls nicht nur durch Diskussionen, sondern auch, wenn notwendig, bei der praktischen Arbeit. Seine Kandidaten bearbeiteten Themen aus Deutschland, Nordafrika, aber auch beispielsweise aus Skandinavien, Sibirien, Italien und Griechenland.

Seinen akademischen Schülern ließ er Freiraum zur eigenen Entwicklung, gab ihnen aber stets Rat und Unterstützung, wenn sie diese brauchten. Fünf Doktoranden haben bei Dieter Jäkel ihre Arbeiten abgeschlossen. Die dabei behandelten Regionen sind vielfältig: die Lienzer Dolomiten, Berlin, der Unterwerrassattel in Hessen, das Zentral-Plateau von Tanzania und der Helan Shan in China. Zwei Habilitanden hat er auf ihrem Weg geleitet und gefördert, die Arbeitsgebiete lagen in Norddeutschland und in China.



Aber diese Qualifikationsarbeiten spiegeln nur unzureichend sein weit gefächertes Interesse wieder. Studierende hatten bei ihm Gelegenheit im Rahmen von Exkursionen und Geländepraktika nicht nur intensiv den Raum um das Standquartier in Eschwege – vor allem im Zusammenhang mit Luftbildinterpretationen – kennenzulernen; von Dieter Jäkel geleitete Exkursionen führten über die Alpen, durch die Sahara, nach Norwegen, Spanien, Griechenland, Jakutien und wiederholt nach Island. Die Durchführung etlicher Expeditionen und Exkursionen ermöglichte er durch den privaten Kauf von zwei Geländewagen, den inzwischen am Institut legendären Borgward-Kübelwagen.

Doch auch damit hatte er noch nicht genug von der Welt gesehen, er reiste privat und im Rahmen von internationalen Tagungen vor allem der INQUA und der International Association of Geomorphologists. Er diskutiert gern bei

Tagungen und hat zu vielen Wissenschaftlern auch aus dem Ausland ein gutes Verhältnis. Seine Wege führten ihn unter anderem in die USA, nach Kanada, Australien, Tasmanien, Neuseeland, Usbekistan, Tadschikistan und in die Türkei.

Seine Hilfsbereitschaft und sportliche Kameradschaftlichkeit kamen immer wieder zum Tragen; zwei Handlungen seien hier stellvertretend für viele entsprechende erwähnt: die spontane Bereitschaft, einen Kollegen in die Gipfelregionen der bolivianischen Anden zu begleiten, damit er eine Forschungsarbeit abschließen konnte, und der aufreibende Einsatz bei der Vorbereitung und Durchführung des INQUA-Congresses 1995 in Berlin.

Seine akademischen Schüler, Kollegen und Freunde möchten ihm für seine vielfältigen Anregungen und Aktivitäten aufrichtig danken.

## Das wissenschaftliche Werk von Dieter Jäkel

Verzeichnis der Veröffentlichungen (Stand: Januar 1999)

- JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. – *Berliner Geogr. Abh.*, H. 5: 39–49, 7 Fig., 4 Abb.: Berlin.
- HAGEDORN, H., JÄKEL, D. (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tschad). Vortrag auf dem VIII INQUA Kongress, Paris, September 1969 – CNRS, Vol. 1: 137–144; zugleich – *Bull. Ass. Senegal. Et Quatern. Ouest afrique.*, Dakar, Nr. 23, Nov. 1969: 25–41.
- JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. – *Berliner Geogr. Abh.*, H. 10: 52 S., 13 Fig., 3 Tab., 62 Profile, 5 Karten: Berlin.
- JÄKEL, D., SCHULZ, E. (1972): Spezielle Untersuchungen an der Mittelterrasse im Enneri Tabi, Tibesti-Gebirge. – *Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 15*: 129–143, 3 Fig., 2 Photos, 1 Tab.: Stuttgart.
- JÄKEL, D. (1974): Organisation, Verlauf und Ergebnisse der wissenschaftlichen Arbeiten im Rahmen der Außenstelle Bardai/Tibesti, Republik Tschad. – *FU Berlin, Pressedienst Wissenschaft*, Nr. 5/74: 6–14, 1 Karte: Berlin.
- GEYH, M. A., JÄKEL, D. (1974):  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen im Rahmen der Forschungsarbeiten der Außenstelle Bardai /Tibesti der Freien Universität Berlin, *Pressedienst Wissenschaft*, Nr. 5/74: 107–117: Berlin.
- GEYH, M. A., JÄKEL, D. (1974): Late Glacial and Holocene climatic history of the Sahara Desert derived from a statistical Assay of  $^{14}\text{C}$  Dates. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 15: 205–208.
- GEYH, M. A., JÄKEL, D. (1974): Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zugänglicher  $^{14}\text{C}$ -Daten. – *Zeitschrift f. Geomorph., N.F.*, 18 (1): 82–98, 6 Fig., 3 Photos, 2 Tab.: Stuttgart.
- JÄKEL, D., DRONIA, H. (1976): Ergebnisse von Boden- und Gesteinstemperaturmessungen in der Sahara mit einem Infrarot-Thermometer sowie Berieselungsversuche an der Außenstelle Bardai des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin im Tibesti. – *Berliner Geogr. Abh.*, H. 24: 55–64, 11 Fig., 1 Tab., 10 Abb.: Berlin.
- JÄKEL, D. (1977): Preliminary account of studies on the development and distribution of Precipitation in the Sahel and adjoining areas. – *Applied Sciences and Development*, 10: 81–95, 10 Fig.: Tübingen.
- JÄKEL, D. (1977): Run-off and fluvial processes in the Central Sahara as indicators in the reconstruction of a climatic history of the Tibesti mountains. – *Abstracts of the X INQUA Congress*, Birmingham: 225: Norwich.
- JÄKEL, D. (1977): The work of the field station at Bardai in the Tibesti Mountains. – *Geogr. Journal*, 143: 61–72.
- GEYH, M. A., JÄKEL, D. (1977): The climate of the Sahara during the late Pleistocene and Holocene on the basis of available radiocarbon dates. – *Natural Resources and Development*, 6: 64–79: Institute for Scientific Cooperation, Tübingen.

- JÄKEL, D. (1978): Zwei interessante Fundstücke aus dem Nord-Tibesti. – Sahara – 10 000 Jahre zwischen Weide und Wüste, Köln (Museen der Stadt Köln): 328–329.
- JÄKEL, D. (1978): Eine Klimakurve für die Zentralsahara. – Sahara – 10 000 Jahre zwischen Weide und Wüste, Köln (Museen der Stadt Köln): 382–396.
- JÄKEL, D. (1979): Run-off and fluvial formation processes in the Tibesti Mountains as indicators of climatic history in the Central Sahara during the late Pleistocene and Holocene. – *Palaeoecology of Africa, 1975-77*, 11: 13–44, 10 Fig., 19 Photos: Rotterdam.
- JÄKEL, D. (1979): Die Klimaoszillationen des 20. Jahrhunderts und ihre Auswirkungen im Bereich des Sahels. – *Verhandlungen 42. Deutscher Geographentag 1979*, Göttingen: 298–300: Wiesbaden.
- JÄKEL, D. (1980): Die Bildung von Barchanen in Faya-Largeau/Rep. du Tchad. – *Z. Geomorph. N.F.*, 24: 141–159, 3 Fig., 6 Photos: Berlin-Stuttgart.
- JÄKEL, D. (1980): Current Weathering and Fluvio-Geomorphological Processes in the Area of Jabal as Sawda. – *The Geology of Libya, Vol. III*: 861–875, 1 Tab., 30 Fig.: London.
- JÄKEL, D. (1982): Zur Entstehung von Grarets im Fezzan und karstähnlichen Hohlformen in Basalten des Jabal as Sawda, Libyen, und Tibesti, Tchad. – *Würzburger Geogr. Arb.*, H. 56, Festschrift für Jürgen Hövermann: 111–123, 6 Photos: Würzburg.
- JÄKEL, D. (1982): Verzeichnis der aus der Forschungsstation Bardai erschienenen großmaßstäbigen Karten, Aufsätze (A), Mitteilungen (M) und Monographien (Mo). – *Berliner Geogr. Abh.*, H. 32: 167–176: Berlin.
- JÄKEL, D. (1982): Bemerkungen zur geologischen Alterseinstufung des Tibesti-Vulkanismus und des „Bardai-Sandsteins“ nach Kalium-Argon-Datierungen. – *Berliner Geogr. Abh.*, H. 32: 133–142, 3 Fig., 12 Photos: Berlin.
- JÄKEL, D., GEYH, M. A. (1982):  $^{14}\text{C}$ -Daten aus dem Gebiet der Sahara, hervorgegangen aus Arbeiten der Forschungsstation Bardai und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover. *Berliner Geogr. Abh.* 32: 143–166: Berlin.
- JÄKEL, D. (1983): Beobachtungen und Analysen zur Entstehung der Hamada. – STÄBLEIN, G. (Hrsg.): Ferdinand v. Richthofen Symposium vom 5.–8. 10. 1983, Kurzfassung der Vorträge, 63, 64: Berlin.
- JÄKEL, D. (1984): Rainfall Patterns and Lake Level Variations at Lake Chad. – N.-A. MÖRNER and W. KARLÉN (Hrsg.): *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*: 191–200, 5 Fig.: Dordrecht.
- JÄKEL, D. (1984): Untersuchungen und Analysen zur Entstehung der Hamada. – *Berliner Geogr. Abh.* 36: 93–104: Berlin.
- JÄKEL, D. (1984): Climatic fluctuations in North Africa during the Pleistocene and Holocene. – *Results of Geomorphological, Hydrological, Biological and Prehistorical Investigations at the Free University of Berlin's Research Station at Bardai/Tibesti, central Sahara*. – *Collected Abstracts, Oct. 30-Nov. 3 1984; Relationships between the Climate of China and Global Climate: Past, Present and Future*: 1-15-1 bis 3: Beijing.
- JÄKEL, D. (1985): Niederschlagsverteilung und Seespiegelstände des Tschad-Sees. – Broschüre zur Ausstellung: *Wasser Berlin 1985*, 9 S.: Berlin.
- JÄKEL, D. (1986): Tropische Gewitter im Sudan. – *Meteorologischer Kalender 1997*, 4, 1.
- JÄKEL, D. (1986): Groundwater in North Africa in the past and present, with reference to  $^{14}\text{C}$  and  $^3\text{H}$  analysis of groundwater from the provinces of Fezzan (Libya), Tibesti and Kanem (Chad) and North Kordofan (Sudan). – *Abstracts of the INQUA International Symposium on „Global Change in Africa during Quaternary – Past, Present, Future“* Dakar, April 21–26: 530: Dakar.
- JÄKEL, D. (1987): Climatic fluctuations in the Central Sahara during the Pleistocene and Holocene. – *The climate of China and global climate*: 124–134: China Ocean Press, Beijing.
- JÄKEL, D. (1987): Holocene glacial retreats and earlier glacial and periglacial landforms at the southern margin of the Tarim Basin (China). – *XII INQUA-Congress: Programme and Abstracts*: 193: Ottawa.
- JÄKEL, D. (1988): Bericht zur INQUA-Exkursion C 13 vom 10. bis 23. 8. 1987: Das Quartär zwischen der Hudson Bay und den Rocky Mountains. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 38: 134–135.

- JÄKEL, D. (1989): Die Wüsten Chinas. – Tagungsbericht und wiss. Abh. zum 47. Dt. Geographentag Saarbrücken: 118–123: Stuttgart.
- JÄKEL, D. (1989): Gobi, an Edaphic Desert Area in Central Asia, Northwest China. – *Geoöko plus* 1: 135.
- JÄKEL, D. (1989): Nordöstliches Tarimbecken, China. – *Fliegende Kamera* 1990, 12.
- JÄKEL, D. (1989): Alluvial fan sediments in the deserts of North Africa and Central Asia (China). – Abstracts of the Conference on Geomorphology, man and natural resources and Symposium on natural Hazards and their impact, March 27–31, 38: Ankara.
- JÄKEL, D. (1990): Desertifikation und Maßnahmen zur Dünenfixierung in China. – *Berliner Geogr. Abh.* 53: 139–148: Berlin.
- FENG, YUSUN, HÖVERMANN, J., JÄKEL, D., ZHU ZHENDA (1990): Map of aeolian Landforms in Badain Jaran desert. 1:500 000. – Xian Cartographic Publishing House: Xian.
- JÄKEL, D. (1991): Source areas and deposition of loess in China. – Abstracts of the XIII INQUA-Congress in Beijing: 148.
- JÄKEL, D. (1991): Introduction, research objectives and results. – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 7–14: Berlin.
- JÄKEL, D. (1991): The schedule, organization and technical programme of the expedition. – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 15–20: Berlin.
- JÄKEL, D. (1991): Observations on ecological and geomorphological features along the routes from Lanzhou to Yutian and Yutian to Hotan. – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 21–34: Berlin.
- JÄKEL, D. (1991): Tritium and radiocarbon dating of shallow groundwater at the Keriya Delta (Central Taklimakan). – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 165–168: Berlin.
- JÄKEL, D. (1991): Ripples: the initial stage of dune development. Observations on dune formation in the Taklimakan Desert and wind-tunnel experiments at the Lanzhou Institute of Desert Research (Academia Sinica). – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 169–190: Berlin.
- JÄKEL, D. (1991): The evolution of dune fields in the Taklimakan Desert since the late Pleistocene. Notes on the 1 : 2.500 000 map of dune evolution in the Taklimakan. – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 191–198: Berlin.
- JÄKEL, D. (1991): Comments on the expedition maps. – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 199–200: Berlin.
- JÄKEL, D., HOFMANN, J. (1991): Glacial and periglacial features in the upper Keriya valley (Kunlun Mts.). – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 35–50: Berlin.
- JÄKEL, D., ZHU, Z. (Hrsg.) (1991.): Reports on the 1986 Sino-German Kunlun Shan-Taklimakan Expedition. – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 1–200: Berlin.
- JÄKEL, D. (1992): Bemerkungen zur Eiszeitforschung. – *Meteorologischer Kalender* 1993, 0, 1–2.
- JÄKEL, D. (1992): Tibet-Gletscher – geomorphologisch. – *Meteorologischer Kalender* 1993, 1, 2.
- JÄKEL, D. (1992): Aktuelle Probleme der Eiszeitforschung. Zur Frage einer tibetischen Inlandvereisung. – *Meteorologischer Kalender* 1993, 2, 1; 4, 1.
- JÄKEL, D. (1992): Zur Entstehung von Talgletschern in mittleren und höheren Breiten. – *Meteorologischer Kalender* 1993, 7, 1.
- JÄKEL, D. (1992): Zur Entstehung von Geländeformen ausgetauter Gletscher. – *Meteorologischer Kalender* 1993, 8, 1.
- JÄKEL, D. (1992): Podestgletscher, typische subtropische Gletscherformen Innerasiens. – *Meteorologischer Kalender* 1993, 9, 1.
- JÄKEL, D. (1992): Oberflächenformen ausgetauter Podestgletscher und: El-Niño-Wolken. – *Meteorologischer Kalender* 1993, 10, 1.
- JÄKEL, D. (1992): Aktuelle Probleme der Eiszeitforschung. – Zur Frage einer ausgedehnten Andenvereisung. – *Meteorologischer Kalender* 1993, 11, 1.
- JÄKEL, D. (1992): Überlegungen zu einer erweiterten Eiszeittheorie. – *Meteorologischer Kalender* 1993, 12, 1.

- JÄKEL, D., MÖLLER, K. (1993): Die geomorphologischen und bodenkundlichen Verhältnisse in der Umgebung von Eschwege in Nordhessen sowie ihre Bedeutung für planungsrelevante Sachverhalte. – Berliner Geogr. Abh. 56: 199–288: Berlin.
- JÄKEL, D., WAGNER, M. (1993): Landschaftsentwicklung, Siedlungsmuster und Wirtschaftsformen während des Neolithikums in „Horqin Sandy Land“ in Nordostchina. – Würzburger Geogr. Arb. 87: 513–530: Würzburg.
- JÄKEL, D. (1994): Wüstenforscher auf den Spuren der Eiszeit - Untersuchungen zum Klima und Kulturwandel in Innerasien. – B. SPIELMANN (Hrsg.): „20 Jahre Zusammenarbeit der Max-Planck-Gesellschaft mit der Chinesischen Akademie der Wissenschaften“; MPG Spiegel Okt. 1994: 40–42: München.
- JÄKEL, D. (1994): The formation and evolution of deserts. A comparison between North Africa and China. – Proceedings of the Japan-China Internat. Symposium on the study of the mechanism of Desertification, Tsukuba 2.-4. März 1993; Special lectures (M. ICHIKUNI, Hrsg.): 37–52: Tokyo.
- JÄKEL, D. (1995): Die Wüsten Chinas - aufschlußreiche Zeugen globaler Klimaschwankungen. – Naturwissenschaftliche Rundschau, 48. Jg., H. 10: 365–373.
- JÄKEL, D. (1995): Evidence of holocene permafrost in the dune deserts of the autonomous region of Inner Mongolia (PR of China). – Terra Nostra, 2: 124.
- JÄKEL, D. (1995): Ursachen der Windzirkulation in der Taklamakan-Wüste. – Geowissenschaften, 13. Jg., H. 8/9: 297–301.
- JÄKEL, D. (1995): B 24: Äolische Formen im Raum Berlin. – SCHIRMER, W. (Hrsg.): Quaternary field trips in Central Europe (XIV INQUA Congress, August 3–10, 1995, Berlin), Vol. 4, Exkursionen in Berlin und Umland: 1330–1332.
- JÄKEL, D. (1996): The Badain Jaran Desert: its origin and development. – Geowissenschaften 14, Heft 7–8: 272–274.
- JÄKEL, D. (1996): Zur Dünenbildung in der Badain Jaran Wüste. – Meteorologischer Kalender 1997, 6, 1–2.
- JÄKEL, D. (1996): Ausblasungsformen und Herkunft des Dünensandes. – Meteorologischer Kalender 1997, 7, 2.
- JÄKEL, D. (1996): Formungsprozesse zur Bildung von Gitter- und Kesseldünen. – Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie, Kurzfassungen d. Vorträge u. Posterbeiträge: Stuttgart.
- JÄKEL, D., GEYH, M. A. & GU, W. (1996): Groundwater recharge study in the Gobi desert, China. Geowissenschaften 14, Heft 7–8: 279–280.
- JÄKEL, D., LU, J. (1996): Map of landscape of typical megadunes in Badain Jaran Desert 1 : 100.000. – Lanzhou University Publishing House: Lanzhou.
- JÄKEL, D. (1997): Geomorphologische Übersichtskarte Umm Badr/Nordkordofan 1 : 100 000.
- JÄKEL, D. (1997): Recent rainfall distribution patterns of the Republic of Sudan as a model for rainfall variation in the past and climatic-induced geomorphological processes in Sahelian countries. – Colloque de Nouakchott, 29. Dec. 96 – 12. Jan. 97: Desert margin changes in Africa since 135 000 B.P., Volume of Abstracts, H. & L. Faure, Eds., 3 S.
- JÄKEL, D. (1997): Zhou\_lian-Archipel im Ostchinesischen Meer. – Fliegende Kamera 1998, 7.
- JÄKEL, D. (1998): The Qinghai-Tibet Glaciation: Fact or Fiction? Preliminary results of the 1998 Chinese-German Qinghai Expedition. – Abstracts of the International Symposium on the Qinghai-Tibet Plateau, 21.–24. 7. 1998, Xining: S. 65.
- JÄKEL, D. (1998): Die Tibet-Vereisung: Fakt oder Fiktion? Vorläufiger Bericht über die chinesisch-deutsche Qinghai Expedition 1998. – Kurzfassungen der Vorträge und Poster zur 50. DEUQUA Tagung vom 13.–20. 9. 1998: 31.
- JÄKEL, D., LU, J. (1998): Geomorphological map of Badain Jaran Desert and its surrounding areas 1 : 500.000. – Lanzhou University Publishing House: Lanzhou.
- JÄKEL, D., RÜCKERT, H. (1998): Recent rainfall distribution patterns of the Republic of Sudan as a model for rainfall variation in the past and climatic-induced geomorphological processes in Sahelian countries. – Palaeoecology of Africa. 25: 101–120.

---

Von Dieter Jäkel betreute, abgeschlossene Dissertationen

1. HOFFERT, Erhard 1974: Zur Geomorphologie und Geologie der Lienzer Dolomiten. – unveröff. Diss., Berlin.
2. BÖSE, Margot 1979: Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. – Berliner Geogr. Abh. 28: 1–43.
3. MÖLLER, Klaus 1988: Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen). – Berliner Geogr. Abh. 48: 1–187.
4. ZIX, Sabine 1993: Landschaftsgenese und Aspekte der Bodenentwicklung im Zentral-Plateau von Tanzania. – Unveröff. Diss. Berlin.
5. HOFMANN, Jürgen 1993: Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China). – Berliner Geogr. Abh. 57: 1–187.



## Auf den Spuren Nachtigals – zur Erforschungsgeschichte des Tibesti-Gebirges

HORST HAGEDORN

Würzburg

**Zusammenfassung:** Gustav Nachtigal war es als erstem Europäer gelungen, in das Tibesti-Gebirge vorzudringen. Seine Berichte über die Landschaften Tibestis und die Sitten und Gebräuche der Tubu-Bevölkerung waren für Jahrzehnte die einzige Informationsquelle über die Region. Er nahm in seinen Beschreibungen Bezug auf den von BEHM (1862) dargestellten Wissensstand, wie an einigen Beispielen erläutert wird. Erst das Wissen um die Vorabinformationen Nachtigals erlaubt eine bewertende Aussage über seine Forschungsberichte.

**Summary:** Gustav Nachtigal was the first European who succeeded in travelling in the Tibesti Mountains. For decades his reports on the landscapes of Tibesti and the customs and way of life of the Tubus were the only source of information about this region. As examples show, he referred in his descriptions to the publications of BEHM (1862). Only the awareness of this advance information permits an assessment of Nachtigal's research reports.

### 1. Einführung

„Wir hatten das breite Thal in nordöstlicher Richtung schräg zu durchschneiden und unglücklicherweise den ganzen von eigentlichen Bardai-Leuten bewohnten Theil zu durchziehen, da Arämie mit den Tubu Reschâde der westlichen Thäler auf der anderen Seite wohnte. Wir betraten das Thal und begannen schon uns zwischen den graziösen Gruppen von Dattelbäumen und Dumpalmen durchzuwinden, die hier und da menschliche Wohnungen in ihrem Schatten bargen, als plötzlich ein dumpfes Brausen, ein verdächtiges Geräusch an unser Ohr drang, das von zahlreichen schreienden und tobenden menschlichen Stimmen herzurühren schien.

Athemlos hielten wir an und lauschten rathlos. Wenn ich anfangs noch nicht glauben wollte, dass dies die Einwohner Bardai's seien, welche sich beim Gerüchte unserer Ankunft zusammengerottet hatten und uns blutig zu be-

grüssen kamen, so dauerten meine Zweifel doch nicht lange. Das Getöse kam näher und näher; die Männer brüllten – wahrscheinlich waren sie unter dem Einflusse des Laqbi, wie fast jeder redliche Einwohner von Bardai am Abend –, klirrten und rasselten mit den Waffen; die Weiber kreischten und liessen das übliche Zungenschlaggeräusch hören; die Kinder schrieten.“ (NACHTIGAL 1879: 314)

Mit dieser Schilderung vom ersten Eindruck von Bardai und seinen Bewohnern am Abend des 8. August 1869 drückt sich bei NACHTIGAL der wenig erfreuliche Umstand seiner Reise in das Herz des Tibesti-Gebirges aus. Es ist in diesem Augenblick kein Gefühl des Triumphes in ihm, endlich das schon oft erwähnte und beschriebene zentralsaharische Hochgebirge als erster Europäer erreicht zu haben, sondern die Sorge, von der auf ihn zukommen-

den Menge der Einwohner Bardais erschlagen zu werden, da seine ihm Schutz versprochen habenden Tubus noch überlegten, ob sie weiter zu ihrem Wort stehen sollten. Nicht ganz 100 Jahre später, am 19. August 1962, erreichten J. HÖVERMANN und ich nach einer etwas abenteuerlich verlaufenden Fahrt in einem mit Fracht und Menschen völlig überladenen Lastwagen von Faja kommend Bardai. Da wir am späten Abend nicht mehr in das Innere der Oase fahren, mußten wir noch eine Nacht auf bzw. unter dem Lastwagen verbringen. Unsere Ankunft war jedoch den Bewohnern nicht verborgen geblieben und so strömten sie mit viel Lärm zu unserem Lager, so daß wir kaum Schlaf bekamen. Diese Szene erinnerte mich etwas

an NACHTIGAL'S Empfang, wenn auch für uns unter weniger dramatischen Umständen.

An diesem ersten Abend am Eingang der Oasenkette von Bardai ahnte ich noch nicht, daß es der Anfang einer langen Anwesenheit von mir im Tibesti-Gebirge sein würde. Schon zwei Jahre später, am 28. September 1964, kamen wir – nun mit eigenen Fahrzeugen – ähnlich wie NACHTIGAL aus dem Fezzan ins Tibesti-Gebirge; unter den Begleitern war Dieter Jäkel, für den mit dem ersten Aufenthalt eine langdauernde Beziehung zu Bardai begann.

## 2. Zur Entdeckungsgeschichte des Tibesti-Gebirges

Über die Entdeckungsgeschichte Afrikas ist schon viel geschrieben worden. Auch über die der Sahara gibt es eine große Zahl von ausführlichen Veröffentlichungen, auf die hier verwiesen wird. Es sollen im folgenden nur ein paar zusammenfassende Hinweise gegeben werden, ohne die der Wissensstand am Beginn der Reise von NACHTIGAL nicht verständlich wird.

Die Entdeckungsgeschichte der Zentralsahara und besonders des Tibesti-Gebirges war von Anfang an mit großen Schwierigkeiten verbunden, was dazu führte, daß unsere Kenntnisse über den Raum lange Zeit sehr gering waren. Treffend ausgedrückt hat dies der Geograph E. BANSE im Jahrgang 1914 von Dr. A. PETERMANN'S Mitteilungen aus Justus Perthes' Geographischer Anstalt in Gotha, in einem Artikel mit dem Titel „Der gegenwärtige Stand der Erforschung der Libyschen Wüste und Tibestis“. Darin bemängelte er, daß ein Gebiet von über 1 Mill. km<sup>2</sup> in Europa nur vom Hörensagen und den zwar für ihre Zeit hervorragenden, 1914 aber doch schon unzureichenden Reise- und Forschungsberichten von H. BARTH, G. NACHTIGAL, G. ROHLFS und anderen, bekannt ist. BANSE hatte seinen provozierenden Artikel in der Zeitschrift erscheinen lassen, die in ihrem Titel den Namen des Mannes führte, der in der Mitte des vorigen Jahrhunderts der geistige Promoter der Erforschung Afrikas und der international anerkannte wissenschaftliche Betreuer und Ratgeber der großen Forschungsreisenden in Afrika war.

Die materielle und kulturhistorisch wichtigste Arbeit war aber von der 1788 gegründeten „British African Association“ begonnen und geleistet worden. In ihrem vollen Namen „British Association for promoting the discovery of the interior parts of Africa“ wird ihr Programm deutlich und zugleich die Schwäche der bisherigen Erkundung Afrikas, die sich nur auf die Küsten und deren unmittelbare Umgebungen erstreckte. An der Spitze der BAA stand zu Beginn Sir J. BANKS, der als wissen-

schaftlicher Begleiter an den Weltreisen von JAMES COOK teilgenommen hatte. Er setzte durch, die finanziellen Mittel jeweils auf eine Aufgabe zu konzentrieren und somit zu ermöglichen, daß zielbewußt und methodisch an die Entschleierung des „dunklen“ Kontinents herangegangen werden konnte. Die Mitglieder der Gesellschaft waren aufgeschlossene und weltoffene Leute, was sich unter anderem in der Internationalität der Forscher auf den von ihr ausgerüsteten Expeditionen zeigte. Natürlich waren die Bestrebungen der BAA auch mit machtpolitischen Interessen der britischen Krone in Afrika verweben; sie aber als einzige Triebfeder für das Engagement der Gesellschaft hinzustellen, wie es heute häufig geschieht, ist sicherlich falsch und rückt Randerscheinungen in das Zentrum ihres Wirkens.

Der erste Afrikaforscher, den die BAA in die hier betrachtete Region ausschickte, war FRIEDRICH HORNE-MANN aus Hildesheim. Er war Sir J. BANKS von dem Göttinger Gelehrten BLUMENBACH empfohlen worden. Warum sich BANKS gerade nach Göttingen gewandt hat, ist wissenschaftshistorisch interessant. Mit BANKS zusammen hatten Vater und Sohn FORSTER an den Weltreisen von COOK teilgenommen. Der Sohn FORSTER wurde später Professor in Riga und dann in Göttingen, herbeigerufen von BLUMENBACH, der den Ruhm der damals jungen und modernen Göttinger Universität auf dem Gebiet der Medizin und Geisteswissenschaften begründet hat.

Auf seiner Reise von Kairo nach Murzuk, die am 5. September 1798 begann und sechs Wochen dauerte, passierte er die aus dem Altertum berühmte Oase Siwah und gab darüber einen ausführlichen Bericht nach London, den er am 19. August 1799 von Tripolis abgeschickt hatte. In seiner Begleitung befand sich ein zum Islam konvertierter Landsmann namens JOSEPH FREUDENBURGH, der schon dreimal nach Mecca gepilgert war und dadurch Hornemann bei seiner Reise behilflich sein

konnte. Von HORNEMANN stammen sehr ausführliche Beschreibungen der „Tubu Reschâde“ und deren Lebensraum einschließlich des Gebirges Tibesti. Sie dienten NACHTIGAL als wichtige Quelle. Ganz anders wurde HORNEMANNs Bericht in London aufgenommen. Der Sekretär der BAA, Sir WILLIAM YOUNG, äußerte sich z.B. sehr abfällig über HORNEMANNs Angaben zur Größe der Oase Siwah; sie widersprächen allen Ausführungen früherer Autoren und seien daher nicht glaubhaft. Man fühlt sich an SAINT-EXUPÉRY erinnert, der in „Der kleine Prinz“ treffend die Schreibtischtäter beschreibt, die den Ausführungen der (Feld-) Forscher nicht trauen.

Bevor ich mich der Schilderung des Wissensstandes widme, den NACHTIGAL anhand der Literatur am Beginn seiner Reise in das Tibesti-Gebirge hatte, noch ein paar Bemerkungen zur älteren Geschichte des Raumes.

In der Antike zählte die Küste Nordafrikas zum römisch-hellenistischen Kulturkreis. Aufbauend auf den ägyptischen Kulturen und besonders dem phönikischen Handelsnetz über die ganze Mittelmeerregion, gelang es Rom, den Raum des Mittelmeeres unter Kontrolle zu halten und die Kultur- und Wirtschaftsgrenze bis an den Rand der Wüstengebiete voranzutreiben. Sabratha, Leptis Magna und nicht zuletzt Tripolis sind bekannte Zeugen dieser hochstehenden Kulturepoche, die noch bis in die Glanzzeiten des oströmischen Reiches hineinreichen. Nachrichten über Feldzüge bis in den Sudan hinein bezeugen, daß mit den Befestigungen von Zuila und dem Mausoleum in Jerma die Südgrenze des römisch-byzantinischen Kulturkreises nicht erstarrt war und die Schilderungen HERODOTS auf Erlebnisberichten von Teilnehmern der Züge römischer Feldherren beruhen.

Ein in der Literatur (z.B. WELLARD 1964) häufig genannter Kriegszug der Römer war der von CORNELIUS BALBUS 19 v.Chr. in das Oasenland Phazania (Fezzan) mit dem Sieg über die Garamanten, in denen HASSERT (1941) die Vorfahren der Tubus sieht, was aber nicht bewiesen und sehr unwahrscheinlich ist. Die auf die römisch-byzantinische Zeit folgende mehr als tausendjährige Unterbrechung der Beschäftigung mit Afrika durch die Europäer war natürlich nicht geschichtslos für den Kontinent und auch nicht für die zentrale Sahara.

Mit der Eroberung Nordafrikas durch die Araber und das Vordringen des Islams änderte sich viel in den Bezie-

hungen des Kontinents zur europäischen, zur christlichen Welt. Nur über Vertreter aus dem arabischen Sprachkreis drangen wenige Nachrichten nach Europa. Am bekanntesten wurde AL HASAN IBN MOHAMMED AL WASAN, der aus Granada stammte und große Teile des Nigergbietes und das Sultanat Bornu bereist hatte. Er wurde von christlichen Seeräubern gefangengenommen und nach Rom gebracht. Er ließ sich taufen um freizukommen und veröffentlichte 1520 unter seinem christlichen Namen LEO AFRICANUS eine Beschreibung Afrikas. Im 18. Jahrhundert wurden auch die Reisebeschreibungen der arabischen Afrikaforscher EDRISI, IBN BATUTA in Europa bekannt, die Kunde vom unbekanntem schwarzen Kontinent in zum Teil phantastischen Bildern gaben.

Kurz vor Ausbruch des ersten Weltkrieges eroberten französische Kolonialtruppen Ain Galakka, den Hauptort der Senoussia in Borkou. Die Senoussia hatten in der Südost-Sahara Fuß gefaßt und die Nomaden gegen die französische Kolonialherrschaft in der Tschadkolonie aufgehetzt. Im ersten Weltkrieg wurde dann auch das Tibesti-Gebirge selbst besetzt und in Bardai eine Garnison eingerichtet, die sich im ehemaligen türkischen Fort niederließ. Die Türken hatten um die Jahrhundertwende einige kleine Stützpunkte im Tibesti errichtet, sie aber bald wieder aufgegeben.

Diese französische Besetzung hatte strategische Gründe, da man einen Durchbruch türkischer und deutscher Truppen nach Kamerun von Norden her befürchtete. In Begleitung der Truppe befand sich Colonel Lt. TILHO, der als erster den Emi Koussi (3 410 m) bestieg und ausführliche geologische und geographische Berichte über Tibesti und Borkou gab.

Nach der dauernden Besetzung Tibestis nach 1930 im Zuge der Auseinandersetzungen mit Italien, das vom Norden her das Tibesti-Gebirge in seinen Besitz zu nehmen trachtete, wurde die Erforschung intensiviert und mit modernen Mitteln auf eine breite Basis gestellt. Ich möchte aus der Fülle der Namen nur DALLONI, die Mannschaft des BRGM unter WACRENIER und besonders für den Norden den Italiener DESIO nennen. Nach dem 2. Weltkrieg, in dem das Tibesti als Aufmarschgebiet der Armee Leclerc eine Rolle gespielt hatte, wurde mit der photogrammetrischen Aufnahme und einem Präzisionsnivellement die Grundlage für die exakten Forschungen der Gegenwart gelegt.

### 3. Der Stand des Wissens über das Tibesti-Gebirge vor der Reise NACHTIGALS

Abgesehen von den Kenntnissen aus den genannten arabischen Quellen hatte man in Europa einiges Wissen aus den Befragungen der europäischen Entdecker sammeln können. Es waren besonders die Berichte von HORNE-MANN, ROHLFS, BARTH, VON BEUERMANN, LYON, DENHAM und CLAPPERTON, RICHARDSON sowie FRESNEL, die über die Tubu und deren Lebensraum Auskunft gaben. Dabei wurden auch erste wissenschaftliche Probleme angesprochen, die sich in den Darlegungen NACHTIGALS wiederfinden.

Eine Zusammenfassung des Wissens anfangs der 60iger Jahre des vorigen Jahrhunderts und eine erste Bewertung der Ergebnisse aus den Reiseberichten gab BEHM (1862) im Ergänzungsband II von Dr. Petermanns Mitteilungen (1862/63). Beigegeben ist eine Karte, in der die bis dahin bekannten topographischen Kenntnisse ihren Niederschlag gefunden haben. Diese Karte zeigt deutlich die großen Lagefehler, die in den auf Itinerarien beruhenden Entfernungsmessungen begründet liegen. Es ist daher verständlich, daß eine wichtige Forderung an die von der BAA ausgerüsteten Expeditionen eine genaue astronomische Bestimmung ausgezeichneter Orte, Brunnen oder Berge war. Der Erfolg wurde daher überwiegend an der Zahl exakter Ortsbestimmungen gemessen und weniger an den für uns heute viel wichtigeren Beobachtungen über Land und Leute. Über die Kenntnisse der östlichen Sahara – hier ist damit das Gebiet östlich des Karawanenweges Murzuk–Bornu gemeint – schreibt BEHM (1862: 31/32): „...auch noch vor Dr. Barth's Forschungen den Geographen bekannt, dass die östliche Sahara wie die westliche eine mannigfaltige Bodengestaltung mit ansehnlichen Gebirgen, einen Wechsel von Wüstenstrichen und fruchtbaren Landschaften, in denen Datteln, Feigen und Trauben gedeihen und grosse Heerden weiden, endlich eine bedeutende Anzahl von Volksstämmen besitzt; man hatte viele Erkundigungen eingezogen, den Handelswegen der Eingebornen und der Arabischen Kaufleute nachgeforscht, die Sitten und Gebräuche der Bewohner, selbst ihre Sprache studirt, aber es fehlte noch an einer Verarbeitung des ganzen Materials, es war namentlich noch nicht versucht worden, die hier ganz besonders in Betracht kommenden Fresnel'schen Arbeiten kartographisch zur Anschauung zu bringen und mit den von ande-

ren Seiten gesammelten Itinerarien und sonstigen Angaben zu verschmelzen.“

Über den Inhalt der beigegebenen Karte führt er aus: „Einen solchen Versuch enthalten die vier ersten Sektionen der Spezialkarte von Inner-Afrika von Dr. A. Petermann und B. Hassenstein. Grosse Strecken erscheinen auch hier noch vollkommen leer, namentlich im Norden und Nordosten des Gebiets, zudem ist die geographische Lage der eingetragenen Punkte bei dem gänzlichen Mangel an Ortsbestimmungen und Routen-Aufnahmen sehr unsicher, die Begrenzung der einzelnen Landschaften nur nach wenigen Angaben angedeutet, aber durch die vergleichende Benutzung der sich unter einander kontrollierenden Nachrichten von verschiedenen Seiten her ist wenigstens soviel gewonnen, dass die gegenseitige, relative Lage der Oasengruppen und ihrer einzelnen Theile bestimmter hervortritt, die Richtung und der Verlauf der Verkehrsstrassen mit ihren wichtigeren Stationen, so wie die Vertheilung der Volksstämme über den weiten Raum veranschaulicht werden und dass Alles in einem Bilde vereinigt ist, was man über die geographischen Verhältnisse der östlichen Sahara bisher erkundet hat. An der Unvollkommenheit dieses Bildes erkennt man deutlich die Lücken und Mängel unserer jetzigen Kenntnisse von diesem Theile Afrika's und es wird dasselbe künftigen Reisenden nicht ohne Nutzen sein, da es unmittelbar darauf hinweist, welche Richtung ihre Forschungen mit der grössten Aussicht auf wissenschaftlichen Gewinn zu nehmen haben.“

Über das Gebiet der Tubu, den die Ausführungen BEHM's hauptsächlich gewidmet sind, schreibt er: „...voller erscheint die Region erst in der südwestlichen Abtheilung, wo die Gebirgsländer und die dichter gedrängten Oasengruppen der Tebu, die Landschaften Tibesti, Wadjanga und Borgu sich ausbreiten, rings umgeben von einem Wüstengürtel, aber manchen schönen und fruchtbaren Landstrich bergend. Dieses Kernland der Tebu nimmt bei Betrachtung der Karte unsere Aufmerksamkeit am meisten in Anspruch, es sei mir daher gestattet, im Folgenden etwas näher darauf einzugehen und bei dieser Gelegenheit zugleich das Tebu-Volk nach seinen verschiedenen Beziehungen im Ganzen zu betrachten.“

#### 4. Topographie und Höhenverhältnisse

Im 6. Kapitel seines Buches beschreibt NACHTIGAL „Topographie und natürliche Beschaffenheit Tibesti’s“. Er beginnt seine Ausführungen mit einem historischen Rückblick bis in die Antike (s.o.) und geht dann auf die Zusammenhänge von BEHM ein und erwähnt die von PETERMANN und HASSENSTEIN gefertigte beiliegende Karte. Hatte BEHM die astronomischen Grenzpunkte des Gebietes der Tebu-Reschada mit 22° n.Br. und 17° ö.L. und als nördlichsten Punkt 25°N angegeben, so reichte das Gebiet im Süden bis 18°40' n.Br. bei 17°40' ö.L. NACHTIGAL's Angaben sind nur sehr vage und wohl an denen von BEHM orientiert. Er schreibt: „Von hier aus (ungefähr 22° N) erstreckt sich das Gebirge in der Richtung von Nordwest nach Südost innerhalb des zwischen dem 15° und 17° Ö.L. gelegenen Raum bis zum 20° N.B., nimmt dann mehr und mehr eine ost südöstliche Richtung an und verläuft zwischen dem 20° und 18° N bis etwa zum 21° Ö.L., wo es in Wanjanga, der Landschaft der Wanja endet oder wenigstens eine ansehnliche Unterbrechung erleidet“ (S. 384).

Über die Höhenangaben des Tibesti-Gebirges finden sich nach BEHM vor NACHTIGAL sehr unterschiedliche Angaben. Während FRESNEL noch von einem hohen Pik bei dem Orte Tibesti, dem Kulminationpunkt des ganzen

Landes schreibt und LYON von Felsen in „Wadjanga und Borgu“ berichtet, die so hoch seien, daß man ihre Gipfel nicht sehen könnte, ohne die Mütze zu verlieren, schreibt VOGEL (1855): „Ich zweifle sehr,..., an der Existenz eines 10 000 Fuss hohen Berges in Tibesti“. Bei seinen Erkundigungen hatte er zwar von felsigen und bergigen Landschaften gehört, bei näherer Befragung wurden sie dann mit Hügeln im Norden verglichen, die kaum 3 000 Engl. Fuß erreichten. Hier kann NACHTIGAL mit besseren Angaben dienen. So gibt er die Höhe des Tarso beim Trou au Natron mit 2 400 m an, was für seine bescheidenen Meßinstrumente schon recht gut ist. Allerdings verschätzte er sich dann deutlich bei der Höhenangabe des Pic Tusside, den er um 100 m hoch über seine Basis schätzt, was fast eine Zehnerpotenz zu niedrig ist, die Angaben im Reisebericht liegen bei 1 000 Fuß, auch bei dem fast 1 000 m tiefen Trou au Natron liegt er mit seiner Schätzung 50 m außerhalb jeder Näherung an die wirkliche Tiefe. Wo er aber mit Messungen arbeiten kann, sind recht brauchbare Werte zu verzeichnen. Über den Emi Koussi, der nach Berichten von Tubus so hoch sein soll wie der Tusside, schließt er aus den Angaben über Eisbildungen am Gipfel auf verlässliche Werte seitens seiner Informanten.

#### 5. Zur Geologie des Tibesti-Gebirges

Eine interessante Kontroverse hatte sich bei den Forschungsreisenden über die Geologie bzw. Gesteinszusammensetzung der Bergländer in der zentralen Sahara ergeben. Während zunächst die „schwarzen Berge“ alle als vulkanischen Gesteinen (Basalten) bestehend beschrieben worden waren (u.a. HORNEMANN), machte OUDNEY auf die Ähnlichkeit mit dichten schwarzen Sandsteinen aufmerksam. VOGEL (1855) schloß daher aus ähnlichen Beobachtungen bei Soqna sogleich: „Schwarz sind allerdings alle Felsen in der Sahara und im Tebu-Lande, aber nicht vulkanischen Ursprungs. Alles ist mit Eisen gefärbter Sandstein“. Als Beweis für vulkanische Tätigkeit ließ er auch nicht die kochende Quelle nach LYON gelten, denn bei keiner seiner Befragungen wäre ihm von Schwefel berichtet worden. Er schreibt: „Es ist ein Brunnen mit der gewöhnlichen Temperatur, in dem viele und grosse Luftblasen emporsteigen, als ob er koche, ähnlich wie in den Kohlensäure-Brunnen Westphalens. Ein ähnliches Phänomen, nur in kleinerem Maasstabe, habe ich in Bilma gefunden.“ (Zit. nach BEHM 1862: 49). Dazu der Bericht NACHTIGAL's (1879: 388/89), beginnend mit den Täuschungen über die Höhenangaben „Die

Berichte der Reisenden hatten zur Folge, dass man in Europa geneigt war, die zuweilen auftauchenden Angaben über das Vorkommen von für die Sahara-Verhältnisse ungewöhnlich hohen Bergen in Tibesti als phantastische Übertreibungen der Eingeborenen zu betrachten. Wie man sich hierin täuschte, so liess man sich auch mit Unrecht verleiten, das Vorkommen vulkanischer Gebilde in Tibesti zu bezweifeln. Seit man durch Vogel wusste, dass die schwarzen Berge bei Soqna zum grössten Theile dem durch Eisen schwarz gefärbten Sandstein ihre Farbe verdanken,... so glaubte man auch die früher allgemein verbreitete Überzeugung zum Vorhandensein vulkanischer Bildungen für Tibesti erschüttern zu müssen.“

NACHTIGAL berichtet dann ausführlich über die berühmte heiße Quelle, die nach ihm den generellen Namen „Jerike“ hatte. In der Tat ist seine Schilderung der heißen Quellen von Soborom sehr wirklichkeitsnah, wie ich aus eigener Anschauung bestätigen kann. Waren basaltische Gesteine und vulkanische Tätigkeit so wenigstens für Teile des Tibesti-Gebirges nachgewiesen, so wenig waren die ausgedehnten Cinerit- und Ignimbritdecken als solche von

NACHTIGAL erkannt worden. Er beschreibt auf seinem Weg nach und von Bardai: „Auch hier liegt der Gegend eine Schicht jenes leicht porösen Gesteins von gelblicher, grauer oder rötlicher Färbung auf, das mir aufgefallen war, als wir vom Norden kommend uns dem Tarso am meisten genähert hatten. Durchbrochen und bedeckt ist dasselbe von Sandsteinfelsen, Granit- und Basaltblöcken, zwischen deren Ketten und Gruppen durch wir im Laufe des Nachmittags die zahlreichen, unbedeutenden Ursprungsflussbetten des Dommädo überschritten, welche, tief in den Boden geschnitten, alle eine mehr oder weniger südwestliche Richtung haben. Mit dem Anstieg werden die felsigen Durchbrüche und Ausläufer seltener; breite, flache Bergrücken treten an ihre Stelle, in der Oberfläche von einer starken Schicht jenes leichten Gesteins gebildet, dessen sanfte, fast weiche Oberfläche den Fuss von dem harten Felsboden und seinen scharfkantigen Steinen ausruhen lässt. Das Ganze ist nackt und kahl und wie verbrannt; ....“ (S.302).

## 6. Beobachtungen zum Klima und zur Vegetation

In der erwähnten Karte von PETERMANN und HASENSTEIN ist auf etwa 23° N und 20° E ein Gebiet von drei Tagesreisen verzeichnet „auf welchem man jeden Tag entweder Quellen oder Wasserbäche findet. Weideplätze der grossen Viehherden der Tebu-Reschäde-Nomaden“. Bei dieser Darstellung dürfte es sich um das Gebiet von Dohone, dem nordöstlichen Ausläufer des Gebirges, handeln. Hier, wie auch am übrigen Nordrand des Gebirges, enden viele episodische Flüsse in verschieden weit in die anschließende Serir reichenden Endpfannen. Diese müssen in der Mitte des vorigen Jahrhunderts sehr gute Weidegebiete gewesen sein, was andererseits auch auf relativ viel Niederschlag im Gebirge schließen läßt. Auch in den Beschreibungen der genannten Reisenden wird von Tälern und Bächen mit strömendem Wasser berichtet. BEHM schreibt dazu: „Regen der hier im September beginnt, soll in manchen Jahren häufig sein, in anderen ganz fehlen“ (S. 59). In den niederschlagsarmen Jahren soll die Bewässerung der Felder aus Quellen und von den Bergen herabströmenden Bächen erfolgen, wobei letzteres wohl leicht übertrieben ist. NACHTIGAL erkannte die Bedeutung der großen Flußtäler für die Bevölkerungsagglomerationen im Tibesti und die Unterschiede zwischen den nach Süden und den nach Norden verlaufenden. Da dieselben „auf der Südwestseite des Bodenwassers (hier ist Grundwasser gemeint) vielfach entbehren, so bringen doch die in keinem Jahr ganz fehlenden Regen Futterkräuter genug für die Heerden hervor“ (S. 394).

Relativ genau und in den Lagebezeichnungen richtig zählt NACHTIGAL die wichtigsten großen Täler der Südwestabdachung des Tibesti-Gebirges bis zum Enneri Domar auf; dessen bedeutendsten Nebenfluß – Enneri Miski –

An anderer Stelle nennt NACHTIGAL die Ignimbrite und Cinerite auch „Thon- und Kalkgesteine“ wegen ihres Aussehens und ihres staubigen Zerfalls. Da bei den Ignimbriten rötlich-gelbe bis graue Farbtöne auftreten, ist die Auffassung von unterschiedlichen Gesteinen gut zu verstehen und zeugt von der sehr genauen Beobachtung NACHTIGALS.

Das oben erwähnte Problem der von Eisen-Mangan-Krusten bedeckten „schwarzen“ Sandsteine und ihre Verwechslung bzw. Gleichstellung mit Basalten zeigte sich auch bei der Kartierung des Tibesti-Gebirges nach Luftbildern in den fünfziger Jahren. So sind fatalerweise häufig aus den Ignimbriten aufragende Plateaus manchmal Sandsteine oder Basalte ohne Unterscheidungsmerkmale und liegen in einigen Fällen direkt in gleicher Höhe nebeneinander, was natürlich zu Fehldeutungen geführt hat.

ordnet er der Emi Koussi Westabdachung zu. Da er auf seiner Reise in das Borkou Bergland den Emi Koussi gesehen hatte, konnte er relativ genau die ihm berichteten großen Flußtäler anordnen.

Über die Täler der Nordabdachung des Tibesti weiß NACHTIGAL wenig zu berichten. Er nennt zwar die Flußtäler Aozo und Jibi, es handelt sich um Enneri Aozou und Enneri Yebbigue, in denen es auch Dattelpflanzungen gäbe, über die Zusammenhänge mit den Tälern des zentralen Gebirges aber hatte er keine verlässlichen Informationen. Richtig erkannt hatte NACHTIGAL schon das Fehlen von größeren Dattelpflanzungen in den südwestlichen Haupttälern. Vorherrschend sind hier Dumpalmen und große Akazienbestände, hinzu kommen gute Weidemöglichkeiten durch größere Grasflächen in den Talweitungen.

Ausführliche Angaben macht NACHTIGAL zur Witterung. Neben Meßwerten über die Temperaturen teilt er seine Beobachtungen über Bevölkerung, Windrichtungen und -stärken sowie über Regenfälle mit. Aus seinen Angaben läßt sich entnehmen, daß die Niederschläge zu seiner Zeit relativ regelmäßig gefallen sind; es war auch nach seinen Beobachtungen eine etwas feuchtere Periode als in den vergangenen Jahren dieses Jahrhunderts.

Einige Bemerkungen macht NACHTIGAL über den Karawanenverkehr zwischen Wadai und Bengasi über Kufra in den Jahren 1811 und 1813, die für den Leser zunächst unverständlich sind. Er läßt sich dabei über die Angaben arabischer Berichterstatter aus, die von fetten Weiden und Niederlassungen der Tubu Reschäde zwi-



schen „Wanjanga und Kufara“ berichten. NACHTIGAL führt die Beschreibungen der „phantasievollen Araber“ darauf zurück, daß sie „nach dem langen Weg durch die allen Lebens baren Wüste zwischen Wanjanga und Kufara“ die kümmerlichen Weiden und spärlichen Hütten als einen paradiesischen Zustand empfanden. Jeder Wüstenreisende wird NACHTIGAL zustimmen, daß der Eindruck größerer Vegetationsflecken nach tagelangem Marsch oder Fahrt über trostlose Serir oder Hamada groß ist und leicht zu Übertreibungen führen kann.

Die Auslassungen über die Karawanen beziehen sich auf ausführliche Beschreibungen bei BEHM über die üppigen Weiden am Nordostrand Tibestis aufgrund dieser Karawanenberichte, die auch ihren Niederschlag in der Karte von PETERMANN und HASSENSTEIN gefunden haben, wie oben schon ausgeführt. NACHTIGAL relativiert hier die Angaben und rückt sie in die richtige Dimension.

An diesem Beispiel wird besonders deutlich, daß viele Ausführungen in NACHTIGALS Werk Auseinandersetzungen mit ihm vorher bekannten publizierten Berichten von Reisenden sind und eigentlich nur im Kontext mit diesen richtig verstanden werden können. Es wird so auch verständlich, daß manche heute als mehr nebensächlich betrachtete Beobachtungen von ihm ausführlich behandelt und andere uns wichtig erscheinende nur kurz erwähnt werden, weil sie nicht in der Diskussion standen.

Wie wenig manchmal Berichtigungen bzw. Darstellung von Sachverhalten und Bezeichnungen in die Wissenschaft eingehen, zeigt sich unter anderem am Beispiel der Diskussion über die Herkunft der Bevölkerung Tibestis, ihrer Sprache und rassischen Zugehörigkeit. Als die sagenhaften Troglodyten Herodots und/oder Nachfahren der Garamanten tauchen sie auch noch in modernen Publikationen auf.

## 7. Name und Sprache der Bewohner Tibestis

Zum Namen der Bevölkerung schreibt NACHTIGAL: „Dieser Name muss folgerichtig „Tubu“ geschrieben werden,...“ (S. 422). Er gibt eine ausführliche Begründung dafür aus dem Zusammenhang des „Tedaga“, wie auch er die Sprache des Tubus nennt, mit der Kanuri Sprachfamilie. Gehalten hat sich aber in der deutschen Literatur

über das Tibesti die Bezeichnung „Tibbu“, die auf BARTH zurückgeht, der „Tebu“ mit einem gedehnten „e“ gesprochen wissen wollte, was aber nach NACHTIGAL ein entschiedener Irrtum war. Trotz dieser Richtigstellung findet man bis in die Gegenwart die Bezeichnung Tibbu in den meisten deutschsprachigen Publikationen.

## 8. Zur Beschäftigung mit der Erforschungsgeschichte

Über Sitten und Gebräuche der Tubu, ihre Wirtschaftsweise und Beziehungen zu den Völkern des Fezzan und der südlich angrenzenden Gebiete berichtet NACHTIGAL ausführlich, wobei er immer wieder auf das „Vorwissen“ zurückgreift. Es ist hier nicht der Platz, dieses weiter auszubreiten. Auch die relativ wenigen Angaben zur Senussia, die zur Zeit NACHTIGALS einen großen Einfluß in der islamischen Welt Nordafrikas hatte, wären einer eingehenden Untersuchung wert.

Die hier nur beispielhaft gezeigte Abhängigkeit, aber auch Anregung, die ein in wenig erforschte Gebiete vordringender Forscher durch die Kenntnisse des vom „Hörsagen“ stammenden Vorwissens erfährt, ist wichtig für den Leser der Reise- und Forschungsberichte. Erst so erschließen sich viele Angaben und Beobachtungen in ihrer ganzen Tragweite und lassen die Bewertung der „Quelle“ für nachfolgende Forschungsarbeiten zu.

Mit THILO beginnt Jahrzehnte nach NACHTIGAL's Reisebericht die neue Ära der Erforschung des Tibesti-

Gebirges. Die multidisziplinären Forschungsreisen unter DALLONI und DESIO erweitern unsere Kenntnisse über das zentralsaharische Gebirge in großem Umfang.

Mit der Errichtung der Forschungsstation Bardai 1964/65, an der Dieter Jäkel in großem Maße beteiligt war, wurde auch von deutscher Seite die Erforschung der Sahara im Bereich multidisziplinärer Grundlagenforschung mitgestaltet. Es macht daher Sinn, nach den Wurzeln der Erforschungsgeschichte zu fragen. Dabei erkennen wir, daß zahlreiche Probleme und Fragestellungen der Gegenwart schon in den Anfängen gestellt bzw. aufgegriffen worden sind und noch heute einer Lösung bzw. Antwort harren.

Einem Historiker, der Dieter Jäkel auch ist, sind solche oben angeführten Erkenntnisse vertraut. Vielleicht regt dieser kurze Artikel ihn und andere dazu an, sich mehr als bisher mit der Erforschungsgeschichte des Tibestis zu befassen.

## Literaturverzeichnis

- BANSE, E. (1914): Der gegenwärtige Stand der Erforschung der Libyschen Wüste und Tibestis. – *Peterm. Geogr. Mitt.* 1914, I: 137, 193, 261.
- BARTH, H. (1857-58): Reisen und Entdeckungen in Nord- und Central-Afrika in den Jahren 1849 bis 1855. 5 Bde. Gotha.
- BEHM, E. (1862): Das Land und Volk der Tebu. – Dr. A. Petermann's-Mitt. Ergänzungsband II 1862/63, II: 31-67.
- DALLONI, M. (1935): Mission au Tibesti (1930-1931). – *Ac.d.Sc. de l'Inst. de France. Mém.* t.61, 1934 et t.62: Paris.
- DESIO, A. (1942): Il Sahara Italiano II Tibesti nord-orientale. – *R. Soc.Geogr.Ital.* 232: Rom
- GABRIEL, B. (1973): Von der Routenaufnahme zum Welt-raumphoto. Die Erforschung des Tibesti-Gebirges in der zentralen Sahara. – *Kartographische Miniaturen* 4, 1973: Berlin.
- GARIAN, P.u.B. (1965): Libyen. 255: Düsseldorf – Wien.
- HAGEDORN, H. (1977): Bau und Bild der Oberflächenformen an der Route Gustav Nachtigals in das Tibesti-Gebirge. – Veröffentl. aus dem Übersee-Museum Bremen, Reihe C, I: 55-86.
- HASSERT, K. (1941): Die Erforschung Afrikas. 248: Leipzig.
- HENZE, D. (1977): Gustav Nachtigals Stellung in der Erforschungsgeschichte Nord-Afrikas. – Veröffentl. aus dem Übersee-Museum Bremen, Reihe C, I: 87-112.
- NACHTIGAL, G. (1879-1881): Sahara und Sudan. 2 Bde. Berlin, Nachdruck 1967, Graz
- ROHLFS, G. (1874): Quer durch Afrika I. Leipzig.
- TILHO, J. (1920): The Exploration of Tibesti, Erdi, Borkou and Ennedi in 1923-1917. – *Geogr. J.* 56: 81-99, 161-182, 241-267.
- VOGEL, E. (1855): Reise nach Central-Afrika. – *Peterm. Mitt.* I: 247-259.
- WACRENIER, Ph. et al (1958): Notice explicative de la Carte Géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 000 000, Brazzaville.
- WELLARD, J. (1964): The Great Sahara. 345. London.

### *Anschrift des Autors:*

Prof. Dr. Horst Hagedorn, Geographisches Institut der Universität Würzburg, Am Hubland, D-97074 Würzburg

## Zur Paläogeökologie der Ostsahara

mit 3 Abbildungen

HANS-JOACHIM PACHUR & PHILIPP HOELZMANN

Berlin

**Zusammenfassung:** Im Gegensatz zur Westsahara (ROGNON 1989; PETIT-MAIRE et al. 1993) besteht ein Defizit an repräsentativen spätleistozänen und holozänen Daten aus der Ostsahara, die etwa so groß wie die Hälfte des australischen Kontinents ist und damit den größten hyperariden Raum der Erde darstellt. Hier präsentieren wir Belege, daß um 9 ka B.P. ein Anstieg des Grundwasserspiegels zur Bildung von weitverbreiteten Süßwasserseen geführt hat. Die Gebirge generierten extensive fluviale Systeme, die die endorheische Entwässerung der Region aufhoben (PACHUR 1974; PACHUR & KRÖPELIN 1987) und als Migrationswege von Savannen-Großsäugern dienten. In weniger als 6 000 Jahren erfuhr das  $3,2 \times 10^6$  km<sup>2</sup> große Gebiet drastische klimatische Wechsel von Hyperaridität über Semiaridität (Trockensavanne) zum gegenwärtigen erneut hyperariden Zustand. Während der nordwärtigen Dislokation des Monsunsystems induzierten Paläoseen und Sümpfe lokale Niederschläge und pufferten somit kurzzeitige aride Klimaschwankungen ab. Die neolithische Besiedlung endete etwa um 3 ka B.P., als die oberflächennahen Aquifere ausgelaufen waren.

**Summary:** In comparison with the Western Sahara (ROGNON 1989; PETIT-MAIRE et al. 1993) there is a deficit of representative late Pleistocene and Holocene data from the Eastern Sahara, which is about half the size of the Australian continent and thus the largest hyperarid area on Earth. Here we present evidence that a rise in groundwater starting about 9 kyr B.P. led to the formation of a mosaic of freshwater lakes. The uplands generated extensive fluvial systems which superseded the endorheic drainage of the region (PACHUR 1974; PACHUR & KRÖPELIN 1987) and function as migration paths for large savanna mammals. Within less than 6 000 years this  $3.2 \times 10^6$  km<sup>2</sup> area experienced a dramatic climatic change, ranging from hyperaridity to semi-aridity (dry savanna) to its present hyperarid state. Palaeolakes and swamps induced local rainfall and buffered short-term dry climatic fluctuations. Neolithic human occupation ended at ~3 kyr B.P. when the shallow aquifers were exhausted.

Untersuchungen der vergangenen Jahre haben ergeben, daß der endorheische Zustand der Region durch mehrere periodische Flußsysteme aufgehoben war (Abb. 1). Um langfristige klimatische Schwankungen ableiten zu können, bedarf es des Nachweises, daß diese Abflußsysteme durch lokale Niederschläge in den Tiefländern gebildet

wurden. Somit wurde eine systematische Suche entlang eines W–E und eines N–S Transektes nach Paläoseen – die als natürliche Piezometer angesehen werden können – begonnen. Ein 1 600 km langes W–E Transekt etwa bei 23°N ergab, daß kontemporäre Süßwasserseen im Westen mit Playas und Tonpfannen (mud pans) im Osten koexi-

stierten (Abb. 2a). Der ausbleibende kontinuierliche Wasserzufluß durch Grundwasser oder Niederschlag im Osten führte zu pelitischen, silikatischen Ablagerungen und wird als Gradient abnehmender Niederschläge von West nach Ost (PACHUR & BRAUN 1980) zwischen 9,3 und 4 kyr

B.P. interpretiert. Nur Lokalitäten mit einer höheren Lage des kristallinen Untergrunds und somit einem geringeren Grundwasserflurabstand konnten Süßwasserseen während der frühholozänen Feuchtphase generieren, wie bei Bir Tafawi (WENDORF & SCHILD 1980).

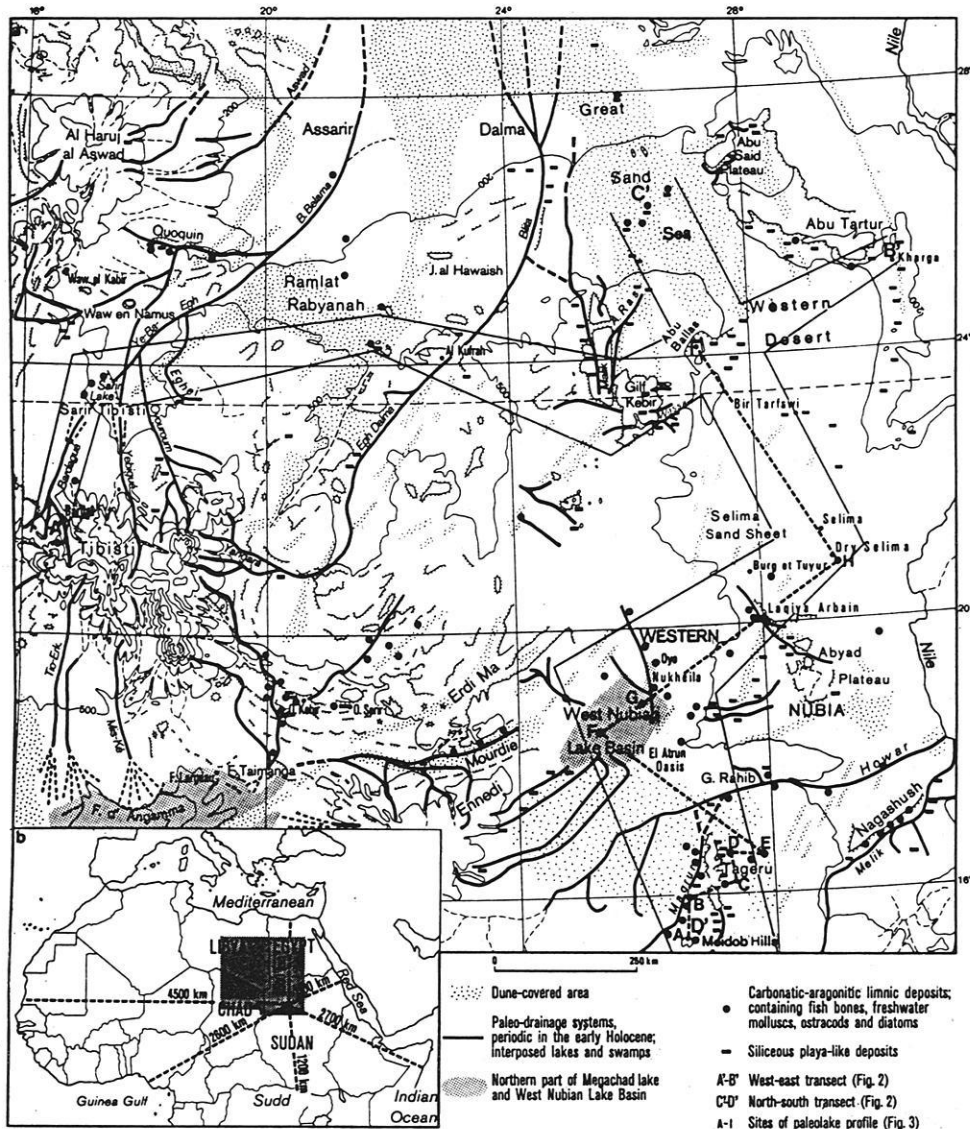
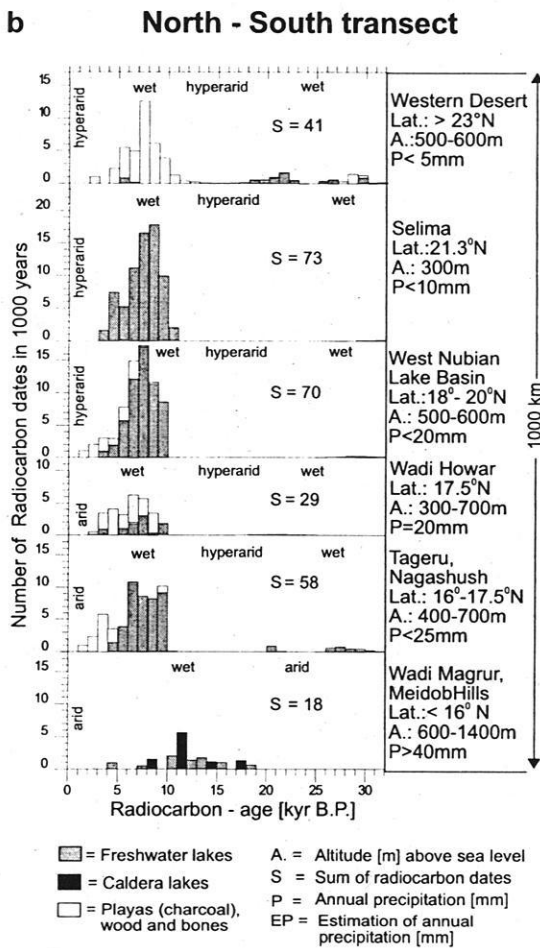
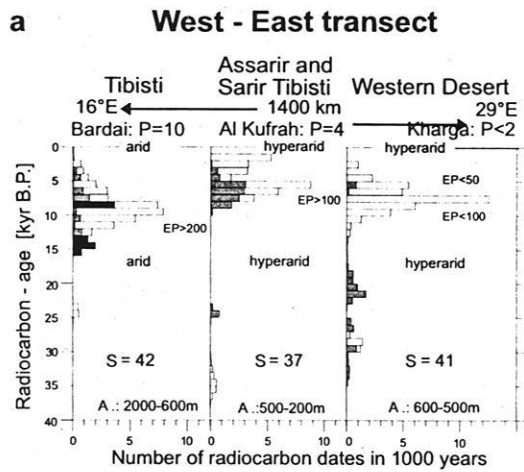


Abb. 1: Die Rekonstruktion des Paläodrainagesystems verdeutlicht die Dichte und Variabilität der Befunde. Die Migration der Großsäuger in die Tiefländer war möglich, diese wurden zu Jagdgebieten und waren zudem geeignet zur Rinderhaltung, wie die Verbreitung von Fesselsteinen belegt (Pachur 1991). Die Nord-Süd Passage wird dominiert durch das Tibesti Gebirge mit orographisch bedingten, höheren Niederschlägen. Die Ost-West Achse wurde auch vom Menschen benutzt (Arkell 1961); sie startet am Nil und folgt der Traverse Wadi Howar – West Nubian Lake Basin – Mourdie – Chad Basin – Bilma.

Fig. 1: Reconstruction of the palaeodrainage system of the Eastern Sahara shows the relative abundance and variety of the finds. Large savanna mammals migrated into the plains, which became hunting grounds and were also suitable for cattle rearing, as the distribution of tethering stones indicates (Pachur 1991). The north-south passage is dominated by the Tibesti Mountains with higher, orographically-induced rainfall. The east-west axis was also used by humans (Arkell 1961), it starts at the Nile and follows the Wadi Howar – West Nubian Lake Basin – Mourdie – Chad Basin – Bilma traverse.



Datierungen von Seen innerhalb der Calderen des Tibesti Gebirges (FAURE 1969) (>2 500 m) belegen ein früheres Einsetzen der Feuchtphase deutlich vor 9,3 ka B.P. Dieser Gebirgseffekt ist ebenfalls in den Meidob Hills (1 100 m; Fig. 2b) am Südrand der Ostsahara ausgeprägt.

Abb. 2: a) Die radiokarbon datierten lakustrinen Sedimente im Westen (Tibesti (GEYH & JÄKEL 1974) und Serir Tibesti, Libya) korrespondieren zeitlich mit Playasedimenten im Osten (Western Desert, Ägypten) und indizieren einen Gradienten abnehmender Niederschläge. Die Abschätzung der Paläoniederschläge basiert auf den Mindestanforderungen der Faunengesellschaften (HALTENORTH & DILLER 1977) und auf einem Grundwassermodell (PACHUR & BRAUN 1980).

b) Die Radiokarbon datierungen verdeutlichen das schnelle Einsetzen der holozänen Feuchtphase in den Tiefländern. Ein Suess-Wiggle existiert etwa bei 10 ka B.P. und ein zweites Plateau über 450 Dendrojahre existiert zwischen 9,7 und 9,5 ka B.P. (Becker et al. 1991). Dennoch kann der Beginn auf wenige Dekaden aufgrund der Bildung einer 40-50 mm mächtigen Algenmudde an der Basis der Profile bestimmt werden. Die Datenlücke zwischen 10 und 20 ka B.P. markiert die spätpleistozäne hyperaride Phase. Die vorangegangene Feuchtphase (>20 ka B.P.) wird durch Grundwasseralter (SONNTAG et al. 1978) und Linnite in der Großen Sand See von Ägypten (PACHUR & RÖPER 1984) dokumentiert. Hohe Radiokarbonalter sind mit methodischen Unsicherheiten behaftet, dennoch korrespondieren sie mit der Stratigraphie (Abb. 3, Profil E). Radiokarbon datierungen von Selima schließen Daten von HAYNES et al. (1989) ein.

Fig. 2: a) The radiocarbon-dated lacustrine sediments in the west (Tibesti (GEYH & JÄKEL 1974), Assarir and Sarir Tibesti, Libya) correspond in time to playa sediments in the east (Western Desert, Egypt) and indicate a gradient of decreasing precipitation. The estimate of paleo-precipitation is based on the minimum requirements of the faunal relics (HALTENORTH & DILLER 1977) found embedded in sediments, and on a groundwater recharge model (PACHUR & BRAUN 1980).

b) The radiocarbon dates show the rapid onset of the Holocene wet phase in the plains. There is a plateau (Suess wiggle) at c. 10 ka B.P. and another, lasting more than 450 dendro-years, between 9.5 and 9.7 ka B.P. Nevertheless, the exact onset can be estimated to within a few decades owing to the formation of a 40-50 mm thick algal mud layer at the base of the sequences. The dearth of data between about 10 and 20 ka B.P. marks a hyperarid phase. The preceding humid phase (>20 ka B.P.) is documented by ages of groundwater (SONNTAG et al., 1978) and lacustrine sediments from the Great Sand Sea in Egypt (PACHUR et al. 1984). Some methodological uncertainty attaches to high <sup>14</sup>C dates of carbonates; however, they correspond with the stratigraphy. Radiocarbon dates from Selima include dates from HAYNES et al. (1989).

West-Nubien ist aufgrund der hochkontinentalen Position und der damit verbundenen Entfernung zu den Wasserdampfquellen der Ozeane das klimatisch am wenigsten begünstigte Gebiet der Sahara. Insofern sind Nachweise von Phasen mit erhöhten Niederschlägen in der Ostsahara

signifikant für die paläoklimatische Interpretation der gesamten Sahara. Entlang eines von 15,5°N bis 24°N laufenden Transektes (Abb. 3) konnte gezeigt werden, daß Süßwasserpaläoseen im Süden und Playas im Norden existierten.

Der nördlichste Paläosee dieses Transektes ist Selima Oasis (PACHUR & KRÖPELIN 1987; HAYNES et al. 1989). Nur 40 km südlich sind in Dry Selima lakustrine Sequenzen eingebettet in Deflationswannen ohne Anschluß an das Grundwasser. Das äolische Relief ist der geomorphologische Beleg für eine ältere hyperaride Phase, die durch fehlende Radiokarbondatierungen >10 ka B.P. im Häufigkeitsdiagramm (Abb. 2a und 2b) bestätigt wird. Die limnischen Ablagerungen umfassen die gesamte Sequenz eines altholozänen-mittelholozänen Klimawechsels. Die limnische Sedimentation begann mit der Bildung einer Mudde mit bis zu 26,7 % organischen Kohlenstoff. Innerhalb der Spannbreite der Radiokarbondatierungen (9200±145 a B.P. in Selima bis 8640±130 a B.P. in Dry Selima, Abb. 3) erreichte der Grundwasserspiegel die langgestreckten Deflationssenkten, so daß Seen bis zu 14 m Tiefe entstanden. Die Sedimente reichen von Süßwasserkarbonaten (Calcit, Aragonit und Mg-Calcit) über Sulfat (Gips) um 4925±100 a B.P. in Selima Oasis bis schließlich zum Sebka-Stadium mit Halitausfällung. Ein Grundwasserzuström aus den heutigen Grundwasserbildungsgebieten bei etwa 13°N muß ausgeschlossen werden, da die Fließgeschwindigkeit des Grundwassers nur 5m/a beträgt (THORWEIHE 1982). Daher erfolgte die Bildung von Paläoseen in West-Nubien aufgrund von lokalen Niederschlagsereignissen.

Die südlichen Profile des Transektes in West-Nubien befinden sich ebenfalls in den Ebenen außerhalb der Paläodrainagesysteme. Die paläopiezometrische Oberfläche lag in den Erggebieten bis zu 25 m höher, wie aus Kohlenstoffcoatings auf den Quarzkornoberflächen als Relikt eines „stagnic alisosols“ abzuleiten ist. Es bildeten sich Süßwasserseen (PACHUR & HOELZMANN 1991; HOELZMANN 1993), deren Wasserhaushalt wesentlich vom Grundwasser abhängig war.

Mit Ausnahme des Profils I (Abb. 3) reflektieren alle Grabungen eine Feuchtphase, da Seekreiden kontinuierlich ohne Austrocknungsphasen sedimentiert wurden. Die Karbonate markieren jeweils den Beginn der limnischen Sedimentation, die in den Tiefländern mit einer Transgression über ungeschichtete, gebleichte Dünenande einsetzt. Der Übergang von äolischer zu limnischer Sedimentation ist auf wenige Zentimeter begrenzt und geht von äolischen Sanden über in Seesande und schließlich Seekreiden. Die Seesande sind durch eine graue Färbung aufgrund leicht erhöhter organischer Kohlenstoffgehalte von etwa 0,5–1,5 % charakterisiert. Die lakustrinen Sedimente bestehen aus hellweißer, massiv-kompakter Seekreide. Breite Trockenrisse, die teilweise mit

Seekreidebruchstücken verfüllt sind, deuten auf schwankende Wasserspiegelstände gegen Ende der Feuchtphase. Die Sedimente der ausklingenden Feuchtphase sind nicht in den Grabungen repräsentiert, da bis zu 4 m der Sedimente deflatiert wurden.

Der Karbonatgehalt der Seekreiden variiert zwischen 18 bis 58 %. Die Behandlung der Seekreiden mit 10%iger Salzsäure resultiert in einem unlöslichen Rest zwischen 7 und 55 %, der hauptsächlich aus Diatomeen, Ton und Quarzkörnern besteht. Die Korngrößenverteilung dieses detritischen Materials setzt sich aus Mittel- bis Feinschluff (2–20 µm: 42–89 %) sowie Ton (<2 µm: 3–58 %) und einem sehr geringen Sandgehalt (>63 µm: maximal 7 %) zusammen. Somit handelt es sich bei den Seekreiden um fast sandfreie Pelite, die vornehmlich aus Karbonat, Diatomeenvalven und etwas Ton bestehen.

Der Mineralbestand der Seekreiden nach röntgen-diffraktometrischer Aufnahme besteht in erster Linie aus Calcit und Mg-Calcit mit unterschiedlich hohen Einbauanteilen von Mg. In Profil D (Abb. 3) wurden im Übergangsbereich von der ariden zur semiariden Phase, als der Grundwasserspiegel noch starken Schwankungen unterlag und es zu erhöhten Ionenkonzentrationen im Seewasser kam, darüberhinaus Aragonit, Ca-Dolomit und Dolomit detektiert. Mg-Einbau in das Kristallgitter des Calcits kann als Paläosalinitätsindex interpretiert werden (EUGSTER & HARDIE 1978; CHIVAS et al. 1985). Demnach stehen hohe Mg/Ca-Molverhältnisse für höhere Ionenkonzentrationen im Seewasser. Die Mg-Einbauanteile in den limnischen Calciten variiert zwischen 0 und 10,5 Mol % und unterteilt die Seekreiden in Niedrig-Mg-Calcit (<4 Mol % MgCO<sub>3</sub>) und Hoch-Mg-Calcit (>4 Mol % MgCO<sub>3</sub>). Die Elementmolverhältnisse Mg/Ca und Sr/Ca verlaufen parallel zur Mg-Einbauanteile in das Kristallgitter des Calcits. Ein Sr/Ca-Molverhältnis von >0,003 wird als Übergang von Süßwasser- (<3 ‰–5 ‰ Salinität, oligohalin) zu Brackwasserbedingungen (5 ‰–20 ‰ Salinität, mesohalin) angesehen (CHIVAS et al. 1985; GASSE et al. 1987; HOELZMANN 1993). Die Sr/Ca-Molverhältnisse der karbonatreichen Profilabschnitte reichen von <0,001 (in den Seekreiden der südlichsten Grabungen) bis 0,0041 (im Bereich instabiler Grundwasserspiegelstände im Übergang zur holozänen Feuchtphase des Profils D in Abb. 3). Das mittlere Sr/Ca-Verhältnis der Seekreideprofile liegt bei etwa 0,0015 und belegt damit den stabilen Wasserhaushalt dieser Süßwasserseen.

Die Calcitausfällung wurde durch den biologischen CO<sub>2</sub>-Verbrauch bestimmt und die Seen erreichten ihre größte Ausdehnung um 7 ka B.P. Westlich von Nukheila und Atrun (westlich 26,5°E) bildete sich eine semi-aquatische Landschaft von mehr als 20 000 km<sup>2</sup> (PACHUR und HOELZMANN 1991) mit mehr als 7 000 km<sup>2</sup> Süßwasserseeflächen (HOELZMANN et al. im Druck). In den dünenbedeckten Erggebieten entstanden sumpftartige Are-

ale unter geringem Grundwasserflurabstand mit mehrphasiger Ausfällung von Eisenhydroxiden und der nachfolgenden Diagenese von bis zu 0,5 m mächtigen Goethitkrusten. Die sedimentologischen Indikatoren dieser semi-aquatischen Landschaft konnten durch Bestimmung der Faunenreste ergänzt werden (PACHUR & HOELZMANN 1991). Die Artenvielfalt und die weitflächige Verbreitung der Savannensäuger, amphibischer Species sowie der Fische dokumentieren ein stabiles Ökosystem, dessen vergleichbare Ausstattung rezent etwa 600 km südlich anzutreffen ist. Pollenanalysen aus einem Paläosee in Atrun (RITCHIE & HAYNES 1987; JAHNS 1995) ergeben eine Flora deren Elemente im südlichen Sahel verbreitet sind.

Im Kontrast zu dem schnellen Einsetzen der Seebildung um 9,3 ka B.P. dauerte das Ausklingen der Feuchtphase mehrere Jahrhunderte, wie die asymmetrisch verlaufende Kurve der Radiokarbondatierungen ausweist (Abb. 2a und 2b). Darin zeigt sich die Pufferkapazität des Ökosystems, welche hauptsächlich durch eine exponentielle Auslaufkurve des oberflächennahen Aquifers dominiert wird. Die Nutzung der nicht erneuerbaren, flachen/oberflächennahen Grundwasserressourcen verdeutlicht die Anpassungsstrategie der neolithischen Bewohner, bevor das heutige hyperaride Klima dominierte. Die Detektion der zunehmenden Aridität wird kompliziert, da signifikante Klimaindikatoren – Baumwuchs und Großsäuger – durch den Menschen vernichtet und die Sedimente der endenden Feuchtphase fast in allen Profilen deflatiert wurden. AMS-Datierungen von Collagen in Fischknochen des Westnubischen Paläoseebeckens ergab Alter zwischen  $2630 \pm 70$  a B.P. (UZ-3501/ETH 10014) und  $3285 \pm 70$  a B.P. (UZ-2872/ETH 9280) sowie  $3705 \pm 70$  a B.P. (UZ-2873/ETH 9281) für ein Flußpferd (*hippopotamus amphibius*). Es handelt sich um ante quem Daten für das Einsetzen der ariden Klimaphase.

Die Erhöhung der Niederschläge im Spätpleistozän resultierte von der nordwärtigen Verschiebung des monsonalen Systems (der Intensivierung der „easterly waves“ (KUTZBACH 1981)) – begleitet von lokalen klimatischen Effekten – etwa zeitgleich mit den sich ändernden orbitalen Parametern der Erde (KUTZBACH & STREET-PERROTT 1985). Die lakustrinen Flächen der Ostsahara stellten signifikante Wasserdampfquellen in kontinentaler Position dar. Während Dürrezeiten mit einer der heutigen

Zirkulation ähnlichen Situation könnte der flache „east-tropical jet“ konvektive Niederschläge ausgelöst haben (CHARNEY 1975; TETZLAFF 1986). Die Frequenz lokaler Niederschläge wurde somit erhöht und nördlich angrenzende Gebiete wurden ebenfalls häufiger durch Regenfälle betroffen. Dieses System besaß selbstverstärkende Mechanismen solange die Seen und Feuchtareale Wasserdampf emittierten und löst den Widerspruch zwischen der zeitgleichen Existenz Jahrtausendalter Seen und der wohl anzunehmenden hohen Variabilität der Niederschläge auf. Diese Variabilität dokumentiert sich in variierenden Sedimentationsprozessen in den Paläodrainagesystemen (PACHUR & HOELZMANN 1991) und durch stark schwankende  $d^{18}O$ -Werte in den Schalen von Süßwassermollusken (ABELL et al. 1996). Wasseranalysen von tiefen Brunnen (THORWEIHE et al. 1990) am südlichen Saum von West-Nubien sowie die Seekreiden (ABELL et al. 1996) zeigen starke Schwankungen von extrem abgereicherten  $d^{18}O$ -Werten, die aus lokalen Wasserdampfquellen stammen (GRÖNING 1994). Das Muster der rekonstruierten Environments und die enge Verknüpfung zu den Drainagebahnen bestätigen, daß die Annahme einer undifferenzierten, breitenkreisparallelen Verschiebung der Klimagürtel eine zu grobe Vereinfachung darstellt.

Der Klimawechsel im Untersuchungsgebiet korreliert mit einer ähnlichen Entwicklung in der Westsahara (ROGNON 1989; PETIT-MAIRE 1993). Die Größe der Seen (SERVANT 1983; RISER & ROGNON 1983) und die Dichte der Faunenreste waren in letzterer deutlich umfangreicher, was einen Gradient abnehmender Niederschläge von West nach Ost innerhalb der  $8 \times 10^6$  km<sup>2</sup> Sahara verdeutlicht.

Während des Überganges von Hyperaridität zu Semiaridität agierte der nordafrikanische Kontinent aufgrund der vorübergehenden Fixierung von Kohlenstoff in der Vegetation und einer permanenten Kohlenstoffixierung in den Kalkkrusten und Seesedimenten als Kohlenstoffsénke (SONNTAG 1992). Zum selben Zeitpunkt erfuhren der Mittlere Osten und die Wüsten Zentralasiens ebenfalls die früh- bis mittelholozäne Feuchtphase, so daß dieser drastische Wechsel des terrestrischen Ökosystems mindestens 4 % der Erdoberfläche betraf.



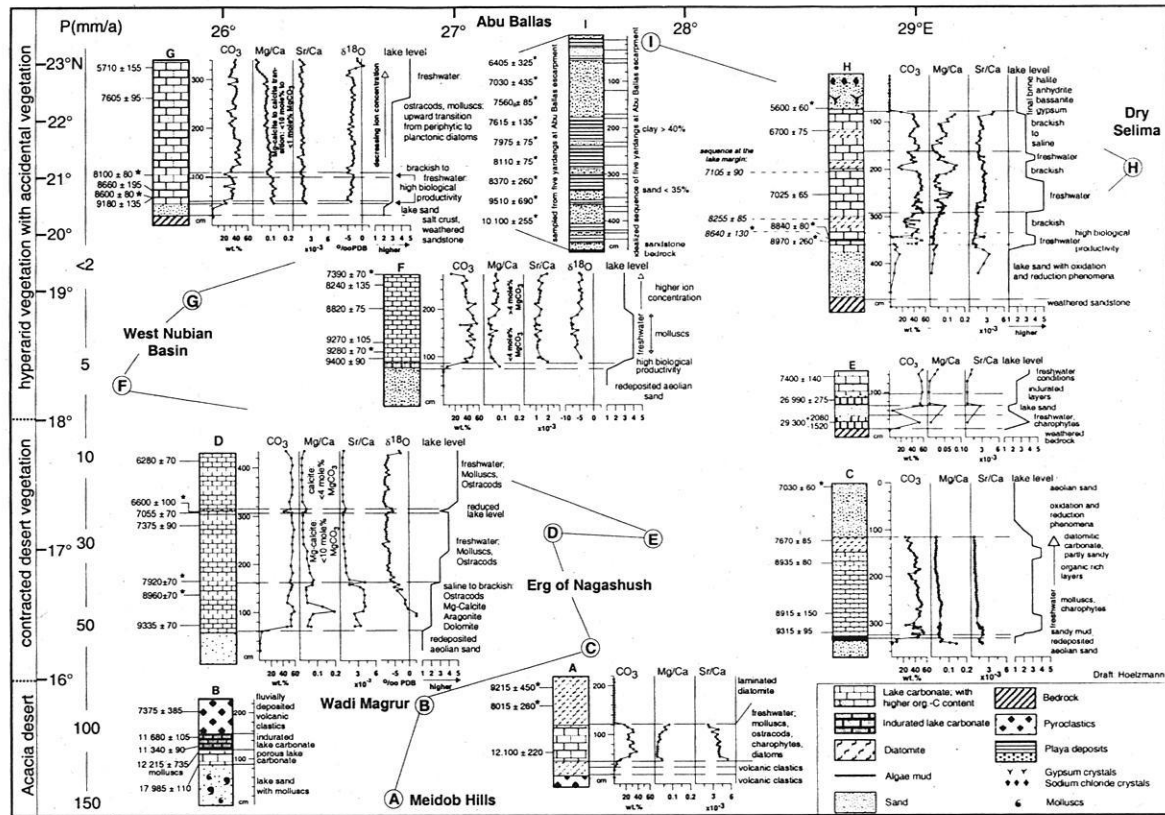


Abb. 3: Süßwasser-Paläoseen – angezeigt durch Calcit mit niedrigen Mg- und Sr-Gehalten – dominiert südlich von 22°N in West-Nubien. Radiokarbonatdatierungen (a. B.P.) sind unkalibriert. Die Carbonatdatierungen sind beeinflusst durch Reservoir-effekte (OLSSON 1986), wie der Vergleich mit Datierungen an organischem Material (\*) zeigt (Profil D). Die Profile werden während der gegenwärtigen hyper-ariden Phase deflatiert. Davon ausgenommen ist das Profil von Dry Selima (Profil H), wo das Ausklingen der Feuchtpase durch Bildung von Halit angezeigt wird. Gizzu-Vegetation (WILSON 1978) besteht hauptsächlich aus Therophyta und mehrjährigen Kräuterpflanzen und ist nach episodischen Niederschlägen im NW-Sudan bis 18°N verbreitet. Der rezente Jahresniederschlag (P) wurde abgeschätzt (DUBIEF 1971; LEROUX 1983).

Fig. 3: Freshwater palaeolakes – indicated by calcite with low Mg- and Sr-contents – dominate throughout Western Nubia south of 22°N. Radiocarbon dates (yr B.P.) are uncalibrated. The carbonate dates are influenced by reservoir effects (OLSSON 1986), as comparison with organic carbon dates (\*) shows (section D). The sequences have undergone deflation during the recent hyper-arid phase, except for Dry Selima (section H) where the waning of the wet phase is represented by halite formation. Gizzu vegetation (WILSON 1978) consists mainly of therophyta and perennial herbaceous plants and spreads as far as 18°N after episodic rainfalls in NW Sudan. Recent annual precipitation (P) was estimated (DUBIEF 1971; LEROUX 1983).

## Literaturverzeichnis

- ABELL, P.I., HOELZMANN, P., PACHUR, H.-J. (1996): Stable isotope ratios of gastropod shells and carbonate sediments of NW Sudan as palaeoclimatic indicators. – *Palaeoecology of Africa* 24: 33–52.
- ARKELL, A.J. (1961) *History of the Sudan to A.D. – 1821*, Athlone Press, London.
- BECKER, B., KROMER, B. & TRIMBORN, P. (1991): A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. – *Nature* 353: 647–649.
- CHARNEY, J.G. (1975): Dynamics of deserts and drought in the Sahel. – *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.* 101: 193–202.
- CHIVAS, A.R., DEDEKKER, P. & SHELLEY, J.M.G. (1985): Strontium content of ostracods indicates lacustrine salinity. – *Nature*, 316: 251–253.
- DUBIEF, J. (1971) – In: SCHIFFERS, H. (ed.): *Die Sahara und ihre Randgebiete*. Weltforum Verlag, München: 227–348.
- EUGSTER, H.P. & HARDIE, L.A. (1978): Saline Lakes. – In: LERMAN, A. (ed.): *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. Springer, Berlin: 237–293.
- FAURE, H. (1969): Lacs quaternaires du Sahara. – *Mitt. Internat. Verein. Limnol.*, 17: 131–146.
- GASSE, F., FONTES, J.C., PLAZIAT, J.C., CARBONEL, P., KACZMARSKA, I., DE DEKKER, P., SOULIÉ-MÄRSCHKE, I., CALLOT, Y. & DUPEUBLE, P.A. (1987): Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 60: 1–46.
- GEYH, M.A. & JÄKEL, D. (1974): Late Glacial and Holocene Climatic History of the Sahara Desert derived from a statistical Assay of <sup>14</sup>C-Dates. – *Palaeoecology of Africa* 5: 205–208.
- GRÖNING, M. (1994): PhD thesis University of Heidelberg.
- HALTENORTH, T. & DILLER, H. (1977): *Säugetiere Afrikas und Madagaskars*. – BLV, München: 403 S.
- HAYNES, C.V., EYLES, C.H., PAVLISH, L.A., RITCHIE, J.C. & RYBAK, M. (1989): Holocene Palaeoecology of the Eastern Sahara; Selima Oasis. – *Quaternary Science Reviews* 8: 109–136.
- HOELZMANN, P. (1992): Palaeoecology of Holocene Lacustrine Sediments within the West Nubian Basin, SE-Sahara. – *Würburger Geogr. Arb.*, 84: 59–71.
- HOELZMANN, P. (1993): *Holozäne Limnite im NW-Sudan*. – PhD thesis Free Univ. Berlin: 191 S.
- HOELZMANN, P., KRUSE, H.-J. & ROTTINGER, F. (im Druck): Precipitation Estimates for the Eastern Saharan Paleomonsoon based on a Water Balance Model of the West Nubian Paleolake Basin. – Special Issue, *Global and Planetary Change*.
- JAHNS, S. (1995): A Holocene pollen diagram from El Atrun, northern Sudan. *Vegetation History and Archaeobotany*, 4: 23–30.
- KUTZBACH, J.E. & STREET-PERROTT, F.A. (1985): Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr B.P. – *Nature* 317: 130–134.
- KUTZBACH, J.E. (1981): Monsoon rains of the late Pleistocene and early Holocene: Patterns, intensity and possible causes of changes. – In: STREET-PERROTT, F.A., BARAN, M. & RATCLIFFE, R. (eds.): *Variations in the Global Water Budget*. – D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, Lancaster: 371–389.
- LEROUX, M. (1983): *Le climat de l'Afrique tropicale* Champion. – Paris, 2 Bände.
- OLSSON, I.U. (1986): Radiocarbon Dating. – In: BERGLUND, B.E. (ed.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. – Wiley, Chichester: 275–312.
- PACHUR, H.-J. & BRAUN, G. (1980): The Palaeoclimate of the Central Sahara, Libya, and the Libyan Desert. *Palaeoecology of Africa* 12: 351–363.
- PACHUR, H.-J. & HOELZMANN, P. (1991): Paleoclimatic Implications of Late Quaternary lacustrine Sediments in Western Nubia, Sudan. – *Quaternary Research* 36: 257–276.
- PACHUR, H.-J. & KRÖPELIN, S. (1987): Wadi Howar: Paleoclimatic Evidence from an Extinct River System in the Southeastern Sahara. – *Science* 237: 298–300.
- PACHUR, H.-J. & RÖPER, H.-P. (1984): The Libyan (Western) Desert and Northern Sudan during the Late Pleistocene and Holocene. *Berliner geowiss. Abh.* 50: 249–284.
- PACHUR, H.-J. (1974): *Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara)*. – *Berliner Geogr. Abh.* 17: 62 S.
- PACHUR, H.-J. (1991): Tethering stones as palaeoenvironmental indicators. *Sahara* 4: 13–32.
- PETIT-MAIRE, N., PAGE, N. & MARCHAND, J. (ed.) (1993): *The Sahara in the Holocene. Map 1 : 5 Mill.* – IGN, Aix-en-Provence, France.
- RISER, J., HILLAIRES-MARCEL, C. & ROGNON, P. (1983): Les phases lacustres holocènes. – In: PETIT-MAIRE, N. & RISER, J. (eds.): *Sahara ou Sahel?* – Lab. Geol. Quatern. CNRS, Marseille: 65–86.
- RITCHIE, J.C. & HAYNES, C.V. (1987): Holocene vegetation zonation in the eastern Sahara. – *Nature* 330: 645–647.
- ROGNON, P. (1989): *Biographie d'un désert*. – Plon, Paris.

- SERVANT, M. (1983): Séquences continentales et variations climatiques: Evolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Trav. et Doc. – ORSTOM 159: 573 S.
- SONNTAG, C. (1992): Congress on Palaeoclimatology of the IGBP– Mainz.
- SONNTAG, C., KLITZSCH, E., EL SHAZLY, E.M. & MÜNNICH, K.O. (1978): Paläoklimatische Information im Isotopengehalt  $^{14}\text{C}$ -datierter Saharawässer: Kontinentaleffekt in D und  $^{18}\text{O}$ . – Geologische Rundschau 67: 413–423.
- TETZLAFF, G. (1986): – GeoJournal 12: 387–398.
- THORWEIHE, U. (1982): Hydrologie des Dakhla Beckens (Ägypten). – Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen 38: 1–53.
- THORWEIHE, U., BRINKMANN, P.J., HEINL, M. & SONNTAG, C. (1990): Hydrological and hydrogeological investigations in the Darfur area, western Sudan. – Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen (A) 120.1: 279–326.
- WENDORF, F. & SCHILD, R. (1980): Prehistory in the Eastern Sahara. – Academic Press, New York: 414 S.
- WILSON, R.T. J. (1978): The „gizu“: Winter grazing in the South Libyan desert. – Journal of Arid Environments 1: 327–344.

### Danksagung

Wir danken M.A. GEYH (Hannover) für die Kommentierung und Messung der meisten Radiokarbondatierungen sowie A. v.d. DRIESCH, J. PETERS (München) und H.-P. UERPMANN für die Bestimmung der Faunenreste. Feldarbeiten wären ohne die Kooperation von ägyptischen, sudanesischen und Berliner Kollegen nicht möglich gewesen. Diese Forschungsarbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft innerhalb des Sonderforschungsbereiches 69 „Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten“ gefördert.

#### *Anschrift der Autoren:*

Prof. Dr. HANS-JOACHIM PACHUR, Institut für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin, Geomorphologisches Laboratorium, Altensteinstr. 19, 14195 Berlin

Dr. PHILIPP HOELZMANN, Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Forschungsgruppe Paläoklimatologie, Postfach 10164, 07701 Jena

## Vulkanite und Lockersedimente im Air-Gebirge (Rep. Niger) Betrachtungen zu ihrer Stratigraphie und Formung

Mit 1 Abbildung und 3 Photos

RAINER TESCHNER-STEINHARDT

Berlin

**Zusammenfassung:** Das am Rande der Sahelzone gelegene Air-Gebirge mit seinen granitischen Ringkomplexen weist seit der Kreidezeit einen aktiven Vulkanismus auf. Die sauren Vulkanite sind überwiegend kretazischen Alters, die basaltischen lassen sich seit dem Tertiär in mindestens fünf Fördererrien unterscheiden. Die absoluten Altersdatierungen wurden vor allem über die K/Ar-Methode gewonnen und datieren die Vulkanite von 35 Mill. B.P. bis 0,33 Mill. B.P. 28 Datierungen werden vorgestellt, sie belegen insbesondere die plio-pleistozäne Förderung der basaltischen Vulkanite. Dabei finden sich die Förderquellen noch heute als gut erhaltene Stratovulkane im Gelände, ihre Lage ist vorwiegend tektonisch bedingt im südlichen und südöstlichen Teil des Air konzentriert. Geohydrologisch sowie -chronologisch bedeutsam sind zudem die zahlreichen durch Basaltströme verfüllten Gebirgstäler mit ihren meist mächtigen Lockersedimentablagerungen, ermöglichen sie durch ihre Eigenart eine intensive Gartenbaunutzung und bilden zudem datierbare Lockersedimente. Im Air können nach der bisherigen Beobachtungen fünf morphologische Phasen unterschieden werden. Sie werden durch Erosions-Niveaulagen und durch Akkumulationskörper der drei Aufschüttungsphasen repräsentiert. Für das Plio-Pleistozän läßt sich humider bis feucht-tropischer Einfluß nachweisen. Insgesamt lassen sich jedoch die Klimaschwankungen in viel geringeren Maße als sonst im saharischen Raum nachweisen.

**Summary:** Located on the margin of the Sahelian zone, the Air Mountains with their granitic ring complexes have undergone active vulcanicity since the Cretaceous period. The acidic volcanic deposits generally date to the Cretaceous, the basaltic rocks may be subdivided into at least five eruption series since the Tertiary. Absolute ages ranging from 35 million to 0.33 years before present were obtained using the K/Ar technique. Twenty eight dates are presented, largely of basaltic volcanic rocks erupted during the Plio-/Pleistocene. Their sources are well-preserved stratovolcanoes, which, owing to tectonic factors, mainly occur in the southern and southeastern part of the Air Massif. Of geohydrological and geochronological importance are the many basalt-flow-filled mountain valleys with their mostly thick unconsolidated deposits. Observations in the Air to date permit five morphological phases to be distinguished, represented by erosion levels and accumulations of three depositional phases. Evidence has been obtained of humid to wet-tropical conditions during the Plio-Pleistocene. On the whole, however, less evidence of climatic fluctuations is found here than elsewhere in the Sahara.

## Einleitung

Das Air-Gebirge liegt im nördlichen Teil der Republik Niger am Rande der Sahelzone und erstreckt sich über eine Gesamtfläche von rund 62 000 km<sup>2</sup>. Im gesamten Gebirge herrschen heute aride Klimabedingungen vor. Die Vegetation ist vorwiegend an die Trockentäler – die Kori – sowie an die kultivierten Oasengärten gebunden. Der Gebirgssockel wird gebildet aus metamorph-kristallinen

Gesteinen des unteren Präkambriums. Diese Sockelfläche wird überlagert von zwei verschiedenen alten Gruppen von Graniten, den älteren flächenhaft verteilten präkambrischen und den jüngeren Graniten aus dem Ordovizium und Silur. Letztere sind paläozoische Intrusionskörper und treten als markante Ringkomplexe (Massive) in Erscheinung (Abb. 1).

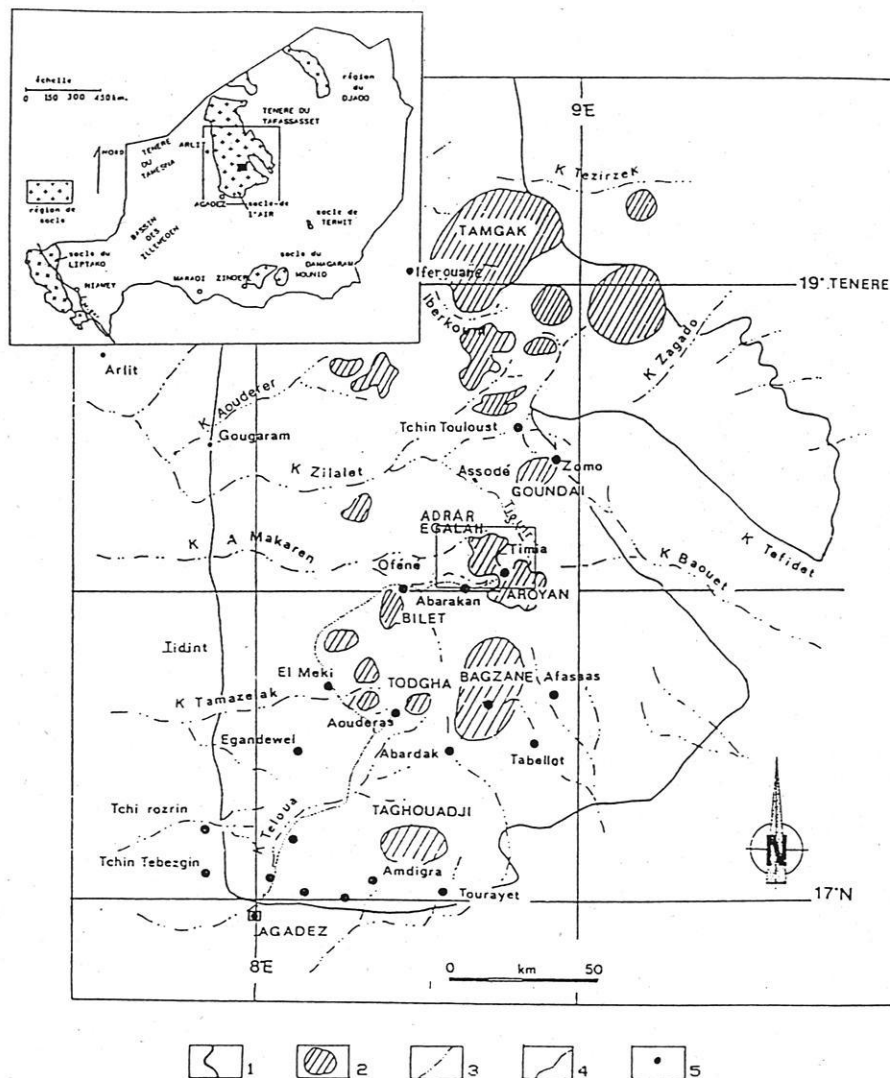


Abb. 1: Übersichtskarte des Air-Gebirges/Rep. Niger (verändert n. MOREL 1989: 34). 1: Sockel; 2: Gebirgsrumpffläche (Massiv); 3: Kori; 4: Piste; 5: Oase.

Fig. 1: Map of the Air Mts./Rep. of Niger (adapted from MOREL 1989: 34). 1: Basement; 2: Mountain peneplain (massif); 3: Kori; 4: Track; 5: Oasis.

Sie bilden die heutigen morphologisch bedeutsamen Gebirgshochplateaus. In ihrem Vorland und an ihren Rändern, die meist in Form von Steilhängen ausgebildet sind, befinden sich sehr viele Förderquellen der seit der Kreidezeit massiv gefördertten Vulkanite. Besonders markant treten insbesondere die verschieden alten morphologischen Vulkane und Förderprodukte seit dem Tertiär in Erscheinung. Es lassen sich bis zu fünf verschiedene Fördererrien für die basaltischen Vulkanite unterscheiden. Dabei unter- oder überlagern bzw. verzahnen sie sich häufig und differenzieren so auch die anderen jüngeren geologischen Hinterlassenschaften, die Lockergesteine in Form von unterscheidbar abgelagerten Lockersedimenten. Mit Hilfe der

absoluten Altersbestimmungen an den Vulkaniten und sedimentologischer Zuordnungen gelingt es, die Lockersedimente zumindest teilweise altersmäßig grob zuzuordnen. Hieraus ergeben sich wiederum für ihre paläoklimatische Einstufung wichtige Hinweise.

Das insgesamt ausgeprägte Flächenrelief ist wohl vorrangig ein klimamorphologisches Ergebnis, jedoch wird dieses wesentlich durch die Petrographie differenziert und damit geologisch und tektonisch vorgezeichnet. Dies gilt auch in besonderem Maße für die jüngeren erdgeschichtlichen Hinterlassenschaften.

## 1. Vulkanite und ihre Zeitstellung

Die jüngere geologische Entwicklungsphase des Air-Gebirges ist durch die in mehreren Phasen geförderten Vulkanite seit der Kreidezeit gekennzeichnet. Die Förderprodukte wie Ignimbrite, Rhyolithe, Trachyte, Basalte und Phonolithe werden dabei überwiegend ins Tertiär gestellt und finden sich vor allem im südlichen Air am Taghouaji-, Bagzane-, Bilet- und Goundai-Massiv. Einige ältere überlagern dabei direkt kretazische Sandsteine, „cretace inferieur du fosse' de Tefidet“ (BLACK, JAUJOU & PELLATON 1967) oder konnten über absolute Altersbestimmungen datiert werden (Tab. 1).

Für die ältesten Phonolithe am Goundai-Massiv wurde von BELLON ein Alter von 35 Millionen Jahren B.P. bestimmt, die hier auch noch ältere kretazische Rhyolithe und Ignimbrite überlagern. Für das nördliche Air bei Azron ist hingegen bisher nur ein basaltischer Dyke auf ein Alter von 23 Millionen Jahren B.P. über die K/Ar-Methode datiert worden (POUCLET & MOREL 1985).

Miozäne Alter um 8 bis 9 Millionen Jahren B.P. sind für den südöstlichen Teil des Air zum Tefidet hin an Olivinbasalten (KEHRER, HOLLINGER, MERKT & TESSEN-SOHN 1973) und für das Termit-Massiv (südliche Tenere) an basaltischen Dykes ermittelt worden (POUCLET & MOREL 1985: 144).

Relativ viele pliozäne Alter sind für die südlichen Massive Bagzane, Bilet und in der Region Eghaglal an Basalten – *untere helle Serie* – datiert worden (MOREL & BELLON 1986; POUCKET & MOREL 1985).

Für das Todgha-Massiv läßt sich eine jüngere Förderungsfolge beginnend mit Pyroklastika und Ignimbriten, gefolgt von Mugeariten, Phonolithen und den mengenmäßig überwiegenden Trachyten, schließlich zu Hawaiiten, Basalten und Basaniten übergehend finden (BEURRET 1980;

KARCHE 1979). Nach den publizierten Datierungen von CANTAGRELL & KARCHE (1983) sind sie überwiegend ins frühe Pleistozän zu stellen – *mittlere helle und mittlere dunkle Serie* (Tab. 1).

Während des Plio-Pleistozäns kam es vor allem zur Förderung von basaltischen Schmelzen im südlichen Air-Gebirge – *mittlere helle und untere helle Serie*. Datiert sind Basalte aus der Umgebung des Bagzane- und Bilet-Massiv die ein Alter von 0,33 bis 2,76 Millionen Jahren B.P. aufweisen (MOREL & BELLON 1986). Ihre Bedeutung liegt vor allem in der damit geschaffenen Möglichkeit der stratigraphischen Zuordnung und Parallelisierung von prä- oder postbasaltischen sedimentären Ablagerungen verschiedener Niveaus mit ihren Verwitterungshorizonten und damit Klimazeugnissen (TESCHNER 1990: 226–231; TESCHNER 1992).

Für das Egalah-Massiv (Adrar Egalah) am Kori Timia ist die *mittlere helle Serie* mit der Probe **86.01052a** auf ein Alter von  $1,8 \pm 0,2$  Millionen Jahren B.P. über die K/Ar-Methode datiert worden (Photo 1).

Vermutlich holozäne bis subrezente Basaltvorkommen befinden sich außerdem westlich des Egalah-Massivs im südlichen Air – *obere dunkle und oberste Serie*. Ihre genaue Altersstellung bleibt jedoch bisher ohne absolute Altersbestimmungen offen. Die Basaltströme erscheinen überwiegend tiefschwarz und bestehen aus kaum verwitterter Aa-Lava (Blocklava). Im Luftbild wie im Gelände ist kein ausgeprägtes Entwässerungssystem zu erkennen – nur die Vulkankegel selbst besitzen bereits viele lineare Entwässerungsbahnen. GIEßNER (in MENSCHING, GIEßNER & STUCKMANN 1970: 76) gibt sogar an, daß es im Air letzte vulkanische Ausbrüche um das Jahr 1850 gegeben haben soll, die dabei vor allem den südwestlichen Fußbereich des Adrar Egalah überformten.

Tab. 1: Radiometrische Datierungen von Vulkaniten aus dem Air-Gebirge. Alter in Millionen Jahren vor heute (B.P.). Angaben nach CANTAGREL & KARCHE (1983); KARCHE & VACHETTE (1978); KEHRER, HOLLINGER, MERKT & TESSENSOHN (1973); MOREL (1985, 1986); MOREL & BELLON (1986) sowie POUCKET & MOREL (1985).

Tab. 1: Radiometric dates of volcanic rocks from the Air Mts. Ages in millions of years before present (B.P.) Data from CANTAGREL & KARCHE (1983); KARCHE & VACHETTE (1978); KEHRER, HOLLINGER, MERKT & TESSENSOHN (1973); MOREL (1985, 1986); MOREL & BELLON (1986) and POUCKET & MOREL (1985).

Alter	Ort: Lokalisation	Gestein	Referenz/Methode
35 ± 1,75	Goundai	Phonolith	Bellon, K/Ar
23	Azron	basaltischer Dyke	Morel, K/Ar
23	Tefidet	basaltischer Dyke	Morel, K/Ar
8,75 ± 0,2	Tabelalt Ta-n-Etakas	Basalt	Kehrer, K/Ar
8,6 ± 0,5	Termit	basaltischer Dyke	Minister des Mines
8,5 ± 0,2	Aouzegar (Amzeguer)	Basalt	Kehrer, K/Ar
3,78 ± 0,19	Eghagalal (Tefidet)	Basalt	Bellon, K/Ar
2,87 ± 0,28	Ghechouet	Basalt	Bellon, K/Ar
2,76 ± 0,21	Talat (SW Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar
2,65 ± 0,25	Talat a (SW Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar
2,60 ± 0,2	Atkaki 1 (Süd Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar
2,59 ± 0,13	Atkaki 1a (Süd Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar
2 ± 0,1	Adeoudener (NW Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar
1,9 ± 0,2	Taoujira (SW Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar
1,85 ± 0,25	Atkaki 2 (Süd Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar
1,8 ± 0,13	Nabaro (unterer Strom, Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar
1,8 ± 0,2	Timia (Egalah)	Basalt	Bellon*, K/Ar
1,8 ± 0,2	Ost Aghatane	Basalt	Cantagrel, K/Ar
1,77 ± 0,09	Nabaro (östl. v. Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar
1,4 ± 0,1	Süd Elmeki	Basalt	Cantagrel, K/Ar
1,2 ± 0,2	Taoyen (Todgha)	Mugearit	Karche, Rb/Sr
1,16 ± 0,17	Afassas-Tchimoulet	Basalt	Bellon, K/Ar
1,1 ± 0,3	In Gressabag (Süd)	Basalt	Cantagrel, K/Ar
1,01 ± 0,11	Indoukel n Taghas	Basalt	Bellon, K/Ar
0,95 ± 0,07	Kari (Süd)	Basalt	Cantagrel, K/Ar
0,91 ± 0,08	Agha Mellane (Süd Todgha)	Basalt	Cantagrel, K/Ar
0,77 ± 0,09	Tadékil Namadal (SW Todgha)	Trachyt	Cantagrel, K/Ar
0,33 ± 0,1	Nabaro (oberer Strom, Bagzane)	Basalt	Bellon, K/Ar

\* Probe 86.01052a

Es lassen sich allein in diesem engeren Raum insgesamt 11 verschiedene vulkanische Förderquellen finden, die noch gut erhaltene Stratovulkane des strombolikanischen Kegel-Typs repräsentieren. Der Aufbau erfolgte über explosiv geförderte Pyroklastite wie Aschen, Lapilli, Bomben und Schlacken und den später effusiv, mengenmäßig aber weitaus mehr geförderten Lavaströmen.

Die Art der Verteilung und das Vorkommen der basaltischen Förderquellen ist im gesamten Air ähnlich und erscheint regelhaft. Sie sind entweder isoliert oder in Komplexen auftretend und überwiegend monogenetischer Natur. Die Kegel erreichen dabei Höhen von mehreren hundert Metern. Zum Teil sind auch kleinere basaltische Dykes in der Nähe der Vulkanbauten anzutreffen (POUCLET & MOREL 1985: 137–144). Die Lage der Förderpunkte ist auf markanten tektonischen Störungsbahnen, Verwerfungen und Spaltensystemen lokalisiert, die auch gut auf Luft- und Satellitenbildern zu erkennen

sind. BÖCKH (1987) hat für die jüngeren tektonischen Deformationen im kristallinen Basement verschiedene Arten von Lineamenten aus Karten, Satellitenzenen und Luftbildern unterteilen können:

- Hydrolineamente: Lineare Brüche mit Ausrichtung des Gewässernetzes. Zu erkennen im Maßstab 1 : 2,5 Mio, Objektlänge 5–100 km;
- Landsat-Lineamente: In Maßstäben um 1 : 500 000, Objektlänge 3–85 km;
- Fluvio-Lineamente: Längere lineare Abschnitte von Flußläufen. In Maßstäben von 1 : 200 000 an zu erkennen, Objektlänge 1–6 km;
- Photolineamente: Maßstäbe 1 : 120 000 und 1 : 50 000, Objektlängen 2–30 km.

Dabei sind nach einer entsprechend durchgeführten Analyse von Satelliten- und Luftbildszenen des Autors die



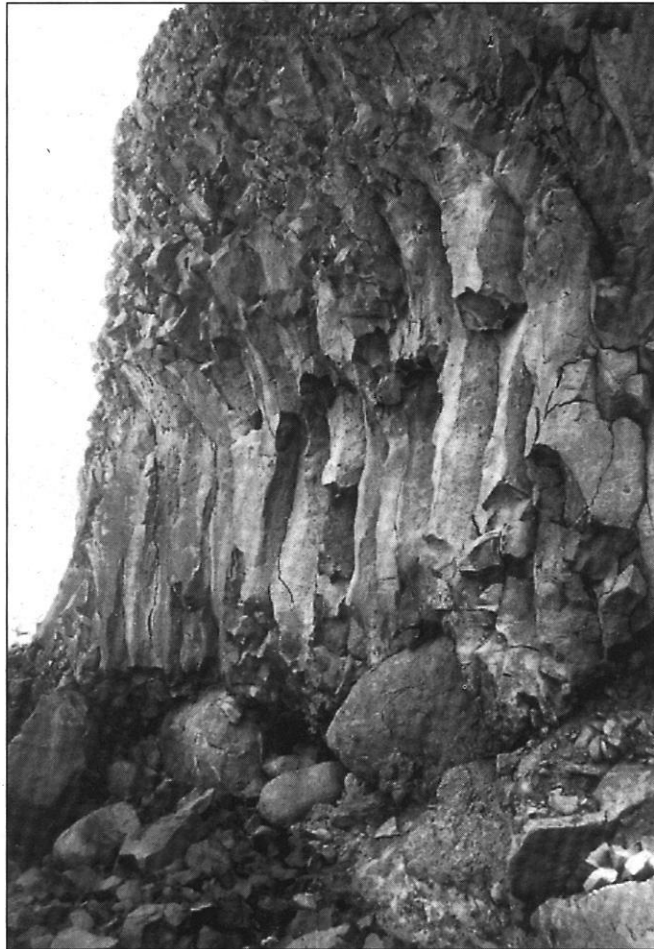


Photo 1: Basaltlavastrom der „mittleren hellen Serie“ am Adrar Egalah bei der Oase Timia. Der Basalt ist mit 1,8 Millionen Jahren B.P. plio-pleistozänen Alters und überlagert direkt die alten Hang- und Talablagerungen aus granitischen Wollsäcken (Aufnahme: August 1986, 1 300 m ü.d.M., Blick N).

Photo 1: Basaltic lava flow of the „middle pale series“ at Adrar Egalah near Timia Oasis. The basalt is of Plio-Pleistocene age (1.8 million years B.P.) and immediately overlies the ancient slope and valley deposits of granite corestones (Photo: August 1986, 1300 m a.s.l., looking N).

vulkanischen Förderquellen vor allem an die beiden erstgenannten Lineamenttypen in ihrer Lage geknüpft.

Wesentlich gruppiert und meist in Komplexen angeordnet sind dagegen die Förderquellen der sauren Vulkanite. Es sind monogenetische Necks, Kegel, Stoßkuppen oder auch Gipfelcalderen.

Morphologisch bedeutsam sind darüber hinaus die ausgeprägten altpleistozänen Basaltlavadecken, die als Trappdecken größere Areale zwischen dem Todgha- und Bagzane-Massiv bedecken. Sie sind bisweilen in Täler einge-

flossen und haben diese streckenweise aufgefüllt und plombiert.

Diese von Basalten verfüllten Gebirgskorri (Trockentäler) sind jedoch auch in anderen Teilen des Air mehrfach zu finden. Eine besonders markante Talverbauung ist so beispielsweise am Kori Timia am Adrar Egalah durch einen bis zu 15 m mächtigen Talbasaltstrom erfolgt (Photo 2). Daraus resultierte unter anderem eine äußerst günstige geohydrologische Situation der Oasen Timia und Tasseluet entlang des Korri (TESCHNER 1990).



Photo 2: Zahlreiche Koris im Air wurden durch Lavaströme verfüllt. Im Bild ist beispielhaft die südliche Talverbauung des Kori Timia durch den Timia-Talbasaltlavastrom („mittlere helle Serie“) abgebildet. Im Basalt ist eine klammartige Ausräumung und im rückwärtigen Teil ein Guelta entwickelt worden. Im Hintergrund ist das Granit-Massiv des Adrar Egalah erkennbar (Aufnahme: August 1986, 1 050 m u.d.M., Blick NE).

Photo 2: Some koris in the Air Mountains were filled by lava flows. The photo shows the southern blockage of Kori Timia by the Timia valley basaltic lava flow ("middle pale series"). A gorge-like cut has been eroded into the basalt and a guelta has developed at the back. The granite massif of Adrar Egalah is visible in the background (Photo: August 1986, 1050 m a.s.l., looking NE).

## 2. Pleistozäne Lockersedimente

Die quartären Lockersedimente dokumentieren auch für das heute am Rande der Sahelzone liegende Air-Gebirge den Wechsel von Klimaphasen mit erhöhter Abtragung oder Akkumulation. In enger Anlehnung an die Niederschlagsspenden und die tektonisch-morphologischen sowie petrographischen Ausgangsbedingungen wurde so ein „gut“ organisiertes Gewässernetz mit perennierenden bis periodischen Oberflächenabflüssen (Gebirgsabfluß) gebildet, das als gewässernetzbestimmendes hydrologisches Steuerungszentrum bis weit ins Vorland wirkte (GIEßNER 1985: 138–150).

Die dabei entstandenen Lockersedimentflächen nehmen etwa 30 % der Gesamtfläche des Air-Gebirges ein und bilden die wichtigsten natürlichen Voraussetzungen für die Kamel- und Ziegenhaltung sowie den Gartenbau der einheimischen Kel Ewey Tuareg im Air (SPITTLER 1985).

Sie sind überwiegend an fünf geomorphologische Formungsbereiche gebunden:

- Zum einen an die Koris, hier als jüngste Alluvionen und ältere Terrassenniveauablagerungen vorkommend,
- dann an die z.T. größeren Areale von Sandschwemmebenen und Degradationsflächen vor allem im Bereich der präkambrischen Sockelfläche des Air,
- zum anderen an die Pediment- und Glacis-Regionen,
- sowie der Depressionen innerhalb der Basaltdecken und in den „Cuvetten“, die als kleine intramontane Becken in Erscheinung treten.

Eine stratigraphische Zuordnung der Lockersedimente ist bisher nur relativ zueinander oder regional begrenzt erfolgt. Einen relativ vollständigen Überblick über das Air

in dieser Hinsicht liefern MOREL (1985, 1986) und DURAND, LANG, MOREL & ROSET (1983). Danach scheinen die ansonsten großräumig nachweisbaren Klimaschwankungen im saharischen Raum in viel geringerem Maße in den Ablagerungen des Air-Gebirges archiviert worden zu sein.

Während sich das Paläoklima des ausgehenden Pleistozäns und des Holozäns anhand morphologischer und pedologischer Indikatoren zu weiten Teilen noch befriedigend rekonstruieren läßt, bestehen bereits für die früheren Feuchtphasen ab dem **GHAZALIEN** des Pleistozän erhebliche Lücken. Insbesondere bleiben die „älteren“, alterierten Sedimentablagerungen mit ihren Verwitterungshorizonten wegen der zumeist fehlenden absoluten chronologischen Zuordnung in ihrer klimatischen Interpretation problematisch.

Aufgrund der südlichen Lage des Air stellt sich hierbei vor allem die Frage nach der Wirksamkeit eines humid oder auch feucht-tropischen Klimas auf die Reliefentwicklung im späten Tertiär und frühen Quartär. Dabei muß heute davon ausgegangen werden, daß die „älteren“ Akkumulationen differenzierter betrachtet werden müßten und teilweise dem Plio-Pleistozän mit einer feuchteren Klimaphase zuzurechnen sind (TESCHNER 1992: 140–145).

Für die Gegenden am Adrar Tamgak mit der Oase Iferouane und die um den Adrar Egalah mit den Oasen Timia und Tasseluet (Photo 3) wurden im Rahmen der deutschen Entwicklungshilfe von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe von BÖCKH, KLEINE BORNHORST & SCHMIDT (1975: 15f.) grundlegende Untersuchungen zu den quartären Lockersedimenten für den Gartenbau durchgeführt. Danach werden die beschriebenen Akkumulationen mindestens drei verschieden alten

Aufschüttungsphasen zugeordnet. Hiervon werden die rezenten und jüngeren Alluvionen unterschieden. Die älteren Aufschüttungen werden der ersten Aufschüttungsphase zugeordnet, die als höhere Akkumulationsterrassen ausgebildet sind und bereits nach VOGT & BLACK (1963: 13–28) dem Zeitraum von etwa 35 000 bis 20 000 Jahren vor heute zugerechnet werden. Sie werden von MOREL (1985: 301–335) dem Niveau N4 bzw. den Terrassen T1 und T2 (DURAND, LANG, MOREL & ROSET 1983) zugeordnet. Es sind mächtige, fluviatil abgelagerte schluffige Sandkörper mit Lagen aus Kies und Geröll. Relativ hohe Gehalte an den Elementen K, Ca, Fe, Mn und Al sowie ein Verhältnis von Si/Al von 1,9 für das Sediment machen neben deutlich erhöhten Tonmineralegehalten an Kaoliniten und Illiten eine intensivere chemische Verwitterung und damit feuchtere Klimaphase als heute deutlich (TESCHNER 1992: 140).

In der zweiten Aufschüttungsphase wurden 5 bis 8 m mächtige schluffige Mittel- und Feinsande fluviatil direkt über bis zu 10 m mächtigen grobdetritischen Kies- und Geröll-Sedimenten abgelagert. Sie treten als eng begrenzte Akkumulations-Talterrassen auf und werden nach MOREL (1985: 301–335) mit Niveau N5 und nach DURAND, LANG, MOREL & ROSET (1983: 55–57) als Terrassen T3 bezeichnet. Altersmäßig werden sie in die Zeit zwischen 17 000 und 6 500 B.P. gestellt.

Die Ablagerungen der dritten Aufschüttungsphase sind als Niveau N6 von MOREL (1985) bzw. als Terrassen T4 und T5 mit einem Alter von 4 500 bis 2 000 Jahren B.P. angesprochen worden (DURAND, LANG, MOREL & ROSET 1983). Es sind meist Grobsande und Feinkiese, welche von tonig bis schluffigen Feinsanden überlagert werden, die jedoch den rezenten Sedimenten in den Koribetten weitestgehend ähneln (TESCHNER 1990: 227–237).

### 3. Stratigraphische Abfolge

Mit Hilfe der Luftbildauswertung läßt sich auch für andere bisher nicht datierte Vulkanite eine ungefähre zeitliche Zuordnung vornehmen. Die tertiären Basalte oder Trachyte sind im Luftbild (IGN 1955–1965) sehr deutlich von den jüngeren quartären Tuffen und Basalten durch ihre helleren Grautöne und ihren wesentlich größeren morphologischen Auflösungsgrad bis hin zur Reliefumkehr zu unterscheiden. Diese Unterscheidungsmerkmale bilden letztendlich auch eine der Grundlagen für das hier verwendete stratigraphische Zuordnungsschema der vulkanischen Serien.

Die Vulkanite (insbesondere die Basalte) lassen sich so ihrem scheinbarem bzw. absolut bestimmten Alter nach,

und durch ihr morphologisches wie petrographisches Erscheinungsbild für den Zeitraum Pliozän bis Holozän zunächst in fünf Serien einteilen.

Beginnend mit denen vor 2 Millionen Jahren B.P. als *untere helle Serie*, von 2 Millionen bis 0,3 Millionen Jahren B.P. als *mittlere helle Serie*, von etwa 30 000 bis 7 000 Jahren B.P. als *mittlere dunkle Serie*, von 7 000 bis 2 000 Jahren B.P. als *obere dunkle Serie* und den jüngsten sowie rezenten Vulkaniten als der *obersten Serie*.

Die *untere* und *mittlere helle Serie* ist noch weiter unterteilbar, auch wenn sich leider hierfür oftmals außerhalb

der absoluten Altersbestimmung nur ungenügend andere eindeutige Unterscheidungsmerkmale finden lassen.

Im Air können nach den bisherigen Beobachtungen fünf morphologische (Formungs-) Phasen aus den Akkumulations- oder Erosionskörpern unterschieden werden. Die drei „tiefsten“ bzw. „jüngsten“ Niveaulagen werden durch die Akkumulationskörper der ersten bis dritten Aufschüttungsphase aufgebaut. Sie können aber auch durch die verschieden alten oben beschriebenen Basalt-Serien repräsentiert werden. Der zeitliche Rahmen der Bildung des Niveau N2 und N3 ist nach den Befunden als zu groß anzu-

sehen, er beginnt vor 2 Millionen Jahren B.P. und endet jedoch spätestens vor 30 000 bis 40 000 Jahren B.P. (vgl. MOREL 1985: 275). In welche genaue Zeitstufe dabei die erste Aufschüttungsphase zu stellen ist, bleibt unklar, sind ihre Ablagerungen doch im allgemeinen zu heterogen aufgebaut, um darüber Aussagen machen zu können. Die Niveaus N3, N2 und N1 korrespondieren mit zwei verschiedenen *Glacis d'Erosion* aus dem Atakor-Gebirge (älteres und mittleres) hinsichtlich der beschriebenen Alterationen und Datierungen. Dieses Niveau soll danach auch die alte pliozäne Oberfläche repräsentieren.



Photo 3: Luftbild Nr. 40, NE-32-XV. Es sind die Oasen Timia (Mitte) und Tasseluet (oben) sowie das Kori Timia mit dem Talbasaltstrom und den Verbauungen gut erkennbar (Quelle: IGN 1955, Paris).

Photo 3: Air photograph no. 40, NE-32-XV. The oases of Timia (centre) and Tasseluet (top) and Kori Timia with the basaltic flow and blockages in the valley are clearly visible (Source: IGN 1955, Paris).

## Literaturverzeichnis

- BEAUDET, G., R. COQUE, P. MICHEL & P. ROGNON (1977): Altérations tropicales et accumulation ferrugineuses entre la vallée du Niger et les massifs centraux sahariens (Air et Hoggar). – *Z. Geomorph. N.F.* 21, 3: 297–322.
- BELLON, H., N.Q. BUÛ, J. CHAUMONT & J.-C. PHILIPPET (1981): Implantation ionique d'argon dans une cible support. Application au tracage isotopique de l'argon contenu dans les minéraux et les roches. – *C.R. Acad. Sc. Paris t. 292, Série II*: 977–980.
- BEURRET, B. (1980): Carte géomorphologique d'Aoudéras (Air). – *Mémoire de maîtrise T.E.R., Carte H.T., Grenoble.*
- BLACK, R., M. JAUJOU & C. PELLATON (1967): Notice explicative sur la carte géologique de l'Air au 1 : 500.000. – B.R.G.M., Paris.
- BOUZOU MOUSSA, I. (1983): Cartographie et étude géomorphologique de la vallée de Timia (massif de l'Air - Niger). – *T.E.R., Carte H.T., Grenoble.*
- BÖCKH (1987): Fractures in the West African Shield. – BGR, Hannover.
- BÖCKH, E., A. KLEINE BORNHORST & G. SCHMIDT (1975): Arbeitsintensive Infrastruktur-Vorhaben in Niger – Hydrogeologische und ingenieurgeologische Untersuchungen für die Projekte Iferoouane und Timia im Air. – Unveröff. Manuskript, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover.
- CANTAGRELL, J.M. & J.P. KARCHE (1983): Le volcanisme quaternaire du massif du Todgha (Air-Niger), étude géologique et géochronologique. – *Bull. Sté. Géol. Fr.* 7: 557–562.
- DURAND, A., J. LANG, A. MOREL & J.P. ROSET 1983: Evolution géomorphologique et paléoclimatique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène de l'Air oriental (Sahara méridional, Niger). – *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys., Vol.24, Fasc. 1*: 47–59: Paris.
- GIEßNER, K. (1985): Hydrologische Aspekte zur Sahel-Problematik. – *Die Erde* 116: 137–157: Berlin.
- KARCHE, J.P. (1979): Remarques morphologiques et structurales sur le massif du Todgha (Sud de l'Air). – *Ann. Univ. Niamey*, 2: 97–108.
- KARCHE, J.P. & M. VACHETTE (1978): Age et migration de l'activité magmatique dans les complexes paléozoïques du Niger; conséquences. – *Bull. Soc. Geol. France* (7), 20, Nr. 6: 941–953.
- KEHRER, P., J. HOLLINGER, J. MERKT & F. TESSENSOHN (1973): Rapport de fin de mission feuille de Barghot NE-32-X, Air (1971–1973). Mission géologique allemande au Niger. Carte géologique de la Rep. Niger 1 : 200.000. – B.G.R., Hannover.
- MACHENS, E. (1966): Zur geotektonischen Entwicklung von Westafrika. – *Z. deutsch. geol. Ges.* 116: 589–597: Hannover.
- MENSCHING, H. (1980): Morphogenetische Sequenzen der Reliefentwicklung im Air-Gebirge und in seinem Vorland (Aride Randtropen der Republik Niger). – *Sonderband 13, Tübinger Geog. Studien*, 80: 79–93.
- MENSCHING, H., K. GIEßNER & G. STUCKMANN (1970): Sudan – Sahel – Sahara. Geomorphologische Beobachtungen auf einer Forschungs Expedition nach West- und Nordafrika 1969. – *Jb. Geogr. Gesell., Hannover.*
- MOREL, A. (1985): Les hauts massifs de l'Air (Niger) et leurs piémonts – étude géomorphologique. – *Uni. Niamey, Uni. Grenoble, Grenoble.*
- MOREL, A. (1986): L'Apport des glaciens anciens de l'Air (Niger) à la connaissance des variations climatiques du pléistocène inférieur d'Afrique occidentale. – *Dakar Symposium „Changements globaux en Afrique“, INQUA/1986.*
- MOREL, A. & H. BELLON (1986): Apport des données radiométriques K-Ar pour la connaissance de l'histoire plio-quaternaire du massif de l' Air (Sud Sahara). – *Mélanges offerts à F.Joly, Univ. Paris 7*: 159–172.
- POUCLET, A. & A. MOREL (1985): Les volcans cénozoïques du Niger oriental (Air et Tenere), reconnaissance des phases d'activité à partir des observations géomorphologiques. – *Coll. Geol. Afr. 110. Congr. nat des Soc. Sav., Montpellier, M.E.N. et C.T.H. Sci., 4*: 133–146: Paris.
- SPITTLER, G. (1985): Dürren im Air - eine historische Analyse. – *Die Erde* 116: 177–184: Berlin.
- TESCHNER, R. (1988): Die geologische und geomorphologische Entwicklung des Adrar Egalah im Air-Gebirge, République du Niger dargestellt anhand von Geländeuntersuchungen und einer Luftbildinterpretation. – Unveröff. Diplomarbeit am Fachbereich Geowiss. Freie Univ. Berlin.
- TESCHNER, R. (1990): Untersuchungen zur geomorphologischen und geohydrologischen Situation der Oasen am Adrar Egalah im südlichen Air-Gebirge (Republik Niger). – *Die Erde* 121: 223–240: Berlin.
- TESCHNER, R. (1992): Examples of lithostratigraphic microanalysis of prebasaltic levels and their regional comparability in the Southern Air (Rep. of Niger). – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.84*: 129–146: Berlin-Stuttgart.
- VOGT, J. & R. BLACK (1963): Remarques sur la géomorphologie de l'Air. – *Bull. du B.R.G.M., 1*: 1–29: Paris.
- VÖLKEL, J. (1989): Paläoböden unter Hangschuttdecken im Nordafrikanischen Sahel (Republik Niger). – *Erdkunde* 43: 242–253.

## Verzeichnis der Karten und Luftbilder

- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) (1979): Carte geologique de la Rep. du Niger 1 : 200.000, Blatt Barghot NE-32-X; Leves effectues par la Mission geologique Allemande de 1971 a' 1973, Hannover.
- INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL - FRANCE (IGN) (1973): Carte Reguliere au 1 : 200.000, Rep. du Niger, Blätter NE-32, Paris.
- INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL - FRANCE (IGN): Luftbilder NE-32-XV, 1 : 50.000, Mission A.O.F. 1955–56, Paris.
- INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL - FRANCE (IGN): Luftbilder NE-32-XV-XVI, 1 : 80.000, Mission 1964–65, Paris.
- INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL - FRANCE (IGN): Luftbilder NE-32-IX-X, 1 : 90.000, Mission Niger 1964–65, Paris.

### *Anschrift des Autors:*

Rainer Teschner-Steinhardt, Bezirksamt Kreuzberg von Berlin, Abteilung Gesundheit und Umweltschutz – Umweltamt – Urbanstr. 24, D-10967 Berlin

## **Binnendünen im nördlichen Zentralasien (Uws Nuur, westliche Mongolei)**

mit 11 Abbildungen und 6 Photos

von Jörg Grunert & Michael Klein

Universität Mainz

**Zusammenfassung:** Das große Dünenfeld östlich des Sees Uws Nuur liegt zwischen 760 m und 1 450 m Höhe. Es setzt sich im wesentlichen aus zwei unterschiedlichen Dünentypen zusammen: große Längsdünen hoch- bis spätglazialen Alters, die einen Kastanosem tragen, und Parabeldünen jungholozänen Alters mit einem schwach entwickelten Boden.

Im Bereich des Sees Bajan Nuur verzahnen sich die Dünen mit Seekreiden, die bei einem Seehochstand im Frühholozän abgelagert wurden (vgl. Ergebnisse der Arbeitsgruppe M. WALTHER). Diese Seekreiden wurden mit  $^{14}\text{C}$  auf  $11\,230 \text{ B.P.} \pm 60 \text{ B.P.}$  und  $9\,690 \pm 60 \text{ B.P.}$  datiert („Pluvialzeit“). Die  $^{14}\text{C}$ -Daten entsprechen conv. y.b.p.

Im Gegensatz dazu herrschte im Hoch- und Spätglazial (18 000–13 000 B.P.) große Aridität. Die Seen, auch der Uws Nuur, waren vermutlich ausgetrocknet; aus den Seebecken wurden von starken WNW-Winden große Mengen Sand und Staub ausgeweht und in Form von Dünen abgelagert. Es konnte nachgewiesen werden, daß ein größerer Fluß, der Baruunturuun Gol, von Dünen blockiert wurde.

**Summary:** The large dune field of the lake Uws Nuur is located between 760 and 1 450 m a.s.l. It is mainly composed of two different dune types: big longitudinal dunes, probably of high- and late-glacial age, covered by a kastanosem, and parabolic dunes of younger Holocene age with an initial soil on top.

Around the lake Bajan Nuur, dunes are connected by calcareous lake sediments which have been deposited during a transgression phase in the early Holocene (see results of the research group of M. WALTHER). Sediments of a maximum lake level of 48 m have been dated by  $^{14}\text{C}$  at  $11\,230 \text{ B.P.} \pm 60 \text{ B.P.}$  and  $9\,690 \pm 60 \text{ B.P.}$  („pluvial period“).  $^{14}\text{C}$ -data give conv. y.b.p.

By contrast, during the high- and late-glacial period (18 000–13 000 B.P.), the climate was very arid. The lakes, including the huge Uws Nuur, had probably dried out; large amounts of sand and silt were blown out by strong winds from WNW and deposited as dunes. Evidence has shown that a large river, the Baruunturuun Gol, has been blocked by the dunes.



## 1. Einführung

Im Rahmen eines DFG-Verbundprojektes, an dem 10 Arbeitsgruppen von den Universitäten Berlin, Dresden, Erlangen, Göttingen, Leipzig, Mainz und Potsdam sowie der Sächsischen Akademie der Wissenschaften in Leipzig beteiligt sind, sollen am Beispiel des Uws Nuur-Beckens die „paläogeographischen und biosphärischen Bedingungen der Landschaftsentwicklung im nördlichen Zentralasien“ untersucht werden (G. HAASE & C. OPP, Leipzig 1994, unveröff. Mantelantrag). Das Uws Nuur-Becken befindet sich in 90–96° östlicher Länge; es wird an der tiefsten Stelle (760 m) vom 50. Breitengrad durchschnitten und liegt damit auf gleicher Breite wie das Rhein-Main-Gebiet. Das Becken ist abflußlos und wird von dem etwa 70 mal 50 km großen, aber nur 20 m tiefen, brackigen Uws Nuur-See eingenommen. Dieser wird von mehreren,

süßwasserführenden Flüssen gespeist, die alle aus den bis zu 3 000 m hohen Randgebirgen des Beckens kommen. Die außergewöhnliche Höhe von 4 100 m erreicht das Charchira-Massiv am Becken-Westrand, das vergletschert ist und im Sommer einen beträchtlichen Schmelzwasserabfluß aufweist. Die mit Abstand größte Wassermenge wird dem Uws Nuur jedoch von seinem großen östlichen Zufluß, dem Tesijn Gol zugeführt. Mit einer mittleren Wasserführung von etwa 25 m<sup>3</sup>/sec., gemessen im Juli/August 1997 liefert er etwa die Hälfte der insgesamt dem See zufließenden Wassermenge. Der ca. 300 km lange, in den Randketten des Ostsajan entspringende Tesijn Gol besitzt außerdem das mit Abstand größte Einzugsgebiet aller Uws Nuur-Zuflüsse (MURSAJEW 1954 u. SELIVERSTOV 1989) (Abb. 1).

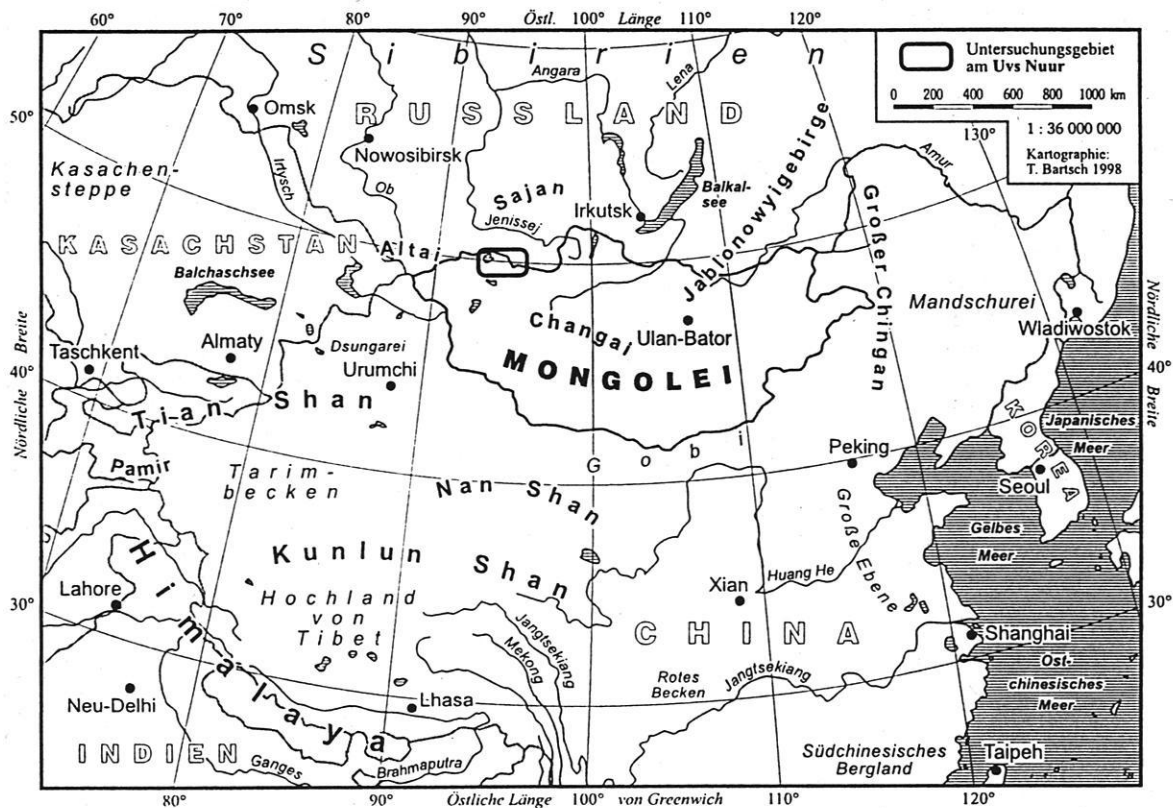


Abb. 1: Übersichtskarte zur Lage des Uws Nuur-Beckens in Zentralasien.

Fig. 1: Location of the Uws Nuur basin in Central Asia.



Das Uws Nuur-Becken ist für die geowissenschaftliche Forschung aus folgenden Gründen besonders interessant:

1. Es weist extreme Unterschiede der Jahreszeiten auf. Die Winter sind trocken und extrem kalt, so daß sich verbreitet Permafrost halten kann. Die Sommer sind mäßig warm und besonders die Monate Juli und August regenreich (Abb. 2).
2. Wegen der Umrahmung des Beckens von hohen Gebirgen sind alle Höhenstufen Zentralasiens, von der Halbwüste im Beckentiefsten, geprägt vom äolischen Formenschatz, bis zur periglazialen Höhenstufe in über 2 500 m vorhanden. Am Charchira ist in über 3 000 m sogar die Gletscherregion entwickelt.
3. Als großes Binnenbecken mit einer Ausdehnung von 400 mal 150 km besitzt das Gebiet einen geschlossenen Stoffkreislauf, der eine Bilanzierung ermöglichen kann.
4. Die geringe Besiedlungsdichte des Raumes läßt auf eine in historischer Zeit geringe anthropogene Beein-

flussung der Landschaft schließen. Diese Hypothese wird jedoch durch neueste Ergebnisse der Nomadenforschung in Frage gestellt, nach denen seit etwa 2 000 Jahren mit einer relativ intensiven Beweidung gerechnet werden muß (J. JANTZEN, FU Berlin, freundliche mündliche Mitteilung).

Arbeitsgebiet war der zentrale Bereich des Uws Nuur-Beckens, der im Sinne einer klimamorphologischen Höhenstufung zentralasiatischer Gebirge dem untersten, äolischen Formungsstockwerk zuzuordnen ist (HÖVERMANN & HÖVERMANN 1991, RICHTER 1961). Untersucht wurde das große Dünenfeld Borig-Deliin-Els, östlich des Uws Nuur, das eine Länge von etwa 150 km und eine Breite von 30–40 km aufweist und in W–E-Richtung von 760 m auf 1 450 m ansteigt. Insgesamt 7 kleinere Teilgebiete des Dünenfeldes und seiner Umgebung konnten 1996 und 1997 genauer bearbeitet werden (Abb. 3). Das Umfeld des im westlichen Zentralteil des Dünenfeldes gelegenen Bajan Nuur-Sees stellte in beiden Jahren den Untersuchungsschwerpunkt dar.

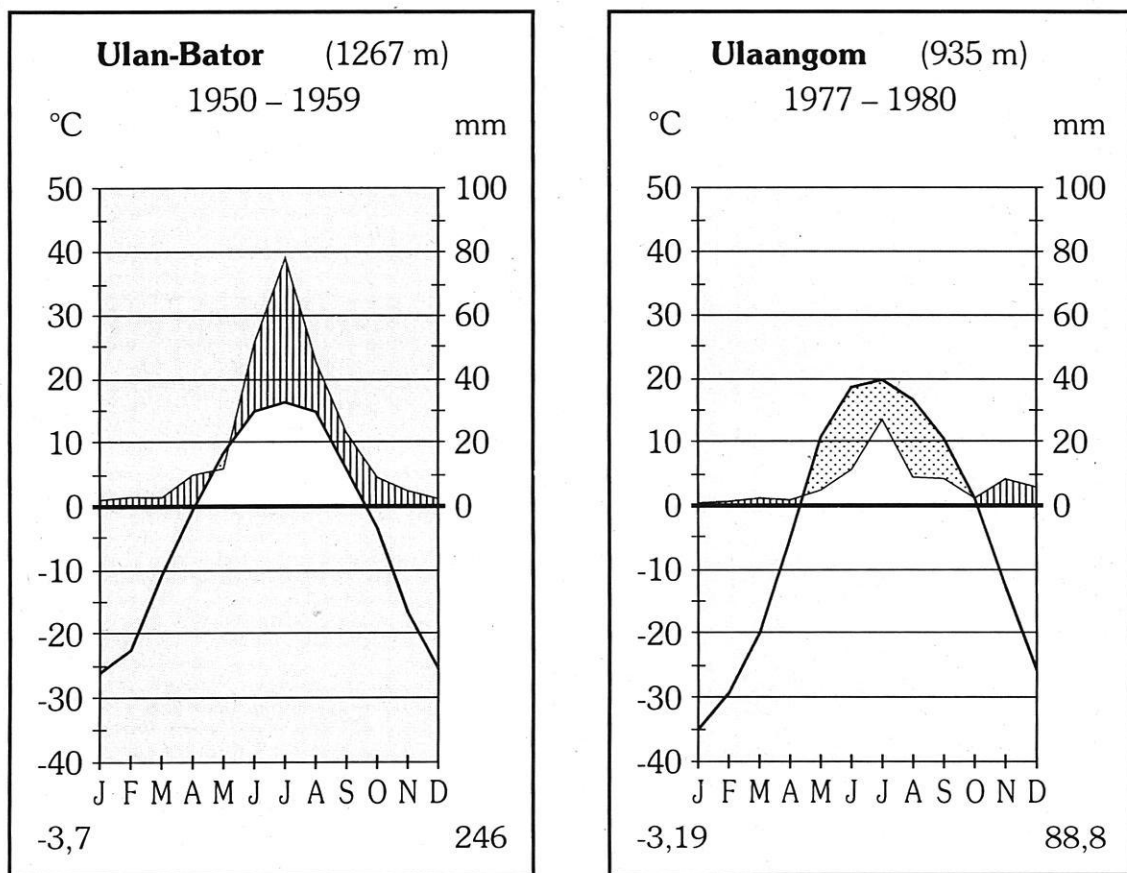


Abb. 2: Klimadiagramme (nach Walter) der mongolischen Stationen Ulan Bator und Ulan Gom. Die Station Ulan Gom ist für den Westteil des Dünenfeldes, nahe des Uws Nuur, repräsentativ; im Zentralteil und Osten des Dünenfeldes liegen die Jahresniederschläge aber vermutlich doppelt so hoch bei gleichzeitig etwas kühleren Sommern und nicht so kalten Wintern.

Fig. 2: Climatic diagrams (after Walter) of the Mongolian stations at Ulan Bator and Ulan Gom. Ulan Gom is representative for the western part of the dune field near Uws Nuur lake. In the central and especially the eastern part of the dune field, estimated annual precipitation is to be more than 150 mm; summer and winter temperature amplitudes are reduced.

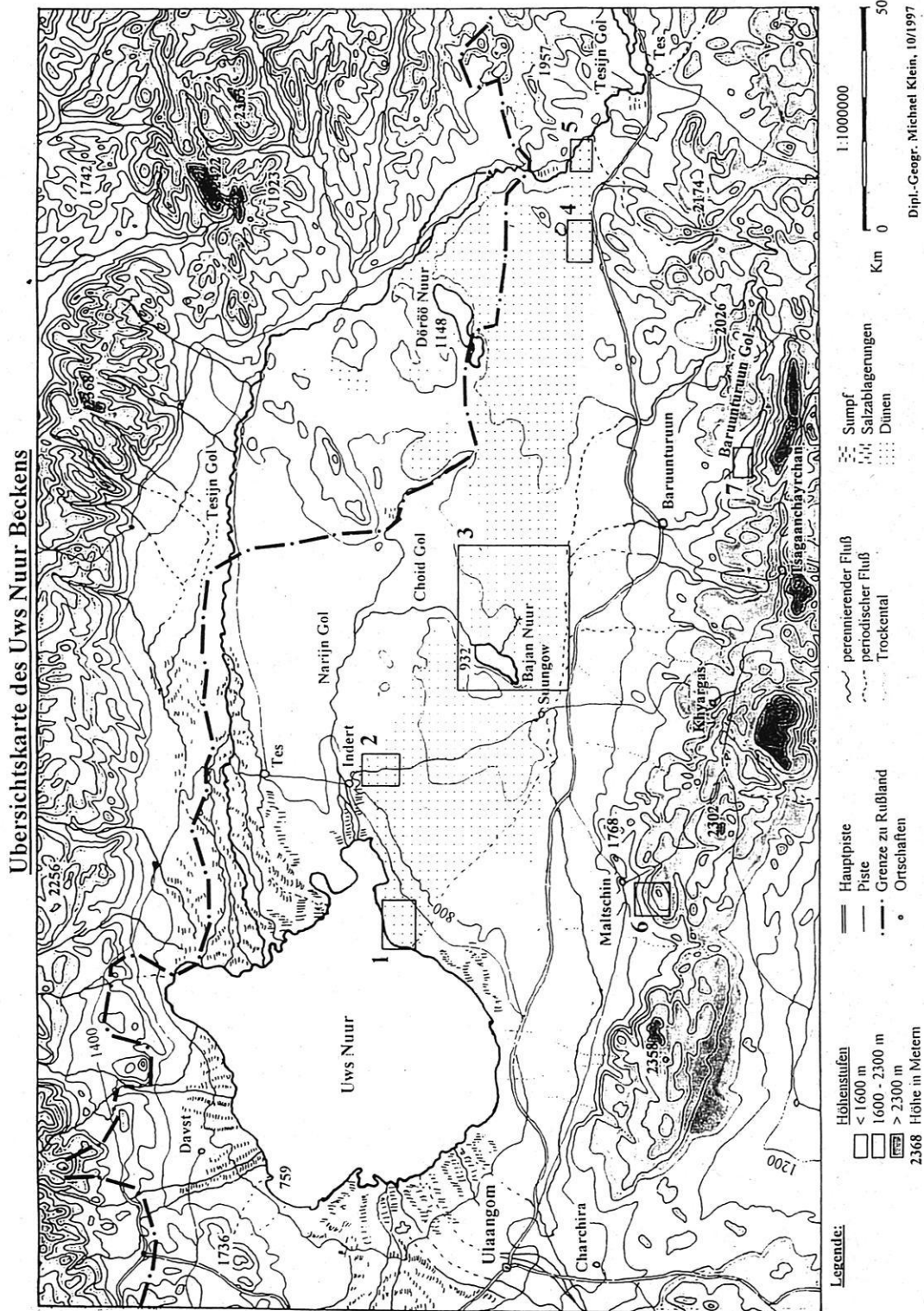


Abb. 3: Übersichtskarte des Uws Nuur-Beckens mit den engeren Untersuchungsgebieten.

Fig. 3: Detailed map of the Uws Nuur basin with local study areas.

Folgende Fragen sollten geklärt werden:

1. Woher stammen die großen Sandmassen und wie wurden sie aufgeweht?
2. Welches Alter besitzen sie? Wurden sie in einer einzigen Periode oder in verschiedenen Perioden des Pleistozäns aufgeweht? Lassen sich beispielsweise mit Hilfe von Bodenbildungen verschiedene Dünengenerationen voneinander trennen?
3. Welcher Zusammenhang besteht zwischen der Dünenbildung und möglichen Seespiegelschwankungen des großen Uws Nuur und der kleinen Seen des Beckens während des Pleistozäns und Holozäns?
4. Welchen Einfluß hatte die nomadische Weidewirtschaft auf die Dünenaktivität in historischer Zeit?

## 2. Geländebefunde

**Herkunft der Sandmassen:** Bereits durch das Kartenstudium fiel auf, daß sich das Dünenfeld ausschließlich in östlicher Richtung, ausgehend vom Uws Nuur, erstreckt. Ein genetischer Zusammenhang mit dem Seebecken ist daher augenfällig. Diese Vermutung wurde durch die Geländearbeiten bestätigt. Die gegenwärtig vorherrschende Windrichtung ist WNW–ESE, mit hohen Windgeschwindigkeiten in den Monaten April und Mai; sie entspricht genau der Längserstreckung des Dünenfeldes. Es ist deshalb naheliegend, anzunehmen, daß die Sandmassen ebenfalls durch jahreszeitlich starke westnordwestliche Winde aufgeweht wurden. Wegen des Dünenansatzes unmittelbar am Ostufer des Uws Nuur kommt als mögliches Liefergebiet nur das flache Seebecken in Frage, das, so die Vermutung, in bestimmten Perioden des Pleistozäns und Holozäns trockengefallen sein mußte. In solchen Perioden konnten die Zuflüsse, allen voran der große Tesijn Gol, aber auch die Gletscherbäche des Charchira große Sand- und Schluffmengen auf dem Beckenboden ablagern. Dem Wind hätte demnach ein großes Sandreservoir zur Verfügung gestanden. Einen Eindruck von den großen Sedimentmengen gewinnt man bei der Betrachtung des sehr großen Tesijn Gol-Deltas, das sich von Osten gegen den heutigen See vorgeschoben hat. Vermutlich stammt die Hauptmasse des Dünensandes von diesem Fluß, was zum gegenwärtigen Zeitpunkt aber noch nicht zu belegen ist. Mit Hilfe von Mineralanalysen sollte dies gelingen.

Eine andere, ebenfalls noch nicht geklärte Frage betrifft die mögliche Sandzufuhr durch periodisch wasserführende, kleinere Flüsse des Chan Chochchin Nuruu-Gebirges im Süden, bspw. des Baruunturuun Gol, die auf die Dünenbarriere treffen und dann nach Westen umgelenkt werden. Da sie alle aus einem granitischen Herkunftsgebiet kommen, sind ihre Feinsedimente karbonatfrei und unterscheiden sich scharf von dem karbonatreichen Dünensand im West- und Zentralteil des Dünenfeldes. Dessen gesamter Ostteil besteht jedoch aus karbonatarmen bis karbonatfreien Sanden. Während die karbonatreichen Sande mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Seebecken des Uws Nuur stammen, könnten die karbonatfreien Sande wenigstens teilweise aus dem Chan Chochchin Nuruu-Gebirge herausgebracht worden sein. Die Karbonatarmut

läßt sich jedoch auch pedogen erklären. Infolge der Höhenlage der Dünen im Osten bis zu 1 450 m nehmen die Niederschläge auf geschätzte 150–200 mm/a zu, was eine Karbonatverlagerung in den Unterboden ermöglicht. Bei mehreren Aufgrabungen konnte hier jedoch kein entsprechender C<sub>Ca</sub>-Horizont gefunden werden. Im westlichen und zentralen Teil des Dünenfeldes ist dies bei Altdünen dagegen regelmäßig der Fall.

**Alter des Dünenfeldes:** Entsprechend der oben beschriebenen Hypothese zur Dünengenese wäre ein von West nach Ost abnehmendes Alter des Dünenfeldes zu erwarten. Die Dünen im Ostteil, so wurde zu Beginn der Feldarbeiten vermutet, müßten wegen des langen Transportweges von über 100 km erheblich jünger sein. Die Geländearbeiten 1996 und 1997 lieferten jedoch keine Bestätigung dieser Hypothese. Weder nach ihrer Form noch nach ihrem Bedeckungsgrad mit Steppenvegetation läßt sich eine W–E-Altersabfolge belegen. Diese würde sich außerdem mit der durch die Zunahme der Höhe in gleicher Richtung vorhandenen landschaftsökologischen Gliederung überlagern. Während das Dünenfeld östlich des Uws Nuur in 760–850 m Höhe Trockensteppencharakter besitzt (Vorherrschaft von *Ephedra*), tragen die Dünen im Osten, in Höhen um 1 400 m nicht nur eine hohe Grassteppe (Vorherrschaft von *Stipa*-Arten), sondern sogar einen schütterten Bewuchs von *Larix sibirica*. Wie an den umgebenden Berghängen, wo die untere Waldgrenze etwas höher, nämlich bei 1 600 m liegt, wachsen die Lärchen aber nur an den strahlungsgeschützten Dünennordhängen (TRETER 1996) (Abb. 4).

Das Dünenfeld läßt sich jedoch in allen Teilen in Dünen verschiedenen Alters gliedern. Bislang lassen sich **drei Dünengenerationen** unterscheiden, deren älteste, **erste Generation** (Abb. 5, Photo 1) durch Aufwehung nach dem oben dargestellten Schema entstand und demzufolge die ausgedehntesten Flächen einnimmt. Im Luftbild sind die Dünen infolge der dichten Steppenvegetation dunkel gefärbt; bei Geländebegehungen wurde festgestellt, daß sie eine typische, langgestreckte Rückenform besitzen, deren Achse mit der vorherrschenden Windrichtung übereinstimmt. Wegen mangelnder Kontraste ist dieses Rückenrelief auf den Luftbildern schlecht zu erkennen; bei

tiefstehender Sonne bietet es sich im Gelände dem Betrachter dagegen eindrucksvoll dar. Beschreibungen ähnlicher Dünenformen aus anderen Gebieten geben unter

anderem. HOFMANN 1993, JÄKEL 1996, VÖLKEL & GRUNERT 1990.

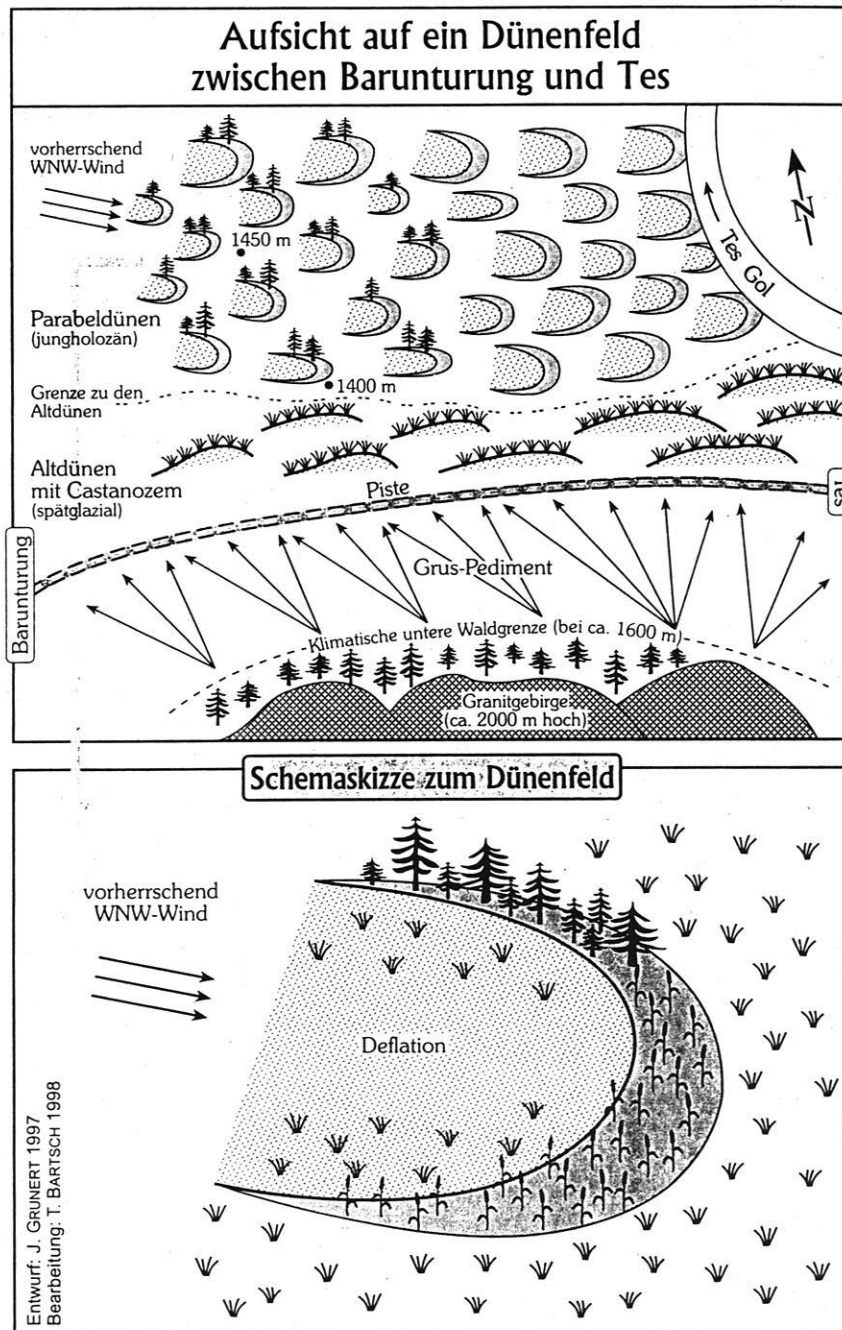


Abb. 4: Spät- bis postglaziale Altdünen und jungholozäne Parabeldünen im Ostteil des Dünenfeldes (s. Übersichtskarte, Teilgebiet 4).

Fig. 4: Late- to post-glacial fossil dunes of the so-called 1st generation and parabolic dunes of the late Holocene in the eastern part of the dune field (see Fig. 2, local study area 4).

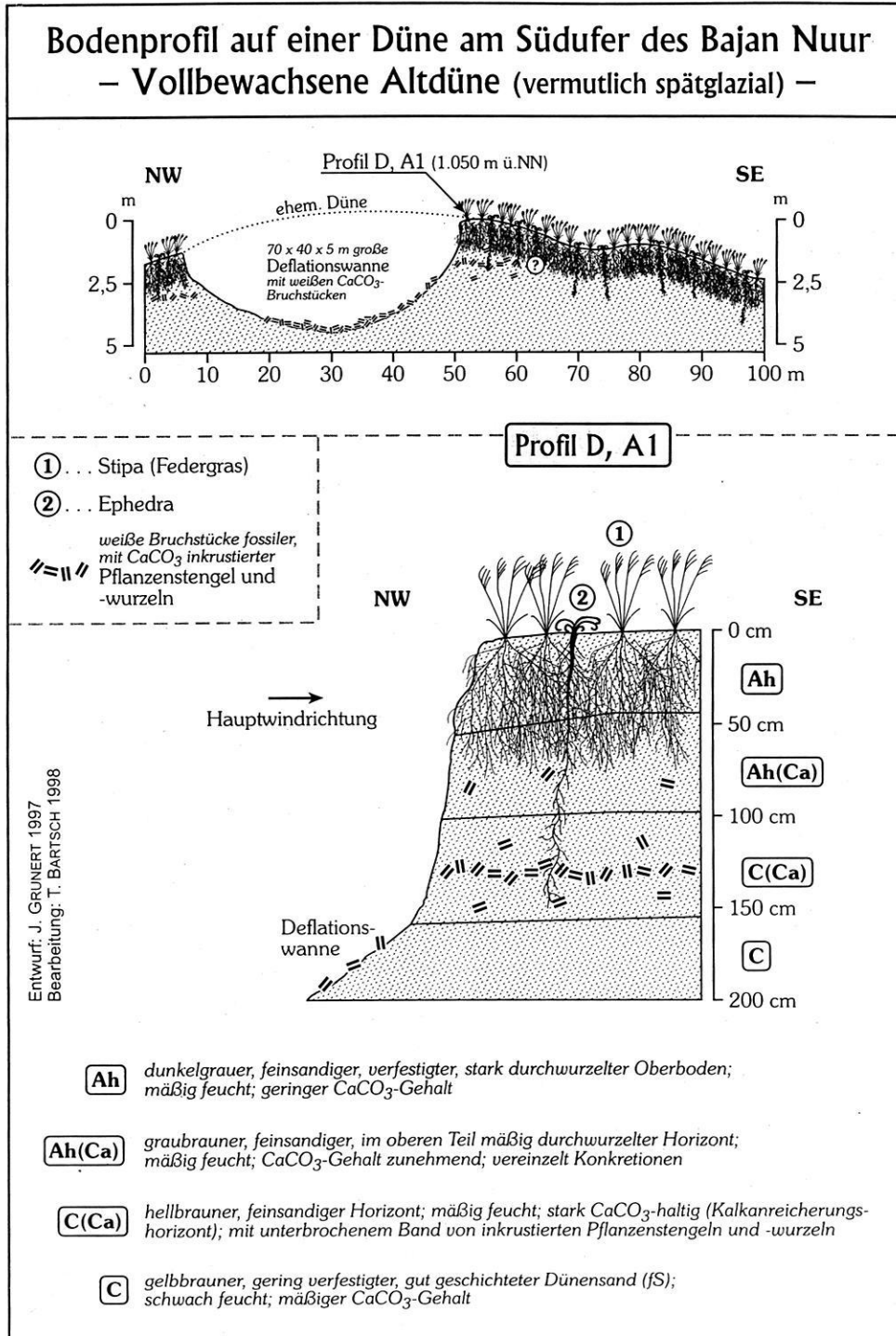


Abb. 5: Typische Altdüne der 1. Generation mit einem voll entwickelten Kastanosem und Kalkkonkretionen im Unterboden.

Fig. 5: Fossil dune of the so-called 1st generation, covered by a fully developed kastanozem the lower part of which shows dispersed white carbonate concretions.





Photo 1: Typisches Altdünenrelief zwischen Uws Nuur und Bajan Nuur in 950 m ü.NN. Die Längsdünen der sog. 1. Generation tragen eine dichte Steppenvegetation (Photo: GRUNERT 7/97).

Photo 1: Typical relief of fossil dunes between Uws Nuur and Bajan Nuur at 950 m a.s.l. The longitudinal dunes of the so-called 1st generation are covered by a dense steppe vegetation (photo: GRUNERT 7/97).

Eine zweite, erheblich **jüngere Dünengeneration** fällt bereits im Luftbild durch ihre helle Färbung auf, außerdem durch das unruhige, kleinkuppige Relief. Wie Geländeuntersuchungen ergeben haben, sind die Dünen nur zu 30–50 % von Steppenvegetation bedeckt und durch Sandverfrachtung an ihrer Oberfläche noch teilaktiv. Auch ihre Form unterscheidet sich grundsätzlich von derjenigen der alten, festliegenden Dünenrücken. Es handelt sich überwiegend um 10–25 m hohe Parabeldünen, deren steile, gebogene Frontseite nach Osten weist und durch den schüttereren Bewuchs mit *Elymus*-Gras und *Hedysarum*-Zwergsträuchern etwas befestigt ist. Auf der flacheren Westseite, die zugleich die Luvseite darstellt, sind meist breite, vegetationslose Deflationswannen entwickelt – ein Zeichen für die beträchtliche äolische Dynamik der Gegenwart. Im Ostteil des Dünengebietes ist diese Dünenform vorherrschend, was bislang nicht erklärt werden kann (Abb. 4). Vermutlich treten hier in größerer Meereshöhe höhere Windgeschwindigkeiten auf, oder die anthropogene Beeinflussung durch bevorzugte Winterweide seit möglicherweise 2 000 Jahren hat zu einer nachhaltigen Beschädigung der Dünenoberfläche mit nachfolgender Remobilisierung des Dünensandes geführt (Abb. 6 und 7).

Vegetationslose Barchane oder barchanoide Formen bilden die dritte Dünengeneration. Wanderdünen dieser Art gehen eindeutig auf Vegetationszerstörung durch extreme Überweidung zurück und stellen damit auffällige Formen

der Desertifikation dar. Ihr Vorkommen deckt sich mit größeren Jurtenansiedlungen, wie etwa an der Südseite des Bajan Nuur.

Eine absolute Datierung der unterschiedlichen Dünengenerationen steht bislang noch aus. Auf der Expedition 1997 wurden an 5 verschiedenen Stellen Sandproben aus Altdünen der ersten Generation unterhalb des Bodenprofils genommen, um sie mit Hilfe der TL- bzw. OSL-Methode bestimmen zu lassen. Weitere Proben dieser Art sollen auf einer für 1998 geplanten Expedition genommen werden. Trifft die Vermutung zu, daß die Dünen in einer großen, hoch- bis spätglazialen Trockenperiode zwischen 20 000 und 13 000 B.P. aufgeweht wurden (s. nachfolgende Ausführungen), so ließe sich für die jüngere Dünengeneration ebenfalls ein ungefähres, in jedem Fall aber erheblich jüngeres Alter festlegen (vermutlich Jungholozän).

Die angestrebten Datierungen würden aber auch helfen, die alten Dünen gegen möglicherweise **noch ältere Dünen** abzugrenzen, die bei einer schwierigen Querung des westlichen Dünengebietes 1997 gefunden wurden. Es handelt sich um ein begrenztes, mehrere km<sup>2</sup> großes Areal von riesigen, 50 m hohen und gut 1 000 m langen Querdünen, die sich nicht nur durch ihre Größe sondern auch durch ihre Form von den umgebenden, windorientierten Längsdünenrücken der ersten Generation deutlich abheben. Da eine Unterscheidung im Luftbild wegen der

schlechten Bildqualität kaum möglich ist, würden nur weitere Geländebegehungen Klarheit bringen. Es müßten insbesondere Bodenprofile gegraben werden, um aus der Pro-

filmächtigkeit und der Profildifferenzierung gegebenenfalls Unterschiede gegenüber den Böden auf den alten Dünenrücken ablesen zu können.

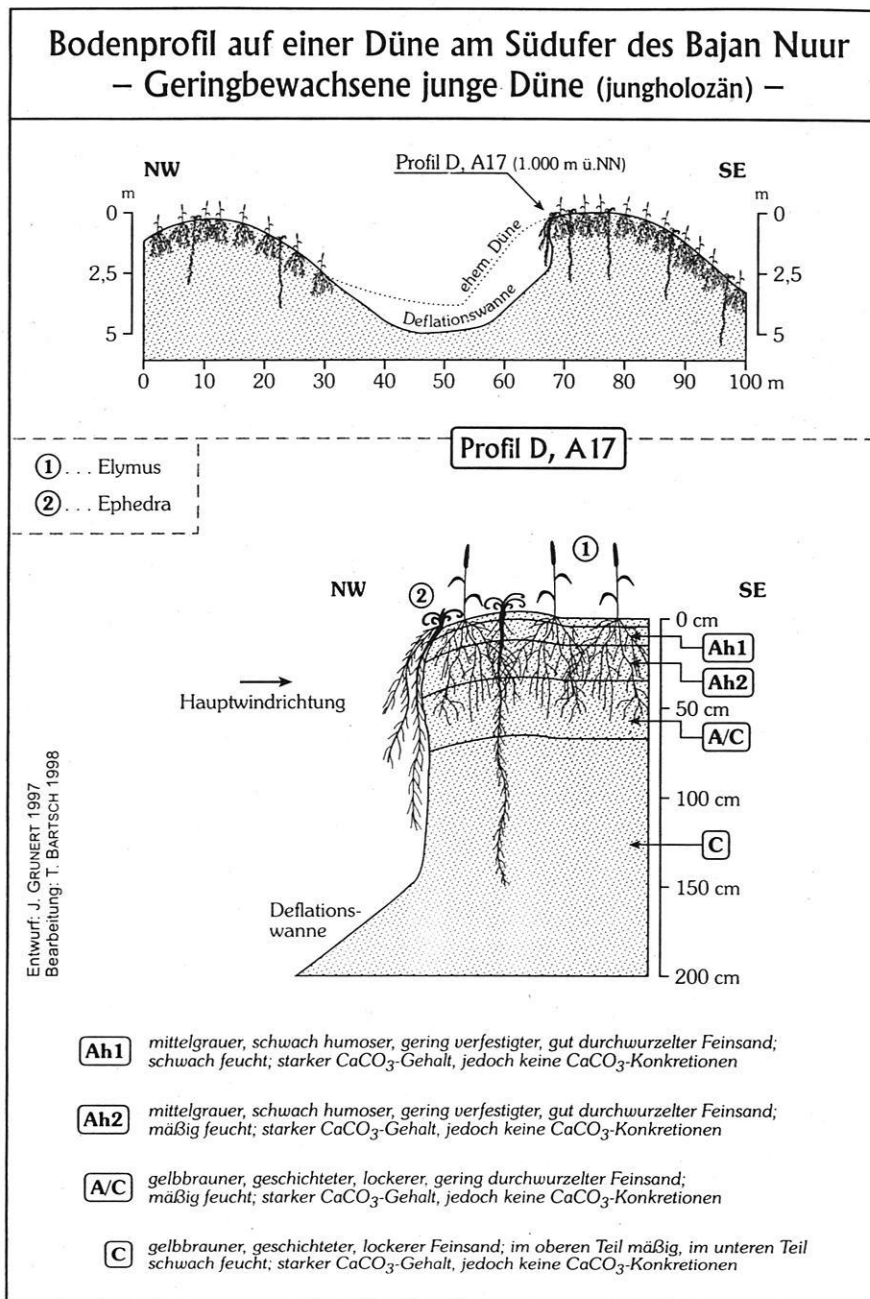


Abb. 6: Typische junge Düne der 2. Generation mit einem schwach entwickelten Steppenboden.

Fig. 6: Younger dune of the so-called 2nd generation, covered by an initial soil, providing very little protection against deflation.

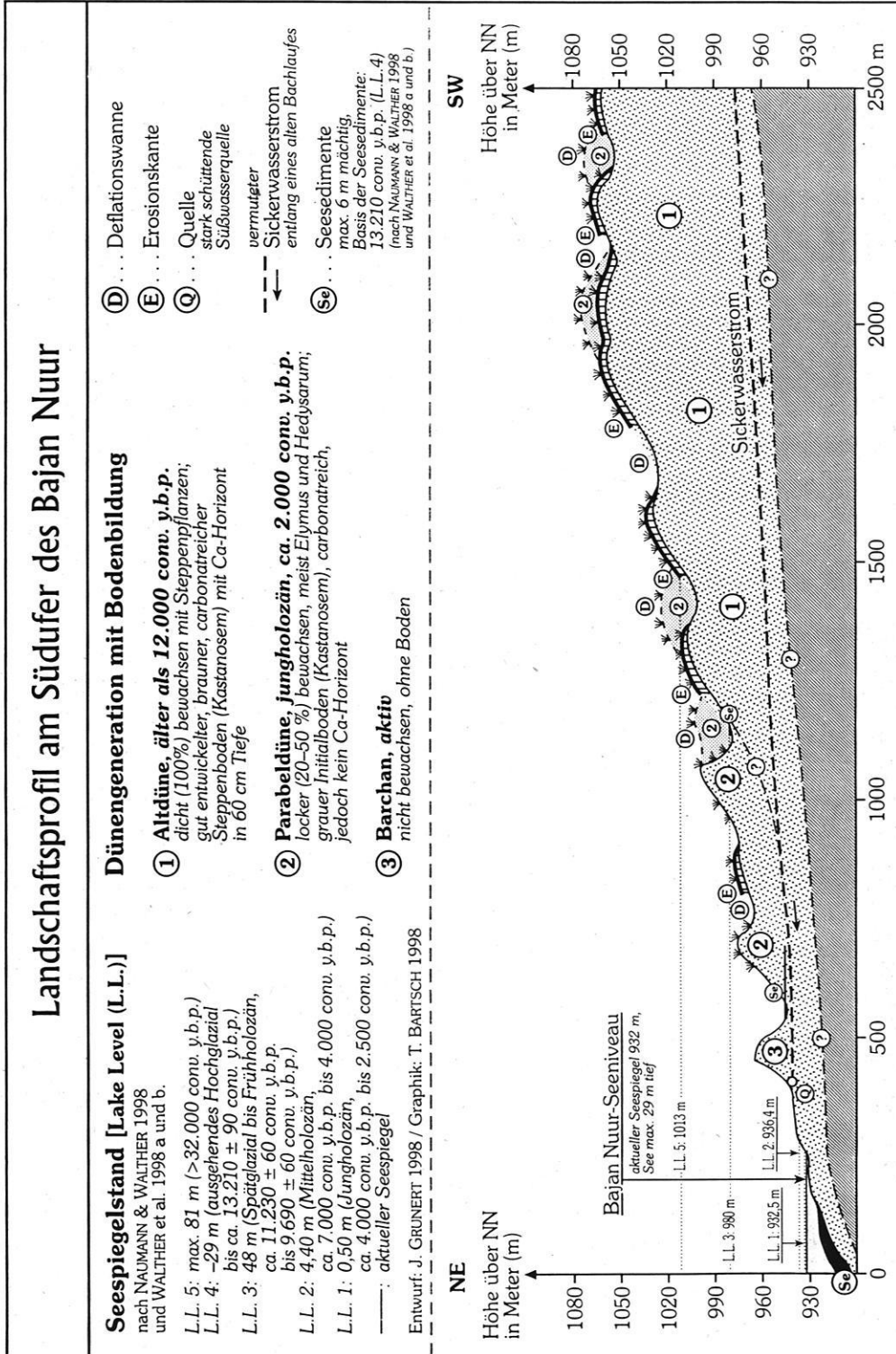


Abb. 7: Landschaftsprofil durch das Dünengebiet am Südufer des Bajan Nuur mit den bisher bekannten drei Dünengenerationen und den Seespiegelständen (NAUMANN & WALTHER 1998; WALTHER et al. 1998a, b).

Fig. 7: Cross section of the dune area south of the Bajan Nuur lake showing the three known dune generations and former lake levels (NAUMANN & WALTHER 1998; WALTHER et al. 1998a, b).



Die bisher bekannten drei Dünengenerationen lassen sich nicht nur durch ihre Form, sondern gerade auch durch ihre Bodenbildungen gut voneinander trennen. Auf den alten Dünen ist ein tiefgründiger Kastanosem entwickelt, der in tieferen Lagen des Dünenfeldes (Westteil) nur 50–60 cm; in höheren Lagen über 1 000 m dagegen bis zu 100 cm Tiefe erreicht (Photo 2). In gleicher Weise nimmt die Farbintensität zu. Charakteristisch für den West- und Zentralteil des Dünenfeldes ist außerdem der hohe Karbonatgehalt des Bodens von 5 bis über 15 % und die teilweise Karbonatverlagerung in tiefere Bodenschichten. Hier kam es in 50–100 cm Tiefe an eingesiedelten Wurzel- und Stengelröhren zur Karbonatausfällung. Die inkrustierten Röhren besitzen trotz ihrer breiten Streuung im Sedimentkörper Ähnlichkeit mit einem Lößkindelhorizont, lassen sich aber in frischem, bodenfeuchten Zustand leicht zerreiben. Ausführliche Beschreibungen zu den Böden der Mongolei, in denen auch die Frage der Karbonatverlagerung angesprochen wird, finden sich bei DORDSCH-GOTOV 1992, HAASE 1983, KOWALKOWSKI 1989 und OPP 1991, 1994.



Photo 2: 30 cm mächtiger, dunkler Kastanosem auf lakustereichen Altdünensanden. Der tiefere (helle) Teil des Profils enthält Karbonatkonkretionen (Photo: GRUNERT 7/97).

Photo 2: Dark kastanosem, 30 cm thick, on fossil dune sands rich in carbonate. The lower (lighter) part of the profile contains carbonate concretions (photo: GRUNERT 7/97).

An den Stellen, wo die Dünen luvseitig durch Deflationswannen aufgeschnitten sind, ist es im Laufe der Zeit infolge Sandausblasung zur Ansammlung großer Mengen an weißen, ausgehärteten Röhren gekommen, die eine dichte Streu bilden. Die Deflationswannen sind daher im Gelände weithin sichtbar und auch im Luftbild, allerdings undeutlich, zu erkennen. Eine Fehldeutung als Seekreide ist leicht möglich. An der pedogenen Ursache der Karbonatkonkretionen besteht aber kein Zweifel, wenngleich über das Alter Unsicherheit besteht. Eine allmähliche, möglicherweise diskontinuierliche Entwicklung im Laufe des Holozäns ist wahrscheinlich; diese ist gegenwärtig offenbar nicht abgeschlossen. Wegen der großen Unsicherheiten, die bei der  $^{14}\text{C}$ -Datierung von Kalkkrusten bestehen, ist auf eine Datierung bisher verzichtet worden (Photo 3).

Die Bodenproben aller Dünensande zeigen, unabhängig von deren Alter, außerdem eine ziemlich homogene Textur. In Dünen aller drei Generationen ist Feinsand stark vorherrschend; Schluff oder gar Ton treten völlig zurück. Der Mittelsandanteil ist nennenswert, während Grobsand nur in sehr geringen Mengen vorkommt. Ebenfalls gering und angesichts der dunklen Färbung des Ah-Horizontes nicht zu erwarten ist der Gehalt an organischer Substanz. Er beträgt selten mehr als 1 %. Der Gehalt an Stickstoff und Phosphor ist folglich ebenfalls äußerst gering (weniger als 0,1 %) (Abb. 8 und 9).

Die Dünen der zweiten Generation tragen dagegen einen nur schwach entwickelten Boden, dessen Profiltiefe selten mehr als 20 cm beträgt. Er ist hell gefärbt, da der Gehalt an organischer Substanz extrem niedrig liegt und weist trotz guter Durchwurzelung immer eine deutliche Schichtung auf. Eine pedogene Überprägung des Dünensandes hat daher erst im Ansatz stattgefunden. Das Korngrößenspektrum weist eine sehr starke Dominanz von Feinsand auf. Dies läßt sich als Zeichen guter Sortierung deuten und spricht für eine Herkunft des Sandes aus den durch lokale Deflation umgelagerten Altdünensanden.

Die aktiven Dünen der dritten Generation besitzen keinen Boden. Ihr Sortierungsgrad entspricht demjenigen der Dünen der zweiten Generation.

Somit können die unter 1 und 2 genannten Fragen nach bisherigem Kenntnisstand schon hinreichend beantwortet werden, wenngleich die Fragen nach der Herkunft der Sandmassen mangels gezielter Mineraluntersuchungen und nach dem Alter der ersten Dünengeneration vorläufig noch offen bleiben. Die 4. Frage läßt sich am Beispiel der jüngsten, aktiven Dünen wenigstens teilweise beantworten.

**Dünenbildung und Seespiegelschwankungen:** Während die Hypothese der Auswehung des Dünensandes aus dem Seebecken des Uws Nuur in Trockenperioden des Pleistozäns und Holozäns bereits dargelegt wurde, ist im folgenden zu prüfen, wie sich Feuchtperioden auf das Dünenfeld ausgewirkt haben. Während für die Periode des Sandtransportes große Trockenheit und hohe Windgeschwindigkeit-

ten sowie eine nur geringe Vegetationsbedeckung angenommen werden müssen, kann für die Feuchtzeiten generell eine dichte Vegetation angenommen werden. Auch eine tiefere Lage der unteren Waldgrenze wäre denkbar. Belege für feuchtere Klimaperioden finden sich an allen Seeufern und im Hinterland der Seen in Form von Strandwällen und/oder Seekreideablagerungen als Ausdruck höherer Spiegelstände (NAUMANN & WALTHER 1998 sowie WALTHER et al. 1998a, b). Wegen der Weiträumigkeit am Uws Nuur sind höhere Spiegelstände dort aber nur mit Mühe zu rekonstruieren. Sicher nachweisbar

ist ein 12 m-Niveau. Am kleinen Bajan Nuur ist die Frage dagegen erheblich leichter zu lösen. Seekreiden finden sich dort in verschiedenen Niveaus von 0,5 m bis 50 m über dem heutigen Seespiegel von 932 m. Ein höchstes, 81 m-Niveau ist durch lakuste Kalksande belegt (NAUMANN & WALTHER 1998). Die enormen Spiegelschwankungen lassen sich in erster Linie mit Schwankungen des Niederschlagsgeschehens erklären. Dies muß deutliche Auswirkungen auf die Vegetationsdecke gehabt haben.



Photo 3: Jungholozäne Parabeldüne der 2. Generation mit luvseitiger Deflationswanne. Die Düne ist mit *Elymus*-Gras locker bewachsen (Photo: GRUNERT 8/96).

Photo 3: Parabolic dune of the younger Holocene affected by wind deflation. The thin *Elymus* grass cover gives only a little protection (photo: GRUNERT 8/96).

Rechte Seite oben:

Abb. 8: Analysedaten einer typischen Altdüne der 1. Generation. Der Dünensand besteht fast ausschließlich aus den Fraktionen Feinsand und Mittelsand. Der Lakustegehalt nimmt von oben nach unten deutlich zu, was auf eine Verlagerung innerhalb des Profils hindeutet. Der Humusgehalt ist in allen Horizonten gering; gleiches gilt für den Stickstoffgehalt.

Fig. 8: Analysis data of a typical fossil dune (1st generation). The dune sand consists almost completely of fine and medium sand fractions. The carbonate content increases with depth indicating a transfer within the soil profile. All horizons show a remarkably low content of humus and nitrogen.

Rechte Seite unten:

Abb. 9: Die Summenkurven der Dünensande bringen die Dominanz der Feinsand- und Mittelsandfraktionen gut zum Ausdruck. Die Sande sind gut sortiert.

Fig. 9: The dominance of the fine and medium sand fractions of the dune sands is clearly shown by their evaluation curves. All sands are well sorted.

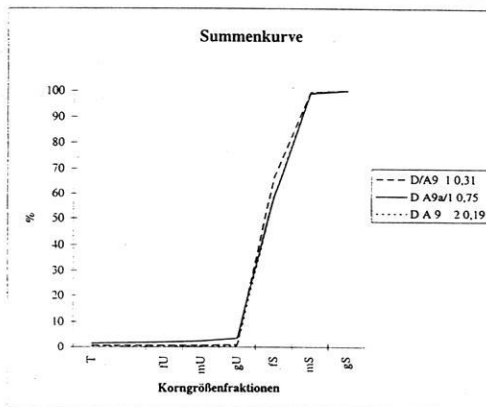
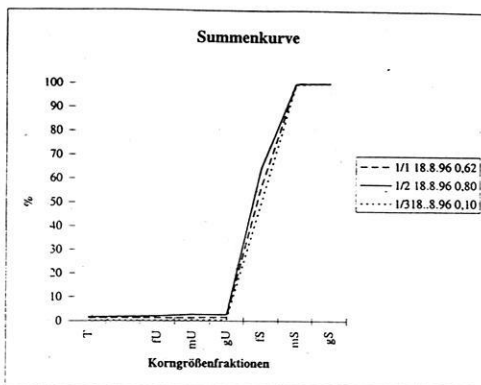
### Profil D, A 1

(Korngrößen in Prozent)

Probe	Farbe	T	fU	mU	gU	ffS	fS	mS	gS
1/1	7,5 YR 3/2	1,25	0,04	0,00	0,25	10,51	44,28	43,55	0,12
1/2	2,5 Y 4/4	1,60	0,46	0,57	0,00	14,33	47,24	35,50	0,30
1/3	2,5 Y 4/4	0,21	0,13	0,01	0,10	9,04	39,96	49,88	0,67

Probe	pH	CaCO <sub>3</sub>	EC	Humus	C org.	N	C/N
	(CaCl <sub>2</sub> )	%	[μS]	%	%	%	: 1
1/1	7,65	1,86	42,50	0,22	0,13	0,01	9,06
1/2	7,59	1,43	34,20	0,44	0,26	0,03	9,40
1/3	7,83	5,27	100,2	0,44	0,25	0,02	11,63

Probe	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	K <sub>2</sub> O	Mg <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>
	ppm	mg/100g	ppm	ppm	mg/100g	ppm	mg/100g
1/1	28,38	2,12	0,00	45,80	5,53	11,02	1,10
1/2	21,42	1,60	4,56	24,30	2,93	20,91	2,09
1/3	42,80	3,20	3,01	27,30	3,30	12,93	1,29



Um diese Frage zu klären, wurden an einer Anzahl von Dünen sandproben **Pollenanalysen** durchgeführt. Nach Auskunft von Herrn Dr. STUMBÖCK von unserem Institut, der die Analysen dankenswerterweise vornahm, sind folgende Aussagen zu treffen:

- Generell ist der Pollengehalt der Proben sehr niedrig, mit Ausnahme einiger jungholozäner Torfsedimente auf jungen Flußablagerungen. Die Pollen der Dünen sandproben, ebenso der Torfproben lassen ein Vegetationsbild entstehen, das mit dem heutigen fast identisch ist. Die alten Dünen sande beispielsweise enthalten nur wenige Baumpollen von *Betula*, *Larix*, *Picea* und *Pinus*; die meisten Pollen repräsentieren eine typische Steppenvegetation (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*, *Cyperaceae*, *Poaceae* u.a.). Da die Sande in einer Trockenperiode mit geringer Vegetationsbedeckung abgelagert worden sein müssen, ist dies nicht verwunderlich. Die meisten Pollen befinden sich infolge von Oxidation in einem schlechten Erhaltungszustand und sind daher häufig schwer zu bestimmen.
- Die Pollen, die aus den inkrustierten Pflanzenstengeln und Wurzelröhren (Cca-Horizont) durch Weglösen des Kalkes gewonnen werden konnten, besitzen dagegen einen sehr guten Erhaltungszustand. Sie zeigen jedoch das gleiche Pollenspektrum wie die übrigen Proben. Hinweise auf eindeutig feuchtere Perioden ergeben sich nicht.
- Offen bleibt demnach die Aussage über die Vegetationsbedeckung zur Zeit der Feuchtperioden während der beschriebenen hohen Seespiegelstände. Pollenreiche terrestrische Sedimente aus jenen Zeiträumen wurden bisher nicht gefunden; die Untersuchung der Seekreiden beispielsweise kann nur eine Aussage über die Vegetationsverhältnisse am früheren Seeufer ermöglichen und sagt wenig über das Hinterland aus.

Am mittleren Chusutuin Gol (= Host Gol), ca. 6 km östlich des Bajan Nuur, wurde ein großes Dünenprofil (D, A7) (Abb. 10, Photo 4) aufgenommen. Das ca. 50 m tief in die Altdünen eingeschnittene Kerbtal des wasserreichen Baches öffnet sich hier zu dem etwa 15 x 10 km großen Becken des Bajan Nuur. In einer Höhe von 20 m über dem Flußbett, d.h. 48 m über dem Seespiegel des Bajan Nuur, wurde ein Seekreideband näher untersucht (NAUMANN & WALTHER 1998). Pflanzenreste ergaben ein <sup>14</sup>C-Alter von 9 690 ± 60 B.P. (UtC-5730) (Photo 5). Etwa 300 m südlich des Aufschlusses liegen auf einer Verebnung der Altdünen in gleicher Höhe ebenfalls Reste von Seekreiden, die gegenwärtig einer starken Deflation ausgesetzt sind. Schneckenschalen ergaben ein <sup>14</sup>C-Alter von 11 230 ± 60 B.P. (Beta-99141). Da es sich in beiden Fällen eindeutig um Seeablagerungen handelt, muß zwischen 11 230 und 9 690 B.P. ein Seespiegel in völlig unerwarteter Höhe von 48 m über dem heutigen Bajan Nuur angenommen werden. Über die Höhe der Jahresniederschläge der damaligen Zeit, ebenso über die Zirkulationsverhältnisse läßt sich nur spekulieren.

Ein Problem besonderer Art wirft dieser hohe Seespiegelstand auch deshalb auf, weil es Schwierigkeiten bereitet, eine Barriere zu finden, die den Bajan Nuur an seinem Ausfluß im Norden abgedämmt haben könnte. Das Tal des ständig wasserführenden Choid Gol ist 2–3 km breit und ca. 7 km lang und besitzt an keiner Stelle eine Gebirgsbarriere. Die auf der russischen geologischen Karte 1 : 1,5 Mio. (MARINOV et al. 1997) eingezeichnete Hauptverwerfungslinie verläuft in SSW–NNE-Richtung und damit talparallel. Ein junger Versatz quer zur Abflußrichtung des Flusses kommt daher nicht in Frage. In der Region sind andererseits starke Erdbeben bekannt. Eine Abdämmung durch hohe Dünen, die das Tal in W–E-Richtung queren, könnte zwar in Frage kommen und wird auch nach WALTHER et al. (1998a, b) postuliert; die meist aktiven Dünen erreichen jedoch gegenwärtig nur Höhen von max. 25 m über dem Flußbett. Bewachsene Altdünen kommen nur am Talrand vor; ihre Höhen liegen durchweg unter 50 m. Da sich somit keine eindeutigen Beweise für einen vorzeitlichen, hohen Dünenriegel finden lassen, ist der Schluß naheliegend, daß der Bajan Nuur zur damaligen Zeit über die breite Talpforte mit der Talebene des Narijn Gol und Tesijn Gol und somit dem Uws Nuur in Verbindung stand. Dessen Seespiegel müßte demnach um 220 m (!) über dem heutigen Seespiegel von 760 m Meereshöhe gelegen haben. Außerdem hätte dann die Ausdehnung des Paläo-Uws Nuur ein Vielfaches der heutigen See fläche betragen. Das Fehlen von Belegen in der Umgebung des Uws Nuur für einen Spiegelstand in 980 m Höhe läßt die Beweisführung jedoch offen (WALTHER et al. 1998a, b). Hingegen enthält die russische geomorphologische Karte der Mongolei 1 : 1,5 Mio. (Autorenkollektiv 1989) klare Eintragungen über quartäre Seespiegelstände des Uws Nuur in 900 und sogar 1 180 m Höhe. Selbst wenn die Belege dafür aus dem Uws Nuur-Becken zur Zeit noch unbekannt sind und nach M. WALTHER äußerst fraglich erscheinen, unterstützen sie die geäußerte Hypothese, denn ähnlich hohe Seespiegelstände sind in der Karte auch für die großen Seebecken bei Hovd, südlich des Uws Nuur eingezeichnet. Es ist anzunehmen, daß sich diese auf Feldbefunde stützen. Höhere pleistozäne Seespiegelstände werden auch aus der Inneren Mongolei (V.R. China) beschrieben, so etwa in jüngster Zeit von HOFMANN 1993, 1996 und PACHUR et al. 1995.

Noch größere Schwierigkeiten ergeben sich bei der Deutung des erwähnten lakusten Kalksandstein-Vorkommens im oberen Chusutuin Gol in 81 m Höhe über dem Seespiegel des Bajan Nuur, das am Ende der Feldarbeiten 1997 gefunden wurde. Diesem entsprechen vereinzelte Reste von Seekreidevorkommen im Oberlauf der Schluchten des kleinen Gebirgsmassivs westlich des Bajan Nuur, die aber bislang noch nicht näher bestimmt worden sind. Sie werden auf mehr als 20 000 B.P. geschätzt.

Welch große Fluktuationen des Seespiegels des Bajan Nuur im Hoch- und Spätglazial sowie im Holozän möglich sind, belegen Bohrungen in der Seemitte, die 1996 von Walther und Mitarbeitern mit Hilfe einer schwimmenden Bohrplattform vorgenommen wurden. An der Basis von

zwei, mehrere Meter langen Bohrkernen aus der Seemudde wurde Holz gefunden, das nach Meinung der Bearbeiter nur bei einem fast völlig ausgetrockneten Seebecken dorthin gelangt sein konnte und, noch bevor sich das Seebecken wieder mit Wasser füllte, von Feinsediment überdeckt worden sein mußte. Die Holzkohle ergab in einem Fall ein Alter von  $13\,210 \pm 90$  B.P. (Beta-101483). Um jene Zeit, d.h. unmittelbar vor der Periode des extremen Seespiegelhochstandes, gab es demnach einen ebenso

extremen Seespiegeltiefstand des Bajan Nuur, der sich nur mit einem ariden Klima in Zusammenhang bringen läßt. Es ist zu vermuten, daß um die gleiche Zeit auch der riesige Uws Nuur einen Tiefstand hatte, was bei seiner geringen heutigen Tiefe von 20 m bedeuten könnte, daß er ebenfalls völlig ausgetrocknet war. Der kleine, ca. 11 km lange und 2 km breite Bajan Nuur ist heute immerhin 29 m tief (WALTHER 1998a, b und NAUMANN & WALTHER 1998).

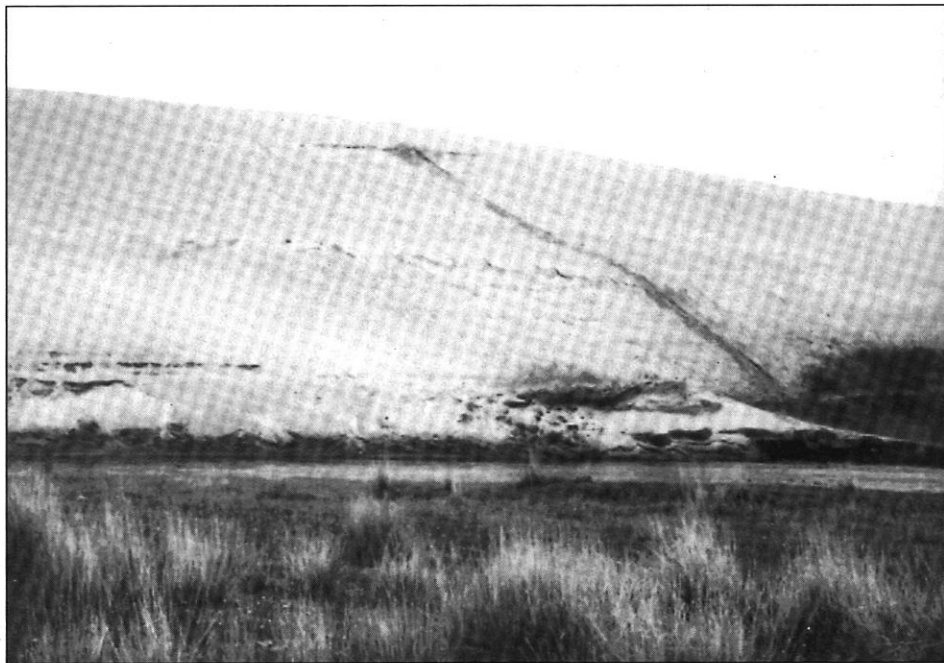


Photo 4: Großer, 20 m hoher Aufschluß auf der linken Seite des Chusutuun Gol (Host Gol), 6 km östlich des Bajan Nuur in 960 m Höhe. Dem Hangfuß aus altem Dünensand ist die sehr junge 4 m-Terrasse vorgelagert, die ausgeprägte Kryoturbationen aufweist. In der Mitte des Aufschlusses streicht eine lacustrine Kalksandsteinbank aus, die einen Vorsprung bildet. Sie überlagert eine fluviale Serie mit Lagen aus Granitkies (die nur undeutlich zu erkennen sind). Das Profil wird durch ein weißes Seekreideband abgeschlossen, das Pflanzenreste mit einem Alter von  $9\,960 \pm 60$  B.P. (UtC-5730) enthält. Diese Schicht liegt 48 m über dem heutigen Seespiegel des Bajan Nuur (Photo: GRUNERT 8/96).

Photo 4: Large site, 20 m high, on the left bank of the Chusutuun Gol (Host Gol), 6 km east of the Bajan Nuur at 960 m a.s.l. The old dune sand at the foot of the site is covered by the very young 4 m-terrace which has been affected by cryoturbations. The outcrop in the middle of the site represents a lacustrine carbonate-rich sediment which overlies thin beds of granite gravel (not clearly visible). The top of the site is formed by a white, pure carbonate layer with relics of plants in it ( $9\,960 \pm 60$  B.P. - UtC-5730). This layer is situated 48 m above the present lake level of the Bajan Nuur (photo: GRUNERT 8/96).



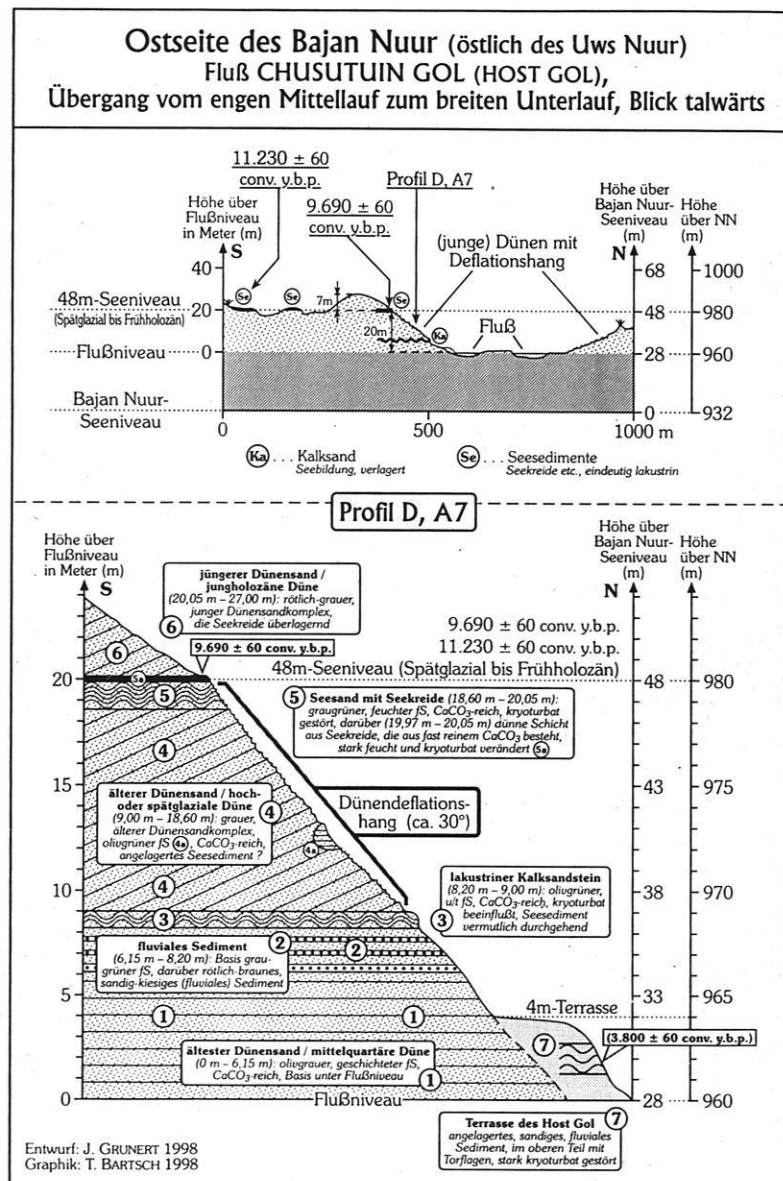


Abb. 10: Großer Aufschluß an einem Dünenhang 6 km östlich des Bajan Nuur, am Mittellauf des Flusses Chusutuun Gol (Host Gol) in 960 m Meereshöhe, d.h. 28 m über dem Seespiegel des Bajan Nuur. Der obere Teil des Profils (9–24 m) repräsentiert das Spät- und Postglazial sowie das Holozän. Der lakustre Kalksandhorizont in 8–9 m Höhe kann bislang nicht datiert werden. Seine Basis bildet ein fluviales sandiges Sediment, das dünne Lagen von Granitkies enthält. Diese sind mit den Kies des Baruunturuun Gol identisch und belegen damit den durchgehenden, wahrscheinlich hochglazialen Flußlauf, der vor der Abdämmung durch das Dünenfeld bestand. Der Sockel des Profils (0–6 m) besteht aus alten, möglicherweise mittelquartären Dünenansanden. Die angelagerte 4 m-Terrasse korrespondiert mit dem mittelholozänen 4,40 m-Spiegelstand des Bajan Nuur (NAUMANN & WALTHER 1998 und WALTHER et al. 1998a, b).

Fig. 10: A large site on a steep dune slope on the left bank of the Chusutuun Gol (Host Gol) river, 6 km east of Bajan Nuur lake, at 960 m a.s.l., which is 28 m above the present lake level of the Bajan Nuur. The upper part of the profile (9–24 m) represents the late- and post-glacial periods and the Holocene. There is unfortunately no date available from the lacustrine, sandy carbonate horizon at 8–9 m. It overlies a fluvial, sandy sediment with interbedded thin layers of granitic gravel. This gravel is identical with the gravels of the Baruunturuun Gol and can therefore be taken as proof that an old, probably high-glacial river valley existed before it was blocked by the dune field. The base of the profile (0–6 m) comprises presumably middle Quaternary dune sands. The very young 4 m-terrace corresponds to the mid-Holocene 4.40 m-lake level of the Bajan Nuur (NAUMANN & WALTHER 1998 and WALTHER et al. 1998a, b).

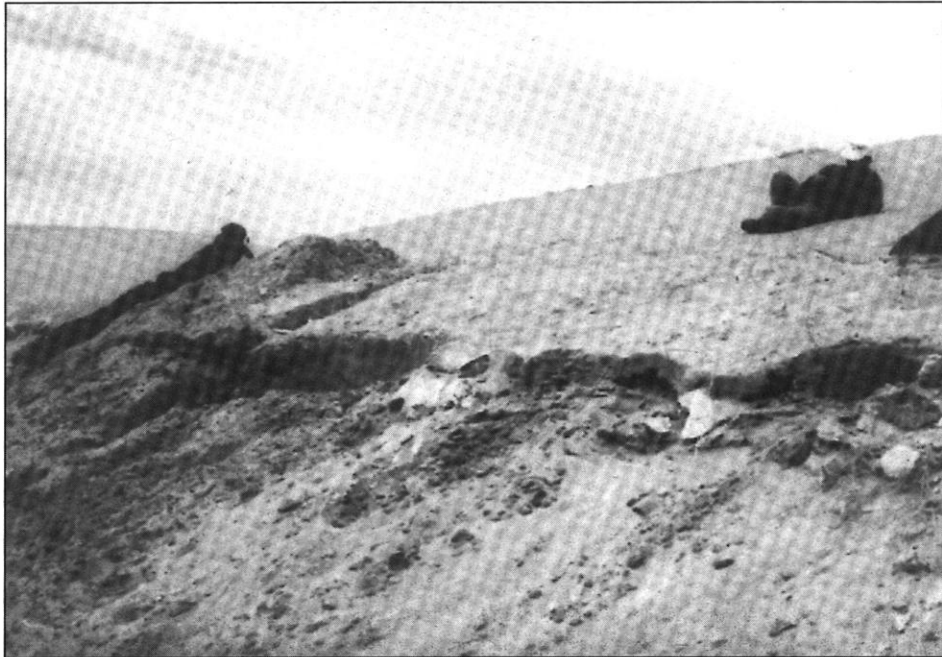


Photo 5: Detailaufnahme des Seekreidebandes, das krypturbar gestört ist. Etwa 300 m entfernt von dieser Stelle befindet sich im gleichen Niveau ein Seekreiderest, der zahlreiche Schneckenschalen enthält. Sie ergaben ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $11\,230 \pm 60$  B.P. (Beta-99141) (NAUMANN & WALTHER 1998). Das Alter wird als etwas zu hoch angesehen (Photo: GRUNERT 8/96).

Photo 5: Detailed view of the pure carbonate layer which shows cryogenic deformations. Some 300 m away and at the same level, a relic of lacustrine carbonate containing mollusc shells has been found. They yielded a higher  $^{14}\text{C}$ -age of  $11\,230 \pm 60$  B.P. (Beta-99141) (NAUMANN & WALTHER 1998) which is considered to be too high (photo: GRUNERT 8/96).

Aus diesen Befunden ergibt sich die Beantwortung der eingangs gestellten **Frage nach dem Alter des Dünenfeldes**. Mit großer Wahrscheinlichkeit wurde es im Zeitraum vor 13 000 B.P. aufgeweht, in einer Trockenperiode, die aus allen Teilen Zentralasiens bekannt ist. Nach Angaben verschiedener Autoren (FRENZEL 1994, HÖVERMANN & SÜSSENBERGER 1986, LEHMKUHL 1995 u.a.) begann sie zwischen 20 000 und 18 000 B.P. und damit noch im Hochglazial. Für jenes wird in den zentralasiatischen Hochgebirgen, so auch im Charchira, eine nennenswerte Vergletscherung bei einer Schneegrenzdepression von bis zu 700 m angenommen (LEHMKUHL 1998 a, b; RICHTER 1961). In den Tälern des Charchira reichten die damaligen Gletscher bis 2 000 m herunter, was im Sommer zu einem hohen Schmelzwasseranfall geführt haben muß. Dies trug sicher wesentlich zur Ernährung des Uws Nuur bei, der nach WALTHER & NAUMANN

(1997) dadurch einen um 12 m höheren Wasserstand als heute erreichen konnte. Außerdem wird in der gleichen Arbeit von einer starken Ausbreitung der geröllreichen Sedimente am Gebirgsfuß des Charchira berichtet. Die ausgedehnten Schwemmfächer stellen das sogenannte P1-Niveau dar.

Die außergewöhnliche Dynamik bei der Aufwehung des Dünenfeldes geht unter anderem daraus hervor, daß bestehende Flußläufe, wohl auch infolge zu geringer Wasserführung, zugeweht und damit auf Dauer blockiert wurden. Ein spektakuläres Beispiel hierfür ist der Lauf des Baruntuun Gol, der beim Auftreffen auf das Dünenfeld gestaut und nach Westen umgelenkt wurde. Einen ähnlichen Fall beschreiben z.B. HÖVERMANN & HÖVERMANN (1991) aus dem Vorland des 2 000 km südlicher gelegenen Kunlun-Gebirges.

### 3. Spätglaziale und holozäne Klima- und Landschaftsentwicklung im Uws Nuur-Becken, ein vorläufiges Modell (Abb. 11)

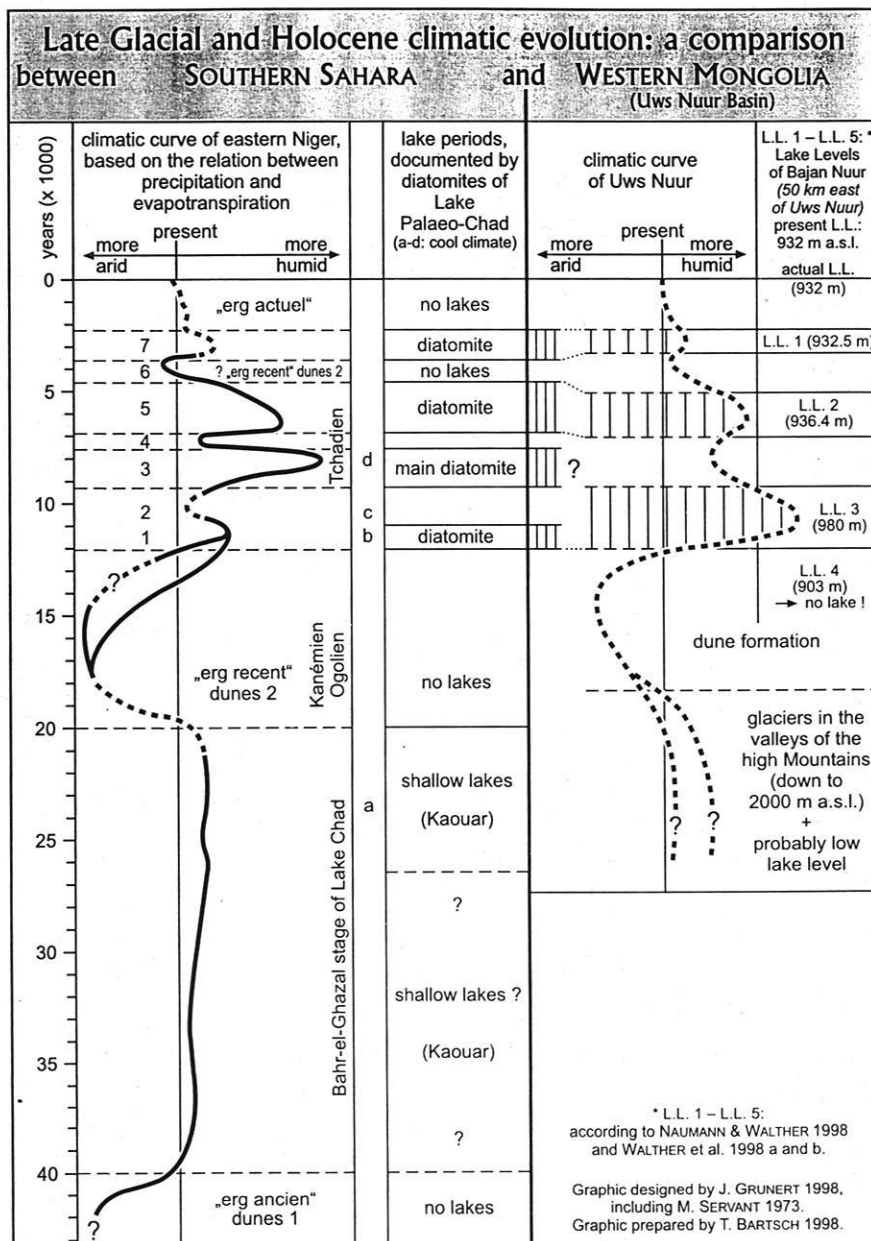


Abb. 11: Erster Versuch einer Klimarekonstruktion des Spätglazials und Holozäns im Gebiet des Uws Nuur-Beckens und der Vergleich mit der gut abgesicherten Klimakurve des Tchad-Beckens der Südsahara.

Fig. 11: Preliminary reconstruction of climate in the area of the Uws Nuur basin during the late- and post-glacial periods and the Holocene. Comparison with the reliable climatic curve of the Chad basin (southern Sahara), 12° north of the equator.



### 3.1. Zeitschnitt 20 000 B.P.

Am Ende der letzten Eiszeit, um 20 000 B.P., waren die hohen Gebirge am Rande des Uws Nuur-Beckens mehr oder weniger stark vergletschert. Nach LEHMKUHL (1998a) reichten die eiszeitlichen Gletscher am Charchira bis etwa 2 000 m herab. Die Gletscher enden dort heute in 3 000 m. Mögliche Vergletscherungsspuren konnten auch bei einer Wanderung auf das nur etwa 2 400 m hohe Gebirgsmassiv bei Malchin, östlich des Charchira-Gebirges festgestellt werden. Daraus würde sich aber eine eiszeitliche Schneegrenzdepression von über 1 000 m ableiten lassen, was als unwahrscheinlich gilt (LEHMKUHL 1998a).

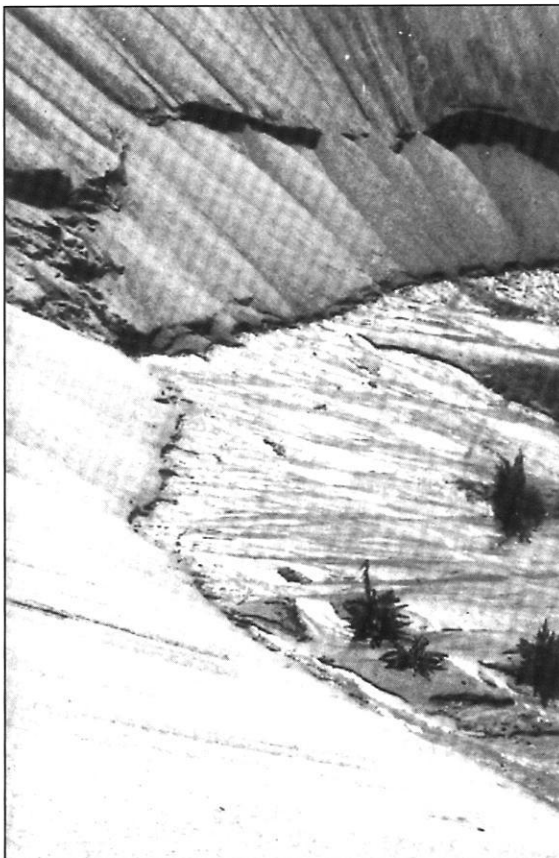


Photo 6: Quelltrichter des Chusutuun Gol (Host Gol) am Fuß einer 70 m hohen Altdüne in ca. 1 000 m Höhe. Die Quellschüttung betrug im August '97 ca. 0,5 m<sup>3</sup>/s. Das Wasser stammt vom Bruunturuun Gol, der beim Auftreffen auf das Dünenfeld, ca. 15 km von dieser Stelle entfernt, versickert. Der Höhenunterschied beträgt ca. 100 m (Photo: GRUNERT 8/96).

Photo 6: The valley head of Chusutuun Gol (Host Gol) situated at the base of a 70 m high fossil dune (about 1 000 m a.s.l.). The water discharge in August '97 was estimated at about 0.5 m<sup>3</sup>/s and comes from the Bruunturuun Gol which runs dry when striking the dune field some 15 km to the southeast. The difference in altitude is about 100 m (photo: GRUNERT 8/96).

Am Baruunturuun Gol wurde zeitgleich eine hohe glazifluviale Terrasse aus grauen, stellenweise kryoturbar gestörten Granitkiesen aufgeschüttet. Sie stellt die Niederterrasse dar. Am Gebirgsaustritt bei dem Ort Baruunturuun erreicht sie etwa 10 m Höhe und geht in einen ausgedehnten Schwemmfächer über (P1-Niveau). Etwa 1 km vor dem großen Dünenzug taucht er unter das heutige Flußbett ab. Diese Situation kann nur mit einem späteren Aufstau des Flusses durch die Dünen erklärt werden. Der niederterraszenzeitliche Baruunturuun Gol zog offenbar ungestört unter dem Dünen Gürtel hindurch, der zu jener Zeit in diesem Bereich unterbrochen oder möglicherweise noch gar nicht vorhanden war. Im Chusutuun Gol (= Host Gol) auf der anderen Seite des Dünenzuges, der in einem tiefen Quelltrichter entspringt und die Fortsetzung des Baruunturuun Gol nach Nordwesten darstellt, treten die Granitkiese im Flußbett sowie als Streu auf einer 4 m- und 10 m-Terrasse aus geschichtetem Dünen sand wieder zutage (Photo 6). Die flachen, auffallenden Kiesbänke im Flußabschnitt 6 km östlich des Bajan Nuur liegen 28 m über dem Seespiegel (932 m). Weiter flußab sind sie offenbar von verschwemmtem Dünen sand überdeckt worden. Aus diesem Fund ist zu schließen, daß der Chusutuun Gol ein normaler Zufluß des Bajan Nuur-Sees war, dessen Spiegel vor der Aufwehung des Dünenfeldes sicher etwas höher lag als heute, höchstens jedoch 28 m höher, wenn man das tiefste, nachgewiesene Vorkommen der Granitgerölle als Maßstab nimmt.

### 3.2. Zeitschnitt 13 000 B.P.

Nach Bohrkernen vom Seeboden des Bajan Nuur mit datierter Holzkohle war der See in der Zeit um 13 000 B.P. offenbar völlig ausgetrocknet (NAUMANN & WALTHER 1998). Der See besitzt heute einen normalen wasserreichen Abfluß von ca. 2 m<sup>3</sup>/s (Aug. 1997) und ist max. 29 m tief.

### 3.3. Große Trockenperiode 20 000 – 13 000 B.P.

Der Rückgang der Gletscher in den Gebirgen vermutlich bald nach 20 000 B.P. ging parallel mit einer Zunahme der Trockenheit. In jener Zeit sank offenbar der Seespiegel des Bajan Nuur ab, bis es schließlich zur völligen Austrocknung des Sees kam (ca. 13 000 B.P.). Übertragen auf den großen Uws Nuur, der nur 20 m tief ist, kann dies bedeuten, daß auch der Uws Nuur austrocknete und der Seeboden von heute etwa 70 x 50 km Ausdehnung weitgehend trockenfiel. Dabei wurde vermutlich viel feiner, karbonatreicher Sand ausgeweht und östlich des flachen Uws Nuur-Beckens abgelagert. Es entwickelte sich der Dünen gürtel, der im Laufe der Trockenperiode die vom Chan Chochchin-Nuruu-Gebirge herabkommenden Fluß-

läufe, wie den Baruunturuun Gol, überwehte und dadurch zu einer Laufänderung parallel zum Dünenfeld zwang.

### 3.4. Zeitschnitt 11 300 B.P.

Nach einem  $^{14}\text{C}$ -Datum von Schneckenschalen aus einem 48 m über dem heutigen Bajan Nuur-Seespiegel gelegenen Seekreiderest im Tal des Chusutuin Gol (Abb. 10, Profil D, A7) muß der Bajan Nuur um die damalige Zeit einen Höchststand von 48 m erreicht haben. Der Spiegel lag demnach in 980 m ü.NN. Nach Funden von lakusten Kalksandsteinen im oberen Chusutuin Gol im Sommer 1997 lag ein noch älterer, mehr als 20 000 Jahre alter Seespiegel sogar 81 m höher als der heutige, d.h. in 1 013 m ü.NN (NAUMANN & WALTHER 1998).

### 3.5. Große Pluvialzeit 11 230–9 690 B.P.

In dieser Periode muß eine starke Zunahme der Feuchtigkeit bzw. der Regenfälle angenommen werden. Die Periode kann als warme „Pluvialzeit“ aufgefaßt werden, da bisher keine Anzeichen einer zunehmenden Vergletscherung beobachtet wurden. Der um 13 210 B.P. ausgetrocknete See Bajan Nuur füllte sich wieder mit Wasser; sein Seespiegel stieg bis 11 230 B.P. sogar auf die beachtliche Höhe von 980 m ü.NN. In diesem Stadium könnte über das breite Tal des den See nach Norden entwässernden Hoid Gol eine Verbindung zum großen Uws Nuur bestanden haben. Bei angenommenen 980 m Seespiegelhöhe hätte der dann riesige Uws Nuur-See eine Tiefe von 220 m gehabt, was einen großen Kontrast zu dem heute nur 20 m tiefen Seebecken darstellte. Der Spiegel des Sees liegt in 760 m ü.NN.

Die höheren Niederschläge mußten sich in einer Verdichtung der Vegetation ausgewirkt haben, eine Annahme, die die bisher durchgeführten Pollenanalysen erlauben. Nicht jedoch bestätigte sich die Vermutung einer Zunahme des Baumbestandes (*Larix*, *Pinus*) auf dem Dünenfeld infolge eines Absinkens der unteren Waldgrenze. Ebenso unsicher sind die Anzeichen für eine stärkere Bodenentwicklung während dieses Zeitraumes. Kalkkonkretionen im tieferen Teil des Profils auf Altdünensanden lassen sich zwar pluvialzeitlich deuten; sie werden aber heute nachweislich weitergebildet und sind daher keinesfalls fossil. Auch die Profilmächtigkeit und -farbintensität sind keine eindeutigen pluvialzeitlichen Indikatoren. Die Frage nach dem Grad der Feuchtigkeit in der Zeitspanne von 11 230–9 690 B.P. läßt sich daher nicht befriedigend beantworten. Sicher ist nur soviel, daß auf den Seehöchststand von 980 m eine Regression als Ausdruck trockener Klimabedingungen folgte. Über den Grad der Trockenheit läßt

sich ebenfalls nur spekulieren. Die Niederschläge dürften jedoch deutlich höher gelegen haben als während der Periode von 20 000–13 000 B.P.

### 3.6. Kleine Pluvialzeit 7 000–5 000 B.P.

Im Holozän traten weiterhin Feuchteschwankungen auf, die aber nicht mehr das Ausmaß der Feuchteperiode von 11 230–9 690 B.P. erreichten. Die mittelholozäne Feuchteperiode wird nach einigen vorliegenden  $^{14}\text{C}$ -Daten dem Zeitraum zwischen etwa 7 000 und 5 000 B.P. zugeordnet (NAUMANN & WALTHER 1998). Der Seespiegel des Bajan Nuur stieg erneut an, erreichte mit etwa 4,40 m aber längst nicht mehr die Höhe des Maximalstandes von 48 m (bzw. 81 m). Nach 5 000 B.P. wurde das Klima zunehmend semiarid. Dies begünstigte durch Auflichtung der vermutlich dichten Steppenvegetation offenbar die Remobilisierung von Dünen sand an exponierten Stellen.

Es kam zur Deflation mit Wannenbildung und gleichzeitiger Sandablagerung an benachbarten Stellen. Hier entwickelten sich Parabeldünen, deren Zahl sich im Jungholozän auf Kosten der Altdünenrücken offenbar ständig vermehrte (Abb. 4).

Daß sich dieser Vorgang auch gegenwärtig noch abspielt, konnte an mehreren Stellen nachgewiesen werden. Deflation hat luvseitig die Dünenflanken angegriffen und breite Wannen in den Dünenkörper geschnitten. Im Lee der Wannen wird die Hauptmasse wieder abgelagert unter Bildung 10–20 m hoher, meist parabelförmiger Dünen mit steiler, leeseitiger Flanke. Der wandernde Sand wird von einer lockeren Vegetation aus *Elymus*-Gras und niedrigen *Hedysarum*-Büschen nur unzureichend festgehalten; die Dünen sind daher keinesfalls fixiert, sondern verlagern sich, wenn auch geringfügig, unter Beibehaltung ihrer Form von Jahr zu Jahr. In ihrer Gesamtheit bilden sie ein kuppiges, unruhiges Relief, das sich scharf von dem sanftwelligen Relief der in Windrichtung angeordneten Altdünen abhebt. Aus der Ferne und aus der Luft sind sie außerdem an der hellen Farbe erkennbar, die von der nur 30–50%igen Vegetationsbedeckung herrührt. Die Altdünenoberfläche dagegen erscheint dunkel, bedingt durch die lückenlose Bedeckung mit einer dichten Steppenvegetation. Über das Alter der Parabeldünen läßt sich nur spekulieren. Vereinzelt entstanden sie sicher während des gesamten Holozäns; in größerer Zahl vermutlich aber erst im Jungholozän, ausgelöst möglicherweise durch verstärkte Beweidung nomadischer Viehherden. Jüngste Erkenntnisse aus der Nomadenforschung sprechen für einen solchen Einfluß seit gut 2 000 Jahren (J. JANTZEN, FU Berlin, freundliche mündliche Mitteilung).

## Literaturverzeichnis

- Autorenkollektiv (1989): Geomorphologische Karte der Mongolischen Republik, 1 : 1,5 Mio., Moskau.
- BARTHEL, H. (1983): Die regionale und jahreszeitliche Differenzierung des Klimas in der Mongolischen Volksrepublik. – In: BARTHEL, H. BRUNNER, H. u. HAASE, G.: Physisch-geographische Studien in Asien = *Studia geographica* 34: 3–91: Brno.
- DORDSCHGOTOV, D. (1992): Böden der Mongolei. Genesis, Systematik, Geographie, Ressourcen und Nutzung. Fakultät der Bodenleitung: Moskau.
- FRENZEL, B. (1994): Zur Paläoklimatologie der letzten Eiszeit auf dem tibetischen Plateau. – *Göttinger Geogr. Abh.* 95: 115–141.
- HAASE, G. (1983): Beiträge zur Bodengeographie der Mongolischen Volksrepublik. – Physisch-Geographische Studien in Asien = *Studia geographica* 34: 231–367: Brno.
- Hilbig, W. (1990): Pflanzengesellschaften der Mongolei. – Erforschung biologischer Ressourcen der Mongolischen VR. Bd. 8, Halle.
- HOFMANN, J. (1993): Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China). – *Berliner Geogr. Abh.* 57: Berlin
- HOFMANN, J. (1996): The lakes in the SE part of Badain Jaran Shamo, their limnology and geochemistry. – *Geowissenschaften* 14 (7–8): 275–278.
- HÖVERMANN, J. & HÖVERMANN, E. (1991): Pleistocene and Holocene geomorphological features between the Kunlun Mountains and the Taklimakan Desert. – *Die Erde, Erg. H.* 6: 51–72.
- HÖVERMANN, J. & SÜSSENBERGER, H. (1986): Zur Klimageschichte Hoch- und Ostasiens. In: *Berliner Geogr. Studien* 20: 173–186.
- JÄKEL, D. (1996): The Badain Jaran Desert: Its origin and development. – *Geowissenschaften* 14 (7–8): 272–274.
- KOWALKOWSKI, A. (1989): Genese der Braunerden und Schwarzerden nach Untersuchungen in der Mongolischen V.R. und in der V.R. Polen. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 1/89: 7–21.
- LEHMKUHL, F. (1995): Geomorphologische Untersuchungen zum Klima des Holozäns und Jungpleistozäns Osttibets. – *Göttinger Geogr. Abh.* 102: 1–184.
- LEHMKUHL, F. (1998a): Quaternary glaciations in Central and Western Mongolia. – *Quat. Proceedings* No. 6: 1–15.
- LEHMKUHL, F. (1998b): Extent and spatial distribution of Pleistocene glaciations in Eastern Tibet. – *Quaternary International*, 45/46: 123–134.
- MARINOV, N.A., ZAJCEV, N.S., Chasin, R.A. et al. (1972): *Geologičeskaja karta Mongolskoj Narodnoj Respubliki* – 1 : 500 000. Moskau.
- MURSAJEW (MURZAEW), E.M. (1954): Die Mongolische Volksrepublik (Deutsche Übersetzung): Gotha.
- NAUMANN, S. & WALTHER, M. (1998): Mittelholozäne Seespiegelschwankungen des Bajan Nuur (Nordwestmongolei). – *Marburger Geogr. Arb.* (im Druck).
- OPP, Ch. (1991): Erste Ergebnisse bodenphysikalischer, bodenchemischer und landschaftsökologischer Untersuchungen in der Mongolei. – *Mitt. der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft* 661: 197–200.
- OPP, Ch. (1994): Böden und Bodenprozesse in der Mongolei, Zeugen des Klima- und Nutzungswandels in Zentralasien. – *Geowissenschaften* 12 (9): 267–273.
- PACHUR, H.J., WÜNNEMANN, B. & HUCAI ZHANG (1995): Lake evolution in the Tengger Desert, Northwestern China, during the last 40 000 years. – *Quat. Res.* 44: 171–180.
- RICHTER, H. (1961): Klimamorphologische Höhenstufen des zentralen Changai in der Mongolischen Volksrepublik. – *Geographische Berichte* 20/21: 162–168.
- SELIVERSTOV, J.P. (1989): Geomorphologische Systeme des nördlichen Uws Nuur-Gebietes und ihre raum-zeitliche Organisation. – In: *Sovetsko-mongol'skij eksperiment „Uws Nuur“* (Sowjetisch-mongolisches Experiment „Uws Nuur“). *Mongostoronnee sovescanie stran-clenov SEV* (Mehrseitige Beratung der RGW-Mitgliedsländer). Kysyl. Kurzfassungen der Vorträge (in russ. Sprache). Puscino.
- TRETER, U. (1996): Gebirgs-Waldsteppe in der Mongolei. – *Geogr. Rundschau* 11: 655–661: Braunschweig.
- VÖLKEL, J. & GRUNERT, J. (1990): To the problem of dune formation and dune weathering during the Late Pleistocene and Holocene in the southern Sahara and the Sahel. – *Z. Geomorph. N.F.* 34: 1–17.
- WALTHER, M. & NAUMANN, S. (1997): Beobachtungen zur Fußflächenbildung im ariden bis semiariden Bereich der West- und Südmongolei (Nördliches Zentralasien). – *Stuttgarter Geogr. Studien* 126. Stuttgart: 154–171.
- WALTHER, M. & MITARBEITER (1998a und b): Klimagesteuerte Seespiegelschwankungen im Bajan Nuur Becken (a) und Seespiegelschwankungen am Uws Nuur (NW-Mongolei) (b). Poster auf dem 2. Mongolei-Workshop der Uws Nuur-Gruppe im März 1998 in Erlangen.

*Anschrift der Autoren:*

Prof. Dr. Jörg Grunert & Michael Klein, Geographisches Institut der Johannes Gutenberg Universität Mainz, Becherweg 21, D-55099 Mainz.

## Surface building forms in Northeast China around 2 000 B.C. Walls: Communities make themselves visible

Mit 13 Abbildungen und 1 Karte

JIN GUIYUN & MAYKE WAGNER

Berlin

**Zusammenfassung:** Im 3. Jt.v.Chr. begann in Nordostchina (Osteil der AR Innere Mongolei, Provinz Liaoning, Norden der Provinz Hebei) die Kupfersteinzeit. Die Siedlungen dieser Zeit liegen auf der Wirtschaftsfläche der Flußtäler, auf höheren Flußterrassen, auf geebneten Hügelkuppen, an Berghängen und auf Bergplateaus. Sie sind im Unterschied zu denen im Lößgebiet zu einem Teil noch heute an der Oberfläche sichtbar, denn ihre Befestigungs- und Hausmauern sind in vielen Fällen aus Stein, aus Stampflehm mit Steinverblendung oder massiven Stampflehm packungen. In geomorphologisch definierten Kleinregionen bilden sie Netzwerke mit wahrscheinlicher Funktionsteilung zwischen zentralen Orten, Wachburgen und Ritualplätzen. Die meisten untersuchten befestigten Plätze sind Neugründungen. Zugehörige Grabinventare verstärken den Eindruck, daß es sich bei den Siedlern um Kolonisten aus benachbarten Gebieten handelt. Für Aussagen über die innere Struktur der Plätze mit Befestigungsmauern und damit verbunden über ihren möglichen städtischen Charakter liegen heute noch nicht genügend Grabungsbefunde vor.

**Summary:** The Copper-Stone Age began in NE China (the eastern part of the AR Inner Mongolia, Liaoning Province, the northern part of Hebei Province) during the third millennium BC. The settlements of this period are located on arable areas of the river valleys, higher-lying fluvial terraces, level hilltops, mountain slopes and plateaux. In contrast to those in the loess region, these settlements are still partly visible on the surface, many of their defensive and house walls being made of stone, stamped loam with stone facing, or solid stamped loam. In geomorphologically defined microregions they form networks probably with a functional separation between central places, forts and burial sites. Most of the fortified sites were newly founded. The burial gifts found there confirm the impression that the settlers were colonists from neighbouring regions. At the present time not enough excavation results are available to enable conclusions to be drawn about the internal structure of the walled settlements nor about their possible town status.

## 1. Introduction

The third millennium BC in the territory of the People's Republic of China belongs to one of the most creative epochs in the history of civilisation with the typical dynamism of a formation phase, occurring as it does shortly before the consolidation of advanced civilisation in China. According to the archaeological periodisation in China it is the transition phase from the Neolithic to the Bronze Age or also the Copper-Stone Age. Historico-culturally it is the phase in which the genesis of advanced Chinese civilisation took place, historiographically the era of the mythical emperors and culture heroes and of the dynasty *Xia* of the legends, for which a reign from 2205 to 1767 BC was reported by Sima Qian (ca. 145–180 BC) in the *Shiji* (Annals of a Historian). The emergence of writing and metallurgy as well as of densely structured and interconnected polities and the construction of settlements with defensive walls in different areas of the country occurred during this period. Northeast China was not excluded from this period of upheaval and new beginning.

In the last few years the walled settlements on the north-western edge of the loess belt (in the eastern part of present day Inner Mongolia, the western part of Liaoning Province and the northern part of Hebei Province), have become the focus of archaeological and historico-cultural interest. In general these settlements are attributed to the archaeological culture „Lower Xiajiadian“. Their precise dating has not yet been ascertained. However, the dates preferred by the various „schools“ in China lie between the second half of the third millennium BC and the beginning of the second millennium BC. This uncertainty regarding their age is mainly a result of the fact that only a few sites have been excavated enough to provide meaningful conclusions and that therefore too few scientific dates are available. A further factor which restricts objective discussion and burdens it with emotion is the interpretation of these sites as „towns“ and the associated concepts of „state“ and „civilisation“. An early dating of „towns“ and therefore statehood and civilisation in the southern catchment area of the Liao He would stand in the way of the paradigm, historiographically proscribed (see FALKENHAUSEN 1993, Historiography) and maintained up to the present for ideological reasons (see TONG 1995, Chinese arch), of the genesis of an advanced civilisation in and around the lower Huang He, which spread out in waves to the periphery. Of little use for a clear-sighted, detached evaluation of the archaeological finds is the currently observable regionalism (see FALKENHAUSEN 1995, Regionalism), which is not a para-

digim change but a reversion to the theories of monolinear evolution and centrifugal diffusion. This claim is made for several sites which previously were viewed as peripheral. By making the historical texts hermeneutically accessible and misusing archaeological sources as „evidence“ regionalism has not implemented any new methods.

The relocation of the domains of the five mythical emperors and with them the origin of the Shang Dynasty to Northeast China (see FALKENHAUSEN 1995, Regionalism, 214) in the course of this „multinuclear centralism“ is archaeologically justified by the find of a complex with several rooms which have been interpreted as a „temple“, because the building rubble contained parts of life-sized statues of women, and because graves with lavish jade burial gifts beneath stone tumuli have been discovered close by and partially excavated. The development of anthropomorphical idols, rituals for the remembrance of the dead, which influence the construction of graves, as well as a distinct, canonised belief in the hereafter which defined the form and quantity of the objects which accompanied the dead, may have been elements of an advanced culture, but these factors alone are not sufficient to ascertain and understand a form of statehood existing in this region more than 5 000 years ago.

The unavoidable paradigm change in research on Chinese archaeology requires new strategies for the interpretation of prehistoric, buried antiquities at all levels and a comprehensive revision of terminology. Even at the most general level of communication there are difficulties of understanding: in China finds are mainly classified into archaeological cultures, but also culture systems and (local or temporal) variants. There is general agreement that 'cultural system' *wenhua xitong*, 'culture' *wenhua* and 'variants' *leixing* are graded hierarchically, yet there exists no objective, generally binding criteria which determine whether a set of remains is classified as part of a cultural system, a culture or variant. The usage of the respective termini by an author signals his or her individual theoretical approach and preferred model of interpretation. Consequently, with the growth of regionalism many variants have been upgraded to cultures and new cultures have been defined.

In the following contribution these categories play only a subsidiary role, although some lines of questioning from the field of settlement studies are taken up and investigated from different points of view.

## 2. The archaeological findings

The settlement buildings of the third millennium BC in northeast China are, in contrast to those in the loess region, partially visible on the surface, as in many cases their defensive and house walls consist of stone.

The most northerly defensive walls of the third millennium BC in China lie between 42 and 43 degrees of latitude and 117 and 122 degrees east, that is in the southern catchment area of the Xar Moron / Xi Liao river (see map).

As far as it is possible to ascertain from the available material, most known defensive walls in the valleys of the rivers Yin, Yingjin and Zhaosu in the nearer surroundings of Chifeng consist of natural stone with or without a stamped loam core<sup>1</sup>. Their number is large but has yet to be precisely determined. XU Guangji mentioned in his report on the inspections carried out during the first part of the 1970s that along the Yin He and the Yingjin He alone 64 settlements with stone walls have been registered (XU GJ 1986, stone walls). In most cases they lie on the southern exposition of mountain ridges or on level hilltops or prominent plateaus with an altitude of between 700 and 900 meters, i.e. 30 to 70 meters above the river bed. He did not find them in loose succession along river banks but in three groups located in each case around larger sites of about 100 000 square meters.

GUO Dashun, a former director of the Archaeological Institute of Liaoning Province, is of the opinion that, based on their position in the terrain and the function stemming from this, it is possible to distinguish five categories of sites in the area of Liaoning:

1. fortified settlements on low lying ground in the vicinity of the river bed, ie on the arable ground of the valley (mostly with walls of stamped loam);
2. on older, higher lying river terraces and on side arms of the main river (mostly with stone walls);
3. on hilltops which were levelled before being built upon;
4. on slopes between erosion gullies;
5. on high plateaus (GUO 1995, Lower XJD, 167).

The depth of each culture layer decreases with increasing altitude. Further, GUO has observed different types of groupings of these fortified sites:

1. two „raised settlements“ intentionally located directly opposing one another on opposite sides of a river;
2. two sites forming a closed ensemble consisting of an upper and lower fort;
3. several sites surrounding the entrance of a side valley into the main valley; or
4. in a subregion with a central location surrounded by a crown of smaller (partially unfortified) rural settlements on the arable plain, where the network of settlements maintains „guardposts“ (small forts) on the surrounding heights.

In his opinion Dadianzi was core of such a system of settlements (GUO 1995, Lower XJD, 168).

### Dadianzi (Map, 1)

The final report on the excavations in Dadianzi in the southern part of the Banner Aohan, Chifeng County, Inner Mongolia, which has been eagerly anticipated inside and outside China for twenty years, and which was published in early 1997, is accorded such a great significance because Dadianzi is up until now the only early Bronze Age site in the region with a fortified settlement and attached burial ground, and which was furthermore completely excavated between 1974 and 1983 (Dadianzi 1996; two preliminary reports: Dadianzi 1975 and Dadianzi 1992. The following depictions of the results of the excavations were compiled from these three publications).

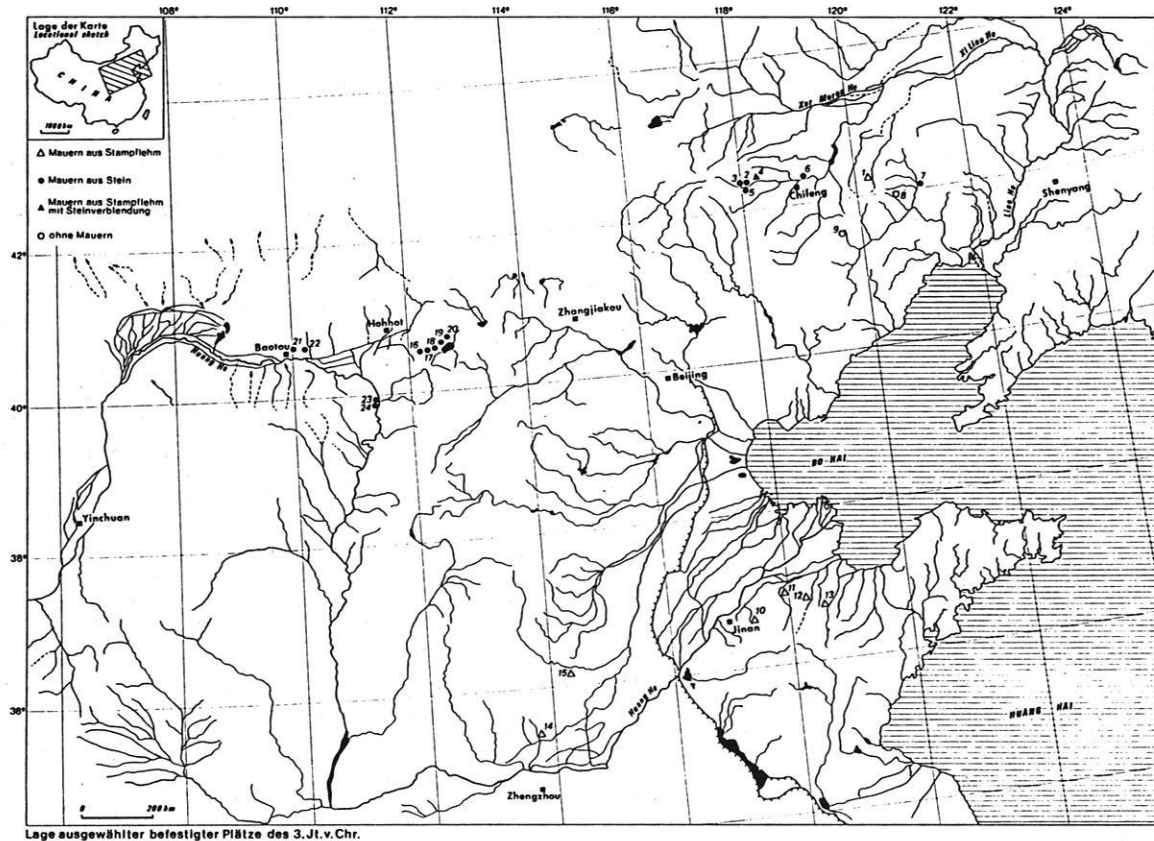
**The Settlement** Dadianzi was protected by a surrounding wall of stamped loam, currently of 2 to 3 m height, and an outlying, now silted-up ditch. The wall is an irregular rectangle with the approximate measurements north–south 350 m, east–west 200 m. An explorational trench has been cut in the wall in two places, so that precise information about its construction is available. Its course could only be reconstructed by observing earth discolourations on the surface. The excavators estimate the size of the complete walled settlement area at 60 000 m<sup>2</sup> and have excavated 220 m<sup>2</sup> of this in three unconnected excavation sectors. The culture layer ascertained is in total 3 m deep.

The settlement layers and the wall rest on the natural soil. In the opinion of the excavators this indicates that the settlement was planned with a defensive wall right from the beginning. The inner structure of the settlement, a

<sup>1</sup> Map depicted in: XU GJ 1986, stone walls, 83 Fig. 1

possible functional separation of quarters and the arrangement of dwellings have not been determined by excavation.

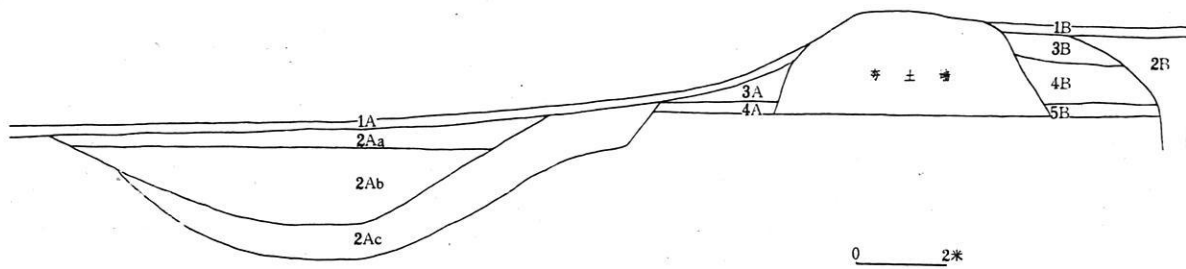
For the excavation sector II on the northeast side of the terrace, a 27 m long cut in was made, from whose eastern profile the culture layers inside and outside the wall could be ascertained. The final excavation report provides a simplified sketch of the profile (Fig. 1).



Map: Position of selected walled sites during the third millennium BC.  $\Delta$ walls made of stamped loam;  $\bullet$  stone walls;  $\blacktriangle$  walls made of stamped loam with stone facing;  $\circ$  large sites without walls. 1 Dadianzi, 2 Sanzuodian, 3 Chijiayingzi, 4 Xindian, 5 Xishangren, 6 Dongbajia, 7 Pingdingshan, 8 Fengxia, 9 Shuiquan, 10 Chengziya, 11 Dinggong, 12 Tianwang, 13 Bianxi-anwang, 14 Mengzhuang, 15 Hougang, 16 Xibaiyu, 17 Laohushan, 18 Bancheng, 19 Yuanzigou, 20 Damiaopo, 21 Ashan, 22 Weijun, 23 Xiaoshawan, 24 Zhaizita (drawn by J. Schulz based on „World-Kontinentalkarte 1:4 Mio. - China“, RV-Verlag)

Karte: Lage ausgewählter Plätze des 3. Jt. v. Chr.





图七 第二地点 T5 东壁(侧视)剖面图

**A: the cultural layers outside the wall**

**Die Kulturschichten an der Außenseite der Mauer A**

1A	current surface, length 20 m, depth 0.2 m, slopes down steeply	Deckschicht=Ackerkrume, starkes Gefälle, Länge im Profil 20 m, 0,2 m mächtig
2A	grey-brown soil, layers which filled the ditch, depth max. 2.9 m to current surface	graubrauner Boden, Füllschichten des Grabens, tiefster Punkt der Grabensohle 2,9 m unter aktuellem Niveau und 3,5 m unter Oberkante der Stützschiicht, anhand der unterschiedlichen Bodenfarben kann man drei Schichten trennen:
a	grey, depth 0.25–0.6 m, few potsherds	grau, 0,25–0,6 m, oberste Schicht im Graben wenig Keramikbruch
b	brown, depth max. 1.75 m, no artefacts	braun, max 1,75 m mächtig, Akkumulation nach Aufgabe des Platzes, keine Artefakte
c	grey, depth max. 1 m, yellow natural soil	grau, max 1 m mächtig, dem Profil der Schicht nach zu urteilen wurde sie aus der Richtung der Mauer aufgebaut, grenzt direkt an die Stützschiicht, darunter gelber gewachsener Boden
3A	yellow soil mixed with fragments of stamped loam and lime (i.e. wall rubble), depth max. 0.7 m	gelb, max 0,7 m mächtig, außen an Mauer anliegend, keine Verbindung zu Grabenverfüllungen, enthält Brocken Stampflehm und Kalk, ist also offensichtlich Mauerschutt-Schiicht
4A	wall supporting foundation on natural soil	Stützpackung unter 3A, auf gewachsenem Boden

**B: the cultural layers inside the wall**

**Die Kulturschichten an der Innenseite der Mauer B**

1B	current surface, depth 0.2 m, contains many finds, most belong to Lower Xiajiadian	Decksicht= Ackerkrume, 0,2 m, enthält zahlreiche Funde, die meisten gehören zum Unteren Xiajiadian
2B	grey lime soil, later ditch inside the wall, cuts through all layers, at a depth of 2.5 m natural soil still not reached, many finds, all belong to Lower Xiajiadian	grauer Kalkboden, später Graben innerhalb der Mauer, bei 2,5 m Tiefe Anstehendes noch nicht erreicht, schneidet alle Schichten, zahlreiche Funde, alle Unteres Xiajiadian
3B	yellow lime soil, depth 0.6 m, many fragments of stamped loam, few artefacts	gelber Kalkboden, 0,6 m, viele Stampflehmbröcken, wenig Artefakte
4B	brown-black lime soil, depth 1 m, earliest cultural deposit inside the wall, few finds, all belong to Lower Xiajiadian	schwarzbrauner Kalkboden, 1 m, früheste Kulturablagerungen innerhalb der Mauer, zwar wenig Funde, aber alle Unteres Xiajiadian
5B	wall supporting foundation on natural soil	Stützpackung unter 4B, auf gewachsenem Boden

Fig. 1: Dadianzi, excavation sector 2 T5, East profile, cultural layers inside and outside the wall (after: Dadianzi 1996, 12 Fig. 7).

Abb. 1: Dadianzi, Grabungssektor 2T5, Ostprofil, Die Kulturschichten innerhalb und außerhalb der Mauer.

**The Wall.** The wall coping delineates the highest point of the profile, above this there are no further layers. On the surface the wall coping has been penetrated by roots. From the profile only one construction phase could be recognised. The stamped loam layers, consisting of red and yellow earth mixed with lime fragments, are each ca. 0.1 m deep. They were stamped down using round pestles of about 0.07 m diameter. From the base to the remaining crown the wall measures 2.25 m. The base rests on the red, natural soil, where it is 6.15 m wide. The inner side of the wall has an angle of incidence to the base of 60°, the outer side an angle of 70°. No ceramic fragments or other settlement waste has been observed inside the wall itself. Bordering onto the inner and outer sides of the wall is a supporting foundation. It has both inside and outside a height of ca. 0.25 m and consists of yellow earth in only a single layer. This packing too is homogenous and contains no cultural remains. On the outside it is 2.65 m wide (4A), on the inside 2.4 m (5B). Excavation sector III is located on the southwest embankment of the terrace. This part of the excavation was aimed at a gate in the wall, which had been discovered during road construction work. This section of the stamped loam wall is 3.2 m high and 5.3 m wide. The inner side was not excavated. From the varying colour of the earth it was possible to recognise that five layers have been preserved (6–2). They contain almost no artefacts. The depth of the layers 6 to 3 varies between 0.6 and 1.4 m. They drop away at a slant from the outside to the inside, whereby the angle of slant is almost uniformly ca 50°. The uppermost layer 2 finishes off horizontally. The individual loam packings range from 0.06 m to 0.1 m in depth. The sheathings, inbetween which the loam layers were stamped down, have left no traces.

**The Gateway** (Fig. 2–4) is 2.25 m wide at its base. Through the centre of the gateway runs a pathway, 1.25 m wide, paved with undressed stone, which has been excavated to a length of 8.2 m (height difference 1 m) from the northeast profile in T10 to the end of the embankment. This verifies that a gateway with a steep drop passes through the stamped loam wall. On both sides of the gateway the loam wall is faced with stones, which were laid staggered on top of one another. The facing on the west wall is preserved to a height of 1.8 m, that on the east side to 0.6 m. It was evidently destroyed early on; the most recent disturbances were caused by the road construction. To judge by the size, form and surface of the stones, they were consciously chosen, not however hewn. They are not evenly cubical and only a few weigh more than 50 kg; most are lighter. Due to their irregular form they do not lean directly onto the loam wall. It is remarkable that this cavity was not filled and that the surface of the stamped loam wall behind the stone facing was also not smoothed out. It could not be ascertained whether the stone packing was continued in the upper part of the gate. Firstly, on the basis of the rough construction method and secondly due to the fact that the base of the gateway and

the living floor of house H2 in excavation sector I belong to the same usage phase and that the gate, due to its position on the slope, lies 5 m deeper than the house, the excavators assume that this gateway was not primarily a passageway for people and animals but a sewage channel.

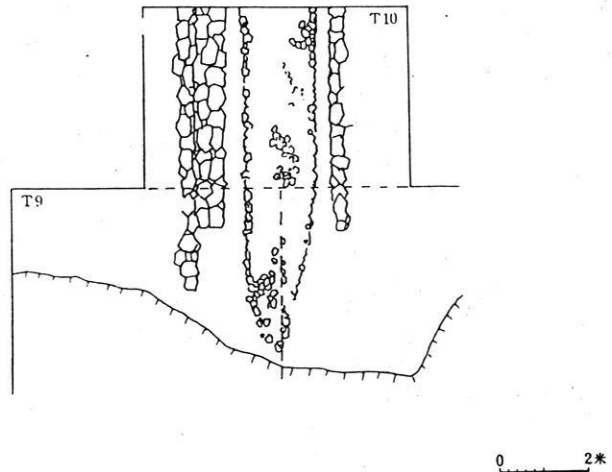


Fig. 2: Dadianzi, excavation sector 3, plan (detail) (after: Dadianzi 1996, 15 Fig. 8).

Abb. 2: Dadianzi, Grabungssektor 3, Plan (Ausschnitt) (nach: Dadianzi 1996, 15 Fig. 8).

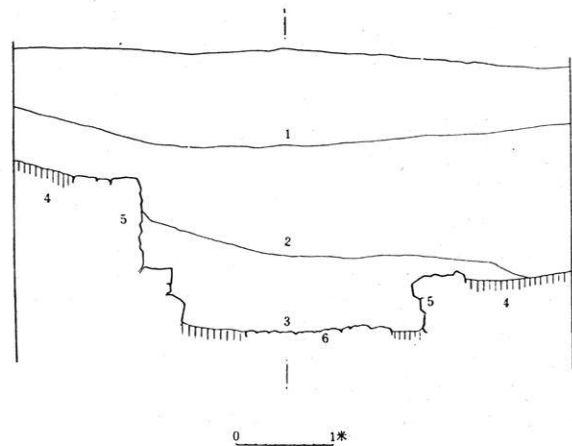


Fig. 3: Dadianzi, excavation sector 3 T10, Northeast profile: 1 surface cover, 2 grey-black soil, 3 white lime soil (deposit inside the gateway), 4 wall of stamped loam, 5 stone facing, 6 stone pavement (after: Dadianzi 1996, 16 Fig. 9).

Abb. 3: Dadianzi, Grabungssektor 3 T10, Nordost-Profil: 1 Deckschicht, 2 schwarzgrauer Boden, 3 weißer Kalkboden (Ablagerung im Innern des Tors), 4 Stampflehm-mauer, 5 Steinverblendungen, 6 Stein-pflaster (nach Dadianzi 1996, 16 Fig. 9).

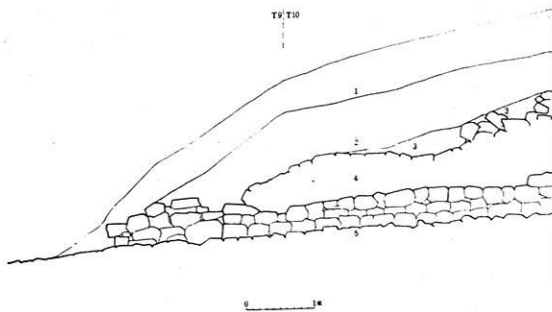


Fig. 4: Dadianzi, excavation sector 3 T9/10, Northwest wall of the gateway and profile. 1 surface cover, 2 grey-black soil, 3 stamped loam, 4 stone facing, 5 stone pavement (after: Dadianzi 1996, 18 Fig. 10).

Abb. 4: Dadianzi, Grabungssektor 3 T9/10, Nordwestwand des Tors und Schichtenprofil. 1 Deckschicht, 2 schwarzgrauer Boden, 3 Stampflehm, 4 Steinverblendung, 5 Steinpflaster (nach Dadianzi 1996, 18 Fig. 10).

Traces of dwellings. In total three round and two square pit dwellings were excavated in excavation sector I and two pits, which were possibly inhabited, in excavation sector III. Of House F3 (Fig. 5) there remains only a part of the south wall (up to 1.25 m high) and of the floor (less than half). It had a diameter of 2.6 m. The north wall was bisected by T2 (3B). The preserved floor is smooth and trodden down, originally a layer of earth with a depth of ca. 0.08 m had been laid down. A post hole could not be ascertained. In the gap between wall and floor there is a section of surface burnt especially hard (burnt through up to 0.05 m) with a layer of soot. 0.4 m over the soot-covered earth there is a smoke outlet with a diameter of 0.1 m. The inner sides of this pipe are covered in soot, the bordering earth is darkly discoloured. The end of the round smoke outlet lies outside of the natural soil. It winds slantingly upwards and ends now at the same level as the uppermost preserved section of wall beneath the deposits of layer 3. It has a length of 1 m.

H2 (Fig. 6) is one of the two square dwellings set in the earth. The house is 2.1 m by 1.8 m (NE–SW) and has a door in the SW wall. The doorway is 0.5 m wide. The preserved wall is 1 m at its highest point. The walls are plastered with a straw-loam plaster of between 0.02 and 0.1 m thickness. The inlaid floor is stamped down. Both corners of the rear wall show traces of fire. More or less in the middle of the room there is a post hole with a diameter of 0.18 m. A further hole is on the north wall before the entrance. The walls of the entrance are also plastered and preserved to a height of 1.2 m. The room and passage

were covered by a large roof construction, which, taken together with the plaster point towards the possibility that H2 was a dwelling with an inner and outer room (possibly also an antechamber and chamber) and a connecting passage.

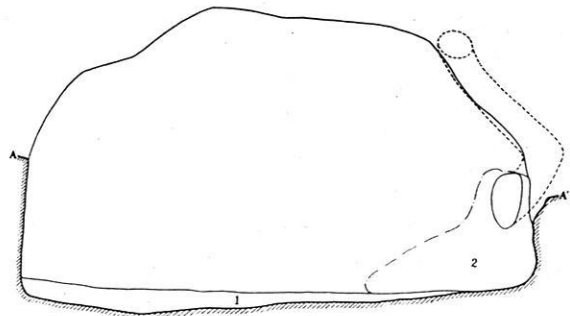


Fig. 5: Dadianzi, excavation sector 1, House F3, profile 1 inlaid earth, 2 hearth (after: Dadianzi 1996, 10 Fig. 5).

Abb. 5: Dadianzi, Grabungssektor 1, Haus F3, Profil. 1 eingefüllter Boden, 2 Herdstelle (nach Dadianzi 1996, 10 Fig. 5).

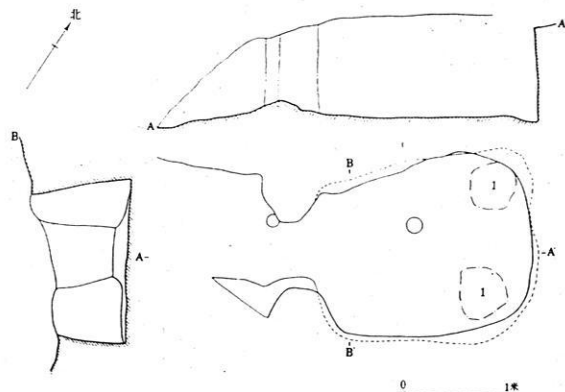


Fig. 6: Dadianzi, excavation sector 1, House H2, profile and plan 1 hearth (after: Dadianzi 1996, 11 Fig. 6).

Abb. 6: Dadianzi, Grabungssektor 1, Haus H2, Profil und Plan. 1 Feuerstellen (nach Dadianzi 1996, 11 Fig. 6).

Ten meters west of the gateway lie the pits H5 and H6 in profile above the wall (Fig. 7). Their walls are made of loam tiles affixed in a slightly convex manner. In H6

yellow, straw-tempered barbotine was used as mortar, with which the outer house wall was also plastered to a thickness of 0.01 m. The base was covered with a 0.11 m thick layer of earth and stamped down. On this remains of post holes or bases as well as of cooking fires could not be determined. H5 has a horizontal diameter of 2.2 m and a vertical diameter of 1.4 m. The preserved wall is 0.68 m high. H6 has a horizontal diameter of 1.7 m at the mouth of the pit and a vertical diameter of 1.5 m, is 1.32 m deep (from mouth to base) and was filled with grey earth and ceramic and brick fragments. Ca. 30 bricks were used, with the following average dimensions: L 40 cm, B 16 cm, H 8 cm. They are therefore slightly smaller than the bricks from which some of the burial chambers were constructed. Where the wall bends sharply the bricks were positioned at an angle and the gaps filled with loam, so that relatively even curves were formed. Both pits are rela-

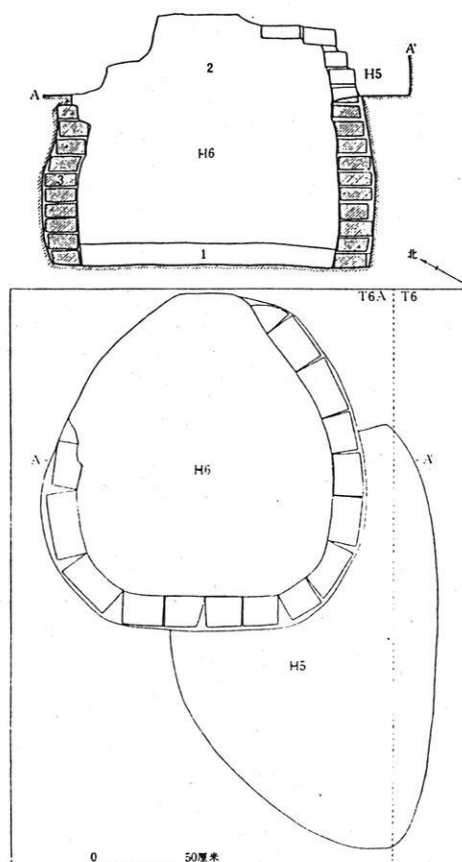


Fig. 7: Dadianzi, excavation sector 3 T6AH5/H6, profile and plan 1 inlaid earth, 2 stamped earth, 3 adobe wall (after: Dadianzi 1996, 19 Fig. 11).

Abb. 7: Dadianzi, Grabungssektor 3 T6AH5/H6, Profil und Plan. 1 Füllerde, 2 Stampflehm, 3 Lehmziegelmauer (nach Dadianzi 1996, 19 Fig. 11).

tively small and show no traces of use. Even though the staggered layering of the air-dried bricks resembles the construction method of some graves, the function and age of the pits remains unclear and it cannot be ruled out that they were first constructed in a later historical period and have nothing to do with the early Bronze Age settlements (Dadianzi 1996, 7–37).

**Conclusion.** With its topographical situation on an alluvial loess plain, a surface area of 60 000 m<sup>2</sup> and a defensive wall of stamped loam construction, Dadianzi demonstrates many elements of a settlement type which, in the middle and lower reaches of the Huang He, is interpreted as a „town“. For example, Pingliangtai, Huaiyang County, Henan Province has an inner surface area of 34 000 m<sup>2</sup> (surface area including defensive wall 50 000 m<sup>2</sup>) and the foundation of the wall, which was also stamped in sections was, as in Dadianzi, built on the ground surface and not set into the ground. In Pingliangtai one gateway in the north and south wall respectively was discovered. The gatehouse of the south gate was, like many raised building foundations, dwellings and ceramic ovens built from adobe. In the centre of the town sewers made from clay pipes were found beneath the street surface. The construction date of the town is set at 2500 BC (CHANG 1986, *Archaeology*, 266f.; XU H 1996, *towns*, 14ff). Due to the limited extent of the excavations in Dadianzi architectural details which allow for the conclusion of a socially differentiated population, a concentration of interconnected crafts or the seat of political and/or religious power, and which on the basis of the extent of the settlement and the thickness of the wall could have been expected, were not found. It was not possible to answer questions as to the inner structure of the settlement. The few finds of ceramic, stone, bones, teeth and shells are merely utensils, only one oracle bone falls outside of this category (Dadianzi 1996, 35, Fig. 21.15). It is possible to assume at least that the settlement possessed a sewerage system, as its last section – the sewerage gate – has been found. It is hard to judge how many sites like Dadianzi that are surrounded by stamped loam walls were actually built in this region and can still be proven. TIAN Guangjin, a former director of the Archaeological Institute of Inner Mongolia in Hohhot has mentioned that a large number of these have already been discovered, but neither their exact situation nor details of their size, form or structure are currently known (TIAN 1993, *settlements*, 130).

#### Xindian (Map, 4)

One of the sites, which was excavated in 1964 and whose findings are partially available, is Xindian, west of Chifeng. Xindian is much smaller than Dadianzi and is not situated on an alluvial terrace but on the top of a hill. The

wall encloses an area of 10 000 m<sup>2</sup> with 60 houses. The 18 dwellings outside of the wall occupy a further 2 400 m<sup>2</sup> (Fig. 8). The walled area is triangular in form, and requires a defensive wall only on its flat north and east sides, as the south and west sides are protected by slopes. The wall still stands between 0.2 m and 0.5 m above the current surface. Following the excavation of one section a remaining height of 2.4 m in total, a base width of 4.8 m and a coping width of between 3.8 m and 4.2 m were measured (Fig. 9). The core of the wall consists of stamped earth layers between 1.7 m and 2.5 m wide and stone facings on both sides. The stone packing on the inside and outside of the wall were both between 0.6 and 1.2 m thick. This construction method has been observed at the nearby sites of Chijiayingzi and Dayushudi.

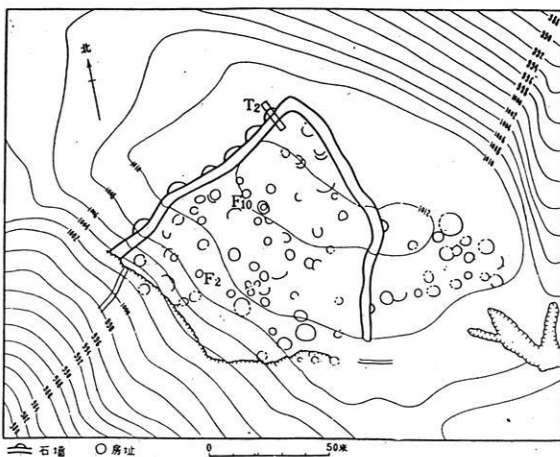


Fig. 8: Xindian, plan of the settlement (after: XU GJ 1986, stone walls, 83 Fig. 2).

Abb. 8: Xindian, Plan der Siedlung (nach Xu GJ 1986, Steinmauern, 83 Fig. 2).

Six semicircular tower-like structures at intervals of between 4 m and 15 m are located on the northern wall; two were discovered on the east wall 30 m apart, which are respectively 4 m or 9 m wide and 2 m or 4 m long. The excavation of one of these tower structures down to the base has shown that the tower is 5.8 m wide, 3.8 m long and is preserved to between 0.3 and 1.5 m in height (Fig. 9). The tower was constructed from heaped up stones but has a hollow core 1.4 m wide and between 0.7 and 0.9 m long. For these structures a semicircular foundation of between 0.3 m and 1 m depth was dug out and filled with large stone blocks. On this base smaller stone blocks were heaped up. From the plan and profile it can be clearly

recognised that the protruding structures are not structurally connected with the wall but are set against it from the outside. The deep-laid, solid foundation demonstrates further that these semi-towers mainly supported the walls and protected them from landslides. As the upper part of the wall and the original coping are not preserved, there is no evidence that at least the tops of the supporting towers were accessible. However in view of their size this is very probable, especially as they were strategically important positions for the defence of the town.

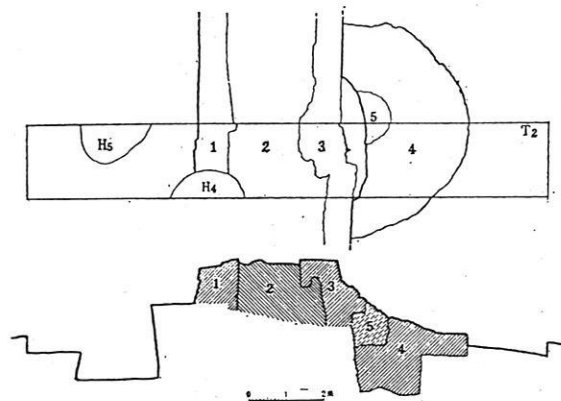


Fig. 9: Xindian T2 East profile of the wall 1 outer stone façade, 2 stamped loam, 3 inner stone facing, 4 semicircular tower-like stone structure, 5 hollow core (after: Xu GJ 1986, stone walls, 87 Fig. 5).

Abb. 9: Xindian T2 Ostprofil der Mauer. 1 äußere Steinfassade, 2 Stampflehm, 3 innere Steinverblendung, 4 halbturmförmiger Anbau aus Stein, 5 Hohlraum in diesem Turm (nach Xu GJ 1986, Steinmauern, 87 Fig. 5).

A stairway constructed from large stone blocks next to a gate was discovered on the northwest wall and a surfaced gateway was discovered on the southeast side. Precise details are not known.

For the large dwellings in Xindian within the walls relatively flat, large, open and high-up sites within the settlement were chosen. House F2 is regarded as characteristic for the construction method of the round pit houses (Fig. 10): the diameter of the pit opening is larger than the diameter of the base and is paved with stone flags. The preserved stone walls measure between 0.8 m and 1.3 m in height and are 0.5 m thick. The living floor has an east/west diameter of 2.2 m and a north-south diameter of 2.4 m. The sole post hole is located in the centre; in the northeast part a cooking pit lined with stone is located. The floor is covered in a layer of straw and loam and shows traces of fire. No door was found, but in the south-



west part near the wall steps layered with stone were discovered, which probably led to the higher-situated exit. Some other round buildings did however have recognisable entranceways. Their walls were also plastered with a mix of straw and loam (XU GJ 1986, stone walls).

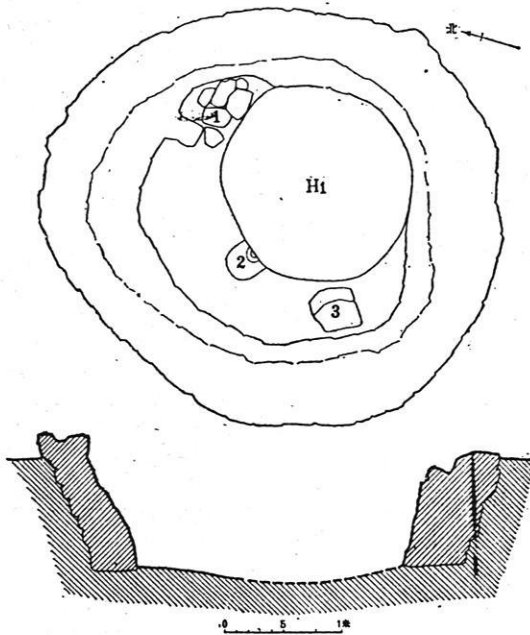


Fig. 10: Xindian, pit house F2, plan and profile 1 hearth, 2 post hole, 3 stone steps (after: XU GJ 1986, stone walls, 89 Fig. 8).

Abb. 10: Xindian, Grubenhaus F2, Plan und Profil. 1 Herdstelle, 2 Pfostenloch, 3 Steinstufen (nach XU GJ 1986, Steinmauern, 89 Fig. 8).

**Conclusion.** Due to its elevated location in the terrain and its solid defences with stone facing Xindian has the typical characteristics of a fortified complex (citadel). The finds within the complex, i.e. the buildings differentiated by size and exposition seem to confirm this. In contrast to Dadianzi, here a construction method of both the defensive wall and the dwellings is encountered which uses a combination of loam and stones. Through a comparison of the construction method of the dwellings and the ceramic finds (not shown) the author links this site with Yaowangmiao near Chifeng (through which it can be linked to Dadianzi) and Fengxia near Beipiao (map, 8).

Traces of fire on the floor of a house, such as in F2, which indicate the drying of sitting and sleeping areas, have also been found in the unfortified settlement Fengxia. There the foundations of dwellings have been especially well preserved and were carefully excavated and documented, so that some detailed information on the construction method of certain house types is available (Fengxia 1976).

House number 5 (Fig. 11) has a diameter of 3.8 m. the wall of the house, which is preserved to a height of 62 cm leans slightly inwards; in the lower part five stamped loam layers can be recognised. The profile reveals six living floors, each of which corresponds to a fine layer of the wall plastering, which is in total 6 cm thick, i.e. each time new flooring was installed the walls also received a new layer. On the uppermost living floor, slightly south of the centre a 25 cm high platform (150 cm long, 80 cm wide) made of bricks is located. The round fireplace (diameter 70 cm) lies partially beneath (Fengxia 1976, 200). From its form and size the platform could have been a sleeping place which could not be heated like a kang from inside, but could have been strewn with embers from the fire before being used for sleeping, in order to dry out the earth and warm the bed. The position close to the door however gives grounds for further consideration.

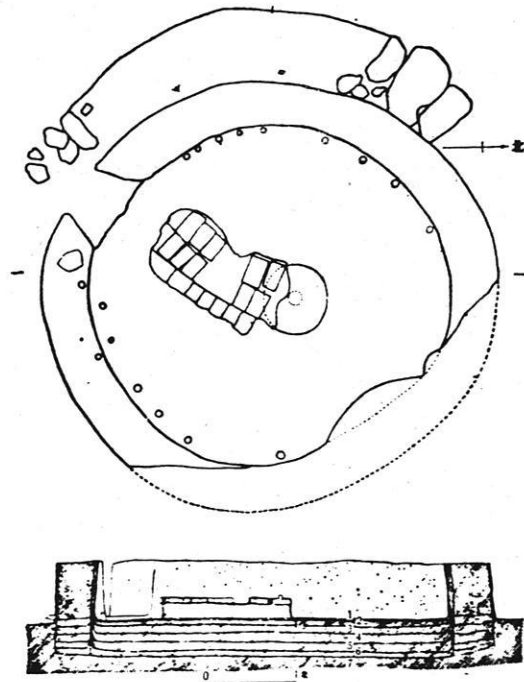


Fig. 11: Fengxia, house F5, plan and profile 1-6 living floors (1 white lime-and-straw barbotine, 2 grey-brown straw barbotine, 3 black straw barbotine, 4 white straw barbotine, 5 yellow-brown soil, 6 yellow-brown soil, at the surface black) 7 lime soil, 8 wall of stamped loam (after: Fengxia 1976, 200 Fig. 5).

Abb. 11: Fengxia, Haus F, Plan und Profil. 1-6 (Laufniveaus (1 weißer Kalk-Stroh-Schlicker, 2 graubrauner Strohschlicker, 3 schwarzer Strohschlicker, 4 weißer Strohschlicker, 5 gelbbrauner Boden, 6 an der Oberfläche schwarzer, darunter gelbbrauner Boden), 7 Kalkboden, 8 Stampflehm-mauer, besonders deutlich am Fundament zu erkennen (nach Fengxia 1976, 200 Fig. 5).

For the construction of F12, the largest of the excavated houses in Fengxia (Fig. 12) three different techniques were used: natural stone packing for the outer wall, pisé-technique for the walls of the main room and adobe masonry for the antechamber. Not only the agglutinating construction method and size of the houses (9 m x 8.5 m) but also the conspicuous white flooring and plastering in the main room and the finely worked stone implements found there (such as a polished knife and axe) and a black ware pot painted after firing places it above the other 17 houses of this layer (Fengxia 1976, 201). The pot corresponds in its shape and decoration many such pots found in the burial area of Dadianzi<sup>2</sup>

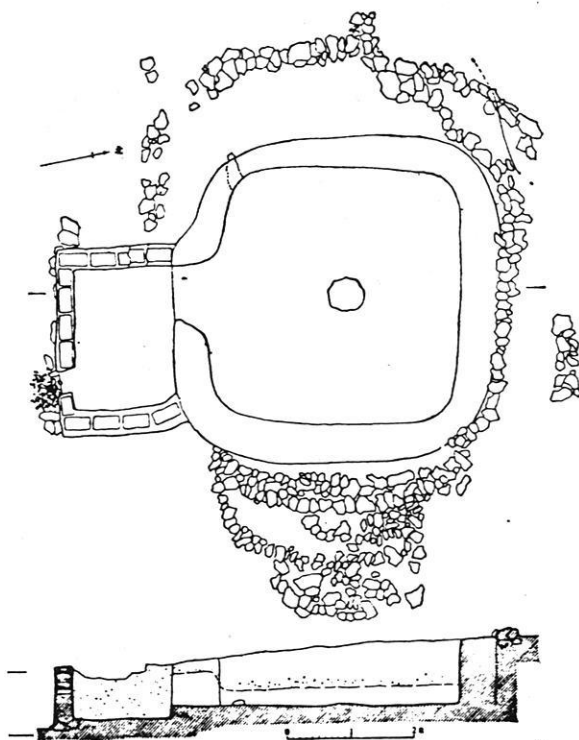


Fig. 12: Fengxia, house F12, plan and profile (after: Fengxia 1976, 201 Fig. 6).

Abb. 12: Fengxia, Haus F12, Plan und Profil (nach Fengxia 1976, 201 Fig. 6).

<sup>2</sup> Through this and ceramic fragments the association of Fengxia II with Dadianzi is ensured.

### Pingdingshan (Map, 7)

In its layout and size the complex near Pingdingshan in the Autonomous District of the Mongolian nationality Fuxin, Liaoning Province, resembles Dadianzi most closely<sup>3</sup>.

The wall in Pingdingshan is an irregular rectangle with the measurements north–south 430 m, east–west 150 m. The north part is 80 m wide. The earth inside the enclosure is even. Of those parts of the wall above the current surface the northern section is the best preserved. The wall still has a height of 1 m over the current surface. The east–west course can be clearly recognised. A field is located above the west wall. The course of the wall is marked clearly in the topsoil, so that its course and its connection to the north wall could be reconstructed. The northern section of the east side runs for 300 m along a ravine with a 20 m drop. No wall was determined here. This begins in the southern area. On the south side a contiguous wall beneath the currently tilled ground could not be determined. Recognisable was only a line of several earth hills, which adjoin the southern section of the east wall. In the profile of one of these hills earth and stone packings were not divided clearly from one another. The colour of the earth on both sides of the hills was different: in the north it was grey-brown like the inner of the wall. For this reason the hills probably came into existence after the collapse of the wall.

The west and north walls have no gate. On the steeply sloping east side no gate can have existed and on the south side no traces of a gate on the current surface were recognisable. The discovery of an entryway or gate must be left to future investigations.

An trial cut was made through the west wall (Fig. 13), from which following construction details could be recognised: the wall consists of a core of rough undressed stone; its facing of natural stone was selected and cemented with mortar in such a way that both the inner and outer wall are smooth (box rampart wall). The width of the wall from base to coping is a constant 3.2 m. It is preserved to a height of between 1.2 m and 1.8 m. A ramp of red-brown, very hard earth without traces of pisé-technique (layer 6, length 4.5 m, width 0.8 m, angle of inclination 15°) supports the wall from the inside.

<sup>3</sup> The first test excavations were carried out in 1988 together with the Archaeological Institute Liaoning and Jilin University. During the second campaign in early 1989 it was possible, through 15 trial cuts of 5 m x 5 m each and 9 trial cuts of 2 m x 10 m each (555 square metres in total), to establish the cultural findings, dimensions, structure and age of the walled area.



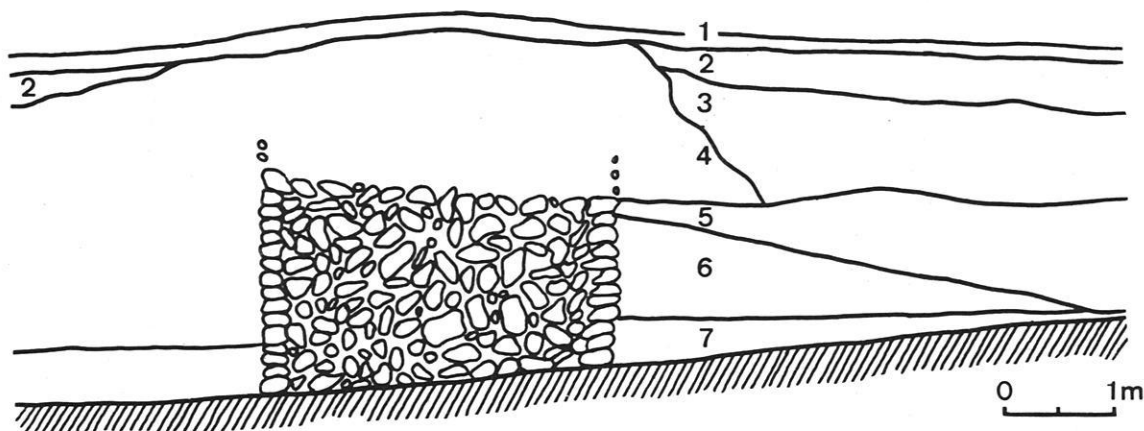


Fig. 13: Pingdingshan, excavation sector 89G202, North profile 1 current surface, 2 dense black soil 20–40 cm, ceramics: plain or polished, sand tempered red-brown, types: vessels with bag shaped legs, steamer, bowls and jars; 3 loose grey-black soil, 75–100 cm, ceramics like layer 2, (layers 2 and 3 together make up the cultural phase Pingdingshan III); 4 wall rubble; 5 relatively dense grey soil, 15–100 cm, few grey ceramics with cord impressions (cultural phase Pingdingshan I); 6 homogeneous hard red-brown soil, length of the slope 450 cm, angle of inclination 15°, no finds (wall supporting ramp); 7 comparably hard sandy yellow soil, ca. 50 cm, no finds; natural soil beneath between layer 6 and 7 1 cm grey-black humus soil (after: ZHU 1992, Pingdingshan, 415 Fig. 21).

Abb. 13: Pingdingshan, Grabungssektor 89G202, Profil der Nordseite. 1 Ackerkrume, 2 dichter schwarzer Boden 20–40 cm, Keramik-Scherben: glatt oder poliert, sandgemagert rotbraun, Typen: Beutelfußtöpfe, Dampftöpfe, Schalen und Krüge; 3 grau-schwarzer Boden, locker, 75–100 cm, Keramik-Scherben wie Schicht 2, (Schichten 2 und 3 bilden Kulturphase Pingdingshan III); 4 Mauerschutt; 5 grauer Boden, relativ dicht, 15–100 cm, relativ wenig graue Scherben mit Schnurmuster (Kulturphase Pingdingshan I); 6 rotbrauner Boden, homogen und hart, Länge des Hangs 450 cm, Neigungswinkel 15°, keine Funde (Stützrampe); 7 gelbsandiger Boden, relativ hart, ca. 50 cm, keine Funde; darunter anstehender Boden zwischen 6. und 7. Schicht 1 cm grauschwarzer Humus-Boden (nach Zhu 1992, Pingdingshan, 415 Fig. 21).

The wall is built on the natural soil. Whether layer 7 is also artificial banking for the stabilisation of the base has not been confirmed by the excavators. It was possible to connect the assemblage of layer 5 with that of Dadianzi, so that it is possible to assume that both fortified settlements were inhabited at more or less the same time. The wall did not offer protection to the settlers, whose objects have been deposited in layers 2 and 3 (culture phase III of Pingdingshan), as by then it had already collapsed. However there was obviously no great need for security anymore, as no traces of new defences can be recognised from the profile (ZHU 1992, Pingdingshan).

**Conclusion.** To judge from the excavators' report Pingdingshan, unlike Diadanzi, is not situated on the arable area of the river valley but on the loess terrace above. The reason for the exclusive use of undressed stone for the construction of the defensive wall is probably the fact that it is the most readily available material. No towerlike embankment supports similar to those in Xindian can be recognised from the plan, but if the plateau is large and flat enough, then these were unnecessary for construction purposes. Pingdingshan is one of the few places where the defensive wall made of stone which can be dated from an excavation with a clear stratigraphy through a culture layer.

### 3. Thoughts and questions on the interpretation of the archaeological findings

In the Northeast up until now three types of defensive wall have been discovered:

1. pure stamped loam construction,
2. a combination of stamped loam core with stone facing and
3. pure undressed stone walls.

Just as the *pisé*-technique associates with the loess belt, so does the stone architecture find parallels in central Inner Mongolia.

Two degrees of latitude further south in central Inner Mongolia (between 110° and 113° east) are situated three further groups of fortifications: at intervals of about 5 km on each side of the lakes Dai Hai (map 16–20) and Huangqi Hai; on the southern slope of Daqing Shan from Baotou eastwards (map 21, 22) and on both banks of the Huang He, in the Banner Jungar and Qingshuihe County (map 23, 24).

TIAN Guangjin assumes that in the Northeast the construction of defensive walls of stone was adopted at the end of the third millennium BC from the Dai Hai and bordering regions, where they date back to the first half of that millennium. He developed a theory of migration, whose core consists of a migration of cultures for climatic reasons from central to eastern Inner Mongolia within the zone of the later Great Wall (TIAN 1992, influences). Leaving the different, extremely complex problems involved with this model of interpretation (determination of the age and content of the finds in both regions etc.) apart, the phenomenon of „stone walls“ is certainly formally comparable, but not a conclusive argument. The methods of wall construction depend too much on the available resources, unless stone for the construction of walls was transported over considerable distances with an unusual technical and organisational effort into a region where loam could have been used with far greater ease. In such a case the intention would be unambiguous and the association methodically grounded. However such a find has not yet been discovered. It is however a fact that during the late Neolithic Age in northeast China there were no defensive walls.

All three of the settlement sites described here, Dadianzi, Xindian and Pingdingshan share – judging from the excavation reports – a common character element: their existence begins with the phase in which the defensive wall was constructed. This means that these are not sites which

were inhabited over a longer period of time and which have gone through a natural growth process, possibly combined with functional and structural change, until due to internal and/or external factors from a certain point in time they were fortified. Instead, they are „outposts“, newly founded offshoots of fully developed cultures. At other sites, where the phase of fortified settlement does not occupy the lowest position in the sequence of layers, it is clearly separated from the layers below by a disturbance level.

In Dadianzi the excavation of a total of 804 graves, amongst which there were no clear overlapping positions, has provided a wealth of information about the way in which the inhabitants buried their dead and, even if indirectly and limited in extent, about their economic and social conditions while they were alive.

The analysis of the necropolis requires a separate, detailed study, which here can and need not even partially be gone into. However, even a first evaluation of the material provokes questions which are closely connected with the character of the settlement.

1. Which function within the community had the man who died aged over 55 and was buried adjacent to the north wall of the settlement, and whose grave M726 was the longest (4 m) and deepest (7.8 m) and whose wooden coffin and three compartments in the wall of the pit (two side compartments at the foot of the coffin and one foot compartment<sup>4</sup>) had the most numerous and highest quality burial gifts? Constructive and formal elements are concentrated in his grave, but none are unique to it. For example, shaft wall niches, in which the burial gifts were deposited, have been determined in 471 graves, i.e. more than half of the total (Dadianzi 1996, 58ff), wooden coffins in 209 graves, a quarter (Dadianzi 1996, 45ff). 255 genuine cowry were buried with him, the highest amount, but in 35 other graves genuine cowry snails and in 10 graves cowry snails reproduced from freshwater shells, in one case from lead, were also found (Dadianzi 1996, 183ff). Pieces of objects made of red lacquer with a wooden core were identifiable in a total of 19 graves; in his it was even possible to identify the form of the three objects found as *gu*, a slim gob-

<sup>4</sup> German: Seitengefach, Fussgefach. Words coined by Magdalene von Dewall in September 1997 for niches or small chambers in the shaft walls, which were lined with wood, or for wooden boxes arranged at the sides, head or foot of the coffin, which were for burial gifts.

- let with a tall stem, although this is not absolutely certain, as the lower part of the vessel was not determinable with any certainty (Dadianzi 1996, 191ff). All in all the impression is given of a primus inter pares, someone only slightly above the other members of the elite, which in turn is only slightly superior to the masses, rather than a ruler far removed from the general community: that is, a person with neither secular or religious power extending beyond the walls of the settlement. Thus Dadianzi lacks – according to orthodox Chinese doctrine – the decisive criteria that would enable it to be termed a „town“: seen through the filter of burial rites no “sovereign power“ *wangquan* and no „spiritual power“ *shenquan* (XU H 1996, towns, 9) was concentrated in the settlement. Was Dadianzi therefore quite simply a fortified agricultural village?
2. What was the town’s means of existence? This question can hardly be answered on the basis of the grave inventories. The utensils for cultivation, woodworking and textile production found within the walls are signs of the independent activities of the population, possibly sufficient for self-sufficiency; the pigs placed as burial gifts in the pit-filling must not necessarily have been raised within the settlement. Dadianzi was founded without doubt purposely on an alluvial loess plain almost predestined for agriculture – topographically comparable with the lower reaches of the Huang He – in order to live from the cultivation of the surrounding land. With regard to the inventories of burial gifts it seems unlikely that the majority of the inhabitants were farmers themselves. One group was with certainty craftsmen, whose products, especially ceramic vessels, of which in 80 % of the graves two to three examples were found, display an exceptional degree of professionalism. It is not however the form of the thick-sided vessels, which often give an ungainly and awkward impression, but the subtle design of their surfaces which makes them objets d’art. After firing, in horror vacui the outer surface, the drawn out flat lips and the lids of the pots were coated with sublime abstract patterns in red, white and black. Mature design concepts, feeling for graphical style and planning and proportion are as underlying to the decoration as the unrestrained, imaginative play with form. Every piece is unique. There is not one that shows the search of the painter for the right line or perfect curve. We see perfection which here and there perhaps has shown less zest, less passion and yet so sure of the elements of its creation that it could be suitably composed on every vessel shape’s surface. Unlike the lacquer and cowry snails this category of gifts for the burial rites was not imported but produced locally and is almost a mass product, as a quarter of the ceramics used as burial gifts bore this style of decoration.

3. How was the distribution of the goods produced by specialised craftsmen locally or in the immediate region and of goods imported from distant regions organised? Through which administrative authority? By what criteria? Was there a market? How far did the network of settlements extend, of which Dadianzi was a part?

The answers to these and other questions are of decisive importance in order to be able to determine the character and function of the settlement of Dadianzi. The excavation of the dwelling area has for the time being merely confirmed the hiatus in the cultural development at the end of the third millennium BC in the Chifeng Region, a fault line between the late Neolithic and the Copper-Stone Age. Together with the burial site it appears to be a form of settlement which cannot be interpreted correctly as either „village“ or „town.“

### About the terminology

In prehistoric Chinese archaeology the terminus *juluo* „settlement“ or „dwelling site“ includes *cunluo* „village“ and *chengshi* „town“. In the prehistoric context *cheng* alone is understood as a „fortified site“ or a „settlement surrounded by a defensive wall“. Low earth walls created from the construction of defensive trenches are regarded as a forerunner of *cheng*. XU Hong, author of the most up-to-date study on urbanisation in China<sup>5</sup>, goes as far to say that: „A settlement surrounded by a trench is a type of *cheng*“ (XU H 1996, towns, 8).

„In modern usage *cheng* is used in the sense of ‘town’ *chengshi*. In the early phase of the development of Chinese towns however, not all towns *chengshi* had defensive installations, and on the other hand not all fortified settlements *cheng* were towns *chengshi*.“

„*Chengshi* is not a simple combination of ‘wall’ *cheng* and ‘market’ *shi* but a form of settlement in the early period of the development of towns prior to the Chunqiu Era in which politicians and the military dominated, centres of imperial authority *bangguo quanli*. These towns did not need a wall *cheng* or a market *shi*. The emergence

<sup>5</sup> The author has kindly made the manuscript available in advance. It was supervised by XU Pingfang, and evaluated by YAN Wenming, SHI Xingbang and LI Boqian, who instigated its early publication, meaning it will probably appear shortly. We can assume that the theoretical and methodological approaches represent the most up-to-date opinions and linguistic conventions of the archaeology elite in Peking (Peking University and Archaeological Institute of the Academy for Social Sciences).

of these towns was 'neither consequence of developing trade nor the motivation to develop it; they did not have the character of trading centres.' Until the Qin-Han Era and later towns in China were above all political centres: this is the peculiarity of the earliest towns in China" (XU H 1996, towns, 9).

Bearing in mind the many imported grave goods in Dadianzi, this approach at interpretation might be questioned. However, since we lack grounded archaeological studies on modes and networks of exchange and trade as one of its manifestations in China at the turn of the third to the second millennium BC, it can not be reasonably argued about but only be extended by different aspects.

Monumental defensive walls such as those of Dadianzi and Xindian were points of orientation, waymarkers and demarcation lines in the terrain and, besides their protective function, they had a strong effect as a symbol, for example as territorial claims. Even more so if they were cast over the natural landscape like a net over the valley floors or a necklace of pearls along rivers. Through them the new settlers made themselves **visible** to the established inhabitants, passers through and those who followed. For they themselves the walls were an anchor in the new environment and a way of maintaining collective identity, if in this extraterritorial area, in an exclave like Dadianzi, the culture they brought with them was to be protected and maintained. The rite, in this case the rite connected with the sending off of the dead, was the „colonists“ connection to their ancestors, their origin, their home, their visualisation (ASSMANN 1997, Gedächtnis, 17f). The homogeneity of the contents of the graves finds its

cause in this. Foreign, new cultural artefacts could only penetrate long after the separation from the mother community, when a new identity had been developed. For this the inhabitants of Dadianzi do not seem to have had time.

Even if it is possible to differ in opinion about technical criteria, about for example after what point a stamped loam platform is large enough to be considered a „palace“ foundation, something which has not been excavated in Dadianzi, the signs of coherence, of identity as community, of a conscious otherness than the surroundings and thus the irreversible separation of inside and outside are very clear. As it has been characterised by H. NISSEN for the early dynastic age in Babylon, an „urban consciousness“ is a significant element in the interpretation of urban forms of settlement (NISSEN 1987, Urban, 293). This „urban consciousness“ came about in northeast China in different ways, for example around concentrations of political and/or religious power of different ranks, as especially at the end of the third millennium BC types of power and administration structured as networks must be reckoned with. It can also be expected in such „colonies“, „local principalities“ as Dadianzi possibly once was, and „trading centres“, but compared to the burial sites much more cost and labour intensive and less spectacular excavations must be carried out to establish this fact. That with which the communities in the third millennium BC made themselves visible can still be seen on the surface: the defensive walls. As long as the knowledge about their inner structure is insufficient for an interpretation, the neutral description, independent of interpretation, *chengzhi* „places with defensive walls“ is the appropriate choice.

## Bibliography

- ASSMANN 1997, Gedächtnis  
ASSMANN, JAN: Das kulturelle Gedächtnis. Schrift, Erinnerung und politische Identität in frühen Hochkulturen. C.H.Beck, München, 344 S.
- CHANG 1986, Archaeology  
CHANG KWANG-CHIH: The Archaeology of Ancient China. Yale University Press, New Haven and London, 450 S.
- Dadianzi 1975  
ZHONGGUO KEXUEYUAN KAOGU YANJIUSUO LIAONING GONGZUODUI: Aohan Qi Dadianzi yizhi 1974 nian shijue jianbao. – Kaogu 1975.2: 99–101.
- Dadianzi 1992  
LIU GUANMIN: Nei Mongol Chifeng Shi Dadianzi mudi shuyao. – Kaogu 1992.4: 304–309.
- Dadianzi 1996  
ZHONGGUO SHEHUI KEXUEYUAN KAOGU YANJIUSUO (Ed.): Dadianzi. Xiajiadian xiaceng wenhua yizhi yu mudi fajue baogao. – Kexue, Beijing 1996, 411 S.
- FALKENHAUSEN 1993, Historiography  
FALKENHAUSEN, LOTHAR VON: On the Historiographical Orientation of Chinese Archaeology. – Antiquity 67: 839–849.
- FALKENHAUSEN 1995, Regionalism  
FALKENHAUSEN, LOTHAR VON: The regionalist paradigm in Chinese archaeology. – In: Philip L. Kohl and Clare Fawcett (Ed.): Nationalism, Politics and the Practice of Archaeology. Cambridge University Press: 198–217.
- Fengxia 1976  
LIAONING SHENG WENWU GANBU PEIXUNBAN: Liaoning Beipiao Xian Fengxia yizhi 1972 nian chun fajue jianbao. – Kaogu (1976) 3: 197–210, 186.

- GUO 1995, Lower XJD  
 GUO DASHUN: Lower Xiajiadian Culture. – In: Nelson, Sarah M. (Ed.): The Archaeology of Northeast China. Routledge, London and New York, 263 S.
- MANZANILLA 1987, Tempel and Palace  
 MANZANILLA, LINDA: The Beginnings of Urban Society and the Formation of the State: Temple and Palace as Basic Indicators. – In: Manzanilla, Linda (Ed.): Studies in the Neolithic and Urban Revolutions. The V. Gordon Childe Colloquium: 271–286.
- NISSEN 1987, Urban  
 NISSEN, HANS J.: The Urban Revolution of Mesopotamia - Reconsidered. – In: Manzanilla, Linda (Ed.): Studies in the Neolithic and Urban Revolutions. The V. Gordon Childe Colloquium, Mexico 1986. BAR International Series 349, Mexico: 287–294.
- TIAN 1992, influences  
 TIAN GUANGJIN: Nei Mongol changcheng didai zhi kaoguxue wenhua yu linjing tongqi wenhua xianghu yingxiang guilü de yanjiu. The reciprocal influences of the Archaeology Cultures of the Great Wall Region of Inner Mongolia with Neighbouring Cultures. – In: The International Academic Conference of Archaeological Cultures of the Northern Chinese Ancient Nations. (Hohhot 11.-18.8.1992) conference papers up.
- TIAN 1993, settlements  
 TIAN GUANGJIN: Nei Mongol changcheng didai shicheng juluo zhi ji xiangguang zhu wenti. – In: Zhang, Xuehai et.al. (Ed.): Jinan Chengziya yizhi fajue 60 zhounian guoji xueshu taolunhui wenji. Qilu, Jinan 1993: 119–135.
- TONG 1995, Chinese arch.:  
 TONG ENZHENG: Thirty years of Chinese archaeology (1949-1979). – In: Philip L. Kohl and Clare Fawcett (Ed.): Nationalism, Politics and the Practice of Archaeology. Cambridge University Press: 177–197.
- WAGNER 1994, desertification:  
 WAGNER, MAYKE: Traces of prehistoric population and desertification processes in Horqin Grassland – an approach to environmental archaeology. In: Proceedings of the Japan-China International Symposium on the Study of the Mechanism of Desertification March 2–4, 1993, Special Lectures S. 53–68, Tsukuba 1994 (in Chinese, Translation: Jin Guiyun: Horqin caoyuan shiqian shidai de juluo yu shamohua guocheng de huanjing kaoguxue yanjiu. in: Liaohai Wenwu Xuekan, Shenyang, (1996)1: 134–140)
- WAGNER 1997, Badain Jaran:  
 WAGNER, MAYKE: Die archäologischen Funde der chinesisch-deutschen Badain-Jaran-Expeditionen 1993-1995 in der Autonomen Region Innere Mongolei der VR China. – In: Eurasia Antiqua Bd. 3: 1–40.
- XU GJ 1986, stone walls  
 XU GUANGJI: Chifeng Yingjin He, Yin He liuyu de shicheng yizhi. – In: „Zhongguo kaoguxue yanjiu“ - bianweihui (Ed.): Zhongguo kaoguxue yanjiu - Xia Nai xiansheng kaogu wushi nian jinan lunwenji. Wenwu, Beijing 1986: 82–92.
- XU H 1996, towns  
 XU HONG: Xian Qin chengshi kaoguxue yanjiu. Beijing University, Ph Dissertation., Beijing, 154 S.
- ZHU 1992, Pingdingshan  
 ZHU YONGGANG et al.: Liaoning Fuxin Pingdingshan shichengzhi fajue baogao. – In: Kaogu (1992) 5: 399–417.

#### *Anschrift der Autoren*

Jin Guyin; Deutsches Archäologisches Institut (Eurasien Abt.); Im Dol 2–6, Haus 2; 14195 Berlin; email eurasien@zedat.fu-berlin.de

Maike Wagner; Deutsches Archäologisches Institut (Eurasien Abt.); Im Dol 2–6, Haus 2; 14195 Berlin; email eurasien@zedat.fu-berlin.de

## Untersuchungen zum $^{14}\text{C}$ -Reservoir Effekt an rezenten und fossilen lakustrinen Sedimenten aus dem Südosten der Badain Jaran Wüste (Innere Mongolei/VR China)

mit 7 Abbildungen und 3 Tabellen

JÜRGEN HOFMANN & MEBUS A. GEYH

Berlin & Hannover

**Zusammenfassung:** Im Südosten der Badain Jaran Wüste befinden sich mehr als 100 perennierende Gewässer, die sich hinsichtlich ihrer Salinität und ihrer Morphometrie stark unterscheiden. Fossile lakustrine Ablagerungen in unmittelbarer Nähe der Seen bieten die seltene Möglichkeit, die aktuellen mit den paläolimnologischen Verhältnissen zu vergleichen. Zur Ermittlung von Zeitmarken aus  $^{14}\text{C}$ -Daten mußte deren  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur möglichst genau bestimmt werden. Hierzu wurden vom See Nuoertu, dem größten im Untersuchungsgebiet, die organischen und karbonatischen Fraktionen rezenter und fossiler lakustriner Sedimente mit der Radiokohlenstoff ( $^{14}\text{C}$ )-Methode datiert. Bei vier Proben (Hv 21924/21925, Hv 21926/21927, Hv 21928/21929, Hv 22001/22002) stimmt die Differenz der  $^{14}\text{C}$ -Alter beider Fraktionen mit dem Mittel von  $-2140 \pm 160$  Jahren überein, bei zwei anderen Proben (Hv 21920/21921 und Hv 21922/21923) betrug sie  $-1000 \pm 135$  und  $-16165 \pm 1240$  Jahre. Grundsätzlich sind die  $^{14}\text{C}$ -Alter von Karbonaten größer als die der organischen Fraktion, jene sind aber immer noch größer als die tatsächlichen. Ihre  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur wurde mit dem  $^{14}\text{C}$ -Alter einer Probe eines rezenten subhydrischen Sediments aus der jüngsten Schicht nahe der Grenzfläche Wasser/Sediment bestimmt.

**Summary:** In the SE part of Badain Jaran Sand Sea, Inner Mongolia, there are more than 100 perennial lakes, each with a different salinity and morphometry. The study of the recent and fossil lacustrine sediments in the direct vicinity of modern lakes allows the reconstruction of the paleolimnologic environment. The reservoir correction is derived from  $^{14}\text{C}$  dates of both the organic and carbonate fraction of the sediments. The largest lake in this area, lake Nuoertu, contained the most suitable material. The differences of the  $^{14}\text{C}$  dates of both fractions of four samples (Hv 21924/21925, Hv 21926/21927, Hv 21928/21929, Hv 22001/22002) agree within their confidence intervals and yield a mean of  $-2140 \pm 160$  years, those of two other samples (Hv 21920/21921 and Hv 21922/21923) are  $-1000 \pm 135$  and  $-16165 \pm 1240$  years, respectively. Hence, the reservoir correction may have a wide range. Generally, the  $^{14}\text{C}$  dates of the carbonate fraction are larger than those of the organic fraction, the latter still being larger than the actual ones. The  $^{14}\text{C}$  reservoir correction for the latter was determined by  $^{14}\text{C}$  dating of the recent lacustrine sediment from the youngest layer near the water/sediment interface.

## Einführung

Die Badain Jaran Wüste (39°30' bis 41°30' nördliche Breite; 100° bis 103°30' östliche Länge) ist im Vergleich zu anderen Wüsten Zentralasiens einzigartig, weil in ihrem Südosten mehr als 100 perennierende Oberflächengewässer mit unterschiedlicher Salinität unter voll aridem Klima existieren. Das Studium ihrer Sedimente erlaubt eine Rekonstruktion der paläolimnologischen Situation zwischen Vergangenheit und Gegenwart.

Die bisher nur mit Kamelen zugängliche und deshalb geowissenschaftlich bisher wenig erforschte Sandwüste wurde 1988 und 1993 von zwei chinesisch-deutschen Gemeinschaftsexpeditionen unter Leitung von Prof. Dr. D. JÄKEL (FU Berlin), Prof. Dr. ZHU Zhenda und Prof. Dr. DONG Guangrong (beide vom Institut für Wüstenforschung in Lanzhou) unter geomorphologischen Aspekten erkundet (YANG 1991, WAGNER 1995, JÄKEL 1995, 1996). Etwa zur gleichen Zeit führten Prof. GU Weizu (Nanjing) und Prof. Dr. M.A. GEYH (Hannover) isotopenhydrologische Untersuchungen in der Graslandebene Gurinai westlich der Badain Jaran Wüste durch (GEYH & GU 1991). Im Jahre 1995 erkundeten Prof. Dr. JÄKEL (Berlin), Prof. Dr. GEYH (Hannover) und Prof. GU Weizu (Nanjing) den nördlichen Teil der Badain Jaran Wüste, wobei Fragen der Dünenformung und der Isotopenhydrologie nachgegangen wurde (GEYH, GU & JÄKEL 1996). Diese Vorarbeiten, die Erkundung der lo-

gistischen Möglichkeiten sowie die seit kurzem verfügbare Karte „Map of Landscape of Typical Megadunes in Badain Jaran Desert, Scale 1 : 100 000 (LU Jinhua & JÄKEL 1996) bildeten die Grundlage für die folgenden, von der DFG und der MPG finanzierten Expeditionen in den Jahren 1994 und 1995. Sie fanden unter Leitung von Dr. J. HOFMANN statt und konzentrierten sich auf Wüstenseen und deren unmittelbare Umgebung (HOFMANN 1996). Zur Rekonstruktion der paläolimnologischen Verhältnisse wurden für die  $^{14}\text{C}$ -Datierung geeignete Proben beschafft und analysiert. Nur wenige der lakustrinen Sedimente enthielten neben Karbonaten auch organische Bestandteile. Für beide Fraktionen war der  $^{14}\text{C}$ -Reservoirereffekt (Hartwassereffekt, DEVEEY et al. 1954; MÜNICH 1957, 1968; GEYH & SCHLEICHER 1990) zu bestimmen, der minimal –500 Jahre beträgt. Er kann aber auch wesentlich größer sein (GEYH, SCHOTTERER & GROSJEAN 1998). Folgenden Fragen wurde nachgegangen:

- a) Wie groß ist die  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur für die organischen und karbonatischen Fraktionen der lakustrinen Sedimente des Arbeitsgebiets?
- b) Welche Datierungsfehler beider Fraktionen können auftreten?

## 1. Zur Physiogeographie des Untersuchungsgebietes

Die Badain Jaran Wüste (Abb. 1) ist mit einer Fläche von 44 000 km<sup>2</sup> die drittgrößte Sandwüste in China. Sie befindet sich auf dem westlichen Teil des Alashan-Plateaus in der Inneren Mongolei. Im Gegensatz zu anderen Wüsten Zentralasiens befinden sich auf mehr als 50 % der Gesamtfläche Megadünen, die 200 bis 300 m, im Südosten sogar bis zu 430 m hoch sind. In der westlichen Literatur werden die Badain-Jaran-Wüste und die Tengger-Wüste fälschlicherweise als Ala-Schan-Wüste, bezeichnet (PETROV 1966, McKEE 1979).

Im Süden wird die Badain-Jaran-Wüste von den Gebirgszügen des Hei Shan Tou (max. Höhe 1963 m NN) begrenzt, einem Ausläufer des Heli Shan Gebirges, im Südosten durch den bis 1957 m NN aufragenden Yabrai Shan. Beide Gebirge bilden einen nach Norden und Westen offenen Winkel. Im Westen und Norden grenzt die Wüste an die Sumpf- und Graslandebenen von Gurinai und Guazi Hu, die auf 1000 m NN liegen.

Die Längsachsen der Megadünen streichen etwa in SW-NE Richtung und verlaufen damit quer zur vorherrschenden Windrichtung aus WNW. Die Dünen sind im Mittel 5 km lang und 1,5 km breit. Sie haben einen steilen Leehang und einen flacheren Luvhang. Im Südosten der Wüste zwischen 39°26' bis 40°00' nördlicher Breite und 102°00' bis 102°33' östlicher Länge (Abb. 1) existieren in den Talungen zwischen den höchsten Megadünen mehr als 100 Gewässer. Ihr Verteilungsmuster zeigt eine Zweiteilung:

Im Süden auf einer Fläche, die sich in N-S-Richtung 23 km und in O-W-Richtung 7 km erstreckt, befinden sich relativ kleine, langgestreckte Flachseen und Kleingewässer, die häufig paarweise am Ansatzpunkt des Dünenkörpers auftreten. Sie sind maximal 1,8 m tief und maximal 0,2 km<sup>2</sup> groß. Die Wässer sind überwiegend subsalin (Salzgehalt 0,5 bis 3 g/l), aber auch hyposalin (3 bis 20 g/l) bis hypersalin (> 50 g/l). Aufgrund der häufigen Durchmischung des Wasserkörpers bei Sandstürmen



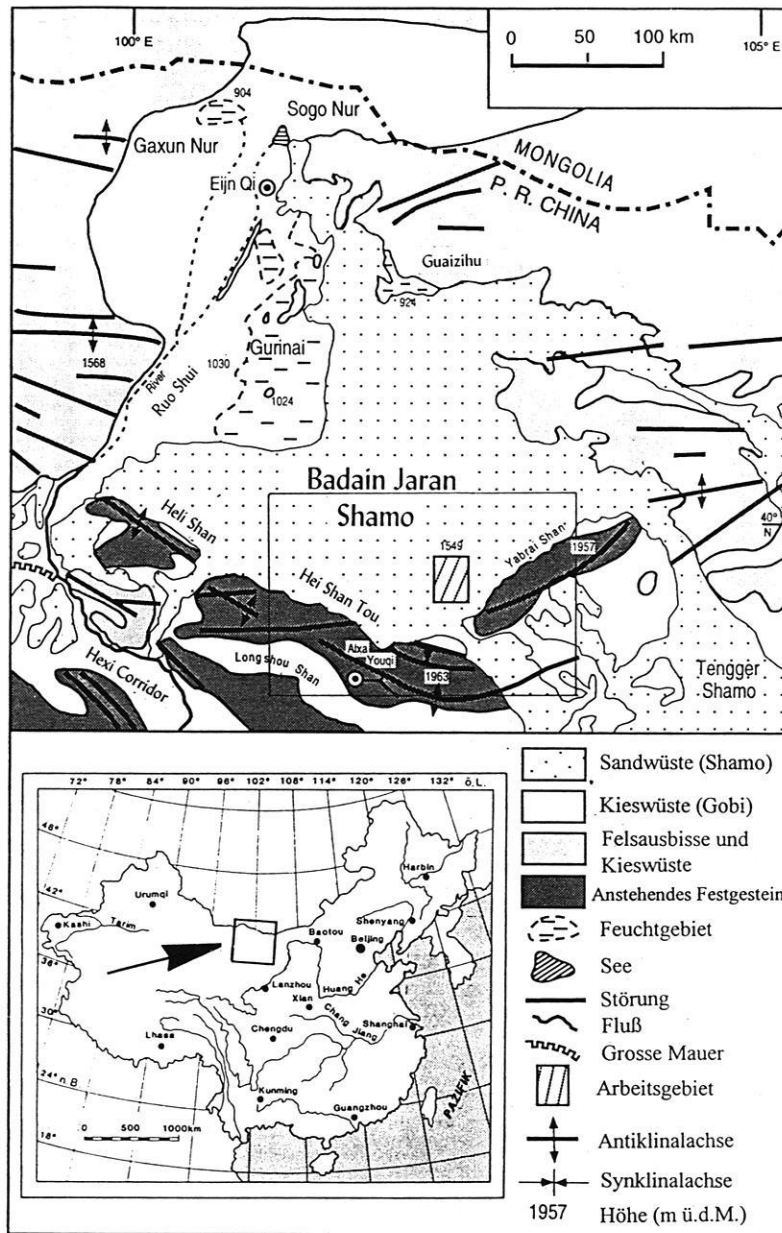


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im Südosten der Badain-Jaran-Wüste.

Fig. 1: Location of the study area in the SE of the Badain Jaran desert.

sind die Gewässer ungeschichtet und polymiktisch.

Das nördliche Gebiet ist mit einer Fläche von ca. 46 x 30 km<sup>2</sup> wesentlich größer als das südliche. Es gibt hier rundlich-ovale Seen mit morphologisch ausgeprägten Beckenböden, die wie auf einem Gitternetz verteilt sind.

Sie sind maximal 15,6 m (See Nuertu) tief und nicht größer als 1,75 km<sup>2</sup>. Im Längsprofil haben einige Seebekken bereits in geringer Entfernung vom Ufer eine steile Böschung, die erst in größerer Wassertiefe in einen ebenen Bereich übergeht. Diese Beckenmorphologie ist für ein äolisch dominiertes Sedimentationsmilieu ungewöhn-

lich. Die hiesigen Seewässer sind mit Salzgehalten zwischen 99 und 326 g/l hypersalin. Nach den Temperaturprofilen vom September und Oktober 1995 befindet sich die Temperatursprungschicht in etwa 6 m Wassertiefe. Es gibt aber auch chemisch geschichtete Seen vom meromiktischen Typ. Schließlich sind Gewässer vorhanden, die perlschnurartig aufgereiht sind. Sie wurden bei der Auswertung von LANDSAT-Szenen entdeckt und „desert pearls“ genannt (WALKER 1982). Sie wurden in dieser Arbeit nicht untersucht.

Beide Seegebiete sind durch einen ca. 10 km breiten, gewässerlosen Geländestreifen getrennt, dessen höchster Punkt bei der Lokalität Yikeliaobao ( $39^{\circ}40'N$ ,  $102^{\circ}18'E$ , 1 457 m NN) liegt. Die Gewässer haben keine Abflüsse und werden ausschließlich vom Grundwasser gespeist, das sich in einem, vermutlich artesischen Aquifer unbekannter Mächtigkeit befindet. Quellaustritte gibt es an den Dünenflanken und an den Ufern bzw. am Grund der Gewässer.

## 2. Material und Methoden

Zur Ermittlung der  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur wurden verschieden alte Proben unterschiedlicher Faziestypen mit mindestens 10 % Karbonat und 0,2 % organischen Kohlenstoff ausgewählt, um die organischen und karbonatischen Fraktionen getrennt datieren zu können. Nur die Sedimente eines Gewässers erfüllten die oben genannten Kriterien, nämlich die des Sees Nuortu im nördlichen Gewässergebiet (Tab. 1). In einiger Entfernung vom Ufer sind in Höhen von 15,4 m (Profil P 34/4, Kap. 4.2.1) bzw. 7,3 m (Profil P 34/3, Kap. 4.2.3) über dem Seespiegel verschiedene Faziestypen fossiler lakustriner Sedimente aufgeschlossen (Proben Hv 21920/21921, Hv 21922 / 21923). Rezentes subhydrisches Material lieferten die Bohrungen B 34/1 und B 34/2 (Kap. 4.1), die mit einem Stechbohrgerät (Prinzip BENELL) vom Schlauchboot niedergebracht worden waren. Die Bohrkerne haben bis zu 1 m Länge sowie einen Durchmesser von 68 mm und wurden alle 3 cm (B 34/1) bzw. alle 5 cm (B 34/2) beprobt. Der Parallelkern B 34/1 wurde im Institut für Wasser-, Boden und Lufthygiene in Berlin gammaspektrometrisch auf  $^{137}\text{Cs}$  untersucht. Vom Bohrkern B 34/2 (Abb. 4) wurden drei Abschnitte untersucht: der Top (Probe B 34/2-1 bzw. Hv 21924/21925), die Mitte (Probe B 34/2-6 bzw. Hv 21926/21927) und die Basis (Hv 21928/21929), die wegen der geringen Probemenge aus den Proben B 34/2-10 und -11 bestand.

Um auch die mutmaßlich ältesten lakustrinen Sedimente in die Untersuchung einzubeziehen, die 19 km NW des Sees Nuortu in einer Höhe von 35 m über dem Seespiegel des Sees Cheligeri ( $39^{\circ}53'N$ ,  $102^{\circ}15'E$ ) anstehen (Abb. 3), wurden zusätzlich die Proben Hv 22001/22002

Das extrem kontinentale winterkalte Wüstenklima wird durch große Temperaturschwankungen, eine lange Nachtfrostperiode und große Trockenheit geprägt (MISCHKE 1996). Die mittlere Jahrestemperatur beträgt  $8^{\circ}\text{C}$ . Im Zeitraum von 1960 bis 1980 lagen die Extreme der Tagestemperatur bei  $-35,2^{\circ}\text{C}$  (Station Ejina Qi am 27. 12. 1967) bzw.  $43,1^{\circ}\text{C}$  (Station Guaizihu am 21. 07. 1980). Ende Oktober 1993 änderte sich die Temperatur während der Geländearbeiten innerhalb von 24 Stunden von  $-18$  auf  $+18^{\circ}\text{C}$ . Aufgrund der Reliefverhältnisse können sich in den Dünentälungen sog. „Kaltluftseen“ mit hoher Feuchte bilden und über längere Zeit erhalten. Entlang eines SE-NW verlaufenden Gradienten nimmt der mittlere Jahresniederschlag von 114 mm (Station Alxa Youqi) auf 38 mm (Station Ejina Qi) ab. Die jährliche potentielle Evapotranspiration fällt von 3 790 mm im Westen auf 2 500 mm im Osten. Niederschläge fallen hauptsächlich in den Sommermonaten, in den relativ trockenen Wintern fällt gelegentlich Schnee.

aus dem Profil P 09/2 datiert (Kap. 4.2.2.).

Die Proben aus den entsprechenden Bohrkernen und den Bodenprofilen wurden im Labor des Instituts für Geographische Wissenschaften in Berlin bei  $105^{\circ}\text{C}$  getrocknet und geteilt: Ein Aliquot wurde in einer Scheibenschwingmühle gemahlen, röntgendiffraktometrisch und auf  $C_{\text{gesamt}}$ ,  $C_{\text{anorg}}$  und  $S_{\text{total}}$  analysiert. Die andere Teilprobe wurde für die Altersbestimmung im  $^{14}\text{C}$ -Labor Hannover verwendet.

Tab. 1: Morphometrische Kenndaten des Sees Nuortu.

Table 1: Morphometric parameters of Lake Nuortu.

$A_0$ (Fläche in Höhe des Wasserspiegels)	1,75 km <sup>2</sup>
V (Volumen)	$8 \times 10^7$ m <sup>3</sup>
$Z_m$ (maximale Tiefe des Sees)	15,5 m
Z (mittlere Tiefe $V/A_0$ )	10,3 m
L (Länge der Uferlänge)	5,2 km

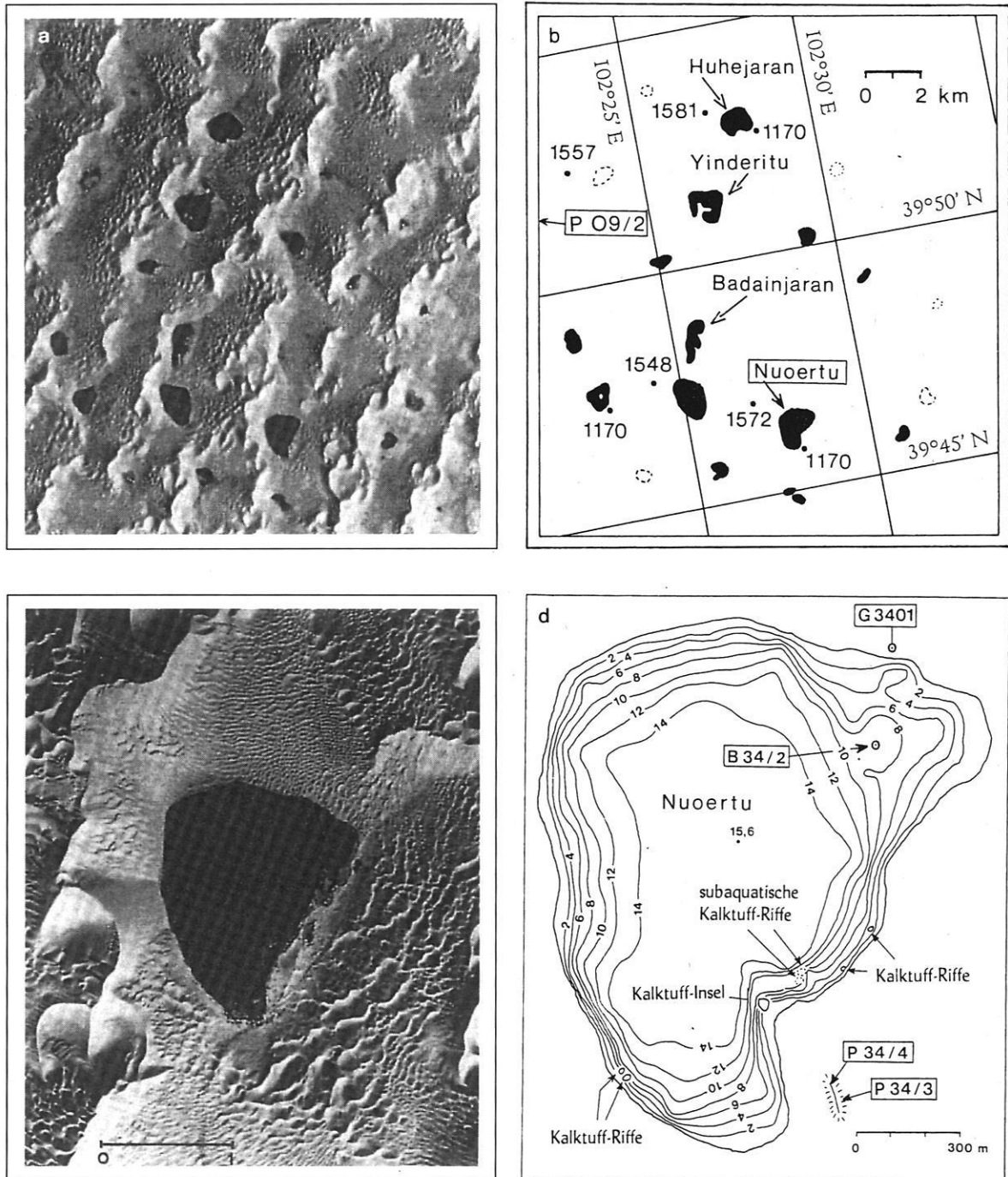


Abb. 2: Lage des Sees Nuertu: a) LANDSAT-Satellitenbildszene v. 28.5.1990; b) Ortsnamen, geogr. Koordinaten, Salzseen (schwarze Flächen), Salzpfannen (gestrichelte Linien) und Lage des Profils P 09/2. Die Höhenangaben (Meter ü.d.M.) der Seespiegel sowie der Kammbereiche der Megadünen beziehen sich auf chinesische Topographische Karten (1 : 50000); c) Luftbild des Salzsees Nuertu aus dem Jahr 1960, die Länge der Maßstabsleiste entspricht 1 km; d) Tiefenlinienkarte des Salzsees Nuertu mit Lage der Profile P 34/3 und P 34/4 sowie des Bohransatzpunktes der Bohrung B 34/2 bzw. des Parallelkerns B 34/1 und Probenahmepunkte von Wasserproben; Abstand der Tiefenlinien 2 m (Quelle: eigene Tiefenlotungen und Berechnungen).

Fig. 2: Location of Lake Nuertu: a) LANDSAT satellite image scene, 28/5/1990; b) place names, geogr. coordinates, salt lakes (black areas), salt pans (dashed lines) and location of profile P 09/2. Elevations (m a.s.l.) of lake levels and megadune crests based on Chinese topographic maps (1 : 50 000); 1960 air photo of Nuertu salt lake, length of scale bar represents 1 km; d) bathymetric map of Nuertu salt lake with location of profiles P 34/3 and P 34/4 and the site of core B 34/2 and the parallel core B 34/1 and sampling sites of water samples; isobath interval 2 m (source: authors' own water-depth measurements and calculations).

### 3. Sedimentologische und chronologische Ergebnisse

Im Salzsee Nuortu ( $39^{\circ}46'\text{N}$ ,  $102^{\circ}28'\text{E}$ , 1170 m NN; Abb. 2) wurden und werden in der Mischzone zwischen subaquatischem Quellwasser und hypersalinen Seewasser pfeilerartige, viele Meter hohe Kalktuff-Riffe (Mikrobialithe sensu BURNE & MOORE 1987) gebildet, die vom Seeboden bis knapp unter die Wasseroberfläche reichen (Abb. 2d in Verbindung mit Abb. 3). Sie bestehen aus porösen aragonitischen Kalktuffen, die von Matten aus Cyanobakterien gefällt werden (ARP, HOFMANN & REITNER 1998). Über den Seespiegel herausragende und in Verkarstung begriffene Mikrobialithe weisen auf ehemals höhere Seespiegelstände hin, die bei bekannter  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur (z.B. durch die Datierung von synsedimentär eingelagerten Pflanzenteilen) datiert werden können.

Riffartige Kalktuffe wachsen im ufernahen Bereich der südlichen Bucht bis dicht unter der Wasseroberfläche (Abb. 2d). Am Südostufer ragt ein derartiges Gebilde bis 1,5 m über der Wasseroberfläche und bildet eine 20 x 30 m große Insel mit zahlreichen Quellen (Wasserprobe Q 3402c; Tab. 2). Sie war nach Auskunft eines ortsansässigen Mongolen bis zum Erdbeben im Frühling des Jahres 1927 als Halbinsel mit dem Festland verbunden. Damals bildeten sich am Nordufer Erdspalten, und der

Seewasserspiegel stieg so weit, daß der südliche Uferbereich seither mehrere Dezimeter überflutet ist. Vermutlich war es das verheerende Erdbeben am 25. Mai 1927, dessen Epizentrum 170 km südlich des Arbeitsgebietes bei der Stadt Wuwei im Hexi-Korridor lag und eine Stärke von 8 hatte. Nach dem Tiefenplan des Sees (Abb. 2d) fällt das Seebecken bereits wenige Meter vom Ufer entfernt steil in die Tiefe, lediglich am Südufer gibt es einen sanft einfallenden Boden. Im Zentrum ist der See einheitlich 14 bis 15 m tief. Am Nordostufer haben langgestreckte Sedimentrücken kleine Buchten gebildet.

Die chemische Zusammensetzung der See-, Grund- und Quellwässer ist der Tab. 2 zu entnehmen. Hydrochemisch entspricht das stark alkalische Seewasser (pH-Wert 9,9) mit einem Salzgehalt von 99 g/l dem Na-Cl-CO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Typ. Bei den Kationen dominiert Natrium (92,4 meq%), untergeordnet sind Kalium (6,9 meq%) und Magnesium (0,7 meq%) vorhanden. Bei den Anionen überwiegt Chlorid (47,3 meq%), gefolgt von Karbonat (33,5 meq%) und Sulfat (13,7 meq%). Aufgrund des hohen pH-Wertes sind nur 5,5 meq% Hydrogenkarbonat enthalten. Nach den Wasserproben S 3401 und S 3404 (Tab. 2) ändert sich die chemische Zusammensetzung mit der Tiefe nicht.

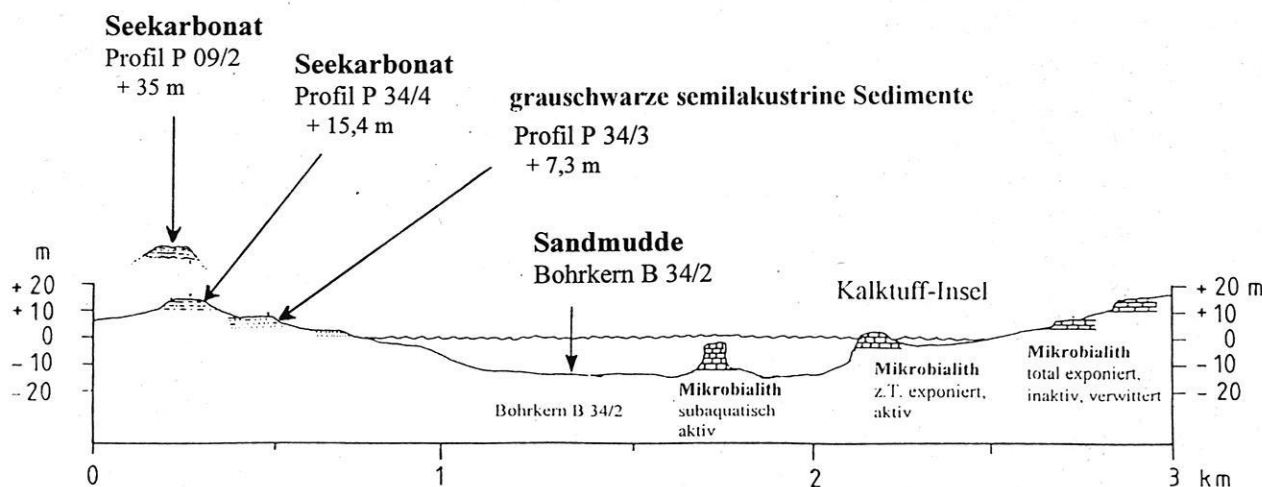


Abb.: 3: Position der datierten Faziestypen rezenter und fossiler lakustriner Sedimente (einschließlich des Profils P 09/2 vom See Cheligeri) entlang eines schematischen Profils durch den See Nuortu.

Fig. 3: Location of the dated facies types of recent and fossil lacustrine sediments (including profile P 09/2 at Cheligeri Lake) along a schematic profile across Lake Nuortu.

Das leicht alkalische Grund- und Quellwasser enthält 0,3 g/l bzw. 0,5 g/l gelöste Substanzen und ist somit Süßwasser im Sinne von HAMMER (1983). Bei den Kationen des Quellwassers (Probe Q 3402, Tab. 2) dominiert Natrium (49,6 meq%), die Gehalte der zweiwertigen Kationen Calcium (24,3 meq%) und Magnesium (23,2 meq%) sind bedeutend höher als die des Seewassers. Kalium tritt nur in geringen Mengen auf (2,9 meq%). Die Anionen-Gehalte des Quellwassers nehmen von Chlorid (35,3 meq%) über Sulfat (26,4 meq%), Hydrogenkarbonat (22,9 meq%) zum Nitrat (15,3 meq%) hin ab. Die Anionen- und Kationenverhältnisse des Grundwassers stimmen in etwa mit denen vom Quellwasser überein und sind dem Na-Mg-Ca-Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Typ zuzuordnen. Bemerkenswert sind die hohen Nitratgehalte im Grund- und Quellwasser, die beim Stoffwechsel mikrobieller Matten gebildet worden sein könnten.

Die Vertikalprofile der Temperatur und des Sauerstoffs vom 6.10.1995 zeigen eine ausgeprägte thermische Schichtung. In 7 m Tiefe nimmt die Temperatur von 20° auf 8 °C ab und erreicht im Hypolimnion 4 °C. Der Sauer-

stoffgehalt betrug im Epilimnion 4 bis 5 mg/l und am Seeboden weniger als 1 mg/l, so daß dort anoxische Verhältnisse herrschen. Die Sichttiefe als Maß der Wassertrübung betrug 7,3 m.

Etwa 300 m südöstlich des Seeufers befindet sich ein 15,4 m hoher länglicher Hügel, an dem die Profile P 34/3 und P 34/4 aufgenommen wurden. In 7,3 und 15,4 m über dem Spiegel des Sees Nuuertu befinden sich schluffige Sedimente einer semilakustrinen bzw. lakustrinen Fazies, die sich sedimentologisch von den rezenten, subhydri-schen Sedimenten unterscheiden. Postsedimentäre Störungen zeigen sich in blockartig verstellten und gegeneinander versetzten Sedimentpaketen. Die Höhenlage der Profile erlaubt daher keine genaue Rekonstruktion der Seespiegelstände. Es ist jedoch möglich, die paläolimnologischen Milieubedingungen mit faziellen Untersuchungen nachzuvollziehen und mit Datierungen chronologisch einzuordnen. Die Lage der untersuchten Faziestypen, der Profile und der Bohrung sind in Abb. 3 schematisch dargestellt.

Tab. 2: Ergebnisse der Analysen des See-, Grund- und Quellwassers vom Salzsee Nuuertu.

Table 2: Results of hydrochemical analyses of lake-, ground- and spring-water at Nuuertu salt lake.

Proben-Nr.	Seewasser		Grundwasser	Quellwasser
	S 3401	S 3404	G 3401	Q 3402
Probenahme	Seemitte (-0,2 m)	Seemitte (-14,8 m)	Schachtbrunnen (s. Abb. 2d)	Quelle auf der Kalktuff-Insel
Dichte 20°C [g/cm <sup>3</sup> ]	1,0735	1,0744	0,9981	0,9981
TDS [g/l]	99,0	97,0	0,3	0,5
Leitfähigkeit [mS/cm]	91,1	90,2	0,57	0,68
PH	10,0	9,9	8,1	8,1
Na <sup>+</sup> [mg/l]	35000,0	34750,0	50,0	80,0
K <sup>+</sup> [mg/l]	4400,0	4325,0	7,9	8,0
Ca <sup>2+</sup> [mg/l]	10,0	11,0	26,6	34,1
Mg <sup>2+</sup> [mg/l]	150,0	136,0	17,6	19,8
Cl <sup>-</sup> [mg/l]	27620,0	28200,0	64,0	84,3
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> [mg/l]	10845,0	10720,0	57,6	85,6
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> [mg/l]	22,5	25,0	51,7	64,0
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> [mg/l]	5524,0	4860,0	120,1	94,5
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> [mg/l]	16535,0	14115,0	n.b.	n.b.
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> [mg/l]	0,4	0,3	0,1	0,3
GH (°dGH)	35,9	33,0	7,7	9,3

(GH = Gesamthärte in dt. Härtegraden; n.b. = nicht bestimmbar)

**3.1. Ergebnisse der Bohrkerne B 34/1 und B 34/2.**

Der 55 cm lange Bohrkern B 34/2 wurde in einer Wassertiefe von 9,3 m im nordöstlichen Bereich des hypersalinen Sees Nuuertu (Abb. 2d) gezogen. Das rezente subhydri-sche Sediment (Abb. 4) ist eine dunkelgraue bis schwarze

silikatische Mudde, die in den Schichten 2 und 3 deutlich laminiert ist. Es besteht überwiegend aus mäßig sortier-tem, schluffigem Feinsand (mittlere Korngröße 0,097mm) mit hohem Quarz- und Feldspatgehalt. Der Anteil an orga-nischem Kohlenstoff liegt zwischen 0,5 und 1 %, an Kar-bonat zwischen 6 und 14 %. Letzterer nimmt zur Basis des Kerns hin ab.

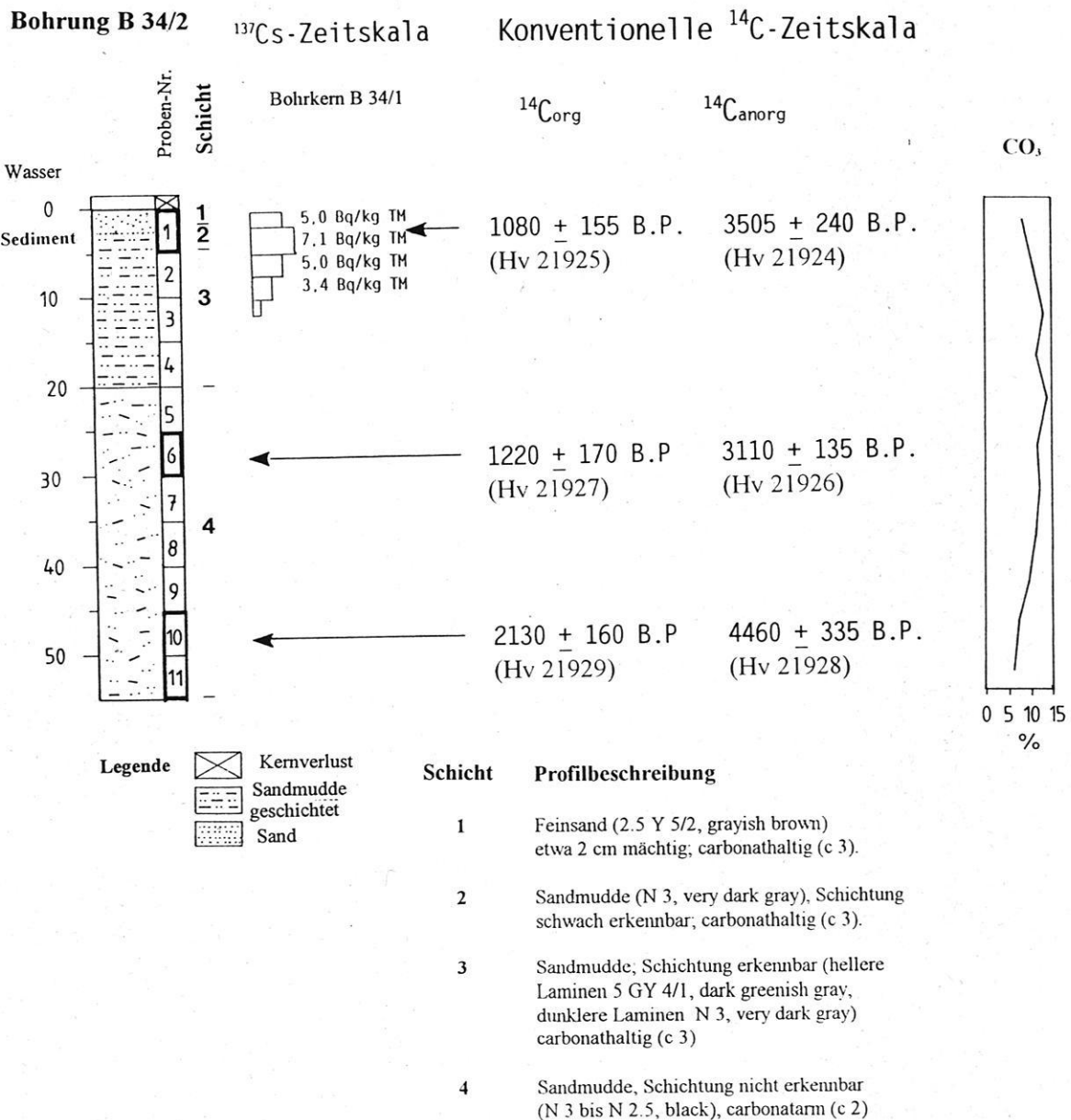


Abb. 4: Der Bohrkern B 34/2. Lage des Bohransatzpunktes siehe Abb. 2d.

Fig. 4: Core B 34/2. Location of core site see Fig. 2d.

Untergeordnet treten auch mm-große Salzkristalle auf. Massive Salzlagen wurden allerdings nicht gebildet, da das Wasser über dem Sediment mit einem Salzgehalt von ca. 99 g/l noch nicht übersättigt ist. Der äolische Eintrag von Feinsanden war groß, die Produktion organischer Substanz durch benthische mikrobielle Matten aus Cyanobakterien niedrig. Die hohe Sichttiefe schließt eine starke Beteiligung von Plankton aus. Aufgrund der beschriebenen Merkmale ist dieser Faziestyp Sandmudde, bei sehr geringen Gehalt an organischer Substanz muddehaltiger Sand.

Die gammaspektrometrische Untersuchung eines Parallelkerns (B 34/1) wies in den oberen 12 cm  $^{137}\text{Cs}$  nach, dessen Maximum zwischen 3 und 5 cm eine Zeitmarke für die Jahre 1963/64 liefert (Abb. 4). Die Form der  $^{137}\text{Cs}$ -Verteilung spiegelt den erhöhten Eintrag von 1963/64 und den erniedrigten danach wider. Sie bestätigt, daß am Seeboden anoxische Bedingungen herrschen, die eine bioturbate Durchwühlung der Sedimente verhindert haben. Aus der Lage des  $^{137}\text{Cs}$ -Maximums ergibt sich für den Zeitraum von 32 Jahren eine Sedimentationsrate zwischen 0,9 und 1,6 mm/Jahr, für die oberen 12 cm insgesamt und einen Zeitraum von 42 Jahren 2,9 mm/Jahr. Der Unterschied ist allerdings aufgrund der Dicke der einzelnen Schichten von 2–3 cm methodisch kaum signifikant. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierung der organischen Substanz ergab für die jüngste Schicht von 0–3 cm an der Grenzfläche Wasser/Sediment ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $1080 \pm 155$  Jahren (Hv 21925), das mit der  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur der organischen Fraktion gleichgesetzt wird. Um der Verfälschung der Sedimentationsrate durch die Kompaktion der Sedimente zu entgehen, beziehen wir uns auf das Trockengewicht. Die entsprechenden Ergebnisse lauten 0,082, 0,162 und  $0,246 \text{ g cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ .

Die drei  $^{14}\text{C}$ -Daten Hv 21925, 21927 und 21929 der organischen Fraktion der Proben des 55 cm langen Bohrkerns B 34/2 liefern eine schlüssige Abfolge von oben nach unten. Die maximale  $^{14}\text{C}$ -Altersdifferenz von  $1050 \pm 220$  Jahren ergibt eine wesentlich kleinere Sedimentationsrate von 0,5 mm/Jahr als die des Kerns B 34/1, die mit Kompaktion und Entwässerung des Sediments zu erklären ist und sich in der Abnahme der Dicke der Laminae zeigt. Im Trend zeigen die  $^{14}\text{C}$ -Daten der Proben Hv 21925/21927 sowie Hv 21927/21929 ein analoges Bild. Das Sediment zwischen 0 und 30 cm lieferte ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $140 \pm 230$  Jahren entsprechend einer Sedimentationsrate von  $2,1 \pm 3,5$  mm/Jahr, für den Bereich von 30–55 cm ergaben sich  $910 \pm 230$  Jahre und eine Sedimentationsrate von  $0,27 \pm 0,07$  mm/Jahr. Die Trockengewichte lieferten  $0,851 \pm 1,400$  und  $0,115 \pm 0,029 \text{ g cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ . Bei Berücksichtigung der Breite der Mutungsintervalle läßt sich daraus folgern, daß die Sedimentationsrate seit rund 1000 Jahren in etwa gleich groß geblieben ist und zwischen  $0,1$  und  $0,2 \text{ g cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  gelegen hat.

Die Differenz der  $^{14}\text{C}$ -Daten der karbonatischen Fraktion der Proben vom Top (Hv 21924) und der Basis (Hv 21928) beträgt  $955 \pm 410$  Jahre und gleicht der der organischen Fraktion. Die Probe Hv 21926 aus der Mitte des Bohrkerns ist nur scheinbar verjüngt, da die Altersumkehr innerhalb die Mutungsintervalle fällt.

## 3.2. Fossile lakustrine und semi-lakustrine Sedimente

### 3.2.1. Profil P 34/4

Das Profil P 34/4 (Abb. 5) besteht in den oberen 80 cm aus zwei Lagen von Seekarbonat (Schicht 2 und 5) mit dazwischen geschalteten, losen Sanden äolischer Herkunft (Schicht 3). Der Karbonatgehalt liegt zwischen 10 und 20 %. Die beiden Lagen sind 25 bzw. 50 cm mächtig und an der Oberkante durch Aggregatbildung verkrustet (Schicht 1 und 4). Die Seekarbonate sind ansonsten in 1 mm starken Laminae fein geschichtet. Sie enthalten Schneckengehäuse (*Gyraulus chinensis*, *G. albus*, *Radix aluminata*) und zahlreiche Ostrakodenschalen (ganz überwiegend *Limnocythere inopinata*, untergeordnet *Darwinula stevensoni*).

Die Proben Hv 21920/Hv 21921 wurden in einer Tiefe von 40–45 cm aus der zweiten Seekarbonatlage entnommen (Schicht 5). Die  $^{14}\text{C}$ -Datierung der organischen und karbonatischen Fraktion ergab Alter von  $13065 \pm 320$  und  $29230 \pm 1200$  Jahre v.h. Unter der Annahme, daß die  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur für die organische Fraktion klein ist, wurde dieses Sediment im Spätglazial abgelagert. Zum Liegenden hin gehen die Seekarbonate in den Schichten 6 und 7 allmählich in Sand über, in dem zahlreiche Rhizolithe auf vorzeitlichen Pflanzenwuchs schließen lassen. Die Schicht 8 an der Basis ist durch feinsandige, parallel geschichtete Mittelsande als Relikt einer Düne ausgewiesen.

Das Profil spiegelt vom Liegenden zum Hangenden den Übergang von einer äolischen zu einer lakustrinen Fazies wider. Der Dünenkörper an der Basis wurde bei größeren Bodenfeuchteverhältnissen durchwurzelt. Die sich anschließende Schichtfolge entspricht zunächst einer Uferfazies, die bei höherem Wasserspiegel ganz unter Wasser stand. Es kam zur Ablagerung lakustriner Sedimente, deren Fossilführung auf subsaline Verhältnisse schließen läßt, die sich gravierend von dem gegenwärtigen hypersalinen Milieu unterscheiden. Eine kurze Phase der Austrocknung zeichnet sich in der 3. Schicht ab, die aus an der Luft verkrusteten Seekarbonaten besteht. Es folgte eine Übersandung und der Übergang zur Seephase. Inwiefern sich eine Ichthyofauna entwickeln konnte, bleibt offen. Nur regelhaft deformierte und gequetschte Ostrako-



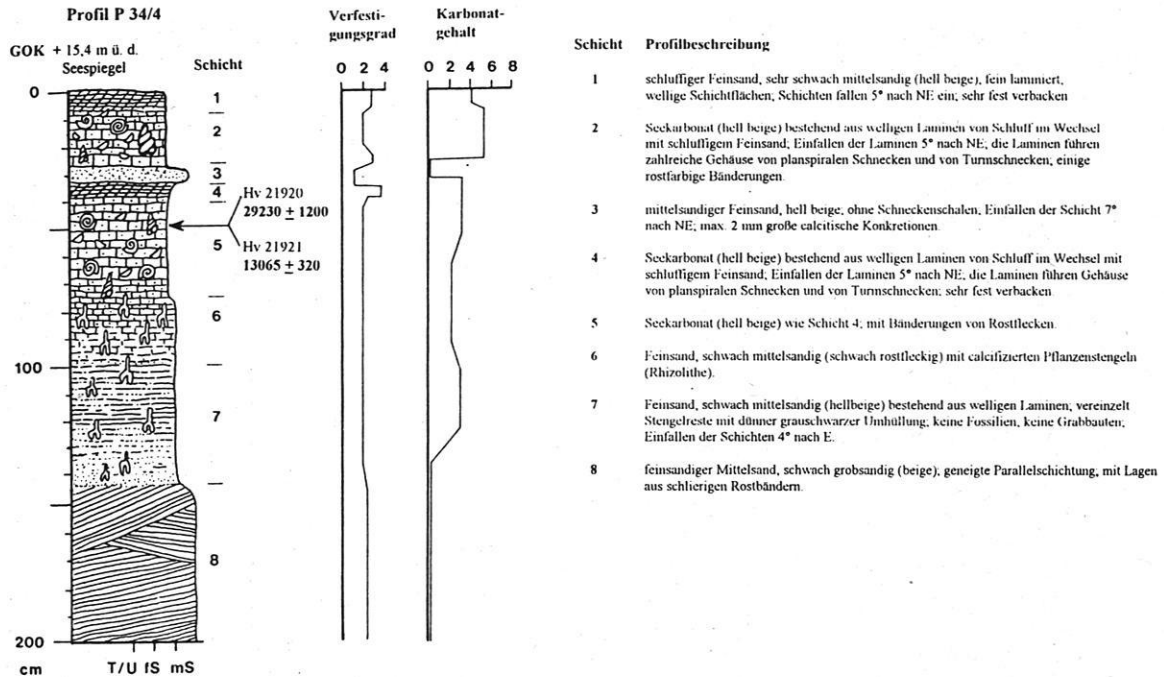


Abb. 5: Das Profil P 34/4. Angaben zum Verfestigungsgrad und zum Karbonatgehalt basieren auf den Kriterien der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe [Hrsg.] 1994). Die Nummerierung der Schichten bezieht sich auf die Profilbeschreibung im Text.

Fig. 5: Profile P 34/4. Data on degree of consolidation and carbonate content based on soil mapping guidelines published by the Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe 1994). Strata numbers based on profile description in text.

denschalen deuten auf mechanische Beanspruchungen hin, die z.B. bei der Nahrungsaufnahme durch Fische aufgetreten sein können.

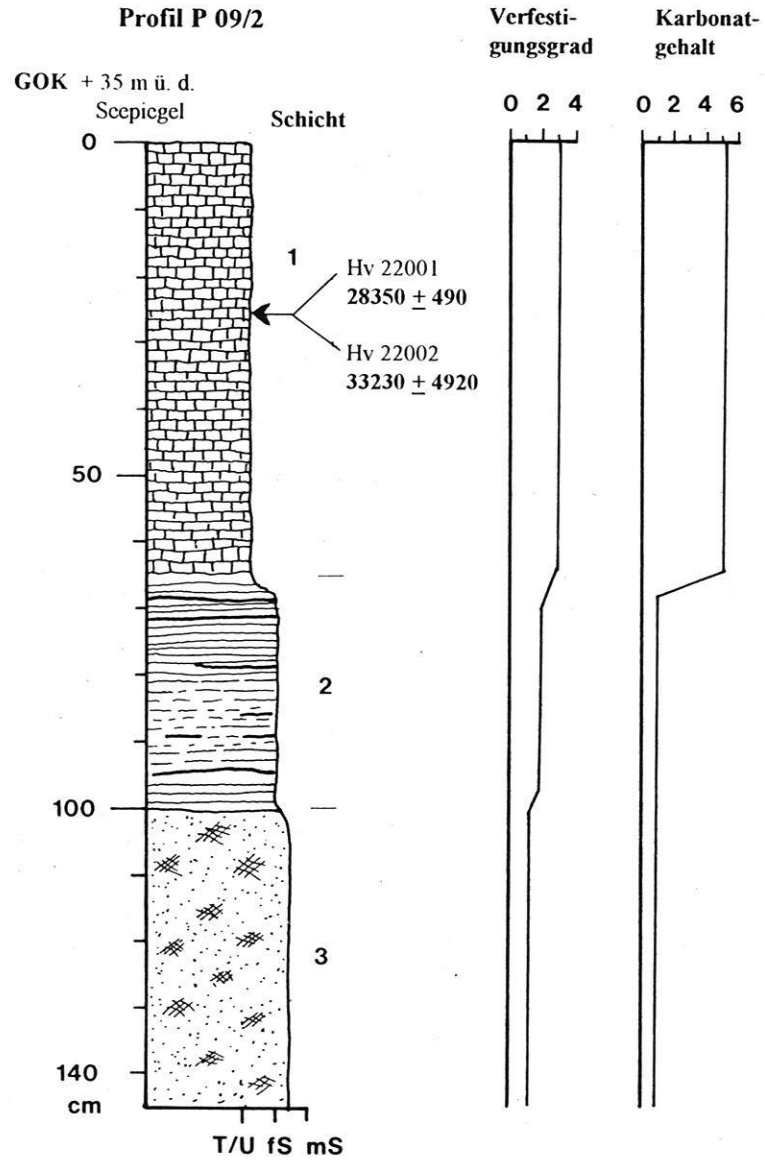
### 3.2.2. Exkurs: Profil P 09/2 (See Cheligeri)

Die mutmaßlich ältesten lakustrinen Sedimente im Untersuchungsgebiet befinden sich 35 m über dem gegenwärtigen Seespiegel des Sees Cheligeri (Abb. 2). Die Lokalität des Profils P 09/2 (Abb. 6) liegt etwa 2 km SW des Sees (39°53'N, 102°15'E; 19 km NW des Profils P 34/4) an einer bis zu 8 m hohen, ENE–WSW streichenden Geländestufe, die sich auf einer Länge von ca. 800 m verfolgen läßt. Die Geländestufe besteht aus hellgrauen, verfestigten Dünsanden mit sehr variablen Lagerungsverhältnissen.

Das Profil besteht aus bis 70 cm mächtigen, schluffigen Seekarbonaten ohne Makro- und Mikrofossilienreste. Die fehlenden Pflanzenspuren und Rippelschichtungen lassen auf eine uferferne Fazies schließen (Schicht 1 in Abb. 6). Der Karbonatgehalt liegt zwischen 13 und 20 %, der des  $C_{org}$  bei 0,3 % und der des Gesamtschwefels bei 0,02 %. Die Seekarbonate des Profils P 09/2 sind im Vergleich zum Profil P 34/4 mächtiger und feiner gekörnt. Unter

dem Binokular zeigen sich zahlreiche karbonatische Aggregate, die sich um kalkschalige Fossilien oder Fossilbruchstücke gebildet haben könnten. Zur Basis hin nimmt der Sandanteil zu und das Gefüge wird homogen. Nach der röntgendiffraktometrischen Untersuchung der evaporitischen Lagen (2. Schicht) dominiert Dolomit gegenüber Calcit. In Verbindung mit erhöhten Mg/Ca Molverhältnissen kann auf erhöhte Ionenkonzentrationen sowie eine instabile Seephase mit schwankendem Seespiegel geschlossen werden.

Die organische Fraktion einer aus der 1. Schicht entnommenen Probe ergab ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $33\,230 \pm 4920$  Jahren v.h. (Hv 22002, Tab. 3), die karbonatische Fraktion von  $28\,350 \pm 490$  Jahren v.h. (Hv 22002, Tab. 3). Im Gegensatz zu den anderen vorgestellten  $^{14}\text{C}$ -Daten scheint die organische Fraktion ein höheres Alter als die karbonatische Fraktion zu haben. Bei dem hohen Alter ist aber immer mit einer scheinbaren Verjüngung von Karbonaten durch Kontamination mit atmosphärischen  $\text{CO}_2$  zu rechnen, wenn sie an der Luft durchfeuchtet wurden. Das Sediment wird bei Annahme einer  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur von wenigen Jahrhunderten nach den korrigierten  $^{14}\text{C}$ -Altern und stratigraphischen Befunden in das Ana-Glazial (sensu HÖVERMANN & SÜSSENBERGER 1986) gestellt.



**Schicht Profilbeschreibung**

- 1 Schluff (2.5 Y 8/1, white); Seckarbonat, blättrig-plattige Aggregate.
- 2 Feinsand, schluffig, schwach mittelsandig (2.5 Y 6/3, light yellowish brown); plattige Aggregate, mehrere cm-mächtige evaporitische Lagen (Carbonatgehalt c 2 bis c 3), Neigung der Schichtflächen 10° nach ESE
- 3 Mittelsand, feinsandig (2.5 Y 7/4, pale yellow), regellos verteilte Rostflecken (2.5 Y 6/8, olive yellow)

Abb. 6: Das Profil P 09/2.

Fig. 6: Profile P 09/2.

Tab. 3: Ergebnisse der Radiokohlenstoff- ( $^{14}\text{C}$ )- und  $\delta^{13}\text{C}$ -Analysen an fossilen lakustrinen Sedimenten (Profile P 34/3 und P 34/4 am Salzsee Nuortu und Profil P 09/2 am Salzsee Cheligeri) und an rezenten subhydriken Sedimenten aus der Bohrung B 34/2 (Salzsee Nuortu). Zur Abschätzung der  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur wurde an jeder der insgesamt 6 Proben sowohl die organische als auch die karbonatische Fraktion datiert. Die 4. Spalte enthält das  $^{14}\text{C}$ -Alter und das reservoirkorrigierte (wahre)  $^{14}\text{C}$ -Alter (Kap. 5).

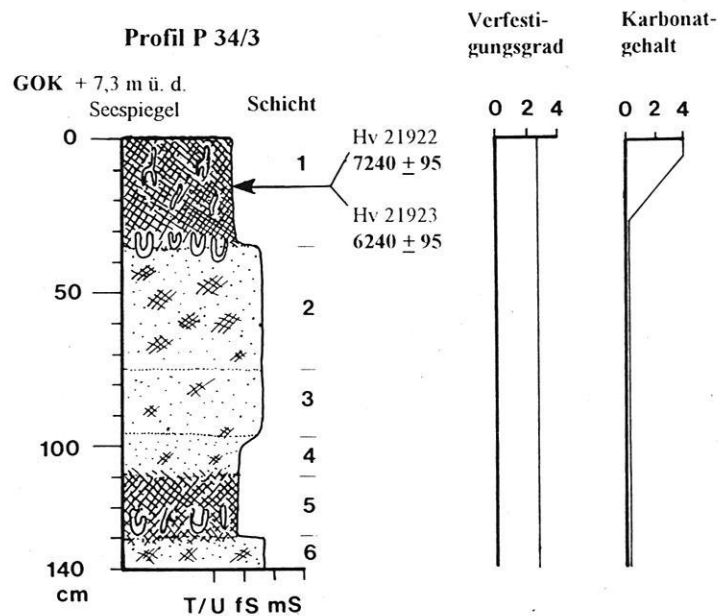
Table 3: Results of radiocarbon ( $^{14}\text{C}$ ) and  $\delta^{13}\text{C}$  analyses of fossil and recent lacustrine sediments. Column 2 lists  $^{14}\text{C}$  ages and reservoir-corrected ages.

Labor-Code	Feldbezeichnung	Geogr. Koord. Höhe [m NN]	$^{14}\text{C}$ -Alter wahres Alter [Jahre v.h.]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	$^{14}\text{C}$ -Wert [pMC]	$\text{CO}_2$ [%]	$\text{C}_{\text{org}}$ [%]	Probenmaterial und Angaben zur Fundsituation
Hv 21920	Mi 951008-2A	39°46'N/102°28'E 1185	29230 ± 1200 26000 ± 1220	+2,0	2,6 ± 0,4	10,1	0,8	fossile Seekarbonate, weiß, laminiert aus dem Profil P 34/4 (See Nuortu), 40-45 cm unter Top; anorganischer Anteil der Probe
Hv 21921	Mi 951008-2A	dto.	13065 ± 320 11985 ± 355	20,9	k.A.	dto.	dto.	ditto; organischer Anteil der Probe
Hv 21922	Mi 951007-1	39°46'N/102°28'E 1175	7240 ± 95 4020 ± 245	-7,1	40,6 ± 0,5	2,2	1,1	fossile Seekarbonate, dunkelgrau, ungeschichtet aus Profil P 34/3 (See Nuortu), 10-15 cm unter Top; anorganischer Anteil der Probe
Hv 21923	Mi 951007-1	dto.	6240 ± 95 5160 ± 180	25,6	k.A.	dto.	dto.	ditto; organischer Anteil der Probe
Hv 21924	Ho 940919-7	39°46'N/102°28'E 1160	3505 ± 240 285 ± 330	+2,1	4,6 ± 1,9	8,6	0,4	rezente subhydriken Sedimente der Bohrung B 34/2; anorganischer Anteil der Probe B 34/2-1 (0-5 cm)
Hv 21925	Ho 940919-7	dto.	1080 ± 155 0 ± 220	-22,3	k.A.	dto.	dto.	ditto; organischer Anteil der Probe B 34/2-1 (0-5 cm)
Hv 21926	Ho 940919-12	39°46'N/102°28'E 1160	3110 ± 135 1110 ± 260	+3,5	67,9 ± 1,1	12,2	0,6	anorganischer Anteil der Probe B 34/2-6 (25-30 cm)
Hv 21927	Ho 940919-12	dto.	1220 ± 170 140 ± 230	21,6	k.A.	dto.	dto.	ditto; organischer Anteil der Probe B 34/2-6/25-30 cm)
Hv 21928	Ho 940919-17	39°46'N/102°28'E 1160	4460 ± 335 1240 ± 405	+2,4	57,4 ± 2,4	6,8	0,2	anorganischer Anteil der Probe B 34/2-10 und -11 (45-55 cm)
Hv 21929	Ho 940919-17	dto.	2130 ± 160 1050 ± 220	-23,4	k.A.	dto.	dto.	ditto; organischer Anteil der Probe B 34/2-10 und -11 (45-55 cm)
Hv 22001	Mi 950924-4	39°53'N/102°15'E 1220	28350 ± 490 25130 ± 560	+1,3	2,9 ± 0,2	12,8	0,3	fossile Seekarbonate aus dem Profil P 09/2 südwestlich des Sees Cheligeri, 30 cm unter Top; anorganischer Anteil
Hv 22002	Mi 950924-4	dto.	33230 ± 4920 32150 ± 4920	-7,1	k.A.	dto.	dto.	ditto; organischer Anteil

**3.2.3. Fossile semi-lakustrine Sedimente (Profil P 34/3)**

Das Profil P 34/3 (Abb. 7) umfaßt ein wenig differenziertes, homogenes Substrat, das durch die Bodenfarbe in dunkelgrau-schwarze und gelblich-braune Schichten gegliedert ist. Das gesamte Sedimentpaket ist verstellt und fällt in einem Winkel von 17° nach SW ein. Die zwei dunkelgrauen Schichten 1 und 5 haben höhere C<sub>org</sub>-Gehal-

te (1,1 %) als die gelblich-braunen (0,3 %). Nennenswerte Karbonatgehalte treten nur in den oberen 20 cm der Schicht 1 auf. Die übrigen Schichten sind karbonatfrei. Die Oberfläche wurde durch Korrasion geprägt, die kalzifizierte Stengelröhren frei geblasen hat. Sie stehen einige Zentimeter aus dem Sediment heraus. In den dunkelgrauen Schichten finden sich, bevorzugt an der Basis, röhrenförmige, bis zu 10 cm lange und bis zu 1 cm dicke, mit helleren Sanden verfüllte Gänge.



Schicht	Profilbeschreibung
1	schluffiger Feinsand (2.5 Y 3/1, very dark grey); mit calcifizierten Pflanzenstengeln; sehr homogenes Substrat; Merkmale von Bioturbation (Grabbauten etc.) an der Unterkante der Schicht.
2	Feinsand, schwach mittelsandig (10 YR 5/6; yellowish brown); homogenes Substrat; zwischen 56 bis 75 cm ungleichmäßig verteilte weiße Konkretionen bis 5 mm Durchmesser (carbonatfrei); rostfleckig.
3	Feinsand, schwach mittelsandig (2.5 Y 6/4, light yellowish brown); homogenes Substrat; vereinzelt rostfleckig.
4	Feinsand, schluffig ((2.5 Y 5/3, light olive brown); mit Rostflecken entlang von Wurzelbahnen.
5	Feinsand, schluffig (2.5 Y 4/2, dark grayish brown); Merkmale von Bioturbation (Grabbauten etc.) an der Unterkante der Schicht; schwach rostfleckig.
6	Feinsand, schwach mittelsandig (2.5 Y 5/3, light olive brown), schwach rostfleckig).

Abb. 7: Das Profil P 34/3.

Fig. 7: Profile P 34/3.

Die beiden dunkelgrauen Schichten 1 und 5 lassen aufgrund höherer  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalte und den Nachweis von Pflanzenstengeln auf eine in der Vergangenheit deutlich erhöhte Bodenfeuchte schließen. Zeitweise werden sie völlig von Wasser bedeckt gewesen sein, weil zahlreiche Grab- und Wohnbauten angelegt worden sind. Die vereinzelt im Sediment gefundenen Schalen von Gastropoden (*Gyraulus* sp., *G. chinensis*) lassen auf ein Süß- bis Brackwassermilieu schließen. Die gefundenen Arten können auch längere Zeit Trockenheit überdauern. Bioturbation mag das Fehlen jeglicher Schichtungsmerkmale erklären. Rostfleckige Bereiche liefern Hinweise auf schwankende Grundwasserstände mit Oxidations- und Reduktionszonen und ein grundwassernahes, zeitweise überstautes Sediment. Die Karbonatanreicherung in den oberen 20 cm läßt auf eine gegenwärtig vorherrschende aszendente Boden-

wasserbewegung schließen. Aus bodenkundlicher Sicht ähnelt dieser Faziestyp den humusstreifigen Sandlössen aus dem westlichen Vorland des Helan Shan (HOFMANN 1993).

Die  $^{14}\text{C}$ -Datierung der organischen Fraktion einer Probe aus der Schicht 1 ergab ein Alter von  $6240 \pm 95$  Jahren v.h. (Hv 21923), die der karbonatischen von  $7240 \pm 95$  Jahren v.h. (Hv 21922). Das Sediment wurde in einem Kleingewässer oder Flachsee gebildet, das vermutlich im jahreszeitlichen Rhythmus im postglazialen Klimaoptimum (5500 bis 7500 Jahre v.h.) ausgetrocknet ist. Während dieser Klimaphase wird Sandlöß abgelagert worden und die Dünenalungen mit Vegetation bedeckt gewesen sein.

#### 4. Diskussion

Zur chronologischen Einstufung der Sedimente muß die Reservoirkorrektur der  $^{14}\text{C}$ -Daten der beiden Fraktionen bestimmt werden. Sie entspricht dem scheinbaren  $^{14}\text{C}$ -Alter des Kohlenstoffs in dem datierten Reservoir. Die  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur der karbonatischen Fraktion ergibt sich aus dem  $^{14}\text{C}$ -Wert des Hydrogenkarbonats des Seewassers, aus dem die Seekreide ausgefällt worden ist. Da der See von Grundwasser gespeist wird, ist ein relativ großes  $^{14}\text{C}$ -Alter zu erwarten. Das der organischen Substanz ist kleiner, weil diese durch Assimilation im oberflächennächsten Seewasser gebildet wird, wo atmosphärisches  $\text{CO}_2$  mit seinem hohen  $^{14}\text{C}$ -Wert dominiert.

Dieser Prozeß spiegelt sich in den  $\text{d}^{13}\text{C}$ -Werten wider. Die  $\text{d}^{13}\text{C}$ -Werte der karbonatischen Fraktion streuen um einen Mittelwert von  $+0,7\text{‰}$ , die der organischen um  $-20,1\text{‰}$ . Die organische Fraktion wird durch Assimilation aus atmosphärischen  $\text{CO}_2$  gebildet, das einen hohen  $^{14}\text{C}$ -Wert hat und durch Diffusion oder Adsorption in des oberflächennahe Seewasser gelangt. Da auch etwas  $\text{CO}_2$  vom Grundwasser beteiligt ist, dessen  $^{14}\text{C}$ -Gehalt niedriger ist, ergibt sich eine  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur, die von 0 Jahren abweicht und bei 90 pMC liegt ( $1080 \pm 155$  Jahre; Hv 21925). Entsprechend weicht auch der  $\text{d}^{13}\text{C}$ -Wert von  $-25\text{‰}$  ab, der dem der terrestrischen organischen Substanz entspricht. Bei dem untersuchten See Nuoertu kommt hinzu, daß benthische mikrobielle Matten organische Stoffe gebildet haben können. Allerdings wird das Kohlendioxid auch eine kleine mittlere Verweilzeit gehabt haben, weil die herbstliche Vollzirkulation zu einer jedes Jahr stattfindenden Durchmischung führt.

Die Differenz der  $^{14}\text{C}$ -Alter der karbonatischen und organischen Fraktion der rezenten subhydrischen Sedimente (Faziestyp: Sandmudde) beträgt im gewichteten Mittel  $-2140 \pm 160$  Jahre. Die  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur dieser Frak-

tion ist aber um 1080 Jahre größer, nämlich um das  $^{14}\text{C}$ -Alter der organischen Fraktion der obersten Schicht des Seebodens. Somit ergibt sich als  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur der Karbonatfraktion  $-3220 \pm 225$  Jahre, bei deren Anwendung ein zuverlässiges Zeitgerüst der Sedimentation erhalten wird. Die zugehörigen Proben müssen allerdings unter ähnlichen Milieu-Bedingungen gebildet worden sein.

Eine kleinere Differenz von  $-1000 \pm 135$  Jahre wurde für die Proben Hv 21922/21923 (Faziestyp: semilakustrine Sedimente des holozänen Klimaoptimums) gefunden, eine größere von  $-16165 \pm 1240$  Jahren für die Proben Hv 21920/21921 (Faziestyp: Seekarbonat des Spätglazials).

Bei diesen beiden Ergebnissen muß nach der Ursache für die Abweichung von der Norm gesucht werden. Das holozäne Sediment wird in einem sehr flachen See gebildet worden sein. Hier war der  $^{14}\text{C}$ -Wert des Hydrogenkarbonats des den See speisenden Grundwassers durch den Eintrag atmosphärischen Kohlendioxids stärker erhöht als der bei einem tiefen See. Davon braucht das  $^{14}\text{C}$ -Alter der karbonatischen Fraktion nicht betroffen zu sein. Das  $^{14}\text{C}$ -Alter der organischen Fraktion liefert bei Anwendung der entsprechenden  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur ein zuverlässiges Alter.

Im Fall des spätglazialen Sediments könnten pleistozäne, fossile Karbonate am Übergang zum Holozän eingelagert worden sein. In diesem Fall wäre allerdings auch nicht ausgeschlossen, daß daneben fossile organische Anteile eingebracht worden sind, so daß das reservoirkorrigierte  $^{14}\text{C}$ -Alter keine zuverlässige Zeitmarke, sondern eher ein Maximalalter darstellt.

Die  $^{14}\text{C}$ -Werte der Sandmudde ( $57,4 \pm 2,4$  pMC bis  $67,9 \pm 1,1$  pMC), der semilakustrinen Sedimente ( $40,6 \pm 0,5$  pMC) und der Seekarbonate ( $2,6 \pm 0,4$  pMC und  $2,9 \pm 0,2$  pMC), die unter dem initialen  $^{14}\text{C}$ -Wert von rund 70 pMC liegen, sind auf radioaktiven Zerfall von  $^{14}\text{C}$  während ihrer Alterung zurückzuführen.

Die scheinbare Inversion der  $^{14}\text{C}$ -Alter der karbonatischen Fraktion in der Mitte des Bohrkerns B 34/2 (Abb. 4, Hv 21926) fällt bei Berücksichtigung der Breite der Mutungsintervalle weg. Geringe zeitliche Schwankungen des Reservoir-Effekts sind freilich auch nicht auszuschließen (GEYH, MERKT & MÜLLER 1971; GEYH, SCHOTTERER & GROSJEAN 1998). Sie müssen aber kleiner sein als die im Lago Lejía in der Atacama, Chile, festgestellten, wo die  $^{14}\text{C}$ -Reservoirkorrektur in einem Zeitraum von nur 1 800 Jahren zwischen  $< -1\ 800$  bis  $-4\ 700$  Jahren geschwankt hat.

Nach diesem chronologischen Gerüst haben sich in den Gewässern im Südosten der Badain-Jaran-Wüste im Spät-Pleistozän und Holozän verschiedene lakustrine und semilakustrine Faziestypen entwickelt. Unter Berücksichtigung der oben genannten Reservoir-Korrekturen können die vorliegenden  $^{14}\text{C}$ -Daten in wahre Alter umgerechnet werden (Tab. 3). Demnach gehören die hellgrauen bis weißen, laminierten Seekarbonate des Profils P 09/2 mit einem reservoirkorrigierten Alter von  $32\ 150 \pm 4\ 920$  Jahren v.h. bzw.  $25\ 130 \pm 560$  Jahren v.h. (wahre Alter der organischen bzw. karbonatischen Fraktion der Probe Hv 22002) der ältesten lakustrinen Fazies des Anaglazials an.

Die Fundleere zwischen 13 000 und  $> 20\ 000$  Jahren v.h. fällt mit dem Kata-Glazial und frühem Spätglazial zusammen, die im gesamten Zentralasien durch hyperaride

Klimaverhältnisse und eine abgeschwächte monsunale Zirkulation gekennzeichnet waren (HÖVERMANN & SÜSSENBERGER 1986; AN et al. 1991; HOFMANN 1993; PACHUR et al. 1995). In diesem Zeitraum waren die Gewässer in der Badain-Jaran-Wüste wahrscheinlich ausgetrocknet.

Am Übergang vom Spätglazial zum Früh-Holozän trat erneut der Faziestyp der hellgrauen, laminierten Seekarbonate auf. Die Gehäuse von Gastropoden (*Gyraulus chinensis*, *G. albus*, *Radix aluminata*) und diverse Schalen von Ostrakoden (ganz überwiegend *Limnocythere inopinata*, untergeordnet *Darwinula stevensoni*) sind für sub-saline bis hyposaline Bedingungen charakteristisch. Diese Sedimente repräsentieren eine Süß- bis Brackwasserfazies karbonathaltiger Gewässer. Ihr reservoirkorrigiertes  $^{14}\text{C}$ -Alter des Profils P 34/4 beträgt  $11\ 985 \pm 355$  Jahre v.h. (wahres Alter der organischen Fraktion der Probe Hv 21921).

Der Faziestyp der dunkelgrauen, ungeschichteten semilakustrinen Sedimente (Profil P 34/3) ist mit einem reservoirkorrigierten  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $5\ 160 \pm 180$  Jahre v.h. zeitlich in das postglaziale Klimaoptimum (Mittel-Holozän) zu stellen (wahres Alter der organischen Fraktion der Probe Hv 21923).

Im überregionalen Vergleich ergeben sich einige Parallelen zur Gewässerentwicklung der benachbarten Tengger-Wüste (PACHUR et al. 1995), für die Untersuchungen zum  $^{14}\text{C}$ -Reservoir-Effekt noch ausstehen. Zur Verbesserung der Chronologie des Paläoklimaverlaufs bzw. der Paläolimnologie in der Badain-Jaran-Wüste, die im wesentlichen auf  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen lakustriner Sedimente gestützt wird, sind weitere systematische Untersuchungen des Reservoir-Effekts erforderlich.

## Literaturverzeichnis

- AN, Z.; KUKLA, G.J.; PORTER, S.C. & XIAO, J. (1991): Magnetic Susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 130.000 years. – *Quaternary Research* 36: 29–36.
- ARP, G.; HOFMANN, J. & REITNER, J. (1998): Microbial fabric formation in spring mounds („microbialites“) of alkaline salt lakes, Badain Jaran Sand Sea, P.R. China. – *Palaios* 13: 581–592.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN und Rohstoffe und die GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER IN DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.) (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 4. Aufl., 1-392: Hannover.
- BURNE, R.V. & MOORE, L.S. (1987): Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. – *Palaios* 2: 241–254.
- DEVEEY, E.S. et al. (1954): The natural  $^{14}\text{C}$ -contents of materials from hard-water lakes. – *Proc. Nat. Acad. Sci. Washington* 40: 285–288.
- GEYH, M.A. & GU, Weizu (1991): Preliminary isotope hydrological study in the arid Gurinai grassland, Inner Mongolia. – *Isotope techniques in Water resources Development*: 661–662: Wien.
- GEYH, M. A., GU, Weizu & JÄKEL, D. (1996): Groundwater recharge study in the Gobi desert, China. – *Geowissenschaften* 14 (7/8): 279–280.
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H. (1990): Absolute age determination. – 1-503: Berlin, Heidelberg, New York.
- GEYH, M.A., SCHOTTERER, U. & GROSJEAN, M. (1998): Temporal changes of the  $^{14}\text{C}$ -reservoir effect in lakes. – *Radiocarbon* (in press).

- GEYH, M.A.; MERKT, J. & MÜLLER, H. (1971): Sediment-, Pollen- und Isotopenanalysen an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleinsees. – Arch. Hydrobiol. 69: 366–399.
- HAMMER, U.T. (Hrsg.) (1983): Saline lakes. – Proc. 2<sup>nd</sup> Int. Symp. on athalassic lakes (inland) saline lakes, Developments in Hydrobiology 16: 1–264: The Hague.
- HÖVERMANN, J. & SÜSSENBERGER, H. (1986): Zur Klimageschichte Hoch- und Ostasiens. – Berliner Geogr. Studien 20: 173–186: Berlin.
- HOFMANN, J. (1993): Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Innere Mongolei/VR China). – Berliner Geogr. Abh. 57: 1–187.
- HOFMANN, J. (1996): The lakes in the SE part of Badain Jaran Shamo - their limnology and geochemistry. – Geowissenschaften 14: 275–278.
- JÄKEL, D. (1995): Die Wüsten Chinas - aufschlußreiche Zeugen globaler Klimaschwankungen. – Naturw. Rundschau 48: 365–373.
- JÄKEL, D. (1996): The Badain Jaran Desert: its origin and development. – Geowissenschaften 14 (7/8): 272–274.
- LU, Jinhua & JÄKEL, D. (1996): Map of landscapes of typical megadunes in Badain Jaran Desert. Scale 1: 100.000. – Lanzhou University Publishing House.
- McKEE, E.D. (1979): A study of Global Sand Seas. – Geol. Surv. Prof. Papers 1 052: 1–429: Washington.
- MISCHKE, S. (1996): Sedimentologische Untersuchungen zur Landschaftsgenese der nordwestlichen Badain Jaran Shamo (Innere Mongolei/VR China). – Unveröff. Diplomarbeit am FB Geowissenschaften der FU Berlin: 1–118: Berlin.
- MÜNNICH, K.O. (1957): Messungen des <sup>14</sup>C-Gehaltes von hartem Grundwasser. – Naturwissenschaften 44: 32–33.
- MÜNNICH, K.O. (1968): Isotopen-Datierung von Grundwasser. Naturwissenschaften 55: 158–163.
- PACHUR, H.-J., WÜNNEMANN, B. & HUCAI ZHANG (1995): Lake evolution in the Tengger Desert, north-western China, during the last 40.000 years. – Quaternary Res. 44: 171–180.
- PETROV, M. P. (1966): Die Wüsten Zentralasiens. Vol. I u. II: Moskau (Russ.).
- WAGNER, M. (1995): Archaeological finds from the 1993 and 1994 Badain Jaran Expeditions. – In: Alfred-Wegener-Stiftung (Hrsg.): International Union für Quaternary Research, XIV Int. Congress – Abstracts. Schriften der A. Wegener Stiftung 2/95: 290: Bonn.
- WALKER, A. S. (1982): Deserts of China. – American Scientist 70: 366–376.
- YANG, XIAOPING (1991): Geomorphologische Untersuchungen in Trockenräumen NW-Chinas unter besonderer Berücksichtigung von Badanjilin und Takelamagan. – Göttinger Geogr. Abh. 96: 1–124: Göttingen.

#### *Danksagung*

Die Kosten der Expeditionen und der Probenanalytik wurden dankenswerterweise durch Drittmittel der DFG (Ho 1683/1-1 bis 1-3) und der Max-Planck-Gesellschaft finanziert.

#### *Anschrift der Autoren*

Prof. Dr. Mebus A. Geyh, Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (Sektion 3 – Datierungen und Isotopenhydrologie), Stilleweg 2, D-30 655 Hannover

Dr. Jürgen Hofmann, Institut für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin, Malteserstr.74-100, D-12249 Berlin

## Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Vorland des Qilian Shan, China

mit 7 Abbildungen

JÜRGEN HÖVERMANN, ELEONORE HÖVERMANN & FRANK LEHMKUHL

Göttingen

**Zusammenfassung:** Aufgrund der Beobachtungen und Untersuchungen während der chinesisch-deutschen Gobi-Expedition 1988 und vorhergehender Expeditionen werden folgende Befunde dargelegt:

1. Im Vorland und am Rand des Qilian Shan sind drei eiszeitliche Vergletscherungen nachzuweisen, deren Ablagerungen sich nach Überformung und Verwitterungsgrad unterscheiden. Sie sind mit lakustrinen Ablagerungen und über glazifluviale Schwemmfächer auch mit Pedimenten verknüpft. Die jeweils äußersten Moränen liegen in 1 360 m Höhe 100 km, in 1 750 m Höhe 30 km vor dem Gebirgsrand und in 1 950 m Höhe am Gebirgsrand.
2. In gleicher Weise sind im Bereich der eiszeitlichen Pedimente der Gobi zwischen 900 und 2 000 m drei Generationen zu unterscheiden. Die jüngste läuft in Endpfannen und auf vorzeitliche Seeufer aus. In ihren obersten Teilen werden die Pedimente zerschnitten, in ihren untersten Teilen durch Sand überlagert.
3. Wüstenschluchten bilden sich aktuell oberhalb 1 200 m und greifen als Fremdlingsformen längs der Hauptabflußbahnen stellenweise bis in den Bereich aktueller Windausblasung hinein. Spuren vorzeitlicher Wüstenschluchtenformung sind als Schluchtrelikte oder als korrelate Sedimente bis 1 000 m Höhe abwärts vorhanden.
4. Sandschwemmebenen liegen zumeist in der Höhenstufe 1 300–1 500 m und trennen den Wüstenschluchtenbereich vom Bereich äolischer Formung. Als Vorzeitformen treten sie stellenweise 300 m höher auf.
5. Im Bereich des aerodynamischen Felsreliefs lassen sich Vorzeitformen und Gegenwartsformen durchweg klar unterscheiden, da aktuelle Formen die jeweilige Gesteinsfarbe aufweisen, Vorzeitformen dunkel patiniert sind. Eine zeitliche Gliederung der Phasen dominierender äolischer Prozesse ist bei Ausblasungswannen und in den großen Dünenfeldern möglich. Von den 4 durch Pedimentierungsphasen getrennten Phasen aerodynamischer Formung reichte die älteste am weitesten hinauf und war in der Fläche am weitesten ausgedehnt. Jede jüngere bis hin zur Gegenwart nahm einen kleineren Raum ein, als die jeweils ältere.
6. Ursprungsgebiete des Lösses und Gebiet der Lößsedimentation sowie das Ausmaß der aktuellen Lößbildung werden dargelegt. Im großräumigen Überblick zeichnet sich dabei ein Kernraum (um Lanzhou) ab, von dem aus die Lößdeckenbildung nach E und SE hin mehr und mehr durch Bodenbildung überprägt wird, während nach N und NW ein Wechsel zwischen Pedimentschutt und Löß auftritt.



**S u m m a r y:** Results based on observations and investigations during several Chinese-German Joint expeditions are presented in the following:

1. Remnants of three Pleistocene glaciations can be found at the northern margin of the Qilian Shan (Qilian Mountains). The accumulations of different diamictites can be distinguished by weathering criteria and geomorphology. They are associated with lacustrine sediments and connected by glacio-fluvial accumulations of fans and terraces with the fanglomerates (pediments) of the Qilian Shan. The outermost diamictites (moraines) are situated in at 1 360 m a.s.l., 100 km north of the mountains and at 1 750 m a.s.l., 30 km north of the mountains. The clearly developed moraines of the Last Glaciation are at 1 950 m a.s.l. at the margin of the Qilian Shan.
2. Three different phases of Pleistocene pediments can be similarly distinguished in the foreland of the Qilian Shan and in the Gobi desert at elevations between 900 to 2 000 m a.s.l. The youngest phase of fanglomerates is related to paleolake levels. However, there is an incision in the uppermost parts of these alluvial-fan-like gravel sediments, while the lowermost parts are covered by sand.
3. Holocene desert gorges are being cut into bedrock and alluvial fans above 1 200 m a.s.l. Along the larger rivers and wadis this modern incision extends down towards the modern region of aeolian erosion. Remnants of fossil desert gorges and sediments of paleorivers were found down to 1 000 m a.s.l. and serve as indications of wetter climatic conditions.
4. Desert plains at the transition zone of fluvial and aeolian erosion are distributed at elevations of between 1 300 to 1 500 m a.s.l. and separate the region of desert gorges from the area of aeolian erosion. Remnants of fossil desert plains are situated up to 300 m higher in elevation.
5. In the area of aeolian erosion in bedrock, active and fossil landforms can be distinguished by the colour of the bedrock. Active, modern landforms are the same colour as the bedrock, fossil landforms have a dark crust. Deflation hollows and larger dune fields (ergs) show four periods dominated by aeolian processes and separated by phases of alluvial gravel accumulation. The oldest aeolian period had the greatest spatial extent with regard to elevation. Each younger aeolian period influenced a smaller area than the one before.
6. Source areas of loess, areas of loess accumulation and the amount of loess sedimentation are presented. There is a main region of loess sedimentation around Lanzhou. Towards the E and SE the sedimentation of pure loess is weaker and soil aggregation is becoming stronger, meanwhile towards the N and NW a transition between accumulation of alluvial gravel and loess occurs.

## Einleitung

Die folgenden geomorphologischen Befunde aus dem Vorland des Qilian Shan und den daran anschließenden Wüstengebieten der Inneren Mongolei ergänzen frühere Ausführungen zur Geomorphologie und Paläoklimatologie Zentralasiens (HÖVERMANN 1987, HÖVERMANN & HÖVERMANN 1991, JÄKEL 1991, YANG 1991, HOFMANN 1993, HÖVERMANN & LEHMKUHL 1994, LEHMKUHL 1997a). Basierend auf dem System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage (HÖVERMANN 1985, HÖVERMANN et al. 1993) lassen sich Landschaften nach der „... charakteristischen Prägung ihrer Oberflächenformen, [die] gewässernetzübergreifend zu beobachten sind...“ (HÖVERMANN, 1985: 144) voneinander abgrenzen. Sie sind in Satellitenbildern deutlich zu erkennen (s. ATLAS...1983).

Dabei sind auch aktuelle und vorzeitliche Formungsregionen zu unterscheiden. Hier handelt es sich um:

1. glaziale und glazifluviatile Formen und Ablagerungen,
2. schwemmfächerförmige Einebnungs- und Aufschüttungsflächen mit anastomosierend-divergierendem Gerinnenetz („Pedimente“),
3. scharf eingeschnittene Täler („Wüstenschluchten“),
4. schiefe Akkumulations- und Erosionsebenen mit mächtiger oder dünner Sanddecke („Sandswemmenebenen“) sowie
5. stromlinienförmige Höcker („Yardangs“), Windgassen und Dünenfelder („aerodynamisches Relief“).

### 1. Der Nordostrand des Qilian Shan und sein Vorland

Der in Becken und Schwellen gegliederte Komplex des Qilian Shan erhebt sich mit deutlicher, NW-SE streichender Konturlinie über sein Vorland. Steil aufgerichtete, mit 60 bis 80° südwest fallende Tertiärschichten am Gebirgsrand (z.B. 25 km südlich Jiuquan) zeigen eine Überschiebung an.

Ungeachtet dessen geben sich die gleichen Deformationen, die den Gebirgskörper auszeichnen, auch im Vorland in Gestalt langgestreckter Sättel und Mulden zu erkennen, deren Streichrichtung zwischen NW-SE und W-E wechselt. Zwischen 100°E / 38°N am Gebirgsrand und

103°E unter 39°30'N endet dieses Gefüge ausklingender Faltung nach Südosten hin an einer ausgeprägten Verwerfungslinie, die durch die markante Bruchstufe an der Südost-Seite des Yabrai Shan (Yabulai Shan) mit einem Steilabfall von 1 700 m auf 1 300 m gekennzeichnet ist. Durch diese Bruchlinie wird der Gesamtkomplex des Vorlandes in einen westlichen Teil mit dem Dünenfeld der Badain Jaran (Bardin Jirin) Shamo und einem östlichen Teil mit dem Dünenfeld der Tengger Shamo gegliedert (Abb. 1). Beide Dünenfelder liegen im Bereich mächtiger Sandakkumulationen und kennzeichnen einen Bereich mutmaßlich schon tertiärer Sedimentationsräume.

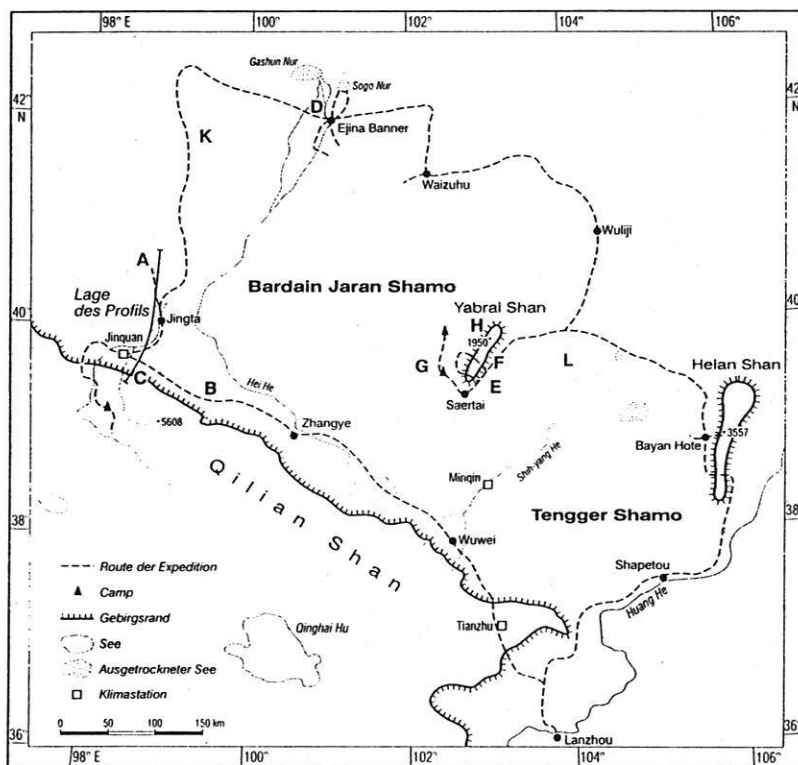


Abb. 1: Übersichtskarte mit Expeditionsroute (1988), Lage des Profils in Abb. 2 und den im Text beschriebenen Regionen (A-L).

Fig. 1: Map showing expedition route (1988), location of cross-section in Fig. 2, and the regions A-L described in the text.

In der Umgebung dieser Sedimentationsräume beherrscht eine ausgedehnte Rumpffläche das Landschaftsbild („mongolische Rumpffläche“, siehe MACHATSCHEK 1955), die die gefalteten Grundgebirgsschichten mit ihren Granitintrusionen und die Schichten des Deckgebirges schneidet. Ihrer tektonischen Deformation entstammen die bis zu 2 000 m Meereshöhe aufragenden Sattelbereiche,

die Pultscholle des Yabrai Shan (2 006 m) und die gebirgsnäheren, teilweise ausgeräumten Sattelzonen zwischen Zhangye und Wuwei, die durchweg 3 000 m Meereshöhe überschreiten.

Im Bereich des Qilian Shan ist diese Rumpffläche um weitere 2 000 bis 3 000 m angehoben. Ihre höchst-

gelegenen Teile finden sich im Kakitu-Massiv bei 38°10'N und 96°30'E in 5 200–5 300 m Höhe. Sie bilden hier ausgedehnten Flachbereiche zwischen tief eingeschnittenen Trögen. Im Zentrum der Aufwölbung liegen den Flachbereichen Plateaugletscher auf. Dabei zeichnet sich diese Rumpffläche im Gebirge (bis 5 200 m) wie im Gebirgsvorland (um 1 500 m) durch eine tiefgreifende Vergrusung des Granits aus, während die anstehenden Schiefer häufig unverwittert scheinen. Man wird daraus auf eine besondere Anfälligkeit des Granits für die zur Zeit der Rumpfflächenbildung herrschenden Verwitterungsprozesse schließen müssen; denn im Zuge der nachträglichen Überformung der Rumpffläche sind generell im Bereich der Granit-Intrusionen Depressionen entstanden, so daß die Annahme, im Granitbereich sei weniger abgetragen worden als in den Schieferkomplexen, als Erklärung ausscheidet.

Daß die tektonischen Deformationen mehrphasig erfolgten, läßt sich am besten im Yabrai Shan erkennen: Hier ist eine deutliche Rumpftreppe mit ausgeprägten Stufen und Flachbereichen um 1 900 m und 1 700 m Meereshöhe entwickelt. Beide Flachbereiche sind durch tiefeingerissene Schluchten zerschnitten.

Im übrigen sind die härteren Schichten des Deckgebirges in Sattel- und Muldenbereichen als Schichtstufen und Schichtkämme herauspräpariert worden. Dabei herrschen in den Sattelbereichen Schichtkämme, in den Muldenbereichen Schichtstufen mit zum Teil ausgedehnten Schichttafeln vor. Aber auch in den steil aufgerichteten Grundgebirgsschichten sind härtere Gesteinspartien oft als Schichtrippen herausgearbeitet. Im Granit treten im generellen Ausräumbereich Restberge, Felsburgen und Blockhaufen auf.

## 2. Die glazigene Formung im Vorland des Qilian Shan

Nach wie vor ist Art und Ausdehnung pleistozäner Vergletscherungen nicht nur des tibetischen Plateaus (vgl. unter anderem HÖVERMANN & LEHMKUHL 1993, KUHLE 1991, SHI et al. 1992, ZHENG 1989), sondern auch des Qilian Shan Gebirgskomplexes strittig (LEHMKUHL 1995).

Für das Gebiet des Qilian Shan nehmen die meisten chinesischen Autoren (zusammengefaßt bei DERBYSHIRE et al. 1991, SHI et al. 1992), wie bereits v. WISSMANN (1959), lediglich eine relativ geringe pleistozäne Talvergletscherung der höchsten Gebirgsketten an. Im Gegensatz dazu vertreten HÖVERMANN & KUHLE (1985), HÖVERMANN (1987) und KUHLE (1987) die Auffassung, das es am Nordrand des Qilian Shan während verschiedener Eiszeiten mehrfach zu einer umfangreichen Vergletscherung bis in das nördliche Vorland hinab kam. LEHMKUHL (1995) belegt anhand von Detailstudien für den nordwestlichen Bereich des Qilian Shan (etwa zwischen 98° und 98°50'E und 39° bis 39°30'N) eine letztglaziale Schneegrenzdepression für die Randketten von etwa 1 000 m aber lediglich 600–800 m für die inneren Ketten (Tulai Shan). Für die rezenten Gletscher errechnet LEHMKUHL (1995) aus 162 Gletschern eine mittlere klimatische Schneegrenze von 4 830 m. Dabei ist ein deutlicher Anstieg der Schneegrenze zu den inneren Gebirgsketten feststellbar. Weitere Angaben zur vorzeitlichen jungpleistozänen Vergletscherung des Qilian Shan in einem großräumigeren Zusammenhang finden sich bei LEHMKUHL & ROST (1993). Bei diesem Forschungsstand dürften die während der Expedition erarbeiteten Befunde von Interesse sein.

Im Meridianstreifen 98°30' bis 99°40'E sind im Randbereich des Qilian Shan drei Moränenkomplexe vorhanden, die sich nach der Distanz zum Gebirge, nach dem Ausmaß ihrer morphologischen Umformung und dem Verwitterungsgrad deutlich voneinander unterscheiden. Der gebirgsfernste Diamiktit, der als Moräne (Moräne A, Abb. 2) gedeutet werden kann, liegt bei 98°40'E und 40°25'N etwa 140 km nördlich des Hauptgipfels (5 547 m; Abb. 1: A). Diese Ablagerung ist an der Piste 58 km NNW der Siedlung Jingta in 1 370 bis 1 380 m Meereshöhe aufgeschlossen und liegt auf vergrustem, hellem, grobkörnigem Granit mit großen Feldspäten. Ihre Oberfläche ist durch eine 10–20 cm dicke geschichtete Grusdecke gekappt. Die Grusdecke wird ihrerseits durch eine dünne Decke aus kleinstückigem Basalt überlagert. Diese Basalt-Schuttdecke ist Teil eines Pedimentes, das sich nach NE hin zu höherragendem Gelände hinaufzieht.

Die Schuttmasse selbst besteht aus Schottern und Blöcken chaotischer Lagerung in lehmiger Matrix; besonders häufig vertreten sind in dem bunten petrographischen Spektrum dunkle Vulkanite, Quarzite und viele Varietäten grob- und feinkörniger Granite (Abb. 3). Während viele Schotter und Blöcke durch Salz- und Gips Sprengung teilweise zu zentimeterdicken Scheiben zerlegt sind, sind insbesondere die feinkörnigen Granite und Quarzite intakt. Aber auch grobkörnige Granite sind teilweise kaum angewittert, ebenso die dunklen Vulkanite. Das Spektrum spiegelt insgesamt den Gesteinsbestand des Qilian Shan wider. Die Schuttmasse ist salzverbacken, an der Oberfläche sind Salzkrusten entwickelt. Im übrigen treten viele Gipskristalle, darunter auch Marienglas, auf. Erhalten geblieben ist diese rudimentäre Grundmoräne in einer in den liegenden Granitgrus eingeschrüften flachen Wanne.

Nördlich an dieses erratische Material schließt hinter einer Schwelle im Flußbett, in der anstehender Granit zu Tage tritt, ein aktueller Salzsumpf an, der das Südende eines flachen Beckens bezeichnet. In diesem Becken (ca. 1 400 m Meereshöhe) sind Yardangs und Yardang-Ketten mit NW-SE-Streichrichtung ausgeblasen worden. Ihre Höhe beträgt bis zu 12 m. Das Material besteht an der Basis aus schwefelhaltigem, blaugrauem Ton mit einer Zwischenlage von humosem Ton, am Top (in den ober-

sten 2 m) aus einer 30 cm mächtigen salzverbackenen Kieslage mit einer krönenden Kies- und Schotterlage (Abb. 2: 1). Es kennzeichnet einen Stausee, der zunächst durch feinkörniges, später durch gröberes Material verfüllt wurde. Die Schüttungsrichtung ist Süd-Nord, im Gegensatz zu der heutigen Nord-Süd verlaufenden Entwässerung. Die gut gerundeten Schotter unterscheiden sich deutlich von dem sonst allgemein verbreiteten, eckigen Pedimentschutt.

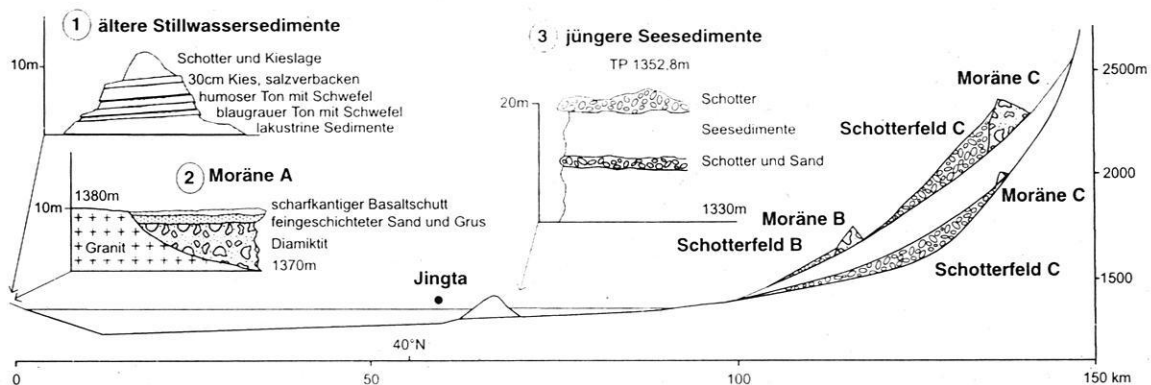


Abb. 2: Profil mit Lage verschiedener vorzeitlicher Diamiktite (Eisrandlagen) und Seen im nördlichen Vorland des Qilian Shan bei etwa 98°30'N. Die jüngste, letztglaziale Eisrandlage C liegt etwas weiter östlich bei 39°22'N / 98°50'E.

Fig. 2: Cross-section with the location of various ancient diamictites (ice margins) and lakes in the northern foreland of the Qilian Shan at approximately 98°30'N. The youngest, last-glacial ice margin C lies slightly farther east at 39°22'N/98°50'E.

Offensichtlich hat die Vorlandsvergletscherung hier, 110 km vom Gebirgsrand entfernt, an der Südseite des bis 1 800 m aufragenden Qilian Shan vorgelagerten Gebirgskomplexes einen mindestens 75 km<sup>2</sup> großen Eisstausee bewirkt. Daraus läßt sich die Höhe der Eisoberfläche an dieser gebirgsfernsten Stelle für diese älteste Vergletscherung zu mindestens 1 450 m bestimmen. Das Vorlandeis mußte dabei die heute 1 250 m hoch gelegene Senke am Fuße des Qilian Shan überwinden. Da in dieser während der späteren Vereisungen Material abgelagert worden ist, dessen Mächtigkeit stellenweise mehr als 100 m beträgt, kommt man selbst bei vorsichtigster Abschätzung der Eismächtigkeit zur Zeit dieser Vorlandsvergletscherung auf einen Betrag von 250 bis 400 m. Eine Vorlandsvergletscherung dieses Ausmaßes unterscheidet sich allerdings grundsätzlich von der letztglazialen Gebirgsvergletscherung. Sie setzt ein Nährgebiet voraus, das nicht nur auf die höchsten Erhebungen der Randketten beschränkt war, sondern erfordert eine deckende Vergletscherung des gesamten Gebirgskomplexes einschließlich der zentralen Beckenbereiche. Da die letztglaziale

Schneegrenze um etwa 1 000 m auf etwa 3 800 m abgesenkt war, würde eine weitere Absenkung um etwa 300 bis 400 m für diese Vergletscherung ausreichen. Eine ältere Vorlandsvergletscherung ähnlichen Ausmaßes mit Grund- und Endmoränen beschreiben HÖVERMANN & HÖVERMANN (1991) von der Nordabdachung des Kunlun Shan, wo sich die letztglazialen Endmoränen (Becken von Pulu, 2 550 m Höhe, Gebirgsrand: 2 100 m) mit einer Schneegrenzdepression von ca. 1 000 m. Für eine deutlich ältere Eisrandlage (45 km vom Gebirgsrand entfernt in ca. 1 480 m) würde sich eine um mindestens 200 bis 300 m tiefere Schneegrenze errechnen.

Im Beckenbereich zwischen der Moräne A und den letztglazialen Schwemmfächern (Schotterfeld C, Abb. 2) finden sich Relikte vorzeitlicher Seesedimente, die am Nordrand aus einem Gemisch von Sand und Gips bestehen. In der Nähe des Südrands sind diese Sedimente in gut 20 m Mächtigkeit zwischen 1 330 und 1 352 m aufgeschlossen (Abb. 2: Nr. 3). Die Seesedimente werden durch ein Band aus Schotter und Sand bei 1 340 m unterbrochen

und ab 1 350 m von einer Schotterdecke gekrönt. Sie kennzeichnen einen See, dessen Spiegel in ca. 1 350 m Höhe gelegen hat, der jünger ist als die älteste Moräne A

und älter als die Schüttungen der letztglazialen Vereisung C. Der Spiegel dieses Sees lag etwa 50 m über dem Spiegel des Gashun-Sogun Nur Paläosees.

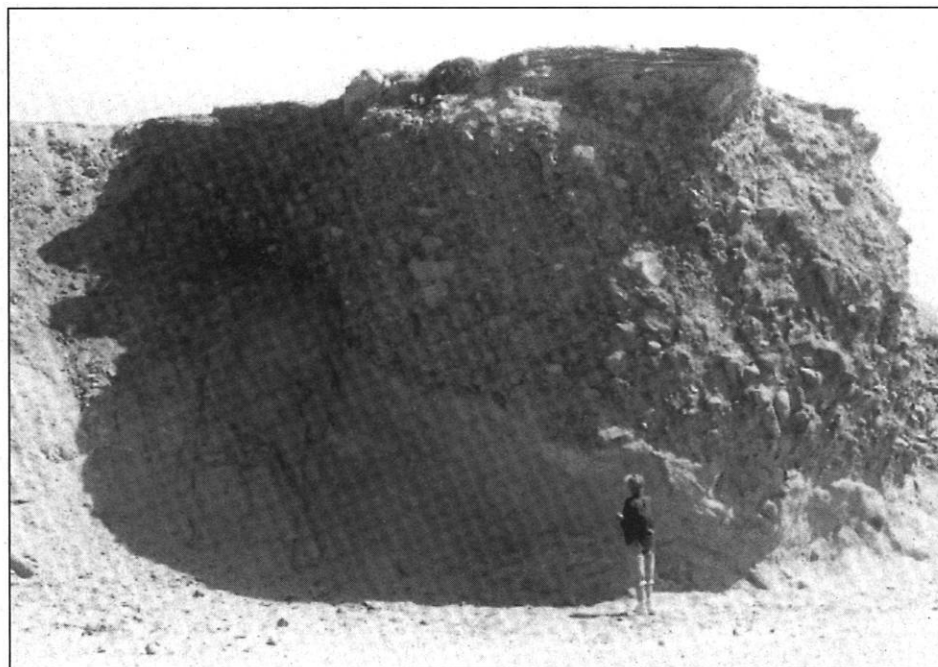


Abb. 3: Diamiktit nördlich Jingta (Moräne C). Über vergrustem Granit liegen bunte Schotter und Blöcke unterschiedlichen Verwitterungsgrades in lehmiger Matrix. Am Top (Pfeil) geschichteter, salzverbackener Sand und Grus; darüber (perspektivisch verdeckt) scharfkantiger Basaltschutt.

Fig. 3: Diamictite north of Jingta (moraine C). Grus overlain by a loamy matrix containing coloured gravels and blocks weathered to varying degrees. At the top (arrow), bedded, salt-cemented sand and grus, covered by angular basaltic debris (not visible owing to perspective).

Wesentlich gebirgsnäher liegt das etwa 150 km weiter südöstlich gelegene Moränenfeld bei 99°35'E und 39°15'N (Abb.1: B; Moräne B in Abb. 2). Längs der von der Hauptstraße bei Gaotai nach SW auf das Gebirge hinzu führenden Straße sind nach der Überquerung der Bahnlinie und der chinesischen Mauer erratische Granitblöcke bis 50 cm Länge angeschnitten, die teilweise von Sand und Löß verhüllt sind. Die Blöcke sind gut gerundet. Sie liegen vor einem in zwei Terrassen gegliederten Schotterkomplex, der sich von NE nach SW von 1 580 m auf 1 760 m hinaufzieht und nach SW hin mit einem steilen Abfall endet. Moränenblöcke und Schotterfluren sind auf insgesamt 10 km Strecke zu verfolgen. Etwa bei 99°30'E schneidet die Straße den auch im Satellitenbild deutlich erkennbaren Moränenwall, der hier in mehreren Gruben gut aufgeschlossen ist. Die bis zu 10 m tiefen Aufschlüsse zeigen grobe Konglomeratblöcke, bunte Schotter

und Lößpakete, die in wirrer Lagerung miteinander verknüpfet sind. Dadurch und durch ihre bedeutende Größe unterscheiden sie sich von dem nach NE an sie anschließenden Terrassenkomplex, der aus klassierten und geschichteten, offensichtlich glazifluviatilen, Schottern besteht. Viele Schotter sind zerspalten, manche in Zentimeter dicke Scheiben zerlegt. Die Ursache ist Gipssprengung. Beim Abheben der einzelnen Scheiben werden die zwischen ihnen ausgebildeten, senkrecht zur Bruchfläche stehenden Gipskristalle überall erkennbar. Dabei nimmt die Intensität dieser Gipssprengung von oben nach unten zu und erreicht ihr Maximum in 4–6 m Teufe, offenbar in der Zone stärkster Gipsanreicherung. Es wurde intensiv diskutiert, ob diese Diamiktite (Moräne A und B in Abb. 2) nicht auch den „Xiju-Gravel“ (Mollasse-ähnlichen Akkumulationen, s. LIU et al. 1996) entsprechen könnten. Dies wurde aufgrund der Matrix der Akkumulation eben-

so verworfen wie eine murähnliche fluviale Genese, da die Akkumulation der Moräne A über 100 km vom Liefergebiet potentieller fluviatiler Massenbewegungen entfernt ist. Für die Moräne B, die lediglich 20 km vom Gebirgsrand entfernt ist, wäre die Überprüfung dieser Hypothese durch weitere detailliertere Untersuchungen erwünscht.

Von der Moräne A unterscheidet sich dieses Vorkommen zunächst durch das Fehlen von Salzverbackungen. Dieser Unterschied läßt sich anscheinend leicht mit der auch aktuell gegebenen klimatischen Situation erklären, denn die Niederschläge nehmen von SE nach NW rapide ab; während im Gebirgsvorland unter 100°E noch Lößdeckenbildung stattfindet, setzt bereits ab 99°E starke Salzabscheidung ein. Ungeachtet dessen hat die gebirgsferne Moräne A jedoch auch eine Periode der Gipsanreicherung durchgemacht, in der Vergangenheit also ähnlichen Klimabedingungen unterlegen, wie sie heute im Bereich der gebirgsnäheren Moräne B herrschen. Daraus folgt, daß Moräne A, da sie zweimal in unterschiedlicher Weise verwittert ist, älter ist als Moräne B, die nur eine Verwitterungsphase aufweist.

Ein zweiter Unterschied liegt in dem Ausmaß der nachträglichen Umformung. Die gebirgsferne Moräne A stellt ein in Schutzposition erhalten gebliebenes Rudiment dar, das durch fluvio-äolische Prozesse, belegt durch die geschichtete Grusdecke und durch Pedimentationsprozesse, belegt durch die Basalt-Schuttdecke, vollständig gekappt war, bevor es im Anschnitt des Wadis im Aufschluß entblößt worden ist. Bei der gebirgsnäheren Stauchmoräne B dagegen sind Moränenwall und anschließende Schotterflur noch vorhanden, wenn auch in den distalen Teilen durch Sand und Löß verhüllt. Auch deshalb muß die gebirgsferne Moräne A einer älteren Vorlandsvergleiterschierung zugeschrieben werden als Moräne B.

Südlich und südwestlich der gebirgsfernen älteren Moräne A sind überdies, abgesehen von den holozänen Schüttungen, zwei ausgedehnte Schwemmfächersäume zu erkennen. Der eine wurzelt um 98°E etwa bei 40°N, 30–50 km vom Gebirgsrand entfernt, während der andere unmittelbar am Gebirgsrand ansetzt. Die größten Kegel schließen direkt an die Talausgänge der großen Täler an. Gebirgswärts der jüngeren, gebirgsnäheren Moräne ist dagegen nur ein Schwemmfächer vorhanden, der dem rückwärts gestaffelten Schwemmfächersaum angehört und ebenfalls aus dem Ausgang eines großen Tales hervorgeht. Da die am Gebirgsrand wurzelnden Schwemmfächer an Endmoränen anschließen (Moräne C), scheint die Vermutung berechtigt, daß der gebirgsfernere Schwemmfächeransatz ebenfalls eine Eisrandlage bezeichnet. Der topographischen Situation nach handelt es sich dabei um diejenige Randlage, die durch die gebirgsnähere Moräne B gekennzeichnet ist.

Die mächtigen, aus den Gebirgstälern vorgeschütteten Schwemmfächer beherrschen das Bild des Gebirgsvorlandes zwischen 97°30' und 99°30'E (Abb. 1: C). Sie bilden jeweils einen Viertelkreis mit einem Radius von 20 km. Zwischen ihnen liegen, an kleinere Täler im Gebirge anschließend, kleinere Kegel. Die Schottermächtigkeit in den großen Kegeln beträgt über 100 m. Dem entspricht eine Schwemmfächerwölbung quer zur Schüttungsrichtung von ebenfalls 100 m. Während die Schwemmfächer am Gebirgsrand bis über 100 m tief zerschnitten sind, klingt die Zerschneidung gegen das distale Ende hin aus. Stellenweise werden die untersten Teile der Schwemmfächer dann sogar aktuell überschüttet. In den zahlreichen Aufschlüssen in den Wänden der Wüstenschluchten zeigen sich wohlgeschichtete und gut klassierte Schotter. Häufig ist ein liegender, aus feineren Schottern bestehender Komplex von einem hangenden Komplex mit gröberen Schottern zu unterscheiden. Unabhängig davon sind die Einschnitte besonders in Gebirgsnähe durch eine wechselnde Zahl von jüngeren Akkumulationsterrassen und Erosionsterrassen gegliedert. Auf der Schwemmfächerfläche ist eine von SE nach NW mehr und mehr lückenhafte Lößaufwehung von Dezimeterdicke vorhanden.

An der Kegelspitze finden diese Schwemmfächer Anschluß an End-, Seiten- und Grundmoränen, die sich durch ihren Blockreichtum, ihre lehmige Grundmatrix und ihr wirres Gefüge deutlich von den Schotterschüttungen unterscheiden (Abb. 4). Die Schwemmfächer sind also glazifluviatile Schüttungen; die Gliederung in feiner gekörnte liegende und gröber gekörnte hangende Partien kennzeichnet sie als Vorstoßschotter. Abgesehen von spärlichen Gipsausscheidungen sind die Schotter wie das Moränenmaterial unverwittert. Wechselnd ist die Meereshöhe, in der die glazifluviatilen Schüttungen im Anschluß an die Moränen ansetzen. Sie liegen im SE und im NW deutlich höher als in der Mitte: Bei 100°40'E beginnt grobes, moränisches Blockmaterial aus Granit und Kiesel-schiefern in 2 500 m Meereshöhe, bei 98°25'E setzt Grundmoräne und Seitenmoräne, bestehend aus großen Kristallinblöcken in Lehm-matrix, im Grundmoränenbereich meist von einer dünnen Decke aus geschichteten Schottern überkleidet, bei 1 920 m Meereshöhe ein und zieht sich bis über 2 000 m Meereshöhe aufwärts; bei 98°50'E hat die aus dem Gebirgstal austretende Grundmoräne, in mehrere Absätze gegliedert, als großblockige Granitschuttmasse die liegenden, durch einen hohen Anteil an roten Sandsteinen ausgezeichneten Vorstoßschotter bis 1 900 m Meereshöhe abwärts überfahren. Der oberste Endmoränenwall liegt in 1 950 m Meereshöhe und setzt sich gebirgswärts als Seitenmoräne fort. Die übrigen Absätze sind eigentlich ebenfalls niedrige Moränenwälle. Sie erscheinen nur deshalb als Absätze, weil die Depressionen dazwischen durch Löß verfüllt sind. Bei 99°10' E endet ein Schwemmschutt-fächer an einem deutlich ausgebildeten Moränen-Amphitheater von über 5 km Durchmesser in etwa 2 100 m Höhe.



Diese Abfolge entspricht fast vollständig den Gipfelhöhen und der Exposition in der Qilian Shan Hauptkette. Die tiefstgelegenen Endmoränen finden sich am Gebirgsausgang der vom Hauptgipfel (etwa 5 500 m) nach N und NE verlaufenden Täler. Am höchsten liegt die Endmoräne in dem vom Hauptgipfel in Südexposition beginnenden und nach Osten führenden Tal; ebenso steigt die Höhenlage der Endmoränen mit abnehmender Gipfelhöhe trotz klarer Nordexposition bei den nordwestlich des Zentrums gelegenen Tälern an.

Obwohl auch in den Schotterlagen der Schwemmfächer gelegentlich größere Blöcke vorkommen (Kantenlänge 40–60 cm), ist ein charakteristischer Unterschied zwischen den distalen Teilen der Schwemmfächer und den

Nahtlinien zwischen diesen unverkennbar. In beiden Bereichen, d.h. dort, wo die glazifluviale Aufschüttung ausklingt und die Schottermächtigkeit gering ist, treten gehäuft grobe Blöcke, meist von Granit, auf. Häufig angefahren sind sie 15–20 km südlich Jiuquan in Höhenlagen bis 1 740 m aufwärts durch Schottergruben, in denen das verhüllende Schottermaterial bis zum Liegenden, in lehmiger Matrix liegenden Grobmaterial ausgeklaut wurde. Materialbestand und die durch die Gewinnung der verhüllenden Schotter erkennbar gewordene unregelmäßig-flachkuppige Oberfläche zeigen, daß es sich hier um eine überschüttete Grundmoräne handelt, die einer älteren Vorlandvergletscherung entstammt. Ihrer Position nach sollte sie der gebirgsnäheren Moräne B zuzuordnen sein.



Abb. 4: Seiten- und Endmoränen am Gebirgsrand des Qilian Shan (98°50'N, 39°22'N) in ca. 1 950 m; Blickrichtung Nord. Im Bildmittelgrund die anschließende glazifluviale Schotterflur. Dieses Tal hat Anschluß an die höchsten Gipfel des Qilian Shan (5 547 m); diese Eisrandlage wird als letztglazialer Maximalstand angesprochen. – Foto: J. Hövermann 1981.

Fig. 4: Lateral and terminal moraines at the edge of Qilian Shan (98°50'N, 39°22'N) at about 1 950 m; view northward. Middle ground: expanses of glaciofluvial gravels. This valley is connected with the highest peaks of the Qilian Shan (5 547 m); this ice margin is considered to represent the Last Glacial Maximum. – Photo: J. Hövermann.

Die Gesamtheit der Befunde zeigt, daß während einer ältesten Vereisung eine Eisrandlage um 100 km vom Gebirgsrand, während einer älteren Vereisung eine Eisrandlage bis zu 40 km vom Gebirgsrand erreicht wurde, während die Gletscher der jüngsten Vereisung den Gebirgs-

rand gerade erreichten. Nach dem Verwitterungsgrad und dem Maß der morphologischen Überformung entsprechen diese Eisrandlagen drei jeweils durch Interglaziale getrennten Eiszeiten.



### 3. Die Pediment-Formung im Bereich der alten Rumpffläche

Während auch die traditionelle Weiterbildung von Pedimenten unter  $39^{\circ}$  N zwischen  $101^{\circ}$  und  $100^{\circ}$ E endet – das Ausmaß der Abtragung und der Aufhöhung der Pedimentflächen ist hier 1981 an der Lehmmauer als Teil der chinesischen Mauer durch WANG W. bestimmt worden –, sind die schuttüberkleideten oder aus Schuttpartikeln akkumulierten Fußflächen um die aufgewölbten Partien der alten Rumpfflächen herum ausnahmslos Vorzeitformen. In denjenigen Bereichen, in denen sie durch Wüstenschluchten zerschnitten werden, sind die Schuttpartikel an der Oberfläche patiniert, so daß die fossilen Pedimente dunkel erscheinen. Im Bereich der Sandschwemmebenenformung sind sie von einem dünneren oder dickeren Sand Schleier überdeckt und erscheinen als helle Flächen, in denen aber zumeist noch das ursprüngliche Gefüge des anastomosierend-divergierenden Gerinnenetzes durchschimmert. Generell nimmt die Ausdehnung der Pedimente um die einzelnen Gebirgskomplexe, nur mäßig modifiziert durch deren Ausdehnung und Höhe, von SE nach NW zu. Hat der Pedimentsaum um die Aufragungen herum im SE (und auch im E) eine Breite von 5–10 km, so werden im N und NW 20 km kaum unterschritten. Diesem horizontalen Wandel der Verhältnisse überlagert sich allerdings ein vertikaler insofern, als die Pedimente unter  $42^{\circ}30'$ N bis 1 000 m Meereshöhe abwärts reichen, während sie unter  $40^{\circ}$ N bereits um 1 500 m Meereshöhe enden. Die untere Grenze der vorzeitlichen Pedimentregion steigt also von N nach S um etwa 200 m pro Breitengrad an.

Soweit die Pedimente nicht mit Nahtlinien aneinander stoßen, enden sie an scharf ausgeprägten Rändern. Diese Ränder sind gelegentlich Erosionsränder von aus den Nahtlinien hervorgehenden Flüssen; zumeist markieren sie jedoch das Ufer vorzeitlicher Seen, die ausweislich der überwiegend kalkigen Sedimente Süßwasserseen waren. Der größte dieser vorzeitlichen Seen im Bereich der Endseen des Heihe (Ruoshui) hatte zwischen  $99^{\circ}$ E und  $40^{\circ}$ N einerseits und  $101^{\circ}$ E und  $42^{\circ}30'$ N andererseits eine Längenausdehnung von 300 km; die Breite betrug, gemessen unter  $42^{\circ}$ N, fast 200 km (Abb. 1: D). Der Obergrenze der lakustrinen Kalksedimente nach lag die Spiegelhöhe bei etwa 1 000 m Meereshöhe, also gut 100 m über dem Spiegel des aktuellen Salzsumpfes des Gaxun Nur. Am Nordende dieses Sees enden die Pedimente an seinem Ufer; am Ostrande zeigt sich in Sandschwemmebenen und Dünenfeldern eine deutliche Stufe, die das alte Seeufer, wiederum in etwa 1 000 m Meereshöhe, markiert (Abb. 5).

Eine klar ausgebildete Abfolge alter Spiegelstände dieses Sees findet sich an der Nordseite des Badain Jaran Sand-

feldes zwischen  $102^{\circ}$  und  $103^{\circ}$ E bei etwa  $41^{\circ}25'$ N. Hier unterscheiden sich die in unterschiedlichen Höhen gelegenen Strandwälle auch durch den Bewuchs der ihnen aufsitzenden Dünen. Der unterste (920 m?) ist meist nur mit Schilf bestanden, der nächst höhere (950 m?) weist schöne Saxaul-Bestände und Tamarisken auf; die Dünen auf dem obersten Niveau sind mehr oder weniger kahl. Einige Kilometer westlich  $103^{\circ}$ E ist knapp unter 1 000 m Meereshöhe eine Abrasionsplatte entwickelt. Sie liegt über anstehendem Basalt und zeichnet sich durch eine dünne Decke von Brandungsgeröllen aus, die bis über Kopfgröße erreichen.

Die Aufschlüsse an den Yardangs lassen einen mehr als 60 m mächtigen Akkumulationskörper erkennen, der sich aus einigen zentimeterdicken Kalkschichten, einigen Dezimetern Kalksandsteinen, mehrere Meter mächtigen Schichten sandiger und toniger Schluffe, feingeschichteten Tonlagen in Dezimeter bis Meter Dicke und mehreren Horizonten schräggeschichteter Sande aufbaut. Die Sand-schichten liegen stets über Tonlagen mit sandverfüllten Trockenrissen und zeigen ein mehrfaches Trockenfallen des Seebodens auch in der Aufbauphase an. Während die basalen Sandlagen sich durch die rote Farbe und die Dünenschichtung als überflutete Dünen zu erkennen geben, sind die Sande in den höheren Sandschichten gelb oder gelb-grünlich. Die Tonschichten sind rot oder weiß; auch in den nicht durch Kalk zementierten Teilen ist ein hoher Kalkanteil unverkennbar. Ein kleineres, aber immer noch bis zu 90 km Länge in SW–NE-Richtung und bis zu 50 km Breite in NW–SE-Richtung ausgedehntes Seebecken liegt an der Südseite des Yabrai Shan um  $103^{\circ}30'$ E und  $39^{\circ}30'$ N (Abb. 1: E). Der Beckenboden (1 260 bis 1 290 m Meereshöhe) wird im Westteil zur Salzgewinnung genutzt. Strandwälle, dünenbesetzt, in 1 320 und 1 350 m Meereshöhe zeigen vorzeitliche Spiegelstände an. Dieser See, der im Unterschied zu dem durch Zuflüsse aus dem Qilian Shan gespeisten Gaxun Nur und Sogo Nur Zuflüsse nur aus den in unmittelbarer Umgebung liegenden Gebirgen erhielt – am bedeutendsten ist der Yabrai Shan mit maximal 2 006 m Meereshöhe –, dürfte sich besonders gut für die Bestimmung der feineren Gliederung der eiszeitlichen Klimaverhältnisse der Gobi eignen (s. PACHUR et al. 1995).

Auf den ersten Blick erscheinen die Pedimente als einheitliche Gebilde. Am Rand des Qilian Shan verzahnen sie sich mit den glazifluvialen Schwemmfächern der letzten Vereisung und sind dadurch grob datiert. Doch finden sich nach NE zunehmend Hinweise darauf, daß auch die Pedimentformung mehrphasig erfolgte. Denn stellenweise überlagert Pedimentschutt geringer Mächtigkeit in Berei-

chen, die heute der Umbildung zu Sandschwemmebenen unterliegen, Sand- und auch Gipsablagerungen, die ihrerseits wiederum eine Schuttdecke überlagern. Ob aus diesen verstreuten Beobachtungen auf Klimaänderungen geschlossen werden kann, bleibt allerdings ungewiß. Denn an zahlreichen Lokalitäten ist zu sehen, daß von Durchragungen des Anstehenden im Bereich von Sandschwemmebenen aus auch aktuell oder subaktuell Schutt auf und in die Sanddecke der Sandschwemmebene gerät. In den zahlreichen Straßenaufschlüssen zwischen 103° und 104° E, um und südlich 42° N ist generell eine solche Wechsellagerung von Sand und Schutt aufgeschürft.

Sichere Indikationen für eine Mehrphasigkeit der Pedimentbildung finden sich erst, wenn die Höhenbereiche 1 500 m Meereshöhe deutlich übersteigen. Generell lassen sich hier drei verschiedene Pedimentstockwerke unterscheiden, die in der Wurzelzone mit Höhenunterschieden von einigen Dekametern ineinandergeschachtelt sind. Abwärts laufen die Pedimentflächen mehr und mehr zusammen. Dabei greifen die jüngeren, tieferliegenden

Pedimentspitzen etwas weiter in das Bergland zurück, als die älteren höher liegenden, deren Spitze sogar häufig vom Herkunftsgebiet abgetrennt ist. Ein besonders typisches Beispiel liegt auf 104° E und 40°10' bis 40°20'N, den Höhenbereich um den TP 1928, 4 m ummantelnd. Hier beträgt die Neigung der Pedimente, gemessen auf eine Distanz von 10 km, 3 %. Die Pedimentfläche schneidet mit teilweise nur ganz dünner Schuttdecke rote, mutmaßlich tertiäre Tonsteine. In ihren proximalen Teilen ist auch die jüngste Pedimentfläche durch eine Wüstenschlucht zerschnitten. Die distalen Teile werden von Sand überweht. Obwohl die älteren wie die jüngeren Pedimentflächen durchweg über einer geringmächtigen Schuttdecke liegen (in Gebirgsnähe einige Meter bis Dekameter), zeigen alle Aufschlüsse im Hange der Wüstenschluchten, daß die Aufschüttungen im Bereich der älteren Pedimente mächtiger sind als im Bereich der jüngeren. Ob sich das mit einer Abnahme der Dauer, mit einer Abnahme der Intensität der Pedimentformung von den älteren zu den jüngeren Phasen erklären läßt, oder ob die Verkleinerung des Liefergebietes eine Rolle spielt, bleibt offen.

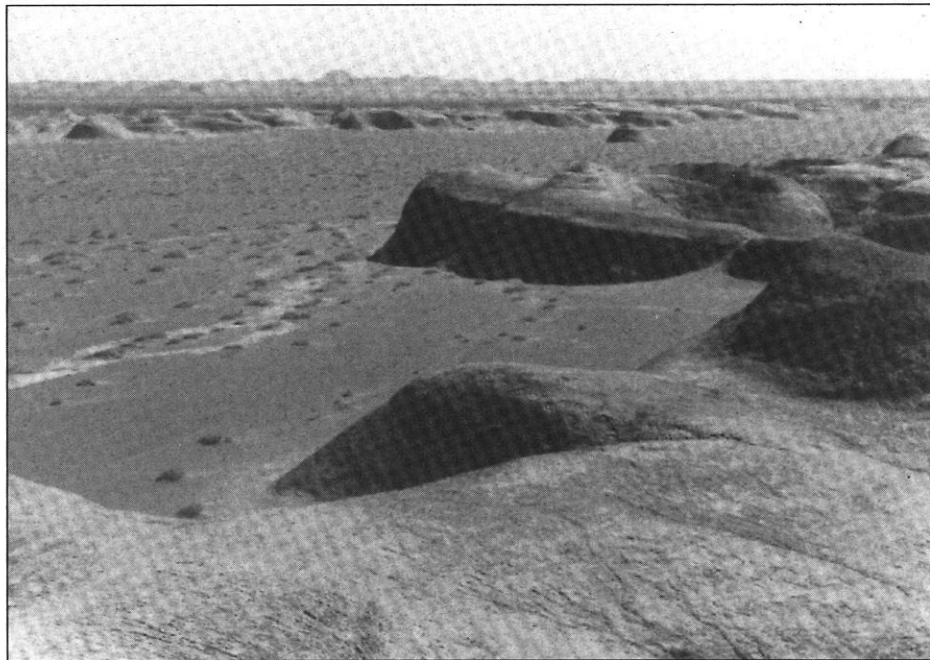


Abb. 5: Photo südöstlich des Sogo Nur in nordnordwestliche Richtung. Im Vordergrund die zu Yardangs ausgeblasenen Seesedimente. Die Strichlinie bezeichnet das vorzeitliche Seeufer, von dem an die Pedimente bis zur Bergsilhouette im Hintergrund ansteigen.

Fig. 5: Photo SE of Sogo Nur looking NNW. Foreground: lacustrine sediments wind-sculpted into yardangs. The broken line indicates the palaeolake shore, from which the pediments rise up to the mountain silhouette in the background.

So wie die Ausdehnung der Pedimentflächen am Fuße des höherragenden Geländes generell von NW nach SW abnimmt, verändert sich auch ihre Struktur. Während die Pedimente des Nordwestens im Aufschüttungsbereich oft eine Wechsellagerung von Sand und Schutt aufweisen, zeichnen sich die Pedimente in einen mittleren Streifen

durch Gips- und Kalkverbackung aus, während im Südosten Wechsellagerungen von Pedimentschutt und Löß vorherrschen. Aktuell werden die Pedimente an ihrem proximalen Ende, der Pedimentspitze, durch Wüstenschluchten zerschnitten, an ihrem distalen Ende durch Sande überschleift und eingedeckt.

#### 4. Die Wüstenschluchten

Im Unterschied zu den im Bereich des Gebirgsvorlandes im Prinzip flächenhaft deckenden glazialen und glazifluvialen Oberflächenformen und Ablagerungen und zu den in der Umrahmung der Erhebungen über 1 500 m im ganzen Gobi-Bereich ebenfalls flächenhaft entwickelten, wenn auch nicht die gesamte Landoberfläche deckenden Pedimenten, sind die Wüstenschluchten lineare Bildungen und reine Erosionsformen. Sie reichen im Norden, nahe der mongolischen Grenze, bis 1 000 m Meereshöhe abwärts. Im Süden, am Rande des Qilian Shan, enden auch spektakuläre, weiter gebirgseinwärts bis 300 m tief eingeschnittene Schluchten, im SE, etwa bei 100°E, in 1 500 m, im NW, etwa bei 97° E, in über 1 800 m Meereshöhe. Als Fremdlingform greift die Wüstenschluchten-Formung an den größten Wasserläufen und unter geeigneten Bedingungen des vorgegebenen Reliefs weiter nach unten. In der Vertikalen nehmen sie eine Höhenstufe von 500 bis 800 m Mächtigkeit ein.

Im Satellitenbild heben sich die Bereiche der Wüstenschluchten deutlich durch die Anpassung der Erosion an Kluft- und Verwerfungslinien ab. In vielen Fällen spiegeln sie das starre Netz der Kluftsysteme mit einander schneidenden Lineamenten wider. Die Tiefenlinien erscheinen hell, die dazwischenliegenden Teile in allen Gesteinspartien dunkel patiniert. Der Wechsel härterer und weicherer Schichten dagegen spielt für die Formung im Bereich der Wüstenschluchten kaum eine Rolle. Die Tendenz zur linearen Formung, d.h. die Ausbildung eines relativ schmalen, seitlich scharf begrenzten Flußbettes bleibt auch dort erhalten, wo Akkumulation einsetzt. Die Wüstenschluchten setzen sich dort, wo die Gefällsverhältnisse zur Erosion nicht mehr ausreichen, als von Uferdämmen gesäumte Abflußlinien fort. Dabei wird während des Abflußvorganges das größte Material seitlich ausgestoßen. Das Gefüge dieser Wälle ist unregelmäßig-murartig. Außer Schottern und Feinmaterial sind besonders große Blöcke in der Ablagerung enthalten, die nahezu 2 m Kantenlänge erreichen. Die instruktivsten Beispiele liegen an der SE-Seite des Yabrai Shan um 103°E und 39°30'N (Abb. 1: F).

Ablagerungen des gleichen Typs finden sich westlich des Yabrai Shan auf der Rumpffläche, die in ungefähr 1 500 m Meereshöhe schiefgestellte Schichten aus roten und violetten Sandsteinen kappt. Die Sandsteine sind Teil eines WNW–ESE streichenden Sattels, dessen Achse nach

WNW abtaucht; an der südwestlichen Sattelflanke fallen die Schichten mit 30° nach SW, mehr zum Sattelnern hin vermindert sich das Fallen auf 5–8°. In Anlehnung an die härteren Schichten sind aus der Rumpffläche Schichtstufen herausgearbeitet, die bogenförmig, nahezu Halbkreise bildend, die Sattelflanken und die Sattelachse mit von WNW–ESE über N–S bis zu SSW–ENE verlaufendem Streichen bezeichnen. Die Lokalität liegt um 39°30'N und 102°40'E.

Getrennt durch die 1 bis 2 km breiten Ausraumzonen zwischen den härteren Schichten liegen auf den vom Grundgebirgskörper isolierten Rumpfflächenresten, in W–E-Richtung über eine Strecke von 10 km verfolgbare, von W nach E gröber werdende Kiese und Schotter, an die im W ein Feld niedrigerer roter Dünen anschließt. Die Schotter bestehen ausnahmslos aus Material, das im Yabrai Shan ansteht. Besonders auffällig sind die den Sandsteinen aufliegenden Granitblöcke. Sie bilden, obwohl sie zunächst flächenhaft verbreitet erscheinen, einzelne isolierte Vorkommen, die sich linear über einige hundert Meter verfolgen lassen. In ihrem Erscheinungsbild, nach Korngröße und Materialzusammensetzung stellen sie ein äolisch überarbeitetes Pendant zu den aktuellen Ablagerungen der Wüstenschluchten an der SE-Seite des Yabrai Shan dar und kennzeichnen eine Periode von Wüstenschluchten-Schüttungen, die älter ist als die Zerlegung der Rumpffläche in Schichtstufen.

In den ausgeräumten Bereichen zwischen den härteren Schichten, die teilweise den Charakter von Subsequenz-tälern haben, sind außerdem rudimentäre Wüstenschluchten vorhanden, die derzeit in Verfüllung begriffen sind und in die Sandschwemmebene integriert werden. Sie zeigen eine zweite Periode der Wüstenschluchten-Bildung an, die der ersten, durch die Ablagerungen gekennzeichneten Periode, folgte. Auch diese Wüstenschluchten-Rudimente haben keinen Anschluß mehr an die aktuellen Wüstenschluchten des Yabrai Shan. Die in ihnen abgelagerten bunten Schotter sind offenbar aus älteren Schotterablagerungen umgelagert. Möglicherweise ist mit diesen Wüstenschluchten-Rudimenten die Untergrenze der eiszeitlichen Pedimentregion erfaßt; an der Westseite des Yabrai Shan liegt diese Grenze in 1 500–1 600 m Meereshöhe.

Daß sich Wüstenschluchten als Vorzeitformen unter geeigneten Bedingungen im Formenschatz der Sandschwemmebenen und Dünenfelder erhalten können, läßt sich an einem besonders schönen Beispiel aus der Taklimakan belegen. Die Straße von Qiemo nach Yutian (am Südrand des Tarimbeckens) schneidet bei 83°E und 37°15'N einen 10 km langen, weniger als 1 km breiten See, der auf den ersten Blick wie ein Rinnensee erscheint. Doch findet sich weder an seinem Ufer noch an seinen Flanken irgendwelches Fremdmaterial. Das ganze etwa 20 m eingetiefte Seebecken ist rein fluvial-erosiv in die umgebende dünenbesetzte Sandschwemmebene eingeschnitten. Gespeist wird der Süßwassersee offensichtlich durch den Zufluß von Grundwasser, denn er besitzt keinen oberflächlichen Zufluß. Die aktuell aus dem Kunlun Shan abkommenden Flüsse – die nächst benachbarten liegen 10 km SW bzw. 15 km NE in gleicher Meereshöhe von etwa 1 400 m – sind kaum mehr eingeschnitten. Offenbar handelt es sich um eine vorzeitliche Wüstenschlucht, deren Oberlauf verfüllt worden ist. Es mag sein, daß das Anschneiden eines Grundwasserhorizontes für die Erhaltung der Form maßgeblich gewesen ist. Auch dieses Wüstenschluchten-Relikt liegt tiefer als die eiszeitliche Pediment-Region, die in diesem Abschnitt, angelehnt an die Nordwest-Hänge des Kunlun Shan, nicht unter 1 500 m hinabreicht. Faßt man dieses Relikt wie auch das an der West-Seite des Yabrai Shan als autochthone Gebilde auf, so zeigen sie eine Herabdrückung der Wüstenschluchten-Region um bis zu 500 m an. Es liegt nahe, diese Periode mit der Absenkung aller Höhenstufen während der Eiszeiten gleichzusetzen.

Im aktuellen Geschehen unterliegen alle Wüstenschluchten in den tiefsten Teilen einer Auffüllung. Sie erfolgt einmal dadurch, daß das im Flußbett beim episodischen Abkommen transportierte Material nicht mehr bis zum Ende der Schlucht gelangt, zum anderen dadurch, daß aus den Sandschwemmebenen Sand in die trockenliegenden Talböden transportiert wird. Die Akkumulation besteht dementsprechend aus Schottern, Kiesen und Sanden, die in den untersten Teilen des Talzuges salzhaltig sind. Dabei nimmt die Breite des Talgrundes wegen der Steilheit der

Hänge nur mäßig zu, so daß die in Verschüttung begriffenen Wüstenschluchten als schmale, helle Bänder erkennbar bleiben, auch dort, wo die Formung sonst bereits zu einer völlig ausdruckslosen Sandschwemmebene geführt hat. Der allmählichen Überwältigung einer Wüstenschlucht durch die Sandschwemmebene entspricht im Sediment eine Abfolge von größerem Material an der Basis zu reinen Sandakkumulationen am Top.

Die umgekehrte Abfolge, nämlich die Umarbeitung von Dünenanden zu fluvialer Schichtung an der Basis einer Ablagerung und die Beimischung von Grobsanden, Kiesen und Schottern bei zurückgehendem Dünenand-Anteil kennzeichnet das Vorstoßen einer Wüstenschlucht-Ablagerung in ein Dünenfeld. Ein solches Vorkommen liegt im Ostteil des höchsten Dünenkomplexes (über 350 m relative Höhe) der Badain Jaran etwa bei 102°35'E und 39°50'N (Abb. 1: G). In die um 1 300 m Meereshöhe gelegenen Gassen zwischen den Dünenzügen sind in diesem Bereich Ausblasungs-Wannen eingesenkt, die bis 1 275 m hinunterführen. Sie sind mit Mudden, Salzen, Salzwasser oder auch Süßwasser gefüllt (s. HOFMANN 1996). Dabei ist das Wasser um so süßer, je höher der Seespiegel ü.d.M. liegt. Ähnlich wie im Zentrum der Taklimakan scheint ein geringmächtiges Lager süßen Grundwassers einem mächtigen Lager salzhaltigen Grundwassers aufzuliegen. Ein Zusammenhang mit Wassern des Heihe besteht nicht (s. GEYH et al. 1996).

Obwohl die nächstgelegenen Teile des Yabrai Shan östlich nur 45 km entfernt sind, sind sie heute von dem Schottervorkommen durch 8 Wälle hoher Dünen und ein Feld niedrigerer Dünen getrennt. Die Schotter entstammen offensichtlich einer Periode, in der ein Fluß aus dem Yabrai Shan in schmalen Bett und mit hoher Transportenergie in das Dünenfeld eindrang, zunächst die Dünenande aufarbeitete und später sogar Kiese und Schotter transportierte. Störend bei dieser Interpretation ist der hohe Kalkgehalt, bei Wüstenschluchten würde man ein salinares Milieu in dieser Phase der Reliefentwicklung erwarten.

## 5. Die Sandschwemmebenen

In Rumpfflächenbereichen treten die Sandschwemmebenen in doppelter Weise in Erscheinung, einmal als Erosionsflächen, zum anderen als Akkumulationsflächen. Ob im Bereich einer Sandschwemmebene Erosion oder Akkumulation vorherrscht, hängt von der Lage des vorgegebenen Reliefs ab; in den tiefsten Teilen, nahe der Untergrenze und im Übergang zu den Dünenfeldern, herrscht Akkumulation vor, während in ihren höchsten Teilen, im Übergangsbereich zur Region der Wüstenschluchten, die Abschleifung überwiegt. Akkumulation und Erosion

vollziehen sich in gleicher Weise im Wechselspiel zwischen Flächenspülung und Rillenerosion bei Ruck- und Starkregen einerseits und flächenhafter Sandverdriftung unter normalen Windverhältnissen wie der Bildung kleiner Dünen bei Sandsturm andererseits. Während im Akkumulationsbereich präexistierende isolierte Auftragungen von Sand umhüllt und allmählich eingedeckt werden, werden im Abtragungsbereich härtere Gesteinspartien (z.B. Quarzgänge oder Basaltgänge, Kieselschieferlagen) herausgearbeitet und überschliffen. Im Granit entstehen

auf diese Weise besonders bizarre Blockhaufen, Felsburgen und Felsentürme.

Generell steigt die Region der Sandschwemmebenen von NE nach SW hin an. Die höchstgelegene Sandschwemmebene findet sich jedoch nicht am Rande des Qilian Shan, sondern, fast in der Mitte der Gobi, an der Westseite des Yabrai Shan um 40°N und etwas östlich 103°E (Abb. 1: H). Hier scheint jedoch eine vorzeitliche Abfolge vorzuliegen, denn die Sandschwemmebene, die über 1 800 m Meereshöhe erreicht, endet im NW an einem isolierten Dünenfeld (1 700 m Meereshöhe). An dieses Dünenfeld schließt sich noch weiter nordwestlich ein vorzeitlicher Ausblasungsbereich bis unter 1 500 m Meereshöhe abwärts an. Erst dann folgen die zweifellos aktuellen Sandschwemmebenen, die in der Umrahmung der Badain Jaran die Höhenstufe zwischen 1 300 und 1 500 m einnehmen. Im Bereich dieser höchstgelegenen Sandschwemmebene ist relativ viel Vegetation vorhanden und stellenweise eine leichte Zerschneidungstendenz erkennbar; dies stützt die Hypothese einer vorzeitlichen Bildung, bei der die Sandschwemmebenen-Region etwa 300 m höher lag als heute.

Da auch die Sandschwemmebene sich in Überarbeitung eiszeitlicher Pedimente gebildet hat, sollte sie eine ausgeprägte nacheiszeitliche Trockenperiode kennzeichnen, bei der die klimatisch-morphologischen Höhenstufen um 300–400 m gegenüber heute angehoben waren. Unter 102°E steigt die aktuelle Region der Sandschwemmebenen-Bildung von etwa 1 000 m bei 42°N auf 1 500 m bei 39°30'N an (Abb. 1: I; vgl. das Profil in Fig. 9 bei HÖVERMANN 1987). In diesem Bereich zeichnet sich bei der Feldbeobachtung wie auch, besonders deutlich, im Satellitenbild ein mehrfacher Wechsel der Formungsbedingungen ab. Besonders im Osten der Badain Jaran ist

nämlich die Sandschwemmebene gegen das Dünenfeld vor- und in das Dünenfeld eingedrungen und hat ausgeprägte Ebenheiten geschaffen. Am äußersten Rande des Dünenfeldes sind die ursprünglichen Dünenwälle, die NE–SW streichen, zu einzelnen Pyramiden aufgelöst. Dazwischen hat sich eine Sandschwemmebene gebildet. Je ausgedehnter diese Ebene ist, desto niedriger und zugleich desto deutlicher pyramidenförmig sind die Dünen, so daß sich eine Abfolge von Sandschwemmebene mit isolierten Pyramidendünen über Sandschwemmebene mit nahezu zu Ketten zusammengeschlossenen Pyramiden- und Sterndünen bis zu Dünenwällen mit zwischengelagerten Ebenen ergibt. Diese Abfolge und die Gestalt der Dünen aus einer Ausdehnung des Dünenfeldes gegen die Sandschwemmebene zu erklären verbietet sich, weil eben auf dieser Sandschwemmebene junge Dünenbildungen von einige Metern Höhe vorhanden sind.; sie sind stets in Ketten angeordnet und bilden nirgends isolierte Aufragungen. Die Pyramidendünen sind nur verständlich als Erosionsrelikte im Bereich einer sich ausdehnenden Sandschwemmebene; soweit sich an ihren Flanken wieder Sande angelagert haben, treten sie mehr als Sterndünen in Erscheinung. An der E-Seite der Badain Jaran hat der Saum der restdünenbesetzten Sandschwemmebene generell eine Breite von 10–20 km. Der Saum der in Neubildung begriffenen Dünen reicht etwa 3 km weit über das durch die letzten Pyramidendünen bezeichnete alte Dünenfeld hinaus (s. auch die Karte von ZHU et al. 1990 sowie Abb. 6). Kennzeichnet die Bildung der Sandschwemmebene auf Kosten des Dünenfeldes eine etwas feuchtere Periode, so kennzeichnet die aktuelle Ausdehnung des Dünenfeldes eine trockenere Periode. Die zeitliche Einordnung der feuchteren Periode in eine nacheiszeitliche Klimaschwankung läßt sich damit begründen, daß ein hyperarides Milieu beim Wechsel von Dünenbildung und Sandschwemmebenen-Bildung erhalten bleibt.

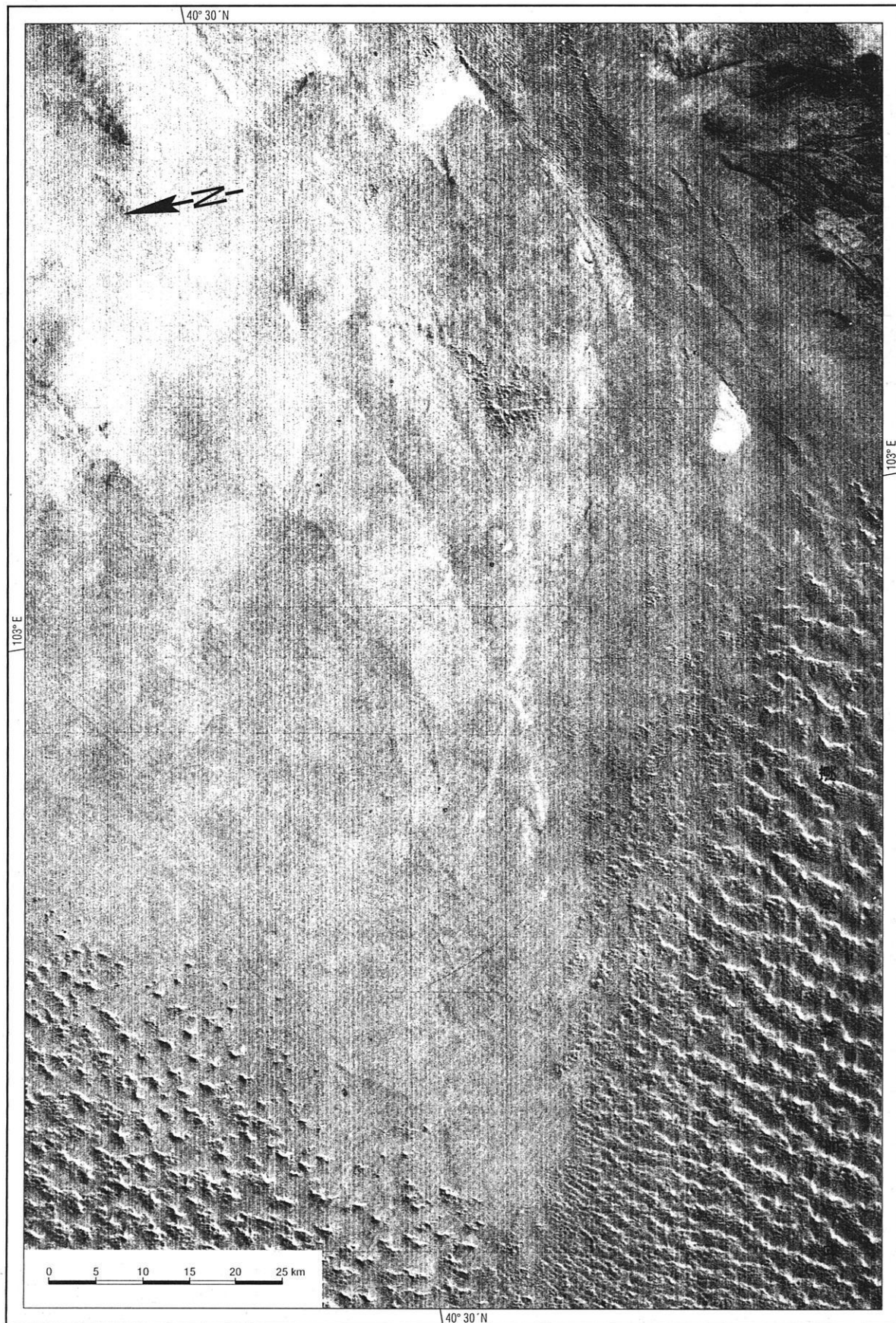
## 6. Das aerodynamische Relief: Dünenfelder, Yardangfelder, Felshöcker

Eine älteste Periode energischer äolischer Formung im Felsbereich ist südlich der mongolischen Grenze zwischen 101° und 105°E zuerkennen. Die plumpen Windhöcker werden im Bereich der Sandschwemmebene durch Sand und eigenen Hangschutt eingedeckt, wobei der Sandanteil etwa 2/3, der Schuttanteil etwa 1/3 ausmacht. Wo sie sich zu Feldern mit zwischengeschalteten Windgassen zusammenschließen, werden diese in gleicher Weise abgetragen bzw. aufgehöhht. Besonders eindrucksvoll ist die scharfe Herausarbeitung der Gesteinsstrukturen, gleichgültig ob es sich um steilstehende oder um flacher liegende Schichten handelt. Die Härteunterschiede der Gesteine sind geradezu sklavisch in den Oberflächenformen nachgezeichnet. Da am Rande größerer solcher Komplexe vorzeitliche Pedimente entwickelt sind und aktuell die Sandschwemmebenenformung um 950 m Meereshöhe ihr Optimum er-

reicht, sind die bis in Höhen von 1 200 m Meereshöhe beobachteten äolisch geformten Felsbereiche zweifellos Vorzeitformen und Relikte einer Trockenperiode, die älter ist als die Pedimente der letzten Eiszeit.

Besser datierbar sind die Felshöckerlandschaften westlich des großen Eiszeitsees der zwischen 100° und 101°E bis zur mongolischen Grenze reichte (Abb. 1: K). Die plumpen, NW–SE-gestreckten Felshöcker dieses Bereiches sind bis in Höhen von über 1 500 m Höhe von Pedimenten gesäumt und durch Wüstenschluchten zerschnitten. Am Südrande dieses Bereiches liegt die beschriebene gebirgsferne Moräne, die einen See aufgestaut hatte. Dieses Seebecken liegt nun in einer SW–NE gestreckten Wanne, die auch ohne die Moränen-Abdämmung eine Depression über granitischem Untergrund ist.





Linke Seite:

Abb. 6: Satellitenbildausschnitt (Landsat-MSS) der östlichen Badain Jaran Shamo (aus: ATLAS... 1983) der östlichen Badain Jaran Shamo. Eine Sandschwemmebene stößt im Westen und Süden an Dünenfelder der Badain Jaran Shamo. Die Dünenfelder sind insbesondere am Ostrand der Badain Jaran Shamo in Auflösung begriffen. Im Osten dieses Bildausschnittes (rechts oben), im nördlichen Vorland des Yabrai Shan, sind bereits stark überformte Dünenkämme zu erkennen.

Fig. 6: Detail of satellite image (LANDSAT-MSS scene, from: ATLAS ... 1983) showing the eastern Badain Jaran Shamo. In the west and south, a desert plain stretches right up to the dune fields of the Badain Jaran Shamo. The dune fields are in the process of disintegration, especially at the eastern edge of the Badain Jaran. In the SE of this section (top right), in the northern foreland of the Yabrai Shan, the dune crests have already undergone strong remodelling.

Die äolische Formung dieses Bereiches ist also älter als die älteste, durch die gebirgsfernste Moräne gekennzeichnete Vorlandsvergletscherung des Qilian Shan.

Eine zweite Phase bedeutender äolischer Ausräumung muß das Becken geschaffen haben, das durch den großen Eiszeitsee eingenommen und teilweise mit lakustren Sedimenten verfüllt wurde. Sie könnte eventuell in zwei Phasen mit einem zwischengeschalteten See oder in einer Phase erfolgt sein. Auf jeden Fall ist die Ausräumung, gleichgültig, ob sie einphasig oder zweiphasig erfolgte, älter als die letzte Eiszeit. Eine weitere Phase äolischer Ausräumung wird durch die Yardangs belegt, die aus dem ehemaligen Seeboden ausgeblasen worden sind. Diese jüngste Phase gibt sich deutlich als zweigegliedert zu erkennen, indem in den Salztön-Ablagerungen am Süden der auf die große Ausräumung folgenden Aufschüttung erneut Wannens und Beckens ausgeblasen worden sind, in denen sich Salzseen gebildet haben. Da diese Salzseen, die durch den Heihe (und durch Grundwasserzuflüsse) gespeist werden, derzeit schrumpfen, ist eine erneute kleine Klimaschwankung belegt, die nach einem kurzen, nur wenig feuchteren Intervall aktuell wieder zu größerer Trockenheit führte.

Die wechselhafte Landschaftsgeschichte der durch ein aerodynamisch geformtes Relief ausgezeichneten Bereiche ist auch in den großen Dünenfeldern nachzuweisen. Denn die hohen Dünen sitzen einer welligen Landoberfläche auf, die ihrerseits aus der Abflachung von Dünen hervorgegangen ist. An den Flanken eben dieser Dünen und auf der welligen Landoberfläche, der sie aufsitzen, wandern die aktuellen Dünen, deren Höhe um eine Zehnerpotenz kleiner ist, als die der hohen Dünen (vgl. YANG 1991, JÄKEL 1996).

Nicht nur durch ihre Form, auch durch ihre Farbe heben sich die drei Dünengenerationen voneinander ab. Verursacht durch eine gewisse Kalkanreicherung herrscht im Bereich der alten, zu einer welligen Landoberfläche umgestalteten Dünen ein etwas grauerer Farbton vor, der noch durch den etwas stärkeren Bewuchs verstärkt wird. Die darauf aufsitzen den hohen roten Dünen erscheinen, verursacht durch einen wenn auch sehr kleinen Feuchtigkeitsgehalt, der auch in einer punktförmigen Besetzung mit Vegetation zum Ausdruck kommt, in dunklerem Rot,

während die aktuell energisch wandernden kleinen Dünen heller rot gefärbt sind.

Zu Gegensätzen verstärkt sind die Farbunterschiede im Bereich äolisch geformter Felsbereiche. Windhöcker, Windgassen und flache Felsbereiche sind bei aktueller Dominanz der äolischen Formung hell, da die überschlifften Felspartien das Licht besser reflektieren. Wo Gesteine unterschiedlicher Farbe abgeschliffen werden, sind die in äolischer Formung begriffenen Bereiche bunt, entsprechend den Farben der anstehenden Gesteine. Vorzeitliche Windhöcker, Windgassen und überschlifftene Felsflächen erscheinen dagegen dunkel, und nur in den Tiefenlinien können, falls dort Sande eingeweht worden sind, helle Farbtöne erscheinen. Die dunkle Oberfläche ist häufig oder sogar meistens durch eine dünne Decke von patiniertem Schutt verursacht; sie findet sich aber auch ein dünner Eisen-Mangan-Überzug auf nackten Felsflächen.

Kleinräumig ist in allen Windhöckerfeldern die Tendenz zur Ausbildung von Stromlinienformen mit gegen die Hauptwindrichtung gerichteter steiler NW-Seite und flacher abfallender SE-Seite zu beobachten, die sich selbst gegen störende strukturelle Einflüsse durchsetzen kann. Großräumig aber bestimmt das vorgegebene Relief in überraschend hohem Maße das morphodynamische Geschehen im Bereich der äolischen Formung. Am deutlichsten wird das bei dem großen Dünenfächer, dessen Wurzelbereich um 40°N und 104° E liegt (Abb. 1: L und Abb. 7). Aus einer 10 km breiten Windgasse im Yabrai Shan mit Querdünenwällen und ausgeblasenen Wannens, der um 1 500 m Meereshöhe und damit 200 m tiefer liegt als die angrenzenden Teile des Gebirges, geht ein Feld zusammengesetzter NW–SE streichende Längsdünenzüge von 10–20 km Länge hervor. Es verbreitert sich dabei auf 60 km Distanz von 10 km auf 30 km. Danach folgt nach S und SE ein wiederum etwa 60 km langer Bereich überwiegender Ausblasung mit kleinen Dünen; hier verbreitert sich der Fächer von 30 km auf 70 km. An der NE-Seite bleibt die NW–SE-Richtung in der Striemung des Reliefs erhalten; an der SW-Seite dagegen schwenkt die Striemung mehr und mehr auf N–S ein, so daß der Fächer unter 39°N den gesamten Raum zwischen 104° und 105°E einnimmt. Weiter nach SE schließt daran das Dünenfeld der Tengger an, das unter 105°E bis zum 38. Breitenkreis





Abb. 7: Satellitenbildausschnitt (Landsat-MSS-Szene, aus ATLAS ... 1983) des WSW-ENE streichenden Yabrai Shan (Gebirge im rechten unteren, südwestlichen Teil des Bildausschnittes) und des nordöstlichen Teils der Tengger Shamo (rechte, südliche Bildhälfte). Die fluviatile Zerschneidung des Gebirgskomplexes des Yabrai Shan und die Bruchstufe im Süden zur Tengger Shamo sind ebenso wie der Ansatz des großen Dünenfächers der Tengger Shamo (im linken oberen, südöstlichen Teil des Bildausschnittes) zu erkennen.

Fig. 7: Detail of satellite image (Landsat-MSS scene, from: ATLAS ... 1983) showing the WSW-ENE striking Yabrai Shan (mountains in the bottom right, SW part of the image) and the NE portion of the Tengger Shamo (right, southern half of image). Clearly visible are the fluvial dissection of the Yabrai Shan, the fault scarp in the south, at the edge of the Tengger Shamo, and the start of the large dune fan of the Tengger Shamo (top left, SE part of image).

reicht. Von der Wurzel bis zum Ende erstreckt sich das Windfeld über 230 km; seine Breite nimmt dabei auf 120 km zu.

Die Tengger-Shamo östlich 104° E ist dabei deutlich zweigeteilt. Bis über 105°E hinaus beherrschen nahezu N–S gestreckte, bis zu 5 km breite und bis zu 50 km lange salzgefüllte Ausblasungswannen das Landschaftsbild des Südwestteiles. Der Nordostteil dagegen wird durch mächtige Querdünenwälle mit SW–NE-Streichen gekennzeichnet, zwischen denen die in Ausblasungswannen eingelagerten Salzseen nur 5–6 km Länge und 1 km Breite erreichen. Offensichtlich hängt die Entwicklung dieses Querdünenfeldes mit einem Windstau zusammen, der durch den Helan Shan bewirkt wird und der sich bereits 100 km nordwestlich des Helan Shan bemerkbar macht. In bescheidenem Umfang zeigt sich das gleiche Phänomen auch an der NW-Seite des Yabrai Shan.

Obwohl die aktuellen Sandverdriftungen in den geschilderten Bereichen mit den Oberflächenformen übereinstimmen – es dominieren die winterlichen Windverhältnisse –, erfordert die unterschiedliche Ausprägung des Formenschatzes eine zeitliche Auflösung. Die mächtigen mit einer Abweichung bis zu 2° nord-südlich verlaufenden Ausblasungswannen zwischen 104° und 105°E erweisen sich durch ihre Salzfüllung ebenso als Vorzeitformen, wie die heute wassergefüllten oder versalzten Depressionen im Querdünenfeld der Tengger. Aber das Ausmaß der ver-

salzten Bereiche ist so unterschiedlich, daß sie nicht gleichen Vorzeitbedingungen zugeschrieben werden können. Sieht man von der aktuellen traditionellen Weiterformung durch den Wind im Dünenbereich ab, so erscheinen die N–S-gestreckten Wannen als das Ergebnis einer mehrfachen und vielleicht auch stärkeren älteren, das Querdünenfeld als das Ergebnis einer einfachen und vielleicht auch schwächeren äolischen Formung. Zweifellos den aktuellen Klimaverhältnissen kann nur das Längsdünenfeld zugeordnet werden, das sich vom Paß im Yabrai Shan nach SE erstreckt. Vor der aktuellen Periode äolischer Formung ist also eine ältere, weiter ausgedehnte (ausgedrückt durch das Querdünenfeld) und eine älteste, noch weiter ausgedehnte, ausgedrückt durch die langgestreckten Ausblasungswannen, auszugliedern. Es zeigt sich damit großräumig die gleiche Abfolge äolischer Formungsphasen, die aus detaillierteren kleinräumigeren Beobachtungen bereits abgeleitet wurde. Jede dieser großen Formungsperioden mag, wie das bei der aktuellen nachweisbar ist, noch durch kleinere Schwankungen gegliedert gewesen sein. Während in der absoluten Höhenlage dieser unterschiedlich ausgestalteten Bereiche kaum Unterschiede erkennbar sind, – die Obergrenze liegt jeweils bei 1 500–1 600 m über dem Meeresniveau –, ist eine Schrumpfung des äolischen Formungsbereiches deutlich. Sie entspricht einem Zurückweichen vom Randbereich zum Kernbereich des Trockenraumes um jeweils etwa 50 km.

## 7. Exkurs: Löß und Lößdecken

Lößstaub befindet sich in der Gobi wie in allen Trockengebieten Zentralasiens und Ostasiens fast ständig in der Luft. Er verleiht der Atmosphäre ein milchig-trübes Aussehen und dämpft das an wenigen klaren Tagen dunkle Azur des Himmels zu weißlichem Hellblau. Wirklich klar ist der Himmel erst in sehr großen Höhen von etwa 6 000 m. In welchem Umfange Lößstaub aus den Trockenbereichen emporgewirbelt wird, läßt sich nach strahlungsreichen Tagen auf den Gletschern sehen, deren Oberfläche besonders im Firnggebiet dann nicht weiß, sondern gelb erscheint. Dementsprechend ist die Gletschermilch nicht weiß, sondern gelb. Erst nach sommerlichen Neuschneefällen erscheinen Gletscher und Firnfelder in weißer Farbe. Diese Beobachtungen gelten für Höhen bis zu 5 500 m.

Da auch der auf den Gletschern abgelagerte Lößstaub bereits die typische Lößfarbe, je nach dem Feuchtigkeitsgehalt grau-gelb oder gelb, besitzt, scheint der normale Löß der Lößdecken ein durch Verwitterungsvorgänge kaum beeinflusstes äolisches Sediment zu sein. Als Ursprungsgebiet kommen in erster Linie die eiszeitlichen Fußflächen (Pedimente) und die an sie anschließenden

Endpfannen in Betracht (vgl. LEHMKUHL 1997b). In ihnen ist Staubmaterial in entsprechender Zusammensetzung und Farbe vorhanden, das bei schütterer Vegetationsdecke ausgeblasen wird. Ein Unterschied zwischen vorzeitlichen und aktuellen Pedimenten besteht dabei insofern, als in vorzeitlichen, heute in Zerschneidung durch Wüstenschluchten oder in Umarbeitung zu Sandschwemmebenen begriffenen Pedimenten die Ausblasung mehr und mehr durch die Entwicklung eines Steinpflasters unterbunden wird, während die aktiven Pedimente durch Umlagerung des Materials im Transportbereich und Zuführung frischen Materials im Akkumulationsbereich immer wieder Feinmaterial an die Oberfläche gerät und damit für die Ausblasung bereitgestellt wird. Verkleinerte sich auf diese Weise der aktuelle Ausblasungsbereich gegenüber dem eiszeitlichen, so vergrößerte er sich andererseits dadurch, daß die an die vorzeitlichen Pedimente anschließenden Endseen und Pfannen trocken gefallen sind und ausweislich der Yardangs besonders energischer Ausblasung unterliegen.

Selbstverständlich fällt Lößstaub auch im Bereich schütterer Vegetationsdecken und in vegetationsfreien Gebieten

nieder. Hinter Zwergsträuchern akkumuliert er sich sogar zeitweilig zu Lößschwänzen von bis zu 30 cm Höhe und einigen Metern Länge. Diese Lößansammlungen verschwinden jedoch sehr schnell, wenn die Windverhältnisse sich etwas ändern. Erst dort, wo eine flächenhaft deckende Grasvegetation auftritt, bleibt der Löß gefangen und entwickelt sich zu einer Lößdecke (vgl. PYE 1996, LEHMKUHL 1997b). So gibt es beispielsweise im Randbereich des Kakitou (etwa bei 38°N und 96°20'E) in sonst lößfreiem, von schütterer Zwergstrauchflur eingenommenem Gelände eine mehrere Meter mächtige kleine Lößdecke, die an einen Quellaustritt und die daran anschließende kleine Grasdecke gebunden ist. Die Bildung von Lößdecken setzt also das Vorhandensein von deckenden Grasfluren und damit hinreichend feuchte Klimabedingungen voraus (HÖVERMANN 1987). An der Nordostseite des Qilian Shan weichen die Lößdecken dementsprechend von SE nach NW aus dem Gebirgsvorland bis an den Gebirgsrand und in das Gebirge zurück, so daß etwa unter 97°40'E nur noch die Spitze des aus dem Gebirge austretenden Schwemmfächers oberhalb 2 100 m eine 40 cm dicke Lößdecke aufweist. Die chinesische Bewässerungskultur zeichnet auf den Schwemmfächern die Mächtigkeit der Lößdecke nach, indem, besonders eindrucksvoll zu sehen um 98°30'E, Bänder von Kulturland ungefähr isohypsenparallel die Schwemmfächer überziehen. Das Ausmaß des aktuellen Staubbiederschlags wird derzeit an zahlreichen Stellen gemessen. Eine Bestimmung der Lößsedimentation über einen Zeitraum von mehr als 2 000 Jahren hinweg ist dank der Ausgrabung der Terrakotta-Armee bei Xian (Grabmal des Kaisers Qin Shi Huangdi, † 210 v. Chr.) möglich. Hier liegen über der Brandschicht insgesamt 4,5 m Löß. Innerhalb dieses Paketes lassen sich Schwemmlöß mit schwacher Schichtung, Fließlöß mit deutlichen Schlieren und rein äolischer Löß mit senkrechter Wurzelröhrentextur unterscheiden. Die Mächtigkeit von Schwemmlöß, Fließlöß und äolischem Löß beträgt jeweils etwa 1,5 m. Die rein äolische Lößsedimentation in diesem Bereich ist also, da die Brandschicht auf etwa 2200 B.P. datiert ist, auf 0,7 mm pro Jahr zu berechnen. Das entspricht etwa dem Maximum dessen, was als aktueller Staubfall gemessen worden ist. Bodenbildung ist in diesem Lößpaket nicht erkennbar.

Dagegen zeigen die vorzeitlichen Lössen bekanntlich gerade in der Gegend von Xian eine besonders reiche Gliederung durch Bodenhorizonte, die die Unterscheidung von Phasen überwiegender Lößsedimentation und Phasen dominierender Bodenbildung möglich gemacht haben (s. u.a. LIU et al. 1985, PÉCSI & RICHTER 1996). Die starke Lößbildung bei fehlender Bodenbildung in den letzten 2 000 Jahren läßt jedoch die generell übliche Interpretation der Bodenbildungsphasen als Interglaziale, der Lößbildungsphasen als Glaziale unzulässig erscheinen. Nach dem Grundsatz des Aktualismus hätte man gerade umgekehrt die Lößbildung in China in Interglaziale, die Bodenbildungen in Glaziale zu setzen. Es scheint als ob die Phasen der Bodenbildung weniger von der Stärke der

Bodenbildungsprozesse als vom Ausmaß der Staubsedimentation abhängen. Die mittelholozäne Bodenbildung (S0) ließe sich dann als eine Phase verstehen, in der einerseits die Staabanlieferung aus der Pedimentregion schon reduziert war, andererseits die Seebecken in Zentralasien noch nicht trockengefallen waren und als Staubleifergebiete noch nicht fungieren konnten. Wahrscheinlich ist aber überhaupt eine stärkere Regionalisierung notwendig. Denn humusstreifiger Löß bildet sich derzeit in der Hochregion des Anyemaqên Shan (Amne-Machin-Massivs) an der Grenze der Matte gegen den Wald (HÖVERMANN 1987). Hier wechseln, in 4 000–4 200 m Meereshöhe (um 99°40'E, und 34° 50'N) im Zentimeterbereich Löß und Humusstreifen miteinander ab und zeigen an, daß in relativ kurzen Abschnitten zeitweise die Lößsedimentation, zeitweise die Humusbildung dominierte. Eine solche Streifung des Lösses durch Humushorizonte, wie sie in dieser Hochlage aktuell erfolgt, hat HOFMANN (1993) an der Westseite des Helan Shan, also im nördlichen Grenzbereich der Lößbildung (1 600 m Meereshöhe, etwa 39°50'N, und 105°50'E), beschrieben.

Hier allerdings liegt die Löß- und Humusbildung im Dezimeterbereich und ist eiszeitlich. Daraus folgt, daß der Wechsel von dominierender Lößsedimentation und dominierender Humusbildung ein Indikator für kalte und relativ feuchte Klimaverhältnisse ist, jedoch nichts unmittelbar über die Zeitstellung des Phänomens aussagt.

Versucht man, die Lößablagerungen Chinas in einem größeren Zusammenhang zu sehen, so ergibt sich eine beeindruckende räumliche und zeitliche Abfolge. Dort, wo der Löß mit 400 m seine größten Mächtigkeiten erreicht, in der Umgebung von Lanzhou, fehlen zwischengeschaltete Bodenbildungen allem Anschein nach völlig. Von dort nach Osten und Südosten stellen sich, in den Lößschluchten angeschnitten, mehr und mehr deutliche Bodenhorizonte ein, deren Farbe von hochroten Böden im Liegenden mehr und mehr zu gelberer Tönungen im Hangenden wechselt. Der intensivste Wechsel dieser Art scheint in der Umgebung von Xian vorzuliegen. Noch weiter nach Osten treten die Böden im Löß dichter zusammen, bei zugleich abnehmender absoluter Mächtigkeit des Lösses. Zugleich erscheinen die Böden auch in den hangenden Lößpartien eher rot als gelbrot. Schließlich fehlen in der Nähe der Spitze des Huanghe-Binnendeltas, d.h. bei 112° E, in den dem Anstehenden aufliegenden äolischen Sedimenten lößfarbene Horizonte völlig. Das Lößmaterial ist vollständig rot verwittert.

Bei einer insgesamt von 104°E bis 113°E fast kontinuierlichen Abnahme der Lößdeckenmächtigkeit wird über die eingeschalteten Bodenhorizonte eine zunehmende Bedeutung der Bodenbildungen erkennbar. Während im Westen die Lößsedimentation kontinuierlich dominiert, herrscht im Osten die Bodenbildung kontinuierlich vor. Die reiche zeitliche Gliederung im Zwischenstück beruht

darauf, daß hier zeitweilig die Lößsedimentation, zeitweilig die Bodenbildung die Vorherrschaft gewonnen hat, entsprechend einer Verschiebung der Grenzen zwischen beiden nach Osten bzw. nach Westen. Dabei zeigt die Abfolge der Bodenfarben zugleich Veränderungen in der Intensität und der Art der Verwitterung an, die sich am ehesten als Ausdruck einer Temperaturabnahme von den ältesten zu den jüngsten Perioden vorherrschender Verwitterung verstehen lassen. Dagegen scheinen die Perioden vorherrschender Lößsedimentation keine Unterschiede aufzuweisen.

Eine völlig andere Abfolge zeichnet sich von Lanzhou nach N und NW hin ab. Sieht man von der vorzeitlichen Humusstreifigkeit im äußersten Norden, am Helan Shan, ab, so vollzieht sich nicht ein Wechsel zwischen Bodenbildung und Lößdeckenbildung, sondern ein Wechsel zwischen der Ablagerung von Pedimentschutt und Löß. Dieser Wechsel kommt aktuell durch die Überdeckung der glazifluvialen Schwemmfächer und der Pedimente an der Nordostseite des Qilian Shan zum Ausdruck. Ältere Löß-

decken unterliegen im Pedimentbereich selbstverständlich der Aufbereitung, doch zeigt die Einstauchung von Löß in Moräne, daß auch vor den Vergletscherungen Lößdeckenbildung stattgefunden hatte. Ausgesprochene Wechsellaagerungen von Löß und Pedimentschutt finden sich um 37°30'N und 104° 45'E. Hier bildet der Pedimentschutt die oberste Decke, während am Rande des Qilian Shan der Löß den Abschluß der Sedimentation darstellt. In der räumlich-zeitlichen Abfolge entspricht das einem Wechsel von Pedimentregion und Lößregion, wobei beide unterschiedlich weit gegen den heutigen extremen Trockenraum im Norden und Nordwesten ausgedehnt waren.

Der Bereich vorherrschender Lößsedimentation fand und findet seine Grenze, vom heutigen Kernraum bei Lanzhou aus gesehen, nach Osten und Südosten gegen Bodenbildungsprozesse, im Norden und Nordwesten gegen Prozesse der Pedimentbildung, wobei die Grenzen dieser Bereiche sich mehrfach gegeneinander verlagert haben. Die Gesetzmäßigkeiten der hypsozonalen Abfolge sind kürzlich durch LEHMKUHL (1997b) dargelegt worden.

## 8. Fazit

Die Bestandsaufnahme der Gegenwarts- und Vorzeitformen im Bereich des im wesentlichen zwischen 1 000 m und 2 000 m Meereshöhe gelegenen nordöstlichen Vorlandes des Qilian Shan, das den Raum zwischen 98° und 106°E sowie zwischen 38° und 42°30'N einnimmt, läßt einen mehrfachen grundsätzlichen Wechsel der Formungs- und Klimabedingungen erkennen. Dieser Wechsel vollzieht sich fast stereotyp zwischen den Formungsgemeinschaften der hyperariden Formungsstockwerke mit aerodynamischer Formung im untersten, Sandschwemmenebenenbildung im mittleren und Wüstenschluchten-Einschneidung im obersten Stockwerk einerseits und der kalt-ariden bis kalt-semiariden Formung mit der Bildung von Pedimenten in allen Höhen bis über 2 000 m aufwärts andererseits.

Im Vorland des Qilian Shan sind die Pedimentbildungsphasen verbunden mit glazigenen Schotterkegeln und Moränen. Allgemein laufen sie, wenn die topographischen Verhältnisse das gestatten, in Endseen mit alkalischen Habitus aus.

Erfaßt sind insgesamt sieben Phasen klimabedingter Reliefentwicklung. Das klimatisch-morphologische Wechselspiel beginnt mit einer hyperariden Phase, in der die rein äolische Formung einige hundert Meter höher hinaufreichte als in der Gegenwart. Es scheint, als ob der aerodynamische Bereich in jeder der folgenden hyperariden Phasen immer etwas weniger hoch reichte; auch die flächenhafte Ausdehnung der Windformungsbereiche erscheint, ausgedrückt durch die Ausblasungswannen und

die Dünenfelder, von Phase zu Phase kleiner. Bei im Prinzip gleichartiger Formung ist demnach der hyperaride Bereich im Laufe der Zeit geschrumpft: Jede jüngere hyperaride Region war etwas kleiner als die vorhergehende, ältere.

Das gleiche gilt für die Vergletscherungen. Grundmoräne der ältesten erfaßten Vorlandsvergletscherung liegt in 1 360 m Meereshöhe noch 100 km vom Gebirgsrand entfernt und ist mindestens 100 m über gegenläufiges Gefälle aufwärts geschoben worden. Die Endmoräne der nächstjüngeren Vorlandsvergletscherung liegt in 1 750 m Höhe 30 km vom Gebirgsrand entfernt. Legt man die Wurzeln der gebirgsfernen Schwemmfächergenerationen zugrunde, so erreicht dieses Vorlandeis generell 1 500 m Meereshöhe. Die Endmoränen der jüngsten Vergletscherung liegen in äußerstenfalls 1 900 m Meereshöhe direkt am Gebirgsrand. Die vertikalen Abstände der Eisrandlagen betragen demnach jeweils 300–400 m, die horizontalen Abstände 60 km bzw. 40 km. Dabei zeigt der unterschiedliche Grad der Überformung und die Verwitterung an, daß zwischen den einzelnen Vergletscherungen Interglaziale lagen, daß also jede der erfaßten Eisrandlagen eine Eiszeit repräsentiert. Auch von Eiszeit zu Eiszeit wurde demnach das Ausmaß der Klimaänderung geringer.

Eine im Prinzip gleiche Phasengliederung ist auch im Bereich der Pedimente feststellbar, doch ließ sich weder in den proximalen noch in den distalen Teilen der Pedimente eine Verlagerung der Formungsregion von Pedimentphase

zu Pedimentphase sicher feststellen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß de facto der gesamte vertikale Spielraum des Reliefs jeweils von der Pedimentbildung erfaßt wurde. Chancen zur Erfassung der Obergrenze der Pedimentregion während der Eiszeiten wären wohl erst in deutlich über 2 000 m aufragenden Gebirgen gegeben, falls diese keine oder keine ausgedehnte eiszeitliche Vergletscherung aufwiesen. Erwarten würde man dort nach den Gesetzmäßigkeiten der klimatisch-morphologischen Abfolge entweder ein torrentielles oder ein periglaziales Vorzeitregime.

Insgesamt liegen die Schwankungen in der Höhenlage der Formungsregionen innerhalb der einzelnen hyperariden Phasen und von hyperarider Phase zu hyperarider Phase in der Größenordnung von 100–300 m. Das gleiche gilt für die drei festgestellten Vergletscherungen und mutmaßlich auch für die Pedimente. Eine andere Größenordnung haben die großen Klimaänderungen, die zur Verdrängung der hyperariden Formung geführt haben. Errechnet sich für die jüngste Vergletscherung eine Schneegrenzdepression um 1 000 m, so ergibt sich für die ältere Vergletscherung eine solche um 1 100 m, für die älteste eine solche um 1 300 m. Die Verlagerung der anderen klimatisch-morphologischen Höhenzonen hat die gleiche Größenordnung.

Der Befund über die Verlagerung der klimabedingten Formungsregionen und deren Ausmaß besagt, daß der Qilian Shan während dreier Eiszeiten vergletschert war, daß die Gletscher in der jüngsten bis an den Gebirgsrand, in der älteren 30 km weit ins Vorland, in der ältesten (bisher erfaßten) 100 km weit in das Vorland vorrückten. Gleichzeitig war im Bereich der Gobi zwischen 1 000 m und 2 000 m Meereshöhe das gegenwärtige und interglaziale Regime der hyperariden Formungsbereiche durch eine ubiquitäre Pedimentformung ersetzt. Aus der Schneegrenzdepression läßt sich eine Absenkung der Sommertemperaturen von etwa 8° C für die älteste, von etwa 7° C für die jüngere und etwa 6° C für die jüngste Vergletscherung ableiten. Die Ersetzung des hyperariden Regimes in der Höhenstufe zwischen 1 000 m und 2 000 m Meereshöhe durch die Pedimentregion gestattet es, die Niederschläge in diesem Bereich auf 150–350 mm/Jahr zu veranschlagen. Die vorausgehenden und zwischengeschalteten hyperariden Perioden entsprechen im Prinzip denen der Gegenwart. Doch deutet die Schrumpfung des hyperariden Bereiches an, daß die ältesten Phasen jeweils trockener waren als die jüngeren.

## Literaturverzeichnis

- ATLAS OF FALSE COLOUR LANDSAT IMAGES OF CHINA (1983): Compiled by: Institute of Geography, Academia Sinica: Beijing.
- DERBYSHIRE, E., SHI Yafeng, LI Jijun, ZHENG Benxing, LI Shijie & WANG Jingtai (1991): Quaternary glaciation of Tibet: The geological evidence. – *Quaternary Science Reviews* 10: 485–510.
- GEYH, M.A., GU Weizu & JÄKEL, D. (1996): Groundwater recharge study in the Gobi desert, China. – *Geowissenschaften* 14: 279–280.
- HOFMANN, J. (1993): Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimageschichte des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China). – *Berliner Geogr. Abh.* 57: 1–187: Berlin.
- HOFMANN, J. (1996): The lakes in the SE part of Badain Jaran Shamo, their limnology and geochemistry. – *Geowissenschaften* 14: 275–278.
- HÖVERMANN, J. (1985): Das System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 56: 143–153.
- HÖVERMANN, J. (1987): Morphogenetic regions in Northeast Xizang (Tibet). – In: HÖVERMANN, J. & WANG Wenyong (Eds.): *Reports of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*. Science Press: Beijing: 112–139.
- HÖVERMANN, J. & HÖVERMANN, E. (1991): Pleistocene and Holocene geomorphological features between the Kunlun Mountains and the Taklimakan Desert. – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 51–72.
- HÖVERMANN, J. & KUHLE, M. (1985): Typen von Vorlandsvergletscherungen in Nordost-Tibet. *Festschrift für Ingo Schäfer*. – *Regensburger Geogr. Schriften* 19/20: 29–52.
- HÖVERMANN, J. & LEHMKUHL, F. (1993): Bemerkungen zur eiszeitlichen Vergletscherung Tibets. – *Mitt. d. Geogr. Ges. zu Lübeck* 58: 137–158.
- HÖVERMANN, J. & LEHMKUHL, F. (1994): Vorzeitliche und rezente geomorphologische Höhenstufen in Ost- und Zentraltibet. – *Göttinger Geogr. Abh.* 95: 15–69.
- HÖVERMANN, J., LEHMKUHL, F. & SÜSSENBERGER, H. (1993): Neue Befunde zur Paläoklimatologie Nordafrikas und Zentralasiens. – *Abh. d. Braunschweigischen Wiss. Ges.* 43: 127–150.
- JÄKEL, D. (1991): Observations on ecological and geomorphological features along the routes from Lanzhou to Yutian and Yutian to Hotan. – *Die Erde, Erg.-H.* 6: 21–34.
- JÄKEL, D. (1996): The Badain Jaran desert: its origin and development. – *Geowissenschaften* 14: 272–274.

- KUHLE, M. (1987): The problem of a Pleistocene inland glaciation of the Northeastern Qinghai-Xizang Plateau. – In: HÖVERMANN, J. & WANG Wenying (Eds.): Reports of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Science Press: Beijing: 250–315.
- KUHLE, M. (1991): Observations supporting the Pleistocene inland glaciation of High Asia. – *GeoJournal* 25 (2/3): 133–231.
- LEHMKUHL, F. (1995): Zum vorzeitlichen glazialen Formenschatz im zentralen Qilian Shan (Tulai Shan). – *Petermanns Geogr. Mitt.* 139: 239–251.
- LEHMKUHL, F. (1997a): Der Naturraum Zentral- und Hochasiens. – *Geogr. Rundschau* 49: 300–306.
- LEHMKUHL, F. (1997b): The spatial distribution of loess and loess-like sediments in the mountain areas of Central and High Asia. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 111: 97–116.
- LEHMKUHL, F. & ROST, K.T. (1993): Zur pleistozänen Vergletscherung Ostchinas und Nordosttibets. – *Petermanns Geogr. Mitt.* 137: 67–78.
- LIU Tungsheng, DING Menglin & DERBYSHIRE, E. (1996): Gravel deposits on the margins of the Qinghai-Xizang Plateau and their environmental significance. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 159–170.
- LIU Tungsheng, XITAO, HAN Jiamao & ZHENG Honghan (Eds.) (1985): Loess and environment. – 1-251: Beijing.
- MACHATSCHEK, F. 1955: Das Relief der Erde - Versuch einer regionalen Morphologie der Erdoberfläche. – Bd. 1: Berlin.
- PACHUR, H.J., WÜNNEMANN, B. & HUCAI Zhang (1995): Lake evolution in the Tengger Desert, Northwestern China, during the last 40.000 years. – *Quaternary Research* 44: 171–180.
- PÉCSI, M. & RICHTER, G. (1996): Löss: Herkunft - Gliederung - Landschaften. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd.* 98: 1-391: Berlin, Stuttgart.
- PYE, K. (1996): The nature, origin and accumulation of loess. – *Quaternary Sciences Reviews* 14: 653–667.
- PU Qingyu (1991): Quaternary glaciers in China. – In: ZHANG Zonghu, SHAO Shixiong, TONG Guobang & CAO Jiadong (Eds.): *The Quaternary of China*: 240–273. China Ocean Press: Beijing.
- SHI Yafeng, ZHENG Benxing & LI Shijie (1992): Last glaciation and maximum glaciation in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau: A controversy to M. Kuhle's ice sheet hypothesis. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 84: 19–35.
- 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.
- ZHU Zhenda, HÖVERMANN, J., JÄKEL, D. WANG Yimou & FENG Yusun (Eds.) (1990): The map of aeolian landform in Badain Jaran Desert. Compiled by the Institute of Desert Research, Academia Sinica. Xian.
- ZHANG Zonghu, SHAO Shixiong, TONG Guobang & CAO Jiadong (Eds.) (1991): *The Quaternary of China*. – 1-575: Beijing.
- ZHENG Benxing (1989): Letter to the Editor. Controversy regarding the existence of a large ice sheet on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau during the Quaternary Period. – *Quaternary Research* 32: 121–123.
- YANG Xiaoping (1991): Geomorphologische Untersuchungen in Trockenräumen NW-Chinas unter besonderer Berücksichtigung von Badanjinlin und Takelamagan. – *Göttinger Geogr. Abh.* 96: 1–124.

*Anschrift der Autoren*

Prof. Dr. em. Jürgen Hövermann und Eleonore Hövermann, Nelkenweg 10, D-37154 Northeim

PD. Dr. Frank Lehmkuhl, Geographisches Institut der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 5, D-37077 Göttingen

## Neue Befunde zur hochglazialen (riß- bis würmeiszeitlichen) Inlandvereisung Tibets aus Süd- bis Zentralwest-Tibet mit weiteren Hinweisen auf ihre global-klimatische Bedeutung als Eiszeitauslöser

Mit 22 Abbildungen (inkl. 1 Beilage) und 12 Photos

MATTHIAS KUHLE

Göttingen

**Zusammenfassung:** Auf der Forschungsreise 1996 wurden neue geomorphologische und quartärgeologische Profile durch repräsentative Reliefeinheiten Tibets vom zentralen Himalaya bis zum Kuenlun bearbeitet. Dabei wurden weitere Detailuntersuchungen zur vorzeitlichen Vergletscherung durchgeführt. Jeweils von den rezenten Gletscherrändern hinab kartierend, konnten dabei zunächst die jüngsten historischen bis neoglazialen Eisrandlagen erfaßt werden. Sie belegen Schneegrenz-(ELA-) Depressionen von wenigen Dekametern bis zu ca. 100–250 m.

In Entfernungen von – je nach Relief – einigen Kilometern bis zu vielen Dekakilometern von den heutigen Gletschern, Firnschilden und perennierenden Schneefeldern wurden, in zunehmend lückenhafter Abfolge, End- und dann nur mehr Ufermoränenreste und Kames-Komplexe des Spätglazials (Stadien von ca. IV bis II) lokalisiert und beprobt. Die hierbei erfaßten sowie inter- und extrapolierten tiefsten Eisrandlagen erlaubten die Rekonstruktion von zugehörigen Schneegrenzabsenkungen. Diese erreichten aufgrund der Höhenlage der Tibet-Plateauflächen max. 400–700 m.

Dementsprechend traten die früh-spätglazialen (Stadium I bis II) und hochglazialen Gletscherspuren (Riß oder prä-LGM und Würm oder LGM=Stadium-I und/oder Stadium 0) auf einer Horizontaldistanz von 1 620 km quer über das Plateau mit einer mittleren Höhe von 4 700 m ü.M. hin-

weg **ohne** Eisrandlagenkennformen in Erscheinung. Von den hier vorgestellten Profilen vom Cho Oyu (Zentral Himalaya) im SE über Gertse (Kaitse in Zentral-Tibet) bis zum Lingzi Thang- und Aksai Chin und von dort in den Kuenlun hinein, sowie auch auf einem südwestlich parallelen Abschnitt von der Gurla Mandhata (mittleres S-Tibet) bis zum westlich zentral liegenden, heute auffällig ariden Nako Tso wurden 20 Sedimentproben ausgewertet, die eine grundmoränische Genese belegen. Ihre Analysen bestätigen die makroskopischen Geländebefunde. Nur das relativ kleine Becken von Ali könnte – der Indus-Talkammer von Leh entsprechend – sogar im Hochglazial eisfrei gewesen sein. Sowohl glaziale Hornformen, als auch Rundhöcker und große, mehrere hundert Meter hohe, rundgeschliffene Bergrücken mit geringfügigen Schuttauflagen, Flankenschliffe, zurückgeschliffene, abradierte Bergsporne an Zwischentalscheiden etc., sowie hoch positionierte Erratika beweisen die Eisabdeckung großräumig. Bedeutende Eismächtigkeiten konnten an Transfluenzen abgelesen werden, und speziell am und im Nako Tso beweist die limnische Unterschneidung von Rundhöckern eine erst postglaziale See-Einfüllung in ein primär glaziäres Relief.

Die hiermit für ein weiteres Gebiet Tibets bestätigte glazialzeitliche (zuletzt LGM) Eisbedeckung ist die Basis für eine in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden, relief-spezifischen Eiszeitentstehungs-Hypothese: Das letzte geologische Großereignis, die frühpleistozäne, platten-



tektonisch induzierte Hebung Tibets über die Schneegrenze, soll nach dieser Auffassung durch die hohe Albedo der dann eingetretenen Vergletscherung die subtropische Einstrahlungsenergie ungenutzt zur Erwärmung in den Weltraum zurückgeworfen und die Eiszeitära ausgelöst haben. Die wiederholte interglaziale Erwärmung wird auf die MILANKOVIC'schen Strahlungsanomalien im 100 000 Jahresrhythmus und die glazialisostatische Absenkung der Inlandeisgebiete zurückgeführt.

**Summary:** In 1996, new geomorphological and Quaternary-geological profiles were investigated across representative reliefs of Tibet from the Central Himalaya to the Kuenlun. Thus, further detailed studies on the prehistoric glaciation were carried out. Youngest historical to neoglacial ice margin positions were recorded. Their mapping took place in a downward direction from the recent glacier margins. They confirm snowline (ELA-) depressions ranging between decametres and c. 100–250 m. End moraines and then just remnants of lateral moraines and kames complexes of the Late Glacial (Stadia from c. IV–II) have been located at increasing intervals, and samples have been taken at distances of some kilometres to many decakilometres – depending on the relief – from the modern glaciers, névé shields and perennial snow fields. The inter- and extrapolated lowest ice margin positions having been registered, it was possible to reconstruct pertinent depressions of the snowline which, owing to the altitude of the Tibetan plateau, reached a maximum of 400–700 m. Accordingly, the early Late Glacial (Stadia I to II) and High Glacial glacier traces (Riss or pre-LGM and Würm or LGM=Stadium-I and/or 0) occurred over a horizontal distance of 1 620 km across the plateau with an average height of 4 700 m asl without the characteristics of ice margin positions. Up to now, 20 sediment samples have

been analysed, taken from this profile, running from the Cho Oyu (Central Himalaya) in the SE via Gertse (Kaitse; Central Tibet) up to the Lingzi Thang- and Aksai Chin and from there into the Kuenlun, and also from a parallel section of the Gurla Mandhata (middle south Tibet) in the SW up to the now very arid Nako Tso, located centrally in the W. The samples provide evidence for a ground moraine genesis and therefore confirm the macroscopic field observations. Only the relatively very small basin of Ali might – like the Indus valley chamber of Leh – have been free of ice even during the High Glacial (LGM). Forms of glacial horns as well as roches moutonnées, flank polishings, backward abrasion of mountain spurs at intermediate valley ridges, glacially streamlined hills etc., but also high-lying erratics prove the wide-spread ice cover. Important thicknesses of ice have been recognized by means of transfluences. Especially by and in the Nako Tso, the limnic undercutting of roches moutonnées shows the postglacial infilling of the lake.

The glacial ice cover (with the LGM at the end), documented here with regard to a further area of Tibet, is the fundament of the relief-specific hypothesis on the development of the Ice Ages, based on the global radiation geometry. Accordingly, the last great geological event, i.e. the plate-tectonically induced uplift of Tibet above the snowline during the early Pleistocene, brought about a glaciation, which – owing to its high albedo – reflected the subtropical radiation energy into space, so that it could not be exploited for the heating of the atmosphere. This might have triggered the Ice Ages. The repeated interglacial warming-up can be explained by the radiation anomalies of MILANKOVIC – taking place within a cycle of 100 000 years – and the glacio-isostatic lowering of the inland ice areas.

## 1. Einführung und Methode

Gletschergeschichte und die Rekonstruktion eiszeitlicher Gletscherbedeckung wird seit mehr als 150 Jahren nach der glazialgeologischen und glazialgeomorphologischen Methode mit großem Erfolg betrieben. So basiert unsere Erkenntnis einer mindestens dreimal größeren Landeisbedeckung der Erde während der Eiszeit allein auf derartigen Untersuchungen. Das wesentliche Merkmal ihrer Methode ist die **lagespezifische Zuordnung** der geologischen und geomorphologischen Indikatoren in Bezug auf den Vorgang ihrer glazialen Genese. Allein die dreidimensionale Lagebeziehung der einzelnen Kennformen einer Vergletscherung zueinander liefert den Beweis für eine vorzeitliche Eisbedeckung. Diese als eigentliche und klassische Arbeitstechnik der Paläoglazialogie geltende Methode führte den Verfasser auf seit 1976 durchgeführten

geomorphologischen Expeditionen und Feldarbeitskampagnen in vielen Gebieten Tibets und der umfassenden Gebirge (Abb. 1) zur Synthese einer tibetischen Inlandvereisung während der Hochglaziale (Riß u. Würm) (Abb. 18).

In dieser Studie sollen die 1996 durch Gelände- und Laboranalysen gewonnenen Befunde eines weiteren relativ großen Testgebietes auf dem Tibetplateau in ihren Lagebeziehungen vorgestellt und in den Kontext der vorliegenden Untersuchungen (KUHLE 1980–1996) eingefügt werden.

In einem letzten, synthetischen Kapitel wird die paläoklimatische Bedeutung der tibetischen Eisabdeckung, die

sich aus der gegenüber heute stark veränderten subtropischen Strahlungsenergiebilanz versteht, in ihrer global eminent abkühlenden und womöglich eiszeitauslösenden

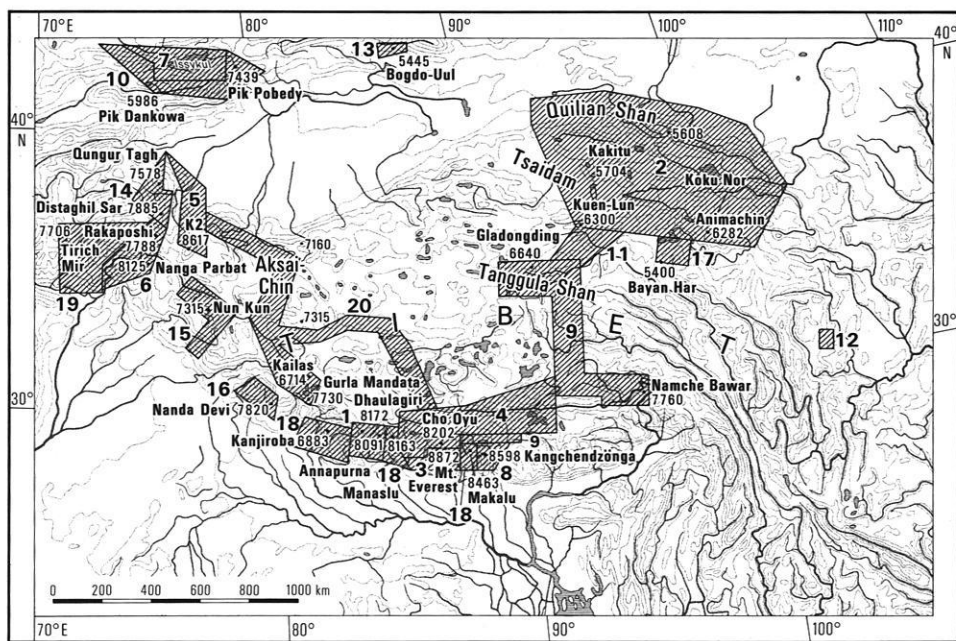
Wirkung gemäß der Glazial-Hypothese des Verfassers unter Berücksichtigung bisher nicht veröffentlichter Aspekte deduziert.

## 2. Neue Befunde zur eiszeitlichen Gletscherbedeckung in Süd-Tibet: die damaligen Auslaßgletscher zwischen Shisha Pangma und Cho Oyu (Abb. 1 Cho Oyu; Abb. 18 Shisha Pangma und östlich [rechts davon])

Ein eiszeitlicher Bo Chu (Bote Chu oder Sun Kosi Khola)-Auslaßgletscher, der anhand von 1984 gewonnenen Feldforschungsergebnissen vorgeschlagen worden ist (KUHLE 1988b, S. 458, Abb. 2, Nos. 30–35; S. 487–493) und der das Tibet-Eis nach S durch den Himalaya hindurch drainiert hat, ist durch folgende 1996 gewonnene Daten bestätigt worden: Auf dem Boden des Tales befinden sich z.B. zwischen der Talkammer von Nylamu (vgl. KUHLE 1988b, Abb. 49) und der Siedlung von Kum Thang (Milarepas Kloster) hochglaziale Grundmoränen, welche bis ins Spätglazial hinein von an Größe verlierenden Gletschern und dann im Postglazial (Holozän) glazifluvial überformt und in Terrassenformen überliefert worden sind (Abb. 17, Nr. 3; 28°15'20"N/86°00'30"E).

Abb. 2 zeigt die auffällig sandige Matrix dieser Moräne und den für Grundmoräne charakteristischen bimodalen Kurvenverlauf mit ihrem Ton-Peak. In dieser Grundmasse befinden sich isoliert voneinander große Augengneis-Blöcke, deren Gestein am Süd-Rand Tibets vielerorts ansteht (vgl. KUHLE 1988b, Abb. 43).

10 km taleinwärts ist an der orographisch linken Talflanke des Bo Chu (oder auch Pa Ho laut ONC Karte 1 : 1.000.000, H 9, 1978) eine waschbrettartige, mit Exarationsrillen versehene Grundmoräne bis einige hundert Meter über die Tiefenlinie hinauf überliefert (Abb. 17 [Beilage], Nr.3; 28°19'N/86°03'E um 4 100 m ü.M.).

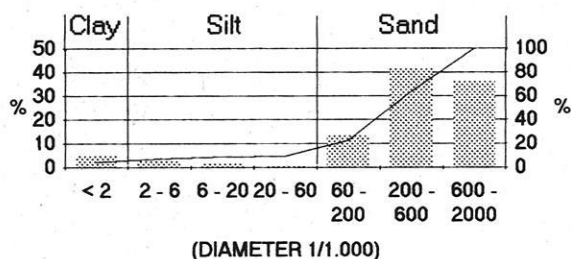


1: 1976 u. 1977    2: 1981    3: 1982    4: 1984    5: 1986    6: 1987    7: 1988    8: 1988/89  
 9: 1989    10: 1991    11: 1991    12: 1991    13: 1986 u. 1992    14: 1992    15: 1993    16: 1993  
 17: 1994    18: 1994/95    19: 1995    20: 1996  
 Entwurf: M. Kuhle (1996)

Abb. 1: Untersuchungsgebiete des Verfassers in Tibet und den das Hochland einfassenden Gebirgen. Die vorliegende Untersuchung stellt neue Befunde zur eiszeitlichen Gletscherbedeckung aus dem Gebiet Nr. 20 vor.

Fig. 1: Areas investigated by the author in Tibet and the mountains surrounding the plateau. The study presents new results on the Ice Age glaciation in area no. 20.

## CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 21.08.1996/1



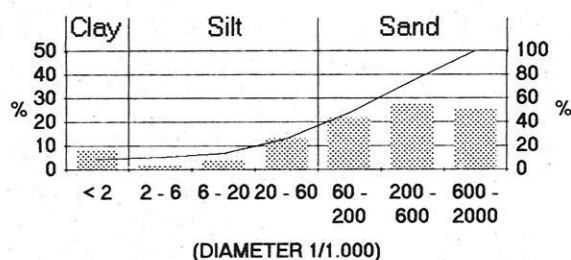
HUMUS CONTENT: 0,77 %

LIME CONTENT: 0,18 %

Abb. 2: Sedimentprobe aus 3 835 m ü.M. orographisch rechts im Bo Chu nahe des Klosters von Milaripa aus 0,15 m Tiefe entnommen; Lokalität: Abb.17, Nr. 3; Moränenmatrix aus einer spätglazialen orographisch rechten Ufermoränenterrasse. Die Moräne ist großteils aus erraticem Augengneissubstrat aufgebaut; darum ist die Zwischenmasse so grobkörnig und der Feinkorn-Peak im Ton so niedrig ausgefallen.

Fig. 2: Sediment sample from 3 835 m a.s.l. on the orographic right in the Bo Chu valley near the monastery of Milaripa, taken at a depth of 1.15 m; locality: Fig. 17, no. 13); moraine matrix from a Late Glacial orographic right lateral moraine terrace. The moraine consists mainly of augen-gneiss erratics, which explains the coarse matrix and the low fine-grain peak of the clay.

## CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 21.08.1996/2



HUMUS CONTENT: 3,73 %

LIME CONTENT: 0,32 %

Abb. 3: 5 050 m ü.M., im Bereich der Hochplateaufläche des Yagru Xongla aus 0,15 m Tiefe entnommene Grundmoränenmatrix; Lokalität: Abb. 17, Nr. 6; die Grundmoräne enthält erratiche polymikte Blöcke aus Granit, Quarzit und Gneis; im Untergrund stehen Metamorphite an.

Fig. 3: 5 050 m a.s.l.: ground moraine matrix from a depth of 0.15 m on the Yagru Xongla plateau; locality: Fig. 17, no. 6; the ground moraine contains polymict erratics of granite, quartzite and gneiss; metamorphic bedrock is in the underground.

6–7 km weiter taleinwärts (N-lich) deckt im Konfluenzbereich eines orographisch rechten Nebentales, das kurz und steil aus dem Shisha Pangma-Massiv herableitet, lokale

Grundmoräne den Talboden ab. Sie enthält erratiche Augengneis- und Granitblöcke (in Meterdimensionen), die vom nur 15–20 km entfernten Shisha Pangma stammen. Es handelt sich, den topographischen Lagebeziehungen zufolge, um eine zuletzt (wahrscheinlich auf älteren bis hochglazialen Moränen) abgelagerte spätglaziale (Stadium II–IV) Lokalmoräne (4 120 m ü.M.; Abb. 17, Nr. 3). – Wiederum 9 km Bo Chu einwärts wurde an der rechten Talflanke eine Grundmoränenabdeckung mit charakteristischer horizontaler Strömung, wie sie ein Talgletschereisabfluß an mit Lockermaterial bedeckten Flankenhängen hinterläßt, kartiert (Abb. 17, Nr. 3–4; 4 310 m ü.M. Talbodenhöhe; 28°28'N / 86°09'50"E). Hier im Ursprungsgebiet des Bo Chu befand sich die Wurzel des Bo Chu-Auslaßgletschers, der an dieser Lokalität aus dem geschlossenen südtibetischen Inlandeis-Komplex hervorgegangen ist (Abb. 18, I 3 rechts vom Shisha Pangma). Die zum Yagru Xongla (Abb. 17 rechts von Nr. 6; vgl. ZHENG BENXING 1988, Abb. 11 rechter Rand oder Sho La; vgl. KUHLE 1988b, Abb. 45 oder Lalung La [Paß]) hinauf zunehmend zusammenhängende Grundmoränenabdeckung ist stellenweise fluvial aufgeschlossen (Photo 1). Sie enthält Granitblöcke. Im Untergrund stehen Metamorphite an. Der ca. 5 060 m hohe Paß selbst befindet sich auf einem kilometerausgedehnten südtibetischen Plateauberschnitt, der von der gleichen Grundmoräne abgedeckt ist (Abb. 3; Abb. 17, Nr. 5 u. 6). Sie belegt eine Totalvergletscherung von N bis an den Himalaya heran (Abb. 18, I 3). Wiederum nördlicher, jenseits der lokalen Wasserscheide im flach eingelassenen Tiefenlinien-Netz, welches nach N und E zur Talkammer von Tingri hin entwässert, sind die dort anstehenden, schräg gestellten Metamorphit-Schichten und jene hangende erratiche Grundmoränenabdeckung vielerorts aufgeschlossen (28°44'N / 86°09'E; 4 700–4 800 m ü.M.). Ein lagepezifischer Indikator für die große Mächtigkeit der Eisabdeckung ist die an der Oberfläche vollkommen ausgeglättete, das Relief gleichmäßig überkleidende Grundmoränenabdeckung (Photo 2). An den flach geneigten, häufig weit gestreckten Hängen ist diese Decke von vereinzelt scharfrandig und kastenförmig eingelassenen, nur nach Starkregen abflußführenden, 2–4 m tiefen Runsen zerschnitten (28°45'30"N / 86°10'30"E).

Östlich talabwärts in Richtung des Beckens von Mankopan (KUHLE 1988b, Abb. 31 und S. 476) nimmt mit der Steilheit der Hänge ihre Dichte zu – wie das an den überall in Zentral-Tibet verbreiteten Grundmoränenhängen (s.u.) generell gilt (Abb. 17, Nr. 9). In Gestalt dieser nur wenig tief eingelassenen, jugendlichen Runsen beginnt die heutige, d.h. interglaziale, fluviale Morphodynamik die glazialzeitliche glazigene, großflächig abradierende, respektive akkumulativ überkleidende Morphodynamik zu überarbeiten und umzuprägen. Eine (hier als kontraintuitive Gedankenexperiment) unterstellte, während des gesamten Pleistozäns durchgängige fluviale Geomorphodynamik hätte eine vollständig andere, nämlich aus einem kleinräumig zergliedernden Kerbtalnetz zusammengesetzte Landschaft geschaffen.

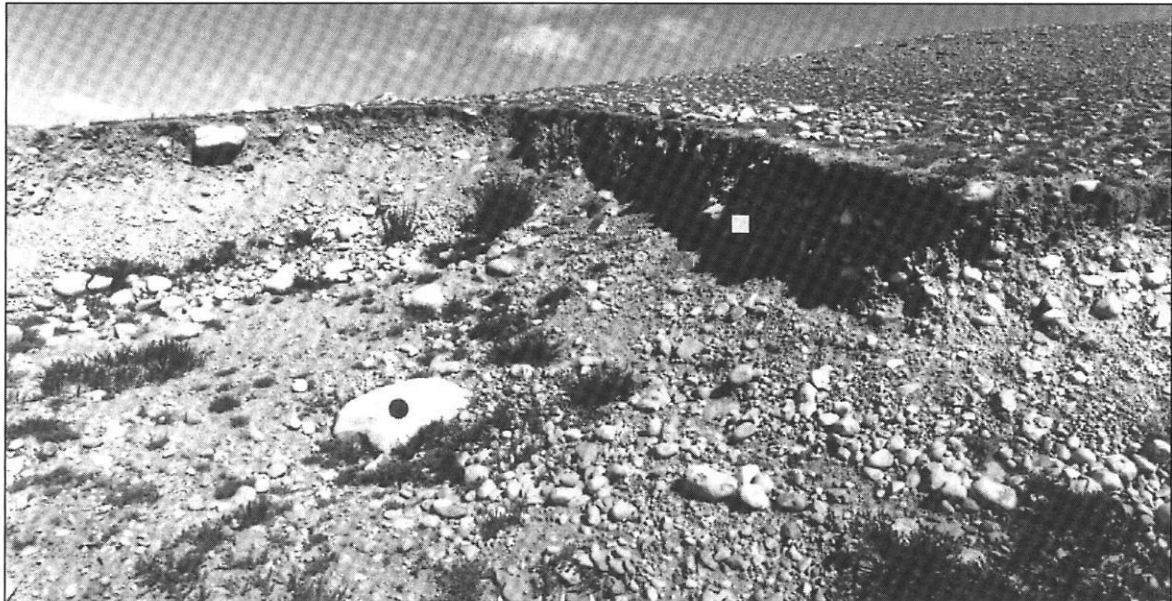


Photo 1: Meter- bis dekameternmächtige Grundmoränendecke (■) in S-Tibet, die das Relief vollständig einkleidet und abdeckt. In ihrer Feinmaterialmatrix „schwimmen“ glazigen facettierte erratische Granitblöcke (●). Lokalität: 4 530 m ü.M. (Aneroidmessung), 28°35'N/86°09'E; Abb.17, Nr.4. Photo M. Kuhle.

Photo 1: Metre- to decametre-thick ground moraine cover (■) in S Tibet, which completely masks the relief. Glacially faceted erratic granite boulders „swim“ in the fine matrix (●). Locality: 4 530 m a.s.l. (altimeter measurement) 28°35'N/86°09'E; Fig. 17, no. 4. Photo: M. Kuhle

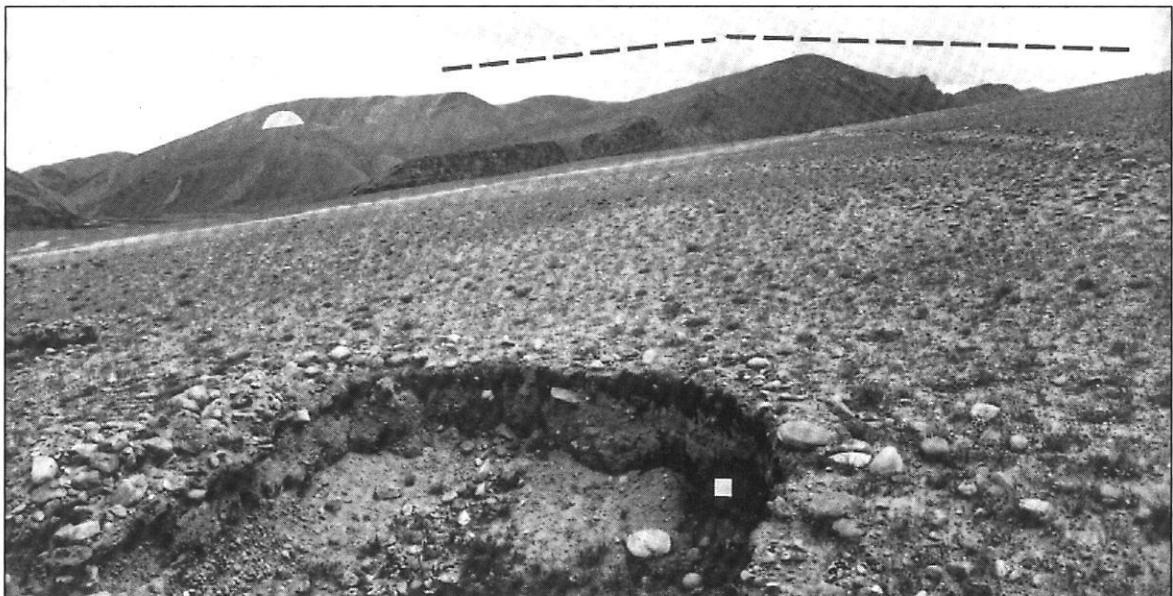
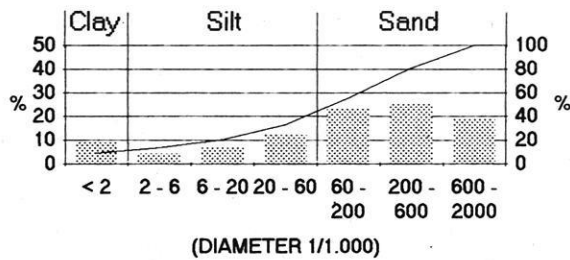


Photo 2: Die hier aufgeschlossene Grundmoräne (■) deckt diesen Teil der S-tibetischen Hügellandschaft großflächig ab. Die rundgeschliffenen Hügel (●) bestehen aus mehr oder minder stark verstellten, anstehenden Metamorphiten. Die in der Grundmoränenmatrix enthaltenen polymikten Blöcke bestehen teilweise aus Granit, d.h. sie sind erratisch. (----) markiert den Mindestpegel der eiszeitlichen Gletscheroberfläche. Lokalität: 4 435 m ü.M. (Aneroidmessung), 28°46'N/86°11'E; Abb.17, Nr.8; (s. Abb. 3). Photo M. Kuhle.

Photo 2: The ground moraine exposed here (■) covers wide expanses of this part of the S Tibetan hills. The round-polished hills (●) consist of more or less strongly tilted metamorphic bedrocks. The polymict boulders contained in the ground moraine matrix partly consist of granite, i.e. they are erratic. (----) marks the minimum level of the Ice Age glacier surface. Locality: 4 435 m a.s.l. (altimeter measurement), 28°46'N/86°11'E; Fig. 17, nr. 8; (see Fig. 3). Photo M. Kuhle.



CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 25.08.1996/1



HUMUS CONTENT: 3.79 %

LIME CONTENT: 17.32 %

Abb. 4: 5 250 m ü.M., in der orographisch rechten Flanke des Kyetrak Tales ca. 600 m über der heutigen Tiefenlinie hoch- bis späteiszeitliche Grundmoräne aus 0,1 m Tiefe entnommen; Lokalität: Abb.17, Nr. 10 u. 11; die Moräne enthält große erratische Granitblöcke und deckt großflächig anstehende Sand- und Schiefergesteine ab.

Fig. 4 5 250 m a.s.l.: High to Late Glacial ground moraine from a depth of 0.1 m on the orographic right-hand side of the Kyetrak valley c. 600 m above the present-day thalweg; locality: Fig. 17, nos. 10 and 11; the ground moraine contains large erratic granite boulders and overlies expanses of sandstone and slate bedrock.

Eine weitere Schlüssellokalität am Süd-Rand Tibets ist das Kyetrak Tal zwischen der Siedlung Tingri und dem Himalaya Paß Nangpa La (5 717 m, auch Khumbu La) am 8 202 m hohen Cho Oyu. Heute fließt die gut 10 km lange Kyetrak Gletscherzunge nach N herab und folgt damit dem ebenfalls nach N abgedachten Talboden bis auf 4 850 m ü.M. hinab (Lokalität: Abb. 17, Nr. 11–12). Eiszeitlich hingegen ist das Tal von einem Auslaßgletscher des südtibetischen Eisstromnetzes – in gleicher Weise wie das östlicher parallel verlaufende Rongbuk Tal am Mt. Everest vorbei (KUHLE 1988b, S. 505–507) – in Richtung S am Cho Oyu vorbei in relativ großer Mächtigkeit durchflossen worden (Abb. 18, 13 zwischen Shisha Pangma und Mt. Everest). Seine Zunge floß zusammen mit den Teilströmen vom Mt. Everest bis auf ca. 1 800 m ü.M. oder noch etwas tiefer in die Himalaya-S-Abdachung hinab (27°38'N/86°42'E) (KUHLE 1987, S. 407/408; 1988, S. 587; HEUBERGER 1986, S. 30). Auf diese Transfluenz nach S lassen sehr hoch, nämlich bis 5 500–5 600 m ü.M., und damit ca. 700 m über den Talboden hinauf liegende Grundmoränenfelder mit erratischen Granitblöcken schließen. Die Moränendecken und Granitblöcke wurden über Kilometerdistanzen auf den westlich

des Tales ausgedehnten Hängen, Talschultern und Hochflächenresten auf dort anstehenden dünnbankigen, rötlichen, metamorphen Silt- und Sandsteinen sowie hellem Kalk kartiert (Photo 3; Abb. 17, Nr. 10, 11, 13). An der östlichen Flanke des Kyetrak Tales ist die glaziäre Abrasion und sind die durch sie zurückgeschliffenen Bergsporne mit ihren abgerundeten Graten und Kanten und den dazwischenliegenden glazigenen Dreieckshängen bis mindestens zur gleichen Höhe hinauf ausgebildet worden (Abb. 17, Nr. 12). Die als Oberrand ihrer Glättungen durchgehend verfolgbare Schlifffgrenze fällt entgegen der Gefälleneigung des heutigen Talbodens nach S zum Himalaya hin und dann gleichsinnig weiter durch seinen Hauptkamm hindurch ab. Anhand dieser Schlifffgrenze ist der in Abflußrichtung dieses Auslaßgletschers einfallende Mindest-Pegel jenes Eisstromes erkennbar. Die vorzeitliche Pegelneigung böschte sich also über den in vielleicht 5 400 m Höhe oder tiefer liegenden Felssattel, der sich ca. 300 oder mehr Meter unter der heutigen Gletscheroberfläche des Nangpa La befindet, in einem durchgängigen Gefälle von Tibet nach S über die Wasserscheide des Himalaya hinab. Die späteiszeitliche Vergletscherung kippte dann infolge abnehmender Eismächtigkeit mit ihrer Abflußrichtung um und folgte mehr und mehr – wie heute im Himalaya überall – der kleinräumigen Reliefneigung in enger Anlehnung an die Wasserscheiden. Das geschah im Kyetrak Tal etwa ab Stadium II (Taglung Stadium nach KUHLE 1982; 1983). Die zugehörigen spätglazialen Gletscherenden (Stadium II–IV) erreichten die Ebene von Tingri und flossen hier von den Himalaya-Höhen bis auf ca. 4 500 m ü.M. hinab, wie die hügelige Endmoränen-Landschaft (bis 28°25'N/86°37'E; Abb. 17 zwischen Nr. 12 u. 13) belegt. Diese Endmoränen sind auf die hochglaziale Grundmoränen-Ebene (LGM=Stadium 0) abgelegt worden. ZHENG BENXING (1988) ordnet diese Endmoränen seinem Qomolangma Glacial zu und stellt sie zeitlich ins vorletzte und letzte Hochglazial (penultimate und last glaciation). Diese, der des Verfassers widersprechende Auffassung, wurde auch in der chinesischen Quaternary Glacial Distribution Map (SHI YAFENG, LI BINYUAN, LI JIJUN, eds., et al. 1991) wiedergegeben.

Weiter nördlich ist dieser ausdruckslosen Grundmoränenfläche ein etwa 1 km N–S-erstreckter Kames aufgesetzt (Abb. 17, Nr. 14; 4 210 m Basishöhe; 28°31'N/86°34'E). Diese glazifluvial ausgebildete Akkumulation mit einem hier rautenförmigen Grundriß ist über 40 m hoch und aus horizontal lagernden sand- bis schottergroßen Komponenten aufgebaut. Dieser Kames wird als ein vom supraglazialen Schmelzwasser in ein ausgeschmolzenes Eisloch des im Spätglazial (Stadium II) niedertauenden Eisstromnetzes I 3 (Abb. 18) eingefüllter Sedimentkörper gedeutet. Er wurde dabei von den umfassenden Eiswandungen wie von einer Kuchenform gehalten.

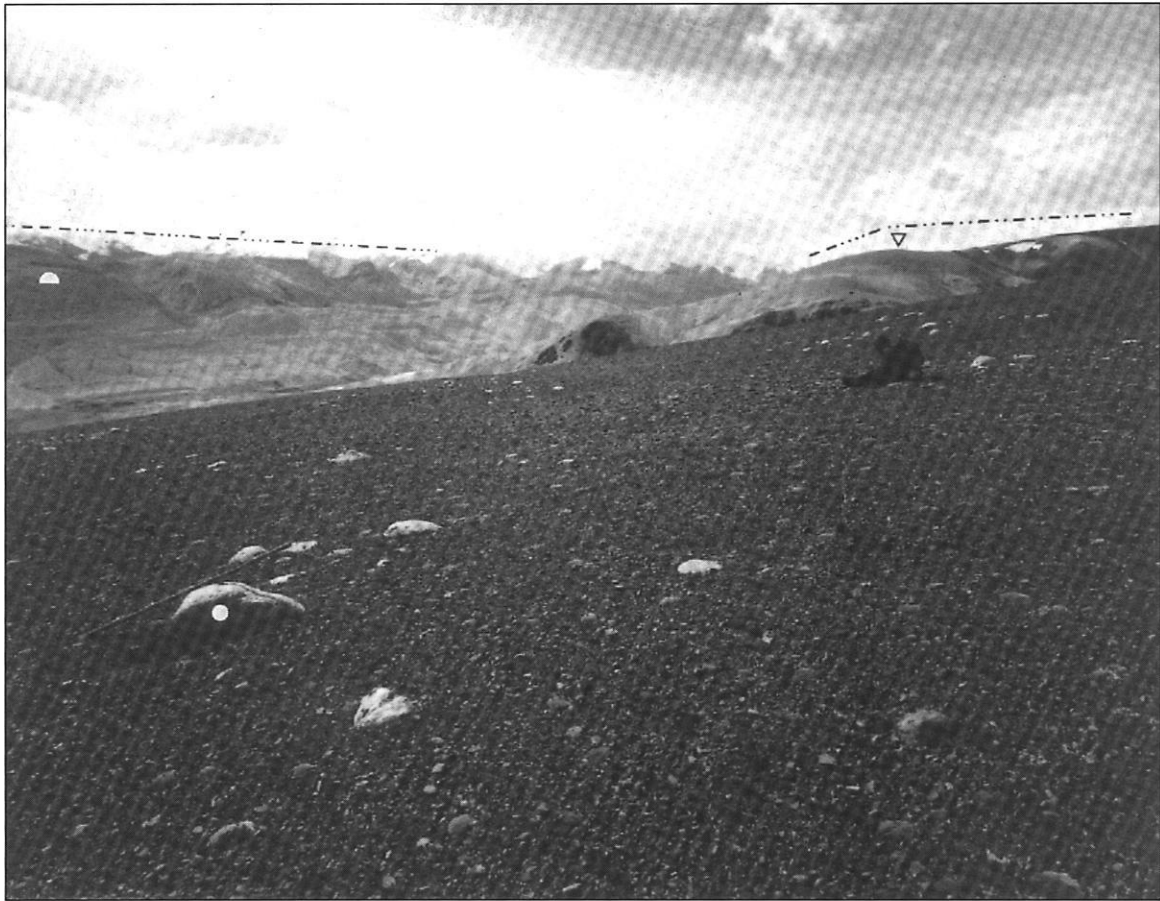


Photo 3: Helle erratische Granitblöcke (●) wurden hier in der orographisch linken Flanke des Kyetrak Tales auf Sedimentgesteinen vom hocheiszeitlichen S-tibetischen Eisstromnetz abgelegt. (▽) markiert die Position weiterer erratischer Granitblöcke auf anstehenden Metamorphiten in etwa 5 200 m ü.M. und damit 500–600 m über dem Talboden. (●) zeigt orogr. rechten Flankenschliff, der ein Abfließen des Eises nach rechts, d.h. entgegen dem Talgefälle durch den Himalaya (d.h. über den Nangpa La) nach S belegt. (---) bezeichnet den hochglazialen Eispegel. Lokalität: 5 280 m ü.M. (Aneroidmessung), 28°19'30"N/86°34'E, Abb. 17, Nr. 13. Photo M. Kuhle.

Photo 3: Light-coloured erratic granite boulders (●) were deposited by the High Glacial S Tibetan ice stream network on the orographic left-hand flank of the Kyetrak valley on sedimentary rock. (▽) marks the position of further erratic granite boulders on metamorphic bedrock at about 5 200 m a.s.l. and thus 500–600 m above the valley floor. (●) shows glacial flank polishing on the orographic right-hand side of the valley, which provides evidence of an ice that flowed down to the right, i.e. contrary to the valley gradient, through the Himalayas (i.e. across the Nangpa La) to the south. (---) designates the High Glacial ice level. Locality: 5 280 m a.s.l. (altimeter measurement), 28°19'30"N/86°34'E, Fig. 17, no. 13. Photo M. Kuhle.

### 3. Neue Befunde zur eiszeitlichen Gletscherbedeckung im südlichen Zentral-Tibet

(nördlich des Tsangpo Abb. 1, Nr. 20 rechts unten; Abb. 18, I 2 oberhalb Shisha Pangma)

Wir verfolgen ein orographisch linkes Nebental des Tsangpo, das Tal von Napshi, nach NW nach Zentral-Tibet hinein. Neben typischen glaziären Erosionsformen befindet sich in einer orographisch rechts in die Talflanke eingelassenen Hohlform ein dekametermächtiger Grund-

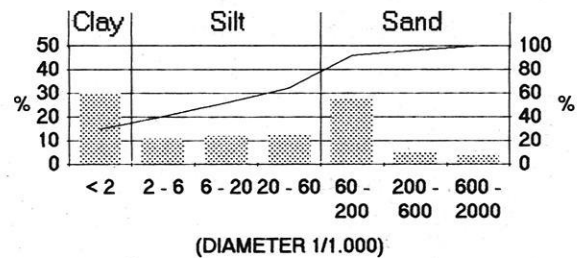
moränenrest. Das erratische gelbliche Grundmoränenmaterial ist als Fernmoräne zu diagnostizieren, denn es liegt anthrazitfarbenen anstehenden Glimmerschiefern auf (29°10'N/87°30'30"E; 4 200 m ü.M.). Im Verlauf der anschließenden 10 km taleinwärts wurden weitere Loka-

litäten der orographisch rechten Talflanke mit Grundmoränen-Abdeckungen kartographisch aufgenommen (Abb. 17, Nr. 17–18). Die Lehmziegel für den Häuser- und Mauerbau werden hier vielerorts, der dichten lehmigen Matrix wegen, unmittelbar aus der Grundmoränenendecke gestochen. Die anstehenden Metamorphite der anderen, linken Talflanke sind rundgeschliffen überliefert. – Am talauwärtigen See-Ende des Lang Tso (4 300 m ü.M.) befinden sich vom Gletschereis rundgeschliffene Kalkfelsen, die teilweise von Grundmoräne bedeckt sind. Am NE-Ufer sind im Kalk überlieferte Rundhöcker (Abb. 17, Nr. 18, 20) von der Strandlinie des Sees unterschritten worden, womit der See als postglazialen Alters einzuordnen ist. Diese, im unteren Verlauf des Tales von Napshi beobachtete glaziäre Formengesellschaft mit ihren Ablagerungen, die bis hoch an den Talflanken hinauf überliefert ist, beweist durch die dazu notwendige Eismächtigkeit, daß der durch dieses Tal aus Zentral-Tibet abgeflossene Auslaßgletscher das Tsangpo Tal erreicht hat. Weiter taleinwärts ist auf grauem, anstehenden Schiefer stellenweise auch Lokalmoräne in Form von ebenso grauer Grundmoränenauflage überliefert (4 300–4 350 m ü.M.; 29°14'N/87°16'E). Im Bereich des Talschlusses vom Napshi Tal, unterhalb vom Doka La (4 550 m), ist um 4500 m ü.M. eine meter- bis dekametermächtige Grundmoränen-Abdeckung, die die Landschaft beinahe vollständig einkleidet, durch holozäne bis rezente Mikrofluviatillrinnen aufgeschlossen (29°18'N/87°12'30"E; Abb. 17, Nr. 23). Das Analyse-Diagramm (Abb. 5) zeigt den evidenten, mit 30 % auffällig hohen Feinkorn-Peak ihrer Matrix. Photo 4 läßt die sehr bunte polymikte Zusammensetzung der isoliert voneinander in der Zwischenmasse enthaltenen kieselgroßen erratischen Geschiebe erkennen. – Die Landschaft des Doka La (oder Doja Ri) besteht in diesem Bereich anstehender metamorpher Sedimentgesteine aus perfekt glaziär abgerundeten größeren Hügeln bis Bergrücken (Abb. 17, Nr. 24). Ihr relativ frischer Erhaltungszustand deutet darauf hin, daß sie erst im Spätglazial, vor ca. 14 Ka, vom abschmelzenden Eis verlassen worden ist (Stadium II–IV?).

Jenseits des Passes und im Verlauf der anschließenden 50 km in WNW-licher Richtung bis zur Karawanen-Siedlung Sang-sang schließt sich eine glazigene Schiffschwellen- und -wannenlandschaft an, die aus Rundhöckern und zugerundeten Bergrücken ('glacially streamlined hills'), welche in Höhen zwischen ca. 4 300 und 4 900 m ü.M. liegen, besteht (Abb. 17, Nr. 25, 26). Diese vollständig rundbuckelig-abgeschliffene und abgeschmirgelte Landschaft ist großflächig auch in seiger stehenden Metamorphiten ausgebildet (Photo 5). Trotz extrem unterschiedlicher Resistenz der die Rundhöckeroberfläche bildenden Gesteinsschichten, ist eine bemerkenswert ausgeglichene Fläche dieser Schichtkopfstreifenschliffe überliefert. Das spricht für ein geringes, nämlich letzt-hoch- bis späteiszeitliches Alter (Würm, LGM = Stadium 0) der Glazialerosionsformen. Die glaziär polierten Felsflächen werden heute durch Mikrofluviatil-Rinnen, die den Hang-

gefallen der Hügeloberflächen folgen, wenige Dezimeter bis Meter tief zerschnitten. Diese kleinräumige postglaziale Zerrachelung ist bisher erst so geringfügig fortgeschritten, daß der typische Charakter einer vollständig ab- und rundgeschliffenen Glaziallandschaft noch nicht zerstört oder augenfällig modifiziert werden konnte. Vielerorts (29°20'N/87°07'30"E; 29°19'30"N/87°05'E; etc.) sind die Rundbuckel und abgerundeten größeren Hügel von einer dünnen, nur wenige Dezimeter- bis metermächtigen Grundmoränenendecke überzogen. Ihre Farbe ist durch die Anteile ferntransportierten erratischen Materials hellgrau bis gelb oder hellorange. Sie kontrastiert auffällig zu den dunklen anstehenden Felsen und ist regelhaft auf den Felsrücken, speziell im Bereich der Kulminationen, bereits abgespült worden. Die Grundmoränenendecke nimmt an den Hängen der Hügel und vorzugsweise in Hangdellen, zur Basis der Hügel und Bergrücken hinab, sowohl an erhaltener Fläche als auch an Mächtigkeit zu. Diese basale Grundmoränen-Einkleidung der Bergrücken ist bereits aus einiger Entfernung an den nach unten hin abrupt und dicht nebeneinander einsetzenden Hangrinnen als relativ weiches Material erkennbar. Im Becken von Sang Sang ist großflächig Grundmoräne mit einer Ablationsmoränenabdeckung vorhanden (Abb. 17, Nr. 27). Die Ablationsmoräne ist am deutlich größeren Anteil von polymikter Kiesstreu aus kantigen bis kantengerundeten 1–2 cm langen Komponenten erkennbar.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 27.08.1996/1



HUMUS CONTENT: 0,34 %

LIME CONTENT: 0,21 %

Abb. 5: 4 500 m ü.M., Zentral-Tibet, 3 km SE-lich des Doka La (-Passes) Grundmoräne in 0,2 m Tiefe aus einer 3 m-mächtigen Moränenendecke mit polymikten, zumeist kiesgroßen, ferntransportierten Geschieben auf anstehenden Phylliten entnommen. Lokalität: Abb. 17, Nr. 23.

Fig. 5: 4 500 m a.s.l., Central Tibet, 3 km SE of Doka La (pass), ground moraine taken at a depth of 0.2 m from a 3 m thick ground moraine cover with polymict, mostly pebble-sized, far-travelled drift on bedrock phyllites. Locality: Fig. 17, no. 23.



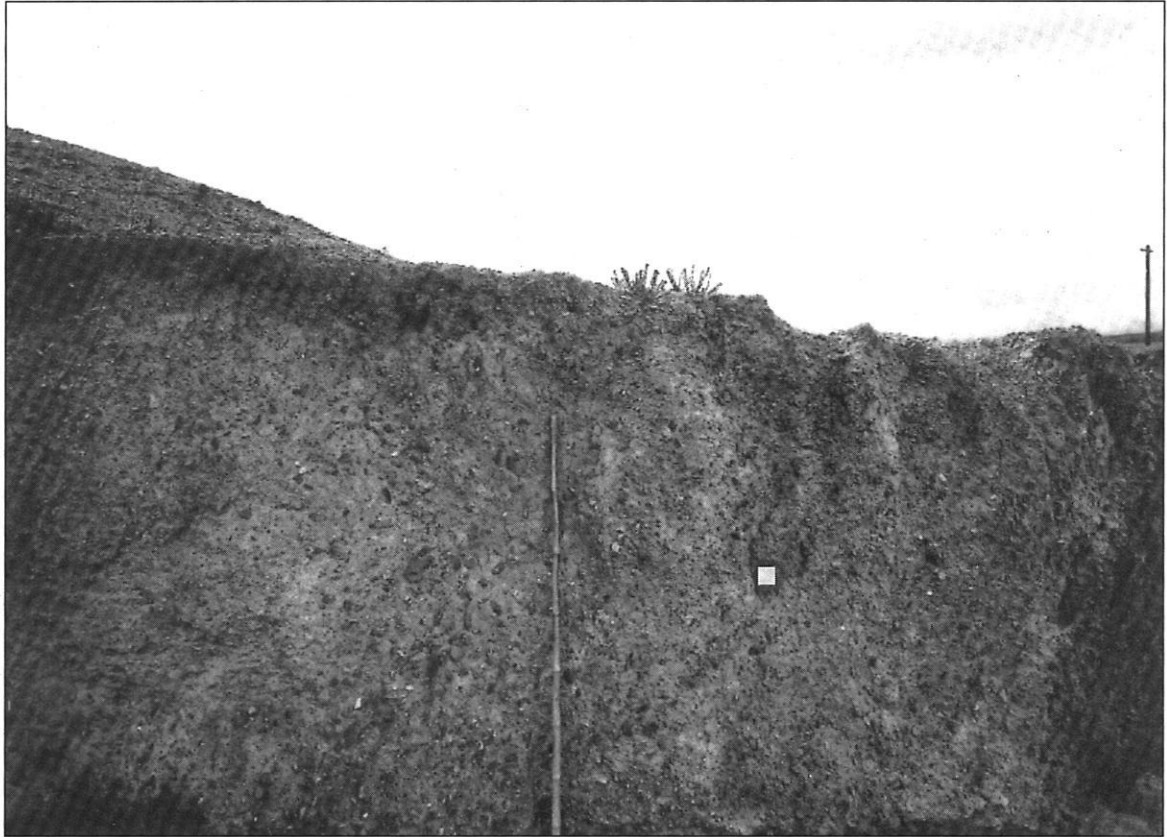


Photo 4: Grundmoränendecke (■), die 2 m tief aufgeschlossen ist (Abb. 5). In lehmiger Grundmasse 'schwimmen' bunte, d.h. polymikte Kiesel erratischer Gesteinsmaterialien. Lokalität: 4 360 m ü.M. (Aneroidmessung), 29°13'20"N/87°13'E; Abb. 17, Nr. 23. Photo M. Kuhle.

Photo 4: Ground moraine cover (■), exposed to a depth of 2 m (Fig. 5). Multicoloured, i.e. polymict pebbles of erratic rock material "swim" in a loamy matrix. Locality: 4 360 m a.s.l. (altimeter measurement), 29°13'20"N/87°13'E; Fig. 17 no. 23. Photo M. Kuhle.

In Fortsetzung unseres Profils nach W sind 8 km von Sang Sang entfernt (4 400–4 550 m ü.M., 29°27'N/86°40'E) glaziäre, stromlinienförmig abgerundete Berg Rücken mit stellenweise aufliegender Grundmoräne (Abb. 17, Nr. 27) kartiert worden; entsprechende Formen wurden 11 km und 19 km entfernt ebenfalls aufgenommen. An letztgenannter Lokalität stehen Kalkfelsen an, die steil herausragende, glaziär beschliffene Kammformen aufweisen (4 500 m ü.M.; Abb. 17, Nr. 28). An folgenden Lokalitäten: 29°27'30"N/86°35'E; 29°28'N/86°34'30"E, etc. um 4 450–4 600 m ü.M., bis zu einem ca. 4 700 m hohen Paß hinauf (29°29'40"N/86°22'E) befindet sich eine durch Gletschergrundscliff abradierte Glaziallandschaft mit stromlinienförmig abgerundeten Bergrücken aus dunklen metamorphen Sedimentgesteinen (Phylliten) und mit heller gefärbter Grundmoränenaufgabe, welche gerundete Geschiebe enthält. Sie ist vielerorts von kleineren Seen und Tümpeln bedeckt und trägt damit zugleich die Merkmale einer ausgetauten Toteislandschaft (Abb. 17, Nr. 25–28). Im Bereich der jenseits des Passes anschließenden 15 km wurden etwas mächtigere Grundmoränen-

decken mit großen erratischen Granitblöcken auf beschliffenen Hügeln aus kristallinen Schiefen großflächig beobachtet (Photo 6). Die Phyllite stehen seiger und weisen Schichtkopfstreifenschliff auf (Abb. 17, Nr. 28). Diesem Gebiet schließt sich ein 10 km langer See, der in einem spätglazialen (vermutlich Stadium III bis IV) Zungenbeken liegt, an. An seiner Strandlinie sind von der Brandung metergroße erratische Porphy- und Granitblöcke aus der Grundmoräne heraus und freigespült worden. Auch einige Endmoränen-Hügel sind vom See kliffartig unterschritten worden (ca. 4 600 m ü.M.; 29°29'30"–32"N/86°11'–16°30'E). Diese spätglazialen Endmoränen weisen im Gegensatz zur tonig-lehmigen Grundmoräne eine anteilmäßig sandigere Matrix auf (Abb. 17, Nr. 30). In der auffällig ebenen, wahrscheinlich hochglazialen (Würm, Stadium 0=LGM) Grundmoränendecke westlich dieses Sees schwimmen – isoliert voneinander durch Grundmasse – verschiedenfarbige polymikte Kies- und Schotterkomponenten aus Metamorphiten wie Quarzit und aus Granit, Syenit, Porphy und anderen Ausgangsgesteinen (29°29'N/86°09'E; 4 600–4 650 m ü.M.).



**Photo 5:** Das hocheiszeitliche zentraltibetische Inlandeis hat hier das Relief vollständig abgedeckt und abgerundet und dabei stromlinienförmige Bergücken (●) auf den Schichtköpfen der anstehenden Metamorphite geschaffen. Diese Formen des vorzeitlichen (eiszeitlichen) Gletschergrundschliffs wurden seit der spätglazialen Deglaziation von fluvialen Rumsen leicht zerkerbt (←). Die Linearerosion, d.h. diese vollständig andersartige als eiszeitliche Formung findet auch heute statt. Es ist dies der interglaziale Formungsstil Tibets. Lokalität: 4 200 m ü.M. (Aneroidmessung), 29°20'N/87°07'E, Abb.17, Nr.,25. Photo M. Kuhle.

**Photo 5:** Here, the Central Tibetan inland ice of the LGM has completely covered and rounded the relief, creating streamlined mountain ridges (●) on the outcropping edges of the metamorphic bedrocks. Since Late Glacial deglaciation, these landforms resulting from pre-recent (glacial) glacier ground scouring have undergone slight fluvial gullying (←). Linear erosion, i.e. a completely different type of process from glacial erosion, still occurs today and represents the interglacial type of formation process in Tibet. Locality: 4 200 m a.s.l. (altimeter measurement), 29°20'N/87°07'E, Fig. 17, no. 25. Photo: M. Kuhle.



Photo 6: Das Hügelrelief ist beinahe vollständig von Grundmoräne (■) abgedeckt. Der Fluß hat die Grundmoräne bis in die anstehenden, seiger stehenden metamorphen Schiefer (◆) hinein durchschnitten. (▽) markieren Felder von großen, ferntransportierten erratischen Granitblöcken. Lokalität: 4 520 m ü.M. (Aneroidmessung), 29°30'N/86°18'E; Abb.17, Nr. 30. Photo M. Kuhle.

Photo 6: The hilly relief is almost completely covered by ground moraine (■). The river has cut through the ground moraine down to the perpendicularly rising metamorphic slate bedrocks (◆). (▽) designate fields of large granite erratics, transported over long distances. Locality: 4 520 m a.s.l. (altimeter measurement), 29°30'N/86°18'E; Fig. 17, no. 30. Photo M. Kuhle.

In den westlich anschließenden 17 km des Profiles steigt das Gelände zu einem etwa 4 950 m (4 830 m Aneroidmessung) hohen Paß an (29°28'N/85°56'30"E), der vom Inlandeis abgeschliffen worden ist. Hier sind die anstehenden Metamorphite von einer nur dezimetermächtigen Grundmoräne überdeckt (Abb. 17, Nr. 31). Stellenweise wurde diese ausgestochen und als Lehmziegel zum Bau von Mauern für die Einfriedungen von Viehkralen ver-

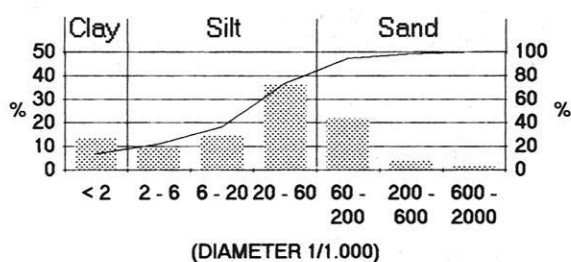
wendet. W-lich des Passes und etwa 200 m tiefer (4 645 bis 4 610 m ü.M., Aneroidmessung) schließen weitläufige Becken- und Talbodenebenen mit Grundmoränendecken, die oberflächlich von glazifluvialen Schotterfeldern unterbrochen werden, an. Stellenweise und entfernt von geneigten Hängen liegen 1–2 m lange, erratische Gneis- und Granitblöcke auf (Abb. 17, Nr. 29, 30). Im Untergrund stehen dünnbankige Metamorphite an. Die Grundmoränen

sind entstehungszeitlich differenzierbar. Eine speziell an ihrer Oberfläche grobblockreiche Grundmoräne liegt vielerorts (z.B. bei 29°24'30"N/85°47'E) der blockärmeren hocheiszeitlichen Grundmoräne auf und gehört dementsprechend ins Spätglazial. In allen Richtungen erheben sich in Dekakilometer-Entfernung von hier vom vorzeitlichen Inlandeis zugeschärfte Gipfel. Sie sind in dieser Gegend nördlich des Tsangpo-Flusses ca. 5 800–6 150 m hoch und dürften den Gletscherpegel zumindest seit dem Spätglazial durchstoßen haben. Bei noch weiter abgesenktem Gletscherpegel haben sich an den höchsten von ihnen Kare eingestaltet, die z.T. noch heute kleine Gletscher enthalten. Daran wird ablesbar, daß sie die spätspätglaziale (Stadium IV) bis holozäne orographische Schneegrenze erreichen (Abb. 17, Nr. 32, 33). – Abb. 6 liefert ein exemplarisches Muster für die Zusammensetzung der hoch- bis späteiszeitlichen Grundmoränen im Transhimalaya (Gangdise Shan) des südlichen Zentral-Tibet (Abb. 17, Nr. 33). – Die großflächige Grundmoränenplatte von Raka (4 705 m ü.M., Aneroidmessung; 29°28'N/85°09'30"E) weist einige flache Seen auf wasserstauendem Geschiebelehm auf und ist von stromlinienförmigen, vom Gletschereis rundgeschliffenen Bergrücken aus Metamorphiten (Phylliten, dünn-schichtigen Schiefen) eingerahmt. – Gut 20 km westnordwestlich von Raka folgen wir nun einer Talfurche nach NNW in Richtung Zentral-Tibet. Hier (4 725–4 820 m ü.M., Aneroidmessung; 29°30'–37'N/84°57'–58'E) befindet sich auf einer Distanz von etwa 15 km eine aus rundhöckerartigen Erhebungen zusammengesetzte glazigene Schwellenlandschaft im Metamorphit-Gestein, welche von einer – polymikte erratische, massig-kristalline Blöcke (Granit etc.) führenden – Grundmoränenlage bedeckt ist. Einige der rundhöckerartigen Felsschwellensegmente sind durch die postglazialen bis heutigen Schmelzwasser-Flüsse stellenweise unterschritten und aufgeschlossen worden (Photo 7; Abb. 17, Nr. 36, 37). Bei 29°37'N/84°58'E befindet sich eine postvulkanische Thermal-Quelle mit rezenten Kalksinterbildungen auf von glazigenem Grundschliff geglätteten Felsenoberflächen. Nördlich der Therme, welche hier eine tiefgreifende tektonische Verwerfung markiert, setzt eine glaziär abgerundete, zumindest teilweise granitische Bergückenlandschaft ein, welche das Formengebäude skandinavischer Fjelle aufweist. Auch hier war die Hochplateau-, Hügel- und Berglandschaft – das beweisen die genannten Indikatoren – während des Hochglazials (Würm=Stadium 0) und bis ins frühe Spätglazial (Stadium I u. II) hinein vollständig vom Inlandeis-Komplex I 2 abgedeckt (Abb. 18, I 2 nördlich von Manaslu und Annapurna).

Die Reihe der bis zu dieser Lokalität vorgestellten Indikatoren vom südlichen Zentral-Tibet, welche im Detail ihrer Lagebeziehungen beschrieben worden ist, könnte für das 1996 bearbeitete, über 1 500 km lange geomorphologische Profil durch Zentral- bis West-Tibet mit ausgewerteten Daten und Befunden lückenlos fortgesetzt werden. Im begrenzten Rahmen dieser Veröffentlichung wird

stattdessen lediglich auf Abb. 17 mit den dort kartierten glazigenen Indikatoren verwiesen, und nur einige weitere Inlandeisbeweise können im anschließenden Kapitel exemplarisch vorgestellt werden.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 28.08.1996/1



HUMUS CONTENT: 3.03 %

LIME CONTENT: 0.06 %

Abb. 6: 4 680 m ü.M. (Aneroidmessung), Grundmoränenmatrix, Zentral-Tibet, aus 0,1 m Tiefe entnommen; die Moräne enthält erratische Granitblöcke und liegt anstehenden dünnbankigen Schiefen auf. Lokalität: Abb. 17, Nr. 33.

Fig. 6: 4 680 m a.s.l. (altimeter measurement): ground moraine matrix taken from a depth of 0.1 m in Central Tibet. The moraine contains erratic granite boulders and overlies thinly stratified slate bedrock. Locality: Fig. 17, no. 33.





Photo 7: Rundhöckerform (▲), deren Oberfläche die steilstehenden metamorphen Sedimentgesteine der anstehenden Felsen diskordant kappt. Der Rundhöcker wird heute – und wurde bereits subglazial – vom Fluß unterschritten, wodurch der hier sichtbare Aufschluß entstanden ist. Die gesamte Landoberfläche Tibets ist in diesem Gebiet von Grundmoräne (■) abgedeckt. Diese Grundmoräne enthält erratische Granitblöcke (●). Lokalität: 4 770 m ü.M. (Aneroidmessung), 29°31'N/84°58'E; Abb.17, Nr. 36. Photo M. Kuhle.

Photo 7: Roche moutonnée (▲) whose surface discordantly truncates the steep metamorphic sedimentary rocks of the bedrock. The roche moutonnée was – and still is – subglacially eroded by the river, causing the exposure visible here. The entire land surface of Tibet in this area is covered by ground moraine (■). It contains erratic granite boulders (●). Locality: 4 770 m a.s.l. (altimeter measurement), 29°31'N/84°58'E; Fig. 17, no. 36. Photo M. Kuhle.

#### 4. Neue, nur exemplarisch vorgestellte Befunde zur vorzeitlichen Inlandeisbedeckung in Zentral- und West-Tibet

(Abb. 1 Nr. 20; Abb. 18, I 2 zwischen Karakorum, Kamet, Kuen-Lun und Dhaulagiri; Abb. 17 Nr. 38–189)

Anschließend an das in Kapitel 3 behandelte Gebiet bis 300 km weiter nach N, d.h. nach Zentral-Tibet hinein bis 32°15'N, wurden durchgängig die glaziären Formen einer flächendeckenden Eisbedeckung kartiert (Abb. 17, Nr. 38–64). Das gilt für die klassischen Abtragungs- und Akkumulationsformen. Überall sind Rundhöcker, wie auch die sehr viel größeren, mehrere hundert Meter weit aufragenden, glazial rundgeschliffenen und teilweise stromlinienförmigen Hügel sowohl in den stellenweise anstehenden massig-kristallinen Gesteinen als auch in den überwiegend vertretenen metamorphen Schichtgesteinen (Photo 8 u. 9) – in ähnlich frischen Formen wie in den

skandinavischen und schottischen Inlandeisgebieten Europas – überliefert. Eigentlich sprechen zwei Aspekte, trotz etwa gleichen Alters der vorzeitlichen Eisbedeckungen, gegen jenen vergleichbaren Erhaltungszustand mit den Formen der eher ozeanischen, basiswarmen Inlandeise im Meeresspiegelniveau:

1. handelte es sich in Tibet um ein Hochlandeis, dessen Boden oberhalb von 4 500 bis 5 200 m ü.M. gelegen hat und dessen Ernährung vom arid-kontinentalen Typ gewesen sein dürfte, so daß es ein basiskaltes (cold based) Eis gewesen sein muß. Diese klimati-

schen Bedingungen müssen also zum Festfrieren des Eises am Felsgrund und darum eher zu diese Felsen aufrauhenden Detraktions- und Exarationsprozessen geführt haben;

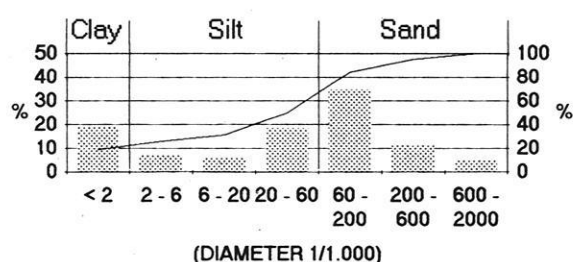
2. ist im kontinentalen Hoch Tibet die seit der Deglaziation wirksame Frostverwitterung durch beinahe ganzjährige Frostwechsel um mehrere Zehnerpotenzen wirkungsvoller im Aufrauen und Zerstören der vom Inlandeis hinterlassenen Grundschliffflächen als in jenem ozeanischen Tieflandmilieu.

Aus diesem Blickwinkel werden die in den Nährgebieten der norwegischen und schottischen Inlandeisbedeckungen, d.h. in jenen vergleichsweise niedrigeren Hochländern ebenfalls vollständig fehlenden Gletscherschrammen gut verständlich, nicht aber die vielerorts noch glatter und runder als in Europa überlieferten tibetischen Bergücken ('glacially streamlined hills'). Diese werden auf die in diesem ariden Teil Tibets offenbar geschlossener überlieferte Grundmoränendecke, welche die rundgeschliffenen Felsen im Liegenden konserviert, zurückgeführt. Hierfür sollen zwei Beispiele aus Zentral-Tibet angeführt werden: Photo 8 (30°08'N/84°34'E, 4 590 m ü.M., Aneroidmessung) bildet einen Ausschnitt einer der beiden Lokalitäten ab (Abb. 17, Nr. 44). Dieser aus dünnschichtigen Metamorphit-Schichtköpfen bestehende Hügel ist vom Eis perfekt abgerundet worden, und der anstehende Fels ist von einem dünnen, nur wenige Dezimetermächtigen Grundmoränenschleier bedeckt. Für die Art der Grundmoränenmatrix gibt Abb. 7 ein Muster (Fig. 17, Nr. 41). Allein dort, wo aufgrund größerer Hangsteilheit diese Grundmoränenauflage fehlt, konnte die Frostverwitterung durch Aufrauhung der glaziären Hügeloberfläche wirksam werden. Generell ist jedoch die Intensität (Quantität) der Grundmoränenabspülung seit der Deglaziation im Vergleich mit derjenigen der erwähnten ozeanischen Gebiete eher gering, so daß die Moräne die liegende Felsoberfläche hier über längere Zeitdauer konserviert haben dürfte. Bisher hat sie in den für eine nicht glazigene Überarbeitung zur Verfügung stehenden, allenfalls 13 000–15 000 Jahren lediglich kleine Runsen entstehen lassen, die zumeist das weiche Lockergestein der Grundmoräne gerade eben bis auf den anstehenden Fels hinab durchschneiden. Nur an wenigen Stellen des Unterhanges wurde das freigespülte Anstehende mit angeschnitten.

Die Lokalität des anderen Beispiels befindet sich ca. 100 km weiter nördlich (31°05'N/84°52'20"E, 4 885 m ü.M. Aneroidmessung; laut ONC-Karte ca. 5 050 m; Abb. 17 zwischen Nr. 50 u. 51). Photo 9 zeigt die von sehr mächtiger Eisaufgabe erodierten, glazialen stromlinienförmigen Bergücken im anstehenden Sandstein. Die leichte Riefung oder Striung der Landschaft durch Exarationsrillen folgt hier annähernd der Richtung der Hügelformen, jedoch nicht unmittelbar den Neigungsrichtungen der kleinen und mittleren Tiefenlinien. Daraus wird er-

sichtlich, daß die Eisaufgabe so bedeutend und großräumig gewesen sein muß, daß ihr Abfluß nicht dem auf der Aufnahme sichtbaren Tiefenlinien-System gefolgt ist, sondern in diesem Fall von rechts, aus einem mit seinem Boden höher gelegenen nördlichen Becken, nach links in das Tal von Coqen, d.h. nach S über den 5 050 m hohen Transfluenzpaß (Photostandpunkt) hinübergeflossen ist (Abb. 17 zwischen Nr. 50 u. 51). Die hier auch wieder vollständig das Hügelrelief überkleidende, geringmächtige Grundmoränendecke enthält neben lokalen Sandstein-komponenten ebenfalls erratische Gesteinsanteile, so z.B. grünen Porphy. In diese Grundmoränenflächen sind seit der Deglaziation nicht einmal die andernorts beobachteten Mikrofluviatil-Rinnen hineingeschnitten worden. Das ist – neben der dafür zur Verfügung stehenden nur kurzen Periode seit der Deglaziation und der relativ großen Aridität – ebenfalls auf die nicht ausreichenden Hangneigungen dieser seicht-hügeligen Landschaft zurückzuführen. Das Gebiet befindet sich innerhalb der periglaziären Höhenstufe sogar oberhalb der Permafrost-Grenze (vgl. KUHLE 1985) und könnte darum stark von Solifluktion überformt worden sein. Durch die für Solifluktion charakteristische Sproßdeformation der Zwergstrauchwurzeln gibt es jedoch auf einen nennenswerten Materialversatz keinen Hinweis. Sie wachsen annähernd senkrecht in die Moränendecke hinein, sind also nicht vom solifluidal versetzten Schutt verbogen worden. Natürlich hat auch das eine zusätzliche Ursache in den geringen Hangneigungen. Die deutliche Anreicherung von größeren Komponenten in Kiesgröße an der Grundmoränenoberfläche ist das Resultat von Oberflächenspülung durch Regenwasser, von Deflation und periglaziärer Steinpflasterbildung durch das Auffrieren größerer Schuttpartikel aus feiner Zwischenmasse.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 29.08.1996/1



HUMUS CONTENT: 5,39 %

LIME CONTENT: 0,68 %

Abb.7: 4 780 m ü.M (Aneroidmessung), Zentral-Tibet, Grundmoränenmatrix aus 0,1 m Tiefe entnommen. Lokalität: Abb. 17 zwischen Nr. 41 und 42.

Fig. 7: 4 780 m a.s.l. (altimeter measurement): Central Tibet: ground moraine matrix taken from a depth of 0.1 m. Locality: Fig. 17 between nos. 41 and 42.

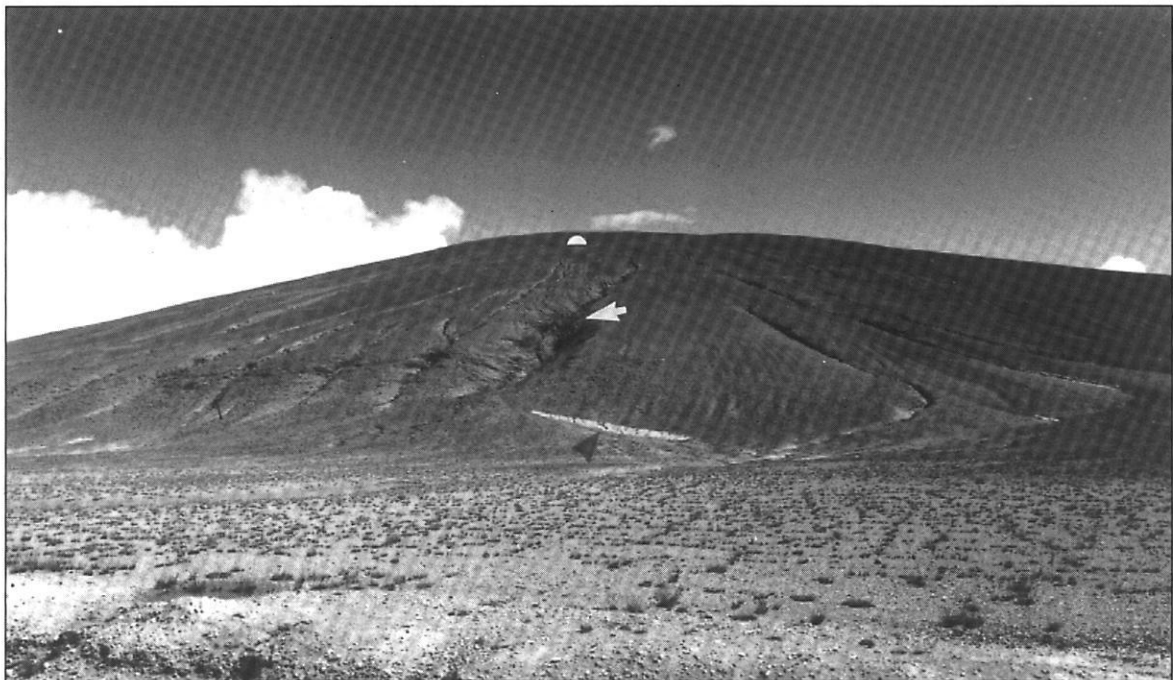


Photo 8: Dieser vom abdeckenden Gletschereis rundgeschliffene Hügel (●) besteht aus metamorphen Sedimentgesteinen (sichtbar in der Runse ↗). Seine Oberfläche ist von Grundmoräne überkleidet. Stellenweise ist die erratische Grundmoränenaufgabe an der hellen Farbe ihrer Feinmaterialmatrix, die zum liegenden dunkelgrauen Anstehenden kontrastiert, erkennbar (↖). Seit der Deglaziation haben sich in die Hänge des Hügels kleine Runsen und Rinnen eingeschnitten (↔), welche in Weiterbildung begriffen sind. Sie wurden zunächst in der weicheren Grundmoräne angelegt und dann stellenweise bis in den anstehenden Fels hinein weitergeführt (↔). Lokalität: 4 590 m ü.M. (Aneroidmessung), 30°08'N/84°35'E; Abb. 17, Nr. 44. Photo M. Kuhle.

Photo 8: This hill (●) was rounded by the overlying ice and consists of metamorphic sedimentary rocks (visible in the gully↗). Its surface is covered by ground moraine. In places, the erratic ground moraine overlay is recognizable by its pale fine-grained matrix, which contrasts with the underlying dark-grey bedrock (↖). Since deglaciation, small gullies and rills have cut into the hillslopes (↔), and are increasing in size. They first formed in the softer ground moraine and, in places, continued into the bedrock (↔). Locality: 4 590 m a.s.l. (altimeter measurement), 30°08'N/84°35'E; Fig. 17, no. 44. Photo M. Kuhle.





Photo 9: Zentraltibetische Glaziallandschaft: das hügelige Relief ist vollständig abgerundet (●) und mit einer Grundmoränendecke (■) überzogen. (▼) markieren vom Gletscherboden geschaffene Exarationsrillenbildungen und Druckkanten von rechts nach links über einen Transfluenzpaß hinweg. Lokalität: 5 050 m (4 885 m Aneroidmessung) ü.M.; 31°05'N/84°53'E; Abb.17 zwischen Nr. 50 u. 51. Photo M. Kuhle.

Photo 9: Central Tibetan glacial landscape: the hilly relief is fully rounded (●) and covered by ground moraine (■). (▼) mark the exaration grooves and sharp edges caused by glacial thrust from right to left across a transfluence pass. Locality: 5 050 m (4 885 m altimeter measurement) a.s.l.; 31°05'N/84°53'E; Fig. 17 between nos. 50 and 51. Photo M. Kuhle.

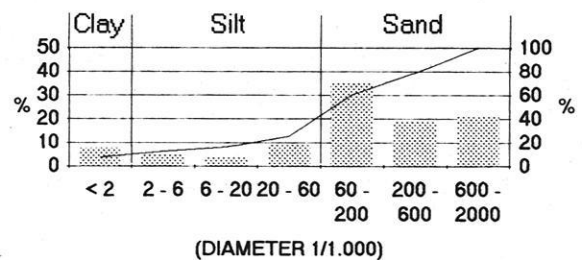
Vom Knickpunkt des untersuchten Profiles, dort, wo es von der Richtung N nach Zentral-Tibet hinein nach WNW, in Richtung Zentral-West-Tibet abweicht, soll eine repräsentative Grundmoränenlandschaft angeführt werden (Abb. 17, Nr. 61; 32°12'N/84°35'E, 4 365 m ü.M. Aneroidmessung). Hier auf einer W–E-Talachse eines 35–40 km breiten Ausraumes zwischen W–E-streichenden, weichgeformten und heute unvergletscherten Hügelketten, hat die Grundmoränenbedeckung durch ihre Wasserundurchlässigkeit ein Seen-System entstehen lassen. Hierzu gehören kilometer- bis dekahilometerlange Seen wie der Tung Hu, östlich der Siedlung Gerze (Kaitse auf der ONC-Karte). Abb. 8 (Abb. 17, Nr. 61) zeigt die Beschaffenheit der Moräne mit ihrem charakteristischen bimodalen Kurvenverlauf und dem ausgeprägten Feinkorn-Peak im Ton. Ihre zweite Kulmination, d.h. der Grobkorn-Peak der Grundmasse, befindet sich symptomatischerweise innerhalb der ebenfalls relativ feinen Korngröße des Feinsandes, was auf große Transportentfernung, d.h. Fernmoräne hinweist. Jene auf Grundmoräne gestauten Seen sind flach, bzw. großflächig sowie abflußlos und versalzen. Ihre Salzkonzentration ist anhand des breiten, weißlich verkrusteten Ufersaumes unmittelbar deutlich. Die durch Schneeschmelze und Verdunstung kontrollierten jahreszeitlichen Pegelschwankungen bedingen bedeutende Pulsationen der Seeflächen. Entsprechend hat man sich den Niedertauvorgang des Inlandeises kaltarid und vorrangig durch Verdunstung geprägt, d.h. auch extrem schmelzwasserarm vorzustellen. Auf diese semiaride Weise ist dann auch die durch eine von hoch- bis spätglazialer abdeckender Vergletscherung geprägte glaziäre Erosions- und Akkumulationslandschaft – kaum modifiziert durch Schmelzwasseraktivitäten beim Niedertauvorgang – annähernd unverändert erhalten geblieben.

63 km westlich jener Probenlokalität (Abb. 17, Nr. 61) befinden sich Bergrücken, die die Hochtalböden 300–500 m überragen, und deren Hänge auch hier wieder von hocheiszeitlicher (Riß u. Würm) Grundmoräne bedeckt sind (Abb. 17, Nr. 66; 32°15'N/83°51'E). Photo 10 bildet einen dieser Bergrücken ab. Die Aufnahme zeigt am Hang eine Zerteilung jener Grundmoränenbedeckung: während am Oberhang eine ältere, dunkler verwitterte Moränendecke anliegt, ist dem Unterhang eine hellere, frischere Grundmoränendecke bis in etwa 100 m relative Höhe angelagert worden. Sie beweist das 'Dagegenfließen' und Auflaufen eines nur noch geringermächtigen Eiskörpers eines erneuten, schwächeren, nämlich spätglazialen Gletschervorstoßes.

Dem eng bemessenen Druckraum dieses Aufsatzes entsprechend, können die Befunde im einzelnen nur kartographisch vorgestellt werden. Sie sind Abb. 17 im Detail zu entnehmen. Von der zuletzt beschriebenen Lokalität Nr. 66 (Abb. 17; Photo 10) in Zentral-Tibet erstrecken sich weitere erarbeitete glazialgeomorphologische Profile mit den zugehörigen Feldarbeitsbefunden und Analyseergebnissen in Fortsetzung 800 km nach WNW und auch

250 km weiter nach S. Sie sind auf Abb. 17 mit den Nummern 67 bis 189 ausgewiesen. Die Abb. 9 bis 16 sind eine für den in Rede stehenden Raum Süd- und Zentral-Tibets bis hin nach West-Tibet repräsentative Auswahl von Sedimentanalysen der auf den Profilen angetroffenen Grundmoränengrundmassen. Mit ihren bimodalen Kurvenverläufen und mehr oder minder ausgeprägten Gipfeln im Ton oder Feinsilt bestätigen die Laborergebnisse jene Geländeanalysen und den moränischen Charakter des Materials nach den Signifikanzkriterien von DREIMANIS (1979, 1982), DREIMANIS & VAGNERS (1971) sowie LUNDQVIST (1984, 1989) und anderen. Die Proben sind in Reihenfolge ihrer Numerierung von Abb. 9 bis 16 an den folgenden Lokalitäten in Abb. 17 entnommen worden: Nr. 75, 83, 95, 118, 125, 113, 147, 157.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 30.08.1996/2



HUMUS CONTENT: 3,11 %  
LIME CONTENT: 16,75 %

Abb. 8: 4 365 m ü.M. (Aneroidmessung), Grundmoränenmatrix in Zentral-Tibet aus 0,15 m Tiefe entnommen; das Material deckt ein aus anstehenden Metamorphiten aufgebautes Gebiet ab; Lokalität: Abb. 17, Nr. 61.

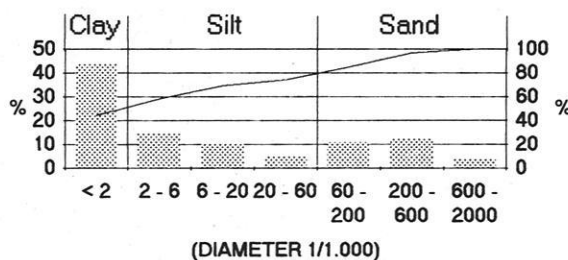
Fig. 8: 4 365 m a.s.l. (altimeter measurement): ground moraine matrix taken from a depth of 0.15 m in Central Tibet. The material covers an area of metamorphic bedrock. Locality: Fig. 17, no. 61.



Photo 10: Zentraltibetischer Berggrücken mit zwei Generationen von Grundmoränenanlagerungen (■). An den von hochglazialer Grundmoräne bedeckten Hang (■ 0) ist eine spätglaziale Grundmoräne (■ I) angelagert, d.h. der älteren Grundmoräne aufgeschoben worden. Die spätglaziale Eismächtigkeit war demnach inzwischen der hochglazialen gegenüber stark reduziert. – Der Hang weiter links ist unterhalb der aus dem Oberhang heraustretenden anstehenden Felsen von geringmächtigen postglazialen autochthonen Schutthalden bedeckt. Lokalität: 4 265 m ü.M. (Aneroidmessung), 32°15'N/83°54'E; Abb. 17, Nr. 66. Photo M. Kuhle.

Photo 10: Central Tibetan mountain ridge with two generations of ground moraine deposits (■). A Late Glacial ground moraine (■ I) has been attached to the slope, covered by High Glacial moraine (■ 0), i.e. superimposed upon the older ground moraine. Hence, the Late Glacial ice had diminished in thickness compared with that of the High Glacial. – Below the bedrock outcropping from the upper slope, the slope farther to the left is covered by thin postglacial autochthonous debris. Locality: 4 265 m a.s.l. (altimeter measurement), 32°15'N/83°54'E; Fig. 17, no. 66. Photo M. Kuhle.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 31.08.1996/1



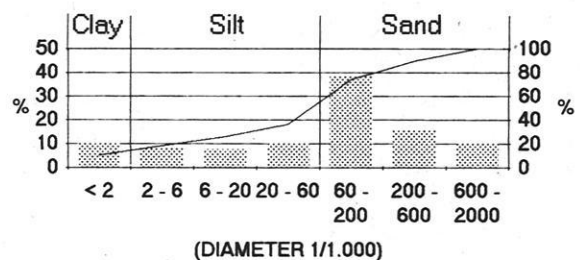
HUMUS CONTENT: 7,288 %

LIME CONTENT: 30,01 %

Abb.9: 4 270 m ü.M. (Aneroidmessung), Grundmoränenmatrix aus Zentral-Tibet aus 0,15 m Tiefe entnommen; im unmittelbaren Einzugsgebiet stehen Kalke und Phyllite an; Lokalität: Abb. 17, Nr. 75.

Fig. 9: 4270 m a.s.l. (altimeter measurement): ground moraine from a depth of 0.15 m in Central Tibet. Limestone and phyllite bedrock are in the immediate catchment area. Locality: Fig. 17, no. 75.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 31.08.1996/2



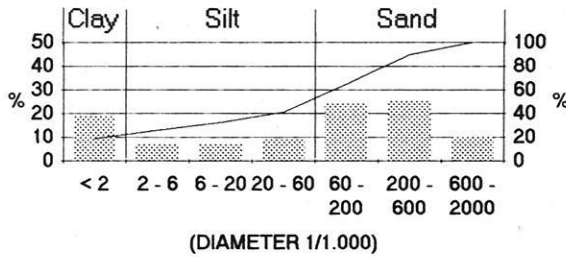
HUMUS CONTENT: 8,29 %

LIME CONTENT: 32,4 %

Abb.10: 4 850 m ü.M. (4 675 m ü.M. Aneroidmessung), kalkhaltige Grundmoräne in Zentral-Tibet aus einem Gebiet, in dem lokal auch Kalke anstehen; die Grundmoränenmatrix wurde aus 0,2 m Tiefe entnommen, sie enthält kies- bis faustgroße, auch erratische Komponenten; Lokalität: Abb. 17, Nr. 83.

Fig. 10: 4 850 m a.s.l. (4 675 m a.s.l. altimeter measurement): calcareous ground moraine matrix from an area where the local bedrock also consists of limestone. The ground moraine matrix was sampled at a depth of 0.2 m; it contains pebble- to fist-sized components, including erratics. Locality Fig. 17, no. 83.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 01.09.1996/1

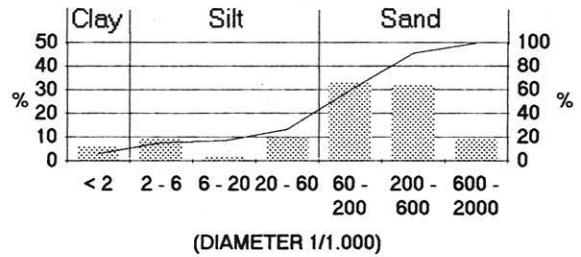


HUMUS CONTENT: 7,98 %  
LIME CONTENT: 11,09 %

Abb.11: 4 325 m ü.M. (Aneroidmessung), Grundmoränenmatrix vom Boden des oberen Indus-Tales im SW-lichen Zentral-Tibet. Obwohl lokal überall Kalke anstehen, ist der Kalkanteil in der Moräne relativ gering, was sie als Fernmoräne aus dem zentraleren W-Tibet bestätigt; Lokalität: Abb. 17, Nr. 95.

Fig. 11: 4 325 m a.s.l. (altimeter measurement): ground moraine matrix from the floor of the upper Indus valley in SW Central Tibet. Although limestone bedrock occurs everywhere locally, the lime portion of the moraine is relatively low, confirming a far-travelled moraine from the more central W Tibet. Locality: Fig. 17, no. 95.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 02.09.1996/2

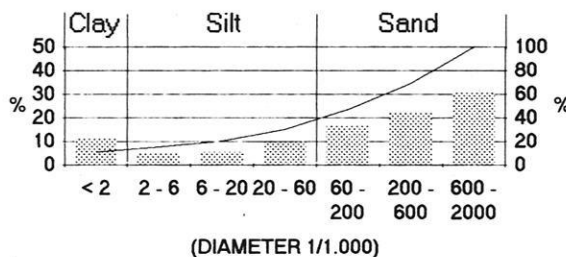


HUMUS CONTENT: 4,81 %  
LIME CONTENT: 14,43 %

Abb.13: 4 570 m ü.M. (Aneroidmessung), Grundmoränenmatrix vom Zentrum des S-tibetischen Plateaubereiches zwischen Langa Co und Mapam Yumco (Manasarowa), der vollständig moränenüberkleidet ist, einem Aufschluß aus 1,00 m Tiefe entnommen; Lokalität: Abb. 17, Nr. 124.

Fig. 13: 4 570 m a.s.l. (altimeter measurement): ground moraine matrix taken at a depth of 1.00 m from an exposure in the centre of the south Tibetan plateau between Langa Co and Mapam Yumco (Manasarowa), completely covered by moraine. Locality: Fig. 17, no. 124.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 02.09.1996/1

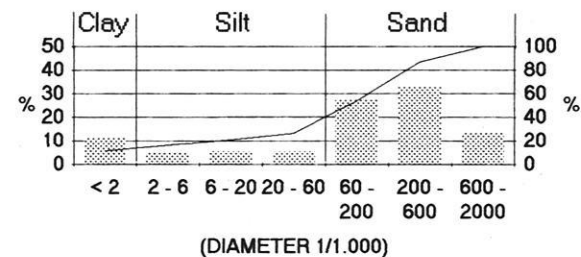


HUMUS CONTENT: 2,37 %  
LIME CONTENT: 0,49 %

Abb.12: 4 615 m ü.M. (Aneroidmessung), Matrix einer erratische Granitblöcke führenden Grundmoräne auf dem S-tibetischen Plateaubereich aus 0,15 m Tiefe entnommen; Lokalität: Abb. 17, Nr. 118.

Fig. 12: 4 615 m a.s.l. (altimeter measurement): ground moraine matrix containing erratic granite boulders on the southern Tibetan plateau, taken from a depth of 0.15 m. Locality: Fig. 17, no. 118.

CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 06.09.1996/1

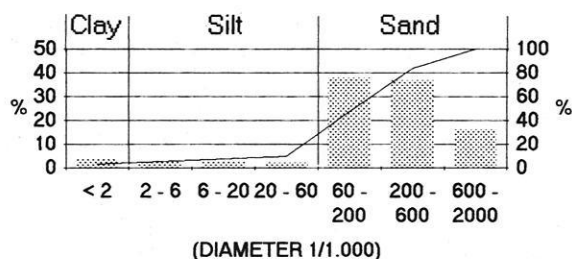


HUMUS CONTENT: 3,11 %  
LIME CONTENT: 12,59 %

Abb.14: 4 365 m ü.M. (Aneroidmessung), Grundmoränenmatrix vom S-Bereich des Tibet-Plateaus aus 0,2 m Tiefe entnommen; Lokalität: Abb. 17, Nr. 113.

Fig. 14: 4 365 m a.s.l. (altimeter measurement): ground moraine matrix from the southern part of the Tibetan plateau from a depth of 0.2 m. Locality: Fig. 17, no. 113.

## CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 07.09.1996



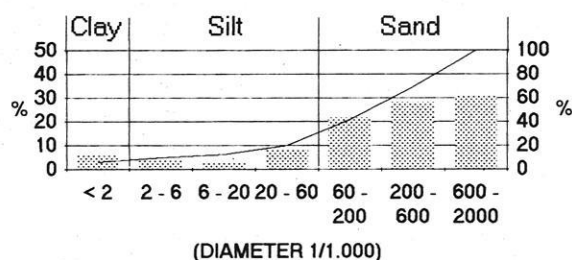
HUMUS CONTENT: 3.87 %

LIME CONTENT: 16.72 %

Abb.15: 4 750 m ü.M. (Aneroidmessung), Grundmoränenmatrix in Zentral-W-Tibet aus 0,2 m Tiefe im Bereich anstehender Kalkfelsen entnommen. Lokalität: Abb. 17, Nr. 147.

Fig. 15: 4 750 m a.s.l. (altimeter measurement): ground moraine matrix in central western Tibet, taken from a depth of 0.2 m in an area of limestone bedrock. Locality: Fig. 17, no. 147.

## CUMULATIVE FREQUENCY GRAIN-SIZE CURVE 08.09.1996/1



HUMUS CONTENT: 4.25 %

LIME CONTENT: 11 %

Abb.16: 5 200 m ü.M. (Aneroidmessung), Grundmoränenmatrix im W-lichen Zentral-Tibet im Bereich des E-lichen Lingzi Thang Plateaus aus 0,2 m Materialtiefe entnommen. Die solifluidal leicht dislozierte bzw. durch Kryoturbation sekundär etwas bewegte Grundmoränenendecke enthält einige große Granitblöcke; Lokalität: Abb. 17, Nr. 157.

Fig. 16: 5 200 m (altimeter measurement): ground moraine matrix in western central Tibet in the area of the eastern Lingzi Thang plateau from a depth of 0.2 m. Slightly displaced by solifluxion or moved secondarily by cryoturbation, the ground moraine cover contains several large granite boulders; locality: Fig. 17, no. 157.

Im Sinn einer klassischen Schlüsselokalität exemplarisch besonders wertvoll für den Nachweis einer vorzeitlichen Totalvergletscherung Tibets sind Befunde aus dem ariden Gebiet des Nako Tso in Zentral-West-Tibet (Photo 11; Abb. 1 unterhalb vom Aksai Chin; Abb. 18, nördlich des Kamet). Sie sollen etwas detaillierter vorgestellt werden (Abb. 17, Nr. 140–144). Dieser See liegt weit entfernt von jeder heute vergletscherten Gebirgsgruppe in nur 4 220 m ü.M. (4 218 m = Seespiegelhöhe) und damit in einem Becken in topographisch tiefster Position in ganz Zentral-West-Tibet. Die Uferlinie unterschneidet die Hänge der umliegenden, das Seebecken umfassenden Hügellisten, so daß frische Kliffs mit Brandungshohlkehlen (Abb. 17, Nr. 141) entstanden sind. Hiermit ist bewiesen, daß der Nako Tso ein junger See ist, der in ein anders als limnisch entstandenes Relief, d.h. **nachträglich** eingefüllt worden ist. Die unterschrittenen Profile sind keine reinen Solifluktionshänge, sondern es sind vielerorts erhaltene Grundmoränenendecken (Photo 11), die vom Seespiegel unterschritten wurden. Ebenso häufig wurden sogar glaziär rundgeschliffene Bergrücken („glacially streamlined hills“) und perfekt überlieferte, d.h. zugleich sehr junge Rundhöcker erhalten, deren Hänge limnisch unterschritten worden sind (Photo 11). Damit ist bewiesen, daß der Nako Tso trotz trockenster und tiefster Lage einen Hochflächenbereich einnimmt, der letzteiszeitlich (LGM bis Spätglazial: Stadium 0 bis ca. II) mit vom Inlandeis abgedeckt gewesen sein muß. An weit verstreuten Positionen sind erratische Granitblöcke angetroffen worden, welche den Befund bestätigen (Abb. 17, Nr. 142, 143). Einige Belegexemplare bildet Photo 12 ab. Es sind erratische Blöcke vom östlichen, zum Zentrum Tibets hin positionierten See-Ende. Sie sind meter- bis zimmergroß und liegen entweder einer das Relief überziehenden Grundmoränenendecke auf (Photo 12) oder sind – was vornehmlich die kleineren Granitblöcke betrifft – in die Grundmoräne integriert, d.h. sie „schwimmen“ in ihrer feinen Zwischenmasse. Die Grundmoräne und jene hellen erratischen Granitblöcke liegen den anstehenden dunklen metamorphen Sedimentgesteinen auf (Photo 12). Derartige erratische Granitblöcke sind bis annähernd auf die Kulmination von Hügel- und Bergrücken hinauf angetroffen worden. Aber auch dort, wo sie an den Unterhängen abgelegt worden sind, fehlen an den Oberhängen anstehende Granite, so daß ein reiner Hangabwärtstransport der Blöcke ausgeschlossen werden kann. Der **Ferntransport durch Gletschereis** ist dadurch eindeutig bewiesen. Der Verfasser hat in einer Entfernung von ca. 50 km in einem Tal südlich der Siedlung Rutog anstehende Granitvorkommen als ein mögliches Herkunftsgebiet kartiert (Abb. 17, Nr. 136–137; 33°11'N/79°50'E). Das betreffende Tal führt jedoch aus keinem hohen Einzugsbereich zum Nako Tso-Becken herab. Sein Einzugsbereich entspricht vielmehr mit seinen Höhen und Ausdehnungen allen anderen umliegenden Einzugsbereichen des Nako Tso-Beckens, die sich in ihren Hügel- und Bergtopographien untereinander stark ähneln und als glaziale Einzugsbereiche entsprechen. Daraus muß geschlossen werden, daß bei gleicher und damit großräu-



mig gleichzeitiger ELA-Depression um notwendigerweise denselben Betrag die Gletschereiszufuhr aus allen umgebenden Gebieten in das Nako Tso-Becken **gleichermaßen** reichhaltig und intensiv gewesen sein muß. Das wiederum legt den glazigenen Herantransport jener erraticen Granitblöcke aus auch anderen Tälern, in denen möglicherweise Granit anstehen könnte, durchaus nahe. Diese Überlegungen verdeutlichen zugleich die durch die erraticen Blöcke bewiesene **vollständige Eisabdeckung** dieses Gebietes.

Das Aksai Chin- (Aksai Tshin-) Gebiet ist ein weiteres Testareal im zentralen West-Tibet (Abb. 1), östlich des Lingzi Thang Hochplateau-Bereiches, das hier angeführt werden soll (Abb. 17, Nr. 154–167). Für das benachbarte Lingzi Thang-Gebiet hat TRINKLER (1932, S. 20 u. 75) als erster Forscher eine weitflächige eiszeitliche Gletscherabdeckung angegeben. Widersprochen wurde ihm darin von DE TERRA (1934, Anm. 32). Bei diesem Autor heißt es für Lingzi Thang: „The ice cover must have been sporadic and quite unlike that of the neighbouring ranges“. Nach seinen dieser Aussage zugrunde liegenden Untersuchungen betragen hier die Schneegrenzdepressionen während der letzten beiden Hochglaziale (Riß und Würm) nicht mehr als 250 bis max. 500 m (ebd. S. 28, Abb. 16). Das gilt bei DE TERRA bis zum Gebiet des Panggong Tso, das nur 100 km westlich des vom Verfasser (s.o.) als vollständig eisbedeckt bewiesenen Nako Tso-Beckens (Abb. 17, Nr. 141–143) gelegen ist.

Das ab hier nun in Rede stehende, nördlich benachbarte Aksai Chin-Gebiet liegt durchgängig auf einer Höhe von über 5 000 m ü.M. (Abb. 17 Nr. 154–167), ist aus metamorphen Gesteinen wie Phylliten aufgebaut und wird heute stark frostverwittert. Dennoch ist der Frostschutt-schleier nur wenige Dezimeter mächtig, bzw. stellenweise in Form von flachgründigen Schwemmschuttfächern im Holozän auf nur einige Metermächtigkeiten vom Schneeschmelzwasser zusammengeschwemmt worden. Die das aktuelle Bild prägenden Formen sind vorzeitlich glazigen. Es sind die Formen von perfekt abgerundeten Rundhöckern und z.T. längs überschliffenen, stromlinienförmigen Bergrücken (Abb. 17, Nr. 156–164), von Transfluenzspäsen mit flachen, trogförmigen Querprofilen (zwischen Nr. 154 u. 159) und auch von der spätglazialen Eisdecke (Stadien II bis IV) zugescharften glazialen Hörnern. Beinahe alle diese Formen, mit Ausnahme der glazialen Hörner und hochliegenden Rücken jener glaziären Stromlinienhügel, sind von bis zu mehrere Meter mächtiger Grundmoräne (Abb. 16) bedeckt (Abb. 17, Nr. 157, 158, 163, 166, 168). Hocheiszeitlich (Würm, LGM=Stadium 0) und bis in das ältere Spätglazial hinein (Stadium I) war das in Rede stehende Relief vollständig und mit wahrscheinlich weit über 1 000 m betragender Mächtigkeit vom Inlandeis abgedeckt (Abb. 18, 12 links über der Position des Kamet). Später durchragten einige der glazialen Hörner die Inlandeisoberfläche, und erst während des jüngsten Spätglazials (ca. Stadium IV) war dann die

Eisdecke stellenweise bis auf den Fels hinab abgeschmolzen und durchlöchert, so daß sich Schmelzwasserseen ausbildeten. Diese Seen, die als relativ ausdauernde Eis- oder Gletscherstauseen zu klassifizieren sind, waren etwa dort positioniert, wo in glazigen übertieften Schlifflwannen auch noch die heutigen, nun großteils salz- oder brackwasserhaltigen Restseen liegen. Die Spiegelstände dieser Gletscherstauseen sind Dekameter über den Pegeln der heutigen abflußlosen Seen überliefert. Sie sind durch hunderte Meter lange und vielerorts übereinander getreppte Kliffs (Abb. 17, Nr. 159, 160) belegt. Ihre durch periglaziäre Frostverwitterung bewirkte Überarbeitung ist geringfügig. Ohne die Abdämmung durch das Gletschereis wären diese Seen nicht entstanden, d.h. der Topographie entsprechend bis zu sehr viel niedrigeren Pegelständen ausgelaufen. Da in den Bergrücken und Sätteln zwischen den glazigen Schlifflwannen fluviatile Überlaufdurchbrüche weitgehend fehlen, muß auf ein mit dem Niedertauen des Eises syngenetisches und dann sehr plötzliches Auslaufen dieser Seen bis wenig über die Pegelhöhe der restierenden heutigen Seen geschlossen werden.

Denkt man an die kaltariden Randgebiete der Antarktis oder Nord-Grönlands, welche als vorzeitlich vergletschert gewesen gelten, obwohl ihnen überlieferte Moränen und Schlifflspuren, d.h. harte Indikatoren dafür fehlen, dann würde man für den großflächig sehr hohen, kaltariden Aksai Chin gleichermaßen zwanglos auf eine hocheiszeitliche, sehr kalte Gletscherdecke schließen können. Das Eis wäre auch hier am Felsuntergrund festgefroren gewesen und hätte den Untergrund eher konserviert als glazialtypisch abgeschliffen. Daß dennoch die klassischen, rundgeschliffenen Hügel ausgebildet worden sind, führt der Verfasser nicht auf die Arbeit des hochglazialen Inlandeises, sondern auf den Schriff der wärmer gewordenen, spätglazialen Eisdecke bei bereits hinaufgerückter Schneegrenze zurück.

Noch ein weiterer Aspekt von genereller Bedeutung ist anzufügen: In allen für diese Studie bearbeiteten Gebieten Süd- und Zentral-Tibets fehlen die für die Permafrostgebiete der Erde vielerorts so charakteristischen Makro-Solifluktions- und Strukturbodenformen beinahe vollständig. Hierin kann ein weiterer Indikator für eine sehr großflächige, spätpleistozäne Eisabdeckung Tibets diagnostiziert werden.

Zuletzt sollen einige der Ergebnisse aus dem Bereich der nordwestlichen Auslaßgletscher, die aus dem hochglazialen Inlandeis in den vom Tibetplateau hinableitenden Tälern ins Tarim-Becken abgeflossen sind (Abb. 18, 12 rechts oberhalb vom Nun Kun), angeführt werden.

Dieser westtibetische Bereich grenzt an das vom Verfasser 1986 im Detail untersuchte Gebiet nördlich des Karakorum-Systems (Abb. 1, Nr. 5) (KUHLE 1988a, 1994).



Photo 11: Das Becken, in dem sich der heutige See Nako Tso befindet, war eiszeitlich vollständig von Gletschereis bis zu einem Mindestniveau (markiert durch ···) ausgefüllt. Das ist durch die rundgeschliffenen Berge und Rundhöcker (●) sowie deren stellenweise überlieferte Grundmoränenabdeckung (■) beweisbar. Der Rundhöcker im mittleren Bereich der Photographie bildet im See eine kleine Insel aus (mittlerer ●). Der See hat mit seiner holozänen bis heutigen Strandlinie die weich geformten Hänge dieses glazigen rundgeschliffenen Hügels unterschritten, womit bewiesen ist, daß das eiszeitliche glazigene Formungsregime durch das postglaziale limmische abgelöst wurde und der See postglazialen Alters ist. Lokalität: 4 220 m ü.M.; 33°31'N/79°55'E; Abb. 17, Nr. 143. Photo M. Kuhle.

Photo 11: During glacial periods, the basin now occupied by Nako Tso Lake, was completely icefilled to the minimum level marked by (···). Evidence of this is provided by the glacially rounded mountains and roches moutonnées (●) and their partially preserved moraine cover (■). The roche moutonnée in the middle part of the photo forms a small island in the lake (middle ●). With its Holocene to present shoreline, the lake has undercut the gentle slopes of this glacially rounded hill, thus proving that the Ice Age glacial formation regime was succeeded by postglacial lacustrine processes and that the lake dates to postglacial times. Locality: 4 220 m a.s.l. 33°31'N/79°55'E; Fig. 17, no. 143. Photo M. Kuhle.



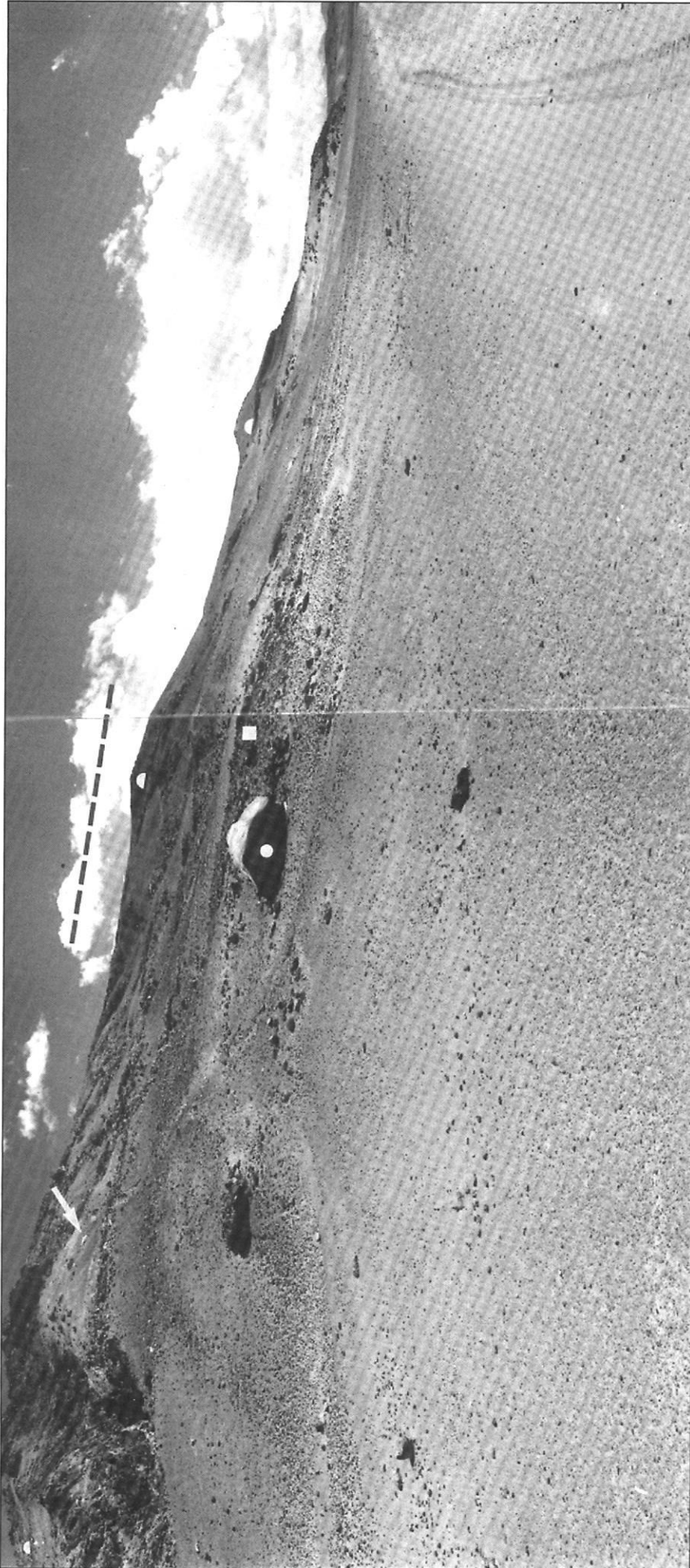


Photo 12: Einige hundert Meter E-lisch des E-lischen – in Richtung Zentral-Tibet liegenden – See-Endes des Nako Tso (vgl. Photo 11) wurde vom Inlandeis jener große erratische Granitblock (●) abgelegt. Wir befinden uns hier im am tiefsten gelegenen und trockensten Gebiet Zentral-W-Tibets. (▲) markiert eine weitere Deponie erratischer Blöcke in den höchsten Hangpartien des vom Eis vollständig überfahrenen Rückens. Sie liegt hier in einer Grundmoränenendecke (■) integriert auf anstehenden Metamorphitgesteinen, aus denen die hiesigen glazialen, stromlinienförmigen Berggrüben (●) aufgebaut sind. ← → markiert den hypothetischen eiszeitlichen Mindesteispegel des das Relief vollständig abdeckenden Inlandeises. Lokalität: 4 225 m ü.M.; 33°33'N/79°57'E; Abb. 17 zwischen Nr. 142 u. 143. Photo M. Kuhle.

Photo 12: Some hundreds of metres E of Nako Tso's eastern end (located in the direction of Central Tibet) (cf. Photo 11), this large granite erratic (●) was deposited by the inland ice. This is the lowest-lying and driest area of erratic boulders on the highest parts of the entirely ice-overridden ridge. The erratics are integrated in a ground moraine cover (■) on the metamorphic bedrock that also builds the local glacial streamlined mountain ridges (●). (← →) marks the hypothetical ice Age minimum level of the inland ice that completely covered the relief. Locality: 4 225 m a.s.l.; 33°33'N/79°57'E; Fig. 17 between nos. 142 and 143. Photo: M. Kuhle.

Für die ebenfalls benachbarte Kun Lun-Nord-Abdachung liegen Forschungen zur vorzeitlichen Vergletscherung von DE TERRA (1932), NORIN (1932), HÖVERMANN & HÖVERMANN (1991) und von JÄKEL & HOFMANN (1991) vor. DE TERRA (1932, S. 23, 29 u. 66, Taf. III, Abb. 3 u. Karte 2) hat anhand von Moränen und Rundhöckern im Sanesch- und Kilyang-Tal der Tisnab-Kette eine eiszeitliche Schneegrenzdepression von 1 000 m, d.h. eine Schneegrenze (ELA) in etwa 4 000 m ü.M. rekonstruiert. NORIN (1932, S. 596 sowie Abb. 6 u.7) hat im Duwa-Tal, westlich von Khotan, die Ufermoränen seines Tschunak Stadiums in tiefer als 3 150 m ü.M. beschrieben und damit eine Schneegrenzdepression um 1 200 m und eine Schneegrenzhöhe in nur noch 3 800 m ü.M. bewiesen. HÖVERMANN & HÖVERMANN (1991, S. 51 u. 56–67) haben für das östlich benachbarte nördliche Kuenlun-Vorland längs des Keriya für die vorletzte Eiszeit einen tiefsten Gletscherrand in 1 450 m ü.M. und für die letzte Eiszeit bis etwas tiefer als 2 000 m ü.M. und damit eine Schneegrenzabsenkung auf ca. 4 000 m ü.M. ausgewiesen. JÄKEL & HOFMANN (1991, S. 35 u. 44–48) haben im gleichen Gebiet, im Tal des Kurab He, markante, ins letzte Hoch- bis Spätglazial eingeordnete, tiefste Endmoränen und Eisrückzugsstadien in 1 900, 2 600, 2 850, 3 250, 3 560 und 3 800 m ü.M. beschrieben. Alle aus diesen Befunden resultierenden hoch- bis spätglazialen Schneegrenzdepressionen und Schneegrenzverlaufshöhen stimmen mit den vom Verfasser in der näheren und weiteren Nachbarschaft West-Tibets rekonstruierten (KUHLE 1988a u. 1994, Abb. 138) annähernd überein. Sie konnten aufgrund der Lage ihrer Testgebiete zwar nicht für West- oder gar Zentral-West-Tibet in Anspruch genommen werden, sondern allein für die Nord-Abdachung des Kuen Lun. Dennoch heißt es bei JÄKEL & HOFMANN (1991, S. 35) aus der Perspektive des hier vorgelegten Beitrages in zutreffender Weise: „Zu dieser Zeit könnten Eisströme vom nördlichen Tibet-Plateau an der Ernährung des Kurab-Eisstromes beteiligt gewesen sein.“

Die hier vorgestellten Befunde vom südlicher anschließenden Tibetplateau selbst, sind Abb. 17 im Detail zu entnehmen. Als bemerkenswert ist die vollständige Auskleidung der Talgefäße, die westlich von Haji Langar von den am Rand Tibets gelegenen Pässen hinableiten, zu

erwähnen. Exemplarisch soll hier die Moränenauskleidung des großen Längstales nördlich des Kuen Lun, des Kolakoshih Ho und seiner größeren Nebentäler (Abb. 17 Nr. 170–183) angeführt werden. Neben diesen Grundmoränen-Auskleidungen sind andere Kennformen glazigener Talandschaftsentstehung wie Trogtalquerprofile (Nr. 172), Flankenschliffe (Nr. 174, 182), glazigene Dreieckshänge an zurückgeschliffenen Bergspornen (Nr. 177, 178, 182), Rundhöcker, die aus fluvialen Umlaufbergen geschaffen wurden (Nr. 182), lokale spätglaziale Podestmoränen (Stadien II–IV) aus steil angeschlossenen Hängetälern (Nr. 179) und auch Kamesterrassen (Nr. 176, 181), einige hundert Meter über dem Talboden, welcher seinerseits von spätglazialen bis holozänen (neoglazialen) Schotterfluren (Stadien II–IV u. V–VII) mit kleinen Terrassentreppen abgedeckt ist, überliefert. Die hocheiszeitliche (Würm, Stadium 0 = LGM) Grundmoränenauskleidung reicht bis zu 800 oder gar 1 000 m über den Talgrund in den Talflanken hinauf (Abb. 17, Nr. 180, 183) und überzieht die Schutt- und Felshänge mit der weit sichtbaren gelben Farbe ihrer dünnen Lößauflage und/oder ihrer Feinmaterialmatrix. Im Vergleich zu den Lokal- und Podestmoränen sind ihre Grobblockanteile aufgrund des bedeutenden Zerriebs bei der großen Eismächtigkeit der sie hinterlassenden Auslaßgletscher eher gering. Mancherorts entsteht dadurch sogar der konvergente Eindruck einer äolischen Lößbedeckung. Eine derartige Verwechslung ist jedoch durch die Detailanalyse des Materials, aber auch durch die scharf wie mit dem Lineal gezogene, annähernd horizontale Obergrenze des Substrates auszuschließen. Vielerorts ist die Grundmoränenendecke unterhalb von Hochmulden- und Karausgängen linienhaft abgespült und am Fuß des Talhanges sekundär akkumuliert worden. Nicht allein weichgeformte, rundgeschliffene Talflankenfelsflächen sind von Grundmoräne abgedeckt, sondern auch rau hinterlassene, glazigene Gleithangfelsen tragen mancherorts einen derartigen Grundmoränen-schleier. Dieser hat sich gerade aufgrund jener Rauigkeit besonders gut gegenüber der Abspülung erhalten. Er dürfte als glaziäres Schmiermittel die verstärkte Glättung der Felsen durch Flankenschliff sogar abgeschwächt bis stellenweise unterbunden haben. Derartige Grundmoränen sind gleichfalls an den Talflanken des oberen Yarkand Tales bis zu 800 und mehr Meter über der Tiefenlinie kartiert worden (Abb. 17, Nr. 186, 188).

## 5. Schlußfolgerungen aus den Geländedaten für das Gesamtbild der eiszeitlichen Tibetvergletscherung sowie zur Flächenwirksamkeit der Schneegrenzdepression

Das hier bearbeitete Untersuchungsgebiet ist auf Abb. 1 mit Nr. 20 ausgewiesen. Die Feldarbeits- und Laborbefunde sind auf Abb. 17 wiedergegeben. Die glazialgeomorphologischen und glazialgeologischen Indikatoren

Nr. 1 bis 189 (Abb. 17) beweisen eine Zentral- und West-Tibet abdeckende Inlandvereisung von vielerorts über 1 000 m Mächtigkeit. Es handelt sich um das Gebiet von I 2 (Abb. 18) zwischen Mt. Everest im SE und nördlich

(oberhalb) vom Karakorum im NW. Die in Abb. 18 als I 2 ausgewiesene Inlandeisfläche, die in den früheren Arbeiten des Verfassers (KUHLE 1982a–1996) aufgrund von Ergebnissen aus bereits untersuchten einrahmenden Gebieten als zusammenhängende Gletscherfläche interpoliert worden ist, wird durch die neuen Geländeuntersuchungen und Sedimentanalysen bestätigt. Die hier behandelten zentral- bis westtibetischen hochglazialen (Riß, Würm, LGM) Inlandeisgebiete und ihre Auslaßgletscherbahnen im S durch den Himalaya und im NW vom Rand des Plateaus in die Täler des Kuen Lun hinab befinden sich im Niederschlagschatten von Himalaya und Karakorum. Sie gehören zu den heute trockensten Bereichen von ganz Tibet. Hieraus ist zu schließen, daß Tibet entweder **kälter und feuchter** oder aber **sehr viel kälter als heute** gewesen ist, damit sich das Inlandeis aufbauen konnte.

Die Abb. 19, 20 und 21 betreffen Ausschnitte des Untersuchungsgebietes (Abb. 1, Nr. 20; Abb. 17) am Süd-Rand Tibets mit dem Mt. Everest (8 848 m; Abb. 19) und dem Dhaulagiri (8 172 m; Abb. 20) als höchsten Erhebungen der Gletschernährgebiete einschließlich der an den Bergfüßen angeschlossenen Hochflächen sowie in West-Tibet mit dem 7 000 m überragenden Kuen Lun und den ihm

angeschlossenen Hochflächen (Abb. 21) (vgl. Abb. 18). ELA=5 500 m, = 5 300 m und = 6 000 m sind die jeweiligen heutigen Schneegrenzhöhen. ELA: 989, : 3030 und : 6020 geben die heutigen, über diesen Schneegrenzen liegenden Gletschernährgebietsflächen in km<sup>2</sup> an. ELA-600 zeigt den jeweiligen Gletschernährgebietszuwachs bei einer Hebung Tibets (des Gesamteliefs) um 600 m an und ELA-600 : 11374, : 15097 und : 23292 geben die, den betreffenden Testgebieten zugehörigen, Nährgebietsflächen in km<sup>2</sup> an. ELA-1200 zeigt den Gletschernährgebietszuwachs bei einer Hebung um 1 200 m, und die zugehörigen Flächengrößen betreffen die aus der Hebung resultierenden Nährgebietsflächen. Die zugehörigen Gletscherablationsflächen (Zehrgebietsflächen) vergrößern die Gesamtgletscherflächen um etwa die Hälfte dieser Nährgebietsflächen. Verglichen mit der gesamten Grundfläche der Testgebiete wird deutlich, daß vorzeitlich bei ELA-800 bis ELA-1200 die Testgebietsflächen vollständig eisabgedeckt gewesen sein müssen. ELA-600 entspricht einer Schneegrenzabsenkung von 600 m und ELA-1200 von 1 200 m gegenüber dem heutigen Relief. Eine Schneegrenzabsenkung um 600 m bestand zuletzt während des späten Spätglazials (Stadium IV) und um 1 200 m während des letzten Hochglazials (Würm=Stadium 0 = LGM).

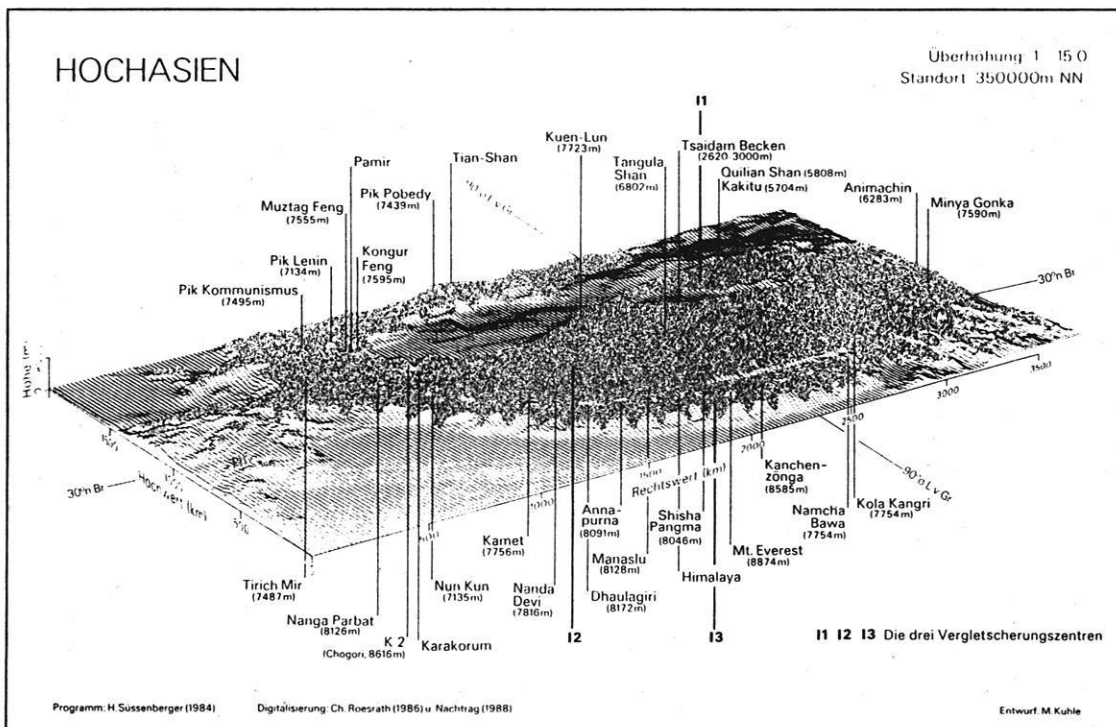


Abb.18: Das hochglaziale Tibet-Eis hatte eine Ausdehnung von über 2,4 Mio km<sup>2</sup>. Die drei Vereisungszentren I 1, I 2 und I 3 waren durch den Tsaidam See und das Tsangpo Tal voneinander getrennt.

Fig. 18: The High Glacial Tibetan ice had an extension of more than 2.4 million km<sup>2</sup>. The three centres of glaciation I 1, I 2 and I 3 were separated from each other by Lake Tsaidam and the Tsangpo valley.

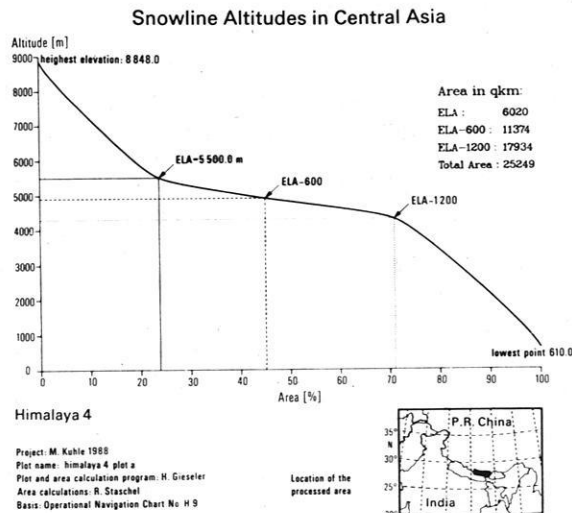


Abb.19: zeigt den sukzessiven Gletschernährgebietsgewinn von der heutigen Schneegrenzhöhe (ELA = 5500,0 m) in Relation zur Reliefhöhe, über die ELA bei einer Reliefhebung um 600 m gegenüber der heutigen Schneegrenze (ELA -600), bis zu einer Hebung der Reliefoberfläche um 1 200 m gegenüber der heutigen Reliefoberfläche bzw. der heutigen Schneegrenze (ELA - 1200). Das entspricht in der Wirkung einer Schneegrenzabsenkung um 600 bzw. 1 200 m gegenüber der heutigen Reliefoberfläche. – Abb. 19 zeigt das SE-lichste Testgebiet vom gesamten Untersuchungsgebiet auf Abb. 17 (von Nr. 20 auf Abb. 1) (vgl. Abb. 20 u. 21).

Fig. 19: Shows the gradual increase in the glacier accumulation area from the current snowline (ELA = 5500.0 m) relating to the relief altitude, via the ELA at an uplift of the relief of 600 m compared with the current snowline (ELA - 600), up to a relief uplift of 1 200 m compared with the present relief surface (ELA - 1 200). The effect corresponds to a depression of the snowline of 600 or 1 200 m respectively, compared with the present relief surface. – Fig. 19 shows the southeasternmost test area of the entire study region shown in Fig. 17 (no. 20 in Fig. 1) (cf. Figs 20 and 21).

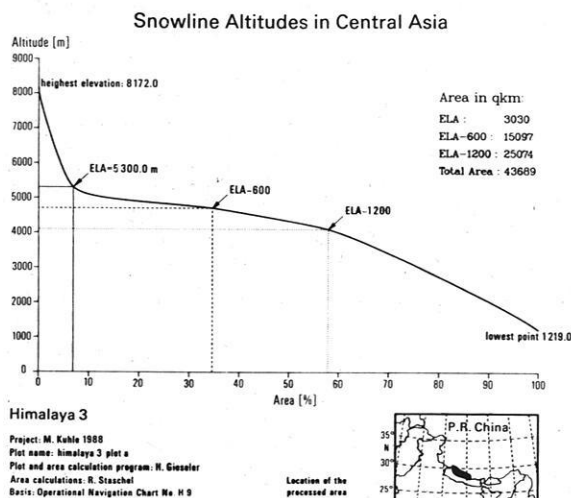


Abb.20: zeigt den Gletschernährgebietsgewinn in gleicher Weise wie Abb. 19 (s. Unterschrift zu Abb. 19); er betrifft jedoch ein weiter W-lich gelegenes Testgebiet innerhalb des gesamten Untersuchungsgebietes auf Abb. 17.

Fig. 20: Shows the increase in the glacier accumulation area in the same way as Fig. 19 (see caption of Fig. 19); however, it concerns a test area located farther to the west within the entire study region shown in Fig. 17.

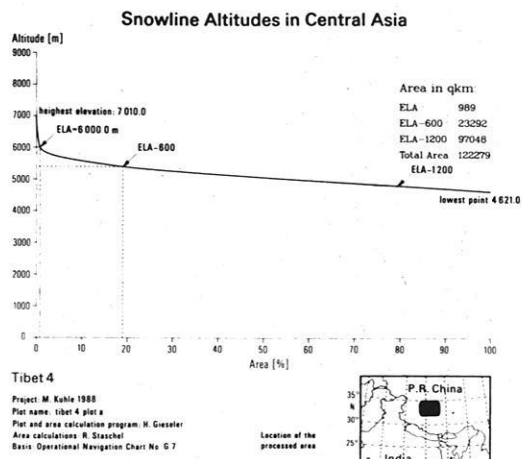


Abb.21: zeigt den Gletschernährgebietsgewinn in gleicher Weise wie Abb. 19 (s. Unterschrift zu Abb. 19); er betrifft jedoch ein NW-liches Testgebiet innerhalb des gesamten Untersuchungsgebietes auf Abb. 17.

Fig. 21: Shows the increase in the glacier accumulation area in the same way as Fig. 19 (see caption of Fig. 19); however, it concerns a test area located farther to the northwest within the entire study region shown in Fig. 17.

## 6. Die globalklimatische Bedeutung des Tibet-Eises und seine die quartären Eiszeiten auslösende Funktion: Eine Eiszeitentstehungshypothese in stark vereinfachter und schematisierter Form

Durch die Subduktion des indischen Subkontinents unter die eurasische Platte wurde Tibet im frühen Pleistozän über die Schneegrenze gehoben und vereiste sukzessive ein erstes Mal vollständig (ähnlich wie auf Abb. 18) (KUHLE 1987; 1988). Der Vergletscherungsvorgang wird auf den Abb. 19 bis 21 anhand der in dieser Studie untersuchten Testgebiete nachvollziehbar. Diese Hebung Tibets als erdgeschichtliches Großereignis koinzidiert mit dem Beginn des Eiszeitalters vor 5.5 bis 2.5 Ma (FLOHN 1988 S. 181 f.). Sie hat den Aufbau der nordischen Tieflandeise durch die initiale Vergletscherung Tibets und damit die eigentliche Ära der Hocheiszeit ausgelöst. Die Firnflächen des Tibet-Eises reflektierten 85 %, teilweise sogar bis über 90 % (Messungen in 6 500–6 650 m ü.M. auf der Mt. Everest-Nord-Abdachung; nach KUHLE 1987 u. 1989) der einkommenden Strahlungsenergie, während Schuttflächen 80–85 % dieser Globalstrahlung in langwellige Wärmestrahlung umwandeln, mit der die Atmosphäre aufgeheizt wird. Der absolute Betrag, mit dem eine gegebene Eisoberfläche in die Wärmebilanz der Erde eingreift, ist daher umso größer, je näher sie am Äquator und je größer ihre Höhenlage über dem Meer ist. Bei einer Einstrahlung von 1 000–1 300 Watt/m<sup>2</sup> (im Mittel 1 180 W/m<sup>2</sup>) in 6 000 m ü.M. und 30°N (Mt. Everest-Nord-Abdachung) ist der negative Effekt für die Wärmebilanz mindestens viermal größer als bei einer Vereisung um 60°N in Meeresspiegellhöhe (KUHLE 1987; 1989). Das ca. 2,4 Mio km<sup>2</sup> große tibetische Inlandeis, welches zwischen 27° und 40°N (das ist die Position der Nord-Sahara und des Mittelmeeres) mit seiner Oberfläche Höhen von 5 000 bis 7 000 m ü.M. erreichte, hat infolgedessen einen albedobedingten Energieverlust von bedeutenden Ausmaßen bewirkt (KUHLE 1985a–1994). Von dem für die weltweite Gesamtfläche der letzteiszeitlichen Gletscher berechneten albedo-bedingten Energieverlust der Erdatmosphäre von mindestens 10 % der Globalstrahlung entfallen allein 32 % (d.h. 1/3 des Gesamtverlustes) auf den durch plattentektonisch- orogene Hebung induzierten des tibetischen Inlandeises (BIELEFELD 1993, S. 99 ff.).

Gemäß der diskontinuierlichen Beziehung zwischen Einsenkung der ELA (Schneegrenze) in das Relief bzw. Hebung des Reliefs über die ELA und resultierender Vereisungsfläche, besitzt jede Topographie einen charakteristischen Graphen ihres Vergletscherungspotentials (Abb. 22; s. auch Abb. 19–21). Für das tibetische Hochland und seine Randgebirge ergibt sich hier ein exponentieller Kurvenverlauf, bei dem durch eine ELA-Einsenkung in das

bestehende, über die Flächen aufragende Hochgebirgsrelief von 1 400 m – wie sie heute vorhanden ist – nur eine Einzugsbereichsfläche von 6 % erschlossen wird, während eine **zusätzliche** Absenkung der ELA von nur 200–300 m (250 m) den Flächenzuwachs auf 13 %, d.h. mit dem Faktor 5,8 steigert. Bei einer weiteren Absenkung um 300 m sind bereits 24 % und bei einer ELA von –1 000 m gegenüber heute (entsprechend einer Temperaturdepression von ca. 5°C) sind 54 % der Gesamtfläche als Einzugsbereich erschlossen (die Rate des Flächenzuwachses pro 100 m ELA-Absenkung wächst von rezent 0,4 auf 3,7 (–600 m) bis 6,3 (–1 200 m) an (vgl. auch Abb. 19, 20 u. 21). Angenommen, das heutige Tibetplateau wird um weitere 250 m (isostatisch, s.u.) gehoben (bei einem rezent belegten Hebungsbetrag von 1 cm/a nach CHEN 1988 könnte dies in rund 25 000 Jahren erreicht sein), so wären primär 7 % zusätzliche Fläche klimatisch als Gletschereinzugsbereich erschlossen, d.h. bei einem dann erfolgenden Vereisungsvorstoß und Selbstaufhöhung der Gletscheroberfläche um mehrere hundert Meter – hier wird mit minimalen 200 m gerechnet – entspricht dies einer realen Einzugsbereichsgröße von ca. 22 % und damit, bei einem Verhältnis von 2:1 Nähr- zu Zehrgebiet, einer Vereisungsfläche von 33 %, d.h. 1/3 der Gesamtfläche Tibets wäre von Gletschern bedeckt. Der hohe, durch subtropische Einstrahlungswerte bei großer Meereshöhe bedingte Albedoeffekt würde bereits dann einen absoluten Verlust von 1 % der globalen Energiebilanz bedeuten und damit auch eine Verstärkung der Nordischen Vereisungsprozesse erreichen können. Bei einer so in Gang gesetzten Rückkoppelungsschleife muß nun von einer klimatisch induzierten weiteren Einsenkung der ELA in die Topographie, exponentiellem Zuwachs an Flächen und albedobedingten Energieverlusten ausgegangen werden (Abb. 22, Kurve I), d.h. die tibetische Vereisung kann über ihre albedowirksame Lage wesentlicher Auslöser einer weltweiten Kaltphase gewesen sein. Durch geomorphologische Indikatoren belegt ist für das tibetische Plateau und seine Randgebirge während des letzten Glazials eine flächendeckende Vereisung in Form einer Inlandvereisung und einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1 500 m, die in den zentralen Plateaugebieten und Senken auf bis zu 3 000 m anwachsen konnte (KUHLE 1987, 1989, 1994). In Analogie zur Fennoskandischen Vereisungsfläche wird für das Gebiet der tibetischen Vereisung eine glazialisostatische Absenkung von 600–700 m für wahrscheinlich gehalten (KUHLE 1989, S. 276 u. 1993, S. 146). Es ergeben sich folgende Konsequenzen: mit einer isostatischen Reaktion ist erst verzögert, d.h. unter dem Druck maximaler Eisauflast, zu rechnen. Eine Absenkung um durch-



schnittlich 650 m (Abb. 22, Kurve III), entsprechend einer relativen Temperaturerhöhung von rund 3°C, führte zwar zu einer Reduktion der Vereisung, jedoch blieb – unter eiszeitlichen Klimaverhältnissen von absolut min. –5°C – bei einer Einzugsbereichsgröße von 68 % die Gesamtfläche vergletschert und der absolute Strahlungsverlust erhalten. Eine, wenn auch nur lokale, zusätzliche Klimaerwärmung um 2°C (d.h. 400 m ELA-Anhebung, z.B. durch einen MILANKOVIC-Zyklus) konnte nun aber im Gegensatz zu Phase I eine Destabilisierung und damit das Auseinanderbrechen der Inlandvereisung in autochthone Gebirgsvergletscherungen – d.h. eine Beseitigung der sekundären Aufhöhung –, eine Rückführung der Vereisung

auf die reale topographische Situation und dadurch eine schlagartige Enteisung herbeiführen, die das tibetische Plateau wieder zur wichtigsten Heizfläche der Erdatmosphäre werden ließ. Rechnet man hier, wie in den Initialstadien (s.o.), mit einer Eismächtigkeit von mindestens 200 m in Schneegrenzhöhe, so entspräche dies bei den verbleibenden postglazialen –3°C einer Einzugsbereichsfläche von nur mehr 12 %, respektive unter rezenten klimatischen Verhältnissen (–0°C) von 5 %, d.h. die Vereisung wäre geringer als heute, wo schätzungsweise knapp 2/3 der isostatischen Absenkung bereits rückgängig gemacht wurde (Abb. 22, Kurve II, III).

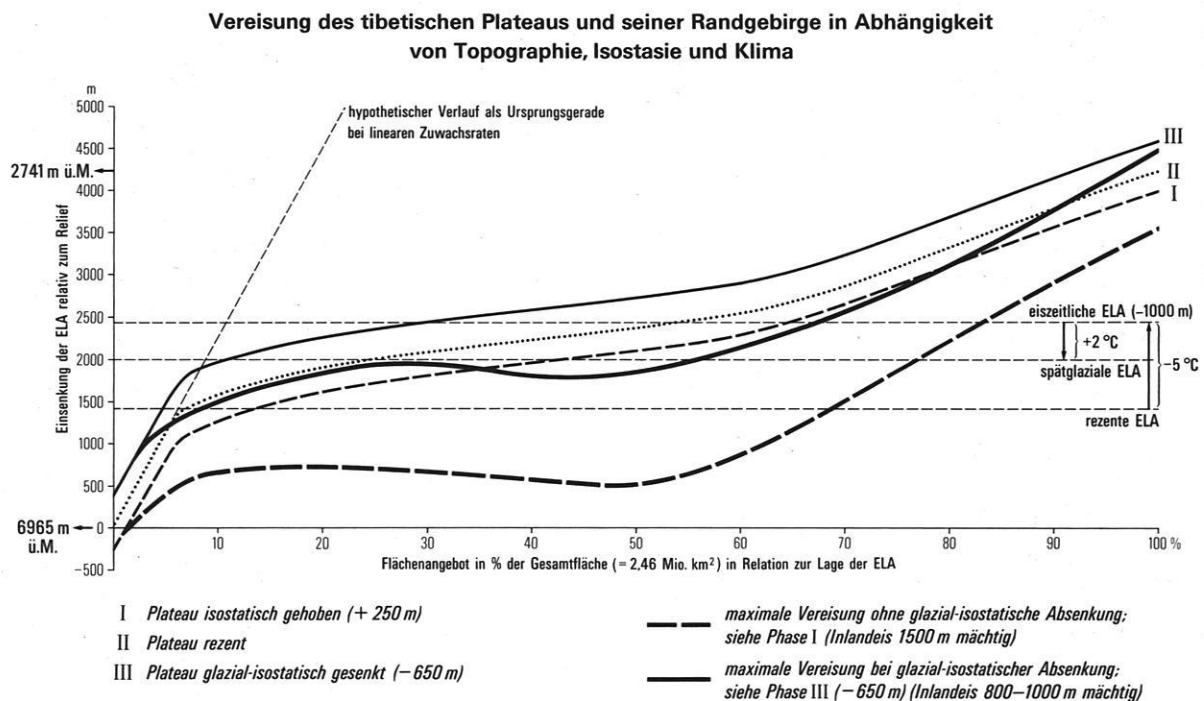


Abb. 22: Topographiegesteuerte Flächenzuwachsrate der Gletschereinzugsbereiche in Abhängigkeit vom relativen Einsenkungsbetrag (Depressionsbetrag) der Schneegrenze (ELA) I: bei orogen/isostatisch gehobenem Plateau (+250 m); II: bei rezenter Lage der Plateaufläche; III: bei glazial-isostatisch abgesenkter Plateaufläche (–650 m). Die Diagramme beziehen sich auf eine Gesamtfläche von 2 464 121 km<sup>2</sup>, die zur Berechnung auf 29 Areale unterteilt wurde. Die Eckpunkte der rezenten Flächenkurve beziehen sich auf die durchschnittlich maximale Gipfelhöhe (6 965 m ü.M.), resp. minimale Höhe (2 741 m ü.M.) der 29 Flächen.

Fig. 22: Topographically controlled rates of surface increase of the glacier catchment areas as a function of the relative depression of the snowline (ELA) in the case of I: a plateau uplifted by orogeny/isostasy (+250 m), II: recent position of the plateau; III: glacioisostatic lowering of the plateau (–650 m). The diagrams refer to a total of 2 464 121 km<sup>2</sup>, which was subdivided into

29 areas for calculation purposes. The salient points of the curve of the recent area refer to the mean maximum peak elevation (6 965 m a.s.l.) and minimum elevation (2 741 m a.s.l.) respectively of the 29 areas.

Die schematisierte Abfolge der Eiszeitauslösung durch das Hochplateau von Tibet und der zyklischen interglazialen Wiedererwärmungen bis auf das heutige Temperatur-Niveau im Verlauf des Pleistozäns war nach der Hypothese des Verfassers diese:

1. Tibet wurde über die Schneegrenze (ELA) gehoben und vergletscherte.
2. Die dadurch bedingte Reflexion der subtropischen Einstrahlungsenergie zurück in den Weltraum führte zur Abkühlung der Atmosphäre, zum Absinken der Schneegrenze und zum Aufbau der nordischen Inlandeise. Diese, mit ihren Zentren zwischen 50° und 70°N gelegenen, weniger energiewirksamen Flachland-Inlandeise erreichten dabei Flächengrößen von zusammen über 26 Mio km<sup>2</sup>.
3. Im Verlauf des Quartärs erfolgte ca. alle 100 000 Jahre, verursacht durch die MILANKOVIC'schen Strahlungsanomalien, eine Wiedererwärmung (schwerpunktmäßig auf der Nord-Hemisphäre) um etwa 2–3°C, die die globale Anhebung der ELA um ca. 400–600 m bewirkte.
4. Diese Schneegrenzanhebung führte in Tibet zunächst nur zum Abschmelzen der randlichen Auslaßgletscherungen, während das Inlandeis auf dem Plateau – weiterhin kühlend – bestehen blieb. Im Bereich der nordischen Inlandeise bewirkte diese ELA-Anhebung aufgrund ihrer bis zum Rand hin geringen Oberflächenneigung den entscheidenden, sehr bedeutenden Gletscherflächenverlust um viele Mio km<sup>2</sup> (vgl. KUH-

LE 1987). Der damit einhergehende Albedoverlust und globale Energiegewinn forcierte daraufhin die Wiedererwärmung der Atmosphäre.

5. Diese Wiedererwärmung bewirkte nun auch das zunehmende Abschmelzen des Tibeteises. Vollständig konnte das tibetische Inlandeis jedoch nur darum immer wieder abschmelzen, weil die glazialisostatische Absenkung (Abb. 22) das Plateau in jedem Glazial erneut in ein tieferes, wärmeres Niveau hinabgedrückt hat. Die durch Eisauflast bedingte Absenkung führte auch in den anderen eiszeitlichen Inlandeisgebieten (z.B. ANDREWS 1970) zu beschleunigter interglazialer Abschmelzung und trug somit gleichfalls zur globalen Wiedererwärmung bei.

Mit folgender unvoreingenommener Überlegung soll diese Studie zu Ende gebracht werden: Gesetzt den Fall, Tibet wäre niemals nennenswert stärker vergletschert gewesen als heute – eine Auffassung, der zahlreiche Autoren bis vor wenigen Jahren noch rückhaltlos anhängen –, dann würde seine heutige Hebung von etwa 1 cm/J (CHEN 1988) das Plateau innerhalb der nächsten 60 000–100 000 Jahre so großflächig über die heutige Schneegrenze bringen, daß es total vergletschern müßte. Es würde also erst in der Zukunft eintreten, was der Verfasser für die Vergangenheit bereits annimmt. Kann etwas, was für die Zukunft wahrscheinlich ist, für die Vergangenheit als unwahrscheinlich gelten? Oder sollte die Totalvergletscherung Tibets vielleicht sogar als nachweislich physikalisch unmöglich vollständig auszuschließen sein?

## Literatur

- ANDREWS, J.T. (1970): A Geomorphological Study of Post-Glacial Uplift with Particular Reference to Arctic Canada. – *Can. J. of Earth Sciences* 7/2: 703–715.
- BIELEFELD, B. (1993): Untersuchungen zum albedobedingten Energieverlust der letzten Eiszeit. – Unveröffentl. Manuskript.
- CHEN, J.Y. (1988): Recent Development of Geodesy in China. – *AVN-International Edition* 5: 26–32.
- DE TERRA, H. (1932): Geologische Forschungen im westlichen K'unlun und Karakorum-Himalaya. *Wiss. Ergeb. d. Dr. Trinklerschen Zentralasien Expedition*, Bd. II: Berlin.
- DE TERRA, H. (1934): Physiographic Results of a Recent Survey in Little Tibet. – *Geogr. Review* 24: Karte 1:506 880 (Rupschu-Panggong-Tschangtschenmo) von A. Gul Khan: 12–41.
- DREIMANIS, A. (1939): Eine neue Methode der quantitativen Geschiebeforschung. In: *Zeitschrift für Geschiebeforschung* 15: XX–XX.
- DREIMANIS, A. (1979): The problems of waterlain tills. – In: SCHLÜCHTER, Ch. (ed.): *Moraines and Varves*: 167–177: Balkema, Rotterdam.
- DREIMANIS, A. (1982): INQUA-Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits. Work Group (1) – Genetic classification of moraines and criteria for their differentiation: Progress report on activities 1977–1982 and definitions of glacial terms, ETH Zürich: 12–31.
- DREIMANIS, A. & VAGNERS, U.J. (1971): Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal moraines. – In: GOLDTHWAITE, R.P. (ed.): *Moraine, A Symposium*. – Ohio State University Press: 237–250.



- FLOHN, H. (1988): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. Wiss. Buchges.: Darmstadt.
- HEUBERGER, H. (1986): Untersuchungen über die eiszeitliche Vergletscherung des Mt. Everest-Gebietes, Südseite, Nepal. – In: KUHLE, M. (ed.): Internationales Symposium über Tibet und Hochasien vom 8.–11.10.1985. – Göttinger Geogr. Abh. 81: 29–30.
- HÖVERMANN, J. & HÖVERMANN, E. (1991): Pleistocene and Holocene geomorphological features between the Kunlun Mountains and the Taklamakan Desert. – Die Erde, Erg.-H. 6: 51–72: Berlin.
- JÄKEL, D. & HOFMANN, J. (1991): Glacial and periglacial features in the upper Keriya valley (Kunlun Mountains). – Die Erde, Erg. H. 6: 35–50: Berlin.
- KUHLE, M. (1980): Klimageomorphologische Untersuchungen in der Dhaulagiri- und Annapurna-Gruppe (Zentraler Himalaya). – Tagungsber. u. wiss. Abh. 42. Dt. Geographentag 1979: 244–247.
- KUHLE, M. (1982): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. – Z. Geomorph., Suppl. Bd. 41 (1u. 2): 1–229 u. 1–184.
- KUHLE, M. (1982a): Was spricht für eine pleistozäne Inlandvereisung Hochtibets? – Sitzber. Braunschweig. Wiss. Ges. Sonderh. 6, Göttingen: 68–77.
- KUHLE, M. (1983): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Empirische Grundlage. Z. Geomorph., Suppl. Bd. 41: 1–383.
- KUHLE, M. (1985): Permafrost and periglacial indicators on the Tibetan Plateau from the Himalaya Mountains in the south to the Quilian Shan in the north (28–40 N). – Z. Geomorph., N.F. 29 (2): 183–192: Berlin-Stuttgart.
- KUHLE, M. (1985a): Ein subtropisches Inlandeis als Eiszeitauslöser. Südtibet- und Mount Everest-Expedition 1984. – Georgia Augusta: 35–51.
- KUHLE, M. (1986): Die Vergletscherung Tibets und die Entstehung von Eiszeiten. – Spektrum Wiss., Scientific American, 9/86: 42–54.
- KUHLE, M. (1987): Subtropical Mountain- and Highland-Glaciation as Ice Age Triggers and the Waning of the Glacial Periods in the Pleistocene. – GeoJournal 14 (4): June 1987, 393–421.
- KUHLE, M. (1988): The Pleistocene Glaciation of Tibet and the Onset of Ice Ages – An Autocycle Hypothesis. – In: KUHLE, M. & WANG WENJING (eds.): Tibet and High Asia, Results of the Sino-German Joint Expedition (I). GeoJournal 17 (4): 581–597.
- KUHLE, M. (1988a): Die eiszeitliche Vergletscherung W-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluß auf die globale Energiebilanz. – Geogr. Zeitschrift, 76 (3): 135–148: Wiesbaden.
- KUHLE, M. (1988b): Geomorphological Findings on the Build-up of Pleistocene Glaciation in Southern Tibet and on the Problem of Inland Ice. Results of the Shisha Pangma and Mt. Everest Expedition 1984. – In: KUHLE, M. & WANG WENJING (eds.): Tibet and High Asia, Results of the Sino-German Joint Expedition (I). GeoJournal 17 (4): 457–511.
- KUHLE, M. (1989): Die Inlandvereisung Tibets als Basis einer in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden, relief-spezifischen Eiszeittheorie. – Peterm. Geogr. Mitt. 133 (4): 265–285.
- KUHLE, M. (1993): Eine Autozyklentheorie zur Entstehung und Abfolge der quartären Kalt- und Warmzeiten auf der Grundlage epirogener und glazialisostatischer Bewegungsinterferenzen im Bereich des tibetischen Hochlandes. – Peterm. Geogr. Mitt. 137 (3): 133–152.
- KUHLE, M. (1994): Present and Pleistocene Glaciation on the north western margin of Tibet between the Karakorum main ridge and the Tarim Basin supporting the Evidence of a Pleistocene Inland Glaciation in Tibet. – In: KUHLE, M. (Ed.): Tibet and High Asia. Results of the Sino-German and Russian-German Joint Expeditions (III). GeoJournal 33 (2/3): 133–272.
- KUHLE, M. (1996): Rekonstruktion der maximalen eiszeitlichen Gletscherbedeckung im Nanga-Parbat-Massiv (35°05'–40'N/74°20'–75' E). – Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie 8: 135–156.
- LUNDQVIST, J. (1984): INQUA-Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits. – Striae 20: 11–14.
- LUNDQVIST, J. (1989): Genetic Classification of Glacigenic Deposits. – R. P. Goldthwait, C.L. Madsch (ed.): Final Report of the Commission on Genesis and Lithology of Glacial Quaternary Deposits of the International Union for Quaternary Research (INQUA). 3–16: Rotterdam, Brookfield.
- MILANKOVIC, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung. – Belgrad.
- NORIN, E. (1932): Quaternary Climatic Changes within the Tarim Basin. – Geograph. Review 22: 591–598: New York.
- TRINKLER, E. (1932): Geographische Forschungen in westlichen Zentralasien und Karakorum-Himalaya. Wiss. Ergeb. d. Dr. Trinklerschen Zentralasien-Expedition. 1–133: Berlin
- ZHENG BENXING (1988): Quaternary Glaciation of Mt. Qomolangma-Xixabangma Region. – In: KUHLE, M. & WANG WENJING (eds.): Tibet and High-Asia – Results of the Sino-German Joint expeditions (I). GeoJournal 17 (4): 525–543.

## Karten

ONC H-9, scale 1:1 000 000, H9, 1978.

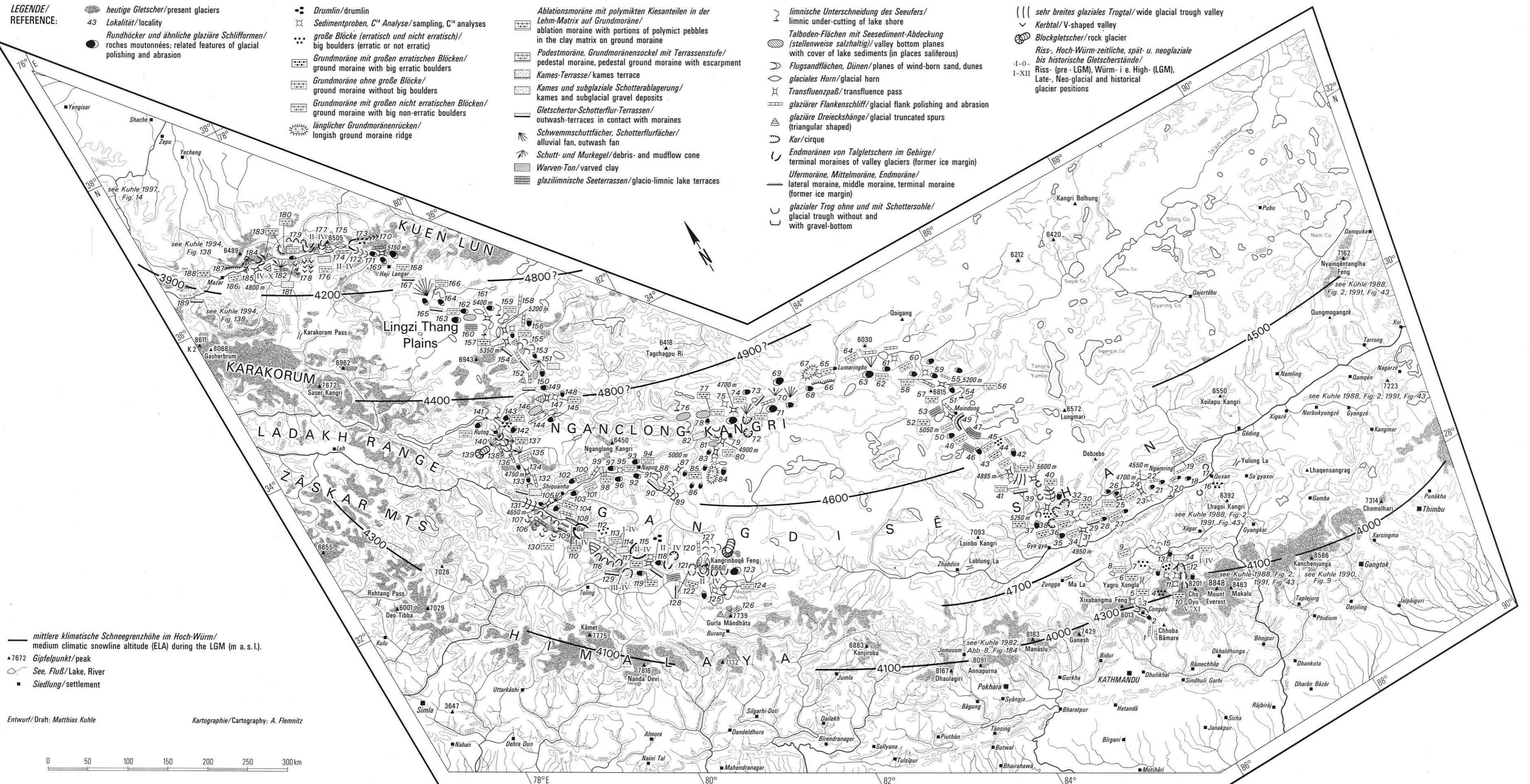
SHI YAFENG (Scientific advisor), LI BINYUAN, LI JIJUN (Chief editors), CUI ZHIJIU, ZHENG BENXING, ZHANG QINGSONG, WANG FUBAO, ZHOU SHANGZHE, SHI ZUHUI, JIAO KEQIN, KANG JIANCHANG (Editors) (1991): Quaternary Glacial Distribution Map of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, Maßstab 1:3 000 000, Science Press, Beijing.

*Anschrift des Autors:*

Prof. Dr. M. Kuhle, Geogr. Inst. d. Univ. Göttingen, Goldschmidtstr.5, D-37077 Göttingen

Abb.17: Quartärgeologische und glazialgeomorphologische Karte von Süd-, Zentral- und West-Tibet.

Fig. 17: Map of the Quaternary geology and glacial geomorphology of southern, central and western Tibet.



## Sedimentäre Fazies und Landschaftsgenese in der nordwestlichen Badain Jaran Shamo, NW China

Mit 11 Abbildungen und 2 Photos

STEFFEN MISCHKE & JÜRGEN HOFMANN

Berlin

**Zusammenfassung:** Im Nordwesten der Badain Jaran Shamo (40°40'N bis 41°30'N; 101°25'E bis 102°30'E) wurden im Verlauf von zwei Expeditionen (1993 und 1994) sedimentologische Untersuchungen durchgeführt. Die rezenten äolischen Sande überdecken im Arbeitsgebiet verfestigte vorzeitliche Sedimente, die sich in fazieller Hinsicht deutlich voneinander unterscheiden und vier verschiedenen Typen zuordnen lassen: fluviale Sande und feinkörnige Floodplain-Sedimente dominieren hinsichtlich Mächtigkeit und Verbreitung (fluviale Fazies). Als geringmächtige Einschaltungen in die fluvialen Sedimente treten fossilarme Seekarbonate auf (lakustrine Fazies). Schluffige Feinsande weisen hinsichtlich ihrer Gefügemerkmale auf einen äolisch dominierten Eintrag im Bereich vorzeitlicher Salzsümpfe hin (Sumpf-Fazies). Eine Dünen-Fazies wird dagegen durch ungestörte Schichtungskörper mittelsandiger Feinsande repräsentiert.

Die Interpretation der Befunde ergibt ein vorläufiges morphostratigraphisches Konzept für die Landschaftsgenese im Bereich der untersuchten Sandwüste. Nach dieser Hypothese sind die verfestigten Sedimente im Nordwesten der Badain Jaran Shamo als Relikte eines großen Schwemmfächers anzusehen, zu dessen Ausbildung es infolge einer vorzeitlichen Verlegung des Flußlaufes des Ruo Shui um ca. 100 km östlich des gegenwärtigen Abflusses kam. Nach der Unterbrechung des Zuflusses und der sukzessiven Austrocknung der Schwemmfächerregion formte die Deflation in den zuvor gebildeten Sedimenten eine Windgassenmorphologie aus, die durch nachfolgend einsetzende Dünenbildung weitgehend überdeckt wurde.

Der Landschaftswandel im Nordwesten der Badain Jaran Shamo von vorzeitlich fluvial geprägten zu äolisch dominierten Formungsprozessen ist demnach eng mit der Flußgeschichte des Ruo Shui verknüpft. Ergebnisse von Thermolumineszenz-Datierungen lassen darauf schließen, daß diese Fazies-Typen im Übergang vom Mittelpleistozän zum Jungpleistozän gebildet wurden. Aufgrund methodischer Probleme der TL-Datierungen (ungenügende Bleichung der Sedimente zum Zeitpunkt der Ablagerung) und der seltenen Funde von geinetem Material für die Radiokarbonmethode ist die Zahl zuverlässiger Datierungen bisher gering, so daß die Datensituation für die chronostratigraphische Gliederung noch unbefriedigend ist.

**Summary:** Sedimentological field studies were carried out in the northwestern part of the Badain Jaran Sand Sea (40°40'N–41°30'N/101°25'E–102°30'E) during expeditions in 1993 and 1994. Both field study and laboratory analysis focus on consolidated older sediments, clearly different in sedimentary bedding and structure from the coverage of modern dune sands. Four facies types were distinguished: fluvial sands and fine-grained floodplain sediments dominate with regard to thickness and geologic range (fluvial facies). In places they are intercalated with thin lacustrine sediments such as lake carbonates with a low fossil content (lacustrine facies). Bedding structures of fine silty sand point to a relatively slow and continuous sedimentation in former swamp areas (swamp facies). Accumulations of fine and medium sand represent the dune facies.

The results lead to an initial morphostratigraphical concept for the genesis of landforms at the study site. According to this hypothesis the consolidated sediments are remnants of a huge alluvial fan, fed by a paleo-channel from the Ruo Shui about 100 km east of the present river course. After the formation of the alluvial fan, the supply of water and material was reduced and desiccation took place. Intense deflation of the dried-out sediments resulted in eolian corrasion landforms (Windgassen), subsequently covered by dune sands. The evolution of landforms in the

NW of the Badain Jaran Sand Sea is strongly influenced by changes in the paleohydrography of the Ruo Shui. Results of thermoluminescence datings indicate that these facies types formed during the transition from the late middle to late Pleistocene. Owing to specific methodological problems of TL-datings (incomplete bleaching of sediments at the time of deposition) and the scarcity of organic material datable with the radiocarbon method, the chronostratigraphy remains unsatisfactory.

## 1. Einleitung

Das Alashan-Plateau im hochkontinentalen Wüstenklima NW-Chinas ist den südlich gelegenen Hochgebirgsketten des Qilian Shan vorgelagert (Abb. 1). Im Zentrum dieser Rumpffläche bedeckt die Sandwüste der Badain Jaran Shamo ein Areal von 44 300 km<sup>2</sup> (ZHU et al 1986). Die Tengger Shamo liegt weiter im SE und ist durch den niedrigen Gebirgszug des Yabrai Shan von der größeren Badain Jaran Shamo getrennt.

Im NW grenzt die Badain Jaran Shamo an den 250 km langen und nahezu 200 km breiten Schwemmfächer des Ruo Shui (Abb. 2), der einen Großteil der Abtragungsprodukte des parallel zur alpidischen Hebung Tibets reaktivierten und gehobenen Qilian Shan aufnimmt und als Liefergebiet der äolischen Sande der Badain Jaran Shamo fungiert (PETROV 1966, JÄKEL 1996, MISCHKE 1996). Die Erosionsbasis des endorheisch entwässernden Ruo-Shui-Abflusssystem wird von den ephemeren End-

seen Gaxun Nur und Sogu Nur am Nordrand des Schwemmfächers gebildet. Das Ausmaß dieser Seen variierte im Zuge der pleistozänen Vereisungen des Qilian Shan beträchtlich. Die höchsten Strandwälle etwa 30 m über den periodisch trockenfallenden Seeböden wurden vor etwa 30 000 Jahren ausgebildet (NORIN 1966, NORIN 1980, PACHUR et al 1995). Die nördliche Begrenzung großer Paläoseen ist durch die frühen Arbeiten der Sino-Schwedischen-Hedin-Expedition in den Jahren 1930–33 anhand von morphologisch deutlich ausgeprägten Strandwällen gut dokumentiert. Inwieweit sich diese Seen aber nach Süden erstreckten, ist dagegen durch das Fehlen deutlich ausgebildeter Strandwälle in dem gleichfalls einer starken Deflation und Sedimentation unterliegendem, distalen Bereich des Ruo-Shui-Schwemmfächers weitgehend ungeklärt (HÖRNER & CHEN 1935, HEDIN 1967).

## 2. Aufgabenstellung

Während zweier Expeditionen unter der Leitung von Prof. Dr. D. Jäkel (FU Berlin) ergab sich in den Jahren 1993 und 1994 im nordwestlichen Teil der Badain Jaran Shamo die Möglichkeit, überwiegend schwach verfestigte, klastische Sedimente zu untersuchen, die sich in den textuellen und strukturellen Eigenschaften deutlich von den sie überdeckenden äolischen Sanden unterscheiden. Im Randbereich der Sandwüste sind diese Sedimente in einer Windgassenmorphologie und in einzelnen Deflationssenken auch zwischen den bis zu 100 m Höhe erreichenden Dünen reliktsch erhalten (Photo 1). An verschiedenen Lokalitäten mit günstigen Aufschlußverhältnissen wurden detaillierte Profilaufnahmen mit der Zielsetzung durchgeführt, die Ablagerungsbedingungen der Sedimente und

weitergehend das vorzeitliche Environment im NW der Sandwüste zu rekonstruieren (Abb. 3). Dabei stellte sich insbesondere die Frage, inwieweit die exponierten Sedimente auf die vermutete Existenz eines von den heutigen Endseen Gaxun Nur und Sogu Nur bis weit nach SE reichenden großen, vorzeitlichen Sees schließen lassen (JÄKEL 1995, JÄKEL 1996, PACHUR et al. 1995).

Die rezenten Dünen deuten in ihrer Position über den flach lagernden, verfestigten Sedimenten einen extremen Landschaftswandel in der nordwestlichen Badain Jaran Shamo an, dessen Ursachen und paläoklimatische Signifikanz näher zu bestimmen waren.



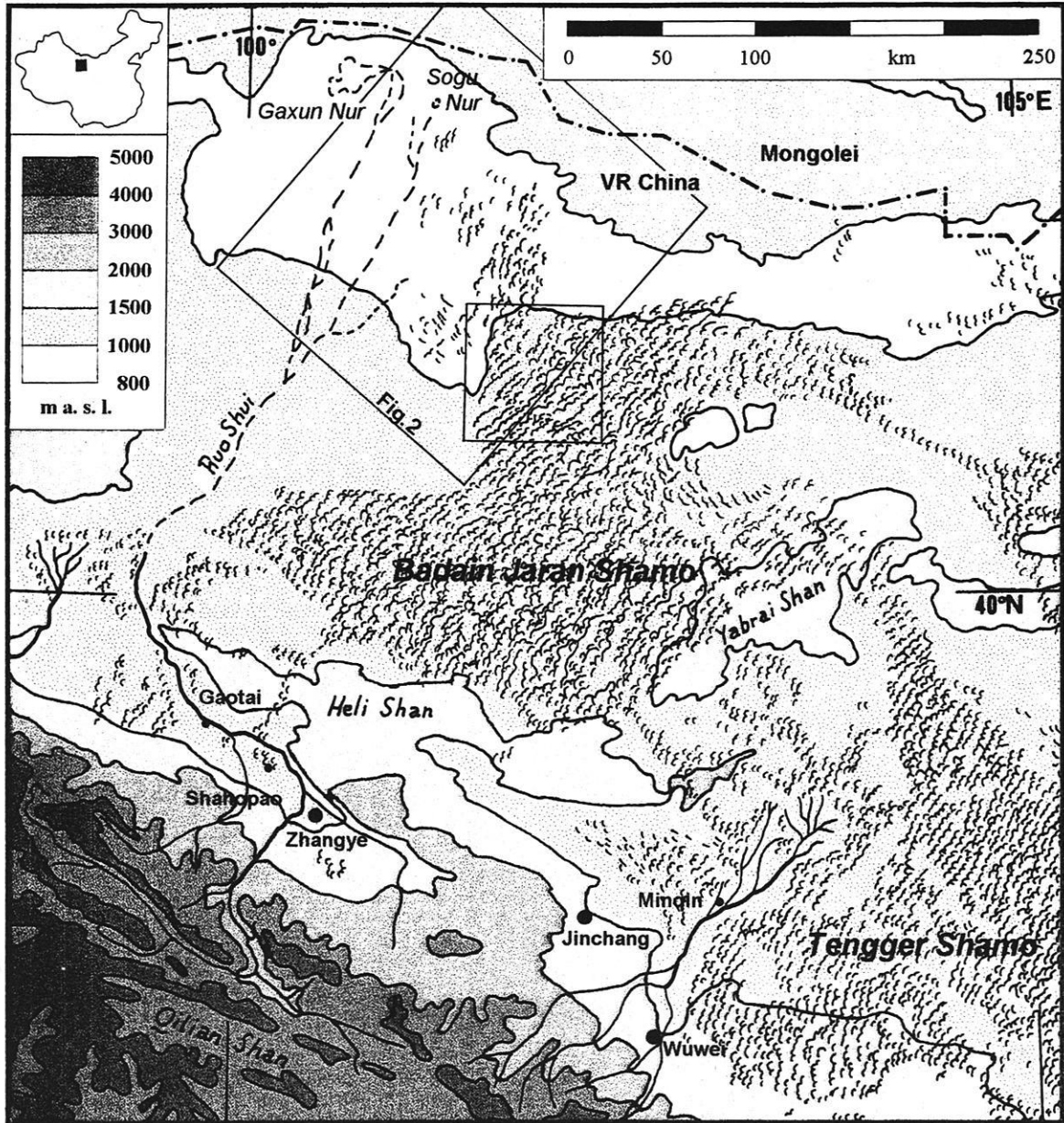


Abb. 1: Höhengschichtenkarte des Alashan-Plateaus in NW-China und Lage des Untersuchungsgebietes (kleines Rechteck) in der Badain Jaran Shamo. Das große Rechteck gibt die Lage von Abb. 2 an (Kartengrundlage: Zhonghua Renmin Gongheguo Dixingtu, 1 : 4 000 000, China Cartographical Publishing House, 1993, Beijing).

Fig. 1: Contour line map of the Alashan Plateau (NW-China) and location of study site (small rectangle) in Badain Jaran Shamo. The area of Fig. 2 is marked by the large rectangle (Map reference: Zhonghua Renmin Gongheguo Dixingtu, 1 : 4 000 000, China Cartographical Publishing House, 1993, Beijing).

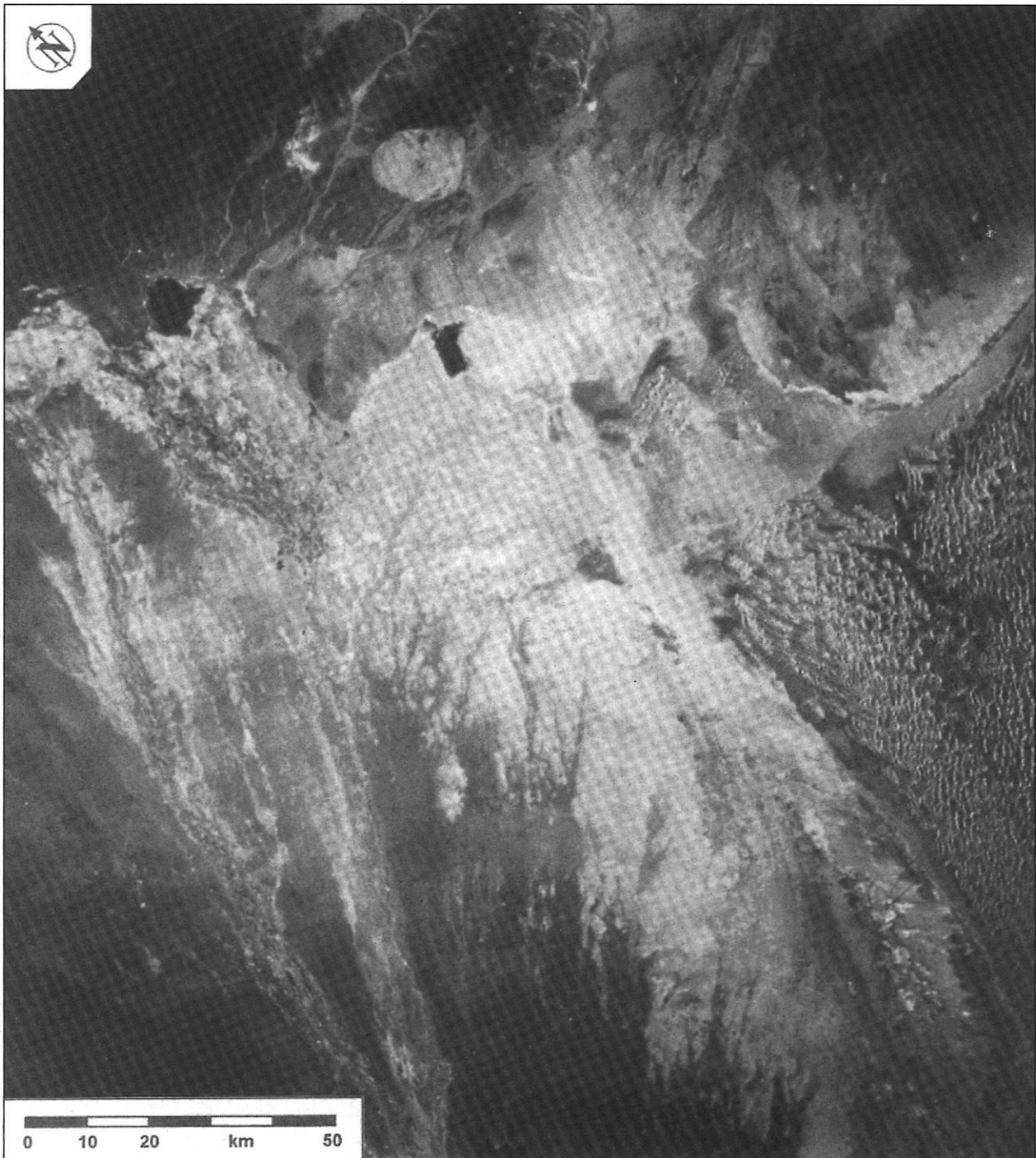


Abb. 2: Metric-Camera-Satellitenbild der nordwestlichen Badain Jaran Shamo und des westlich angrenzenden Schwemmfächers des Ruo Shui. Die dunklen Flächen der episodisch wasserführenden Endseen Sogu Nur und des weiter östlich gelegenen Jüyanze sind deutlich zu erkennen (Aufnahme: 02.12.1983, 3:35 GMT, Bildzentrum bei 41.7°N / 101.3°E; Bild-Nr. 01-0054-01, Spacelab 1 Mission).

Fig. 2: Metric camera satellite photo of the northwestern part of Badain Jaran Sand Sea and the alluvial fan of Ruo Shui in the west. Note the dark-coloured water bodies of the ephemeral terminal lakes Sogu Nur and Jüyanze further east (Date of photo: Dec. 2, 1983, 3.35 GMT, centre at 41.7°N / 101.3°E; Photo-No. 01-0054-01, Spacelab 1 Mission).





Photo 1: Aufschluß verfestigter Sedimente der fluvialen Fazies am Rande einer Deflationssenke im Leehang einer Düne. Der Pfeil bezeichnet die Lage des Profils I (Aufnahme: J. Hofmann, 15.10.1993).

Photo 1: Outcrop of consolidated sediments (type: fluvial facies) in a deflation hollow near a leeward dune slope. The arrow marks the location of profile I (Photo: J. Hofmann, Oct. 15, 1993).

### 3. Faziesanalysen im NW der Badain Jaran Shamo

An zehn verschiedenen Lokalitäten wurden im NW der Badain Jaran Shamo zumeist verfestigte Sedimente angetroffen, die sich in fazieller Hinsicht von den rezenten äolischen Sanden unterscheiden und als nicht mehr in Bildung begriffene, vorzeitliche Sedimente angesprochen wurden. Nach den durchgeführten Geländearbeiten lassen sie sich vier verschiedenen Fazies-Typen zuordnen, die im folgenden beschrieben und durch eine Auswahl an Profilen illustriert werden. Die Verbreitung der sedimentären Fazies-Typen im NW der Badain Jaran Shamo ist in Abb. 3 dargestellt.

#### 3. 1. Fazies-Typ I

Die größte Verbreitung und Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet erreichen schräg und horizontal geschichtete Sande, die im Wechsel mit Tonen und Silten auftreten (Abb. 4 u. 5b). Die Sande sind meist durch tafelige und trogförmige Schrägschichtungskörper oder durch eine ebene Horizontalschichtung gekennzeichnet, mitunter ist das Gefüge auch stark gestört (Profil B) oder schichtungslos (Abb. 4). Fining-Upward-Sequenzen überdecken die tonig-siltigen Sedimente häufig mit erosiven Kappungs-

flächen, die in Einzelfällen Strömungsmarken mit ausgeprägtem Relief aufweisen (Profil B, Abb. 4). Gerölle aus tonig-siltigem Material mit Durchmessern von bis zu 7 cm sind dabei häufig in die Sande eingebettet (Photo 2). Im Gegensatz zu diesen relativ großen Geröllen gehören die größten, im Einzelkorngefüge auftretenden Partikel der Grobsandfraktion an. Als postsedimentäre Bildungen treten karbonatische Konkretionen, Rhizolithe (root casts und root tubules im Sinne von KLAPPA 1980) und Krotowinen in den Sanden auf.

Die Tone und Silte sind meist durch eine horizontale Lamination und Trockenrisse gekennzeichnet, z.T. sind in ihnen auch unverzweigte, überwiegend vertikale Burrows ausgebildet.

In den Sanden sowie in den tonig-siltigen Sedimenten werden in der Regel keinerlei Mikrofossilien angetroffen, lediglich in den Profilen C und D sind sehr vereinzelt abgerollte Fragmente von Ostracoden und Oogonien enthalten.

Die angeführten Sedimente werden als fluviale Sande bzw. als Stillwasserablagerungen der Floodplains interpretiert.

Die Sande entsprechen dabei meist relativ hochenergetischen Lag-Sedimenten aus dem Bereich der Gerinnesohle, Rinnenfüllungen oder Point-Bar-Anlagerungen. Die stark gestörten Lagerungsverhältnisse in Profil B lassen sich auf einen Mud Flow infolge der lateralen Erosion im

Uferbereich eines Gerinnes zurückführen, möglicherweise wurde der Mud Flow jedoch auch tektonisch durch eine im Profilbereich in E-W-Richtung verlaufende, sehr aktive Störung ausgelöst (MA 1989).

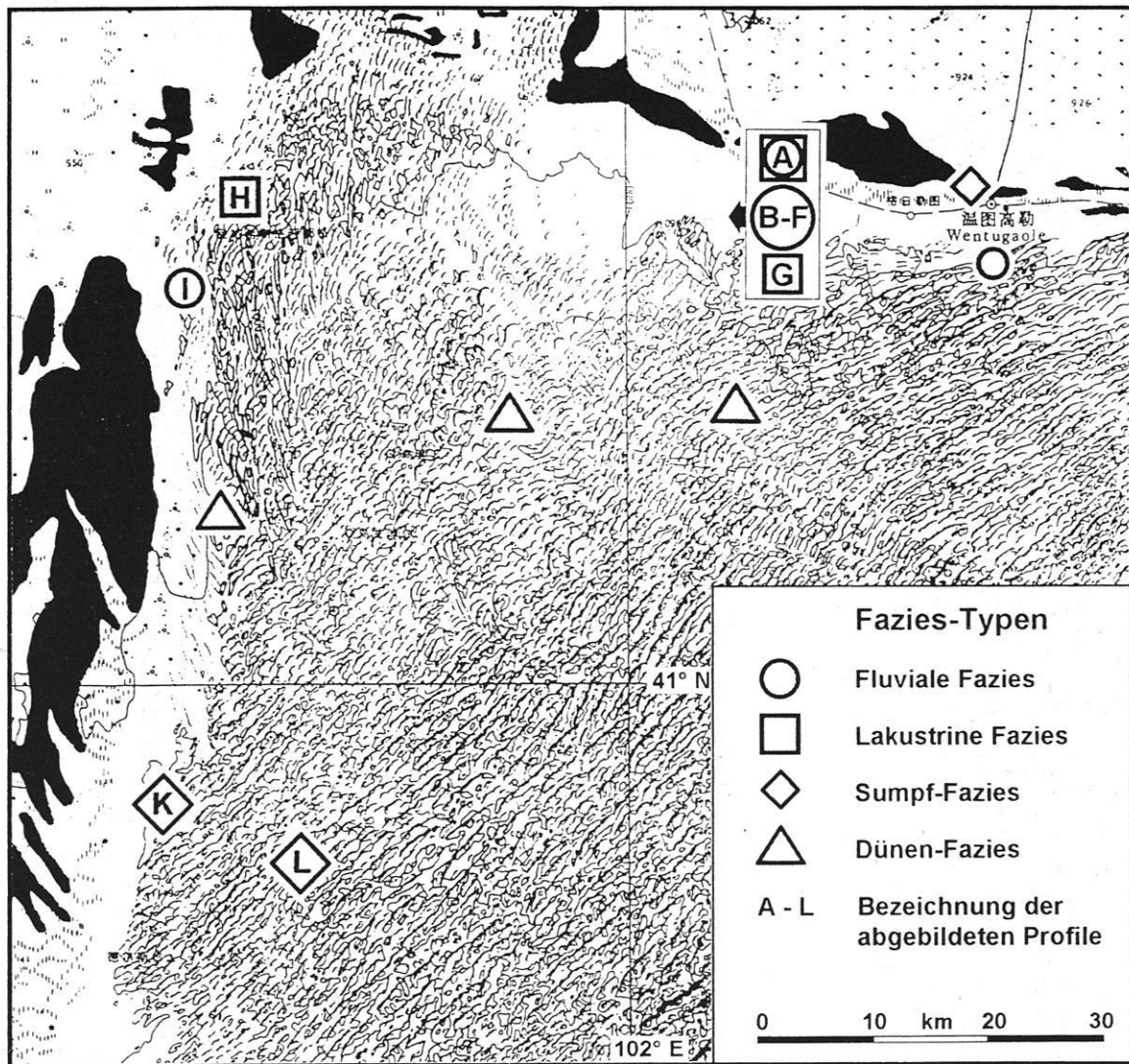


Abb. 3: Lage und Fazies exponierter, verfestigter Sedimente im Untersuchungsgebiet (Strichsignatur: Dünen, schwarze Flächen: semi-aquatische Bereiche mit Schilfbestand).

Fig. 3: Location and facies of exposed, consolidated sediments in the study area (broken lines: dune crests; black areas: marsh with reed vegetation).

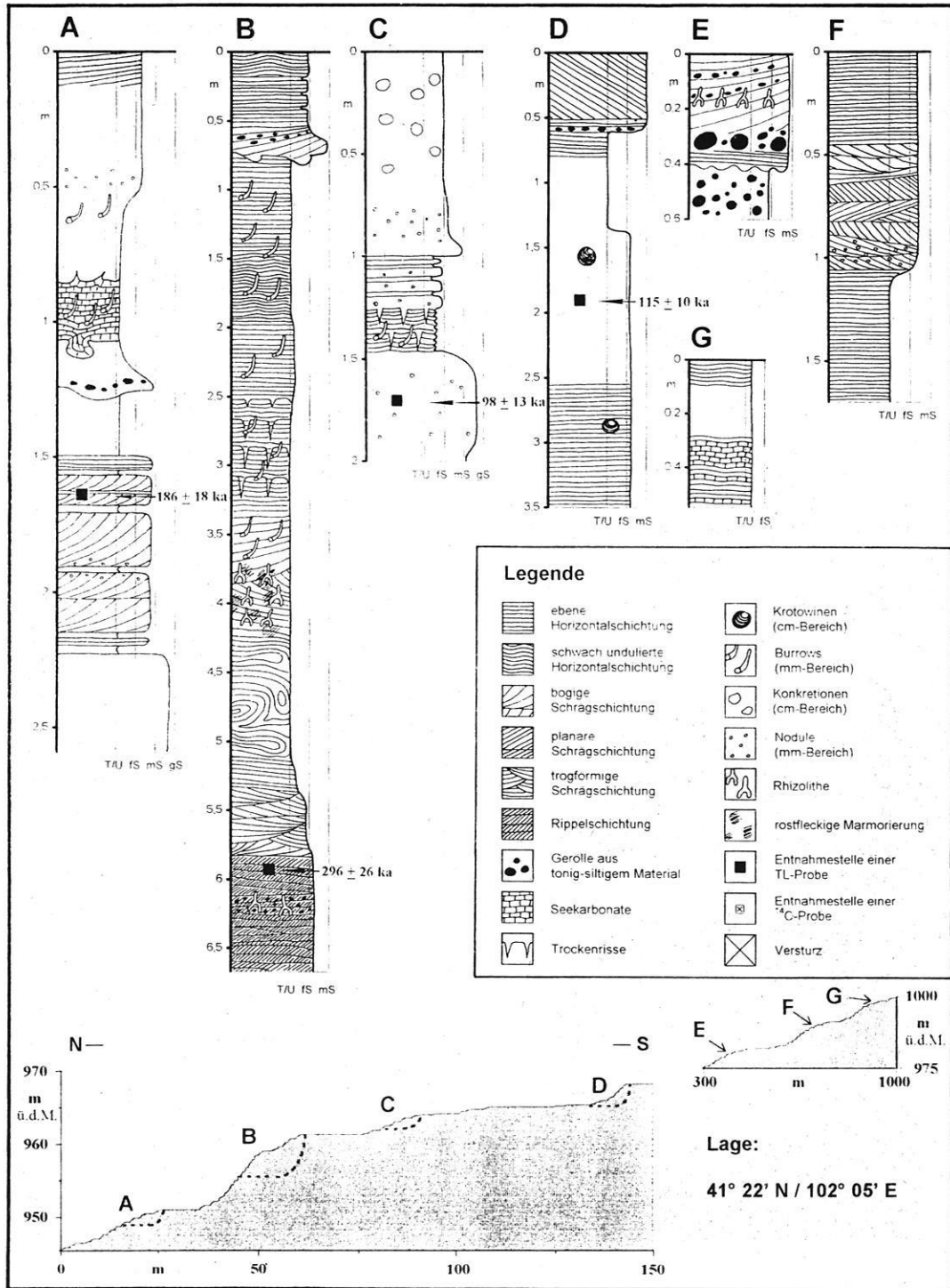


Abb. 4: Profile A bis G (graph logs) entlang eines Transektes durch die Windgassenlandschaft am Nordrand der Badain Jaran Shamo; Lage s. Abb. 3 (Angaben zur Lage entsprechend den amtlichen Topographischen Karten der VR China, 1 : 100 000).

Fig. 4: Profiles A to G (graph logs) along a transect crossing the eolian erosional landscape (Windgassen) at the northern margin of Badain Jaran Shamo; location see Fig. 3 (Locations according to topographical maps of the P.R. China, Scale 1 : 100 000).

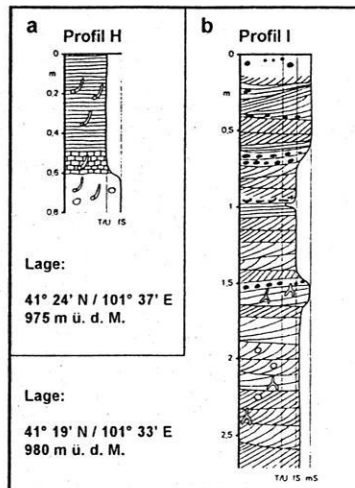


Abb. 5: Profil H (Fazies-Typ II: lakustrine Sedimente) und Profil I (Fazies-Typ I: fluviale Sedimente mit Schrägschichtung und Geröllführung); Lage s. Abb. 3.

Fig. 5: Profile H (facies type II: lacustrine sediments) and profile I (facies-type I: fluvial sediments; inclined bedding, trough cross sets with parallel bases and pebbles); location see Fig. 3.



Photo 2: Profil E mit großen Geröllen aus tonig-siltigem Material (Faziestyp I: fluviale und Floodplain-Sedimente); zur Lage siehe Abb. 3 (Aufnahme: S. Mischke, 16.09.1994).

Photo 2: Profile E (facies type I: fluvial and floodplain sediments): fluvial sands with mud balls; location see Abb. 3 (Photo: S. Mischke, Sep. 16, 1994).

Die Geröllführung der Sande wurde durch die Erosion zuvor abgelagerter, tonig-siltiger Sedimente bei erneuten Abflußereignissen mit anscheinend beträchtlichen Abflußmengen hervorgerufen. Das häufige Auftreten von Trockenfall-Anzeichen und Fining-Upward-Sequenzen mit scharfen Kontakten über Stillwasserablagerungen deuten darauf hin, daß das Abflußregime starken Schwankungen unterworfen war. Die im Gegensatz zu den relativ großen Gerölldurchmessern stehenden geringen Korngrößen sowie die meist nach Nord und Ost gerichteten Schichtungsverhältnisse machen einen fluvialen Transport aus den benachbarten, nördlich gelegenen Flächen der Denudationsgobi und von den Inselbergen unwahrscheinlich. Er erfolgte dagegen vermutlich durch einen periodisch oder episodisch wasserführender Flußlauf über eine relativ lange Distanz aus südlichen Richtungen. Aufgrund der weiten Verbreitung der untersuchten Sedimente mit fluvialer Fazies ist daher abzuleiten, daß ein Vorläufer des Ruo Shui im NW der Badain Jaran Shamo einen vorzeitlichen Schwemmfächer ausgebildet haben muß.

### 3. 2. Fazies-Typ II

In die fluvialen Sedimente sind wiederholt relativ geringmächtige, karbonatreiche Silte und Feinsande eingeschaltet (Profile A u. G in Abb. 4, Profil H in Abb. 5a). Der Kalzitgehalt dieser horizontal geschichteten Sedimente erreicht dabei in drei unterschiedlichen Profilen Maximalwerte zwischen 45 und 90 %. In diesen Sedimenten sowie auch in den tonig-siltigen Sedimenten des Profils B treten Ostracoden und Oogonien auch zahlenmäßig deutlich in Erscheinung (Abb. 6), ferner sind auch hier häufig Lebensspuren in Form von Burrows mit Durchmessern von einigen Millimetern ausgebildet.

Dabei ließen sich in den stark verfestigten Sedimentproben des Profils G die Ostracoden nur anhand von Dünnschliffen nachweisen, die Proben der anderen Profile konnten dagegen zur Bestimmung des Ostracoden-Spektrums aufbereitet werden.

So werden die karbonatreichen Sedimente des Profils A vor allem durch das Auftreten von *Heterocypris salina* (Brady 1868), *Ilyocypris sp.* und *Eucypris dulcifons* (Diebel & Pietrzeniuk 1969) charakterisiert, sehr vereinzelt treten im Gegensatz dazu *Candona compressa* (Brady 1868), *Cypris sp.* und *Limnocythere inopinata* (Baird 1843) in Erscheinung.

In den Silten und Tonen des Profils B dominieren *Cypris sp.* sowie *Ilyocypris sp.*, untergeordnet treten hier *Heterocypris salina* und *Darwinula stevensoni* (Brady & Robertson 1870) auf.



Im Profil H läßt sich lediglich für den Bildungszeitraum der karbonatreichen Sedimente das monospezifische Auftreten von *Heterocypris salina* rekonstruieren.

Aufgrund der textuellen und strukturellen Eigenschaften sowie der Fossilführung werden die beschriebenen Sedimente als lakustrin interpretiert. Die Einschaltung dieser meist als Seekarbonate ausgebildeten Sedimente in eine dominierend fluviale Fazies, die überwiegend sehr geringen Mächtigkeiten, die stetige Präsenz von Oogonien sowie das häufige Auftreten des typischen Brackwasservertreter *Heterocypris salina*, begleitet von wenigen, polyhalophilen oder zumindest mesohalophilen Arten (HILLER 1972), sind entweder auf die Erfassung einer randlichen Fazies durchaus großer Brackwasserseen oder aber auf generell relativ kurzzeitige Seephasen bzw. damit verbundene geringe Wassertiefen zurückzuführen.



Abb. 6: Dünnschliffbild von Seekarbonaten mit Ostracodenschalen und Fragmenten von Muschelschalen im Profil A (Maßstab: 1 mm, gekreuzte Nichols).

Fig. 6: Thin section of lake carbonates with valves from ostracods and shell fragments in profile A (Scale: 1 mm, xN).

### 3. 3. Fazies-Typ III

An zwei Lokalitäten im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes wurden sehr einheitliche Sequenzen aus siltigen Feinsanden aufgenommen, die überwiegend durch ein schichtungsloses Gefüge und eine rostfleckige Marmorierung gekennzeichnet sind. Die in diesen Profilen auftretenden Korngrößen unterliegen nur geringen Schwankungen, die sich z.T. als zyklisch erweisen (Profil L, Abb. 7). Die Bestimmung der Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957) ergibt für diese Sedimente eine mäßige bis schlechte Sortierung, eine sehr positive Schiefe und sehr leptokurtische Charakteristik (Abb. 7 und 8).

Markante Unterschiede zwischen beiden Profilen treten hinsichtlich der Fossil-Führung, der mineralogischen Zusammensetzung der Konkretionen und der in einer Bodenlösung gemessenen elektrischen Leitfähigkeit (Probenmaterial und destilliertes Wasser im Verhältnis 1:5) auf. So enthält Profil K vereinzelt Ostracoden, die Konkretionen bestehen im basalen und mittleren Bereich des Profils aus Halit und Gips, im Topbereich aus Kalzit. Die Salinität der Sedimente ist nach der Klassifikation von YARON et al. (1973) im gesamten Profil durchgängig als hoch zu bezeichnen.

Das Profil L enthält dagegen ebenfalls sehr vereinzelt auftretenden Ostracoden (*Heterocypris salina*) auch Schalenreste von Eiern, von Nagern herrührende kleine Knochen und Zähne und sehr häufig auftretende Rhizolithe. Desweiteren sind die Sedimente dieses Profils im Gegensatz zu den zuvor beschriebenen ausschließlich durch kalzitische Konkretionen und eine lediglich geringe Salinität gekennzeichnet.

Die sehr einheitlichen Korngrößen und die nahezu durchgängig zu verzeichnende Ausbildung von Wurzelhorizonten und Konkretionen lassen auf eine langsam und kontinuierlich ablaufende, äolische Sedimentation schließen, die sich im Bereich eines vorzeitlichen Sumpf-Environments mit kleinen offenen Wasserflächen vollzog. Dabei entspricht Profil K einem ausgeprägten Salzsumpf-Environment, das Profil L dagegen eher einer randlichen Fazies mit relativ dichter Vegetationsbedeckung und fortgeschrittener Calcrete-Bildung. Im Dünnschliffbild erweisen sich die unregelmäßig geformten, kalzitischen Konkretionen beider Profile als Rhizocretions. Hohlräume von typischerweise 0,2 bis 1 mm Durchmesser, in deren Randbereich Eisen-Mangan-Verbindungen rotbraune Säume im hellbraunen Mikrit hervorgerufen haben, zeigen die ursprüngliche Position pflanzlicher Wurzeln an und belegen die pedogenetische Ausbildung der Konkretionen (Abb. 9).

Die Korngrößenparameter Schiefe und Kurtosis korrelieren mit der Interpretation der Profile sehr gut, da sich die sehr positiv schiefe und sehr leptokurtische Charakteristik mit der äolischen Sedimentation gerade in einem mit Vegetation bestandenen Raum erklären läßt. Bei der verminderten Windgeschwindigkeit in Bodennähe erfolgte die Se-

dimentation erst ab einer bestimmten Korngröße, sie setzt quasi schlagartig ein. In einem engen Korngrößenspektrum vollzieht sich der Hauptanteil der Sedimentation, durch den Staubeintrag wird er jedoch noch von der Sedimentation von grobem Silt bis zur Sedimentation feinsten Korngrößen begleitet.

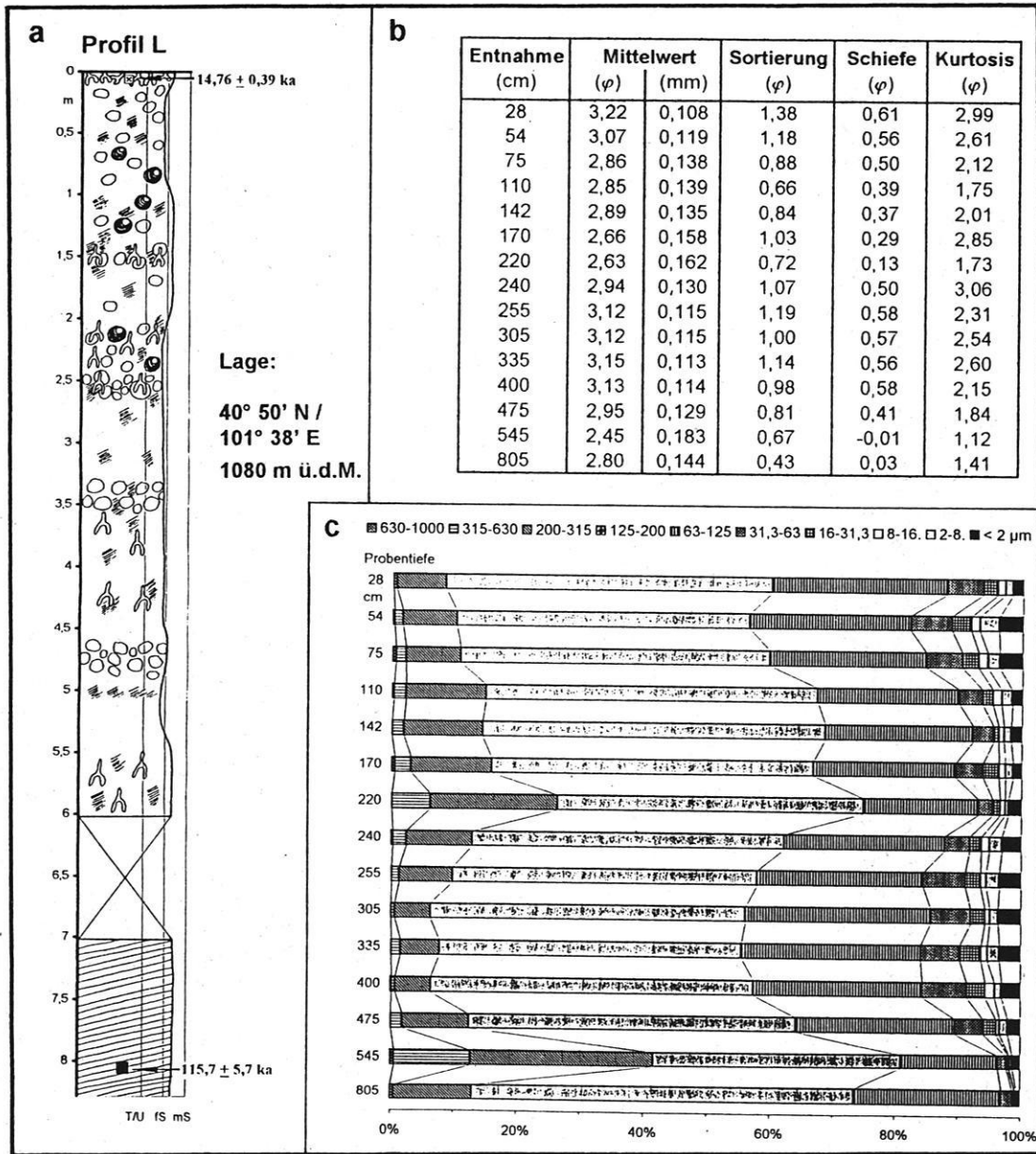


Abb. 7: Profil L (Fazies-Typ III: äolische Sedimentation im Randbereich von Sümpfen). a) graph log; b) Korngrößenparameter der Sedimente; c) Verteilung der Korngrößenfraktionen, bemerkenswert sind die zyklisch auftretenden Variationen der Korngrößenverteilung.

Fig. 7: Profile L (facies type III: eolian sedimentation at the edge of swamp environments). a) graph log; b) grain size parameters (mean, sorting, skewness, kurtosis) of sediments; c) grain size distribution; note the clearly developed cyclic variations.



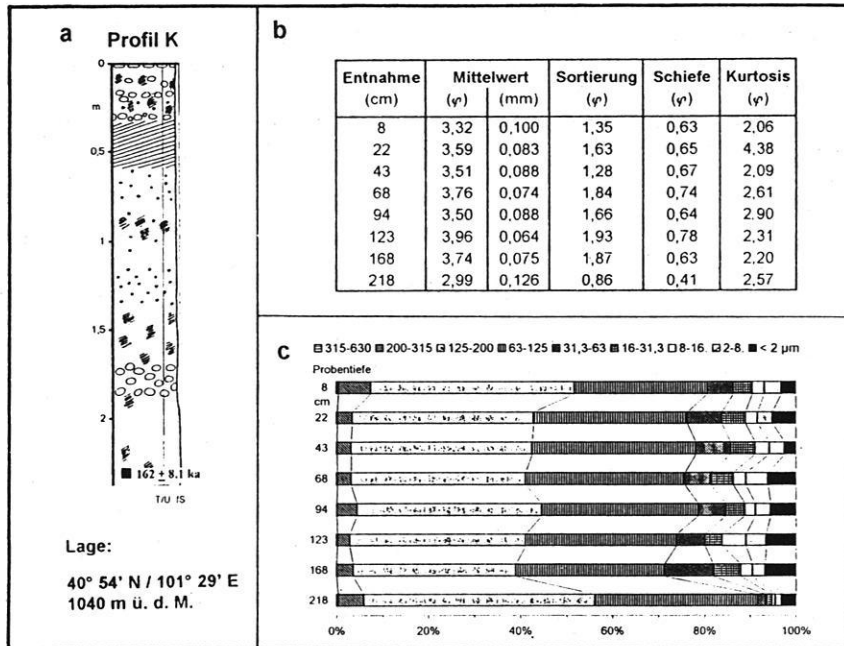


Abb. 8: Profil K (Faziestyp III). a) graph log; b) Korngrößenparameter der Sedimente; c) Verteilung der Korngrößenfraktionen.

Fig. 8: Profile K (facies type III). a) graph log; b) grain size parameters (mean, sorting, skewness, kurtosis) of sediments; c) grain-size distribution.

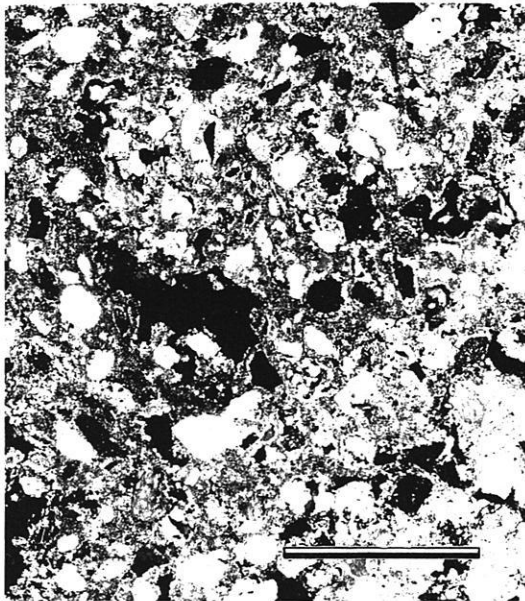


Abb. 9: Dünnschliffbild einer kalzitischen Konkretion aus dem Profil L. Hohlräume mit rotbraunen Säumen im Randbereich zeigen die vormalige Position von Wurzeln an und belegen den pedogenetischen Charakter der Konkretionen (Maßstab 1 mm).

Fig. 9: Thin section of a calcitic rhizcretion from profile L. Cavities with reddish brown edges are remnants of fossil root systems and confirm the pedogenesis of the rhizcretions (Scale 1 mm).

Die sich in den Ablagerungen des Profils L andeutende Zyklizität der Sedimentation ist nicht eindeutig auf einen bestimmten Prozeß zurückzuführen, sie könnte jedoch klimatischer Natur sein. So würde während eines graduell trockeneren Environments bei einer weniger dicht ausgebildeten Vegetation der Eintrag äolischen Sandes verstärkt erfolgen, die Sedimentation von Siltpartikeln dagegen zurückgehen.

Zu Vergleichszwecken wurde nördlich der Sandwüste ein weiteres Profil im rezenten Salzsumpfbereich angelegt, welches durch eine weitgehend schichtungslose Sedimentation siltiger Feinsande, eine rostfleckige Marmorierung und das Auftreten von Konkretionen aus Halit und Kalzit deutliche Parallelen zu den vorzeitig gebildeten Sedimenten der Profile K und L aufweist.

### 3. 4. Fazies-Typ IV

An drei weiteren Lokalitäten wurden verfestigte Sande aufgenommen, die jeweils im gesamten Aufschluß sehr einheitliche Korngrößen aufweisen. Diese mittelsandigen Feinsande sind durch eine geneigte Parallelschichtung und relativ mächtige Schichtungskörper mit Einfallswinkeln

von bis zu 30° gekennzeichnet. Die Einfallrichtungen weisen zumeist nach SE. Im Vergleich zu den Faziestypen I und II liegen diese Sande vermutlich in stratigraphisch höherer Position.

Sie werden als äolische Sedimente interpretiert, die im Unterschied zum Fazies-Typ III einer eindeutigen Dünenfazies zugeordnet werden. Das nach SE gerichtete Einfallen der Schichtungsverhältnisse steht mit der rezenten Ausrichtung der von Transversaldünen dominierten Morphologie im NW der Badain Jaran Shamo im Einklang.

Die vergleichsweise geringe Verbreitung und Mächtigkeit der Dünenfazies vorzeitlicher Sedimente befindet sich dagegen im krassen Gegensatz zu den rezent ablaufenden Sedimentationsvorgängen.

Relativ mächtige äolische Einschaltungen konnten in den fluvial dominierten Profilen nicht nachgewiesen werden, es ist jedoch anzunehmen, daß auch sie äolisch umgelagerte Sande in zumindest geringerer Mächtigkeit enthalten.

#### 4. Datierungen der Sedimente

Eine zeitliche Einordnung der Profile ist anhand der bisher vorliegenden Datierungen noch äußerst schwierig. Zwölf Thermolumineszenz-Datierungen wurden durch das TL/OSL Dating Laboratory am Institute of Geology in Peking und zwei <sup>14</sup>C-Datierungen durch das <sup>14</sup>C-Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung vorgenommen.

Aufgrund der auftretenden Unsicherheiten bei der TL-Datierung können die TL-Alter nicht für jedes Profil isoliert betrachtet werden, sie können nur der groben Einordnung aller Profile dienen. Von neun TL-Datierungen an Sanden des Fazies-Typs I und III fallen sieben relativ einheitlich in einen Zeitraum von etwa 180 bis 100 ka (MISCHKE 1996). Zwei Datierungen verfestigter Dünen-sande und eine Datierung an völlig unverfestigten äolischen Sanden ergaben 133, 66 sowie 22 ka. Für die fluvialen Sande muß von einer unvollständigen Bleichung vor der Überdeckung ausgegangen werden, welche jedoch bei der im Labor simulierten Bleichung deutlich überschätzt wurde. Im Plateau-Test (Äquivalenz-Dosis vs Temperatur der Glühkurve) deuten kurze Plateaus über einen Bereich von lediglich 20–30°C die ungenügende Zurücksetzung der natürlichen TL durch die Sonnenstrahlung an. Über eine vergleichbare Problematik bei der Datierung fluvialer Sande berichtet HOFMANN (1993) aus dem westlichen Vorland des Helan Shan. Weiterhin wurde für die betreffenden neun Proben des Fazies-Typs I und III der mittlere Wassergehalt für den gesamten postdepositionalen Zeitraum mit nur 2 % unrealistisch niedrig eingeschätzt. Die aufgeführten methodischen Mängel führen dazu, daß die

TL-Alter der neun Proben des Fazies-Typs I und III als Maximalalter zu betrachten sind, die möglicherweise um den Faktor 2 zu alt sein können (frdl. mdl. Mitt. Dr. L. ZÖLLER). Nach den TL-Datierungen sind die verfestigten Sedimente im NW der Badain Jaran Shamo demnach in einen Zeitraum vom Ausgang des Saale-Glazials bis hinein in das Weichsel-Frühglazial zu stellen.

Die beiden von Prof. Dr. M. A. GEYH durchgeführten <sup>14</sup>C-Datierungen korrelieren nicht mit dieser Altersangabe. Eine Datierung vom Top des Profils L (Abb. 7) erfolgte an kalkigen Rhizolithen und ergab im Gegensatz zum TL-Alter von  $115,7 \pm 5,7$  ka, an der Basis des Profils ein Alter von lediglich  $14\,760 \pm 390$  B.P. (Hv 19815). Aufgrund des beprobten Materials ist diese Datierung jedoch als sehr problematisch anzusehen. Die zweite <sup>14</sup>C-Datierung erfolgte an torfigem Material, welches in einer sehr geringmächtigen Lage von ca. 4 cm an der in Abb. 3 dargestellten, östlichsten Lokalität von Sedimenten mit fluvialer Fazies beprobt wurde. Diese Datierung ergab ein Alter von  $11\,970 \pm 405$  B.P. (Hv 19814). Die <sup>14</sup>C-Datierungen deuten demnach eher einen spätglazialen Bildungszeitraum der betreffenden Sedimente an.

Eine engere zeitliche Einordnung der untersuchten Sedimente innerhalb des Spätpleistozäns kann aufgrund der methodischen Mängel der bisherigen TL-Datierungen und der geringen Anzahl von <sup>14</sup>C-Datierungen aus dem NW der Badain Jaran Shamo erst durch weitere Datierungen vorgenommen werden.

#### 5. Landschaftswandel im NW der Badain Jaran Shamo

Die rezenten Dünen der nordwestlichen Badain Jaran Shamo sitzen verfestigten Sedimenten auf, die durch eine vorrangig fluviale Fazies gekennzeichnet sind. Der Transport dieser relativ mächtigen Sedimente erfolgte über längere Zeiträume hinweg aus südlichen Richtungen

vermutlich durch saisonale Abflußereignisse eines vorzeitlichen Ruo Shui und führte analog zu seinem heutigen Erscheinungsbild zur Ausbildung eines Schwemmfächers ca. 100 km östlich des gegenwärtigen Unterlaufes.

Wahrscheinlich verlief der vorzeitliche Vorfluter zumindest für den Bildungszeitraum der untersuchten Sedimente nicht im Bereich des großen, aktiven Schwemmfächers des Ruo Shui, sondern östlich davon in einem rezent von den Dünen der Badain Jaran Shamo bedeckten Areal. So lassen sich die fluvialen Sedimente im NW der Badain Jaran Shamo möglicherweise mit einem deutlich ausgeprägten, vorzeitlichen Flußbett im Hexi-Korridor in Verbindung bringen, welches nördlich der Stadt Shahopao bei 100° 17'E / 39° 20' N vom aktiven Bett des Ruo Shui abzweigt und den Hexi-Korridor relativ frühzeitig in NE-Richtung verläßt, indem es den Heli Shan quert und dann von den mobilen Sanden der Badain Jaran Shamo überdeckt wird. In den Satellitenbildern der Landsat-Reihe (Atlas of False ... 1983) läßt sich dieser vorzeitliche Flußlauf bis zu den Dünen der Sandwüste sehr gut verfolgen (frdl. mdl. Mitt. Prof. LU Jinhua, Institute of Desert Research, Academia Sinica – Lanzhou). Die Verbindung zwischen diesem Flußbett im Hexi-Korridor und den Sedimenten im NW der Badain Jaran Shamo ist durch die Dünen der Sandwüste vollkommen überlagert und daher mit den bislang durchgeführten Arbeiten nicht zu belegen. Abb. 10 zeigt schematisch den rezenten und vorzeitlichen Verlauf und Schwemmfächer des Ruo Shui, wobei im südlichen und mittleren Bereich der Badain Jaran Shamo der vorzeitliche Verlauf des Flusses rein hypothetisch ist.

Durch die Anbindung an das Abflußsystem des Ruo Shui bestand eine Kopplung der Sedimentation im Untersuchungsgebiet mit der Vereisungsgeschichte der Hochgebirge im Einzugsgebiet. Da die herausgestellten, faziellen Änderungen in den überwiegend fluvialen Profilen in erster Linie mit der jeweiligen Position im Gerinne, im Uferbereich oder auf den Überflutungsflächen in Zusammenhang gebracht werden, ist eine unmittelbare Zuordnung verschiedener Faziestypen zu vorzeitlichen Klimaphasen nicht zu erbringen.

Eine Verlagerung des Flußlaufes im Vorland der erneut aktivierten und herausgehobenen Gebirge erfolgte vermutlich aufgrund tektonischer Ereignisse in dem seismisch noch immer überaus aktiven Raum und verursachte einen wahrscheinlich abrupten Wechsel des Environments im NW der Badain Jaran Shamo. Große, E–W-gerichtete und seit dem Spättertiär aktive Störungssysteme, Grabenbildungen in den pleistozänen Gobi-Sedimenten im Randbereich (Abb. 2) und stark verstellte und mitunter infolge dessen brekzierte, holozäne Seesedimente im SE-Teil der Badain Jaran Shamo lassen eine tektonisch ausgelöste Verlagerung des Flußlaufes hinein in den Bereich des rezenten Schwemmfächers des Ruo Shui als realistisch erscheinen, für klimatische Veränderungen als primäre Ursache der Flußverlegung liegen bislang keine Hinweise vor (FUTTERER 1902, JÄKEL 1996, MA 1989, MISCHKE 1996).

Mit dem ausbleibenden Wasser sank der zuvor hohe Grundwasserspiegel ab, die Deflation setzte an und formte in den verfestigten Sedimenten im NW der Badain Jaran Shamo eine Windgassen-Landschaft aus. Darauf folgend führte die Ausblasung von Sanden aus dem rezenten Schwemmfächerbereich des Ruo Shui eine nahezu vollständige Überdeckung dieser Windgassen-Morphologie herbei (Abb. 11). Der dargestellte Landschaftswandel im NW der Badain Jaran Shamo vom ehemals fluvial geprägten Environment hin zum äolisch dominierten Environment ist demnach eng mit der Flußgeschichte des Ruo Shui verknüpft.

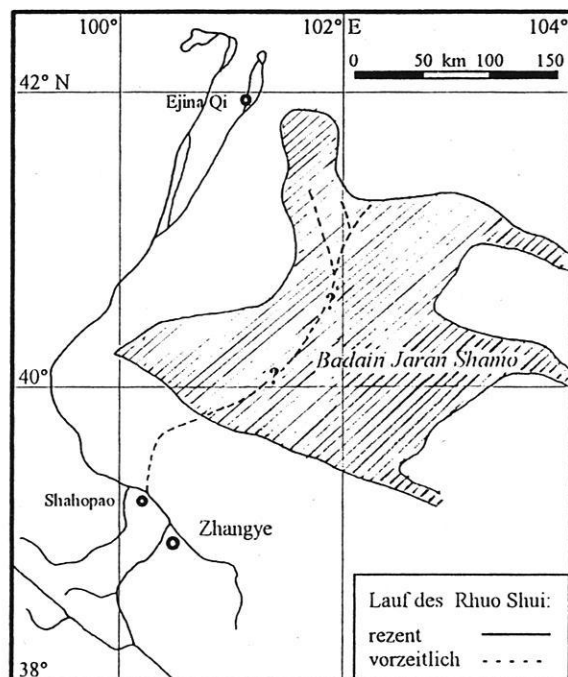


Abb. 10: Schema des rezenten (durchgezogene Linie) und vorzeitlichen (gestrichelte Linie) Verlaufs des Ruo Shui.

Fig. 10: The present-day river course of Ruo Shui (solid line) compared with the course of the paleo Ruo Shui (dotted line), discharging into the area of Badain Jaran Shamo.

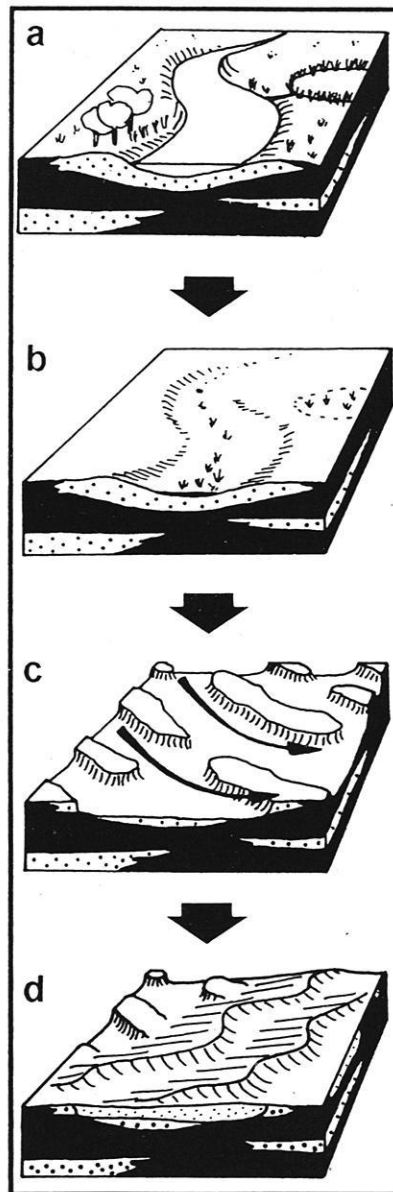


Abb. 11: Schema zur Landschaftsgenese im NW der Badain Jaran Shamo. a) fluviale Anbindung an das Entwässerungssystem des Paläo-Ruo-Shui; b) Austrocknung; c) intensive Deflation; d) Bildung von Dünen und Zibars.

Fig. 11: Landforms and their genesis in the northwestern part of Badain Jaran Shamo, schematic. a) fluvial environment due to discharge of paleo channels; b) desiccation; c) intense deflation; d) formation of dunes and zibars.

### Danksagung

Die Verfasser danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der Max-Planck-Gesellschaft und der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin für die Übernahme der Expeditionskosten sowie insbesondere dem Expeditionsleiter, Herrn Prof. Dr. D. Jäkel, für die zahlreichen Diskussionen im Gelände.

## Literaturverzeichnis

- Atlas of False Colour Landsat Images of China. – Inst. of Geogr., Acad. sinica [Hrsg.], Beijing, 1983.
- FOLK, R. L., u. W. C. WARD (1957): Brazos River Bar: a Study in the Significance of Grain-Size Parameters. – J. Sed. Petrol., 27: 3–26.
- FUTTERER, K. (1902): Geographische Skizze der Wüste Gobi zwischen Hami und Su-tschou. – Erg.heft 139 zu Petermanns Mitt., Perthes, Gotha, 35 S.
- HEDIN, S. (1967): Central Asia Atlas. Reports from the Scientific Expedition to the Northwestern Province of China under the Leadership of Dr. Sven Hedin, Publ. 47, Stockholm.
- HILLER, D. (1972): Untersuchungen zur Biologie und zur Ökologie limnischer Ostracoden aus der Umgebung von Hamburg. – Arch. Hydrobiol., Suppl. 40: 400–497.
- HOFMANN, J. (1993): Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China). – Berliner Geogr. Abh. 57: 187 S.
- HOFMANN, J. (1996): The Lakes in the SE Part of Badain Jaran Shamo, their Limnology and Geochemistry. – Geowissenschaften 14: 275–278.
- HÖRNER, N. G., u. P. C. CHEN (1935): Alternating lakes. Hyllingskrist tillägnad Sven Hedin, – Geografiska Annaler, 17: 145–166.
- JÄKEL, D. (1995): Die Wüsten Chinas. Aufschlußreiche Zeugen globaler Klimaschwankungen. – Naturw. Rdsch. 48: 365–373.
- JÄKEL, D. (1996): The Badain Jaran Desert: Its Origin and Development. – Geowissenschaften 14: 272–274.
- KLAPPA, C. F. (1980): Rhizoliths in Terrestrial Carbonates. Classification, Recognition, Genesis and Significance. – Sedimentology 27: 613–629.
- MA, X. [Hrsg.] (1989): Lithospheric Dynamics Atlas of China. – China Cartogr. Publ. House, Beijing.
- MISCHKE, S. (1996): Sedimentologische Untersuchungen zur Landschaftsgenese der nordwestlichen Badain Jaran Shamo (Innere Mongolei/VR China). – unveröff. Diplomarbeit, Inst. f. Geogr. Wiss., Freie Universität Berlin, 118 S.
- NORIN, E. (1966): Edsengol-Oasen i Gobiöknen. – Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 88: 340–350.
- NORIN, E. (1980): Sven Hedin Central Asia Atlas, Memoir on Maps. Vol. III, Fasc. 3, Stockholm.
- PACHUR, H.-J., WÜNNEMANN, B., u. H. ZHANG (1995): Lake Evolution in the Tengger Desert, Northwestern China, During the Last 40.000 Years. – Quaternary Research 44: 171–180.
- PETROV, M. P. (1966): Die Wüsten Zentralasiens. Vol. II. Moskau, 272 S. (Russ.)
- YARON, B., DANFORS, E., u. Y. VAADIA [Hrsg.] (1973): Arid Zone Irrigation. Berlin, 434 pp.
- ZHU, Z., LIU, S., WU, Z. u. X. DI (1986): Deserts in China. – Inst. Desert Res. Acad. Sinica, Lanzhou, 132 pp.

### *Anschrift der Autoren:*

Dr. Jürgen Hofmann, Institut für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin, Malteserstr.74-100, D-12249 Berlin.

Dipl. Geogr. Steffen Mischke, Institut für Paläontologie, Freie Universität Berlin, Malteserstr. 74–100, D-12249 Berlin

## Cut and fill valley morphology with cryopediments in the Manang area adjacent to the Annapurna mountain range of the Higher Himalaya, Nepal

Mit 1 Karte und 8 Photos

HELLMUT R. VÖLK

Heidelberg

**Summary:** The upper Marsyandi valley between Manang and Bhratang is situated on the dry leeward side of the famous Annapurna Range at an altitude of between 3 500 m and 2 800 m a.s.l. Enormous quantities of lodgement till derived from the last main valley glaciation of the Pleistocene represent the bulk of the Quaternary valley fill, but subsequent landscape development created a variety of geomorphological features: young neoglacial and historic moraines from side valley glaciers descending the slopes, small fluvial gravel terraces and finally minor sub-recent landslides were left as secondary valley fill. However, the main attention was focused by the author on the phenomenon of pediplanation surfaces, i.e. on the shaping of cryopediments. The morphogenetic processes forming the cryopediments should be situated in the latest Pleistocene period, i.e. past the last main valley glaciation, but before the onset of neoglacial Holocene activity.

The planation surfaces occur at four different levels representing four generations of similar morphoclimatic processes in a dry periglacial environment. It is concluded that the rate of downwearing and mass transport by periglacial pediplanation must be regarded as most effective with Quaternary valley-fill accumulations like lodgement till.

**Zusammenfassung:** Das obere Marsyandi-Tal zwischen Manang und Bhratang erstreckt sich auf der Leeseite im N der berühmten Annapurna-Kette in einer Höhenlage zwischen 3 500 m und 2 800 m ü.M. Gewaltige Mengen von Grundmoräne aus der letzten großen Talvergletscherung des Pleistozäns stellen die Hauptmasse der quartären Talfüllung dar. Die nachfolgende Geomorphogenese schuf daraus eine Reihe erosiver Landschaftsformen, darunter auch Kryopedimente. Dazu kamen einige jüngere Aufschüttungsformen: neoglaziale und historische Wallmoränen von Seitentalgletschern, fluviale Schotterterrassen und kleinere subrezente Bergstürze.

Das Hauptaugenmerk des Verfassers gilt jedoch dem Phänomen der Pediplanation, d.h. der Entstehung von Kryopedimenten. Zeitlich gehören die morphogenetischen Prozesse, die zu den Kryopedimenten führten, vermutlich ins Spätglazial der letzten pleistozänen Großvereisung, d.h. in die Zeit nach der letzten Talvergletscherung des Marsyandi-Haupttals, aber vor Beginn der neoglazialen Aktivitäten aus den Seitentälern heraus. Die Pedimentierung geschah sukzessive auf vier unterschiedlichen Höhenniveaus, Kryopediment-Terrassen, die durch eine Abfolge von vier Generationen jeweils ähnlicher morphoklimatischer Verhältnisse zu erklären sind. Als Schlußfolgerung aus den Untersuchungen wurde die hohe Effektivität der Abtragung herausgestellt, die durch Pediplanation mächtiger quartärer Talfüllungen wie den hier vorliegenden Grundmoränen-Ablagerungen zu beobachten ist.



## Introduction

The purpose of this paper is to demonstrate how, in a high mountain area, the almost confusing variety of geomorphological landforms of a Quaternary valley-fill such as

moraine ridges next to severe badland erosion on bulky boulder clay and erosional/depositional terraces, can be placed in a morphogenetic and stratigraphic order.

### 1. Climate and vegetation

The upper Marsyandi valley between Manang and Bhartang, running roughly WNW–ESE and situated in the rain shadow north of the gigantic Annapurna range (6 000–8 100 m a.s.l.), receives only a moderate amount of precipitation (app. 400 mm/a in Manang). Due to the altitude of the valley bottom between 3 500–2 800 a.s.l. and a high number of sunshine hours, local climatic conditions are

strongly influenced by varying exposures to sun radiation. Therefore south-facing terraces and slopes allow human settlement and a fairly successful agriculture (Photo 1, 2). Both villages (Manang, Braga, Pisang, etc.) and fields with crops of potatoes, Tibetan corn and buckwheat are almost exclusively found on the southfacing valley side (KAWAKITA 1956).



Photo 1: View of the cultivated cryopediment terraces (levels 1,2,3) along the northern flank of the Marsyandi river flowing from left to right. The lowermost level (1) is the more extended unit. A small landslide can be detected in the upper left-hand corner of the picture.

Photo 1: Blick auf die kultivierten Kryopediment-Terrassen (Niveau 1, 2, 3) entlang der südexponierten Seite des Marsyandi-Flusses bei Manang; Fließrichtung von links nach rechts. Das unterste Terrassenniveau (1) ist am weitesten verbreitet. Ein kleiner Felssturz findet sich in der linken oberen Ecke der Abbildung.

The famous buddhist temple of Braga and the thriving village of Manang bear witness to a tradition of economic and cultural development.

According to SCHWEINFURTH (1957) and MIEHE (1982) the natural forest of the valley had been a mixture of pines, maples and birches before settlement took place. Nowadays closed forests are only preserved along the cooler N-face while the inhabited sunny side of the valley

is largely deforested at least in the neighbourhood of the villages because of cultivation and grazing.

The tree line also oscillates with regard to sun exposure between 4 300–4 000 a.s.l. (MIEHE 1982). Intense agricultural landuse and overgrazing by goats and cattle have promoted not only deforestation but also strong soil erosion with the consequence of serious badland-forming on the lower valley flanks made up of glacial boulder clay (Photo 2, 3, 5, 6).



Photo 2: View downstream along the Marsyandi river near Manang exhibiting cryopediment-terraces on banks gently sloping from the valley margin towards the river course. Levels 1,2,3 are represented on the left bank, levels 1 & 4 on the right, the lowest level (1) being the most extended one. A small landslide can be seen at upper lefthand corner of the picture.

Photo 2: Blick talabwärts entlang des Marsyandi-Flusses bei Manang. Man erkennt die sanfte Abdachung der Kryopediment-Terrassen vom äusseren Talrand zum Fluss hin: Niveau 1, 2, 3 auf der linken, Niveau 1 und 4 auf der rechten Seite, wobei das unterste Niveau (1) stets ausgedehnter ist. In der linken oberen Bildecke ist eine Hangrutschung auszumachen.

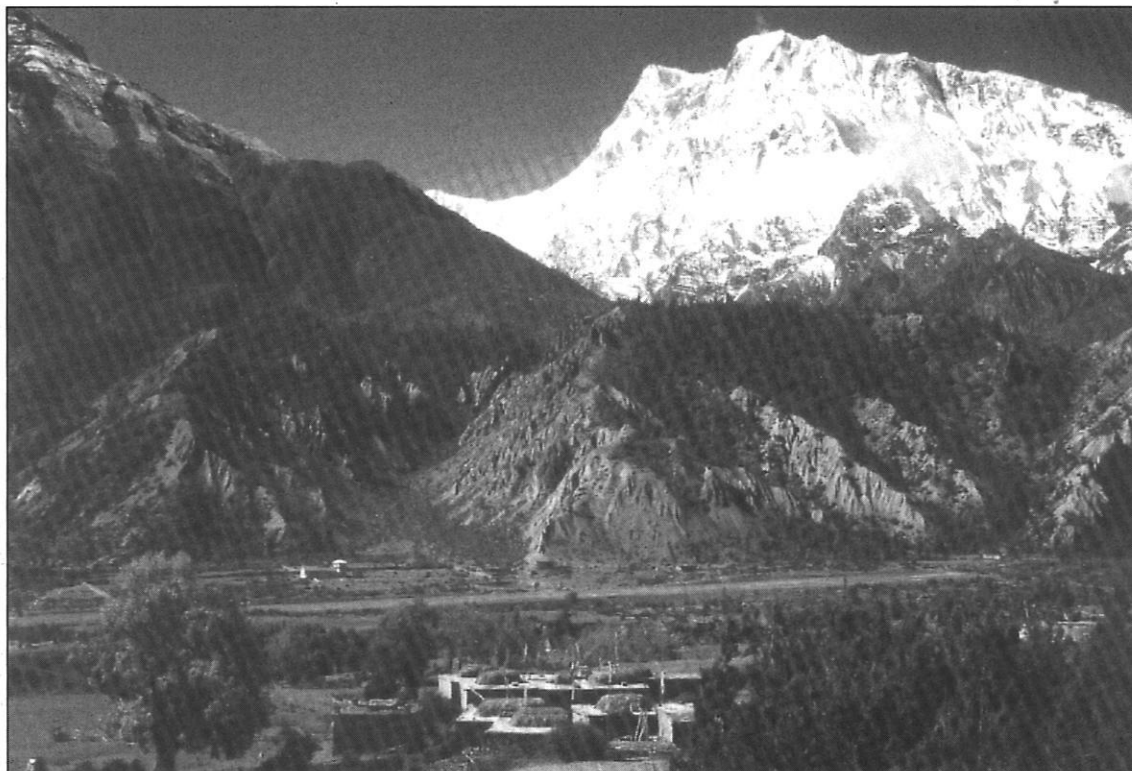


Photo 3: View of the snowy Annapurna III (7 854 m) near Hongde. Note the polished rock wall on the dark valley flank (upper left), the mass of lodgement till with badland erosion features in the middle ground and the runway of Manang Airport in lower part of the picture; the runway which is built on cryopediment terrace level 1.

Photo 3: Blick quer über das Marsyandi-Tal auf die verschneite Nordflanke des Annapurna III-Massivs (7 854 m). Man beachte die gletschergeschliffene, dunkle Talflanke oben links, die massige Grundmoräne mit ihrem Badlandrelief im mittleren Bildabschnitt sowie die Fluggiste des Manang-Airports bei Hongde im unteren Bildabschnitt; die Fluggiste verläuft auf der untersten Kryopediment-Terrasse (1).

## 2. Structural geology and glacial/periglacial deposits

In geological terms the upper Marsyandi valley represents a large synclinal valley in the Tibetan series which are built up by Paleozoic nonmetamorphic to weak metamorphic sedimentary types of rock such as slates, quartzites and limestones (BORDET; COLCHEN; LE FORT 1975).

These strongly folded rocks are lithologically rather heterogeneous and therefore appear to have not been very resistant to periglacial mechanical weathering during, and since, glacierization. Periglacial frost shattering must have been tremendous above the tree line and even more intense above the high alpine meadows in the subnival zone.

We also have to mention a lot of older and more recent middle to small-sized bodies of landslide debris along the valley flanks from collapsing steep rockwalls (HAGEN

1960), where they are not „protected“ by till deposits, i.e. higher up in the trough valley section (Photo 1, 2). But in comparison to the big volume of boulder clay, or lodgement till, loose deposits are of minor importance. However, the most important Quaternary sediment by volume is given by lodgement till. This impressive valley fill must have originated in the last main glaciation of the Pleistocene possibly 60–17 Ka B.P. (KUHLE 1997, Tab. 1). Because the ice had reached a thickness of more than 1 km the till acquired such an extraordinary state of compaction that it might be classified as half consolidated. Although it seems still to be enigmatic where the huge volume of lodgement till had been derived from, one explanation could be provided by the striking weakness of the country rocks, and by their low resistance against weathering and slaking

### 3. Evidence of Pleistocene and Holocene glaciations



Photo 4: Lateral-terminal moraines and a lake mark the site of the neoglacial ice tongue advance from the Gangapurna near Manang, surrounded by the Marsyandi river course flowing from right to left. Note the cryopediment terraces (levels 1 & 4) on the right representing older landforms than the moraine ridges.

Photo 4: Seitenmoränen umschliessen einen kleinen Gletscherstausee des neoglazialen Gangapurnavorstosses von der Seite her, der bei Manang vom Marsyandi umflossen wird, von rechts nach links. Die Lage der Kryopediment-Terrassen (Niveau 1 und 4) rechts im Bild zeigt, dass die Kryopedimente ältere Reliefformen darstellen als die jungen Seitenmoränen.

As has been indicated, the most important evidence testifying the last Pleistocene valley glaciation is of course the huge amounts of lodgement till in the valley of Marsyandi especially between Hongde and Manang. In the neighbourhood of Manang the thickness of these deposits reaches more than 300 meters near Gangapurna lake (Photo 4).

The ice-advance of the last Pleistocene valley glaciation reached in downstream direction at least Chame at an elevation of 2 600 m a.s.l., where remnants of lodgement till have been found. Upstream from this village the valley form is undoubtedly shaped by glaciers; in particular one observes U-shaped parts of the valley and ice-polished rockwalls of steep valley sides, e.g. on the left flank of the Marsyandi valley 1 km upstream from Bhratang. The

upper Pleistocene ice-limit along the Marsyandi valley had been at about 5 000 m a.s.l. (KUHLE 1982).

Besides the evidence for a large Pleistocene valley glaciation as just described, we find clear records of a younger, much smaller side-valley glaciation, probably of neoglacial and historic time (RÖTHLISBERGER 1986)<sup>1</sup>. Judging from many well preserved lateral moraines and several relics of terminal moraine ridges, most of the glaciers descending steeply down from the Annapurna range show that the glaciers of that stage hardly managed to arrive at the main valley – e.g. the Gangapurna glacier at Manang –

<sup>1</sup> RÖTHLISBERGER found organic material from soils in lateral moraines of the Gangapurna glacier near Manang, which enabled him to date three Holocene glacier advances: first advance before 4 600 B.P., second advance before 3 000 B.P., third advance 1550–1875 A.D.



except by quasi ploughing their way through the big mass of Pleistocene lodgement till down the southern flank of the valley (Photo 3, 4, 5). Apart from the Gangapurna glacier tongue which just succeeded in reaching the main valley, other neoglacial glaciers came from Annapurna II and IV near Pisang, from Sabche Lungpa near Hongde and from an unnamed valley near Mungje. They all were supplied by the wet Annapurna range. Only one neoglacial ice tongue came through a side valley from the dry Inner Himalayan region in the north, through the Chhetaji Khola near Hongde. These observations reflect both the topographic and the climatic situation in the surroundings of the Marsyandi valley, which is strongly asymmetrical, exhibiting an extremely high mountain relief on its southern flank built up by the Gangapurna/Annapurna range (Photo 3) and the much lower and dryer mountain range on its northern flank towards the Tibetan border (Photo 6).

Summing up, till remnants of the neoglacial and historic period in most cases are of very minor volume in comparison to those enormous till volumes of the last main glaciation. Sedimentologically they are throughout, coarse blocky ablation-type remnants, whereas the older till is devoid of typical coarse ablation till.

These tiny glaciers did not interfere with the fluvial and periglacial shaping of the main valley. But there exists a single significant exception, app. 25 km downvalley of Pisang, namely, the remarkable valley fill upstream of Bhratang, made up of an impressive mass of ablation till. This originated, according to our research, from a Lamjung Himal glacier advance at neoglacial time. This exceptional glacier advance in fact did have strong effects on the fluvial activity by blocking the runoff until the Marsyandi river succeeded in cutting through this barrier by a gorge (HARSCH 1997).



Photo 5: View upvalley of Marsyandi river with the Tilicho Peak (7 134 m) in the background (top left). Note the strong badland erosion on the huge Pleistocene valley fill consisting of lodgement till. The planation surface on the lower half of the picture, cryopediment terrace level 1, is used for the Manang airstrip near Hongde.

Photo 5: Blick talaufwärts entlang des Marsyandi-Flusses; im Hintergrund links oben der Gipfel des Tilicho (7 134 m). Man beachte die ausgeprägte Badlanderrosion auf der riesigen, pleistozänen Grundmoränenfüllung des Haupttales. Die Einebnung in der unteren Bildmitte stellt die Kryopediment-Terrasse (1) dar; sie wird als Flugpiste für den Manang-Airport bei Hongde genutzt.



Photo 6: Left bank of Marsyandi river viewed towards N with cryopediment terrace level 1 showing the typical erosional planation surface on lodgement till, notably without gravel deposits. Extensive remnants of more lodgement till with man-made badland erosion can be distinguished by their light colour from the variegated layered rocks in the background.

Photo 6: Nordblick quer über das Tal auf das linke Flussufer des Marsyandi, das die für Kryopedimente typisch erosive Planierung des Untergrundes ohne Schotterablagerungen zeigt, hier Kryopediment-Terrasse (1) in Grundmoräne.

#### 4. Gravel terraces

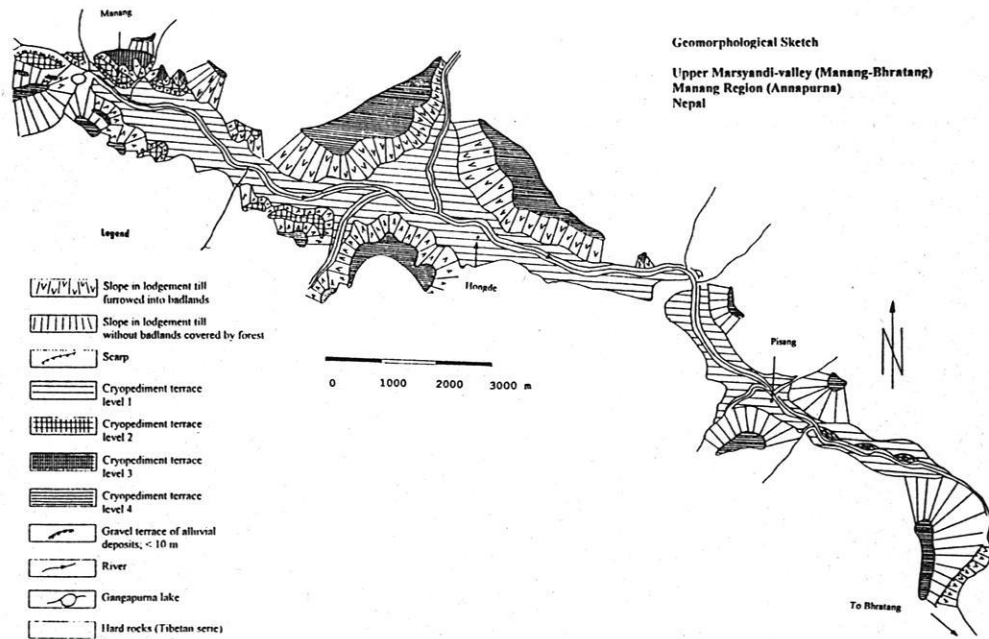
Two types of terraces can be distinguished in the research area (cf. Geomorphological Sketch-Map). The aggradation type is found in the lower part of the valley under investigation near Pisang. Their origin has to be connected with the neoglacial advance of the Lamjung glacier damming the Marsyandi river as we mentioned before.

During this timespan of glacial blockade fluvial gravel beds of more than 50-meter thickness accumulated in the valley upstream of the terminal moraines between Pisang

and Bhratang. The terraces only came into existence after the retreat of this young Lamjung glacier and the subsequent fluvial cutting of its moraine sediments, which occurred in 4–5 stages documented by an equivalent sequence of terrace steps (Photo 8).

Thus the neoglacial glacier of the Lamjung-Himal was able to briefly dam the Marsyandi river; all the other postglacial glacier advances just deflected the Marsyandi-river in its broad valley floor.





**Map:** Geomorphological Sketch-Map: Upper Marsyandi-valley (Manang-Bhratang), Manang Region (Annapurna), Nepal.

**Karte:** Geomorphologische Skizze: Oberes Marsyandi-Tal Manang-Bhratang), Manang Region (Annapurna), Nepal.



**Photo 7:** Oblique view downvalley of Marsyandi river near Manang demonstrates the form of cryopediment terraces (levels 1 & 4) along the right side of the river.

**Photo 7:** Ein Schrägblick talabwärts über den Marsyandi-Fluss zeigt die Kryopediment-Terrassen (1) und (4) auf der orographisch rechten Seite im mittleren bis oberen Bildteil.



Photo 8: A staircase of gravel terraces along the Marsyandi river represents the aggradational type of terrace in the Manang area.

Photo 8: Die hier vorliegende Schotterterrassentreppe repräsentiert den Typ der Aufschüttungsterrassen im Mananggebiet.

## 5. Cryopediment-terraces

Another type of terrace occurring at four distinct levels along the broad upper Marsyandi valley is fundamentally different from the gravel-type terrace. Firstly, the exposed units are much more extended in width and altitudinal range. Furthermore they lack the accumulations of a fluvial gravel body typical of ordinary river terraces – except for some small streaks of gravel interbedded in a thin veneer of loose silty sediment covering the underlying „bedrocks“, which are made up of lodgement till. Finally,

they are sloping slightly upwards to the marginal valley border where they end up in a concave junction against a much steeper valley flank. Inclinations of the pediments vary from 8° in the proximal to 2° in the distal part (Photo 1, 2, 7).

We are interpreting these terraces as cryopediments, relictic landforms belonging to a former subnival, periglacial climate, which is supposed to have been somewhat colder

and dryer than the mountain forest climate there today. Those climato-genetic cryopediments analogous to warm arid continental pediment landforms (VÖLK et al. 1994) are described by various authors especially from Czechoslovakia, Canada and Germany as „gently inclined erosional surfaces developed at the foot of valley sides or marginal slopes of geomorphological units developed by cryogenetic processes in periglacial conditions“ (CZUDEK and DEMEK 1970). According to the scientific literature cryopediments are essentially slopes of transportation and they evolve through the parallel retreat or through backwearing of the lower valley side slopes.

The downwearing is controlled by the main river bed to which the cryopediment is adjusted at a given stage. However the action of lateral erosion of the main river channel for extending the pediment surface is definitely excluded with this concept (DEMEK 1972; CZUDEK 1988; FRENCH 1976). From CZUDEK's review (1988) we learn that the distal part of the cryopediment surface merge into the floodplain of the river. Cryopediments and river deposits therefore form a morphogenetic assemblage. In fact, at various places near the talweg of the Marsyandi river course we do find fluvial conglomerates in vertical contact along the undercut edge of a pediment-terrace, level with the former pediment surface. These conglomerates are derived from river gravels and apparently represent the former fluvial channel of an old pediment/river-assemblage as described by CZUDEK.

Both backwearing and downwearing is accomplished predominantly by periglacial processes such as nivation, sloopewash and gelifluction. FRENCH (1976) argues that sloopewash (which can be divided into sheet wash and rillwash) show a maximum effectiveness with decreasing precipitation amounts in high latitudes resp. high altitudes and might be expected to occur in the transition from tundra/alpine shrub vegetation to polar desert/subnival alpine frost shattered zone. We also believe that sheetwash in fact was the main agent in forming the himalayan pediments.

On the distal part of the lowest cryopediment level near Hongde we found a laminated fine sand and silt accumulation of app. 1.8 m thickness. This apparently indicates the morphogenetic conditions as envisaged by various authors that colluvium layers and other fine unconsolidated sediments accumulate at the foot of slopes and below snowbanks as the result of the continual sheetwash of meltwater downslope (FRENCH 1976; CZUDEK 1988 and DEMEK 1972; PRIESNITZ and SCHUNKE 1983). Moreover the reports state it would not be unreasonable to assume that high rates of surface soil transport may be typical especially in relatively soft sediments (FRENCH 1976; CZUDEK 1988) if vegetation is sparse or totally lacking.

Just the last statement of rapid denudation and slope replacement is important for the understanding of our Himalayan cryopediments which must have developed in a relatively short timespan, i.e. after the last main glaciation (60–17 ka B.P.), but before the onset of Holocene climate condition (8–10 ka B.P.) with its short climatic variations (deteriorations) having led to small-sized neoglacial side-valley glacier advances in the Marsyandi valley (KUHLE 1997, Tab. 1).

Finally we have to discuss the cause for the four fold occurrence of a pediment/river-assemblage manifest by four cryopediment-terraces. There are two possible explanations. Firstly the natural environment changed four times from morphoclimatic conditions favorable for forming cryopediments on a wide horizontal scale to morphoclimatic conditions suitable for a birch-pine-forest environment combined with more effective or dominant fluvial incision.

Secondly the upper Marsyandi valley region experienced a more or less uniform climate condition appropriate to cryo-pediplanation during the considered timespan, but the region had been uplifted several times either for tectonic or glacio-isostatic reasons. PRIESNITZ and SCHUNKE (1983) regarded both ways of sequences. We are more inclined to favour the morphoclimatic change hypothesis.

## 6. Conclusion

Considering all the geomorphological processes in the case of the cut-and-fill valley development in the High Himalayan mountains of Northern Nepal, and comparing them in rate and effectiveness, we must conclude that cryogenetic mass transport such as cryo-pediplanation in till deposits achieves a remarkable effectivity as far as volume of denudation is concerned.

The process of cryogenetic pediplanation shaping pediments in the valley of upper Marsyandi was four times interrupted by strong fluvial incision. Thus all pediment generations have been transformed into pediment-terraces. Fluvial downcutting is still going on actually.

## Literature

- BORDET, P.; COLCHEN, M.; LE FORT, P. (1975): Recherches Géologiques Dans L'Himalaya Du Nepal, Région Du Nyi-Shang. – Paris.
- CZUDEK, T. (1988): Kryopedimente – wichtige Reliefformen der rezenten und pleistozänen Permafrostgebiete. – Petermanns Geographische Mitteilungen 132: 161–173.
- DEMEK, J. (1972): Die Pedimentation im subnivalen Bereich. – Göttinger Geographische Abhandlungen 60: 145–155.
- FRENCH, H. M. (1976): The periglacial environment. – Longman, London, New York.
- HAGEN, T. (1960): Nepal – Königreich am Himalaya. – Kümmerly & Frey, Bern.
- HARSCH, M. (1997): Geomorphologische Kartierung im Oberen Marsyandi-Tal, Annapurna-Region, Zentral-Nepal, unter besonderer Berücksichtigung der Quartärgeomorphologie. Master's thesis, Univ. of Heidelberg.
- KAWAKITA, J. (1956): Land and Crops of Nepal Himalaya. – Tokyo, Japan.
- KUHLE, M. (1982): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. – Z. Geomorph. Suppl. 41 (1) u. 41 (2), Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- KUHLE, M. (1997): New Findings concerning the Ice Age (Last Glacial Maximum) Glacier Cover of the East-Pamir, of the Nanga Parbat up to the Central Himalaya and of Tibet, as well as the Age of the Tibetan Inland Ice. – Geo Journal, 42 (2-3) July 1997.
- MIEHE, G. (1982): Vegetationsgeographische Untersuchungen im Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. – Dissertationes Botanicae, 66, 1 u. 66, 2: J. Cramer, Vaduz.
- PRIESNITZ, K. & SCHUNKE, E. (1983): Periglaziale Pediplanation in der kanadischen Kordillere. – Dies. (ed.) (1983): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. – Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen: 266–281.
- RÖTHLISBERGER, F. (1986): 10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde. – Aarau, Frankfurt a.M., Salzburg: Sauerländer.
- SCHWEINFURTH, U. (1957): Die horizontale und vertikale Verbreitung der Vegetation im Himalaya. Bonner Geographische Abhandlungen 20.
- TRILOK, C. M. (1985): The Quarternary Deposits of Marsyangdi Valley and its Geomorph evolution. – KING BIRENDRA, H. M. (Ed.) (1985): Nepal – Nature's Paradise. Craftsman Press, Bangkok, Thailand.
- VÖLK, H.; BISCHOFF, R.; GEIER, B. (1994): Terrassen- und Bodenentwicklung am Euphrat. – In: ALBRECHTS, G.; MÜLLER-BECK, H. (Ed.) (1994): Das Paläolithikum von Sehremuz bei Samsat am Euphrat. – Tübinger Monographien zur Urgeschichte Bd. 10, 81–120.

### *Anschrift des Autors:*

Prof. Dr. Hellmut R. Völk, Geographisches Institut, Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 348, D-69120 Heidelberg

## **Alte, bislang nicht bewertete Karten zur Beurteilung pleistozäner Eisausdehnung und Klimaänderungen**

### **eine Nachlese und Vorschau für Klimagipfelkonferenzen**

Mit 8 Abbildungen

GEORG SCHULZ

Berlin

**Zusammenfassung:** Klimaänderungen des Quartärs im krassen und häufigen Wechsel von Eis- zu Warmzeiten werden abgeleitet aus Gas-, Pollen-, Sediment- und Formenhinterlassenschaften. Die Ergebnisse dienen auch der Prognostik im Abschätzen künftiger, in zunehmendem Maße auch anthropogen bedingter Klimaänderungen. In vielen geowissenschaftlichen Teildisziplinen liegt eine Datenfülle in engmaschiger, weltweiter Verbreitung vor, die bislang kaum genutzt wurde. Neben der Erhebung immer neuer Daten sollte die komplette wissenschaftliche Auswertung existierenden Materials in der Forschung einen gleichrangigen Stellenwert erhalten.

Die Dringlichkeit dieser Forderung wird exemplarisch an Beispielen der raumbezogenen Datenbank topographischer Karten vorgestellt. Krasse Fehleinschätzungen z.B. der pleistozänen Vereisung Ostsibiriens im Vergleich zu den Aleuten (vgl. Abb. 1 und 8) können schon mit Karten des Maßstabs 1 : 500 000 korrigiert werden (vgl. Abb. 2) oder mit noch besseren Maßstäben (vgl. Abb. 5). So gibt es Wissenslücken, auch zu Temperatur- und Feuchteänderungen vergangener Zeiten, die mit seit langem verfügbaren Daten geschlossen werden könnten.

**Summary:** Climatic changes during the Quaternary – abrupt and frequent alternation between glacial periods and intervals of warmer climate – are inferred from the results of gas and pollen analyses, and from sedimentary and geomorphological evidence. These results are also useful in predicting future climatic change, in which human activity plays an increasingly important rôle. In many branches of the geosciences, abundant quantities of global data are available whose full potential has not been exploited. Researchers should accord as much importance to evaluating existing material exhaustively as to collecting new data.

This necessity is illustrated by examples from the regional data bank of topographic maps. For instance, serious errors in locating the Pleistocene glaciation of Eastern Siberia in relation to the Aleutian Islands (Fig. 1) can be corrected using 1 : 500 000 scale maps (Fig. 2) or even larger scales (Fig. 5). Many gaps in our knowledge – of former changes in temperature and humidity, for example – could be bridged using long available information.

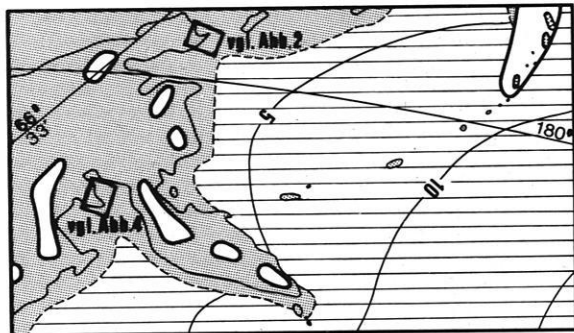
Klima beeinflusst die Vegetation. Es gibt Bäume, die kommen nur dort vor, wo alle Monatsmittel über  $+18^{\circ}\text{C}$  liegen, oder andere Pflanzen haben ihre Verbreitungsgrenze dort, wo die Monatsmitteltemperatur nicht unter  $0^{\circ}\text{C}$  absinkt. Die Waldgrenze wird allgemein gleichgesetzt mit der  $+10^{\circ}$ -Isotherme des wärmsten Monats – mit bekannten, geringfügigen Schwankungen von hoch-ozeanischer zu hochkontinentaler Lage eines Gebietes. Diese Beispiele könnten beliebig fortgesetzt werden als Ausdruck der Temperaturabhängigkeit der Vegetation. Doch auch die Feuchte ist von großem Einfluß auf die Artenzusammensetzung, und seit der Mensch in den Naturhaushalt eingreift, hat eine gravierende Landschaftsumgestaltung mit Folgen für einige Klimawerte stattgefunden. Für vergangene Zeiträume ohne Messungen kann dies über pollenführende Bohrkernkerne aus Mooren, Seen, dem Meer oder Gletschereis geschlossen werden, zunächst für die nähere Umgebung der Bohrung, aber in Vernetzung aller Daten auch für ganze Regionen bzw. die ganze Welt. Hinsichtlich der Bohrdichte weltweit ist wahrscheinlich, daß sie in ihrer Anzahl dem aktuellen klimatologischen Meßnetz vergleichbar ist. Und da diese Bohrkernkerne in den nach unten zunehmenden Altersabfolgen datierbar sind, ergibt sich ein weltweites Stationsnetz mit ableitbaren Fakten zum bodennahen Klima in festlegbaren Zeitabschnitten. Statt also mit immer neuen Bohrungen die Ergebnisse für bestimmte Regionen immer wieder zu bestätigen, auch zu verfeinern, ist es ebenso wichtig, die gesamte, bislang vorhandene Datenmenge zentral zu erfassen, im geographischen Netz zu positionieren und im Hinblick auf ihre Klimaaussage in genormten Zeitschnitten über EDV-Programme aufzuschlüsseln. Sowohl für den weltweiten Klimawandel der Vergangenheit als auch prognostisch für die Zukunft wären mit dieser ungeahnten Datenfülle fundiertere Aussagen erarbeitbar, als sie derzeit vorliegen. Statt also immer neue Regionalforschungen, Feldforschungen zu finanzieren, sollte ebensoviel Aufmerksamkeit und Geld eingesetzt werden, alle bislang bekannten Ergebnisse aus Bohrkernen normativ aufzuschlüsseln mit dem Ziel einer weltweiten Vernetzung.

Über diese Bohrkernkerne hinaus eignen sich noch viele andere Quellen zum Erfassen des Klimawandels. Und auch da gibt es weltweit Dateien, die es miteinander zu verknüpfen gilt. Aus der Geomorphologie soll nachfolgend an zwei Charakterformen gezeigt werden, was notwendig ist, um weltweit die Klimaaussagen jener Karten zu korrigieren, die derzeit z.B. über Schneegrenzen der letzten Eiszeit oder ihre vergletscherten Gebiete Auskunft geben.

Die Karte von H. LIEDTKE (1986) zeigt in einem kleinen Ausschnitt der Abb. 1 in den weißen Flächen der Festländer jene Gebiete, die vor 18 000 Jahren vergletschert waren. Dies ist ein Typ thematischer Karten, bei dem die Urteilsfindung des Bearbeiters nicht direkt prüfbar ist. Der wissenschaftliche Autor erhält im Laufe seiner Forschungstätigkeit durch den Kontakt zu Kollegen, die auch am Problem der Vereisungsgrenzen arbeiten, eine Fülle an

Publikationen. Diese werden von ihm kritisch gesichtet, wobei einige Ergebnisse zu einer Vereisungskarte zusammengefaßt werden. Seine Urteilsfindung und das Daten- und Faktenmaterial erschließen sich dabei dem Betrachter nicht. Auch die Vegetationszonen zur damaligen Zeit wurden in ihren Grenzen eingetragen. Liegen diesen Eintragungen Pollenanalysen zugrunde, wie viele sind es, diese und weitere Fragen bleiben unbeantwortet, solange es kein zentrales Erfassungsregister für den Rückgriff aller auf gezielte Anfragen gibt.

Abb. 1: Ausschnittsvergrößerung von Kamtschatka und Südaläuten mit den Gletschereisflächen vor 18 000 Jahren (weiß) aus der Karte von H. LIEDTKE (1986): Die Erde vor 18 000 Jahren.



Punktraster: Durch Absenkung des Meeresspiegels vergrößerte Festlandteile, Strichraster: Durch Absenkung des Meeresspiegels verkleinerte Ozeangebiete, Isolinien 5 und 10: Wassertemperatur um 18 000 B.P. Umrahmte Rechtecke: Abgrenzungen nachfolgender, großmaßstäbiger Kartenausschnitte. Maßstab der Übersichtskarte 1 : 50 Mill.

Fig. 1: Kamchatka and the southern Aleutian Islands showing glaciated area (white) 18 000 years ago. Enlarged portion of map by H. LIEDTKE (1986): Die Erde vor 18 000 Jahren. Rectangles outline the following large-scale map extracts.

Dot pattern: Land area gained by fall in sea level, Line pattern: Ocean area reduced by fall in sea level, Isolines 5 and 10: Water temperature at 18 000 B.P. Scale of map: 1 : 50 000 000

Zur Frage der Vereisungsgrenzen in der Karte von H. LIEDTKE (1986) bietet sich allerdings eine Prüfung an über eine andere Datensammlung unschätzbaren Wertes, die zwar in Vergessenheit gerät angesichts der neuen Geoinformationssysteme und im Produzieren immer neuer Daten: die Topographische Karte. Gewiß, sie ist aus Gründen der Geheimhaltung nicht überall weltweit verfügbar, doch das, was vorliegt, selbst in größeren Maßstäben, ist genau genug, um eine Prüfung zu ermöglichen. Diese erfolgt in einem ersten Schritt über Großformen des Reliefs, die kartenentnehmbar zweifelsfrei nur durch Gletschereis



entstanden sein können: Fjorde. Diese sind in der topographischen Übersichtskarte der SSSR im Maßstab 1 : 500 000 überdeutlich abgebildet (Abb. 2). Geprüft wird die Ostküste Sibiriens mit der nördlichen Markierung in Abb. 1. Schmale Täler winden sich meerwassererfüllt von den Küsten landeinwärts in die 900–1 100 m hohe Bergwelt der Tschuktschen-Halbinsel an der Beringstraße. Der Kartenausschnitt liegt zwischen 66° und 69° Nord. Nach der Abb. 1, wo die Aleuten über die Inseln hinaus noch bis auf den Schelf vereist dargestellt wurden, ist auf der Tschuktschen-Halbinsel keine pleistozäne Vereisung der Berge und Küsten zu erwarten. Doch belegen sowohl die unteren Karseen zwischen 120 und 180 m (vgl. die Kar-Markierung an der Südwestseite des Ausschnitts), noch vielmehr jedoch die Täler mit ihren rückläufigen Gefällestrrecken, die heute geflutet sind, daß der Talweg durch Gletscher in vielen Becken übertieft wurde. Und dann zeigen die Täler im weiteren Verlauf auf dem heutigen Schelf untermeerisch breite, gerundete, allseits geschlossene Hohlformen, die seewärtig umgürtet sind von halbkreisförmig angeordneten Wällen. Dies sind Endmoränen, die 40–50 km von der Mündung entfernt untermeerisch dem heutigen Schelf aufgesetzt sind (vgl. Abb. 2) und Zeugnis davon ablegen, daß nicht nur die Berge der Tschuktschen-Halbinsel vereist waren, sondern daß dieses Eis auch den heutigen Schelf überflossen hat, so wie es bei H. LIEDTKE (1990) lediglich für die Aleuten verzeichnet wurde. Auch GROSSWALD (1995) geht – so wie ich in diesem Artikel – in zahlreichen Publikationen von einer inlandeisgroßen Vergletscherung Nordostsibiriens aus, einem noch weithin umstrittenen East Siberian ice sheet. Das Zentrum dieser Vergletscherung legt GROSSWALD auf den Schelf der sibirischen Nordküste, von wo aus es nach Südwesten durch die Beringstraße geflossen sein soll. Mit der Abb. 2 von der Tschuktschen-Halbinsel sollte m.E. deutlich und plausibel ableitbar sein, daß die Vergletscherung in den oberen Talschlüssen der Berge ihren Anfang nahm, um dann konzentrisch talab bis auf den Schelf zu fließen, was nicht nur südgerichtete Eisstromrichtungen (vgl. GROSSWALD) bedingte, sondern auch Eisfließrichtungen nach Osten und Nordosten in die Beringstraße hinein. Die so auf dem Schelf der Beringstraße liegenden Endmoränenbögen in 15–17 m unter dem rezenten Meeresspiegel sind trotz nacheiszeitlicher Transgression und zeitweiliger Brandungswirkung rund 30 km vor der heutigen Küste hervorragend dokumentiert. In ihren landwärtigen Sichelinnenbereichen liegen 10–25 km lange und ebenso breite, allseits geschlossene Gletscherzungenbecken mit Meerestiefen zwischen 50 und 100 m unter dem Meeresspiegel. Der sich jeweils landwärts fortsetzende, verengende Verlauf länglicher Exarationshohlformen, durch Schwellen gegliedert, ist nur konsequent.

Auch die themenverwandten, z.T. themaidentischen Karten des Atlas of Paleoclimates von FRENZEL et al. (1992) zeigen für die Inlandeis- und Gebirgsvergletscherung zwischen 20 000 und 18 000 Jahre B.P. das gleiche Bild: Die Aleuten hatten eine Vergletscherung, die über

die heutigen Küsten bis auf den Schelf hinabgeglitten ist, während die Tschuktschen-Halbinsel im Küsten- und Schelfbereich eisfrei gewesen sein soll. Daß diese Darstellung keine Frage des Kartenmaßstabs ist, wie gelegentlich behauptet wird, ist schon daraus ersichtlich, daß bei den heutigen Aleuten-Festlandteilen das Hinabgleiten auf den Schelf problemlos darstellbar ist; folglich sollte es maßstabsgleich auch in Ostsibirien ebenso möglich sein.

Auch das Logo zur Tagung der Internationalen Quartärvereinigung in Berlin 1995 lebt von dieser Fehleinschätzung, desgleichen die Vereisungsdarstellungen der Karten aus der Zeit um 18 000 Jahre B.P. nach KUTZBACH et al. (1993) in WRIGHT et al. mit den Resultaten der COHMAP-Klima-Modell-Experimente (vgl. Abb. 8).

Kartenentnehmbare Fakten im weltweiten Überblick als Grundlage und Entscheidungshilfe für Appelle und Resolutionen zu Klimakonferenzen, die im regionalen Vergleich mit normalen topographischen Karten so schnell als falsch erkannt werden können, sind nicht angetan, das Vertrauen in die Wissenschaft als Ratgeber zu stärken. Gerade Wissenschaftler sollten nicht unkritisch dem Trend im Produzieren immer neuer Daten auf der Grundlage modernster Geofernerkundungssysteme folgen, sondern jene einfachen, umfassenden, uralten und weltumspannenden Datenbanken gezielt und systematisch auswerten, die uns von den topographischen Landesaufnahmen bereitgestellt wurden.

Diesem Erarbeiten und Ableiten von Daten aus Karten steht vielfach der Anspruch und das Selbstverständnis der Geowissenschaften entgegen, daß nur im Gelände erarbeitete Befunde beweiskräftige Ergebnisse erbringen können. Anstatt jeder Quelle den ihr innewohnenden Aussagewert zuzuerkennen, um sie im Sinne einer gleichwertigen wissenschaftlichen Leistung voll zu nutzen, wird der reinen Karten-, Luftbild- oder Satellitenbilddauswertung lediglich als propädeutischer Rang im Wissenschaftsbetrieb zuerkannt. Solange dies so bleibt, werden die Möglichkeiten der weltumspannenden, lückenlosen Datensammlungen mit ihren Vorzügen zum Nachteil der Wissenschaft ungenutzt brach liegen.

In einer anderen physisch-geographischen Themenkarte nach MARCINEK (1984) ist zu den hellen, ehemals vereisten Gebieten noch die Schneegrenze zur letzten Eiszeit eingetragen worden (Abb. 3). Auch hier kann nirgends nachvollzogen werden, welche Datenbasis dieser Aussage zugrunde liegt. Aber auch hier ist über topographische Übersichtskarten eine Korrektur möglich. Sie sollen an einem zweiten Beispiel der Halbinsel Taigonos direkt westlich Kamtschatkas geprüft werden. Nach MARCINEK lag hier im letzten Glazial kein Eis, die Schneegrenze ist bei ca. 1 000 m Höhe vermerkt (südliche Markierung in Abb. 2 und 1).

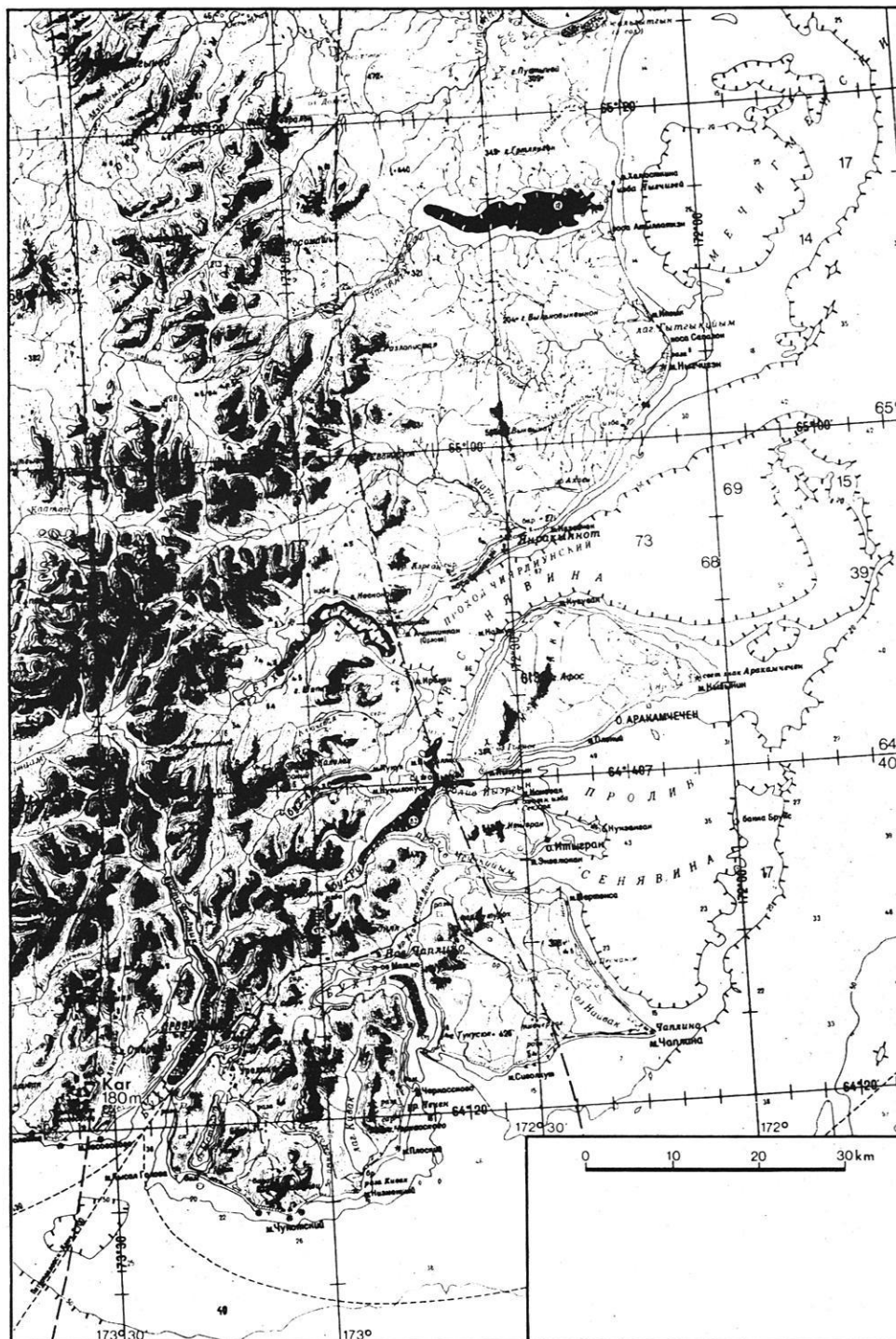


Abb. 2: Untermeerisch, dem Schelf aufgesetzte Endmoränenbögen, 30 km vor der heutigen Küste, mit landseitigen, in den Schelf eingelassenen ehemaligen Gletscherzungenbecken und gebirgeinwärts Trogtälern, bis zu 146 m unter NN rückübertieft sowie Karseehöhen von 180 m über NN. Aus: Karte der CCCP, 1 : 500 000 (verkleinert).

Fig. 2: Submarine terminal-moraine arcs overlying the shelf 30 km off the present shore. Landward, former terminal basins are inset in the shelf; in the mountains are glacial troughs, overdeepened to 146 m below sea level, and cirque lakes at elevations of 180 m a.s.l. From: Map of the SSSR, 1 : 500 000 (reduced scale).

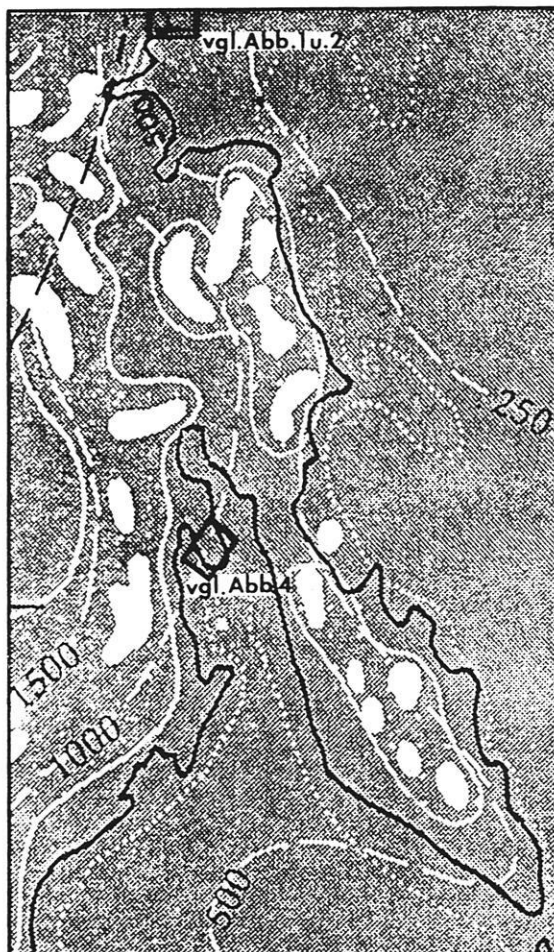


Abb. 3: Ausschnittsvergrößerung von Kamtschatka nach J. MARCINEK (1984) mit der Gebirgsvergletscherung (weiß), den Schneegrenzl原因en in Meter über NN und dem Küsteverlauf zur Weichseleiszeit. Umrahmte Rechtecke: Abgrenzungen großmaßstäbiger Kartenausschnitte (vgl. Abb. 2 u. 4).

Fig. 3: Enlargement of Kamchatka after J. Marcinek (1984) showing mountain glaciation (white), snowlines in metres a.s.l., and the coastline during the Weichselian Glaciation. The rectangles outline parts of large-scale maps (cf. Figs 2 and 4).

Als kartenentnehmbare Form, die eine Vereisung belegt, können Karseen herangezogen werden. Sie gelten mit ihrer Untergrenze grob als hocheiszeitliche Schneegrenzl原因en, wo Glazialablagerungen fehlen (HEUBERGER, 1980). Schon der Blick auf die IWK 1 : 1 Mill zeigt am nördlichen Höhenzug im Talschluß der Flüsse Seen (vgl. Abb. 4). Die Topographische Übersichtskarte 1 : 200 000 in Abb. 5 belegt darüber hinaus nicht nur eine Gebirgsvergletscherung mit Karseen um 700–800 m, sondern das Hinableiten von Talgletschern durch Trogtäler mit breiten Trogtalböden bis ins Vorland.

Insbesondere in dem auf die NW-Ecke hin orientierten breiten Trogtal hat sich eine Talgletscherzunge 8 km weit ins Vorland hinausgeschoben. Eistrückschmelzbedingt sind – gebirgseinwärts mit kleiner werdenden Radien – mindestens drei sichelförmig gestaffelte Endmoränenbögen mit dazwischen liegenden feuchteren Niederungen und Seen ableitbar.

Die den Kartenausschnitten I und II der Abb. 4 entnommenen Kareexpositionen und -höhen sind auf der Grundlage 1 : 200 000 in Abb. 6 verzeichnet. Auch wenn in diesem Maßstab 1 : 200 000 der Abb. 5 nur die größten Karseen verzeichnet sind, ist generell ableitbar, daß nur der NW-Halbkreis Kare ausweist, der SE-Sektor zeigt in diesem Maßstab kein einziges. Daraus folgt für den Niederschlag in fester Form ein Feuchtetransport vom Pazifik aus SE mit überproportionaler Schneeakkumulation im Lee (NW-Abdachung) der Berge. Diese generelle Aussage müßte natürlich über Karten größeren Maßstabs dann unter Einbeziehung aller Kare geprüft werden. Die Vergletscherung der Taigonos-Halbinsel jedoch ist mit Sicherheit sowohl in die Karte von H. LIEDTKE (Abb. 1) als auch in jene nach MARCINEK (Abb. 3) nachzutragen. Daß die Vereisung vor 18–20 000 Jahren in ihrer maximalen Festlands- und Schelfüberdeckung größer war als bislang angenommen, dieses ist von geomorphologisch-kartographischer Seite aus punktuell immer wieder belegbar.

Die hiermit vorgestellten Beispiele könnten weltweit beliebig erweitert werden. Doch geht es hier, soll das Klima der Welt in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft erarbeitet werden, auch immer um eine gewisse Flächenrepräsentanz eines weltweit möglichst dichten Daten-netzes, heute aktuell vorhanden in den Wetterstationen zum Messen der wichtigsten Werte wie Temperatur, Luftdruck, Winde und Niederschlag. Für frühere Zeiten müssen in einem weltweit möglichst dichten Netz Klimaindikatoren herangezogen werden, die Aussagen ableitbar machen. Und neben der Vegetation ist hier das flächendeckende Erfassen der Formen- und Sedimenthinterlassenschaft anderer als jetztzeitlicher Klimate wichtig. Damit haben wir Werte für das bodennahe Klima aus vergangenen Zeitabschnitten. Sie sind wichtig für die Klimaprognostik.

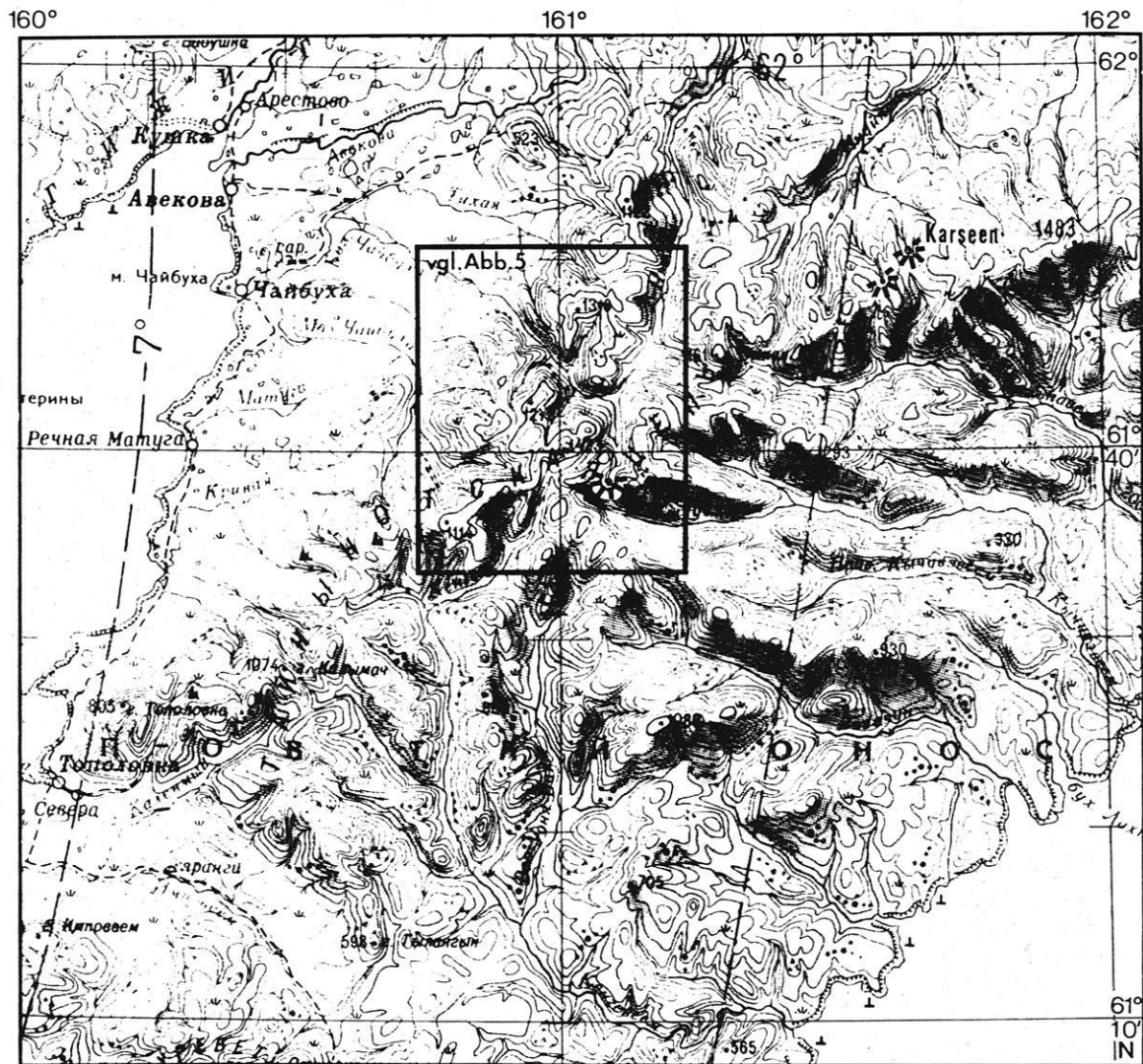


Abb. 4: Ausschnittsvergrößerung aus der IWK 1 : 1 Mill., Blatt P 57, 58, KAMEHCKOE, CCCP mit der rechteckigen Umrahmung des detaillierteren Ausschnitts der Generalkarte in Abb. 5.

Fig. 4: Enlargement of portion of 1 : 1 000 000 IWK, Sheet P57, 58, KAMEHCKOE, SSSR. The rectangle outlines the more detailed part of the topographic map in Fig. 5.





Abb. 5: Ausschnittsvergrößerung aus der Generalkarte der CCCP, 1 : 200 000, Blatt P 57 – XXIII, XXIV, mit Karssee-Markierungen im Gebirge und Gletscherständen im nordwestlichen Gebirgsvorland des Ausschnitts.

Fig. 5: Enlargement of part of the Topographic Map of the SSSR, 1 : 200 000, Sheet P57 – XXIII, XXIV, showing cirque lakes in the mountains and glacier limits in the NW mountain foreland.

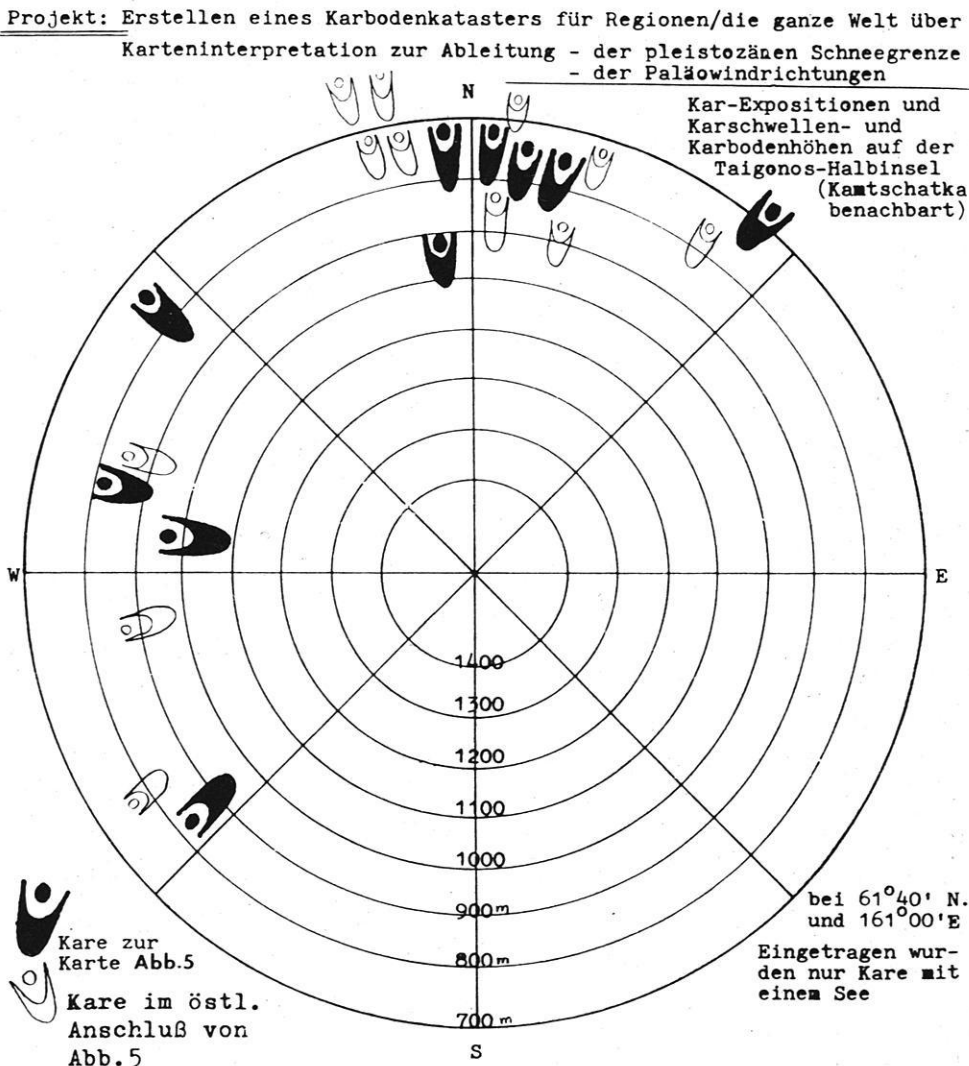


Abb. 6: Regelmäßigkeit der Karsee-Verteilung nach Höhe über NN und Exposition auf der Taigonos-Halbinsel.

Fig. 6: Cirque lake distribution according to elevation a.s.l. and aspect on the Taigonos peninsula.

Versuche dieser Art hat es einige gegeben, zu wenige. Sie wurden nicht weiter aufgegriffen zur weltweiten Übertragung und Verdichtung. Erinnert sei an die Arbeit von POSER (1950) zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der letztmals formungswirksamen Windrichtung, die aus den Binnendünen abgeleitet wurden. Eine andere Möglichkeit, Bodenwetterkarten z.B. aus der Zeit der maximalen Eisausdehnung zu rekonstruieren, erschließt sich auch aus Kare und den entsprechenden Schneegrenzl意思. Aus den topographischen Kartenwerken der Welt sind alle Kare mit ihren wichtigsten Kenndaten, der geo-

graphischen Lage im Gradnetz, ihrer Höhe über dem Meer, ihrer Größe und Exposition der steilen Umrahmung zu entnehmen. So könnte ein Karboden-Kataster erstellt werden, das hilft, Schneegrenzhöhen und damit weltweit Schneegrenzl意思 in bestehenden Karten zu korrigieren und zu verdichten. Ein derartiges Projekt zum Aufbau eines Karbodenkatasters für einen schnellen Rückgriff auf alle Daten würde enorme Mittel und Mitarbeiter benötigen. Beim Vorliegen eines lückenlosen Karbodenkatasters würden z.B. jene Angaben zur Schneegrenze in Bolivien, wie sie von SELTZER (1994) gemacht wurden, (vgl. Abb. 7) der Vergangenheit angehören. Das von ihm unter-



suchte Kar liegt in 4 400 m über dem Meer und ist damit nur eingeschränkt geeignet, Aussagen zur glazialen Schneegrenze zu machen, denn die gleiche Region weist in Nachbartälern letztglaziale Kare aus, die 700 m tiefer liegen (vgl. Abb. 7). Sie mit ihren Sedimenten zur Lage der Schneegrenze im Hochglazial zu bearbeiten, wäre weitaus aufschlußreicher als Sedimente höherer Kare, die an Eistrückschmelzpositionen in beliebig höherer Lage vorkommen können. Würde ein Karbodenkataster weltweit verfügbar sein, wären die Aussagen von SELTZER (1994), aber auch die Auswahl der Objekte für eine Geländearbeit zur Datierung etc. in verbesserter Form möglich gewesen. Dies zeigt, daß es für zukünftige Aufgaben ebenso wichtig ist, die bereits bestehenden Möglichkeiten auf der Grundlage vorhandener Daten zu sammeln, zu vernetzen und im Hinblick auf klimatischen Aussagen

kategorial auszuwerten. Dies wird ohne Datenverarbeitungssysteme nicht möglich sein, zu umfangreich sind die zu verarbeitenden Werte. Allein ein Karbodenkataster der Welt würde weit über 100 000 Punkte der Erdoberfläche vernetzend erfassen müssen mit den wesentlichsten Angaben zur Ermittlung klimaabhängiger Fakten vergangener Zeiten. Diese Arbeit umfaßt auch die Bereiche unterhalb der Schneegrenze, denn die langjährigen Vegetations- und Temperaturabfolgen zur Tiefe hin sind ja aus den verschiedenen Regionen bekannt (Matten-, Krummholzstufe, Baumgrenze mit Julimittel über +10 °C, der Mischwaldstufe mit Winter-Monatsmittel nicht unter -3 °C etc). So könnten Klimakarten vergangener Zeitabschnitte auf ein sehr dichtes Netzwerk von Punkten erstellt und auch digital abgerufen werden.

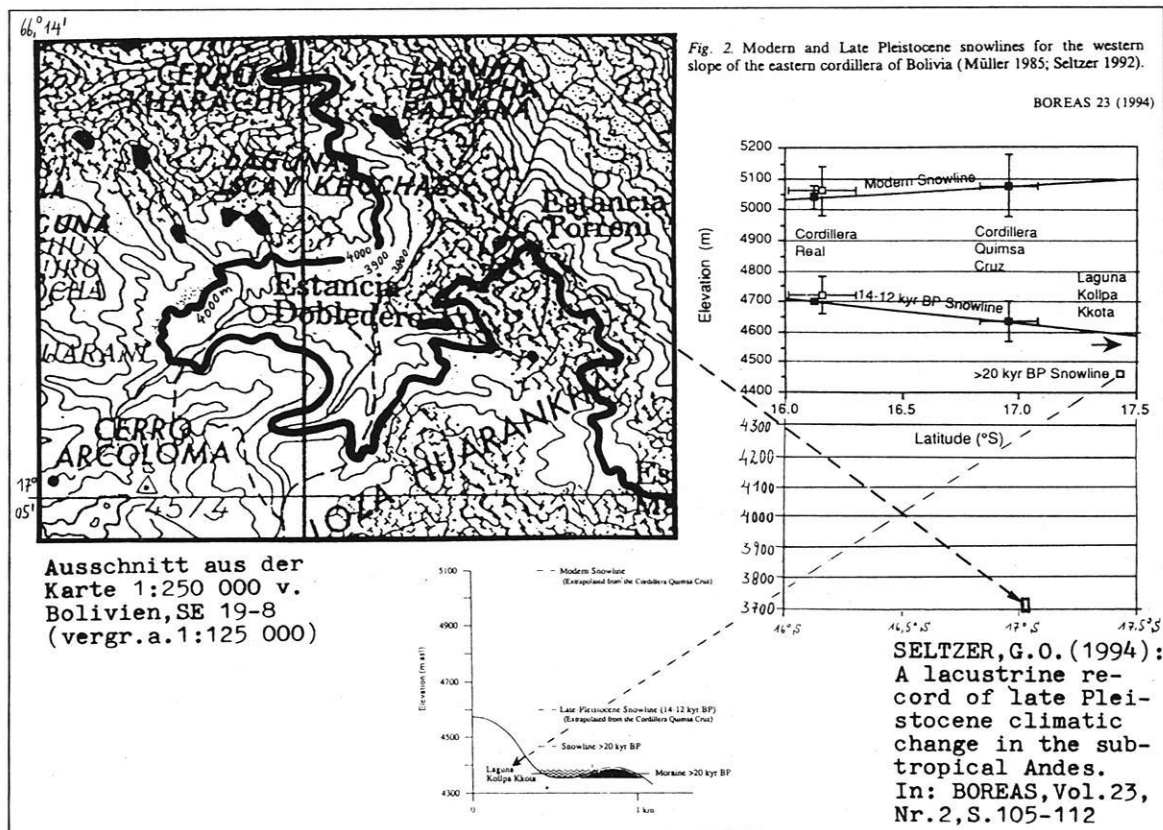


Abb. 7: Gegenüberstellung von Ergebnissen aus SELTZER (1994) mit der Karte 1 : 250 000 von Bolivien.

Fig. 7: Results from SELTZER (1994) contrasted with the 1 : 250 000 map of Bolivia.

Daß Bodenwetterkarten alleine z.B. zur heutigen, aktuellen Wettervorhersage dann, wenn es um längerfristige Prognosen geht, nicht ausreichen, dies ist am Beispiel der Erforschung der Wechselbeziehung zwischen Boden- und Höhenwetter zu erläutern. REITER (1970) belegt eindringlich, welche Katastrophen die Luftfahrt im 2. Weltkrieg durchfliegen mußte – bis hin zum Absturz mangels Wissen um die Gesetzmäßigkeiten des jeweiligen Höhenwetters. „Noch bevor die amerikanischen Bomber den geheimnisvollen Winden über Japan begegneten, traf das Schicksal ein einsames Junkers-Aufklärungsflugzeug ... über dem östlichen Mittelmeer nach einem Aufklärungsflug über Südrußland ... Sein bester Schutz bestand in seiner unerhörten Flughöhe von etwa 17 km, welche weder von feindlichen Flugzeugen, noch von Flakgeschützen erreicht werden konnte.“ Die Widrigkeiten weitgehend unbekannter Jet-Stream-Zonen führten im Rückflug zum deutschen Stützpunkt auf Kreta zu folgendem Funkspruch: „Starke Gegenwinde ... können Stützpunkt nicht erreichen ... müssen auf See notlanden ... Der Jet-Stream

hatte sein Opfer gefordert“ (a.a.O., S. 7/8). Doch dauerte es noch weitere 30 Jahre, bis die Ursache des El Niño-Phänomens an der südamerikanischen Pazifik-Küste im weihnachtlichen Fischsterben alle 6–8 Jahre erhellt werden konnte. Wesentlichen Anteil an der Erforschung der Zusammenhänge hatten die amerikanischen Flugwettermeteorologen auf den mittelpazifischen Inseln. BJERKNES (1969) formulierte als erster einige Zusammenhänge, die die Hadleyzelle zusammenbrechen lassen, weil rechtwinklig dazu die äquatorparallele Walker-Zirkulation entsteht. Bis heute sind noch nicht alle Fragen geklärt, zu wenige Meßstationen mit langjährigen und regelhaften Messungen am Boden und zur Höhe hin gibt es, sie fehlen fast vollständig über Zweidrittel der Erdregionen, den Ozeanen. Modellrechnungen müssen auch hier an die Stelle exakter Datenerhebung treten. Prognostik ist selbst hier noch nicht möglich in der mittelfristigen Vorhersage, wann und in welchem Umfang und an welchen Küstenabschnitten sich das nächste Fischsterben ausbreitet.

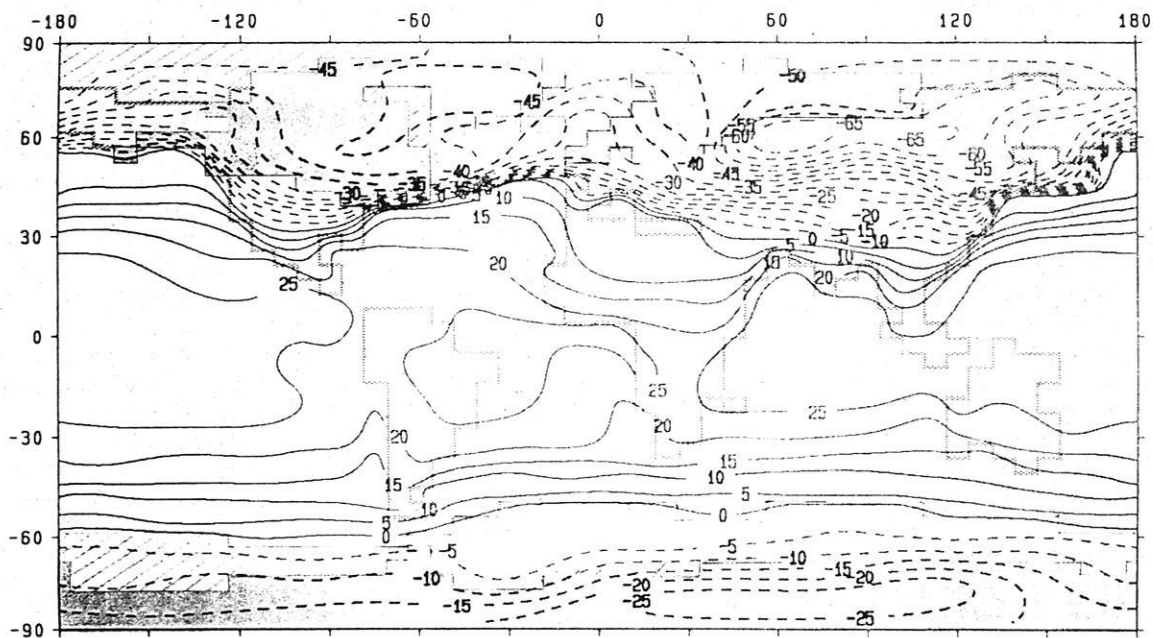


Abb. 8: Vergletscherte Gebiete der Erde um 18 000 J.B.P. Grauraster: Festlandeis, schraffiert: Meereis, Linien: durchschnittliche Januartemperatur aus: WRIGHT und KUTZBACH et al. (1993).

Fig. 8: The northern ice sheets and the sea ice at 18 ka. Greytone: continental ice, diagonal hatching: sea ice, lines: average January temperature. Based on: WRIGHT, KUTZBACH et al. (1993).

Dies macht deutlich, daß die generell meßbare Zunahme der Jahresmitteltemperatur, die Zunahme der CO<sub>2</sub>-Konzentration, die Zunahme der Golfstromtemperatur und noch viele andere Änderungen lediglich Bausteine in einem System sind, die in ihren weltweiten Wirkungszusammenhängen noch längst nicht gänzlich erfaßt werden können. In weiten Bereichen fehlen einfach noch engmaschige Beobachtungen für Prognosen erdnaher Veränderungen; aber auch die mehr oder weniger lange Phasenverzögerung im Reagieren des Systems Hydro-, Bio-, Litho- und Atmosphäre entziehen sich noch einer langfristigen Vorhersage für weltweite Klimaänderungen. Die fehlende, aber nötige Stationsdichte nördlich und südlich der Polarkreise und die dadurch bedingten Unsicherheiten sollen am Beispiel der Niederschlagsentwicklung aufgezeigt werden. Daß die Lufttemperatur zumindest in niederen und mittleren Breiten in den letzten 150 Jahren zugenommen hat, ist über die auch dabei zu beobachtende Schwankungsbreite im Trend belegt. Wird es jedoch wärmer, wird mehr Wasser auf den Ozeanflächen verdunstet und das Wasserdampfhalte- und Transportvermögen der Luft vergrößert sich. Damit könnte auch über den Inlandeismassen Grönlands und der Antarktis mehr Schnee akkumuliert werden als vorher. Damit würde dem Wasserkreislauf und letztlich dann dem Ozean mit entsprechender Phasenverzögerung Wasser entzogen, eine Absenkung des Meeresspiegels würde die Folge sein.

Da eine größere derzeitige Speicherung in den Polarregionen im Gegensatz zum Abschmelzen von Gletschern in Gebirgen mittlerer Breiten noch nicht exakt belegbar ist, könnte ein weiteres, weltweit in tausenden Punkten vorhandenes Stationsnetz mit Langzeitaussagen verknüpft und „zweckentfremdet“ zur Klimaänderung ausgewertet werden: das der Pegelmessungen der letzten 150 Jahre in allen Häfen. Zwar hat der Weltmeeresspiegel aufgrund plattentektonischer Verschiebungen und des sich damit ändernden Schwerefeldes in geologischen Zeitdimensionen ein sich änderndes Relief mit Wasserbergen und Wassermulden (+70 m über der Null-Meter-Fläche des Erdellipsoides zu –100 m darunter), doch in den letzten 150 Jahren sollte diese Komponente als Korrekturfaktor zu den Pegelschwankungen unerheblich sein im Unterschied zu isostatischen und/oder glazialisostatischen Bewegungen sowie Küstenverschiebungen aufgrund von Anlandungen und Abbrüchen. Pegelstandsmessungen der

letzten 150 Jahre weltweit nutzbar zu machen als Ergänzung fehlender Niederschlagsmessungen über den großen polaren Eisflächen, dies sollte bei allen o.a. regionalen Besonderheiten und Korrekturnotwendigkeiten versucht werden.

Eine möglicherweise weltweite Absenkung des Meeresspiegels aufgrund der Erwärmung und größeren Verdunstung und Speicherung würde den Beginn einer neuen Eiszeit anzeigen können. Diese sollte nach J. IMBRIE und J.Z. IMBRIE (1980, zitiert nach LIEDTKE 1990) erst in 60 000 Jahren zur vollen Ausprägung kommen, sofern diesem Trend nicht umweltbeeinflussende Maßnahmen des Menschen entgegen wirken. Doch besteht zu den Äußerungen der Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz (1994) in einem Heft zur UN-Klimakonferenz 1995 in Berlin kein Anlaß, wenn es dort heißt: „daß es unausweichlich zur Klimakatastrophe kommen muß“ (S. 3). Auch gibt es keine hinreichenden Gründe für die Verwendung des Katastrophenvokabulars in fast allen Medien beim Thema Klimaänderung. Vielmehr ist der Blick auf andere Felder im Umgang des Menschen mit der Natur zu richten und die Frage zu klären, welchen Zustand der Natur in den verschiedenen Regionen wir erhalten und damit schützen wollen, zumal sich durch die Tätigkeit des Menschen schon im äußeren Bild von der Wald-, über die Acker- und Wiesen- zur Stadt- und Industrie-Landschaft viel verändert hat. Entscheidungshilfen sind aber nicht so sehr aus einer idealisierenden geoökologischen Gleichgewichtsbetrachtung zu beziehen. Weder Klima, noch Vegetation, Bodenbildung und menschlicher Einfluß als Teil der Landschaftsänderung waren in den letzten Jahrtausenden, Jahrhunderten konstante Faktoren im Sinne eines Gleichgewichts. Sie haben sich wie ein Pendel mit sehr vielen Schwankungen von der Eiszeit über Wärme- und Kälteschwankungen größten Ausmaßes bis heute entwickelt. Diesen Klimaschwankungen der Vergangenheit für eine Prognostik auf ein breites Fundament zu stellen, ist Anliegen dieser Ausführungen. Es kann nicht angehen, daß weltweit alle international beachteten Publikationen in weiten Regionen die pleistozänen Vereisungsgrenzen gravierend falsch darstellen, und mit diesen falschen Grenzen und Werten falsche atmosphärische Zirkulationsmodelle entwickeln, u.a. für die Herleitung ausreichender Feuchte zur Vergletscherung.

## Literaturverzeichnis

- BJERKNES, J. (1969): Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. – *Monthly Weather Review*, 97: 163–172, Washington.
- FRENZEL, B. (1960): Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. – *Abhandl. d. mathem.-naturwiss. Klasse d. Akad. d. Wiss. u. d. Literatur in Mainz*. II. Teil, Nr. 6, Wiesbaden.
- FRENZEL, B. et al. (1992): Atlas of Paleoclimates and Palaeoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene-Holocene. – Budapest-Stuttgart.
- GROSSWALD, M.G. (1995): Case for the East Siberian Ice Sheet. – *Terra Nostra*, International Union for Quaternary Research XIV. International Congress, Abstracts, S. 98, Berlin.
- HEUBERGER, H. (1980): Die Schneegrenze als Leithorizont in der Geomorphologie. – *Arbeiten aus dem Geogr. Institut d. Univ. d. Saarlandes*, 29: 35–48, Saarbrücken.
- IMBRIE, J. und IMBRIE, J.Z. (1980): Modeling the Climatic Response to Orbital Variations. – *Science*, 207: 943–953.
- LIEDTKE, H. (1990): Stand und Aufgabe der Eiszeitforschung. – *Eiszeitforschung, Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt*: 40–54.
- MARCINEK, J. (1984): Gletscher der Erde. – Verlag Harri Deutsch, Thun u. Frankfurt/Main, 1985: 1–214.
- REITER, E. R. (1970): Strahlströme. Ihr Einfluß auf das Wetter. – Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York: 1–196.
- SCHULZ, G. (1991): Karten-, Luftbild- und Feldbefunde zur pleistozänen Schneegrenze in den Anden. – *Peterm. Geogr. Mitteilungen*, 3: 209–216.
- SCHULZ, G. (1994): Die pleistozäne Vergletscherung der Anden Perus und Boliviens abgeleitet aus Formen einer flächendeckend-integrativen Höhenlinienanalyse. – *Berliner Geogr. Abhandlungen*, 58: Selbstverlag F.U. Berlin, 1–156.
- SELTZER, G.O. (1994): A lacustrine record of late Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. – *Boreas*, 23 (2): 105–111, Oslo.
- SENATSV ERWALTUNG für Stadtentwicklung u. Umweltschutz (1994): UN-Konferenz v. 28.3.–7.4.1995 in Berlin: *Klima 95*: 1–8.
- WOLDSTEDT, P. (1965): Das Eiszeitalter. – Bd. 1, 3. Aufl., Stuttgart 1961; Bd. 2, 2. Aufl., Stuttgart 1958; Bd. 3, 2. Aufl., Stuttgart 1965.
- WRIGHT, H.E. Jr., KUTZBACH, J.E. et al. (1993): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. – University of Minnesota Press, Minneapolis, London.

### *Anschrift des Autors:*

Dr. Georg Schulz, Institut für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin, Malteserstr. 74-100, Hs H 143, 12249 Berlin

## Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Institutes für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin,  
Altensteinstraße 19, D-14195 Berlin, Fax 0049(0)30(0)8386263 (Preise zuzüglich Versandkosten)

---

- Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth (1964)  
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen. - 46 S., 7 Karten, 10 Diagramme.  
ISBN 3-88009-000-9 (vergriffen)
- Heft 2: ERGENZINGER, Peter (1965)  
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). - 48 S., 62 Abb.  
ISBN 3-88009-001-7 (vergriffen)
- Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel (1966)  
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. - 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.  
ISBN 3-88009-002-5 (vergriffen)
- Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim (1966)  
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. - 35 S., 37 Diagramme, 2 Tab., 21 Abb.  
ISBN 3-88009-003-3 (vergriffen)
- Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. I. Feldarbeiten 1964/65 (1967)  
65 S., 34 Abb., 1 Karte.  
ISBN 3-88009-004-1 (vergriffen)
- Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter (1969)  
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen in den Ländern der russischen Kosakenheere. - 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-005-X (DM 15,-)
- Heft 7: SCHULZ, Georg (1969)  
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung der topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnittes. - 28 S. 6 Abb. im Text, 1 Karte im Anhang.  
ISBN 3-88009-006-8 (vergriffen)
- Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. II. Feldarbeiten 1965/66 (1969)  
82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Tafeln, 11 Karten.  
ISBN 3-88009-007-6 (DM 15,-)
- Heft 9: JANNSEN, Gert (1970)  
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). - 66 S., 12 Abb., 41 Bilder, 3 Karten.  
ISBN 3-88009-008-4 (DM 15,-)
- Heft 10: JÄKEL, Dieter (1971)  
Erosion und Akkumulation im Emmeri Bardague-Araye des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tab., 1 Nivellement (4 Teile), 60 Profile, 3 Karten (6 Teile).  
ISBN 3-88009-009-2 (vergriffen)
- Heft 11: MÜLLER, Konrad (1971)  
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhône. - 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Fig., zahlreiche Tabellen.  
ISBN 3-88009-010-6 (vergriffen)
- Heft 12: OBENAUF, K. Peter (1971)  
Die Emmeris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemağayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.  
ISBN 3-88009-011-4 (DM 20,-)
- Heft 13: MOLLE, Hans-Georg (1971)  
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulation im Gebiet des Emmeri Zoumri (Tibesti-Gebirge). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-012-2 (DM 10,-)
- Heft 14: STOCK Peter (1972)  
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 73 S., 47 Abb., 4 Karten.  
ISBN 3-88009-013-0 (DM 15,-)
- Heft 15: BIEWALD, Dieter (1973)  
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe. - 40 S., 16 Abb., 26 Seiten Fig. und Karten.  
ISBN 3-88009-015-7 (DM 10,-)
- Heft 16: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. III. Feldarbeiten 1966/67 (1972)  
156 S., 133 Abb., 41 Fig., 34 Tab., 1 Karte.  
ISBN 3-88009-014-9 (DM 45,-)

## Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Institutes für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin,  
Altensteinstraße 19, D-14195 Berlin, Fax 0049(0)30(8)386263 (Preise zuzüglich Versandkosten)

---

- Heft 17: PACHUR, Hans-Joachim (1973)  
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 58 S., 39 Photos, 16 Fig. und Profile, 9 Tab., 1 Karte.  
ISBN 3-88009-016-5 (DM 25,-)
- Heft 18: BUSCHE, Detlef (1973)  
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, Republique du Tchad. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten.  
ISBN 3-88009-017-3 (DM 40,-)
- Heft 19: ROLAND, Norbert W. (1973)  
Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-018-1 (DM 20,-)
- Heft 20: SCHULZ, Georg (1974)  
Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen Erdatlas. - 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.  
ISBN 3-88009-019-X (DM 35,-)
- Heft 21: HABERLAND, Wolfram (1975)  
Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tchad). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 71 S., 62 Abb., 24 Fig., 10 Tab.  
ISBN 3-88009-020-3 (DM 50,-)
- Heft 22: GRUNERT, Jörg (1975)  
Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rep. du Tchad). - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 96 S., 3 Tab., 6 Fig., 58 Profile, 41 Abb., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-021-1 (DM 35,-)
- Heft 23: ERGENZINGER, Peter Jürgen (1978)  
Das Gebiet des Emmeri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad - Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte I : 200 000. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 60 S., 6 Tab., 24 Fig., 24 Photos, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-022-X (DM 40,-)
- Heft 24: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. IV. Feldarbeiten 1967/68, 1969/70, 1974 (1976)  
24 Fig., 79 Abb., 12 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-023-8 (DM 30,-)
- Heft 25: MOLLE, Hans-Georg (1979)  
Untersuchungen zur Entwicklung der vorzeitlichen Morphodynamik im Tibesti-Gebirge (Zentral-Sahara) und in Tunesien. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 104 S., 22 Abb., 40 Fig., 15 Tab., 3 Karten.  
ISBN 3-88009-024-6 (DM 35,-)
- Heft 26: BRIEM, Elmar (1977)  
Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen Zentralsahara. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 89 S., 38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagramme, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-025-4 (DM 25,-)
- Heft 27: GABRIEL, Baldur (1977)  
Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. - Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 111 S., 9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-026-2 (vergriffen)
- Heft 28: BÖSE, Margot (1979)  
Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. - 46 S., 3 Tab., 14 Abb., 25 Photos, 1 Karte.  
ISBN 3-88009-027-0 (vergriffen)
- Heft 29: GEHRENKEMPER, Johannes (1978)  
Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. - 81 S., 68 Abb., 3 Tab., 32 Photos, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-028-9 (DM 20,-)
- Heft 30: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1978)  
Geomorphologische Detailaufnahme. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I. - 90 S., 38 Abb. und Beilagen, 17 Tab.  
ISBN 3-88009-029-7 (vergriffen)
- Heft 31: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1980)  
Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II. - 104 S., 25 Abb., 5 Tab.  
ISBN 3-88009-030-0 (DM 17,-)



## Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Institutes für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin,  
Altensteinstraße 19, D-14195 Berlin, Fax 0049(0)30(8)386263 (Preise zuzüglich Versandkosten)

---

- Heft 32:     Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. V. Abschlußbericht (1982)  
          182 S., 63 Fig. und Abb., 84 Photos, 4 Tab., 5 Karten.  
          ISBN 3-88009-031-9 (DM 60,-)
- Heft 33:     TRETER, Uwe (1981)  
          Zum Wasserhaushalt schleswig-holsteinischer Seengebiete. - 168 S., 102 Abb., 57 Tab.  
          ISBN 3-88009-033-5 (DM 40,-)
- Heft 34:     GEHRENKEMPER, Kirsten (1981)  
          Rezenter Hangabtrag und geoökologische Faktoren in den Montes de Toledo. Zentralspanien. - 78 S., 39 Abb., 13 Tab., 24 Photos, 4 Karten.  
          ISBN 3-88009-032-7 (DM 20,-)
- Heft 35:     BARSCH, Dietrich & STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1982)  
          Erträge und Fortschritte der geomorphologischen Detailkartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm III. - 134 S., 23 Abb., 5 Tab., 5 Beilagen.  
          ISBN 3-88009-034-3 (DM 30,-)
- Heft 36:     STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1984):  
          Regionale Beiträge zur Geomorphologie. Vorträge des Ferdinand von Richthofen-Symposiums, Berlin 1983. - 140 S., 67 Abb., 6 Tab.  
          ISBN 3-88009-035-1 (DM 35,-)
- Heft 37:     ZILLBACH, Käthe (1984)  
          Geoökologische Gefügemuster in Süd-Marokko. Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. - 95 S., 61 Abb., 2 Tab., 3 Karten.  
          ISBN 3-88009-036-X (DM 18,-)
- Heft 38:     WAGNER, Peter (1984)  
          Rezente Abtragung und geomorphologische Bedingungen im Becken von Ouarzazate (Süd-Marokko). Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. - 112 S., 63 Abb., 48 Tab., 3 Karten.  
          ISBN 3-88009-037-8 (DM 18,-)
- Heft 39:     BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1985)  
          Geomorphological Mapping in the Federal Republic of Germany. Contributions to the GMK priority program IV. - 89 S., 16 Abb., 5 Tab.  
          ISBN 3-88009-038-6 (DM 22,50)
- Heft 40:     MÄUSBACHER, Roland (1985)  
          Die Verwendbarkeit der geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25) der Bundesrepublik Deutschland für Nachbarwissenschaften und Planung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm V. - 97 S., 15 Abb., 31 Tab., 21 Karten.  
          ISBN 3-88009-039-4 (DM 18,-)
- Heft 41:     STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1986)  
          Geo- und biowissenschaftliche Forschungen der Freien Universität Berlin im Werra-Meißner-Kreis (Nordhessen). Beiträge zur Werra-Meißner-Forschung I. - 265 S., 82 Abb., 45 Tab., 3 Karten.  
          ISBN 3-88009-040-8 (DM 28,-)
- Heft 42:     BARSCH, Dietrich & LESER, Hartmut (Hrsg.) (1987)  
          Regionale Beispiele zur geomorphologischen Kartierung in verschiedenen Maßstäben (1 : 5 000 bis 1 : 200 000). Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VI. - 80 S., 10 Abb., 9 Beilagen.  
          ISBN 3-88009-041-6 (DM 35,-)
- Heft 43:     VAHRSON, Wilhelm-Günther (1987)  
          Aspekte bodenphysikalischer Untersuchungen in der libyschen Wüste. Ein Beitrag zur Frage spätpleistozäner und holozäner Grundwasserbildung. - 92 S., 12 Abb., 56 Fig., 7 Tab., 1 Karte.  
          ISBN 3-88009-042-4 (DM 18,-)
- Heft 44:     PACHUR, Hans-Joachim & RÖPER, Hans-Peter (1987)  
          Zur Paläolimnologie Berliner Seen. - 150 S., 42 Abb., 28 Tab.  
          ISBN 3-88009-043-2 (*vergriffen*)
- Heft 45:     BERTZEN, Günter (1987)  
          Diatomeenanalytische Untersuchungen an spätpleistozänen und holozänen Sedimenten des Tegeler Sees. - 150 S., 19 Fig., 2 Tab., 38 Abb., 7 Anlagen  
          ISBN 3-88009-044-0 (DM 30,-)
- Heft 46:     FRANK, Felix (1987)  
          Die Auswertung großmaßstäbiger Geomorphologischer Karten (GMK 25) für den Schulunterricht. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VII. - 100 S., 29 Abb., Legende der Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25).  
          ISBN 3-88009-045-9 (DM 18,-)
- Heft 47:     LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1988)  
          Untersuchungen zur Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland - Neue Ergebnisse der Geomorphologischen Kartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VIII. - 225 S., 77 Abb., 12 Tab.  
          ISBN 3-88009-046-7 (DM 60,-)

## Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Institutes für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin,  
Altensteinstraße 19, D-14195 Berlin, Fax 0049(0)30(8)386263 (Preise zuzüglich Versandkosten)

---

- Heft 48: MÖLLER, Klaus (1988)  
Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen). - 187 S., 55 Abb., 20 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-047-5 (DM 25,-)
- Heft 49: SCHMIDT, Karl-Heinz (1988)  
Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus. - 183 S., 50 Abb., 17 Photos, 20 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-048-3 (DM 60,-)
- Heft 50: STÜVE, Peter (1988)  
Die Schneeschmelze eines nordskandinavischen Einzugsgebietes ermittelt über die räumlich-zeitliche Variation des Strahlungs- und Energiehaushalts. - 119 S., 42 Abb., 13 Tab., 21 Karten.  
ISBN 3-88009-050-1 (DM 30,-)
- Heft 51: BÖSE, Margot (1989)  
Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee. - 114 S., 54 Abb., 17 Tab., 1 Bild.  
ISBN 3-88009-051-3 (vergriffen)
- Heft 52: WALTHER, Michael (1990)  
Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). - 143 S., 60 Abb., 4 Tab., 9 Fotos.  
ISBN 3-88009-052-1 (DM 20,-)
- Heft 53: KARRASCH, Heinz (Hrsg.) (1990)  
Prozeßabläufe bei der Landschafts- und Landesentwicklung: Methoden, Ergebnisse, Anwendungen. Festschrift für Wilhelm Wöhlke zum 65. Geburtstag. - 300 S., 121 Abb., 35 Tab.  
ISBN 3-88009-053-X (DM 80,-)
- Heft 54: KRÖPELIN, Stefan (1993)  
Zur Rekonstruktion der spätquartären Umwelt am Unteren Wadi Howar (Südöstliche Sahara/NW-Sudan). In Vorbereitung.  
ISBN 3-88009-055-6
- Heft 55: WÜNNEMANN, Bernd (1993)  
Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne Südangelns in Schleswig-Holstein. - 167 S., 59 Abb., 8 Tab., 15 Bilder.  
ISBN 3-88009-056-4 (DM 20,-)
- Heft 56: JACOBSSHAGEN, Volker, MÖLLER, Klaus & JÄKEL, Dieter (Hrsg.) (1993)  
Hoher Meißner und Eschweger Becken. Geowissenschaftliche und vegetationskundliche Charakteristik einer Nordhessischen Landschaft. - 300 S., 94 Abb., 23 Tab., 5 Kartenbeilagen.  
ISBN 3-88009-057-2 (DM 80,-)
- Heft 57: HOFMANN, Jürgen (1993)  
Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China). - 187 S., 46 Abb., 23 Tab., 85 Photos, 7 Beilagen.  
ISBN 3-88009-058-0 (DM 25,-)
- Heft 58: SCHULZ, Georg (1995)  
Die pleistozäne Vergletscherung der Anden Perus und Boliviens abgeleitet aus Formen einer flächendeckend-integrativen Höhenlinienanalyse.  
ISBN 3-88009-059-9 (DM 68,-)
- Heft 59: DE JONG, Carmen (1995)  
Temporal and spatial interactions between river bed roughness, geometry, bedload transport and flow hydraulics in mountainstreams - examples from SquawCreek, Montana (USA) and Lainbach/Schmiedlaine, Upper Bavaria (Germany).  
229 S., 225 Abb., 7 Tab.  
ISBN 3-88009-060-2 (DM 60,-)
- Heft 60: ROWINSKY, Volkmar (1995)  
Hydrologische und stratigraphische Studien zur Entwicklungsgeschichte von Brandenburger Kesselmooren.  
155 S., 38 Abb., 28 Tab., 2 Photos, 7 Anlagen.  
ISBN 3-88009-061-0 (DM 25,-)
- Heft 61: SCHMIDT, Jürgen (1996)  
Entwicklung und Anwendung eines physikalisch begründeten Simulationsmodells für die Erosion geneigter landwirtschaftlicher Nutzflächen. - 148 S., 87 Abb., 34 Tab.  
ISBN 3-88009-062-9 (DM 30,-)
- Heft 62: SCHNABEL, Susanne (1996)  
Untersuchungen zur räumlichen Variabilität hydrologischer und erosiver Prozesse in einem kleinen Einzugsgebiet mit silvo - pastoraler Landnutzung (Extremadura, Spanien). - 130 S., 73 Abb., 41 Tab., 21 Photos.  
ISBN 3-88009-063-7 (DM 30,-)
- Heft 63: BÖSE, Margot & HOFMANN, Jürgen (Hrsg.) (1999)  
Forschungsergebnisse zur Klimageschichte und Reliefentwicklung Nordafrikas und Asiens. - Festschrift für Dieter Jäkel zum 65. Geburtstag. 11 Beiträge: 192 S., 85 Abb., 31 Fotos, 4 Tab.  
ISBN 3-88009-064-5 (DM 50,-)