

Herausgegeben von Gerhard Stäblein, Georg Jensch, Hartmut Valentin, Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Hef 23

Peter Jürgen Ergenzinger

Das Gebiet des Enneri Misky  
im Tibesti-Gebirge,  
République du Tchad  
Erläuterungen  
zu einer geomorphologischen Karte  
1:200 000

Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

(6 Tabellen, 24 Figuren, 24 Photos, 2 Karten)

1978

---

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-022-X



# Berliner Geographische Abhandlungen

## *Erschienen sind:*

- Heft 1:** HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth  
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen.  
(1964). 46 S., 7 Ktn., 10 Diagramme im Anhang  
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-000-9
- Heft 2:** ERGENZINGER, Peter  
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald)  
(1965). 48 S., 62 Abb.  
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-001-7
- Heft 3:** ABDUL-SALAM, Adel  
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon.  
(1966). 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  
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.  
(1966). 35 S., 37 Diagr., 2 Tab., 21 Abb.  
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-003-3
- Heft 5:** Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
I. Feldarbeiten 1964/65.  
(1967). 65 S., 34 Abb., 1 Kte.  
ISBN 3-88009-004-1 Vergriffen
- Heft 6:** ROSTANKOWSKI, Peter  
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen  
in den Ländern der russischen Kosakenheere.  
(1969). 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.  
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-005-X
- Heft 7:** SCHULZ, Georg  
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung  
der topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnitts  
(1969). 28 S., 6 Abb. im Text, 1 Kte. im Anhang.  
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-006-8
- Heft 8:** Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
II. Feldarbeiten 1965/66.  
(1969). 82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Taf., 11 Karten.  
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-007-6
- Heft 9:** JANNSEN, Gert  
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti).  
(1970). 66 S., 12 S. Abb., 41 Bilder, 3 Karten.  
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-008-4
- Heft 10:** JÄKEL, Dieter  
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges  
(zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns.  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
(1971), 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tabellen, 1 Nivellement (4 Teile),  
60 Profile, 3 Karten (6 Teile).  
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-009-2
- Heft 11:** MÜLLER, Konrad  
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften  
Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhone.  
(1971). 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Figuren, zahlreiche Tabellen.  
Preis: DM 25,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-010-6



*Peter Jürgen Ergenzinger*

**Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad  
Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1 : 200 000**



BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

---

Herausgegeben von Gerhard Stäblein, Georg Jensch, Hartmut Valentin, Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 23

Peter Jürgen Ergenzinger

Das Gebiet des Enneri Misky  
im Tibesti-Gebirge,  
République du Tchad  
Erläuterungen  
zu einer geomorphologischen Karte  
1:200 000

Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

(6 Tabellen, 24 Figuren, 24 Photos, 2 Karten)

1978

---

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-022-X



## Vorwort

Unterstützt durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft<sup>1</sup> und dank dem Einsatz der Mitarbeiter<sup>2</sup> der Außenstelle Bardai/Tibesti war es mir zusammen mit Ullrich BÖTTCHER möglich, in der Zeit vom 20. 4. bis 25. 7. 1966 und zusammen mit Dieter LUCK vom 20. 3. bis 10. 6. 1968 geomorphologische Untersuchungen im südlichen Vorland des Tibesti und im nördlichen Tschadbecken in der Republik Tschad durchzuführen.

Die vorliegende Arbeit ist ein Ausschnitt aus den unter der Leitung von Herrn Professor Jürgen HOVERMANN an der Außenstelle Bardai des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität im Tibesti durchgeführten geomorphologischen Untersuchungen. Die Anregungen und die vielfältige Kritik durch Prof. HOVERMANN prägten diese Arbeit. Dafür gilt ihm vor allen anderen Mitgliedern des Berliner II. Geographischen Instituts mein Dank.

Die geomorphologische Übersichtskarte ist der Kern meiner im Jahre 1971 im Fachbereich für Geowissenschaften der Freien Universität vorgelegten Habilitationsschrift: „Das südliche Vorland des Tibesti — Beiträge zur Geomorphologie der südlichen zentralen Sahara“. Den Herren Kart.-Ing. Joachim SCHULZ und dem Zeichner Rainer WILLING bin ich sehr verpflichtet für die langwierige Umsetzung meines Entwurfes in eine Spezialkarte.

---

<sup>1</sup> Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für Reisebeihilfen und ein Habilitationsstipendium.

<sup>2</sup> U. BÖTTCHER, G. BRUSCHEK, J. GERMER, K. GROTH, Dr. G. JANNSSEN, W. KUHFUSS, D. LUCK und Dr. H.-G. MOLLE mit den Tubbu-Helfern AHAMMAD, ALAFI, HAI und SIDI.

Als Auszug einer Habilitationsschrift  
auf Empfehlung des Fachbereichs 24 Geowissenschaften  
der Freien Universität Berlin  
gedruckt mit Unterstützung  
der Deutschen Forschungsgemeinschaft



# Inhalt

	<b>Vorwort</b>	<b>4</b>
<b>1.</b>	<b>Einleitung</b>	<b>7</b>
1.1	Geomorphologische Fragestellungen	7
1.2	Vorbemerkungen zum Entwurf der geomorphologischen Übersichtskarte	7
<b>2.</b>	<b>Regionaler Überblick</b>	<b>8</b>
2.1	Topographische Übersicht	8
2.2	Geologische Übersicht	9
<b>3.</b>	<b>Erläuterungen zur geomorphologischen Übersichtskarte</b>	<b>10</b>
3.1	Tektonisch-strukturelle Formenanalyse	10
3.1.1	Rohformen	10
3.1.2	Strukturformen	11
3.2	Skulpturelle Analyse	13
3.2.1	Limnisch-mariner Formenbereich	13
3.2.2	Äolischer Formenbereich	19
3.2.3	Fluviale Formenbereiche	25
3.2.3.1	Wüstenschluchtenbereich	26
3.2.3.2	Spülfächenbereich	28
3.2.3.2.1	Basisspülfäche	28
3.2.3.2.1.1	Patinierte Basisspülfäche	28
3.2.3.2.1.2	Basisspülfäche ohne Verwitterungsdecke	29
3.2.3.2.1.3	Basisspülfäche mit Verwitterungs- bzw. Bodendecken	29
3.2.3.2.2.1	Krustenspülfäche	31
3.2.3.2.2.2	Spülfächen mit Kieslesedecken	32
3.2.3.3	Pedimentbereich	35
3.2.3.4	Talterrassen	37
3.3	Chronologische Analyse	41
<b>4.</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>43</b>
	Summary	43
	Résumé	43
<b>5.</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>44</b>
	Verzeichnis der Karten und Figuren	49
	Verzeichnis der Tabellen	49
	Verzeichnis der ausgewerteten Karten und Luftbilder	49

Anhang: Verzeichnis der bisher erschienenen Aufsätze (A),  
Mitteilungen (M) und Monographien (Mo)  
aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

Anlage: Fig. 26 (2 Teile), Geomorphologische Übersichtskarte  
des Miskyvorlandes 1 : 200 000



# 1. Einleitung

## 1.1 Geomorphologische Fragestellungen

Ausgangspunkt für die Untersuchungen war die Frage nach den Beziehungen zwischen den Erosions- und Akkumulationsvorgängen im Tibesti und den korrelativen Vorgängen im Vorland bzw. in dem anschließenden Becken. Das Untersuchungsgebiet „Misky-Vorland“ wurde dazu nach eingehenden Karten- und Luftbildstudien auf Grund folgender Beobachtungen ausgewählt:

1. Als Leitbahnen und Zeitmarken der Erosion und Akkumulation finden sich im Einzugsgebiet des Enneri Misky<sup>3</sup> bis zum Gebirgsrand die für das Tibesti typischen Akkumulationsterrassen.

2. Die Enneris Misky und Oudougué enden heute in Endpfannen nahe Edring. Südlich von Edring läßt sich ein heute trocken liegendes weiterführendes Talnetz im Gebiet des Enneri Domar erkennen.

3. Nach den topographischen Karten verläuft der Enneri Domar bis zur Piste Largeau-Zouar. Südlich der Piste führt ein breites Sohlental zur Falaise d'Angamma und endet hier in 330 m Höhe hoch über dem Boden der südlich angrenzenden Bodélé bei Kichi-Kichi. Auf Grund dieser Beobachtungen war im Misky-Gebiet eine Verknüpfung zwischen den pluvialzeitlichen Talaufschüttungen und den pluvialzeitlichen Seeständen im Tschadbecken zu erwarten.

Um innerhalb des Untersuchungsgebietes fremdbürtige und lokale Einflüsse zu unterscheiden, wurde eine möglichst umfassende geomorphologische Übersichtskartierung angestrebt. Der Schwerpunkt der Kartierung war die Aufnahme der Skulpturformen im weitesten Sinne.

## 1.2 Vorbemerkungen zum Entwurf der geomorphologischen Übersichtskarte

Das Ziel einer geomorphologischen Übersichtskarte ist die Darstellung einer möglichst umfassenden Bestandsaufnahme der Oberflächenformen. Eine derartige Aufnahme kann nicht rein „physiognomisch“, ohne eine Gewichtung der unterschiedlichen Aspekte der Oberflächenformen durchgeführt werden. Wie ERGENZINGER und JANNSEN (1969, in dieser Arbeit befindet sich auch eine ausführliche Literaturliste) ausführten, wurden in den veröffentlichten Entwürfen von geomorphologischen Karten nach und nach alle Aspekte der geomorphologischen Analyse als Leitlinien der Klassifikation und Abbildung benutzt. Klassifiziert man die geomorphologischen Karten nach ihrer vornehmlichen Aussage, d. h. nach dem Kriterium für welche Tatbestände Flächenfarben benutzt werden, so lassen sich folgende Typen geomorphologischer Karten unterscheiden:

a) Morphographische Karten: In Flächenfarben werden Reliefenergie, Böschungswinkelklassen oder Höhenschichten dargestellt und damit morphometrische Eigenschaften der Oberflächenformen abgebildet.

b) Chorologisch-geomorphologische Karten: Es werden komplexe Raumeinheiten, geomorphologisch definierte Landschaften wiedergegeben, wie z. B. „Schollengebirge“, „aride Gebirge“ oder „nival-glaziale Gebirge“.

c) Petrographisch-geomorphologische Karten: Der Einfluß des Gesteins auf die Oberflächenformen wird als dominant angesehen und entsprechend diesem Ansatz werden die petrographischen Verhältnisse in Flächenfarben wiedergegeben.

d) Strukturell-geomorphologische Karten: Vorwiegend in Schwarz-Weiß werden die tektonisch-strukturellen Eigenschaften abgebildet.

e) Chronologisch-geomorphologische Karten: Durch Flächenfarben bevorzugt, wird die Zeit der Anlage bestimmter Formen dargestellt. Da noch wenig Zeitbestimmungen vorliegen, ist dieser Ansatz abseits der Akkumulationsgebiete erst selten durchgeführt worden.

f) Dynamisch-geomorphologische Karten: Es wird versucht, bestimmten Prozeßgefügen Areale zuzuordnen und diese in Flächenfarben abzubilden.

g) Skulpturell-geomorphologische Karten mit dem Ziel, die durch die klimatisch-geomorphologischen Analysen gewonnenen „morphogenetischen“ Erkenntnisse in Kartierungseinheiten zusammenzufassen und in der Karte durch Flächenfarben wiederzugeben.

Es gibt somit, wie bereits PASSARGE (1914) in dem ersten geomorphologischen Atlas zeigte, nicht die geomorphologische Karte, sondern entsprechend den verschiedenen Aspekten der Analyse der Oberflächenformen verschiedene geomorphologische Kartentypen.

Nach der Fragestellung der Untersuchungen müssen in der geomorphologischen Übersichtskarte des Miskygebietes im südlichen Vorland des Tibesti die skulpturellen Aspekte vorrangig, d. h. in Flächenfarben, abgebildet werden. Damit bestand die Aufgabe, für die Legende und die Geländeaufnahme maßstabsgerechte, kategorisch geordnete Kartierungseinheiten aufzustellen. In Anlehnung an die Versuche zu geomorphologischen Karten in Mitteleuropa wurden im Untersuchungsgebiet verschiedene „morphogenetisch“ einheitliche Formenbereiche unterschieden:

a) fluvialer Formenbereich

b) äolischer Formenbereich

c) limnischer Formenbereich.

Zur weiteren Untergliederung des fluvialen Formenbereichs wurden die Vorschläge von HÖVERMANN (1963, 1967) aufgegriffen. Bei diesem Ansatz lassen sich im Untersuchungsgebiet noch folgende fluviale Formenbereiche unterscheiden:

aa) Wüstenschluchtenbereich

ab) Spülflächenbereich

ac) Pedimentbereich.

<sup>3</sup> Die Schreibweise der Ortsnamen erfolgt nach der französischen topographischen Übersichtskarte 1 : 200 000.



Damit ist der Rahmen für die Klassifikation der Skulpturformen des Untersuchungsgebietes abgesteckt, und es gilt innerhalb der Formenbereiche die verschiedenen Kartierungseinheiten zusammenzustellen.

Als Grundlagen wurden für die geomorphologische Übersichtskarte die vorläufigen topographischen Übersichtskarten 1 : 200 000 (Minute photogrammétrique: Feuille Oudougoué, 1957; Fond topographique, Type région désertique Feuilles NE 33 - XVIII, 1964, NE 33 - XII, 1964, Institut Géographique National, Paris, Annexe Brazzaville) benutzt. Diese Karten enthalten stellenweise sehr detaillierte Formbeschreibungen durch Raster und Signaturen, aber kaum Höhenangaben und keine Höhenlinien. Um eine möglichst umfassende Bestandsaufnahme durchzuführen, mußte deshalb beim Kartieren und als Grundlage für die Spezialkarte auf die Luftbilder des Institut Géographique National (Paris) zurückgegriffen werden. Sie sind in Kopien für das gesamte Untersuchungsgebiet im Maßstab von etwa 1 : 45 000 bis 1 : 50 000 am Institut für Physische Geographie vorhanden. Es wurden die Serien NE 33 - XXIV, NE 33 - XVIII und NE 33 - XII bearbeitet. Zum Entwurf der geomorphologischen Übersichtskarte wurden jeweils 12 Luftbilder maßstabsgerecht auf 1 : 100 000 verkleinert, zu einem Mosaik zusammengefügt, erneut photographisch aufgenommen und in Anpassung an die topographische Übersichtskarte 1 : 200 000 auf diesen Maßstab verkleinert. Die auf 1 : 200 000 verkleinerten Mosaikteile wurden zu größeren Einheiten (halbe Größe der topographischen Übersichtskarten) verbunden und auf einer Holzplatte festgeleimt. Durch dieses Vorgehen entstand einerseits eine gute morphographische Grundlage und anderer-

seits ergab sich die Möglichkeit, die im Maßstab 1 : 45 000 im Gelände kartierten Details unschwer in die verkleinerten Luftbilder zu übertragen. Die Paßgenauigkeit der Entwürfe ist im Gebiet der Rumpfflächen des Vorlandes naturgemäß wesentlich besser als im Gebirge. Hier summieren sich die Fehler vor allem an der örtlich bis 300 m hohen Falaise de l'Aguer Tai.

Auf eine gesonderte Darstellung der Gesteinsverhältnisse mußte in der geomorphologischen Übersichtskarte verzichtet werden. Hinweise auf die Gesteine ergeben sich aber aus dem Grundrißverlauf der möglichst umfassend abgebildeten Gewässerbahnen, aus der Verbreitung der Schichtflächen (Darstellung in der Karte: grobes graues Raster), bzw. den Rumpffächentypen (Pedimente im Schiefer, Spülfächen im Sandstein).

Die tektonisch-strukturellen Einflüsse, das „Gerüst“ der Oberflächenformen, werden überwiegend durch schwarze Zeichen wiedergegeben.

Für die einzelnen Formenbereiche werden in Anlehnung an Vorschläge der IGU-Subkommission für geomorphologische Karten jeweils bestimmte Farbtöne bevorzugt:

limnischer Formenbereich — blaue Farben

äolischer Formenbereich — gelbe Farben

fluviale Formenbereiche

Wüstenschluchtenbereich — türkisgrüne Farben

Spülfächenbereich — rote Farben

Pedimentbereich — olivgrüne Farben

Innerhalb der verschiedenen Formenbereiche werden die unterschiedlichen Formungsareale und die verschiedenen Epochen ihrer Anlage durch Farbvariationen und Abstufungen der Farbintensität dargestellt.

## 2. Regionaler Überblick

### 2.1 Topographische Übersicht

Einen guten topographischen Überblick vermitteln die Blätter der Internationalen Weltkarte: NF 33 Djado, NF 34 Tibesti Est, NE 33 Bilma, NE 34 Largeau.

Das Einzugsgebiet des Misky-Oudougoué-Systems reicht vom Emi Koussi im Osten bis zum Rand des Tarso Yega im Westen und bis zum Tieroko im Norden. Die höchsten Berge des Einzugsgebietes erreichen knapp 3000 m Höhe, allein der riesige Schild des Emi Koussi ist über 3400 m hoch. Das südliche Gebirgsvorland hat am Gebirgsrand bei der Guelta Tougouma oder am Südwestfuß des Emi Koussi eine Höhe von 650 m und erniedrigt sich gegen Süden bis zu den Strandwällen am Nordrand der Bodélé auf etwa 340 m Höhe über N. N.

Die Autopiste Largeau-Zouar teilt das kartierte Gebiet etwa in eine nördliche und eine südliche Hälfte (vgl. Fig. 25). Die Piste verläuft von Largeau her am Südrand der Schichtstufen von Borkou bis zur Schotterplatte Yangaro. Die Schotterplatte erstreckt sich zwischen den nördlichsten Gebieten der Bodélé im Osten bis zum Sohlentalabschnitt des Enneri Domar im We-

sten und liegt 30 bis 40 m hoch über dem benachbarten Boden der Bodélé. Die Piste ist etwa an der Nordgrenze der Schotterplatte Yangaro angelegt und quert den Enneri Domar an der Grenze zwischen dem Schlucht- und dem Sohlentalabschnitt. Weiter im Westen verläßt die Piste die kiesbedeckten Flächen und führt zwischen dem Rond Point de Gaulle und dem Ehi Atroum über eine unzertalte Vorlandfläche. Südlich der Piste ist im Gebiet der Landschaft Mohora die Vorlandfläche vorwiegend felsig ausgeprägt. Hier erheben sich über die Vorlandfläche lateritverkrustete Reste einer höheren, älteren Rumpffläche.

Vom Rond Point de Gaulle aus gibt es eine schlecht markierte Piste nach Norden zum Gebirgsrand bei Tougouma. Sie verläuft über die Vorlandfläche, quert die Endpfannenkette des Enneri Oudougoué oberhalb der Mulde von Edring und führt in weitem Abstand zwischen Oudougoué und den Inselbergen Nangara Daho zur Durchbruchsschlucht des Enneri Misky bei der Gebirgsrandverwerfung. Das Tal des Misky verläuft für eine kurze Strecke parallel zur Gebirgsrandverwerfung, an der Naht zwischen Sandstein und Schiefer, und ver-

zweigt sich bei Batach in mehrere Nebentäler. Die westlichen Zubringer entwässern die Bruchstufe Aguer-Tai und den Ostabfall des Tarso Yega, die nördlichen kommen aus dem Gebiet des Tieroko und die östlichen Nebentäler werden von Niederschlägen im Ostflügel des Tibesti zwischen Emi Koussi und dem Tarso Longo gespeist.

Abseits des Gebirgsrandes ist das gesamte engere Untersuchungsgebiet menschenleer. Durch Zufall wurde uns während der ersten Feldarbeiten im Süden nur der Brunnen „Moraha Todi“ bekannt, der bei unserem zweiten Aufenthalt nach eineinhalb Jahren aber bereits wieder aufgelassen war. Im Süden befinden sich die nächsten Brunnen am Nordrand der Bodélé bei Kichi-Kichi, im Südwesten gibt es Brunnen zwischen Tougoumala und Dian Erdé.

## 2.2 Geologische Übersicht

Die letzte Zusammenfassung des Kenntnisstandes über die Geologie des Tibesti verfaßte G. BRUSCHEK (1974).

Der Kartenausschnitt liegt, wie bereits die vorläufige geologische Übersichtskarte von Borkou-Ennedi-Tibesti im Maßstab 1 : 1 000 000 (WACRENIER et al., 1958) belegt, im Grenzgebiet zwischen dem Sherdabecken im Westen und dem Erdibecken im Osten. Nur in dem von DALLONI erkannten „Misky-Fenster“ treten kristalline Gesteine des „Tibestien inférieur“ und des „Tibestien supérieur“ am nördlichen Kartenrand zu Tage. Das „Misky-Fenster“ entstand durch die Abtragung der Sedimentgesteine im nördlichen Winkel zwischen Sherda- und Erdibecken. Die nur schwach metamorphisierten, gefalteten präkambrischen Schiefer des Tibestien supérieur enthalten neben tonigen und kalkhaltigen Schiefen überwiegend feinsandige Schiefer stark wechselnder Mächtigkeiten. Nach den Beobachtungen von DALLONI (1934) und von WACRENIER (1956) kam es bei der intensiven Verschieferung nur zur Entwicklung von epizonalen Metamorphiten. In Phylliten entstanden Serizit und Epidot, ganz selten Biotit. Die Faltung schuf sehr enge langgestreckte Falten. Im Misky-Fenster lassen sich zwei bevorzugte Richtungen der Faltenachsen unterscheiden: Nordost-Südwest und Nordwest-Südost. Jüngere Intrusionen von Alkali-Kalk-Graniten bildeten nur kleine Plutone. Die Auflagerungsfläche der kambro-ordovizischen Sandsteine ist am Westrand unter der Stufe von Aguer Tai abgeschlossen. Die Grenzfläche wird von einer Rumpffläche gebildet. Wie bereits VINCENT (1963) beschrieb, sind die Schiefer nahe der Schnittfläche kaolinisch verwittert. Diese präkambrische Verwitterungsdecke wird stellenweise bis über 8 m mächtig.

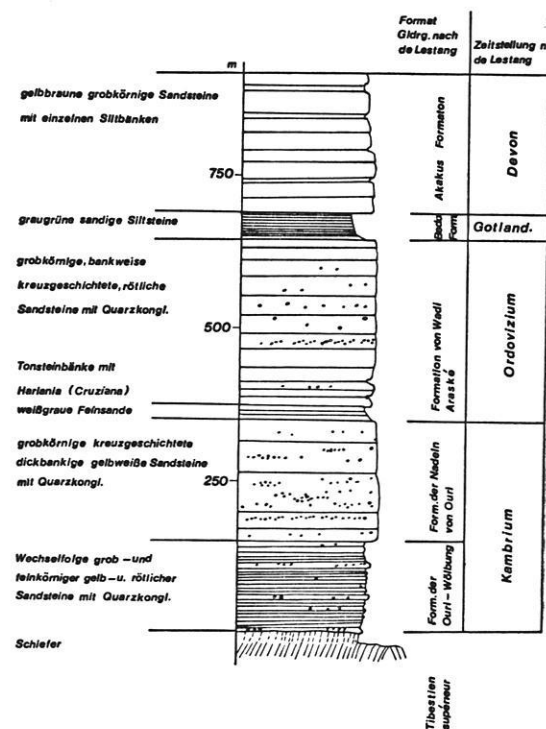
Durch die Kartierungen von französischen Erdölgeologen im südlichen Erdi-Kufra-Becken sind die älteren Auffassungen über die Geologie der Sedimentgesteine revidiert worden. DE LESTANG (1965) vergleicht die Sedimentgesteine des Erdi-Beckens mit den Sedimentgesteinen des Djadobeckens und lehnt sich auf Grund

der guten faziellen Übereinstimmungen weitgehend an die im Djadobecken durch PLAUCHUT und FAURE (1960) erarbeitete Gliederung an.

Im Kartenausschnitt beginnen die kambro-ordovizischen Sandsteinserien im Liegenden mit Konglomeratbänken aus Quarzkies und lokal aus hell gebleichtem gerundeten Schieferkies (vgl. Fig. 1). Der liegende konglomerathaltige Arkosesandstein ist bis zu 8 m mächtig. Die gesamte untere Serie ist etwa 350 m mächtig und besteht in der unteren Hälfte aus wohlgebankten gelbroten Sandsteinen mit zwischengelagerten Siltsteinbänken. Darüber lagern dickbankige ockerfarbene Sandsteine mit Grobsand- und Quarzkieslagen. Die mittlere Serie ist nur 20 bis 30 m mächtig und besteht aus hellen weißgrauen Feinsanden. Die oberste Serie der kambro-ordovizischen Sandsteine ist 200 bis 300 m mächtig und wird von rotbraunen mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit häufigen Schräg- und Kreuzschichtungen gebildet. In den untersten Teilen der oberen Serie kommen stellenweise bis zu mehrere Meter mächtige Ton- und Siltsteinbänke vor. An der Oberkante dieser Bänke sind Lagen von „*Harlania*“ zu finden.

Im Gebiet der Zeugenberge des Ehi Gidaha stehen graue sandige Siltsteine an, die nach DE LESTANG (1965) dem Silur zuzuordnen sind. Diese Siltsteine bilden den Untergrund der östlichen benachbarten Schichtstufe

Fig.1 Schematisches Profil der Sedimentgesteine des Miskyvorlandes



Atchibanna-Ehi Kourri und keilen gegen den Emi Koussi nach Norden hin aus. Am NO-Fuß des Emi Koussi werden die kambro-ordovizischen Sandsteine direkt von den graugrünen oder rotvioioletten Silt- und Sandsteinen des Unterdevon überlagert.

Im Gebiet des Kartenausschnitts besteht eine Schichtlücke zwischen dem Paläozoikum und dem Känozoikum.

Eine Zwischenstellung können vielleicht die Misky-Sandsteine einnehmen, die nördlich von Bini Erdé anstehen.

Die känozoischen Sedimentgesteine, d. h. die tertiären und quartären fluvialen, äolischen und limnischen Sedimente werden im Zusammenhang mit den betreffenden Oberflächenformen beschrieben.

### 3. Erläuterungen zur geomorphologischen Übersichtskarte

#### 3.1 Tektonisch-strukturelle Analyse

Durch die tektonisch-strukturelle Analyse sollen die in enger Abhängigkeit von Tektonik und Gesteinsverhältnissen erzeugten Oberflächenformen erfaßt werden.

##### 3.1.1 Rohformen

„Rohformen“ sind die durch endogene Kräfte verursachten Oberflächenformen. Im Idealfall sind sie mit Hilfe der tektonischen Formenanalyse als durch Abtragung bzw. Aufschüttung wenig modifizierte Ausgangsformen der Reliefentwicklung zu rekonstruieren. Innerhalb der Rohformen lassen sich nach WEBER (1967) zwei Gruppen unterscheiden: die endogen-kinetischen und die endogen-magmatischen verursachten Oberflächenformen.

Die Phase der tektonischen Wölbung des Tibestigebirges wurden im Zusammenhang mit den benachbarten Synklinalen durch KLITZSCH (1965 und 1970) untersucht und im größeren Zusammenhang dargestellt.

Wie die Übersichtskarte von WACRENIER et al. (1958) belegt, sind innerhalb des Untersuchungsgebietes Verwerfungen häufig. Die endogen angelegten Rohformen sind jedoch nur noch durch die Analyse der aus ihnen hervorgegangenen Strukturformen zu rekonstruieren. Ein gutes Beispiel für diese Verhältnisse ist der Gebirgsrand zwischen Tougouma und Ehi Kouli (südwestlich von Bini Erdé). Hier wurden einzelne Schollen vertikal verstellt. Es entstanden Bruchschollen, die durch die anschließende differenzierte Abtragung heute in Form von Schichtrippen sich über die gebirgswärts anschließenden Gipfelfluren der Schiefer erheben.

Die Bruchlinie der Falaise de l'Aguer Tai streicht von Nordwest nach Südost und verläuft somit etwa senkrecht zu der Gebirgsrandverwerfung. Der Verlauf der Bruchlinie ist durch die Abtragung der Bruchstufe morphologisch nicht mehr genau zu erfassen. Durch die Vertikalbewegung entlang der Verwerfung wurde das gesamte Gesteinspaket bis zum Gebiet des Enneri Ké (Oudougué) als Pultscholle gehoben.

Die beherrschenden tektonischen Bewegungsformen waren im südlichen Vorland des Tibestis Blattverschiebungen. Durch horizontale Verschiebungen wurden vor allem in der Scharnierzone zwischen Erdi- und Sherdabecken, d. h. im Gebiet des Enneri Domar, einzelne

„Verschiebungsschollen“ kilometerweit horizontal verschleppt. Dies läßt sich am besten im Gebiet der Mulde von Edring belegen. Sie ist am rechten Rand in der geomorphologischen Übersichtskarte abgebildet. Die Mulde von Edring liegt heute im äußersten Endpfannenengebiet der Enneris Oudougué und Misky. Durch eine von Nordnordost nach Südsüdwest verlaufende Blattverschiebung wurde die fast kreisrunde Muldenstruktur in zwei ungleich große Hälften getrennt. Der kleinere östliche Flügel ist gegenüber den vergleichbaren Punkten des westlichen Flügels um drei Kilometer nach Norden verschoben worden. Die Durchmesser der beiden Muldenflügel betragen jeweils rund 5 km, d. h. während der Bewegung kann keine nennenswerte Vertikalverstellung aufgetreten sein. An den übrigen jeweils Nord-Süd verlaufenden Verwerfungslinien des Domargebietes läßt sich keine entsprechend einfache Analyse durchführen (vgl. Abb. 17). Die Harnischflächen fallen durchweg mit etwa 50° bis 60° nach Osten ein und an der Oberfläche der Verschiebungsschollen stehen stets vergleichbare Sand-, Silt- und Tonsteine der mittleren und oberen Serie der kambro-ordovizischen Serie an. Eine Ausnahme bildet eine schmale langgestreckte Verschiebungsscholle in 18° 45' nördlicher Breite und 17° 33' östlicher Länge. Hier treten zu engen Mulden und Sätteln gefaltete Ton- und Siltsteine auf, die an entsprechende Gesteine des Silur und Devon östlich des Ehi Gidaha erinnern. Zwischen dem Ehi Gidaha im Osten und den Verschiebungsschollen des Domargebietes gibt es in 18° 18' östlicher Länge, nahe der Ostgrenze der Scharnierzone zwischen den beiden Großstrukturen auch einen schmalen flachen Graben.

Durch punktförmige Wölbungen entstanden im Südwesten des Untersuchungsgebietes in der Landschaft Moraha Ringstrukturen. Die mehr oder weniger kreisrunden Sattelwölbungen haben Durchmesser von einem bis zu acht Kilometern und treten in Abständen von etwa fünf Kilometern auf. In den Zwickeln zwischen den Sattelwölbungen gibt es schmale Muldenstrukturen, in denen die Sedimentgesteine bis über 25° fallen. Hier gibt es gefaltete Gesteinspakete zwischen den Wölbungsstrukturen.

Sowohl die ringförmigen Sattelstrukturen wie die Zwickelmulden werden von einer alten Rumpffläche mit lateritischer Verwitterung geschnitten. Die Tektonik ist in diesem Gebiet somit älter als die Anlage dieser

Rumpffläche. Da in den anstehenden kambro-ordovizischen Sandsteinen Evaporite fehlen, können, ähnlich wie bei den Ringstrukturen in Nordmauretania, nur lokal aufdringende Magmenkörper die Ursache für die Ringstrukturen sein. Die Größe der einzelnen Strukturen ist vergleichbar mit den kleinen Granitplutonen im Bereich des Misky-Fensters.

Die meisten Verwerfungslinien sind morphologisch nicht zu Vollformen herausgearbeitet worden. Eine Abtragungsfläche überzieht in gleicher Höhenlage bruchlos die Verwerfung und die Verwerfungen machen sich nur im veränderten Kluffnetz und durch die Zerrüttung im Bereich des Harnisch bemerkbar. Beispiele für diese Verhältnisse gibt es im Gebiet der Nordost-Südwest streichenden Verwerfungen auf der Übersichtskarte zwischen dem Enneri Noursao und dem Enneri Misky. Im Streichen der Bruchlinien gibt es hier in unregelmäßigen Abständen auf der Rumpffläche langgestreckte Berge mit einer zackigen Kammlinie. Derartige „Zackenberge“ überragen auch östlich vom Rond Point de Gaulle die Rumpffläche und stehen auch hier in engem Zusammenhang mit Verwerfungslinien. In beiden Gebieten wurden die Harnischflächen und ihre Umgebung durch Kieselsäureimprägnationen örtlich verfestigt. Diese Partien sind gegenüber der Umgebung morphologisch „hart“ und wurden durch die Abtragung herauspräpariert. Diese „Zackenberge“ sind als Härtinge Strukturformen, die in ihrer Anlage auf Verwerfungslinien zurückzuführen sind.

### 3.1.2 Strukturformen

Nach A. PENCK (1894, 200) geht die Definition der Strukturformen auf den Amerikaner LESLEY (1856) zurück, der auf Grund seiner Erfahrungen bei der topographischen Aufnahme in den Appalachen unterschied zwischen „Strukturtopographie, wenn die großen Züge der Landoberfläche konform den großen darunter befindlichen Schichtflächen verlaufen, und Antistrukturtopographie ...“ (Zitat nach A. PENCK, 1894, 200). Durch die strukturelle Analyse werden somit die Anpassung an die Gesteins- und Lagerungsbedingungen entstandenen Strukturformen untersucht und gegenüber den strukturunabhängigen Skulpturformen abgegrenzt.

Wie in allen Gebieten mit wenig mächtigen Verwitterungs- und Bodendecken ist es auch im Tibesti scheinbar einfach, von den Oberflächenformen auf die Petrographie und umgekehrt, von der Petrographie auf die Oberflächenformen zu schließen. Auf Grund derartiger Beobachtungen stellt GROVE (1960) fest, daß im Tibesti die Oberflächenformen gesteinsbedingt sind. Nach dieser Interpretation wären die Oberflächenformen des Tibesti Strukturformen im weitesten Sinne des Begriffs. Entsprechende Beobachtungen führten bei französischen Geomorphologen dazu, in geomorphologischen Karten (z. B. ROGNON, 1967, Karte des Atakorgebietes [1 : 200 000] oder CABOT, 1967, Karte des mittleren Logonegebietes [1 : 500 000]) die Gesteinsverhältnisse als bestimmenden Faktor durch Flächenfarben abzubilden.

Die Gleichsetzung von Petrographie und Oberflächenformen ist im Tibesti jedoch nicht generell zutreffend. Dafür finden sich auch im südlichen Vorland bereits bei einer Analyse der Übersichtskarte und der geologischen Karte Belege. Beispielsweise sind in ein und demselben Gestein örtlich flache, unregelmäßig gerundete abflußlose Wannen zu finden, an anderen Stellen entstanden Felder von gerichteten Windhöckern, in anderen Gebieten gibt es unregelmäßigere Grundhöckerfluren. Es gilt somit auf Grund einer genaueren geomorphologischen Aufnahme zu entscheiden, inwieweit die Gleichsetzung von Petrographie und Lagerungsverhältnissen mit Oberflächenformen gerechtfertigt ist.

Die markanteste strukturgebundene Vollform ist die am nordöstlichen Kartenrand erfaßte Falaise de l'Aguer Tai (vgl. Abb. 1). Sie ist in ihrer Anlage eine Bruchstufe. Durch die Abtragung des Bruchstufenhanges ist heute der genaue Verlauf der Bruchlinie morphologisch nicht mehr zu rekonstruieren. Aus dem Bruchstufenhang entwickelte sich auf Grund der Gesteins- und Lagerungsverhältnisse ein Schichtstufenhang. Stufenbildner ist die untere Serie der kambro-ordovizischen Sandsteine. Sie überlagern mit einer Mächtigkeit von 150 bis 200 m die liegenden Schiefer des „Tibestien supérieur“. Die Schiefer bilden die geomorphologisch „weichen“ Gesteine der Schichtstufe. Der Stufenhang beginnt mit einer messerscharfen Trauf und setzt sich aus drei Teilen zusammen (vgl. Fig. 2):

1. Felswände im Sandstein,
2. Haldenhänge im Schiefer,
3. zerschnittene Überschüttungs- und Akkumulationsflächen im Schiefer.

Bei genauerer Betrachtung zeigt sich, daß die Felswände nur in den dickbankigen oberen Teilen der unteren Serie durchweg entwickelt sind, während die unteren Partien der unteren Serie, die aus wohlgebankten Sandsteinen bestehen, häufig mit ihrer Hangneigung in die weiter unterhalb anschließenden Haldenhänge des Schiefers mit einbezogen wurden.

Eine Sonderstellung nehmen die außerhalb des Kartenausschnittes liegenden Nangara Daho (vgl. Abb. 21), die Stufen am Westfuß des Emi Koussi und der Ehi Atroun ein. Diese Berge und Stufen zeigen sowohl charakteristische Eigenschaften von Inselbergen, wie von Zeugenbergen (vgl. Fig. 3). Sie erheben sich mit einem scharfen Fußknick und Felswänden abrupt aus den umgebenden Flächen.

Fig.2 Formen des Stufenhanges der Falaise de l'Aguer Tai

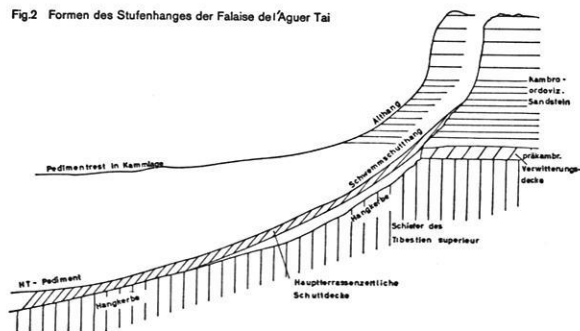
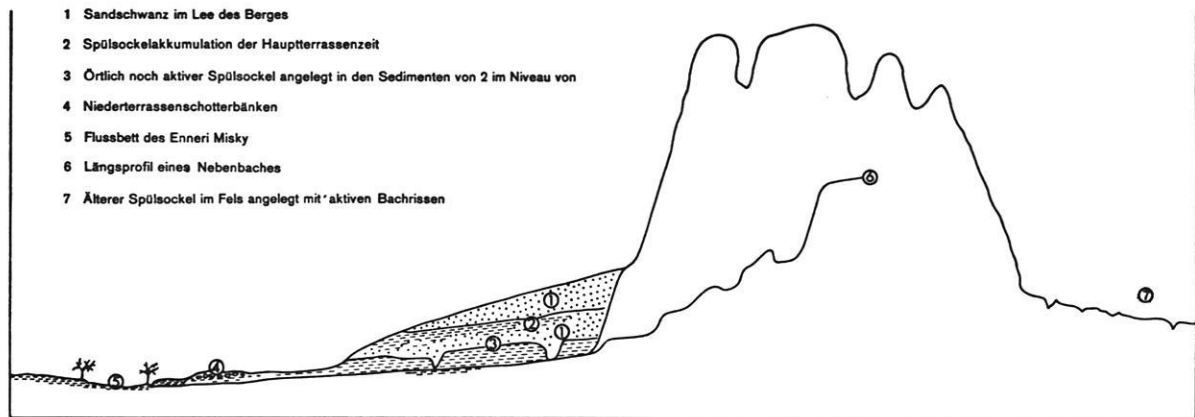




Fig.3 Spülsockelentwicklung am Beispiel eines Inselberges der Nangara Daho



Die Wände werden von den rötlichen Sandsteinen der oberen kambro-ordovizischen Serie gebildet. Untergeordnet treten einzelne Tonsteinbänke auf, die in den Wänden in Form von Leisten herauspräpariert wurden. Den Übergang zwischen den Felswänden und den benachbarten Flächen vermitteln Schnittflächen. Sie haben Böschungen von weniger als  $5^\circ$  und sind nur in der Nähe von Flüssen von jüngeren Sedimenten verschüttet. Die in den benachbarten Flächen anstehenden Sandsteine sind stellenweise den feinkörnigen Sandsteinen der mittleren Serie der kambro-ordovizischen Sandsteine zuzuordnen. An diesen Stellen sind die Psammite als „weiche Schichten“ die Flächenbildner, während die grobkörnigen Sandsteine der oberen Serie die Stufenbildner sind. Die Deutung der Nangara Daho und des Ehi Atroun als Zeugenberg wird allerdings durch folgende Beobachtung eingeschränkt:

a) Im Gegensatz zu herkömmlichen Schichtstufenhängen gibt es bei den Nangara Daho und dem Ehi Atroun keine Untergliederung in geomorphologisch harte und weiche Gesteine mit entsprechend unterschiedlichen Hangteilen.

b) Nach WACRENIER et al. (1958) ist die Fläche, die Nangara Daho und Ehi Atroun umgibt, in der geomorphologisch weichen mittleren Serie der kambro-ordovizischen Sandsteine angelegt. Nach den Feldbeobachtungen greift die Vorlandfläche gleichsinnig über die verschiedenen geomorphologisch unterschiedlich widerstandsfähigen kambro-ordovizischen Serien hinweg und hat damit Rumpfflächencharakter.

Auf Grund dieser Beobachtungen sind der Bereich der Nangara Daho und die Gebiete beim Ehi Atroun typische „Austauschlandschaften“ im Sinne von MORTENSEN (1949). Die an das Auftreten von harten Gesteinen gebundenen Stufen erheben sich aus weitgespannten Schnittflächen.

Wie bereits erwähnt, sind im Kartenausschnitt die Schichtkämme beschränkt auf das Gebiet des Enneri Domar und den Bereich von Moraha. Allen Schichtkämmen des Untersuchungsgebietes ist gemeinsam, daß sie mit ihren steilen Stirnhängen Wände bil-

den und ringsum von Schnittflächen umgeben sind. Die harte hangende Schicht, die zugleich den flacheren Rückhang der asymmetrischen Schichtkämme bildet, ist oft nur eine einzelne Tonsteinbank mit einer Mächtigkeit von weniger als einem Meter.

Wie RATHJENS (1968) darlegt, sind in Trockenklimaten in Sedimentgesteinen Strukturflächen weitflächig zu erwarten. Die geomorphologische Übersichtskarte zeigt, daß strukturgebundene Flächen im Miskyvorland nur im Gebiet der Pultscholle Aguer Tai weit verbreitet sind. Im allgemeinen gibt es als Kleinformen zwar immer wieder auf einige Zehner von Metern eine Anpassung an einzelne Sandsteinbänke, aber insgesamt gesehen, sind die Böschungsverhältnisse der Felsflächen und der Vorlandflächen strukturunabhängige Schnittflächen.

In Anpassung an die Gesteins- und Lagerungsverhältnisse entstehen durch Abtragung nicht nur strukturgebundene Vollformen, sondern auch strukturgebundene Hohlformen. Zahlreiche Schluchten sind definitionsgemäß als Strukturformen zu bezeichnen. Als Beispiel für eine strukturgebundene Schlucht eignet sich der Enneri Toyo, ein Zubringer des Enneri Maro im Nordwesten der Übersichtskarte. Der Enneri Toyo verläuft geradlinig in einer von Nordosten nach Südwesten streichenden Verwerfungslinie. Seine Schluchtsohle liegt 10 bis 30 m unter den benachbarten Felsflächen, die Schluchtwände haben Böschungen von über  $50^\circ$ . Das Einzugsgebiet des Enneri Toyo beschränkt sich auf die benachbarten 2 bis 3 Kilometer. Soweit die Einzugsgebiete der Zubringer bis zu den mit einer geringmächtigen sandigen Verwitterungsdecke verhüllten Felsflächen im Südosten reichen, beginnen die Nebentäler als mäandrierende Sohlentäler. Erst nahe der Hauptschlucht setzt sich die enge Bindung zwischen Kluftnetz und Talgrundriß durch. Zunächst verlaufen die Nebenschluchten im Streichen der Klüfte senkrecht zum Haupttal von Nordwesten nach Südosten, um dann in der Nähe der Hauptschlucht in den Nord- und Süd- bzw. Ost- und West streichenden Kluftrichtungen einen zick-zack-förmigen Verlauf zu nehmen.

Die pluvialzeitlichen Flußablagerungen des Enneri Misky lagern im Gebiet von Domar in bis zu 30 m tiefen Schluchten. Die Schluchten bilden ein bandförmiges Schluchtnetz, das zwischen Edring und der Piste Largeau-Zouar einen S-förmig geschwungenen Grundriß hat (vgl. geomorphologische Übersichtskarte, Fig. 25 und Abb. 20). Das Grundrißmuster der Schluchten kann, wie die entsprechenden Vorkommen südlich des Brunnens von Moraha Todi und in Siniga nördlich des Binem Arna belegen, in seiner Anlage nicht durch Flußerosion geschaffen worden sein. Der Grundriß des Schluchtnetzes spiegelt vielmehr ein rautenförmiges Kluftnetz mit konstanten Winkeln von 50° bis 70° bzw. von 110° bis 130° wider, d. h. es ist ein typisches Scherkluftnetz. Das Schluchtnetz entstand in einer tektonischen Verschiebungszone mit Scherklüften. Die lineare fluviale Erosion tastete nur einer tiefreichenden Verwitterung entlang den Bewegungsflächen nach.

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden strukturgebundenen Hohlformen kennzeichnet, wie die aufgeführten beiden Beispiele belegen, eine Bindung des Schluchtgrundrisses an tektonisch verursachte Kluftnetze. Es gibt aber außer den strukturgebundenen Schluchtgrundrissen mit ihren starren winkligen Formen zahlreiche Beispiele für Schluchtgrundrisse mit gerundeteren Formen. Wie ein Blick auf den Grundriß der Schluchten im Bereich der Pultscholle Aguer Tai zeigt (vgl. geomorphologische Übersichtskarte, Fig. 25), sind nicht alle Schluchten strukturgebunden. Strukturgebundene Schluchten entstanden nur dort, wo in der Abdachungsrichtung zu Beginn der Tiefenerosion passende Klüfte angetroffen wurden. Naturgemäß ist die Bindung der Nebenschluchten, die durch rückschreitende Erosion vom Haupttal her entstanden, an die jeweiligen Kluftrichtungen sehr eng, während die Hauptschluchten häufig ihren geschwungenen Talgrundriß behaupten konnten.

### 3.2 Skulpturelle Analyse

Das Ziel der skulpturellen Analyse ist im Sinne der theoretischen Ansätze der klimatischen Geomorphologie die Untersuchung der durch klimatisch bedingte Abtragungs- und Aufschüttungsvorgänge entstandenen und entstehenden Skulpturformen. Die Untersuchungen sollen die Skulpturformen erfassen, die zur Anlage bestimmter Skulpturformen führenden Vorgänge deuten und die Zeit der Anlage bestimmter Skulpturformen rekonstruieren.

Zur Lösung dieser Aufgaben werden folgende Prämissen gemacht:

1. Es gilt das Prinzip des Aktualismus, d. h. die heute wirkenden Vorgänge sind der Modellfall für ehemalige Formungsvorgänge an Oberflächenformen.
2. Die heute vorhandenen Oberflächenformen sind das Ergebnis einer Formungsgeschichte. Dies gilt seit den Untersuchungen von MORTENSEN (1929) auch für die Wüste. Seit der vermutlich tertiären Anlage der ältesten Oberflächenformen entstanden unter verschiede-

nen Klimabedingungen während des Tertiär, Pleistozän und Holozän unterschiedliche Oberflächenformen. Mit Hilfe der heutigen Abtragungs- und Aufschüttungsvorgänge lassen sich nur wenige in Formung bzw. in Weiterformung begriffene Skulpturformen erfassen und von den älteren, in Umbildung begriffenen Formen abgrenzen.

3. Durch eine Klassifikation von Formenbereichen, Gebieten mit einheitlichen Formungstendenzen, lassen sich bei hinreichend genauer zeitlicher Fixierung für bestimmte Epochen paläogeomorphologische Verteilungsfüße rekonstruieren und somit Hinweise zur Paläoökologie bestimmter Epochen erarbeiten.

Unter diesen Voraussetzungen und Vorstellungen sollen im folgenden die in der geomorphologischen Übersichtskarte dargestellten Skulpturformen abgehandelt werden.

#### 3.2.1 Limnisch-mariner Formenbereich

Seit den Funden von fossilen Fischknochen und Muschelschalen durch NACHTIGAL (1881, II, 123) ist ein ehemaliger See in der Bodelé-Depression bewiesen (vgl. Abb. 3). Weitere Fossilienfunde durch die „Missionen Tilho“ (bestimmt durch GERMAIN, 1911, und PELLEGRIN, 1919) und die „Mission Dalloni“ (bestimmt durch ARAMBOURG, 1934, und AMOSSE, 1934) bestätigten den ehemaligen Bodelé-See<sup>4</sup>. Infolge der Verbindung von Bodelé und südlichen Tschadbecken durch den Bahr el Ghazal wurde für den Bodelé-See stets eine Ernährung aus dem Süden erwartet. Als erster vermutet DALLONI (1934, 139) auch eine Speisung des Bodelé-Sees durch Flüsse aus dem Tibesti. Diese Vermutung konnte er jedoch nicht beweisen.

Die weiterführende Untersuchung dieser fossilen Seebecken verlangt eigentlich in Analogie zu den Fortschritten der modernen Ozeanographie eine systematische Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Seebecken, Seewasser, Seefauna und Seeflora, sowie den im Wasser sedimentierten Ablagerungen. Es ist dabei offensichtlich, daß für die Lösung der anstehenden Probleme Hypothesen und Kenntnisse über Wasser- und Sedimentzufuhr in den See und das jeweilige „See-klima“ unumgänglich sind. Erste Ansätze zur Lösung

<sup>4</sup> Die von ERGENZINGER und LUCK gesammelten Molluskenproben wurden durch Prof. Siegfried JAECKEL bestimmt. Mit Ausnahme von zwei Landschnecken der Art *Semicolaria* enthalten alle in der Bodelé gesammelten Proben limnische Arten. Es überwiegen zwar Ufer- und Flachwasserbewohner wie *Bellamya unicolor*, *Pila wernei*, *Lanistes ovum*, *Biomphalaria sudanica* oder *Segmentorbis angustus*, doch es gibt auch Bewohner des freien Seewassers wie *Cleopatra cyclostomoides*, *Melanoides tuberculata* oder die großen Muscheln der Gattung *Aspatharia*. Nach den Ergebnissen der vergleichenden Untersuchung der Mollusken des Tibesti lag die Grenze zwischen den holarktischen und den paläotropischen Arten zu Beginn des Holozäns nahe dem Südrand des Tibesti (BÖTTCHER, ERGENZINGER, JAECKEL, KAISER, 1972).

der angeführten Probleme wurden in der Zeit bis 1970 insbesondere durch M. und S. SERVANT unternommen. Die politischen Schwierigkeiten in der Republik Tschad machten jedoch weiterführende Untersuchungen unmöglich.

Die vorliegenden Untersuchungen beschränken sich auf stratigraphische Gliederungsversuche der limnisch-marinen Beckenablagerungen bzw. auf die kartographische Darstellung der fossilen Küstenformen.

Im dargestellten Ausschnitt der geomorphologischen Übersichtskarte dominieren innerhalb des limnisch-marinen Formenbereichs akkumulative Strandbildungen. Sie sind nur ein kleiner Ausschnitt der am Nordrand der Bodelé zwischen Kichi-Kichi und Yangaro entwickelten Strände. Ohne Unterbrechung läßt sich in konstanter Höhe von 335 bis 340 m über NN ein durchgehendes Strandwallsystem von den Barchanefeldern des südlichen Meuzenti bis zum Höhenpunkt 344 an der Piste Largeau-Zouar beobachten (vgl. Fig. 25). Diese Strandwälle bilden die Oberkante der Falaise d'Angamma und begrenzen die Bodelé gegenüber dem südlichen Vorland des Tibesti. Entsprechend dem Verlauf des Randes der Bodelé schwingen die 335 bis 340 m hoch liegenden Strandwälle in ihrem Ost-Westverlauf und pendeln zwischen 17° 54' und 17° 33' nördlicher Breite. Die südlichsten Vorsprünge liegen jeweils in der Verlängerung von großen Zubringern aus dem Tibesti, d. h. vor dem ehemaligen Mündungsbereich des Enneri Sherda/Maro und des Enneri Misky/Oudougué. Zwischen diesen Mündungsbereichen flieht

das Strandwallsystem nordwestlich von Yago im Bogen nach Norden. Im Osten biegt das 335 bis 340 m hoch liegende Hauptstrandwallsystem nach zwei Kaps in 18° 00' und 18° 11' östlicher Länge nach Norden um und umgürtet die über 350 m hoch liegende Schotterplatte Yangaro. Bei der Piste Largeau-Zouar endet der Hauptstrandwall und wird durch ein Kliff nach Norden fortgesetzt. Erst in der Nische westlich Kassomli ist auf 3 km Länge ein Strandwall abgelagert worden.

Nach der Position und dem Einzugsgebiet ändert der Hauptstrandwall seine Form und seine Zusammensetzung. Von dem Misky-Kap der Falaise d'Angamma nach Nordwesten bis zur Bucht von Yago erhebt sich der Hauptstrandwall als flacher, 2 bis 5 m hoher, sandig-kiesiger Wall über eine zur Bodelé geneigte und bis zu über einem Kilometer breite Strandplatte. Der Strandwall ist hier selten als Doppelwall entwickelt. Seine Böschung nach Norden ist etwas kürzer und steiler als seine mit 5° bis 7° geneigte Böschung zur Bodelé. Zwischen Meuzenti und Yago im Westen und zwischen dem Misky-Kap und dem Yangaro-Vorland ist der Hauptstrandwall durchgehend aus mehreren parallel laufenden Wällen zusammengesetzt (vgl. geomorphologische Übersichtskarte).

Im Abschnitt Misky-Kap bis Andébia sind die parallelen etwas tiefer liegenden Strandwälle in Form von Strandhörnern dem Hauptstrandwall seewärts aufgesetzt (vgl. Abb. 10). Der Hauptstrandwall erhebt sich mit einer Neigung von 7° bis 8° unvermittelt aus dem benachbarten 20 bis 30 m tieferen ehemaligen Seebecken.

Tabelle 1 Morphometrische Mittelwerte von Schotter- und Kiesproben der Strandwälle

Proben-Nr.	Proz.-Anteile von		Länge mm	Breite mm	Arithmetisches Mittel von			(Länge + Breite) 2× Dicke	2× kleinste Rundung Länge
	Bruchkantern	Windkantern			Dicke : mm	Dicke : Länge	Dicke : Breite		
Hauptstrandwall									
46	—	—	19,5	13,6	6,2	0,31	0,46	2,78	0,411
45	2	—	19,0	14,1	5,5	0,29	0,39	3,11	0,392
44	6	—	20,5	14,8	9,5	0,46	0,64	1,98	0,337
42	4	2	24,0	17,3	10,9	0,45	0,63	2,04	0,342
34	—	2	17,6	12,6	6,6	0,38	0,52	2,41	0,389
24	2	—	30,7	22,2	13,5	0,44	0,61	2,09	0,443
55	—	—	23,6	16,5	8,4	0,36	0,51	2,52	0,389
54	4	—	19,6	13,6	6,6	0,34	0,48	2,57	0,309
6822	2	—	23,0	16,1	9,6	0,42	0,60	2,41	0,357
6822	2	—	23,6	16,7	10,6	0,45	0,64	2,10	0,377
höhere Strandwälle									
43	—	—	21,7	16,0	9,1	0,42	0,57	2,15	0,437
39	—	—	21,4	15,5	8,2	0,38	0,53	2,34	0,389
tiefere Strandwälle									
47	8	—	24,2	18,6	12,4	0,51	0,66	1,80	0,399
18	10	25	25,6	17,7	12,2	0,48	0,69	1,84	0,300
02	10	8	25,2	19,2	12,4	0,49	0,65	1,85	0,374
fraglich									
73	6	3	21,6	16,0	11,5	0,54	0,72	1,71	0,290
20	13	8	40,7	30,2	21,5	0,53	0,71	1,72	0,332

Um über Strandformung und Strandversatz Hinweise zu bekommen, wurden entlang dem Hauptstrandwall Kies- und Sandproben entnommen. Die Kiesproben Nr. 46, 45, 44, 42, 34 (vgl. Fig. 25 und Tab. 1) entstammen dem Kamm des Hauptstrandwalls in 340 m Höhe im Umkreis der Bucht von Yayo.

In der Probenreihe 46, 45, 44, 42, 34 nimmt die Größe der Längsachsen von den südlichen Kaps (Probe 45, 46 und 34) zu der Bucht nördlich und östlich von Yayo zu (Probe 44, 42). Die größten Quarzkiese und Schotter liegen somit im Mündungsbereich des Enneri Kolorhan.

Dieser Befund wird gestützt durch Beobachtungen über die Befahrbarkeit des Hauptstrandwalles. Im Vorland der Kiesplatte Yangaro und östlich und nördlich von Yayo ist der Strandwall eine stabile Piste. Beim südlichsten Kap des Miskydeltas sowie westlich des Probenentnahmepunktes 44 (vgl. Fig. 25) im Deltabereich des Sherda/Maro besteht der Strandwall aus lockeren Kiesen und Feinsanden und ist schlechter befahrbar. Das Nährgebiet für die Quarzkiese der Strandwälle waren offensichtlich nicht die großen allodthonen Ströme, sondern die kleineren lokalen Zubringer. Sie transportierten die Quarzschotter und Kiese der Serirdecken bis an den Nordrand des ehemaligen Binnensees.

Nach Tab. 1 wird diese Ableitung auch gestützt durch die Untersuchung der „Zurundung“ (CAILLEUX-IN-DEX) und Abplattung. Die Zurundung nimmt innerhalb der Probenreihe (46, 45, 44, 42, 34) wiederum sowohl von Probe 42 nach Probe 34 als auch von Probe 44 nach Probe 45 und 46 hin zu (vgl. Fig. 25) und erreicht an der Südspitze des Miskydeltas (Probe 34) und nahe der Südspitze des Sherda/Marodeltas jeweils ihre höchsten Werte. Ein ähnliches Muster läßt sich auch durch die in der Tab. 1 angeführten Abplattungsindizes nachweisen. Nach den morphometrischen Befunden ist an der Falaise d'Angamma für die Zeit der Bildung des Hauptstrandwalles im wesentlichen ein Versatz des Strandwallmaterials von Westen nach Osten anzunehmen.

Die Siebanalysen der Sandproben aus dem Hauptstrandwallsystem (zur Lage der Probenentnahme vgl. Fig. 25) ergeben innerhalb der verschiedenen Strandwallproben keine wesentlichen Unterschiede. Insgesamt gesehen haben die Sande der Strandwälle eine charakteristische Korngrößenverteilung. Wie Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (Fig. 4) zeigen, haben alle Strandwallproben einen relativ hohen Anteil an Feinkies (über 2 mm), der zwischen 10 und 60 % schwankt und einen Mittelsandanteil (0,5 bis 0,2 mm) von 30 bis 50 %. Der Sortierungswert nach TRASK ist im allgemeinen größer als 1,50, die Strandwallsande sind mäßig bis schlecht sortiert.

Nördlich und südlich des Hauptstrandwallsystems in 335 bis 340 m Höhe gibt es weitere Strandwälle und Strandwallfelder. Letztere sind vor allem im Gebiet von Andébia, südlich der Schotterplatte Yangaro und auf dem westlichen Teil des Miskydeltas verbreitet. Hinzu kommen vereinzelte Vorkommen in einem etwa 6 km breiten Streifen nördlich der Falaise d'Angamma.

Diese Vorkommen bezeugen einen ehemaligen Meeresspiegelstand von etwa 345 m über NN. Die sich verschneidenden Strandwallfelder und Nehrungen des südlichen Andébia (vgl. geomorphologische Übersichtskarte) belegen ebenfalls eine generelle Dominanz von west-östlichen Küstenströmungen.

Tiefere Strandwallsysteme kommen in größerer Ausdehnung in 325 und in 305 bis 310 m über NN vor. Zwischen Meuzenti und Misky-Kap liegt der Strandwall in etwa 325 m Höhe auf dem unteren seewertigen Ende der Schorre des Hauptstrandwalles, während das 305 bis 310 m Strandwallsystem sich auf die Deltaböschungen der Falaise auflagerte. Örtlich entstand in der Böschung eine schmale Abrasionsleiste. Diese Abrasionsleisten sind im Strandabschnitt nördlich von Edinga über weite Strecken ausgebildet. Auf der etwa 300 m hohen Schorre wurde eine <sup>14</sup>C-Bestimmung an verkalkten Hölzern durchgeführt. Sie ergab ein minimales Modellalter von 4505 ± 65 Jahren vor heute (Hv 2890). Die zu dieser Zeit gebildeten Strandwälle formen nordöstlich von Yayo Nehrungen, die eine resultierende ost-westliche Küstenströmung in dieser Bucht belegen.

Noch tiefere Strandwälle gibt es auf Grund der Höhenlage des Untersuchungsgebietes nur noch im Becken von Kichi-Kichi in 270 bis 280 m über NN.

Die Strandwälle über und unter dem Hauptstrandwall ähneln in Korngrößenverteilungen dem Hauptstrandwall. Die Proben K 47, 43 und K 39 zeigen, daß die Kiese der höheren Strandwälle ebenso große Längsachsen (vgl. Tab. 1) und ähnliche Abplattungen aufweisen wie die benachbarten Proben des Hauptstrandwalles (K 46 und K 45). In beiden Strandwallsystemen wurde offenbar das entsprechende lokale Quarzkiesmaterial aufgearbeitet.

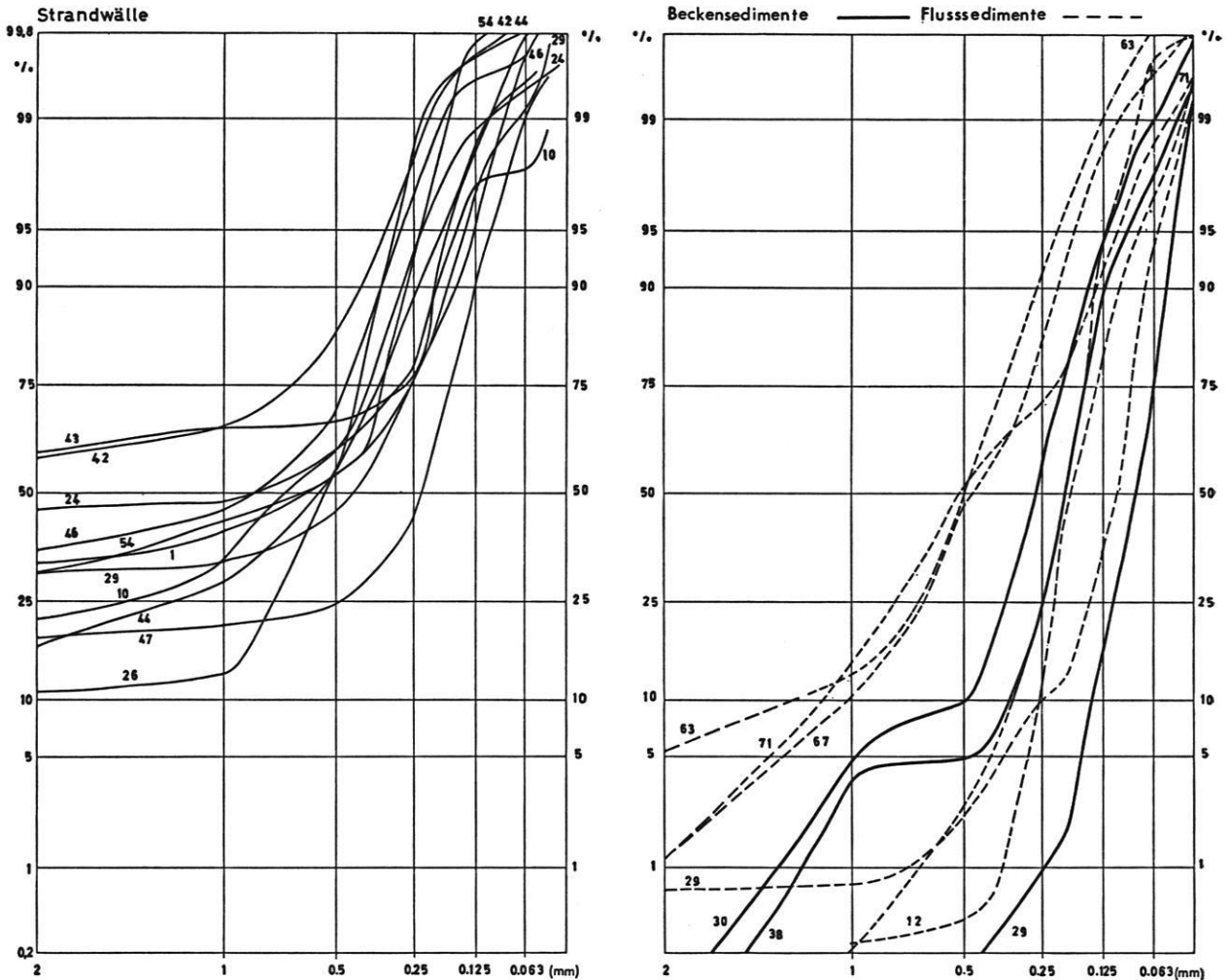
Hinter dem Hauptstrandwall wurden örtlich in Lagunen Stillwassersedimente abgesetzt. Es handelt sich um grünliche bis graue, dünnbankige, tonreiche Silte, die von einzelnen Feinsandlagen untergliedert werden. Die Proben 28 und 12 zeigen, daß die größten Flußsedimente am Deltarand feinsandig sind (Medianwert: 0,2 mm, vgl. Fig. 4). Diese Sedimente sind nördlich des Misky-Kaps und im südlichen Andébia verbreitet. Sie wurden allerdings durch die junge äolische Abtragung weitflächig ausgeblasen und stehen nur noch in einzelnen Yardangs an.

Im pluvialzeitlichen Mündungsbereich der Enneris Sherda/Maro und Misky/Oudougué bildeten sich am Rande des Tschad-Sees ausgedehnte Deltaflächen und Deltaböschungen. Das Delta des Enneri Misky wurde aus einem 8 km breiten Sohlental gespeist und beginnt etwa 50 km nördlich des Misky-Kaps. Eingeengt zwischen die Schotterflächen des Enneri Kolorhan im Westen und die Andébiafläche im Osten vermochte sich das Miskydelta nur in der Form eines schmalen Kreissektors zu entwickeln. Auf der Deltafläche sind beim Misky zwei Bereiche zu unterscheiden. Entsprechend den Verhältnissen in der Talsohle des Enneri Misky liegen auch in der Deltafläche die jüngsten Akkumula-



Fig.4 Kornsummenkurven von fluvialen und limnischen Sandproben im Wahrscheinlichkeitsnetz

(Lokalisierung der Probenentnahmestellen in Karte 1)



tionen 1 bis 3 m unter den benachbarten Talsohlenflachen. Diese jüngste Erosion und Akkumulation kennzeichnet ein Gewirr von Manderschlingen (vgl. Geomorphologische Übersichtskarte, Fig. 25). Die Mandersohle ist auch im untersten Teil des Talzuges Misky/Domar südlich der Piste Largeau-Zouar verbreitet und war die letzte Schüttung, die vom Tibesti her das Delta erreichte. Typisch ist für die Mandersohle das Vorherrschen von tonig-schluffigen Sedimenten, Sande und Kiese treten nur untergeordnet auf. Die etwas höher liegenden restlichen Teile der Deltafläche sind von einer Kiesledecke verhüllt. Auch diese Teile werden von Manderschlingen durchzogen. In dem Sohlentalabschnitt des Misky/Domar entspricht diesem Teil des

Deltas eine über der Mandersohle liegende kiesbedeckte Talsohle. Während dieser älteren Schuttungsperiode wurde das Delta vor allem nach Südwesten Richtung Kichi-Kichi vorgebaut. Eine Betrachtung der Deltafront, der Falaise d'Angamma, zeigt die zwei Phasen des Deltaaufbaus: Nördlich von Kichi-Kichi, d. h. in Verlängerung der älteren Schüttungsrichtung buchtet die Falaise etwas nach Südwesten aus und veranlaßte dadurch die Anlage der Nehrungen nördlich von Yago, das Misky-Kap bildete sich in der Verlängerung der jüngeren Schüttung durch die Mandersohle des Enneri Domar.

Die Deltasedimente sind an der Deltafront zwischen Yayo und Kichi-Kichi maximal etwa 100 m mächtig.

Nach Westen und Osten nimmt die Sedimentmächtigkeit parallel zum Anstieg der Oberfläche der unterlagernden Sandsteine rasch ab. Die Sedimentmächtigkeiten verringern sich z. B. östlich des Misky-Kaps auf weniger als 30 m. Hier lagern unter der Quarzkieslesedecke vor der Deltafront örtlich ältere fluviale Ablagerungen (vgl. Probe 29 und 30 in Fig. 4).

Die obersten und damit jüngsten Teile der Deltaschüttung sind an der Deltafront 10 km westlich des Misky-Kaps durch Winderosion über 30 m tief aufgeschlossen (vgl. Abb. 4, 5, 6, 7). Der Zusammenhang zwischen den hier mit 3° bis 9° zur Bodelé hin fallenden fluviolimnischen Deltasedimenten und den fluvialen Akkumulationen des Enneri Misky/Domar wurde zunächst nicht erkannt. Eine Geologenkommission (BIZARD, BONNET, FREULON, de LAPPARENT, VINCENT, WACRENIER, 1955) deutete die Deltasedimente als tektonisch verstellte fluviale Ablagerungen des Continental Terminal. Auf Grund der überraschenden Knochenfunde und insbesondere durch die Entdeckung des „Tschadanthropus uxoris“ stellte COPPENS die Deltasedimente zunächst (1961) ins Villafranchien. In einem jüngeren Aufsatz (1967) vermutet er allerdings ein mittelquartäres Alter.

Die Deltasedimente wurden durch SERVANT, COPPENS, ERGENZINGER (1970) genauer beschrieben. Sie überlagern entlang dem Nordrand der Bodelé bis zur Platte von Yangaro kambro-ordovizische Sandsteine. Die ältesten Teile der Deltasedimente sind nicht aufgeschlossen (vgl. Fig. 5). In den distalen Teilen der Deltaböschung treten an der Basis von Windrücken 0,5 bis 1 m mächtige Diatomite auf. Von der Deltafront her wurden sie durch bis zu 10 m mächtige feine hellgraue schluffige Lehme überschüttet. Die mehrere Zentimeter bis zu Dezimetern mächtigen Lehmbänke sind reich an Fischknochen und enthalten Molluskenschalen. Es kommen einzelne poröse kalkverbackene Sandsteinklumpen vor, in denen sich Nester von Molluskenschalen finden.

Die höchsten Teile der Deltafrontsedimente sind bis zur halben Höhe der Deltafront in Form von über 15 m hohen Windrücken aufgeschlossen. Die Sedimente sind insgesamt fast 25 m mächtig, sind warvenartig geschichtet und bestehen aus einer rhythmischen Folge von graugrünen Schluffen und pyroxenreichen Feinsandlagen. Alle 5 bis 10 cm, manchmal auch alle 20 cm, wird die Folge durch braune Mittelsandlagen untergliedert (vgl. Abb. 7). Während der Akkumulation kam es stellenweise zur Erosion von einzelnen Rinnen. Quarzkieseinlagerungen sind selten, in den obersten Teilen dieser Abfolge gibt es bizarr geformte Kalkablagerungen. Die zentimeterdicken Kalkplatten liegen diskordant auf wenig steiler fallenden Sedimenten der Deltafront. Oberflächlich sind sie verdeckt durch verschwemmte Strandwallkiese. Die sandhaltigen Kalkkonkretionen umgeben im Kern grobe Partikel wie Holz, Knochen, Kies oder verklumpte Grobsande und erinnern an Beach Rock-Bildungen. Die Vorkommen treten einheitlich in Höhen von 300 bis 310 m über NN auf. Im Gebiet nördlich von Yayo gibt es in der entsprechenden

Höhe auf der Böschung der Falaise d'Angamma über lange Strecken Reste eines Strandwalles. Im Gebiet der winderodierten Deltasedimente hat der niedrigste Strandwall eine Höhe von etwa 325 m. Die hier in 300 bis 310 m Höhe auftretende Verflachung der Deltaböschung mit den bizarren Kalkkonkretionen ist in der Anlage als eine dem 300 bis 310 m Strandwall korrelierte Schorre zu deuten. In dieser Phase war das Delta bereits außer Funktion.

Die jüngsten Sedimente auf der Deltafläche lagern annähernd horizontal unter dem 335 m Strandwall. Es handelt sich um grau-grüne Fein- und Mittelsande. Sie kappen die tieferliegenden Sedimente der Deltaböschung und gehören zu den flachlagernden Ablagerungen der Deltafläche.

Nach der geomorphologischen Analyse vollzog sich die jüngere Formung im Gebiet der Falaise d'Angamma, d. h. im Mündungsgebiet des Enneri Misky-Domar, in folgenden Schritten:

1. Das pluvialzeitliche Abkommen des Enneri Misky bis zur Bodelé verursacht ausgehend von dem Endsee im Raum Kichi-Kichi rückschreitende Erosion bis in das Gebiet der Mulde von Edring. Es entsteht das Schluchtensystem von Domar.

2. Verbunden mit steigenden Seespiegelständen erfolgte eine rasche Akkumulation des Miskydeltas vornehmlich in Richtung Kichi-Kichi mit rückschreitender Akkumulation der Hauptterrasse im Miskyunterlauf.

3. Während des Hochstandes des „Mega Chad“ (benannt nach GROVE, PULLAN, 1961) werden distale Teile der Deltafläche überflutet. Es entstehen in dieser Phase bei nachlassenden Abkommen des Miskys die höchsten Strandwälle in etwa 345 m Höhe.

4. Diese obersten Strandwälle werden durch erneut einsetzende Abkommen des Misky seitlich erodiert. Die obersten Flußablagerungen unter dem Hauptstrandwall werden abgesetzt. Es entsteht in dieser jüngeren Deltaphase das Südkap mit den obersten Deltafrontablagerungen.

5. Mit der Anlage des Hauptstrandwalles in etwa 335 bis 340 m Höhe endet die Zufuhr von Miskysedimenten. Der Hauptstrandwall wurde an keiner Stelle mehr vom Misky durchbrochen.

6. Bei jüngeren Oszillationen der Seespiegelstände mit längeren Halten in 325, 305 bis 310 und 270 bis 280 m Höhe erfolgte keine Erosion des Deltas durch den Misky. Nur die lokalen Enneris am Ostrand der Kiesplatte Yangaro durchbrachen den Hauptstrandwall und lagerten im ehemaligen Seebecken Schwemmfächer ab. Während dieser Phasen erfolgten im Unterlauf des Enneri Misky eine kurzfristige Erosion der Hauptterrasse und die anschließende Akkumulation der „Mäandertalsohle“ als eine Art rückschreitender Endpfannenbildung.

Zur Datierung der Formungsabfolge wurden durch SERVANT und ERGENZINGER an wichtigen Punkten der winderodierten Deltafront Proben zur Bestimmung des <sup>14</sup>C-Gehaltes entnommen. Augenblicklich liegen folgende Bestimmungen vor (vgl. Tab. 2):

Tabelle 2 <sup>14</sup>C-Bestimmungen von Proben der Falaise d' Angamma

Probe Nr.	Lab. Nr.	Material	Modellalter B. P.	Bemerkungen
K 10 (S)	T 731	Schneckenschalen	9 260 ± 140	Keine Rekristallisationen. Durch Hartwassereffekt bis 1300 Jahr zu hohes Alter
K 77 (S)	T 732	Kalkschlamm	10 160 ± 160	
K 32 (S)	Gif 1264	Kalkkonkretionen	6 050 ± 150	
68 013 (E)	Hv 2890	verkalktes Holz	4 505 ± 65	
68 009 (E)	Hv 3803	verkalkte Pflanzenreste	5 525 ± 170	
68 012 (E)	Hv 3805	Kalkkonkretionen	6 115 ± 105	
68 019 (E)	Hv 3806	Knochen, Apatit	3 200 ± 485	
68 005 (E)	Hv 3808	1 Knochen Apatit Kollagen	3 225 ± 115	zuverlässiger Wert
	Hv 3809		6 010 ± 110	

(S) = M. SERVANT  
(E) = ERGENZINGER

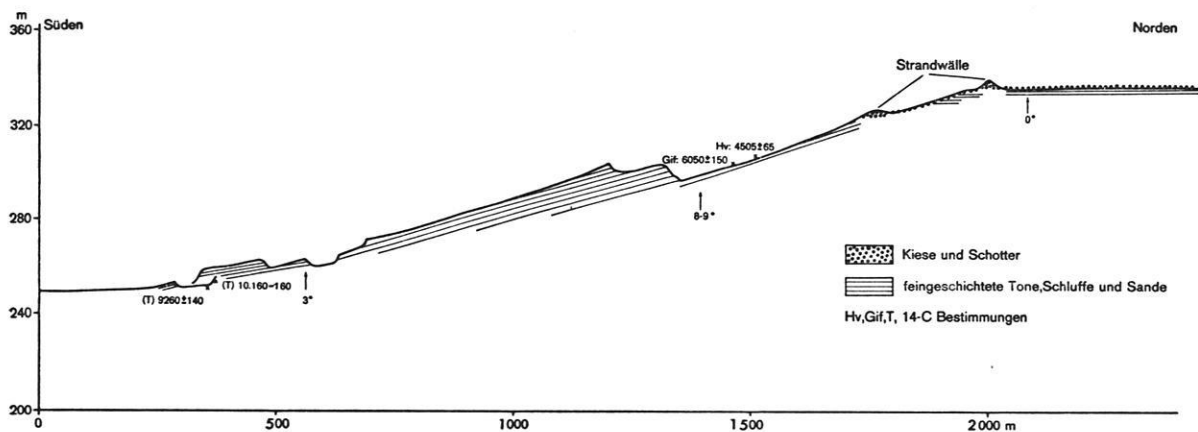
T = Trondheim  
Gif = Gif-sur-Yvette  
Hv = Hannover

Die vorliegenden Zeitmarken genügen nicht zu einer genauen zeitlichen Bestimmung von Anfang und Ende der einzelnen Formungsphasen. Wie Fig. 5 zeigt, entstammen die beiden höchsten <sup>14</sup>C-Alter den tiefsten durch Winderosion aufgeschlossenen Lagen der jüngeren Deltaaufschüttung. An der Wende Würm/Holozän ist nach diesem Befund die Phase 4, d. h. der Aufbau des jüngsten Deltaabschnittes anzunehmen. Leider ist es bislang nicht gelungen, die Zeit der Anlage des Hauptstrandwalles in 335 bis 340 m Höhe am Nordrand der Bodelé zu bestimmen. Die jüngeren Daten betreffen Verkalkungen im Gefolge von tieferen Seespiegelständen während der Phase 6. Als gesichertes Datum ist die Kollagenbestimmung Hv 3809 anzusehen. Sie datiert eine jüngere Transgression bis in eine Höhe von etwa 300 m über NN. Zahlreiche neolithische Artefakte wie Steinbeile, Läufer- und Mahlsteine, Keramikscherben und ganze Keramiktöpfe samt Fischgrätenresten sind auf dem Hauptstrandwall verbreitet

(vgl. Abb. 11) und beweisen, daß diese Uferlinie während des jüngeren Neolithikums besiedelt war. Der in Abb. 5 dargestellte Läuferstein entstammt dem 300 m hohen Strandwall bei Probenpunkt 47 (vgl. Karte 1). Die aufsitzenden, fest verhafteten Muschel- und Schnecken- schalen belegen eine Transgression am Fundplatz während des Neolithikums. Es kamen somit im Neolithikum noch Seespiegelstände von über 300 m absoluter Höhe vor. Dieser Befund stimmt mit den Beobachtungen von SCHNEIDER (1967) überein und ist durch zahlreiche radiometrische Bestimmungen aus dem Tschadbecken abzusichern.

Auf Grund der vorliegenden Untersuchungen der Beckensedimente durch M. und S. SERVANT (vgl. Abb. 8 und 9) und in ungefährender Übereinstimmung mit den für die Sahara insgesamt vorliegenden <sup>14</sup>C-Daten (GEYH, JÄKEL, 1974) lassen sich die vorliegenden Beobachtungen über die Seespiegelschwankungen in der Bodelé in Fig. 6 zusammenfassen. Es ergeben sich dem-

Fig.5 Schematisches Profil der Falaise d' Angamma



nach drei Seestadien. Maximale Seespiegelstände werden in mindestens zwei Phasen in der Zeit Spätwürm und frühem Holozän im „Megachadstadium“ angenommen<sup>5</sup>. Die Bahr el Ghazal-Stadien führten ab einer größeren Regression um 7000 B. P. mehrmals zu Spiegelhöhen um 300 m. Um 4000 B. P. kam es dabei erneut zu einer stärkeren Regression. Die Austrocknung des Bodelé-Beckens vollzog sich im sogenannten Endsee-Stadium ab 2000 B. P. sukzessiv. Die fluvialen Sedimente im Bahr el Ghazal, dem Verbindungskanal zwischen dem nördlichen und dem südlichen Tschadbecken, wurden nach M. SERVANT ab etwa 1760 B. P. abgelagert. Bei Salal haben die jüngsten Flußablagerungen ein Alter von  $460 \pm 100$  Jahren (Hv 2897, Knochen).

### 3.2.2 Äolischer Formenbereich

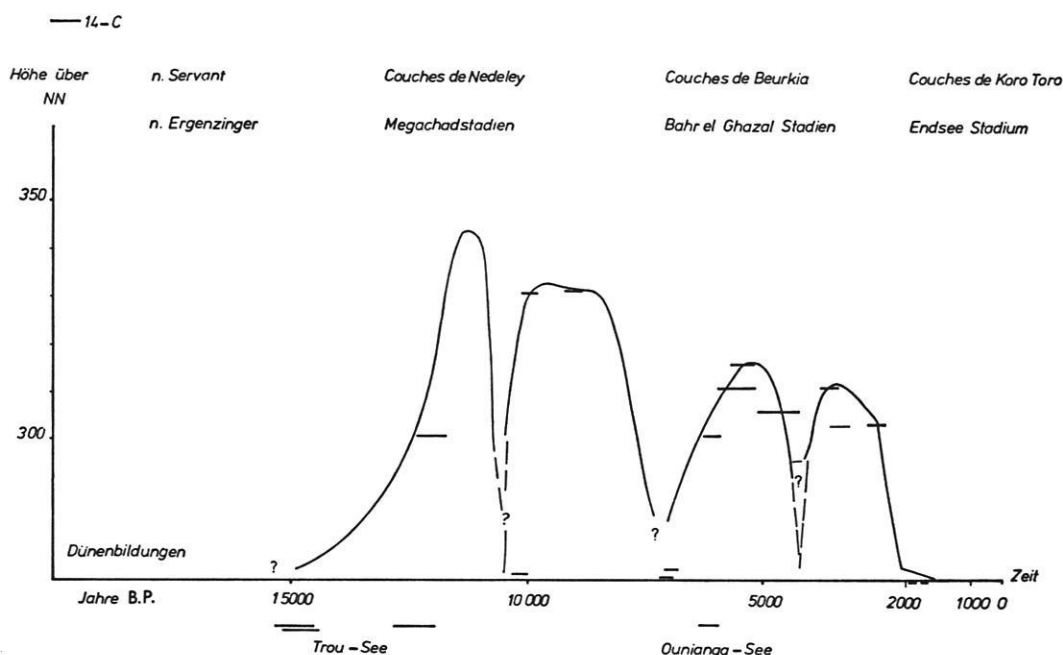
Die äolische Formung dominiert heute im gesamten südlichen Vorland des Tibesti. Die heute vorherrschende Formung führte aber nicht überall zu äolischen Oberflächenformen. Charakteristische äolische Abtragungsformen sind vor allem in Borkou, zwischen dem Süd-

<sup>5</sup> Bei der Analyse der Strandwälle des Megachad ergeben sich Schwierigkeiten bei der Übertragung der Höhen. Im südlichen Tschadbecken werden maximal nur Höhen von 315 bis 320 m erreicht (SCHNEIDER, 1967), während im nördlichen Tschadbecken die entsprechenden Strandwälle 20 m höher liegen. Diese Diskrepanz dürfte wohl kaum tektonisch bedingt sein. Ich vermute als Grund geodätische Unzulänglichkeiten.

fuß des Emi Koussi und der Oasenkette Ain Galakka-Faya Largeau, verbreitet. Diese äolischen Abtragungsformen wurden von CAPOT-REY (1957) erstmals ausführlich geschildert, und durch HOVERMANN (1963) als spezieller äolischer Formenbereich gedeutet. Detailliert wurden die durch den Wind geprägten Oberflächenformen von Borkou durch MAINGUET (1968, 1970) und HAGEDORN (1969) beschrieben.

Durch diese Beobachtungen wurden Untersuchungen wieder aktuell, die durch von RICHTHOFEN (1886), WALTHER (1888, 1891, 1900), A. PENCK (1910), E. KAISER (1926, Bd. II) und PASSARGE (1912, 1924 a) in die Geomorphologie eingeführt worden sind. STAFF (1887) war wohl der erste Forscher, der auf Grund von Beobachtungen im unteren Khuseibgebiet in Südwafrika als „Endresultat der Winderosion“ „flache Rundhöcker“ beschrieb. Alle erwähnten Autoren betonen in der Folgezeit die Bedeutung der Winderosion. Strittig blieb stets das Verhältnis zwischen Deflation und Korrasion. Während von RICHTHOFEN (1906<sup>3</sup>, 339) und WALTHER (1900, 33) auf Grund ihrer Geländeerfahrungen die überragende Bedeutung der Deflation betonten, überwiegt nach den Beobachtungen von PASSARGE (1924, 662) die Bedeutung der Korrasion. E. KAISER (1926, II, 224) zeigte, daß sich in der Diamantenwüste Südwafrikas die durch Winderosion entstandenen Oberflächenformen unterscheiden lassen und kennzeichnete sie als „Deflationslandschaft“ (1926, II, 224) bzw. als „Korrasionslandschaft“ (1926, II, 230).

Fig.6 Seestadien im Spätwürm und Holozän des Megachad (nach Befunden am Nordrand der Bodelé und den Ergebnissen von Servant 1968)





In der geomorphologischen Übersichtskarte wurde versucht, die für die beiden windgeprägten „Landschaften“ typischen Formen wiederzugeben. Einerseits die nicht spezifisch orientierten flachen Depressionen und andererseits die in Passatrichtung gestreckten Windgassen mit den dazwischen auftretenden Windhöckern und Windrücken.

Kilometerlange Windgassen mit dazwischen stehenden Windrücken sind die Leitform der „Korrasionslandschaft“ Borkou. Im Ausschnitt der geomorphologischen Übersichtskarte ist davon nur ein kleiner Teil am Ostrand des Enneri Domar abgebildet. Die typischen Formen treten weiter östlich im Bereich der Schichtstufen auf. Unabhängig von den in verschiedenen Schichtstufen austreichenden devonischen Sand- und Siltsteinlagen werden dort, wie MAINGUET (1968) ausführlich darlegt, Stufenflächen wie Stufenhänge durch bis zu mehr als 30 m tiefe Windgassen in Passatrichtung (40° Nordost) erodiert. Sie wurden durch TILHO (1920, 170) erstmals aus Borkou beschrieben und von ihm als Spuren der Erosion wandernder Dünen gedeutet (vgl. Abb. 56). Die Windgassen verlaufen untereinander völlig parallel und haben wechselnde Abstände. Stellenweise, wie z. B. beim Ehi Kourri oder am Enneri Domar, gibt es alle 30 bis 50 m eine schmale Windgasse, am Südfuß des Emi Koussi wächst beim Ehi Gounouma der Abstand zwischen den Windgassen auf über 3 km. Entsprechend variabel ist die Größe und Ausdehnung der zwischen den Windgassen stehenden Windrücken. Die einzelnen Windgassen können im östlichen Borkou eine Länge bis 40 km erreichen, im Domargebiet betragen sie meist nur 150 bis 300 m. Allen Windgassen gemeinsam ist neben der einheitlichen Ausrichtung die Annäherung an ein typisches Quer- und Längsprofil. Das Querprofil ist stets wannenförmig konkav, das Längsprofil hat kein gerichtetes Gefälle und besteht aus einer Kette von einzelnen gestreckten flachen Depressionen. Der Grundriß dieser Depressionen ist keulenförmig. Der felsige Grund der Windgassen ist durch die Korrasion streifenförmig gerieft und hell geschliffen. Es gibt nur örtlich und in augenblicklich nicht in Formung begriffenen Windgassen dünne Eisenrinden und dunkelbraun patinierte Gesteinspartien. Die heutige Korrasion erfaßt innerhalb der Windgassen die untersten 2 m der Windrücken, erst oberhalb dieser Höhe gibt es Rindenbildungen.

Die zwischen den Windgassen stehenden Windrücken sind Restformen zwischen linienhaft tiefergelegten Korrasionsrinnen (vgl. Abb. 12). Entsprechend den Ausmaßen der benachbarten Windgassen schwanken auch die Größenverhältnisse der Windrücken. MAINGUET (1968, 314) erwähnt einen Windrücken zwischen Latma und Madana von 22 km Länge und 1 km Breite. Für die Länge der Windrücken sind die Abstände der quer zur Passatrichtung verlaufenden Klufflinien von großer Bedeutung. Bei enger Scharung wird auch bei der Abtragung durch den Wind rascher erodiert als bei weitständigen Klüften. Derartige strukturelle Einflüsse ergeben wechselnd hohe Windrücken. Stellenweise löst

sich bei solchen Verhältnissen der Windrücken in eine Reihe von kleineren Formen auf. Örtlich treten im Domargebiet auch isoliert stehende Windhöcker auf. Sie erreichen Höhen bis zu über 15 m und haben stets einen tropfenförmigen Grundriß.

Windgassen, Windrücken und Windhöcker sind in ihrem Auftreten jedoch nicht gebunden an die Sedimentgesteine der Schichtstufenlandschaft Borkou. Entsprechende junge Erosionsformen entwickelten sich beispielsweise auch in den Deltasedimenten der Falaise d'Angamma.

Problemreicher als die Abtragungsformen der „Korrasionslandschaft“ sind die Abtragungsformen der „Deflationslandschaft“ im Sinne von E. KAISER (1924, II). Leitformen sind geschlossene Hohlformen unterschiedlicher Dimensionen. Sie kommen im Nordteil der Bodelé, d. h. südlich der Falaise d'Angamma, vor, finden sich in noch größerer Ausdehnung aber auch in dem Gebiet zwischen dem Enneri Domar im Westen und der Schichtstufe zwischen dem Brunnen Kouroudi und Largeau. Einige Beispiele dafür sind im Ausschnitt der geomorphologischen Übersichtskarte auch östlich des Enneri Domar verbreitet. Der Grundriß der Depressionen ist meist oval und erreicht manchmal Durchmesser von mehr als 10 km. Die Eintiefung zwischen dem Rand und dem Zentrum der Depression beträgt etwa 10 bis 30 m. Häufig sind die Hohlformen vergesellschaftet, zwischen den einzelnen Formen gibt es dann oft niedrige Übergänge. Im Gebiet östlich des Enneri Domar sind die Depressionen streckenweise von Stufen umrahmt, an denen Sand- oder Siltsteinbänke austreichen. Im Gegensatz zu den gerichteten kleinen Depressionen am Boden der Windgassen sind die Deflationswannen ungerichtet und ordnen sich nicht zu linienhaft gestreckten Ketten. Eine tektonisch-strukturelle Vorform, wie sie E. KAISER (1928, II, 221) für die Namib beschrieb, ist nicht zu beobachten. Die anstehenden Gesteine haben am Rand wie im Kern der Deflationsbecken dasselbe Fallen und Streichen, die Becken sind reine Abtragungsformen.

Die Formung durch die heute vor sich gehende Deflation ist nicht so augenfällig wie die Korrasionsformung. Die Deflation ist meist nur aus dem lokalen Materialdefizit zu erschließen. In Abb. 13 ist eine flache Deflationswanne in der Nähe des Brunnens Koula auf der Sandsteinplatte wiedergegeben. Spuren der schleifenden, schrammenden Wirkung des Treibsandes sind nicht zu sehen. Eine einheitliche Treibsanddecke verkleidet die Oberfläche der flachen Wanne. Abflussspurten der seltenen Niederschläge werden durch Treibsandbewegungen immer wieder verwischt. Ein Maßstab für die rasche augenblickliche Deflation der unter der Treibsanddecke anstehenden Verwitterungsdecke sind die Wurzeln des einzelnen Baumes im Vordergrund. Seine Wurzeln verzweigen sich in ungefähr 10 cm über der heutigen Oberfläche. Der Baum ist maximal etwa 50 Jahre alt. Somit wurden an dieser windexponierten Stelle im Durchschnitt der vergangenen Jahre 2 mm abgeblasen. Wegen der Unvollkommenheit der Meßmarke ist dies sicher ein zu hoher Wert.

Solange abhebbares Feinmaterial vorhanden ist, ist im Jahrzehnt aber durchaus mit einer Deflation von etwa einem Zentimeter zu rechnen.

Unter den heutigen Bedingungen läßt sich die Entstehung der großen Deflationswannen jedoch nicht erfassen. In diesen Wannen lagern häufig Seesedimente oder es vollziehen sich Abtragungsvorgänge in scharfkantigen kleinen Rinnen. Meist ist wegen des fehlenden abblasbaren Feinmaterials die Deflation sogar unterbunden. Im Gefolge der Treibsandanreicherung werden heute besonders Stufen am Rand der Depressionen, die quer zur Passatrichtung verlaufen, durch Korrasion überformt und in Windgassen und Windrücken zerlegt. In den Deflationswannen südlich der Falaise d'Angamma sind die flachen Hänge kiesbedeckt und entziehen sich durch diese Panzerung der Windabtragung. Die Korrasion beschränkt sich auf die Facettierung der Kiese und Schotter zu Windkantern. Auf Grund der Beobachtungen in den großen Deflationswannen ergibt sich, daß die heutigen Abschwemmungsvorgänge und die heutige Korrasion die altangelegten Deflationswannen generell nur überprägen. Die Anlage dieser Formen ist wesentlich älter als diese jungen Modifizierungen. Für ihre Entstehung dürfte wahrscheinlich eine ältere lateritische Verwitterungsdecke von großer Bedeutung gewesen sein. Durch ungerichtete Deflation konnte lokal das aufbereitete Verwitterungsmaterial ausgeweht werden. Ob bei der Anlage dieser Hohlformen unter Umständen auch Vorgänge der Silikatkarstbildung zu berücksichtigen sind, ist beim derzeitigen Stand der Untersuchung nicht zu entscheiden (GAVRILOVIC, 1969).

Die äolischen Akkumulationen, die Dünen und Treibsanddecken, sind heute nicht nur im Gebiet äolischer Abtragungsformen verbreitet, sondern greifen nach Westen auf die Rumpfflächen des Vorlandes über. Treibsandablagerungen gibt es, mit Ausnahme der über 700 m hoch liegenden Bereiche, im gesamten Kartenausschnitt. Mächtigere Treibsanddecken sind besonders in Depressionen verbreitet, dünne grobkörnige Treibsanddecken lagern über den älteren Verwitterungsdecken der Flächen. Auf Serirflächen lagert der Treibsand zwischen den Kiesen der Lesedecke, auf den Felsflächen in den Gesteinsklüften. Die zur Verfügung stehenden Sandmengen genügen offensichtlich nicht zu einer vollständigen Verhüllung des Untergrundes. Erst in den tieferen Lagen der Bodelé, in Gebieten unter 200 m Höhe verdeckt eine fast geschlossene mächtige Treibsanddecke den Untergrund.

Innerhalb des Miskyvorlandes ist ein großer Teil des Treibsandes in Form von Luv- und Leeablagerungen an Hindernissen gebunden. Wie sich an einigen Inselbergen zeigt, gibt es dort mächtige Luvablagerungen in Form von großen Sandschilden, eine Sandhalde mit etwa 27° bis 30° Neigung verhüllt die luvseitigen Wände der Inselberge. Die Sandhänge sind durch Winddruck verfestigt und durch Windrippeln gegliedert. Solange das Hindernis höher ist als der Sandschild, liegt zwischen Sandhalde und Felswand

eine Kerbe. Ein „Sandkragen“ umgibt in diesen Fällen an der Luvseite das Hindernis. Der Sandkragen entsteht, wie BAGNOLD (1954, 190) schilderte, durch einen Stauwirbel vor der Wand. Dabei wird der Treibsand am oberen Ende des Sandhanges in Form einer Rutschhalde (slip-face) vor der Felswand abgelagert.

Bei episodisch fallenden Niederschlägen wird die Kerbe zwischen Felswand und Sandkragen auch durch fließendes Wasser überformt und vorübergehend vertieft. Bei stärkeren Niederschlägen wird auch auf dem Sandschild Treibsand verspült, es entstehen tiefe Wassersrisse und am Fuß des Sandschildes breiten sich schwemmfächerartige flache Sandschürzen aus. Erreicht der Sandschild die Oberkante der Felswand, so verschwindet der Sandkragen und die gleichmäßig geböschte Rampe des Sandschildes vermittelt dem Treibsand den Anstieg auf den Inselberg.

Die geschilderten großen Sandschilde gibt es nur im Luv sehr großer Hindernisse. Viel verbreiteter sind die Treibsandablagerungen im Lee von Hindernissen. Sie kommen im Lee von Büschelgras ebenso vor wie im Lee von Inselbergen. Es lassen sich neben den Kupsten zwei Formen der Ablagerungen unterscheiden: Sandschatten und Sandschwänze. Die Ursache für alle Formen ist die Bündelung der Stromlinien des Windfeldes am Hindernis und das Divergieren des Windfeldes hinter dem Hindernis. Die daraus resultierende verringerte Windgeschwindigkeit führt zu einer Ablagerung von Teilen des mitgeführten Treibsandes.

Kupsten finden sich in haft- und porenwasserreichen Sandfeldern und sind kennzeichnend für weite Teile der Bodelé. Ein Polster von Büschelgras (weite *Sporobolus spicatus*) erzwingt im Lee und zwischen den Stengeln den Niederschlag von Treibsand. Durch das Aufwachsen von immer neuen Grasgenerationen und bei mehr oder weniger konstantem Windregime entstehen dabei 0,5 bis 1,5 m hohe Sandhügel mit langgestreckter Stromlinienform. Die Luvseite ist grasbestanden, im Lee lagert ein unterschiedlich langer Sandschwanz. Wird das Büschelgraspolster im Luv zerstört, so wird die Kupste zerblasen. Die Kupsten treten meist vergesellschaftet in Feldern auf und sind auch mit Geländefahrzeugen nur sehr mühsam zu überwinden. Die Dimensionen der Formen untersagten eine spezielle Darstellung in der Übersichtskarte. Die Kupsten finden sich generell am Rand größerer Sandfelder.

Die Ablagerung von „Sandschatten“ (sand shadows nach BAGNOLD, 1954) gibt es ebenfalls im Lee von Hindernissen. Im Gegensatz zu den scharfgratigen Sandschwänzen entsteht ein im Querschnitt gleichförmig gewölbter Sandschatten jedoch nur im Lee von Hindernissen, die von Treibsand in breiter Front überwunden werden können. Die Höhe dieser Hindernisse beträgt durchschnittlich weniger als 20 m. Die Akkumulation eines Sandschattens wird zudem gefördert, wenn im Luv des Hindernisses keine Wand, sondern ein Haldenhang oder ein noch flacherer Hang vorhanden ist. Durch die Anhäufung von Treibsand in

Form eines mehr oder weniger gleichmäßig verteilten „Sandregens“ entsteht ein Sandschatten aus locker abgelagerten Fein- und Mittelsanden. Für diese Akkumulationsform gibt es im Domargebiet einige Beispiele.

Verläuft die Oberkante des Hindernisses nicht geradlinig und weist niedrigere Stellen auf, so wandert der Treibsand bevorzugt durch diese Pässe. Bei stabilem Windfeld und genügender Zufuhr von Treibsand entwickeln sich im Lee der Pässe und seitlich von den Hindernissen *Sandschwänze*. Zwischen den Sandschwänzen liegt hinter mehr als 20 m hohen Hindernissen oft ein mehr als 1 km langer treibsandfreier Leehof. Die Sandschwänze sind im Grundriß langgestreckt. Mit wachsendem Abstand vom Hindernis konvergiert der Grundriß zunächst V-förmig. Bei den Großformen divergiert nach einer kurzen Übergangsstrecke der Grundriß des Sandschwanzes und breitet sich in noch größerer Entfernung vom Hindernis kegelförmig aus. Mit dem Grundriß wandelt sich auch der Aufriß des Sandschwanzes. Nahe dem Hindernis hat der Sandschwanz einen Grat und bildet im Aufriß ein gleichschenkeliges Dreieck mit Basiswinkeln von etwa 30°. Bei wechselnden Windrichtungen ist auf der jeweiligen Leeseite auf den Hängen des Sandschwanzes Rutschhaldenbildung zu beobachten. Die Länge dieses ersten Abschnittes schwankt zwischen wenigen Metern und erreicht maximal 3 km (im Lee der westlichsten Inselberggruppe der Nangara Daho). Entsprechend variabel wie die Länge ist die Höhe des Sandschwanzes. Sie schwankt nahe dem Hindernis zwischen einem Meter und 30 Meter relativer Höhe. Bei rasch abfallender Höhe des Grates geht bei den mehrteiligen Sandschwänzen die Gratform direkt über in eine langgestreckte sehr flache Sandfahne. Bei stärkerer Sandzufuhr entwickelt sich unter Beibehaltung der generellen Streichrichtung zwischen dem scharfgratigen Abschnitt und der Sandfahne ein kuppiger Sandschwanz. Der Grat geht dabei in einen sich verbreiternden Rücken über, auf dem noch kleine Querdünen aufgesetzt sind. Die Querdünen haben einen flachen Luvhang und einen lockeren steilen Leehang mit Rutschhaldenböschung. Der Sandschwanz mit aufgesetzten Querdünen kann direkt in eine ausfächernde Sandfahne übergehen. Es gibt aber häufig auch den von BAGNOLD (1954, 195) beschriebenen Übergang von Sandschwänzen mit Querdünen zu Barchanketten (vgl. Enneri Domar-Gebiet).

*Barchane*, Barchanketten und Barchanfelder sind die typischen Dünenformen des Untersuchungsgebietes. Sie sind im gesamten südöstlichen Vorland des Tibesti verbreitet und reichen am Gebirgsfuß bis in Höhe von 650 m über NN. Geschlossene Barchanfelder gibt es aber nur örtlich, wie westlich der Endpfanne Edring, westlich der Endpfannen des Sherda/Maro, am Nordrand der Bodelé, besonders westlich von Kichi-Kichi. Ein kleines Barchanfeld mit mandelförmigem Grundriß liegt südlich der Piste am Ostrand des Enneri Domar.

Wie CAPOT-REY (1957, 154) aus Borkou beschrieb, so gibt es auch im südlichen Vorland des Tibesti Barchane sehr unterschiedlicher Abmessungen. Trotz der Unterschiede in den Dimensionen ist der hörnchenförmige Grundriß und der asymmetrische Aufriß allen Barchanen gemeinsam (Fig. 7). Luvseitig ist der Barchan im Grundriß stets ein parabolisch geschwungener Sandkörper, der leeseitig einen gleichsinnig geschwungenen Binnenhof umgibt. Im Aufriß hat die Luvseite in der Nähe der Symmetrieachse eine Böschung von etwa 10° bis 12°, die Rutschhalde im Lee des Barchanhofes erreicht Neigungen von 25° bis 30°. Die jeweiligen Böschungswinkel sind bei stabilen Passatverhältnissen abhängig von der Korngrößenzusammensetzung. Je kleiner der mittlere Korndurchmesser ist, desto steiler ist die Rutschhalde.

Die größten Barchane gibt es im Miskygebiet auf den Flächen nördlich und nordwestlich des Rond Point de Gaulle. Ihre größte Länge beträgt zwischen dem Armende und der Luvstirn 1500 m, die größte Breite zwischen den Armenden etwa 1400 m und ihre Höhe erreicht Werte von etwa 30 m (vgl. Fig. 8). Das Verhältnis zwischen maximaler Tiefe des Barchanhofes und maximaler Länge des gesamten Barchans beträgt 400 : 1000 oder 1 : 2,5. An diesen Großbarchanen gibt es Anzeichen für gebremste Weiterformung, bzw. für ihre beginnende Zerstörung. Wie auf den distalen Teilen der Sandschwänze gibt es auch auf den Rücken der Großbarchane kleinere aufgesetzte Kuppen, Querdünen und Kleinbarchane. Der Großbarchan erreicht nicht mehr im Bereich der Symmetrieachse seine größte Höhe. Während die kleineren Barchane in der Umgebung der Großbarchane voll entwickelt sind, genügen die heute herrschenden Verhältnisse nicht zur barchanförmigen Gestaltung der zentralen Teile der Großbarchane. Die Ursachen für diesen Formungsumschlag dürften darin zu suchen sein, daß einerseits die Großbarchane bei Höhen über 30 m die unterste Reibungsschicht der Luft überragen und/oder bei der heutigen Treibsandzufuhr der Kern des Großbarchans nicht mehr im Haushaltgleichgewicht ist.

Fig.7 Kennzeichnende Maße der Barchane

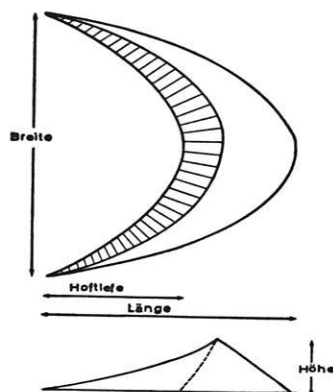


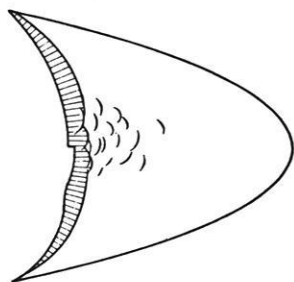
Fig.8

## Barchantypen

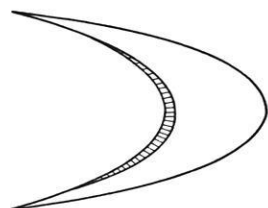
Grundriß

Seitenriß

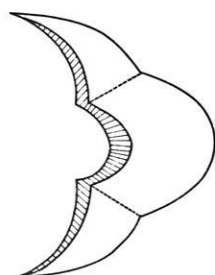
Aufriß (Leeseite)



a) Einfach geschwungener Großbarchan



b) Einfach geschwungener Barchan



c) Doppelt geschwungener Barchan

Ein typischer Barchan wird von CAPOT-REY (1957, 153) abgebildet. Er hat eine Gesamtlänge von 140 m, eine Breite von etwa 100 m und eine Höhe von 8,5 m. Kennzeichnend ist der bis zu den Enden der Barchanarme anhaltende gleichsinnige Verlauf der Kontur der Luvseite und Oberkante des Leehofes. Das Verhältnis von maximaler Tiefe des Barchanhofes zu maximaler Länge des Barchans beträgt etwa 1 : 1,4. Derartig entwickelte Barchane bezeugen nicht nur ein gleichsinnig gerichtetes Windfeld, sondern auch ein Gleichgewicht zwischen Sandzufuhr und Treibsandabgabe.

Mit Hilfe der Grundrißanalyse ist ein weiterer Barchantyp auszugliedern. Er zeichnet sich durch eine doppelte Schwingung seiner Konturlinien aus. Im Seitenriß zeigt sich, daß der zentrale Barchankörper sich bis zu mehreren Metern über die Oberkante der benachbarten Teile der Sandarme erhebt. Der kleinere Binnenhof im Lee des zentralen Barchankörpers hat eine entsprechend höhere Rutschhalde, der von den Sand-

armen des Barchans begrenzte größere Binnenhof hat demgegenüber einen größeren Krümmungsradius (vgl. Fig. 8). Eine Ursache seiner Entstehung läßt sich aus der Verbreitung dieses Barchantyps erschließen. Er ist sehr häufig in Barchanketten und Barchanfeldern zu finden. Dabei zeigt sich, daß im Luv benachbart zu dem überhöhten Teil eines doppelt geschwungenen Barchans ein Leearm des Nachbarbarchans liegt. Unter gewöhnlichen Windbedingungen vollzieht sich die Abfuhr von Barchansand vornehmlich über die beiden Sandarme. In Verlängerung der Sandarme tritt ein gesteigertes Sandangebot auf, das vom leeseitig nächsten Barchan aufgehalten wird. Durch eine derartig gesteigerte Sandzufuhr können die zentralen Teile eines Barchans überernährt werden. Ist die daraus resultierende Überhöhung im Bereich der Symmetrieachse einmal zustande gekommen, so stellt sich an der Grenze zwischen dem höheren Sandrücken und den Barchanarmen eine Konvergenz des Windfeldes ein

und stabilisiert diese Form. Nach den Beobachtungen im Miskygebiet entwickelt sich der doppelt geschwungene Barchan jedoch erst ab Barchanhöhen von über 4 m, niedrigere Barchane haben nur einen einfach geschwungenen Grundriß.

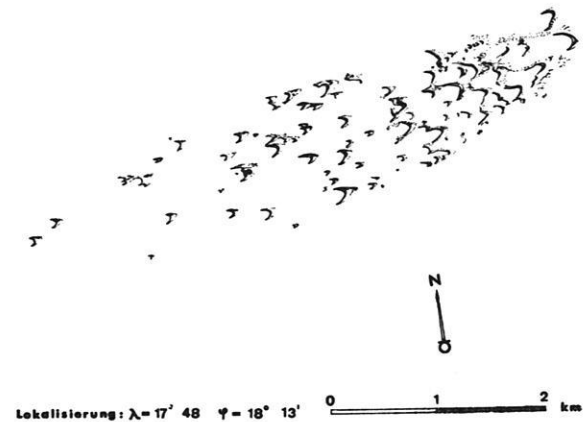
Die geschilderten Barchantypen treten meist vergesellschaftet in Barchanfeldern und Barchanketten auf. Die Barchanketten lassen sich im Miskygebiet in ihrer Entstehung bis zu Sandschwänzen im Lee von Hindernissen zurückverfolgen. Im einfachsten Fall löst sich ein kuppiger Sandschwanz in einzelne Querdünen mit leeseitigem Rutschhang auf. Aus diesen Sandkuppen werden randliche Schwänze vorgeblasen, so entsteht Schritt für Schritt die volle Barchanform. Parallel mit dem wachsenden Abstand vom ursprünglichen Sandschwanz wächst der Abstand zwischen den einzelnen Barchanen. Nach etwa einem Kilometer bilden sich parallel zur ersten Barchankette weitere Barchanreihen. Die Barchane der Nebenkette entstehen aus den ausgewehten Treibsanden der Barchane der Hauptkette. Aus diesem Grund sind sie von der ursprünglichen Mittelachse jeweils um eine halbe Barchanbreite nach außen versetzt. Durch weitere Kalbungen kann sich aus einer Barchankette ein langgestrecktes mäßig breites Barchanfeld entwickeln.

Im Gebiet von Meuzenti und westlich von Kichi-Kichi gibt es fern von Treibsand sammelnden Hindernissen weitflächig entwickelte Barchanfelder (vgl. Abb. 14). Die Nordgrenze der Barchanfelder der Bodelé läßt sich von dem Gebiet südlich von Kichi-Kichi in großem Bogen nach Osten bis zum Brunnen Yogoum am Rand des Djourab verfolgen (vgl. Fig. 25). Ein zweiter Barchangürtel nimmt die Depressionen entlang der Oasenkette Faya-Largeau-Ain Galakka ein. Nördlich dieser Vorkommen gibt es nur kleinere Barchanfelder im Vorland der Schichtstufe von Bedo und südlich des Ehi Gidaha. Das erwähnte kleine Barchanfeld am Enneri Domar südlich der Piste Largeau-Zouar wird in Fig. 9 abgebildet. Wie CAPOT-REY (1961, 54) bereits schilderte, zeigt auch dieses Barchanfeld eine typische Kontur. CAPOT-REY beschrieb sie als „mandelförmige Dünenmassive“. Nach den Beobachtungen im Untersuchungsgebiet fehlt den Barchanfeldern im Lee jedoch das mandelförmige, spitzwinklige Zusammenlaufen der Kontur, sie sind besser als parabelförmige Barchanfelder zu bezeichnen.

Im Luv der parabelförmigen Barchanfelder befinden sich die größten Barchane. Sie sammeln den ankommenden Treibsand und geben ihn verzögert über die Barchanarme an das Barchanfeld weiter. Wie im Fall der divergierenden Barchankette, so liegt auch im Barchanfeld der benachbarte Barchan im allgemeinen mit seiner Symmetrieachse in der Verlängerung des Armes des luvseitigen Nachbarbarchans. Nach fünf bis sechs Barchanen endet die rasche Breitenentwicklung des Feldes. Aus diesem Ordnungsschema ist die parabelförmige Kontur der Barchanfelder abzuleiten.

Die randlichen Dünen der Barchanfelder sind oft asymmetrisch entwickelt. Die Barchanarme am Rand des Feldes verlängern sich häufig bis zum leeseitig nächsten

Fig.9 Barchanfeld im südlichen Enneri Domar



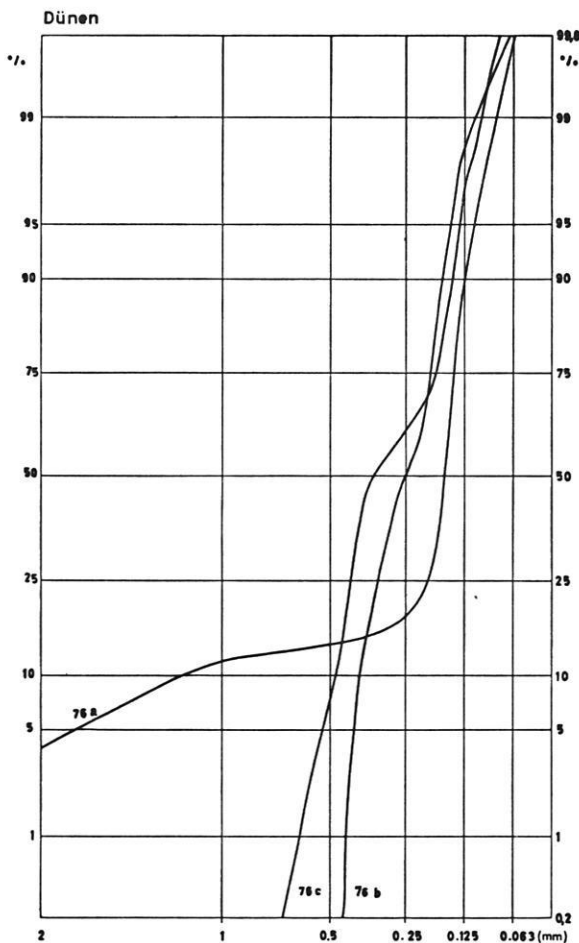
Barchan. Offensichtlich ist die Zone maximalen Sandtransportes der Rand des Barchanfeldes, wo sich neu ankommender Treibsand und Barchansand anhäufen. Innerhalb des Barchanfeldes ist eine generelle Abnahme der Barchangröße von Luv nach Lee zu beobachten. Im Lee endet das geschlossene Barchanfeld meist nach 4 bis 5 km. Aus dem Barchanfeld „entfliehen“ einzelne schlanke 4 bis 8 m hohe „Vorläufer“ und liegen im Fall des abgebildeten Barchanfeldes im Enneri Domar heute in einer Entfernung von 16 km westlich der Luvseite des Barchanfeldes. Unter der Annahme, daß die Vorläufer sich mit 25 m pro Jahr bewegen (CAPOT-REY, 1961, 53) und die großen Barchane im Luv des Feldes nur 10 m pro Jahr wandern (BEADNELL, 1910, 379), benötigen bei konstanten Windverhältnissen die Vorläufer dieses Barchanfeldes etwa 1100 Jahre, um einen Vorsprung von 16 km zu gewinnen. Während dieser Zeit ist unter denselben Voraussetzungen das Barchanfeld maximal um etwa 15 km gewandert, d. h. seine damalige Lage ist im äußersten Falle in der Umgebung südlich von An Nassar anzunehmen (vgl. Fig. 25).

Die von CAPOT-REY (1961), CAPOT-REY und GREMION (1964) und von mir durchgeführten Analysen äolischer Sedimente aus dem nördlichen Tschadbecken belegen eine wechselnde Zusammensetzung der äolischen Akkumulationsformen. Nach den Ergebnissen von neun Siebanalysen von Dünen aus dem Djourab, aus Borkou und dem Miskyvorland haben alle Dünensande Medianwerte zwischen 0,2 bis 0,3 mm und sind somit als feine Mittelsande zu bezeichnen. Im einzelnen variiert die Korngrößenzusammensetzung jedoch beträchtlich. Beispielsweise haben Djourabdünen örtlich einen Staubgehalt von über 20 % (vgl. CAPOT-REY und GREMION, 1961, Abb. 4), während bei allen übrigen untersuchten Proben der Staubanteil weniger als 5 % beträgt. Um die Zusammensetzung der Korngrößenverteilung der Sande eines Barchans



zu erfassen, wurden an einem einfach geschwungenen 7 m hohen Barchan aus dem mittleren Teil des Barchanfeldes beim Enneri Domar südlich der Piste Largeau-Zouar (Fig. 25) drei Proben entnommen. Die Siebanalyse ergab folgende Eigenschaften: Die Dünen- sände vom höchsten Punkt des Barchans (76 b) unterscheiden sich sowohl von den Dünen- sänden vom Ende eines Barchanarmes (78 c) als auch von den Treib- sänden am Fuß des Luvhanges (76 a). Der Treibsand kommt am Fuß des Luvhanges des Barchans in Groß- rippeln zur Ablagerung. Wie die Summenkurve belegt (Fig. 10), setzt sich dieser Sand aus 60 % Feinsand, etwa 10 % Grobsand und wenig Feinkies zusammen. Am höchsten Punkt des Barchans (Probe 76 b) dominieren mit über 80 % Feinsande der Fraktionen 0,1 bis 0,2 mm. Die Sortierung ist optimal. Die Sände des äußersten Barchanarmes sind grobkörniger und weisen zwei Maxima auf. Das erste liegt im Bereich der Fein- sände bei 0,1 bis 0,2 mm Korndurchmesser, das zweite Maximum liegt im Bereich der Mittelsände zwischen 0,25 und 0,4 mm Korndurchmesser. Wie Windsaige-

Fig.10 Kornsummenkurve von Barchansanden im Wahrscheinlichkeitsnetz



rungsversuche an den benachbarten Barchanen im Ge- lände zeigten, wiederholt sich diese Verteilung der Korngrößen auch in den benachbarten Dünen des Barchanfeldes. Dies bestätigten auch Sandanalysen von Barchanen der südlichen Serir Tibesti, die K. SOM- MER am Geomorphologischen Laboratorium des II. Geographischen Institutes untersuchte oder die Unter- suchungen von FINKEL (1959) von Proben aus Bar- chanen der peruanischen Küstenwüste. Der ankome- nde Treibsand wird am Fuß der Düne gesaigert. Die groben Bestandteile, Grobsand und Kies sowie die feinen und mittleren Feinsande reichern sich relativ an. Die gröberen Feinsande und die Mittelsande werden bevorzugt über den Luvhang des Barchans bewegt, am Fuß der Rutschhalde abgelagert oder wandern im Gemisch mit Feinsanden bis zu den Enden der Bar- chanarme. Wegen dieser unterschiedlichen Zusamen- setzung ist es bei Korngrößenbestimmungen von Dünen unumgänglich, die jeweilige Position der Probe im Dü- nenkörper anzugeben.

Eine morphoskopische Sandkornanalyse der drei Bar- chansandproben (76 a, 76 b, 76 c) nach CAILLEUX (1942) ergab folgende Eigenschaften. In den untersuch- ten Fraktionen (1,0 bis 0,5, 0,5 bis 0,25, 0,25 bis 0,125) dominierten in allen Proben mit über 95 % die mattierten Körner (vgl. Fig. 11). Es waren nicht nur die runden und die kantengerundeten Körner mattiert, sondern auch die eckigen „unbearbeiteten“ Körner trugen eine mattierte Oberfläche. Die Analyse der Ober- flächenbearbeitung ergab weniger differenzierende Merkmale als die Untersuchung der Kornform. Bereits eine Unterscheidung von drei Formklassen (gerundete, kantengerundete und eckige Körner) zeigt zwischen den Sanden weitgehende Unterschiede. In der Treib- sanddecke (Probe 76 a) stehen die drei Sandkornfor- men in einem ausgeglichenen Verhältnis. Die Sände des Barchankörpers (Probe 76 b) enthalten ein Über- gewicht an kantengerundeten Körnern, während die Sände des Leearmes sich wiederum überwiegend aus gerundeten und kantengerundeten Körnern zusamen- setzen.

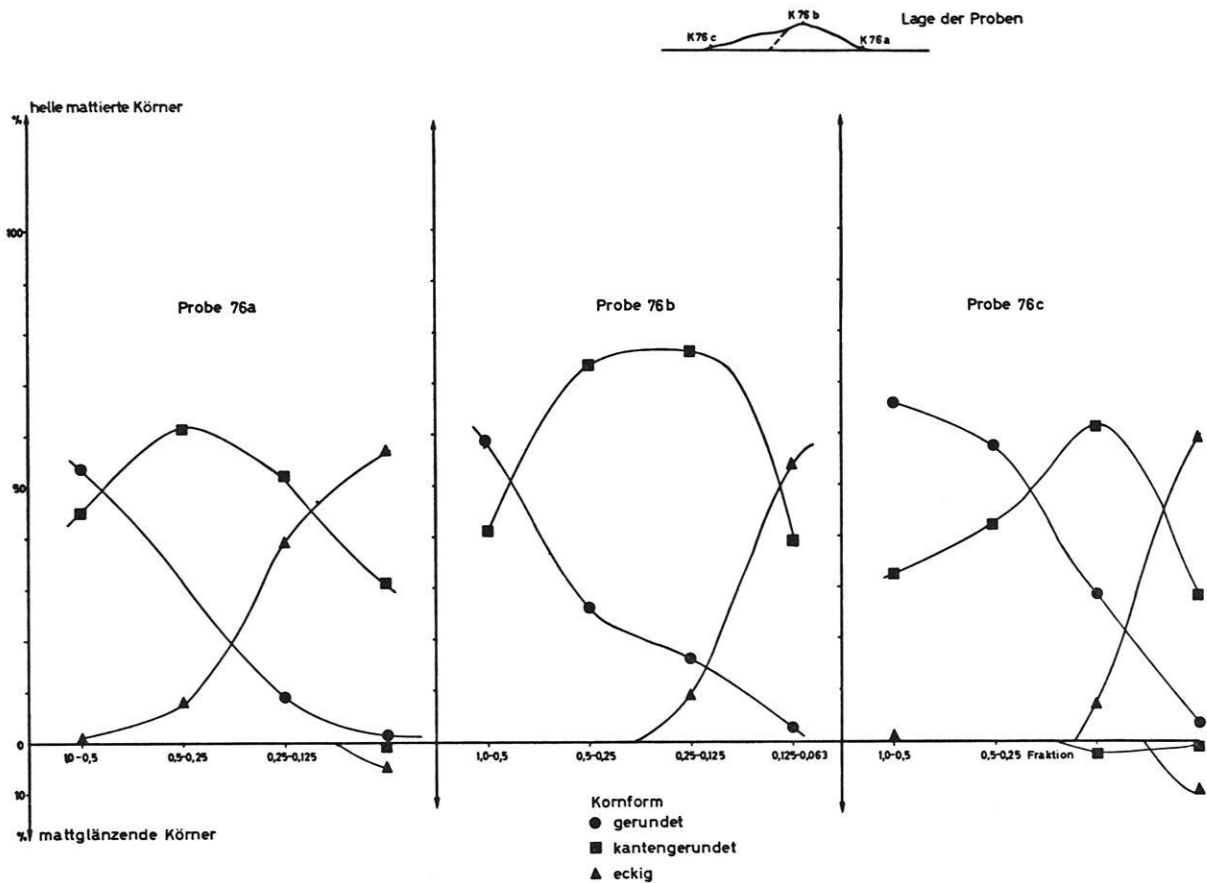
Besser gerundete Körner überwinden durch Saltation und Reptation den höchsten Punkt des Barchans schneller und sammeln sich im Rutschhang und in den Sandschwänzen. Es kommt durch diesen Vorgang zu einer Anreicherung von relativ schlecht gerundeten Körnern im Barchankörper.

### 3.2.3 Fluviale Formenbereiche

Während die Abgrenzung der fluvialen Formenbereiche gegen den äolischen bzw. den limnisch-marinen For- menbereich relativ wenig Probleme aufweist, ist die Untergliederung des fluvialen Formenbereichs desto strittiger. Gemeinsam ist allen fluvialen Formenberei- chen die Summierung aller Materialbewegungen in der Tiefenlinie von Tälern. Differenzierende Merkmale sind neben den unterschiedlichen Längs- und Quer- profilen der Täler insbesondere die jeweils spezifische Kombination von Verwitterung und Hangabtragung auf den Talhängen.



Fig.11 Morphoskopische Sandkornanalysen (nach Cailleux) von Barchansandproben



Für die Definition der Kartierungseinheiten ergibt sich somit, daß für alle fluviolen Formenbereiche auf Grund der dynamischen Gleichartigkeiten sich Talsohlen und damit auch Terrassen (fossile Talsohlen) in vielen Zügen entsprechen und nur entsprechend der Materialzufuhr und dem Flußregime in ihren Dimensionen sich unterscheiden. Entsprechende dynamische Gleichartigkeiten gelten auch für Wände und Haldenhänge, die in vielen fluviolen Formenbereichen unter bestimmten petrographischen Bedingungen auftreten. Für diese Kartierungseinheiten werden folglich in den verschiedenen fluviolen Formenbereichen gleiche Flächenfarben benutzt. Andererseits mußten speziell bei Oberflächenformen mit geringen horizontalen Dimensionen (z. B. bei Schluchten) Zeichen benutzt werden, die unterschiedliche dynamische Einheiten zusammenfassen. Für die klimamorphologisch definierten Formengesellschaften unterschiedlicher fluvioler Formenbereiche mit jeweils spezifischen Kombinationen von Hangformen und Arten der Hangabtragung werden unterschiedliche Farbgruppen verwandt.

Für das Tibesti-Gebirge und seine Vorläufer hat J. HÖVERMANN (1963, 1967) eine klimamorphologische Klassifikation vorgestellt, die durch H. HAGEDORN (1971) ausführlich im Rahmen seiner Habili-

tationsschrift belegt worden ist. Für den Kartenausschnitt Misky-Vorland sind drei klimamorphologisch definierte Formengemeinschaften zu unterscheiden: Wüstenschluchtenbereich, Spülflächenbereich, Pedimentbereich.

Im folgenden sollen die drei unterschiedlichen fluviolen Formenbereiche zunächst kurz beschrieben werden. Die räumlich-zeitlichen Variationen dieser Bereiche in der jüngeren Erdgeschichte sollen abschließend auf der Grundlage der Terrassenstratigraphie behandelt werden.

### 3.2.3.1 Wüstenschluchtenbereich

Als regionale Besonderheit wurden seit NACHTIGAL (1879, I, 278) von allen Forschungsreisenden die Schluchten beschrieben und bereits früh in Photographien (TILHO, 1920, Abb. S. 92 und 180), Skizzen und Karten (CANCE in DALLONI, 1934: Environs de Goumeur) abgebildet. Alle Beobachter schildern die enge Anpassung der Schluchten an bestimmte Gesteinsverhältnisse (z. B. GROVE, 1960, 25).

HÖVERMANN (1963, 132) beurteilt im vorläufigen Bericht über seine erste Reise ins Tibesti das Gebiet mit dem „Klammrelief“ als eine besondere, zwischen Peri-

glazialrelief und Windrelief eingelagerte klimageomorphologische Höhenstufe. Im Bericht über Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrt und Tschad gliedert HÖVERMANN (1967, 150) eine eigene „Region der Wüstenschluchten“ aus. Eine spezielle Untersuchung dieses Formenbereiches wurde durch GRUNERT (1975) unternommen.

Im Kartenausschnitt sind die Formen des Wüstenschluchtenbereichs vornehmlich nahe dem nördlichen Kartenrand im Bereich der Pultscholle westlich der Falaise Aguer-Tai verbreitet. Kennzeichnend sind die tiefen Schluchten, die bei tiefliegender Erosionsbasis sich im kambro-ordovizischen Sandstein entwickelten (vgl. Abb. 15 und 16). Hier zeigen die Schluchten Wände von oft mehr als 60° Neigung und treten in allen Größenordnungen zwischen mehreren Metern bis über 100 m relative Tiefe auf. Typisch für die Schluchten in den Sandsteinen sind die steilen glatten Wände. In den Schluchtstrecken sind Sturzblöcke selten. Selbst dort, wo es Haldenhangböschungen unter den Schluchtwänden gibt, sind nur örtlich auf diesen Hängen einzelne Blöcke zu finden, Feinmaterial tritt kaum auf.

Wie die geomorphologische Übersichtskarte zeigt, besteht eine enge Abhängigkeit zwischen dem Kluftnetz und dem Verlauf der Klammstrecken. Die Hauptwässerungsbahnen haben die Tendenz, in tektonisch abgelegten Verschiebungslinien zu verlaufen, während die kleineren Zubringer das örtliche vertikale Kluftnetz nachzeichnen. Daneben gibt es in den Haupttälern aber auch längere Schluchtstrecken, wo, unabhängig vom Kluftnetz, der Schlucht ein älterer geschwungener Grundriß vererbt wurde.

An Stellen, wo der kambro-ordovizische Sandstein von den Schluchten bis zum liegenden Schiefer erodiert wurde, ändert sich das Querprofil der Täler beim Gesteinswechsel. Unter Sandsteinwänden treten im Schiefer Haldenhänge auf. Diese Haldenhänge sind überwiegend von groben, patinierten Sandsteinblöcken bedeckt und reichen ohne Unterbrechung bis knapp über die heutige Talsohle. Zwischen Talsohle und Haldenhang gibt es keinen vermittelnden Übergang. Im Gefolge der seitlichen Erosion wurden die untersten Teile der Haldenhänge oberhalb der Talsohle örtlich versteilt. Die Haldenhänge erhielten dadurch im untersten Abschnitt ein konvexes Profil.

Im Gebiet der Schiefer des Tibestien supérieur sind die großen Talzüge allgemein als Sohlentäler entwickelt. Bei genauerer Untersuchung ist dieser erste Eindruck jedoch zu differenzieren. Einerseits wird das Querprofil der großen Täler durch die darin weit verbreiteten Terrassen modifiziert und andererseits zeigt sich, daß insbesondere die kleineren Nebentäler und die obersten Einzugsgebiete der Haupttäler durchaus Schluchtformen annehmen. Im Gegensatz zu den Sandsteingebieten ist im Schiefer oberhalb des Schluchteinschnittes ein älterer Haldenhang noch auszugliedern. Vor der Schluchtbildung gab es ein älteres Sohlentalstadium mit Haldenhängen. Bei den großen Sohlentälern wird unter den heutigen Bedingungen der ältere patinierte Hal-

denhang über der heutigen Talsohle durch seitliche Erosion unterschritten. Durch diese Vorgänge entstehen Kastentäler. Im Gegensatz zu den widerstandsfähigen Sandsteinen reagierte der Schiefer offensichtlich auch auf kleinere Schwankungen der Verwitterung und Abtragung. Dies führte im Verlauf der jüngsten Vergangenheit zu einem Wechsel von Sohlental mit Haldenhängen zu Schluchten mit Steilhängen und Wänden. Diese Entwicklung vollzog sich jedoch in Abhängigkeit von dem jeweiligen Einzugsgebiet und der Größe der Talweitung unterschiedlich. Nur bei kleineren Nebentälern genügte die Zeit nach der Akkumulation der Hauptterrasse zu einer Erosion von Schluchten.

Nach den Beobachtungen im Untersuchungsgebiet überwiegt im Gebirge heute die linienhafte Abtragung. Es bilden sich selbst im Schiefer örtlich Schluchten, in den Sohlentälern werden ältere Haldenhänge unterschritten. Dies gilt für das gesamte Untersuchungsgebiet in Höhen zwischen 700 und über 1000 m. Nach diesen Befunden besteht im Sinne von HÖVERMANN (1967) mindestens eine Tendenz zur Bildung einer „Region der Wüstenschluchten“. Zur Ausprägung kam diese extreme, fluviale Formung aber nur dort, wo die Neigungen der vorgegebenen Längsprofile so steil sind, daß es bei den heutigen Niederschlagsbedingungen zu einem überkritischen, schießenden Abkommen der Bäche kommt. Dort wo durch die Zufuhr von älterem Terrassenmaterial oder durch die übergroße Breite der älteren Talbodenakkumulationen die Bäche und Flüsse auch heute noch viel transportierbares Material vorfinden, hat die Tiefenerosion noch nicht eingesetzt.

In den Schluchtgebieten herrscht extreme Tiefenerosion. Während in den übrigen fluvialen Bereichen stets eine Verzahnung von Hang- und Flußabtragung auftritt, ist in dem Schluchtenbereich die Hangformung fast ausschließlich durch die Flußerosion bestimmt. Für derartige Verhältnisse hat bereits W. PENCK (1924, 139) deduziert, daß sich dabei eine optimale Anpassung an die „Krustenstruktur“ ergibt. Dies ist wohl mit ein Grund für den von GROVE (1960) wiedergegebenen Eindruck der petrographischen Bedingtheit der Oberflächenformen im Tibesti.

Die meisten der heutigen Niederschläge veranlassen nur unregelmäßige Abflußvorgänge in einem Teil des Einzugsgebietes. Diese lokalen Abkommen enden bereits innerhalb des Gebirges. Wie die Monatsmittel des Niederschlags der Stationen Zouar und Faya Largeau zeigen (GAVRILOVIC, 1969, 1971), sind es im südlichen Tibesti allein monsunale Einflüsse, die im Laufe des Sommers zu einzelnen gewittrigen Niederschlägen führen. In einzelnen Jahren ergeben starke mehrtätige sommerliche Niederschläge ein Abkommen der Flüsse bis zu den heutigen Unterläufen von Misky und Oudougé. Episodisch werden bei maximalen Abkommen die Endpfannen bei der Mulde Edring erreicht.

Zwischen den Schluchten am Gebirgsrand und den Endpfannen vermitteln breite Sohlentäler. Auf Grund der lithologischen Unterschiede in den jeweiligen Ein-

zugsgebieten wird in den Endpfannen des Enneri Oudougoué überwiegend lehmiger Sand abgesetzt, in den Endpfannen des Enneri Misky wird dagegen überwiegend Schluff und Feinsand in dünnen Lagen abgelagert. Das Wasser stagniert nur kurze Zeit in den Endpfannen und hinterläßt nach dem Verdunsten eine von knietiefen Rinnen durchzogene lehmig-schluffige Akkumulationsfläche. Beim weiteren Austrocknen zerreißen Trockenrisse die Ton- und Lehmlagerungen. Die polygonalen Flächenstücke zwischen den Trockenrissen rollen sich vom Rand her ein. Nach wenigen Wochen sind die durch Trockenrisse und Aufwölbungen gestörten Endpfannenabsätze durch den Wind erodiert und abgeblasen. Die intensive Winderosion erklärt die geringe Mächtigkeit der heutigen fluvialen Ablagerungen in den heutigen Endpfannen und die im Vergleich zur Umgebung tiefe Lage der Endpfannen.

### 3.2.3.2 Spülflächenbereich

Wie im Vorland des Hoggars (vgl. z. B. BIROT, CAPOT-REY, DRESCH, 1955), so sind auch im südlichen Vorland des Tibesti Rumpfflächen die beherrschende Skulpturform. Sie erfüllen die von MAULL (1958<sup>2</sup>, 223) für Rumpfflächen zusammengestellten Kriterien und sind nicht nur rein beschreibend flachwellige Einebnungsflächen, sondern auch Schnittflächen und fluvial-denudative Abtragungsflächen.

Zur „genetischen“ Klassifikation der Rumpfflächen gibt es eine umfangreiche Literatur. Einerseits wird die Gemeinsamkeit der Abtragungsphänomene betont und folglich beispielsweise jede sanft geneigte Fläche der „Pediplanation“ zugeschrieben (vgl. für das deutsche Sprachgebiet ROHDENBURG, 1970, MENSCHING, 1968), andererseits wird auf Grund von beobachteten Unterschieden im Grund- und Aufriß einzelner Formenregionen auf noch weithin unbekannt differenzierte Prozeßgefüge geschlossen (z. B. BÜDEL, 1965, HÖVERMANN, 1967). Es ist bei dieser Sachlage für die Definition der Kartierungseinheiten einer geomorphologischen Übersichtskarte meines Erachtens angebracht, die morphologischen Differenzen zwischen den verschiedenen Rumpfflächentypen zu einer Typisierung in Pedimentbereich und Spülflächenbereich zu benutzen, zumal beide Bereiche im südlichen Vorland nicht mehr in aktiver Weiterbildung sind und somit über die unterschiedlichen bzw. gemeinsamen Bildungsvorgänge keine direkten Beobachtungen angestellt werden können.

Die Spülflächen des südlichen Vorlandes des Tibestis haben einen den Spülflächen des Sudans vergleichbaren Grund- und Aufriß und befinden sich heute in einem voll ariden Milieu. Nach Verbreitung, Höhenlage und auftretenden Verwitterungserscheinungen läßt sich die in Relikten erhaltene „Krusten“-Spülfläche von der sogenannten „Basis“-Spülfläche unterscheiden. Ein Sonderfall sind die dazwischengeschalteten Spülflächen mit Kieslesedecken.

### 3.2.3.2.1 Basisspülfläche

Die sogenannte „Basis“-Spülfläche oder kurz Basisfläche ist als die jüngste Vorlandsfläche die Erosionsbasis der Gebirgsflüsse und entstand zudem, wie die noch zu beschreibenden Aufschlüsse in Moroha zeigen, ungefähr im Basisniveau der lateritischen Verwitterungsdecke der „Krusten“-Spülfläche.

Die Basisfläche setzt sich in enger Abhängigkeit vom Gewässernetz aus extrem flachen „Talhängen“ zusammen. Abseits der sandigen Talsohlen ist eine geomorphologische Gliederung des Reliefs in „Talhänge“ und „Zwischentalscheiden“ nicht möglich. Die Reliefelemente „Talhänge“ und „Zwischentalscheiden“ bilden zusammen die Rumpffläche vom Spülflächentyp. Eine Abgrenzung einzelner flacher Täler durch „Arbeitskanten“ im Sinne BÜDELS (1965) ist nicht möglich. Die im Abstand von 4 bis 8 km verlaufenden größeren sandigen Vorfluter erreichen bei etwa 15 bis 30 cm hohen flachen Talwasserscheiden nur Eintiefungen mit weniger als 1° Gefälle. Durch die dadurch gegebene „großzügige“ Ausdehnung der Spülflächen ist es für diesen Bereich möglich, selbst in einer Übersichtskarte 1 : 200 000, die jeweils auftretenden oder fehlenden Verwitterungsdecken in ihrer generellen Verbreitung abzubilden.

Entsprechend der großen Ausdehnung der Basisfläche zwischen Gebirgsrand und Bodelé — auf etwa 200 km Distanz senkt sie sich von etwa 700 m auf etwa 400 m absolute Höhe, d. h. das durchschnittliche Längsgefälle beträgt 15 ‰ — lassen sich folgende Einheiten unterscheiden

- patinierte Basisspülflächen ohne Verwitterungsdecke
- Basis-Spülflächen ohne Verwitterungsdecke
- Basis-Spülfläche, Spülsockel
- Basis-Spülfläche mit Latosoldecke.

#### 3.2.3.2.1.1 Patinierte Basisspülfläche

Diese Art der Ausprägung der Basisfläche ist typisch für den Bereich der Pultscholle westlich der Falaise Aguer Tai (vgl. Abb. 22). Über den bereits beschriebenen Klammern des Wüstenschluchtenbereichs erstreckt sich eine weitgespannte Hochfläche. Sie paßt sich zwar örtlich an einzelne Tonsteinbänke an, kappt aber abseits der Scharnierzone des Enneri Ké die kambrischen Sandsteine. Die Oberfläche dieser zerschnittenen Rumpffläche zeigt dabei im Detail zahlreiche Anpassungen an die jeweiligen Gesteinseigenschaften. Hervorzuheben ist insbesondere das häufige Auftreten von Grundhöckern in den dickbankigen hellen Sandsteinen mit einzelnen Konglomeratlagen der oberen Ouri-Formation (nach LESTANG, 1965). Auf den Flächen tritt nur in den Klüften Feinmaterial an der Oberfläche auf. Flächen wie Grundhöcker sind abseits von den stark konvexen Stellen der Gesteinsblöcke dunkelbraun patiniert. In der Nähe der Schluchten entstanden durch Ausräumung der Klüfte Kamine und Tobel, Zinnen und Türme. Alle Wände tragen dunkle

Rinden. Auf geschützten Wänden sind Hartkrustenreste häufig (vgl. HABERLAND, 1974).

Die patinierte Basis-Spülfläche ist im Gebiet nördlich des Enneri Ké im Zuge der Aufwölbung der Pultscholle Aguer Tai seit langer Zeit intensiv abgetragen worden. Es findet keine traditionelle Weiterbildung statt. Die Flächenreste liegen als fossile Formen über dem Wüstenschluchtenbereich.

### 3.2.3.2.1.2 Basisspülfläche ohne Verwitterungsdecke

In der Nähe des Gebirgsrandes und nahe dem größten Vorfluter, dem fossilen Tal des Enneri Misky, ist die Basisfläche weithin ohne Verwitterungsdecke verbreitet. Diese Ausprägung der Basisfläche unterscheidet sich morphographisch in nichts von den oben beschriebenen patinierten Spülflächen. Erst bei einer Kartenaufnahme in Maßstäben von größer als 1 : 10 000 würden sich die Unterschiede zur Basisfläche mit Feinmaterial- bzw. Latosoldecke darstellen lassen. Durch die Abtragung des Feinmaterials wurde das Klufnetz im Detail herauspräpariert. Dabei stellt sich schrittweise örtlich ein neues Gewässernetz bei den Zubringern 1. Ordnung ein. Wie für die Wüstenschluchten beschrieben, orientieren sich die primären Entwässerungsbahnen zunehmend am Klufnetz. Die Bäche und kleineren Tälchen sind schwach unter das Felsniveau eingetieft. Zwischen Felsflächenniveau und Vorflutern besteht eine kleine Stufe von meist über 50 cm Höhe. Unter solchen Bedingungen sind diese Felsflächen für Fahrzeuge nur mühsam zu passieren.

Im Gegensatz zu den patinierten Teilen der Basisspülflächen trägt die Basisspülfläche ohne Verwitterungsdecke nur örtlich dünne Hartrinden. Spuren intensiverer Rinden- bzw. Krustenverwitterung fehlen. In den Klüften lagern jedoch sandige rotbraune Lehme, d. h. verschwemmte Reste ehemaliger Verwitterungs- und Bodendecken. Dies läßt sich an Stellen belegen, wo jüngere Akkumulationsterrassen das Basisflächenniveau überlagern und so gekappte Reste von Latosolen vor der Abtragung schützten.

Die Abtragung der ehemaligen Verwitterungs- und Bodendecke muß sich auf Grund aller Indizien in junger Vergangenheit vollzogen haben. Dies gilt sowohl für die Basisflächen nahe dem Gebirgsrand, wie für die entsprechenden Flächen im Bereich des Enneri Domar. Auf den gebirgsrandnahen Flächenteilen, die naturgemäß sowohl höhere Niederschläge und als distale Flächenteile auch etwas größere Böschungen aufweisen, trat in der Phase der Ausdehnung der Wüstenschluchten offensichtlich eine verstärkte Denudation ein. Entsprechende Vorgänge sind an den Grenzen zur Basisfläche mit Verwitterungsdecken noch heute zu beobachten. Auf die Abflüsse 1. Ordnung ist ein Netz von wenig eingetieften Kleinrinnen ausgerichtet, das durch seine große Dichte zu flächenhafter Abtragung führt. Im Gebiet des Enneri Domar wurde die Basisfläche einerseits im Gefolge der jungpleistozänen Erosions- und Akkumulationsvorgänge in der Nähe des Fremdlingsflusses Enneri Misky/Enneri Domar mehrphasig

zerschnitten und teilweise auch verschüttet, andererseits führte die seit dem Neolithikum zunehmende Trockenheit zunehmend zu stärkerer äolischer Abtragung. In Arealen mit geringmächtiger Verwitterungs- oder Bodendecke wurde hier das Feinmaterial bis auf die geschützten Reste in den Klüften bereits abgetragen.

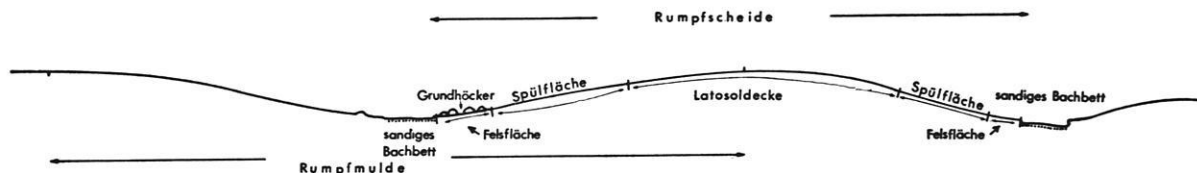
### 3.2.3.2.1.3 Basisspülfläche mit Verwitterungs- bzw. Bodendecken

Die Basisspülfläche oder kurz Basisfläche hat eine für viele subtropische Rumpfflächen typische Formengemeinschaft. Dabei ist, wie schon häufig beschrieben wurde, die Ausdehnung der morphographischen Einheiten eng verknüpft mit jeweils spezifischen Bodensedimenten und Böden, es gibt eine typische Catena (vgl. Fig. 12).

Die Scheitelflächen zwischen den Vorflutern tragen eine gleichartig aufgebaute Bodendecke, die nur örtlich mächtiger als 50 cm wird (Fig. 13). Unter der Flugsanddecke folgt ein zentimeterdünner „Schaumboden“ aus schwammig porösen grauen Schluffen und Feinsanden. Zahlreiche Blasen Hohlräume belegen, daß in dieser grauen Staubhaut während der Durchfeuchtung nach episodischen sommerlichen Niederschlägen Luftblasen eingeschlossen wurden. In der Trockenphase wird die Staubhaut von feinen Trockenrissen durchzogen, die nicht bis in die unter der Staubhaut liegenden roten Lehme reichen. Die roten Lehme sind locker und sandig, haben keine Horizontierung und sind von tiefen Polyederrissen durchzogen. Bis zu 40 cm unterhalb der Oberfläche sind die Polyederrisse erfüllt von den grauen Schluffen der Staubhaut. Die roten Lehme sind vergleichbar mit dem sogenannten „Red Desert Soil“, es fehlt jedoch der nach BURINGH (1968, 30) typische hellrote A-Horizont. Entsprechende Böden wurden aus den ariden Sandebenen Australiens beschrieben und nach STEPHENS (1962, 45) als modifizierte Latosole gedeutet. Zur Bildung der Schaumböden sind nach VOLK und GEYGER (1970, 80) wüstenhafte Bedingungen mit Jahresniederschlägen unter 300 mm vorteilhaft. Die Schaumböden entsprechen demnach den heutigen Klimabedingungen. Die Latosole sind demgegenüber typische Böden unter tropisch wechselfeuchten Klimabedingungen mit Jahresniederschlägen von wenigstens 600 mm (MOHR, VAN BAREN, 1959, 387). Nach dieser Deutung überlagert in den Verwitterungsdecken der Basisfläche ein „Wüstenboden“ einen „Savannenboden“.

Die Hänge zu den Vorflutern sind unter 1° geneigt und tragen unter einer Flugsanddecke eine geringmächtige (< 50 cm) Schicht von schwach lehmigen Sanden. Die Überprägung dieser Flachhänge vollzieht sich heute im Wechsel von aerodynamischen und fluvialdenudativen Vorgängen. Für erstere zeugen Kleinformen der äolischen Abblasung und die Flugsanddecke, auf die Bedeutung der letztgenannten Vorgänge weisen die kleinen Rinnensysteme. Sie sind die wichtigsten Elemente der Formung der flachen Spülmuldenhänge und bewirken auf den Hängen der Spülmulden eine sekun-

Fig.12 Schematisches Querprofil über die Basisfläche mit Verwitterungs- bzw. Bodendecken



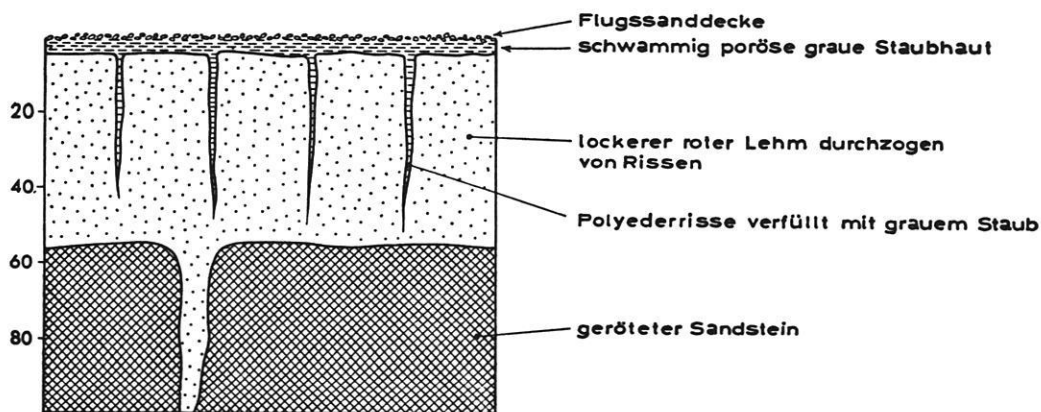
däre extrem flache Gliederung parallel mit dem Hanggefälle in Primärmulden und Scheiden. Wo heute die Verwitterungsdecke auf den Flachhängen auskeilt, konzentrieren sich die Rinnen auf die leichter erodierbaren Kluftlinien und erzeugen so unter wüstenhaften Bedingungen auf Felsflächen Miniaturschluchten. Auf dem Südhang des Dougouli-Rückens entstanden durch diese Vorgänge in den Hängen der Rumpffläche metertiefe Schluchten, während die Sandsohlen der größeren Spülmulden stabil im Niveau der Basisfläche weitergeprägt werden. An anderen Stellen summiert sich die Abtragung der Kleinrinnen nahe der Talsohlen so stark, daß der Fuß der Spülmuldenhänge frei von Feinmaterial ist. Es gibt häufig eine schmale saumartige Felsfläche, auf der örtlich auch kleine Grundhöcker aufsitzen. Den Grund der Spülmulden nehmen sandige Talsohlen ein. Sie weisen eine Untergliederung durch Niedrigwasserrinnen auf und sind oft durch Kupsten besetzt. Terrassenablagerungen gibt es als randlichen Akkumulationssaum nur in den großen Tälern. Stets sind diese Ablagerungen jedoch fast völlig in die Hänge eingliedert und nur durch ihre spezielle Materialzusammensetzung kenntlich. Eine Gliederung durch morphologisch klar abgesetzte Terrassentreppen gibt es nicht.

Die geschilderten Spülmuldenhänge mit dem dichten Rinnennetz wiederholen sich als Fläche des „Durchtransportes“ am Gebirgsrand und am Fuß der großen Inselberge in den sogenannten Spülsokeln. Überall dort, wo in der Nähe dieser Bildungen Flußbetten auftreten, läßt sich jedoch nachweisen, daß diese Spülsokelakkumulationen sich gleichphasig mit

Flußterrassenakkumulationen vollzogen. Dies läßt sich für den Gebirgsrand belegen im Mündungsgebiet des Enneri Daroufi in den Enneri Oudougoué. Für die Inselberge gibt es entsprechende Beobachtungen im Gebiet der westlichsten Nangara Daho (Fig. 3). In beiden Fällen sind Relikte von Spülsokelakkumulationen in direktem Kontakt zu benachbarten Talterrassen erhalten geblieben.

Unterhalb der Mündung des Enneri Daroufi enden die Schluchtstrecken des Enneri Oudougoué. Das Enneri geht beim ehemaligen Mehraristenlager in ein breites Sohlental über und wird von 3 bis 5 m hohen Uferwänden begrenzt. An den Uferwänden sind fluviale lehmig-sandige Sedimente aufgeschlossen, die mehrere Meter über der heutigen 200 m breiten Talsohle, einen 3 bis 5 km breiten älteren Talgrund bilden. Die benachbarten Flachhänge der Basisfläche gehen mit sanft konkavem Übergang in diese Akkumulationsfläche über. Zum Gebirgsrand hin wächst der Höhenunterschied zwischen dem heutigen Flußbett und der Oberkante der Terrassenakkumulation auf über 10 m. Die Terrassensedimente verfüllen stellenweise ältere Schluchten und greifen nur in den obersten Metern geringmächtig auf die benachbarten Felsflächen über. Diese Verhältnisse lassen sich auf der etwa 3 km<sup>2</sup> großen Sockelfläche bei der Mündung des Enneri Daroufi beobachten. Die Sockelfläche ist oberflächlich von lehmarmen hellgelben Sanden bedeckt und neigt sich mit 2° bis 3° vom Gebirge weg nach Süden. Ihr Längsprofil ist gestreckt, eine Querwölbung fehlt. Zu den Schluchträndern der benachbarten Enneris führen flache scharfkantige Rinnen. Freistehende Büschelgras-

Fig.13 Verwitterungs- und Bodendecke auf der Basisfläche bei Moursoulou





wurzeln und kleine Sandschwänze im Lee von Grasbüscheln bezeugen heute vor sich gehende fluvial-denu-dative und äolische Abtragungs- bzw. Aufschüttungs-vorgänge. In den Klüften von Sandsteinfelshöckern gibt es Reste von lehmig-sandigen Terrassensedimenten in Höhen von 1 bis 2 m oberhalb der heutigen Fläche. Sie stehen in Zusammenhang mit benachbarten hoch-liegenden Resten der Hauptterrassenakkumulation<sup>6</sup> und belegen, daß der hauptterrassenzeitliche Spülsockel des Gebirgsrandes unter den heutigen Abtragungsbedingungen umgestaltet wird. Nach HOVERMANN (1967) sind diese Abtragungsvorgänge mit ihrer Kombination von fluvial-denu-dativen und äolischen Vorgängen typisch für „Treibsandschwemflächen“. Die heutige Formung hat aber die hauptterrassenzeitliche Ausgangsform noch nicht umgeprägt.

### 3.2.3.2.2.1 Krustenspülfläche

Leitend für die Ausgliederung der „Krusten“-Spülfläche oder kurz der Krustenfläche als ältester Spülfläche im Misky-Vorland des Tibestis, ist die relative Höhe über der Basisfläche und das Auftreten mächtiger lateritischer Verwitterungsprofile. Die Relikte der Krustenfläche sind in den gebirgsfernsten Teilen des Untersuchungsgebietes südlich von etwa 18° 30' nördlicher Breite erhalten geblieben. Auf der geologischen Übersichtskarte 1 : 1 000 000 von WACRENIER et al. (1958) fällt das Verbreitungsgebiet der Krustenfläche ungefähr mit der Verbreitung des „Continental Terminal“ zusammen. Die Abgrenzung des Continental Terminal wurde vorwiegend auf Luftbildern vorgenommen, und das Kriterium war offenbar das Vorkommen von hellen Quarzkiesflächen mit einzelnen Ausbissen von Eisenkrusten. Die Ausbisse von Eisenkrusten lassen sich auf den Luftbildern als kommaförmige, krakelige, schwarze Striche und kleine Flächen gut erkennen. Im Erläuterungsheft zu der geologischen Übersichtskarte wird das „Continental Terminal“ als eigene Formation beschrieben. Als tertiäre Sedimente des Continental Terminal werden folgende Ablagerungen angesprochen (WACRENIER et al., 1958, 10):

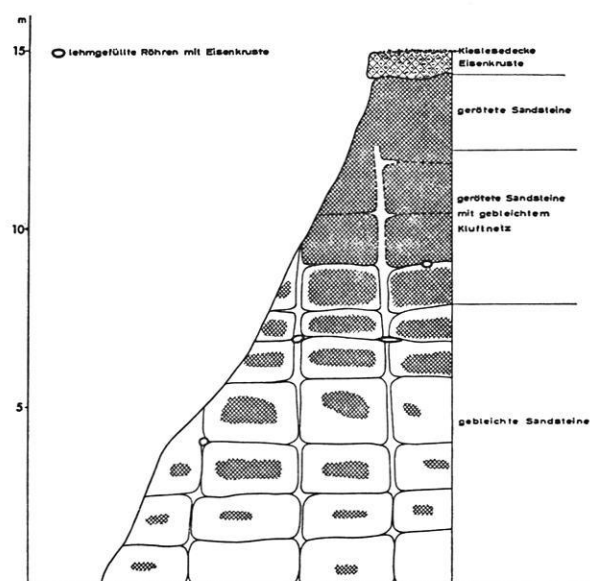
- a) „Grès mollassiques à traces de racines moulées en limonite“  
Ein dem Molasse-Sandstein ähnlicher Sandstein mit limonitisierten Wurzelröhren
- b) „Grès bigarrés verts, jaunes ou roses“  
Bunte Sandsteine (grün-, gelb-rötlich)
- c) „Grès ferrugineux“  
Eisenhaltiger Sandstein
- d) „Croûtes ferrugineuses latéritiques“  
Lateritische Eisenkrusten
- e) „Latéritoides pisolithiques“  
Pisolithische Laterite
- f) „Niveaux conglomératiques très grossiers“  
Niveaus von Grobkonglomeraten

<sup>6</sup> Die Hauptterrasse wurde in der Periode zwischen Spätwürm und Frühholozän akkumuliert und wird in Kap. 3.2.3.4 ausführlicher geschildert.

Abgesehen von den unterschiedlich hoch liegenden Konglomeratlagen handelt es sich bei allen übrigen Ablagerungen um Sedimente bzw. Verwitterungsprodukte aus wechselfeucht-tropischem Milieu. Für die unter c), d), e) aufgeführten Lateritkrusten ist dieser Bezug naheliegend, während dies für die unter a) und b) genannten Sandsteine und die unter f) aufgeführten Konglomeratniveaus nicht ohne weiteres erkennbar ist.

Die bunten Sandsteine entstanden, wie die Aufschlüsse 8 km nordwestlich des Tombe du Camerounais oder 13 km südwestlich des Brunnens Moraha Todi in Aitchouo (vgl. Fig. 14) belegen, in enger Abhängigkeit von der lateritischen Verwitterungsdecke. Sofern die Aufschlüsse tief genug sind, zeigt sich stets die gleiche Abfolge: Unter einer Quarzkiesledecke ist eine teils hohlraumreiche, teils dichte Eisenkruste mit einer Mächtigkeit von bis zu über einem Meter aufgeschlossen. Das Eisen-Manganbindemittel verkittet Quarzkies und Quarzgrobsande. Die Kruste überlagert ziegelrote Sandsteine. Im Idealfall gehen nach etwa zwei Metern die geröteten Sandsteine der „Rötungszone“ in gerötete Sandsteine mit einem gebleichten Kluffnetz über (vgl. Abb. 24). In beiden Zonen treten unregelmäßig geformte gekrümmte Röhren auf. Sie sind teilweise durch angelagertes Eisen ausgekleidet und werden heute durch die Windkorrasion als gekrümmte Röhrchen herauspräpariert. Fünf bis sieben Meter unter der Eisenkruste ist der Übergang von der geröteten zu den hell oder beige getönten Sandsteinen der „Bleichungszone“. Der Übergang vollzieht sich schrittweise. Die Bleichung schreitet von den Klüften her gegen den Kern der Sandsteinblöcke vor. In diesen Aufschlüssen ist somit eine vollständige fossile lateritische Verwitterungsdecke mit

Fig.14 Lateritische Verwitterungsdecke im Gebiet der Krustenfläche





Eisenkruste, Rötungs-, Flecken- und Bleichungszone zu beobachten (vgl. z. B. BRÜCKNER, 1957). Im südlichen Vorland des Tibesti fehlt nur die von Standardprofilen aus den heutigen niederschlagsreichen wechselfeuchten Tropen beschriebene (MOHR, VAN BAREN, 1959<sup>2</sup>, 372) oberflächliche Podsolierung. Die von WACRENIER et al. (1958, 10) als Ablagerungen des Continental Terminal aufgeführten bunten Sandsteine sind keine tertiären Akkumulationen, sondern durch Erosion gekappte Restprofile lateritischer Verwitterungsdecken über kambro-ordovizischen Sandsteinen (ERGENZINGER, 1969, 413). Als Zeit für die Anlage der mächtigen Verwitterungsdecken kann nach den vergleichbaren Untersuchungen von FAURE (1966 a) im südlichen Djado Becken in erster Annäherung mit WACRENIER das Continental Terminal, d. h. das Neogen, angenommen werden. Somit sind die Spuren mächtiger lateritischer Verwitterung im Vergleich zu den Ergebnissen aus der Serir Tibesti (MECKELEIN, 1959, BAKKER, 1966) relativ jung.

Soweit die Krustenfläche verbreitet ist, sind auch Spuren der lateritischen Verwitterungsdecke zu finden. Die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke und das heißt zugleich die Höhendifferenz zwischen der Basisfläche und der Krustenfläche ist großen Schwankungen unterworfen. Am deutlichsten sind die beiden Flächen im südlichen Moraha getrennt. Hier erhebt sich südlich des Enneri Arkouma die kiesbedeckte Krustenfläche mit einer 10 bis 20 m hohen winderodierten Stufe über die Basisfläche. Vor dieser Rumpfstufe gibt es Windhöcker, die von den verwitterten Sandsteinen der Lateritdecke aufgebaut werden. Die Krustenfläche ist in dieser Region extrem eben und wird von den größten Flüssen aus dem Gebiet der Basisfläche zertalt. Im Niveau der Krustenfläche wird die Kieslesedecke fluvial-denudativ durch flache Sohlenkerbtäler abgetragen.

Im Gebiet von Moraha werden Strukturformen von einer Rumpffläche gekappt, die 10 bis 25 m höher liegt als die umgebende Basisfläche. Auf den gekappten Schichtrippen liegen unter Kieslesedcken örtlich noch Reste der lateritischen Eisenmangankruste. Auf Grund dieses Befundes und wegen der Höhenlage über der Basisfläche sind diese kleinen Rumpfflächenreste der Krustenfläche zuzuordnen. Wie im Gebiet südlich von Arkouma so ist auch auf den Kappungsflächen die lateritische Verwitterungsdecke, entsprechend den Befunden von LAMOTTE und ROUGERIE (1962, 158) an Gebiete mit ehemals hohem Grundwasserstand und allochthoner Zufuhr von Material gebunden.

Die heutige Verbreitung der tertiären Krustenfläche ist, wie die geomorphologische Übersichtskarte zeigt, auf den gebirgsfernen Gürtel südlich von etwa 18° 30' nördlicher Breite beschränkt. Die Krustenfläche ist nur in Restflächen erhalten und kann nicht mehr als „intakte“ Spülfläche im traditionellen Sinne weitergeformt werden. In Figur 15 werden die geomorphologischen Verhältnisse bei flach auseinander Mächtigkeit der lateritischen Verwitterungsdecke abgebildet. In dem flach ansteigenden Hochgebiet der Aufwölbung von Aitchouo entstand in Anpassung an die senkrechten Klüfte aus der Krustenfläche durch linienhafte Abtragung im Niveau der Basisfläche ein Höckerfeld aus zwei bis fünf Meter hohen Sandsteinhöckern (vgl. Abb. 23).

Die Krustenfläche ist dort gut erhalten geblieben, wo, wie im südlichen Aitchouo, eine lateritische Verwitterungsdecke mit mehreren Dezimeter mächtiger Eisenkruste von einer Quarzkieslesedecke verhüllt wird. In diesen Gebieten wurde die Krustenfläche nur durch breite Sohlentäler größerer Flüsse zerschnitten. Kies- und schotterbedeckte Flächen sind offensichtlich sowohl gegen äolische wie gegen fluviale Abtragung sehr widerstandsfähig und können als Serirflächen ihre ursprüngliche Form unter ariden und semiariden Verhältnissen großflächig erhalten (vgl. MECKELEIN, 1959). Der Erhaltungszustand der Flächenreste ist somit abhängig von der Mächtigkeit der lateritischen Verwitterungsdecke, der Eisenkruste, der Quarzkieslesedecke und der Lage der örtlichen Erosionsbasis.

### 3.2.3.2.2 Spülfläche mit Kieslesedcken

Innerhalb der Flächen des Miskygebietes sind die im südlichen Vorland des Tibesti auftretenden Spülflächen mit Kieslesedcken ein Sonderfall. Sie sind als „Zwischenniveaus“ insbesondere in der Nähe des Enneri Misky-Domar verbreitet als Reliefstadium zwischen Krustenflächenniveau und heutigen Talsohlen. Besonders großflächig sind die „Kiesplatten“ im Bereich von Yangaro. Im Gebiet zwischen der östlichen Fortsetzung der Falaise d'Angamma im Süden, dem Unterlauf des Enneri Domar im Westen, der Piste Largeau-Zouar im Norden und dem Rand des westlichen Ausläufers des Largeau-Beckens im Osten lassen sich folgende geomorphologische Einheiten unterscheiden (vgl. Fig. 16):

a) Über die jungquartären und holozänen Tal- und Strandsedimente erhebt sich das unterste Schotter- und Kiesfeld. Die relative Höhe der Schotterplatte

Fig.15 Das Verhältnis von Krustenfläche und Basisfläche im südlichen Aitchouo

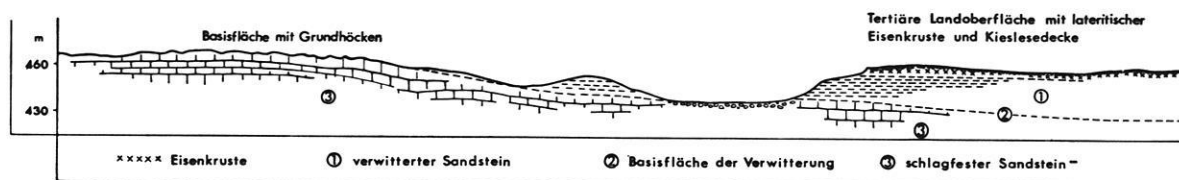


Fig.16 Kartenskizze der Kiesplatten von Yangaro



gegenüber der Talsohle des Misky-Domar wächst von 3 bis 5 m im Norden bis zu 12 m im Süden. Die Schotterplatte hat somit eine geringere Neigung als die mit 9 ‰ geneigte Talsohle des Misky-Domar. Auf der untersten Schotterplatte ist im Winkel nahe dem Barchanfeld ein divergierendes, nicht eingetieftes Netz von lehmigen Entwässerungsbahnen erhalten geblieben. Die Erosion der Schotterplatte vollzog sich durch breite Sohlentäler rückschreitend vom Südrand aus. Die Soh-

lentäler münden in breiten Trichtern auf die vorgelagerte Strandplatte bzw. auf die Deltaakkumulation des Misky-Domar. Die Schotterplatte ist durchweg von einer dichten Quarzkieslesedecke verhüllt. Sie besteht oberflächlich überwiegend aus Windkantern, d. h. viele Kiese und Schotter haben mindestens eine windgeschliffene Fläche. Unter der etwa 5 bis 10 cm mächtigen Lesedecke lagern ziegelrote, örtlich auch grünliche, quarzkieshaltige sandige Lehme, die nach 50 bis 70 cm

von anstehendem verwittertem Sandstein nach unten hin scharf begrenzt sind. Die Schotterplatte ist sehr flach und weist von West nach Ost nur eine minimale Querwölbung auf. Allein im Südwesten gibt es über der Schotterplatte einen flachen Wall von etwa 1,50 m Höhe. Um zu entscheiden, ob der Wall im Uferbereich eines Flusses oder im Strandbereich entstand, wurden an Kiesproben morphometrische Bestimmungen durchgeführt. Auf dem Wall wurden jeweils 30 cm unter der Oberfläche drei Kiesproben entnommen (Proben-Nr. 70, 71, 72). Die Stichproben setzen sich zu mindestens 96 % aus Quarzkiesen und -schottern zusammen. Der Rest besteht aus Sandsteinschottern.

**Tabelle 3** Morphometrische Mittelwerte von Schotter- und Kiesproben der Andébiafläche

Prob. Nr.	% Anteil Windkanter	Dicke : Länge	Arithmetisches Mittel von		
			Dicke : Breite	(Länge + 2× kleinste Breite) : 2× Dicke <sup>1</sup>	Rundung : Länge <sup>2</sup>
Wall:					
70	1	0,50	0,67	1,82	0,368
71	7	0,49	0,67	1,80	0,358
71	31	0,50	0,70	1,71	0,288
Fläche:					
14	9	0,55	0,72	1,66	0,375
16	19	0,52	0,74	1,63	0,316
68	27	0,69	0,71	1,68	0,325
69	47	0,51	0,69	1,81	0,281

<sup>1</sup> Abplattungsindex nach CAILLEUX

<sup>2</sup> Zurundungsindex nach CAILLEUX

Zum Vergleich wurden aus der Umgebung (vgl. Fig. 25) des flachen Walles weitere Proben entnommen (Proben-Nr. 14, 16, 68, 69). Wie Tab. 3 belegt, sind die Mittelwerte der Achsenverhältnisse innerhalb der Proben sehr ähnlich und allein der Zurundungsindex nach CAILLEUX weist parallel zum unterschiedlichen Gehalt an Windkantern größere Schwankungen auf (vgl. Proben 69 und 72 mit Proben 14, 70 und 71). Die arithmetischen Mittel des Abplattungsindex nach CAILLEUX bzw. die Achsenverhältnisse in der Längs- und Querschnittebene zeigen zwar, abgesehen von der Probe 69, bei den Proben aus dem Wall eine Tendenz zu größerer Abplattung bzw. zu diskusförmiger Gestalt, vergleicht man die Proben von dieser Fläche jedoch mit den schottermorphometrischen Befunden der Strandwälle (vgl. Tab. 1), so liegen die Schotter und Kiese aus dem flachen Wall durchaus noch im Spektrum der fluvial geprägten Ablagerungen. Der Wall ist somit nicht als Strandwall, sondern eher als Flußuferwall zu deuten.

Zusammenfassend ergibt sich für das unterste Schotterfeld folgende Deutung: Der nach Nordwesten gerichtete spitzwinklige dreieckige Grundriß der Schotterplatte, wie das von diesem Winkel aus divergierende Gewässernetz, die gleichmäßig nach Süden gerichtete

Abdachung und die flache ost-westliche Querwölbung belegen, daß trotz der wenig mächtigen Schotterdecke die untere Schotterplatte als Schwemmfächerniveau eines Vorläufers des heutigen Misky-Domar entstanden ist. Das Niveau wird in der Folge als *Andébiafläche* bezeichnet.

b) Die obere Schotterplatte hat eine Höhe von etwa 390 m. Die Piste Largeau-Zouar verläuft westlich des Punktes 344 im Osten und dem Enneri Misky-Domar im Westen auf diesem Niveau. Auch dieses Schotterfeld reicht weit nach Süden und hat entsprechend der unteren Schwemmfächerplatte nur wenig Gefälle von Nord nach Süd. Der etwa 15 m hohe Hang zwischen den beiden Kiesplatten beginnt im Westen nahe dem erwähnten Barchanfeld, über dem fossilen Enneri Misky-Domar, und verläuft ziemlich geradlinig in süd-östlicher Richtung zum Südostwinkel der Yangaroplatte. Das obere Schotterfeld nimmt den größten Teil der Landschaft Yangaro ein und wird daher von mir als *Yangarofläche* bezeichnet. Die Yangarofläche ist stärker zertalt als die Andébiafläche. Die Kerbsohlentäler verlaufen dabei generell etwa parallel zur Stufe zwischen den beiden Schotterplatten, d. h. von Nordwesten nach Südosten. Entsprechend ist die Zertaltung der östlichen Teile der Yangarofläche wesentlich größer als die der westlichen Teile des Schotterfeldes.

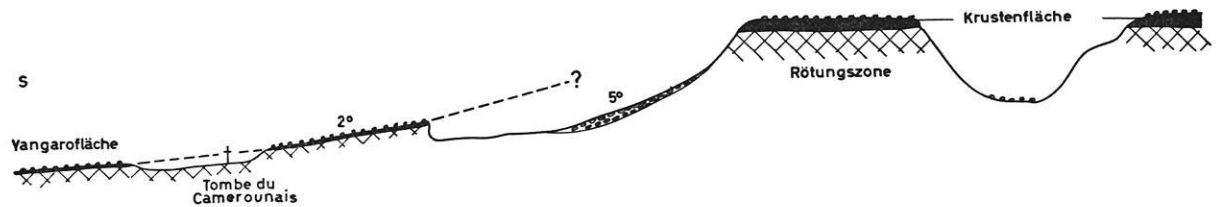
**Tabelle 4** Morphometrische Mittelwerte von Schotter- und Kiesproben der Yangarofläche

Prob. Nr.	% Anteil Windkanter	Dicke : Länge	Arithmetisches Mittel von		
			Dicke : Breite	(Länge + 2× kleinste Breite) : 2× Dicke	Rundung : Länge
88	10	0,52	0,70	1,77	0,363
89	14	0,55	0,72	1,65	0,346
90	—	0,53	0,70	1,70	0,330
91	48	0,46	0,68	2,05	0,257
08	—	0,50	0,65	1,25	0,456

Die petrographische und größenmäßige Zusammensetzung der oberflächlichen Kies- und Schotterdecke ist den Verhältnissen auf der Andébiafläche sehr ähnlich. Es überwiegen gegenüber den Sandsteinschottern bei weitem Quarzkiese und Quarzschotter. Die größten Schotter haben selten Längen von über 3 cm. Die Mittelwerte von Abplattungsindex und der Achsenverhältnisse sind, abgesehen von den Proben 91 und 08 sehr konstant und entsprechen den Werten der Andébiafläche (vgl. Tab. 3). Fast die Hälfte der Gerölle der Probe 91 sind Windkanter. Das zeigt sich einerseits in dem niedrigen Zurundungsindex, und die äolische Formung führte, wie die genauere Analyse im Anhang belegt, auch zu einer Abplattung der ehemaligen fluvial geformten Gestalt der Schotter und Kiese. Auf der Yangarofläche fanden sich nur in Probe 08 Anzeichen für eine limnische Prägung der Schotter.

Im Gegensatz zur Andébiafläche mit der dünnen Verwitterungs- und Akkumulationsdecke ist im Niveau der Yangarofläche eine lateritische Verwitterungsdecke

Fig.17 Hangprofile zwischen Krustenfläche und Yangarofläche beim Tombe du Camerounais



entwickelt. Die Verwitterungsdecke ist am Erosionsrand des fossilen Misky-Domartales aufgeschlossen. Ein Profil nördlich des Barchanfeldes zeigt folgenden Aufbau:

- 50— 80 cm Quarzkies und Schotter in rötlich, lehmigem Zwischenmittel
- 50—100 cm hohlraumreiche, sandhaltige Eisenmangankruste
- über 200 cm Rötungszone im Sandstein.

Die Fleckenzone beginnt in diesem Aufschluß etwa 4 m unter der Oberfläche. Derartige lateritische Verwitterungsdecken sind im Gebiet der oberen Schotterplatte an günstigen Stellen häufig aufgeschlossen. Die Reste eines alten Flachhanges im Übergang zum nächsthöheren Niveau beim Tombe du Camerounais zeigen im untersten Hangteil ebenfalls Reste einer Lateritkruste (vgl. Fig. 17). Der lateritisierte fossile Hangfuß hat Neigungen von 1° bis 2°. Der Fuß des heutigen Hanges hat eine Böschung von etwa 5°. Verlängert man das fossile Hangfußprofil sinngemäß bis zur Oberkante des Hanges, so zeigt sich, daß auch die oberen Hangteile des fossilen Hanges flacher gewesen sein dürften als das entsprechende heutige Hangstück.

Nach diesen Befunden unterscheiden sich die beiden Schotterfelder zwar in der Art und der Mächtigkeit der Verwitterungsdecke, doch in Grund- und Aufbau zeigen sie viele Ähnlichkeiten. Beide Niveaus haben nur ein zum Misky-Domar weisendes spitzwinkliges Dreieck. Auf Grund dieser Ähnlichkeiten ist für beide Schotterfelder eine ähnliche Entstehung anzunehmen. Die einfachste Deutung ist die Annahme von zwei Schwemmfächern, deren Niveau auf einen unterschiedlich hoch liegenden Seespiegel in der Bodelé eingestellt war.

c) Über den beiden Schwemmfächerniveaus tritt nördlich der Piste Largeau-Zouar in 430 bis 440 m Höhe das oberste Serirfeld auf. Auf Grund der Höhenlage, dem Erscheinungsbild und der Verwitterungsdecke ist diese Fläche mit der westlich des Misky-Domar bereits

beschriebenen Krustenfläche gleichzusetzen. Bemerkenswert ist, daß sich in den Schottern und Kiesen der Lesedecke der Krustenfläche, wie der Schwemmfächerniveaus, neben Quarzen und Sandstein untergeordnet auch Vulkanite finden. Sie belegen in diesen Niveaus einen fluvialen Transport von allochthonem Tibeestmaterial. Wenn die Vulkanite des Tibesti absolut datiert sind, lassen sich mit Hilfe dieser Vorkommen wahrscheinlich genauere Vorstellungen über die Zeit der Anlage dieser Niveaus gewinnen.

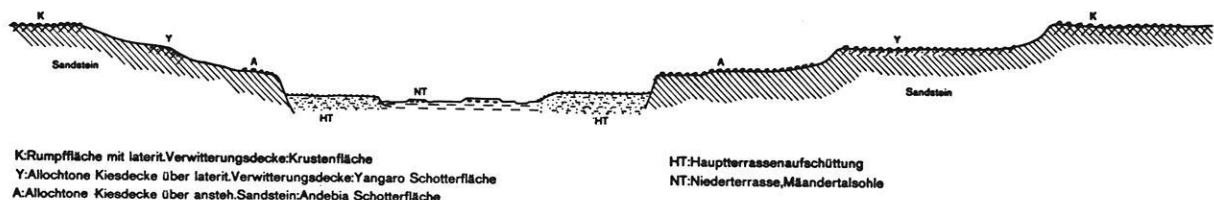
Die am Beispiel der Kiesplatte Yangaro entwickelte Gliederung wiederholt sich im Gebiet zwischen dem Enneri Maraho und dem Enneri Misky-Domar (vgl. Fig. 18). Die Krustenfläche ist in einzelnen hoch über den benachbarten Talsohlen liegenden Flächenstücken bis zum Saum der fluviolimnischen Akkumulationen am Nordrand der Bodelé nach Süden zu verfolgen. Nördlich der Piste Largeau-Zouar wird das Niveau der Krustenfläche durch an Schichtflächen angepaßte Flächenreste bis zu den Zackenbergen südlich von Edring fortgesetzt. Die beiden Schwemmfächerniveaus treten in dieser Region allerdings in anderer Form auf. Das obere Niveau wird durch einzelne Schotterplatten und weite fossile Talpässe repräsentiert. Auch hier finden sich in diesem Niveau unterhalb der Krustenfläche lateritische Verwitterungsdecken. Dem unteren Schwemmfächerniveau entsprechen in diesem Gebiet Talterrassenreste entlang der fossilen Hauptentwässerungsbahnen. Es besteht jedoch ein Hiatus zwischen den von BOTCHER untersuchten Felsterrassen des Miskys im Gebirge und den Schotterniveaus im südlichsten Vorland.

### 3.2.3.3 Pedimentbereich

Fächerförmige Abtragungs-, Überschüttungs- (LOUIS, 1960, 97)<sup>7</sup> und Aufschüttungsfußflächen sind vor allem im Schieferbereich des Misky Einzugsgebietes eine

<sup>7</sup> In der neuesten Auflage des Handbuches wurde der Begriff „Überschüttungsfußflächen“ wieder aufgegeben.

Fig. 18 Schematisches Profil der Terrassenfolge im Gebiet des Unterlaufes des Enneri Misky-Domar



K:Rumpffläche mit laterit. Verwitterungsdecke; Krustenfläche  
 Y:Allochthone Kiesdecke über laterit. Verwitterungsdecke; Yangarofläche  
 A:Allochthone Kiesdecke über ansteh. Sandstein; Andebia Schotterfläche

HT:Hauptterrassenaufschüttung  
 NT:Niederterrasse, Mändertalsohle

wichtige Leitform. Für die Bestimmung des Pedimentbegriffs wird die bei vielen französischen Geomorphologen (u. a. DRESCH, 1957, TRICART, CAILLEUX, 1964, DERRUAU, 1965) übliche Differenzierung in Pedimente über kristallinen Gesteinen und Glacis über weichen Sedimentgesteinen, die durch MENSCHING, RAYNAL (1954) und MENSCHING (1958) auch im deutschen Sprachbereich eingeführt wurde, aus folgenden Gründen nicht benutzt:

a) Die Widerständigkeit von Gesteinen ist ein relatives Merkmal, es gibt keine absolut „weichen“ Gesteine. Je nach Milieu und Abtragungsbedingungen wandelt sich die geomorphologische Wertigkeit der verschiedenen Gesteine.

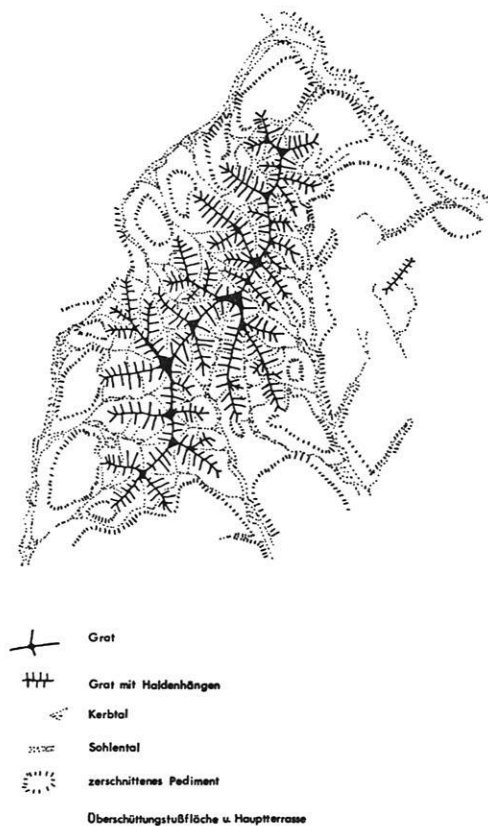
b) Selbst wenn man die gleichartigen Formungstendenzen außer Betracht läßt und die Oberflächenformen nur nach ihrer in Quer- und Längsprofilen zu erfassenden Erscheinung klassifiziert, so gibt es zwischen Pedimenten im weitergehenden Sinne (d. h. Abtragungsfläche und korrelierte Aufschüttungsfläche werden zusammengefaßt) und den Glacis keine signifikanten Unterschiede.

Aus diesen Gründen wird im folgenden nicht zwischen Pediment und Glacis unterschieden, und der Begriff Pediment im weitergehenden Sinne (vgl. auch BUSCHKE, 1974, oder WEISE, 1975) gebraucht.

Für das Schiefergebiet im oberen und mittleren Einzugsbereich des Misky sind Bergkämme und durch Sohlen- und Kerbtäler zerschnittene Felsflächen kennzeichnend. Am Beispiel eines kleinen Felskammes 4 km nordöstlich der Felsbastion Gonagué und nahe dem Durchbruch des Enneri Misky durch die Sandsteine an der Gebirgsrandverwerfung sollen die geomorphologischen Verhältnisse erläutert werden (vgl. Fig. 19). Der Bergkamm erhebt sich etwa um 150 m hoch über den hier in etwa 680 m Höhe liegenden Talboden des Enneri Misky. Einzelne Kämme treffen sich strahlenförmig im höchsten Gipfel. Der Verlauf der Bergkämme ist vorgezeichnet durch das Streichen von Grauwackenlagen im Schiefer. Die Schiefer „schwimmen“ auf einem Granitpluton. Der anstehende Granit enthält zahlreiche Schieferputzen und ist sehr glimmerreich. Die Hänge der Bergkämme sind von zahlreichen kleinen Kerbtälchen zerfurcht. In der Nähe der Kerbtälchen sind die Hänge schuttfrei. Die übrigen Teile der glatten, etwa 27° bis 32° geneigten Haldenhänge sind von einer dünnen Schuttdecke überzogen. Sie besteht durchweg aus Grauwackenscherben und -blöcken. Oberflächlich ist der Schutt dunkelbraun patiniert und verdeckt dadurch die in vielen Teilen dieses Bergkammes darunter anstehenden hellen vergrusteten Granite.

Die heute episodisch aktiven Kerbtälchen münden am Fuß der Bergkämme in Schwemmfächer aus. Die größeren Kerbtälchen haben zwei Schwemmfächer. Sie zerschneiden am Fuß der Hänge, in einem durch Einwehungen von Grus und Sand randlich verfüllten kurzen Kerbtal, einen älteren patinierten Schwemmfächer. Er wird von einem scharfkantigen Rinnennetz überzogen und seine zwischen den Rinnen auftretenden

Fig. 19 Schematische Skizze eines Bergkammes im Schiefergebiet



Kiesbänke sind unpatiniert. Die randlichen Rinnen des unteren Schwemmfächers unterqueren örtlich den oberen Schwemmfächer und verursachen an den Prallhängen seitliche Erosion.

Während die beiden Schwemmfächergenerationen nur einen schmalen Saum am Fuß der Bergkämme einnehmen, gibt es im Gebiet der benachbarten Granit- und Schieferhügel eine ausgedehnte geneigte Abtragungsfläche. Sie fällt mit 6° bis 4° vom Bergkamm zu den benachbarten Haupttälern. In der Nähe der größeren Sohlen- und Kerbtäler ist die fossile Abtragungsfläche nur aus der Höhe der einzelnen gerundeten Zwischentalscheiden zu rekonstruieren. Das konstante „Gipfelniveau“ ist in talfernen Gebieten mit Flächenresten zu verknüpfen. Auf den Rücken, wie auf den ausgedehnteren Flächenresten, gibt es stellenweise eine dünne Streu von ortsfremdem Material. Meist handelt es sich um eine Lesedecke aus kantengerundeten Gangquarzstücken. Entsprechende Gangquarze stehen nicht auf allen Rücken an. Die Lesedecke bezeugt einen ehemaligen fluvialen Transport im Niveau der Abtragungsfläche. Die Abtragungsfläche ist somit auf Grund ihrer Verbreitung, der Böschungsverhältnisse und des fluvialumgelagerten Materials als Überschüttungsfläche oder Pediment zu deuten. Die Abfolge von zertaltem Pediment zu jüngeren Akkumulationsflächen ist im Schiefergebiet des Misky ein weit verbreitetes Phäno-



men. In vergrößertem Maßstab wiederholt es sich auch im Vorland der Falaise de l'Aguer Tai und im Gebiet von Gouonoga.

Im gesamten Pedimentbereich treten Haldenhänge auf. Überwiegend ist der zugehörige fossile Schuttmantel bereits abgetragen. Örtlich ist das Material der patinierten Blockhaldenhänge mit den Akkumulationen der bereits erwähnten Hauptterrasse zu verbinden (vgl. nordöstlicher Ausschnitt der geomorphologischen Übersichtskarte). Die Hauptterrassensedimente verfüllen ältere Sohlentaleinschnitte. Vor der Akkumulation der Hauptterrasse gab es in diesem Gebiet bereits ältere linienhaft zerschnittene Pedimente. Die Verfüllung der älteren Kerb- und Sohlentäler begann während der Hauptterrassenakkumulation mit hellbeigen und grünen sandigen Lehmen und kantengerundeten Schottern. Zunächst überwiegen dabei die Einflüsse des lokalen Schiefermaterials. Nach oben hin wird diese Folge von rötlichen Lehmen abgeschlossen. Nach der Rinnenfüllung breitete sich das Hauptterrassenmaterial schwemmfächerförmig über die benachbarte unterste Pedimentfläche. Der direkte Zusammenhang zwischen den schuttbedeckten Haldenhängen und den jüngeren Pedimenten erinnert an die durch WEISE (1969, 1975) aus Persien geschilderten Verhältnisse. Heute wird durch Hangkerben und Kerbsohlentäler dieser Zusammenhang unterbrochen. Auf Grund der Wölbung der Fußflächen erfolgte die Zerschneidung bevorzugt an den Rändern. Die hauptterrassenzeitlichen fluvialen Akkumulationen entstanden im Zusammenhang mit einer gegenüber heute wesentlich verstärkten Verwitterung und Abtragung auf den Hängen. Die Pedimentierung während der Hauptterrassenzeit ist in den tieferen Teilen des Miskyfensters im Sinne von WICHE (1955) gebunden an „Talweggerinne“ und vollzog sich zum Beispiel im Vorlande der Stufe von Aguer Tai in einem Abstand von 1 bis 5 km östlich der Stufe. Unter den heutigen Klimabedingungen kommt es selbst bei optimalen Bedingungen nur zu Talbodenverbreiterungen. Pedimente wurden unterhalb des Niveaus der Akkumulationshöhen von Haupt- und Niederterrassen als Pedimentflächen nicht tiefer gelegt.

Die für das Schiefergebiet postulierten Regelmäßigkeiten wandeln sich unter anderen petrographischen Bedingungen. In intensiv vergrusten Graniten (z. B. nördlich des Unterlaufes des Enneris Gonagué) wurden ältere Pedimentflächen nicht nur zertalt, sondern parallel zur schrittweisen Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis erfolgte eine flächenhafte Tieferlegung der Pedimentfläche. Auf Kosten der älteren grusigen Verwitterungsdecke entstanden tiefere Pedimentniveaus.

Im Schiefer gibt es oberhalb der gegen Ende der Hauptterrassenzeit zuletzt flächenhaft überformten jüngeren Pedimente noch weitere Pedimentflächenreste. Im Gebiet vor der Falaise de l'Aguer Tai sind diese älteren Pedimente nicht mit den heutigen Entwässerungsbahnen verknüpft (z. B. Enneri Arkénia).

Rücken- und Flächenreste ordnen sich zu mehrstöckigen Gipffluren und Fußflächen systemen. Im Gegensatz zu den zerschnittenen jüngeren Fußflächen lassen sich die älteren Gipffluren entlang der Kammlinien bis an den Fuß der Stufe verfolgen, sie bilden sich somit nicht in enger Anlehnung an Talweggerinne, sondern sind im Gefolge der Hangrückverlegung als Pedimente passiv entstanden. Für diese Art der Pedimententstehung sind mit WICHE (1955) wohl ehemalige Schutthänge mit anastomosierenden Gewässerbahnen anzunehmen, die mit konkavem Hangfuß in das vorgelagerte Pediment übergangen. Seit der Bildung der älteren Pedimente wurde das Gebiet vor der Stufe Aguer Tai intensiv zertalt. Die Stufe selbst kann aber inzwischen nicht weit zurückverlegt worden sein, da die Reste der höheren Pedimente bis fast an ihren Fuß reichen.

Das räumliche und zeitliche Nebeneinander von Pediment- und Spülfächenbereich ist im Ausschnitt der geomorphologischen Übersichtskarte ein besonderes klimageomorphologisches Problem. Durch den Befund, daß mindestens während der Zeit der obersten Akkumulation der Hauptterrasse zu dem räumlichen Nebeneinander noch die Gleichzeitigkeit in der Ausprägung der beiden unterschiedlichen Formenbereiche kommt, wird dieses Problem noch verschärft. Nach den Untersuchungen von BUSCHE (1968) und von JANNSEN (1970) sind im Tibesti heute aktive Pedimentierungsprozesse nur in Höhen von über 1500 m zu beobachten. Entsprechendes gilt nach den geomorphologischen Karten und den Abb. bei ROGNON (1967) auch für das Hoggar. Auf Grund der Luftbilder im Atlas des Formes du Relief (CHOLLEY, 1956, 106, 144, 156) und den Beobachtungen im Profil Syrte-Tschadsee (HÖVERMANN, 1967) liegt das Miskygebiet nahe der Südgrenze des Vorkommens von fossilen Formen aus dem Pedimentbereich. Am Ostrand des Untersuchungsgebietes sind die Übersättigungs- und Akkumulationsflächen am Fuß der in Siltsteinen angelegten Zeugenberge des Ehi Didaha in 18° 40' nördlicher Breite die südlichsten Vorkommen von fossilen Pedimenten. Das Miskygebiet lag pluvialzeitlich im Verzahnungsbereich zwischen Pediment- und Spülfächenbereich. In dieser Position war offensichtlich die Lithologie ausschlaggebend. Wo vom Gestein her die Tendenz zur Verwitterung in Block- und Scherben-schutt besteht, entstanden im Tibesti dem Pedimentbereich eigentümliche Skulpturformen, während dort, wo die Verwitterung zu sandig-tonigen Produkten führt, Formen des Spülfächenbereiches zumindest weitergebildet wurden. Sowohl im Pedimentbereich wie im Spülfächenbereich ist die Anlage der Flächenformen alt, sie wurden unter den jungpluvialen Bedingungen überwiegend nur „traditionell“ weitergebildet.

#### 3.2.3.4 Talterrassen

Während ältere Flußablagerungen, die „Zwischen-niveaus“ Andébia- und Yangarofläche isoliert im Mündungsbereich eines vormaligen Enneri Misky auftreten



und nur sehr hypothetisch mit Erosionsterrassen im Gebirge zu verbinden sind, sind die jüngeren Talterrassen mit hoher Wahrscheinlichkeit mit Akkumulationsterrassen im Gebirge zu verknüpfen. Der vormalige Enneri Misky war im Gebirgsvorland ein allochthoner Strom. Seine fossilen Ablagerungen sind ohne die Kenntnis seiner Herkunftsgebiete nicht sinnvoll zu interpretieren. Es ist daher nötig, über den abgebildeten Kartenausschnitt hinaus, hier wesentliche Zubringer des Enneri Misky und ihre Terrassen mit zu behandeln. Für den Gebirgstiel referiere ich dabei im wesentlichen aus der nur maschinenschriftlich vorliegenden Hausarbeit zum 1. Staatsexamen von Ullrich BÖTTCHER.

Die Kartierungen der jüngeren Akkumulationsterrassen des Misky-Wouri zwischen Tieroko und dem Brunnen Batach bei der Mündung des Enneri Modragué durch BÖTTCHER (1969) und des Misky-Domar zwischen Batach und der Falaise d'Angamma ergaben, daß nur die sogenannte Hauptterrasse<sup>8</sup> und die Niederterrassen sich zwischen dem obersten Einzugsgebiet im Zentrum der Vulkanruine des Tieroko (2400 m) und dem ehemaligen Deltabereich bei der Falaise d'Angamma durchverfolgen lassen. Die Hauptterrasse bildet am Gebirgsrand und in Becken sogar großflächige Terrassenfluren.

In Abhängigkeit vom Ausgangsgestein, der Höhenlage und den örtlichen Ablagerungsbedingungen ändern sich bei der Hauptterrasse nicht nur die Zusammensetzung, sondern auch die Korngrößenverhältnisse. Naturgemäß verringern sich die Korngrößen mit zunehmender Flußlänge. Nach BÖTTCHER (1969, 19) sind beispielsweise die Längsachsen der Schotter im Tieroko (2400 m) im Mittel 10 cm lang. Bis zum Becken von Bini Erdé (840 m) verringern sie sich bis auf 3 cm. In der anschließenden Engtalstrecke bis Batach nimmt die Größe der Längsachsen noch einmal zu. Nahe dem Gebirgsrand liefert der Enneri Ndré eine letzte Zufuhr aus vulkanischem Material des Emi Koussi-Gebietes mit mittleren Längsachsen von 6 cm. Danach nimmt die Größe der Längsachsen der Grobkomponenten erneut regelhaft ab bis unter 2 cm. Im Unterlauf wird die Größe der Längsachsen durch die lokalen Quarzkiese aus den kambro-ordovizischen Konglomeratbänken bestimmt. Dies belegt ein Vergleich zwischen den Proben 77 und 80 aus der hauptterrassenzeitlichen Tal-

sohle des Enneri Misky-Domar mit der Probe 98 (vgl. Tab. 5) aus einer typischen Quarzkiesbank der Sandsteine in Aitchouo.

Die Zusammensetzung des Terrassenmaterials spiegelt die Gesteinsverhältnisse des jeweiligen Einzugsgebiets. Das äußert sich in den Korngrößenverhältnissen und vor allem in der Färbung des jeweiligen Zwischenmittels. Die von BÖTTCHER (1969, 10) aus dem Tieroko geschilderten Verhältnisse sind typisch für die Hauptterrasse in Tälern mit Einzugsgebieten in vulkanischen Gesteinen (vgl. Abb. 19). Die Terrasse besteht aus einer regelmäßigen Folge von bräunlichen Kieslagen und grauen Schotterlagen. Im Schiefergebiet besteht die entsprechende Akkumulationsterrasse aus grauen gut geschichteten Schluffen und Sanden (vgl. Abb. 18). In einzelnen Lagen gibt es Kies- und Feinschotterbänke. Fünfzehn Kilometer südlich von Batach wurden diese Verhältnisse genauer aufgenommen. Wie Fig. 20 zeigt, besteht hier die Hauptterrasse aus einer hellgrauen Folge von dünnen Schluff-, Lehm- und Feinsandlagen. Abgesehen von der hangenden umgelagerten Hangschuttschicht fehlen Schotterbänke. Die Einzugsgebiete der Zubringer im Mittellauf des Enneri Oudougoué befinden sich im kambro-ordovizischen Sandstein. Die Hauptterrasse besteht in den Sandsteingebieten aus einer mächtigen gebankten Verschüttung

Fig.20 Hauptterrassenprofil unterhalb von Batach

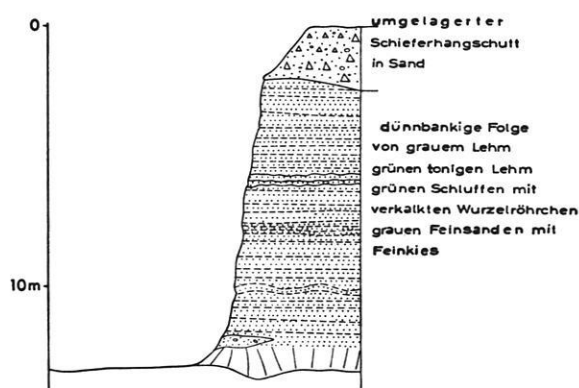


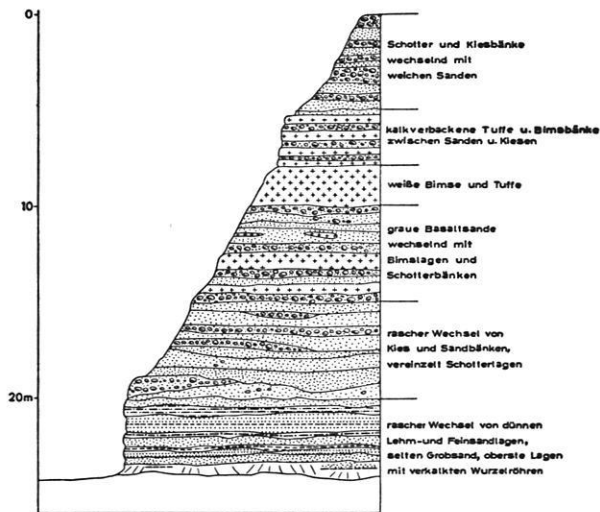
Tabelle 5 *Morphometrische Mittelwerte von Schotter- und Kiesproben der Hauptterrasse im Domargebiet im Vergleich zu einer Quarzkiesprobe aus dem anstehenden kambro-ordovizischen Sandstein*

Prob. Nr.	Proz. Anteil von		Arithmetisches Mittel der		
	Windkanter	Bruchkanter <sup>9</sup>	Längsachsen mm	(Länge u. 2× kleinste Breite) : 2× Dicke	Rundung : Länge
Domar					
80	—	55	21,4	1,86	0,248
77	8	38	24,6	1,83	0,277
Kambrisches Konglomerat					
98	1	1	22,9	1,86	0,368

<sup>8</sup> Mit der Bezeichnung **Hauptterrasse** soll keine mit mitteleuropäischen Verhältnissen vergleichbare zeitliche Vorstellung erweckt werden. In Analogie zu Bezeichnungen in anderen heute ariden Gebieten (z. B. Namib [SPREITZER, 1966] oder Hoggar [MENSCHING, 1970 b]) wird damit die in allen Tälern in Relikten verbreitete jüngere mächtige Talverfüllung benannt.

<sup>9</sup> **Bruchkanter** sind durch mindestens eine Bruchfläche begrenzte Gerölle. Einerseits können es nicht voll fluvial geprägte Gangquarze aus dem Schiefer sein, andererseits entstanden sie durch Spaltungen aus den wohlgerundeten kambro-ordovizischen Quarzkiesen.

Fig.21 Hauptterrassenprofil bei der Mündung des Enneri NÐRE



aus geröteten sandigen Lehmen und Sanden. Sandsteinschotter sind selten. Wenn in den Einzugsgebieten unterschiedliche Gesteinsverhältnisse auftreten, so kommt es zu einer Mischung der Komponenten. Dabei überwiegt nahe der Basis und im Hangenden der Akkumulation das örtlich anstehende Material, in den Zwischenlagen überwiegen die Einflüsse der weiter oberhalb anstehenden Gesteine. Extrem sind diese Verhältnisse in den Schluchten des Enneri Misky-Domar verwirklicht (vgl. Abb. 20). Hier besteht die Hauptterrassenakkumulation unter einem dünnen Schleier von lokalem Material aus einer feingeschichteten Folge von grauweißen Schluffen und Sanden. Einlagerungen von Sandsteindetritus sind nur äußerst selten zu finden.

Abgesehen von den Sandsteingebieten ist für alle Hauptterrassenakkumulationen ein beträchtlicher Kalkgehalt typisch. Obwohl im Einzugsgebiet des Misky keine sedimentären Kalksteine anstehen, finden sich sowohl in den Terrassen aus vulkanischem Material als auch in den Terrassen aus Schiefermaterial stets Kalkspuren. Der Kalkgehalt äußert sich in Form von verkalkten Wurzelröhren, dünnen Kalkrinden um Schotter, einzelnen verkalkten Feinsandlagen, oberflächennahen Kalkkrusten und Ablagerungen aus Seekreiden. Die unterschiedlichen Kalkabsonderungen sind das Ergebnis unterschiedlicher Milieubedingungen. Die von BÖTTCHER (1969, 15) gefundene Seekreide bei der Guelta Zoui ist als Stillwasserablagerung am Rand der Hauptterrassenakkumulation in einer auch heute noch grundwasserreichen Nische zu deuten. Oberflächennahe Kalkkrusten sind im Einzugsgebiet des Misky selten. Das auffallendste Vorkommen befindet sich an der linken Talwand des Enneri Misky in 12 m Höhe über der Eintrittsstelle in das Engtal Bini Erdé-Batach. Die Kalkkruste ist 50 cm mächtig und klebt wie ein Schwalbennest an der Talwand. Oberflächlich besteht es aus kalkverbackenen Sanden. An der Unterseite ist die Kalkkruste porös und löst sich in einzelne Zapfen

auf. Das Erscheinungsbild entspricht einer nahe an der Oberfläche gebildeten Kalkkruste. Die kalkverbackenen Wurzelröhren, Feinsandlagen und die Kalkrinden um Schotter belegen eine ehemals lebhaft zirkulation von kalkgesättigtem Grundwasser und eignen sich wenig für klimatische Ausdeutungen. Der Kalkgehalt kann nur durch Silikatverwitterung entstanden sein.

Die Verbindung der einzelnen Terrassenreste im Längsprofil der Enneris ist für die Hauptterrasse im Gebirge nicht schwierig. Reste der Hauptterrasse sind häufig; sie können ohne große Unterbrechungen bis zum Gebirgsrand verfolgt werden. Wie die Karte der Terrassen im Wouri und Misky von BÖTTCHER (1969) zeigt, ist auch in Schlucht- und Engtalstrecken beispielsweise zwischen Bini Erdé und Batach, die Hauptterrasse in kleinflächigen Resten in geschützter Lage an Nebentalmündungen und an Gleithängen erhalten geblieben. Andererseits gibt es bei der Mündung in Becken oder oberhalb der Durchbruchsschlucht am Gebirgsrand bei Gonagué ausgedehnte Hauptterrassenfelder. Zwischen dem Gebirgsrand bei Gonagué und den Akkumulationen im Schluchtnetz des Enneri Domar gibt es keine durchgehende Folge von Hauptterrassenresten. Die Terrasse ist unterhalb der Durchbruchsschlucht des Enneri Misky unterbrochen. In der Schlucht sind fluviatile Terrassensedimente nur im Talschluß von kleinen Nebenschluchten als helle Verfüllung mit schluffigem, kalkigem Material bis in Höhen von 15 m über der heutigen Schluchtsohle als Relikte erhalten und zeigen, daß zur Hauptterrassenzeit auch diese Schlucht fast völlig verschüttet war. Auf der Strecke zwischen Durchbruchsschlucht und den Inselbergen Nangara Daho fehlen Terrassenreste. Der heutige Misky fließt in einem Sohlental etwa drei bis fünf Meter unterhalb der benachbarten Basisfläche. Im Lee der Nangara Daho gibt es, wie bereits erwähnt, nur in Schutzlage

Fig.22 Hauptterrassenprofil im Schiefergebiet von Moursoulou

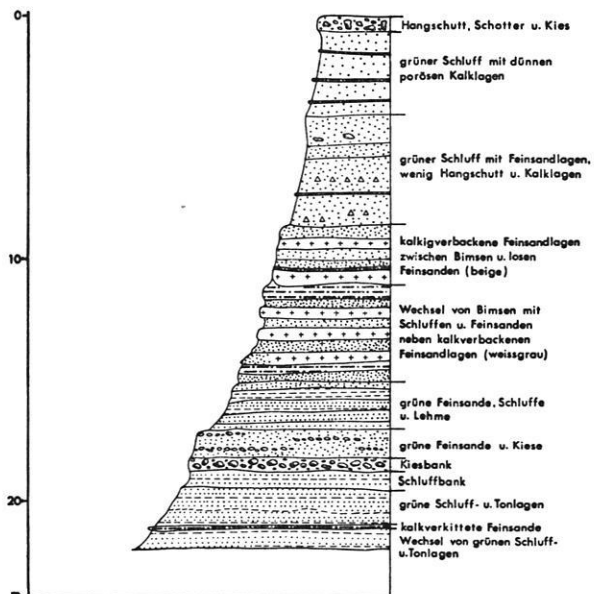
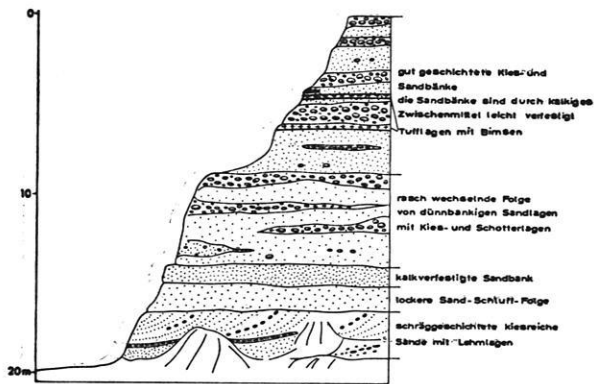


Fig.23 · Hauptterrassenprofil beim Felsenriff



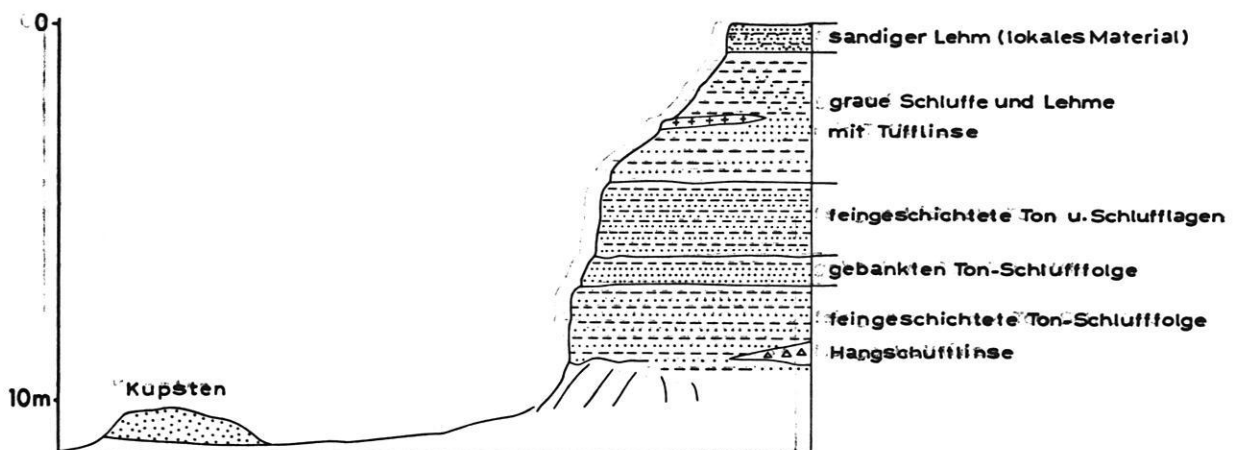
unter Sandschwänzen hochgelegene Reste einer Spülsockelakkumulation, die sich mit einer Flußakkumulation verzahnt (vgl. Fig. 3). Eine geschlossene Reihe von Flußakkumulationen ist erst in den Schluchten des Domargebietes zu beobachten (vgl. Abb. 17). Die Schluffe und Feinsande lagern sich als Hochwassersedimente an die Wandungen der Schluchten. Die Unterkante der Terrassenakkumulation ist nicht aufgeschlossen, obwohl durch Winderosion die Sedimente bis über 15 m tief ausgeblasen sind. Am Südennde der Schluchstrecke münden die Akkumulationen auf ein kilometerbreites Sohlental (vgl. geomorphologische Übersichtskarte Fig. 25) und sind von da ab als heute fossiler Talboden bis zum Delta bei der Falaise d'Angamma ohne Unterbrechung verbreitet.

Die Verknüpfung der Hauptterrasse am Gebirgsrand mit den ähnlichen fluvialen Ablagerungen im Domargebiet ergibt sich aus dem Vergleich der aufgenommenen Terrassenprofile. Wie die Profilverihe (Fig. 20 bis 24) zeigt, lagert zuoberst in allen Aufschlüssen eine Bank mit unverfestigtem, überwiegend lokalem Hangschutt und Sanden. Darunter folgen wohlgeschichtete Schluffe und Sande, die entsprechend den jeweiligen Einzugsgebieten durch Grobsandlagen, Kies- und

Schotterbänke untergliedert werden. Das Profil der Hauptterrasse aus dem Schiefergebiet unterhalb von Batach ist frei von Schotterlagen, während die Hauptterrasseakkumulation des vom Emi Koussi kommenden Enneri Ndré zahlreiche Basaltschotterbänke enthält. Gegenüber dieser oberen Sedimentfolge der Hauptterrasse zeichnet sich die mittlere Sedimentfolge durch sehr feingeschichtete Schluff-Tonlagen aus, die nur selten durch Sandlagen oder Kiesbänke unterbrochen sind. Dies gilt selbst für das schotterreiche Ndré-Profil. Die von BÖTTCHER (1969, 11) beschriebene untere Sedimentfolge aus unverfestigten groben Schottern ist nur im Gebirgsrandprofil aufgeschlossen. Ab der Mündung des Enneri Ndré lassen sich in den obersten Lagen der mittleren Sedimentfolge gut erkennbare Bänke mit vulkanischem Material verfolgen. Sie bestehen zunächst aus Bimsen und Tuffen (Fig. 21 bis 24). Im Domargebiet gibt es im Profil 24 nur noch eine einzelne Tufflage. Unter der Annahme, daß die Tuffe in derselben Epoche transportiert worden sind, läßt sich mit ihrer Hilfe die Hauptterrasseakkumulation im Gebirge mit den Akkumulationen im Enneri Domar verknüpfen.

Nach der Akkumulation der Hauptterrasse setzte sich im Gebirge, wie im Gebirgsvorland, Einschneidung durch. In einer ersten Phase entstehen „Denudationsniveaus“ in der oberen Folge der Hauptterrasseakkumulation. Nach weitergehender Einschneidung folgt eine Phase mit raschem Wechsel von Akkumulation und Erosion; es entstehen die beiden Niederterrasseakkumulationen. Die Niederterrasse sind auf Grund ihrer flächenhaften Verbreitung und der Sedimentmächtigkeit von wesentlich geringerer Bedeutung als die Hauptterrasse. Von den heutigen Flußbetten unterscheiden sich Niederterrasse wie die Hauptterrasse durch eine dunkle Patinierung aller oberflächlich lagernder Schotter und Kiese. Mit Hilfe dieses Merkmals lassen sich die Niederterrasse selbst bei geringen Sprunghöhen eindeutig gegenüber dem aktiven Hoch-

Fig.24 · Hauptterrassenprofil des Misky im Enneri Domar



wasserbett mit gesteinsfarbenen Schottern und Kiesen unterscheiden. Im Gegensatz zu der gut gebankten Hauptterrasse sind die Niederterrassenablagerungen sehr mäßig geschichtet. Sie bestehen aus Schottern und Kiesen, mit sandig-lehmigem Zwischenmittel und enthalten überwiegend umgelagertes Hauptterrassenmaterial. Nach den Erfahrungen von BÖTTCHER (1969, 16) sind die Terrassenböschungen der Niederterrasse wegen des lockeren Gefüges des Materials flacher als die entsprechenden Hänge der Hauptterrasse.

Mit Hilfe der genannten Merkmale lassen sich die Niederterrassen im Gebirge relativ gut erkennen. Bis zum Terrassenfeld beim Felsenschiff sind beide Niederterrassen in ihrer typischen Ausprägung verbreitet. Wiederum gibt es Schwierigkeiten, die Terrassen ins Vorland weiter zu verfolgen. Die geomorphologischen Verhältnisse bei den Spülsockeln der Nangara Daho sind auch in diesem Fall der einzige Anknüpfungspunkt zwischen Gebirgsrand und Domargebiet. Wie Fig. 3 zeigt, gibt es unterhalb der hauptterrassenzeitlichen Spülsockelakkumulation eine Denudationsfläche. Sie ist im Material des älteren Spülsockels entwickelt und steht im Zusammenhang mit einer zwei bis drei Meter über der heutigen Talsohle lagernden patinierten Kies- und Schotterbank. Diese Bank wird auf Grund der Höhenlage, des Materials und der Patinierung als Niederterrasse gedeutet.

Die südlichsten heutigen Endpfannen liegen im Gebiet der Muldenstruktur von Edring. Südlich davon äußert sich die Niederterrasse nur noch als 5 bis 8 Meter unterhalb der Oberkante der Hauptterrasse liegende Talsohle. Das gleichsinnige Gefälle dieser Talsohle ist durch augenblicklich in Entwicklung befindliche Deflationswannen gestört. Am Austritt aus der Schluchtstrecke des Domargebietes beträgt die Sprunghöhe zwischen der Oberkante der Hauptterrasse und der fossilen Talsohle etwa 5 Meter. Talabwärts verringert sich dieser Höhenunterschied rasch.

Zwanzig Kilometer weiter im Süden ist die „Niederterrassen“-Talsohle als Mäanderzone mit siltigen und feinsandigen Ablagerungen nur noch etwa 1 m unter die benachbarte schotter- und kiesbedeckte Hauptterrassenfläche eingetieft (vgl. geomorphologische Übersichtskarte, Fig. 25). Die Mäandersohle ist bis fast zur Südspitze der Falaise d'Angamma verbreitet und stellt die Endpfannenabsätze der Niederterrassenzeit dar. In dieser Phase kam es hier zu einer ähnlichen Formung wie im Gebiet des heutigen Binnendeltas des Niger (TRICART, 1965).

### 3.3 Chronologische Analyse

Die chronologische Aussage der vorliegenden geomorphologischen Übersichtskarte ist nur an einzelnen Stellen indirekt möglich. Auf die vorgesehene Eintragung der relativen Altersstufen wurde selbst bei den schon einigermaßen radiometrisch datierten jüngsten Ablagerungen verzichtet. Dadurch soll zum Ausdruck gebracht werden, daß in der vorliegenden ersten geomorphologischen Analyse des Miskyvorlandes zwar

die geomorphologischen Einheiten relativ detailliert aufgenommen werden konnten, die vorliegenden Zeitmarken demgegenüber nur eine sehr grobe Zeitgliederung ergeben. Insbesondere tritt auch hier der von BÜDEL (1963) bereits beschriebene Hiatus zwischen relativ alten, gut gegliederten — wahrscheinlich Altquartären/Spättertiären — Ablagerungen einerseits und reich gegliederten, artefakten- und fossilreichen spätpleistozänen Ablagerungen andererseits auf (vgl. z. B. für das Nilgebiet BUTZER und HANSEN, 1965, 1968, für das nördliche Vorland des Tibesti PACHUR, 1974, oder für das Hoggar ROGNON, 1967).

Trotz der zahlreichen vorliegenden <sup>14</sup>C-Daten (vgl. GEYH, JAKEL, 1974) ist beispielsweise unter den Bearbeitern der Flußterrassen im Tibesti selbst die Gliederung der jüngeren Terrassen umstritten. Allein die Ausgliederung der holozänen Niederterrassen erfolgt einheitlich, die nächst älteren Ablagerungen nach JAKEL oder MOLLE die Mittelterrasse korrespondiert nach meinen Beobachtungen mit der in der Übersichtskarte ausgegliederten Hauptterrasse. Dabei gilt im südlichen Vorland des Tibesti wie in der Serir im nördlichen Vorland des Tibesti (PACHUR, 1975), daß die allochthonen Gebirgsflüsse während dieser Phase (13 000 bis 9000 B. P.) die größten Flußlängen und die maximalen Ablagerungsmächtigkeiten erreichten.

Für den weit überwiegenden Teil der Oberflächenformen des Kartenausschnitts ist die Anlage der Formen vor dem Jungquartär erfolgt. In Analogie zu der präeozänen Rumpffläche der Serir Tibesti und zu den Befunden von FAURE (1966) in der Ténéré, dem nordwestlichen Tschadbecken, ist eine kreidezeitliche Anlage der Vorlandfläche anzunehmen. Die Fossilisierung der ältesten Teile der Vorlandfläche, der durch mächtige Lateritverwitterungsdecken gekennzeichneten „Krustenfläche“, ist wahrscheinlich posteozän eingetreten. Nach den Befunden von BIROT, CAPOT-REY, DRESCH (1955, 67) und den Tonmineraluntersuchungen von BAKKER (1966) sind kaolinitische Verwitterungsdecken in der Sahara noch posteozän entstanden. BAKKER nimmt im Gegensatz zu SCHWARZBACH (1953) und MECKELEIN (1959) an, daß während des Tertiärs selbst in den heutigen Kernräumen der Wüste sich ein Wandel von Feuchtsavannen (Eozän?) zu mediterranen Klimaverhältnissen vollzog. Im südlichen Vorland des Tibesti erfolgte der Übergang von mächtigen lateritischen Verwitterungsbedingungen zur jüngeren Verwitterung wahrscheinlich während der Bildung des Andébia-Schwemmfächers. Seit dieser Periode vollzog sich die Formung der Spülfläche des Vorlandes überwiegend nur noch auf Kosten der flächenhaften Abtragung der älteren Verwitterungsdecke.

Die Ablagerungen bei Koro Toro belegen ausgedehnte Binnenseen im nördlichen Tschadbecken für die Periode zwischen Pliozän und Altquartär (vgl. COPPENS, 1967). Trotz intensiver Suche wurden für diese Seestände auf den Schotterflächen von Andébia und Yango keine Strandwälle gefunden. Es ist zu vermuten, daß diese Seestände Höhen unter 400 m über NN erreichten. Nach diesen letzten feuchten Epochen zu Be-

ginn des Quartärs erfolgte, wie die Kartierungen der Terrassen und die Untersuchungen der Beckenablagerungen ergaben, eine lange Trockenperiode mit Dominanz der äolischen Abtragung und Aufschüttung. Als mittelquartäre Ablagerungen sind im nördlichen Tschadbecken neben Dünen- und Treibsanden nur die Andébiafläche und im Gebirge Felsterrassen und die Oberterrasse einzustufen. Abgesehen von diesen Formen aus einer oder mehreren feuchteren mittelquartären Epochen muß in der Periode seit dem Mittelquartär das Windrelief von Borkou entstanden sein. Dieser Befund steht in Einklang mit den Beobachtungen von BÜDEL (1963) und BIBERSON (1967), die beide eine seit dem Mittelquartär zunehmende Trockenheit ableiten. BIBERSON schränkte dies allerdings auf die östliche zentrale Sahara ein.

Nach den Befunden im saharischen Trockengürtel sind die einfachen theoretischen Vorstellungen über die klimatischen Verhältnisse der Erde während des Quartärs zu revidieren. Einerseits wirkten sich mindestens am Südsaum der Sahara die Prävürmeiszeiten wahrscheinlich anders aus als das Würm, andererseits verlief die Klimaabfolge zwischen Hochwürm und heute wesentlich differenzierter als bislang angenommen wurde. Es gilt somit die pauschale Gleichsetzung von

Glazial- oder Kaltzeiten mit Pluvialzeiten, wie sie auf Grund der mediterranen Erfahrungen seit EK-KARDT (1909) immer wieder vertreten wurden, ebenso einzuschränken wie die pauschale Gleichsetzung von Interglazial- oder Warmzeiten mit Pluvialzeiten (vgl. TONGIORNO, TREVISAN, 1942). Zieht man nur die jüngste Vergangenheit seit dem Hochwürm in Betracht, so sind in den letzten 18 000 bis 20 000 Jahren im Verhältnis zwischen der Zone mit zyklonalen mediterranen Niederschlägen und der Zone mit monsonalen Niederschlägen alle vier hypothetisch abgeleiteten Konstellationen zu gewissen Perioden verwirklicht gewesen. Der von DUBIEF (1951) und BALOUT (1952) postulierte und von TRICART (1956), FLOHN (1963) und BÜDEL (1963) geforderte Wandel von Nord- und Südpluvial entspricht etwa den Verhältnissen während des Hochwürms. Vollpluviale Verhältnisse mit einer weitgehenden Einschränkung des Trockengürtels im Sinne von PENCK (1938) waren zur Zeit des Neolithikums verwirklicht, während für die heutige Zeit eine Ausdehnung des Trockengürtels abzuleiten ist. Es gab somit sowohl Phasen der „wandernden Sahara“ im Sinne von BALOUT (1952), wie Phasen der „pulsierenden“ Sahara mit Schrumpfung und Ausweitung des Trockengürtels im Sinne von BUTZER (1958/1959) oder CONRAD (1969).

*Tabelle 6 Abfolge der Oberflächenformen und Oberflächenformung im Miskyvorland*

Zeit	Formen	Formung	
Tertiär:	Miozän	Krustenfläche	Spülfächenformung mit lateritischer Verwitterung
	Miozän-Pliozän	Lateritkrustenbildung	Spülfächenformung unterliegt größeren Schwankungen. Einmündung der Bodelé
Quartär:	Villafranchien	Basisfläche und Yangarofläche	Spülfächenbildung mit lateritischer Verwitterung. Mündung von Tibestiflüssen in ältesten Bodelé-See. Lateritkrustenbildung
	Mittelpleistozän	Andébiafläche und Basisfläche Äolisches Relief im Sandstein	Spülfächenbildung mit geringerer lateritischer Verwitterung. Mündung von Tibestiflüssen in Bodelé-See
	Spät-Jungpleistozän	Domarschluchten	Winderosion der Stufen durch Korrasion und der Flächen durch Deflation. Rückschreitende Erosion der Tibestiflüsse von der Bodelé her
	Spätwürm/Frühholozän 13000—8000 B. P.	Hauptterrassenakkumulation Miskydelta Basisfläche	Mächtige Akkumulation in allen Tälern bei erneuter traditioneller Formung der Spülfächen (Spülsockelbildung)
	7500—6000 B. P.	Kerbsohlental	Talerosion in den Tälern der Flüsse aus dem Tibesti
6000—2500 B. P.	Endpfannen der Niederterrasse und jüngste Deltateile	Endpfannenablagerungen schreiten von Süden nach Norden zurück	
2500—heute	Dünen und Endpfannen	Stetige Zunahme der äolischen Akkumulation und Erosion	



Fig.25

# Übersichtskarte

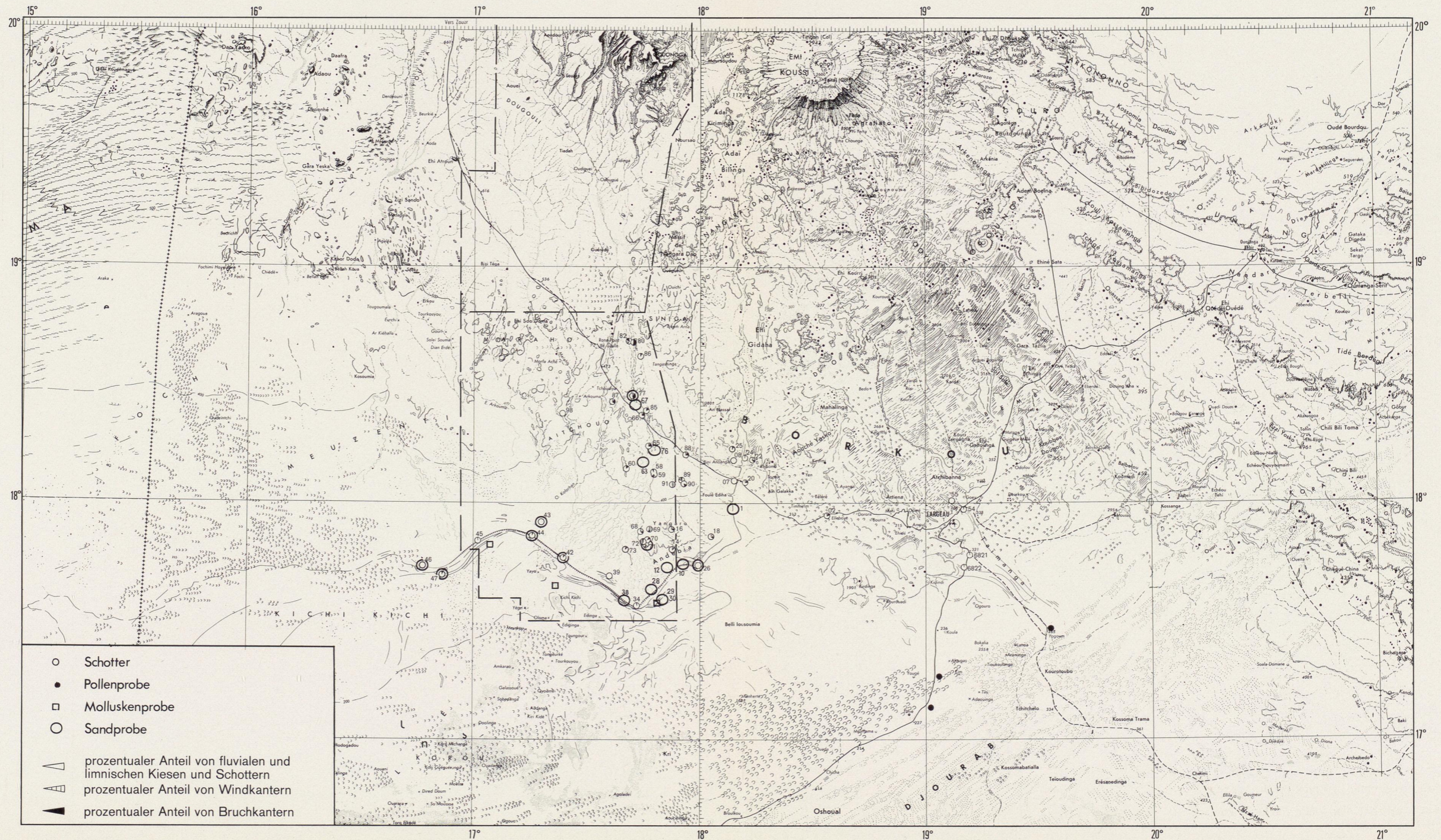
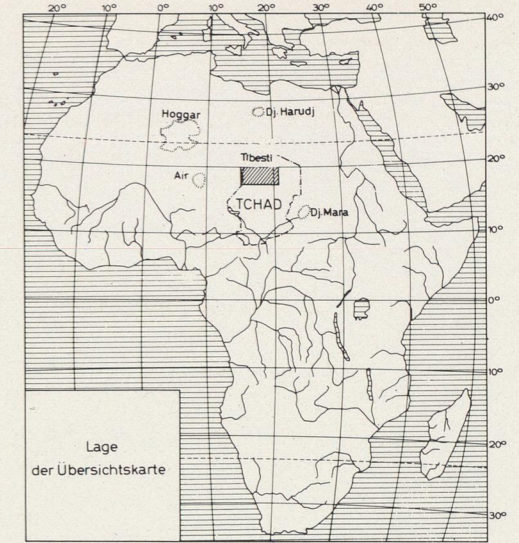
1: 2000 000 mit den Entnahmestellen der bearbeiteten Proben.(Probennummer und Formenmerkmale)



Kartenausschnitt aus der IWK , IGN.

Blatt: NE33 Bilma

NE34 Largeau





## 4. Zusammenfassung

Mit Hilfe der geomorphologischen Aufnahmen zur geomorphologischen Übersichtskarte 1 : 200 000 wurden im Miskygebiet im südlichen Vorland des Tibesti verschiedene klimageomorphologisch definierte Formengemeinschaften erfaßt und in ihrer Verbreitung dargestellt. Durch die tektonisch-strukturelle Formenanalyse und die skulpturelle Formenanalyse wurde eine möglichst umfassende Aufnahme der Oberflächenformen versucht. Durch die Verzahnung und die Lagebeziehungen der verschiedenen Formenbereiche ergeben sich neben wichtigen Hinweisen zur Interpretation des

Formungsmilieus auch Möglichkeiten zur relativen Datierung der Formenabfolge. In Tab. 6 sind die wesentlichsten Formungsphasen knapp zusammengestellt. Hervorzuheben ist dabei der Hiatus zwischen den Spuren der sehr wechselhaften spätpleistozän-holozänen Feuchtphasen und den durch ausgedehnte Rumpfflächenbildungen belegten lang anhaltenden tertiären tropischen Feuchtzeiten. Sehr pauschal gesehen, haben im Quartär im Gebirgsvorland wüstenhafte Phasen bei weitem überwogen.

## Summary

The Enneri Misky in the southern Tibesti foreland was surveyed and a geomorphological map was drawn. Erosional landforms and the tectonic and geological structure of the surface forms were investigated. Analysis of landform unit distribution indicated the evolution and the relative age of the surface forms. The most important formation phases are shown in Table 6.

Particularly important is the hiatus between the traces of the extremely variable Late Pleistocene-Holocene wet phases and the long Tertiary tropical phases indicated by extensive peneplain formations. In the Quaternary epoch arid formation processes dominated in the Tibesti foreland.

## Résumé

Les surfaces d'érosion et les structures tectoniques ainsi que leur distribution dans la région au sud du Tibesti (l'Enneri Misky en particulière) sont analysées. Les résultats permettent d'établir une carte géomorphologique. L'analyse des formes et leur distribution permettent des conclusions concernant l'âge relatif. Les phases de formation les plus importantes sont représen-

tées au tableau No. 6. Il se montre nettement le hiatus entre les traces du Pleistocène supérieur/Holocène qui indiquent des changements répétés de phases humides et semiarides/arides, et le Tertiaire avec des indices d'une formation de pénéplaines. Pendant le Quaternaire, la formation de type aride était prédominante.

## Literaturverzeichnis

### Liste der verwendeten Abkürzungen

#### Zeitschriftennamen:

ASEQUA: Association Sénégalaise pour l'Etude du Quaternaire de l'Ouest Africain. Bulletin de liaison  
C. R. Ac. Sc.: Comptes rendus de l'Académie des Sciences  
IFAN: Bulletin de l'Institut (Française) Fondamentale de l'Afrique Noire

O. R. S. T. O. M.: Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer

PM: Petermanns Geographische Mitteilungen

Trav. JRS.: Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes

Z. f. G.: Zeitschrift für Geomorphologie

#### Sonstige Abkürzungen:

Abh.: Abhandlungen  
Bd.: Band  
Bull.: Bulletin  
C. R.: Comptes Rendus  
Diss.: Dissertation  
Doc.: Dokument  
Ed.: Editor, Editeur  
Fasc.: Fascicule  
geogr.: geographisch  
geol.: geologisch, géologique, geological  
Ges.: Gesellschaft  
H.: Heft  
Hrg.: Herausgeber

Jg.: Jahrgang

math.-nat.: mathematisch-naturwissenschaftlich

math.-phys.: mathematisch-physikalisch

Mitt.: Mitteilungen

N.: Nummer, number, numéro

N. F.: Neue Folge

Rev.: Révue, Review

Ser.: Serie, Série

Soc.: Société

t.: Tome

V.: Volume

wiss.: Wissenschaften, wissenschaftlich

AMOSSE, M. (1934): Note sur les Diatomées fossiles du Tibesti et du Djourab. — In: M. DALLONI: Mission au Tibesti (1930-1931). Mémoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France t. 61, 143-153, Paris

ARAMBOURG, M. C. (1934): Description de Poissons et Reptiles fossiles. — In: M. DALLONI: Mission au Tibesti (1930-1931). Mémoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France, t. 61, 153-159, Paris

BAGNOLD, R. A. (1954<sup>2</sup>): The physics of blown sand and desert dunes. — London

BAKKER, J. P. (1966): Paläogeographische Betrachtungen auf Grund von fossilen Verwitterungserscheinungen und Sedimenten in Wüsten und Steppen im Bereich des Mittelmeergebietes. — Nova Acta Leopoldina. Abh. der Deutschen Akademie der Naturforscher Leopoldina. N. F. Nr. 176, Bd. 31, 45-66, Halle (Saale)

BALOUT, L. (1952): Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne. — Trav. J. R. S., t. 8, 9-21, Alger

BEADNELL, H. J. (1910): The sand dunes of the Libyan desert. Their origin, form and rate of movement, considered in relation to the geological and meteorological conditions of the region. — Geographical Journal V. 35, 379-395, London

BIBERSON, P. (1967): Some aspects of the lower Palaeolithic of northwest Africa. — In: BISHOP, W. W.; CLARK, J. D. (Ed.). Background to Evolution in Africa. Systematic Investigation of the African later Tertiary and Quaternary. Proceedings of the symposium held at Burg Wartenstein, Austria (1965). Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research, 447-475, Chicago, London

BIROT, P.; CAPOT-REY, C.; DRESCH, J. (1955): Recherches morphologiques dans le Sahara central. — Trav. J. R. S., t. 13, 13-74, Alger

BIZARD, C.; BONNET, A.; FREULON, J. H.; GERARD, A.; LAPPARENT, A. F. de; LELUBRE, N.; VINCENT, P.; WACRENIER, Ph. (1955): Sur l'extension des couches continentales tertiaires (Continental terminal) dans le Nord-Est du Bassin du Tchad. — C. R. Ac. Sc., t. 241, 1800-1803, Paris

BÜTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des Enneri Misky (Südtibesti). — Arbeitsbericht aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, II, Feldarbeiten 1965/66, Berliner Geographische Abhandlungen, H. 8, 7-21, Berlin

BÜTTCHER, U.; ERGENZINGER, P.-J.; JAECKEL, S. H.; KAISER, K. (1972): Quartäre Seebildungen und ihre Mollusken-Inhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. — Z. f. G. N. F. Bd. 16, 182-234

BRÜCKNER, W. D. (1957): Laterite und bauxite profiles of West Africa as an index of rhythmical climatic variation in the tropical belt. — Eclogae Geologicae Helveticae, V. 50, 239-256, Basel

BRUSCHEK, G. (1974): Zur Geologie des Tibesti (Zentrale Sahara). — In: Forschungsstation Bardai: Pressedienst Wissenschaft FU Berlin, H. 5, 15-36

BÜDEL, J. (1963): Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. — Eiszeitalter und Gegenwart. Bd. 14, 161-187, Ohringen

BÜDEL, J. (1965): Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras. — Colloquium Geographicum, 8, Bonn

BÜDEL, J. (1970): Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge, deren aktive und passive Rückverlegung in verschiedenen Klimaten. — Z. f. G., N. F. 14, 1-57, Berlin-Stuttgart

- BURINGH, P. (1968): Introduction to the study of soils in tropical and subtropical regions. — Wageningen
- BUSCHE, D. (1974): Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. — Berliner Geographische Abhandlungen, H. 18
- BUTZER, K. W. (1958/1959): Studien zum vor- und frühgeschichtlichen Landschaftswandel der Sahara. — Akademie d. Wiss. Mainz. Abhandlungen der Math.-nat. Klasse, Jg. 1958, N. 1, Wiesbaden
- BUTZER, K. W.; HANSEN, C. L. (1965): On Pleistocene evolution of the Nile valley in southern Egypt. — Canadian Geographer V. 9, 74-83, Toronto
- BUTZER, K. W.; HANSEN, C. L. (1968): Desert and river in Nubia: Geomorphology and prehistoric environments at the Aswan Reservoir. — With contributions by Egbert A. LEIGH, Madeleine van CAMPO, and Bruce A. GLADFELTER, Madison
- CABOT, J. (1967): Les lits du Logone. — Etude géomorphologique, Paris
- CAILLEUX, A. (1942): Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. — Mémoire de la Société Géologique de France. Nouv. Série 21, Paris
- CAILLEUX, A.; TRICART, A. (1965): Initiation à l'étude des sables et des galets. — 3. fasc., Paris
- CANCE (1934): Travaux topographiques. — In: M. DALLONI: Mission au Tibesti (1930-1931). Mémoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France, t. 61, 27-37, Paris
- CAPOT-REY, R. (1957): Le vent et le modelé éolien au Borkou. — Trav. J. R. S., t. 15, 149-157, Alger
- CAPOT-REY, R. (1961): Borkou et Ounianga. Etude de géographie régionale. — Université d'Alger. Institut de Recherches Sahariennes. Mémoire N. 5, Alger
- CAPOT-REY, R.; GREMION, M. (1964): Remarques sur quelques sables sahariens. — Trav. J. R. S., t. 23, 1-11, Alger
- CHOLLEY, A. (Ed.) (1956): Atlas des formes du relief. — Paris
- CONRAD, G. (1969): L'évolution continentale post-herocynienne du Sahara Algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). — Centre de Recherches sur les Zones Arides. Série: Géologie N. 10, Paris
- COPPENS, Y. (1961): Découverte d'un Australopithecine dans le Villafranchien du Tchad. — C. R. Ac. Sc., t. 252, 3851-3852, Paris
- COPPENS, Y. (1967): Les faunes de vertébrés quaternaires du Tchad. — In: BISHOP, W. W.; CLARK, J. D. (Ed.): Background to evolution in Africa. Systematic investigation of the African later Tertiary and Quaternary. Proceedings of the symposium held at Burg Wartenstein, Austria (1965), Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research, 89-95, Chicago, London
- DALLONI, M. (1934): Mission au Tibesti. — Académie des Sciences de l'Institut de France. Mémoires, t. 61, Paris
- DAVEAU, S. (1959): Recherches morphologiques sur la région de Bandiagara. — Mémoire J. F. A. N., N. 56, Dakar
- DERRUAU, M. (1965<sup>4</sup>): Précis de géomorphologie. — Paris
- DRESCH, J. (1953): Plaines soudanaises. — Revue de Géomorphologie Dynamique, t. 4, 39-44, Paris
- DRESCH, J. (1957): Pédiments et glacis d'érosion, pédiplains et inselbergs. — Informations Géographiques V. 21, 183-196, Paris
- DUBIEF, J. (1951): Alizés, harmattan et vents étésiens. — Trav. J. R. S., t. 7, 187-189, Alger
- ECKARDT, W. E. (1909): Das Klimaproblem der geologischen Vergangenheit und historischen Gegenwart. — Braunschweig
- ERGENZINGER, P. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. — Z. f. G., N. F. Bd. 12, 98-104, Berlin-Stuttgart
- ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. — Deutscher Geographentag Bad Godesberg 1967, Tagungsberichte und wissenschaftliche Abhandlungen, 412-425, Wiesbaden
- ERGENZINGER, P.; JANNSEN, G. (1969): Grundsätze für geomorphologische Karten am Beispiel des Entwurfs einer geomorphologischen Übersichtskarte von West-Mitteleuropa im Maßstab 1 : 500 000. — Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 178, Bad Godesberg
- FAURE, H. (1966): Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. Direction des Mines et de la Géologie, Publication N. 1, Rép. du Niger, Paris
- FINKEL, H. J. (1959): The barchans of southern Peru. — Journal of Geology V. 67, 614-647
- FLOHN, H. (1966): Warum ist die Sahara trocken? — Z. f. Meteorologie, H. 17, 136-320
- FRANZ, H. (1958): Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Klimatologie des Quartärs im Tschadbecken (Französisch-Aequatorialafrika). — Mitteilungen d. Österreichischen Geographischen Gesellschaft, Bd. 51, 19-65, Wien
- GAVRILOVIC, D. (1969): Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge. Niederschlagsmenge und Lufttemperatur. — Berliner Geogr. Abh., H. 6, 47-48, Berlin
- GAVRILOVIC, D. (1969): Les cavernes de la montagne du Tibesti. — Bull. de la Soc. Serbe de Géographie, t. 49, 21-31, Belgrad
- GAVRILOVIC, D. (1971): Das Klima des Tibesti-Gebirges. — Bull. de la Soc. Serbe de Géographie, t. 51, 17-40, Belgrad
- GERMAIN, L. (1911): Niger-Tschad-Borkou. Notice malacologique. Doc. Scientifiques de la Mission TILHO (1906-1909), t. 2, 165-245, Paris
- GERMAIN, L. (1935): La fauna malacologique du lac Tschad et des Pays Bas du Tschad. — Arch. Mus. Nat. Paris, 6 Série, t. 12, 389-400, Paris
- GEYH, M. A.; JÄKEL, D. (1974): Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zugänglicher <sup>14</sup>C-Daten. — Z. f. G., N. F. Bd. 18, 82-98, Stuttgart-Berlin
- GROVE, A. T. (1959): The former extent of Lake Chad. — Geographical Journal, V, 125, 465-467, London
- GROVE, A. T. (1960): Geomorphology of the Tibesti Region with special reference to Western Tibesti. — Geographical Journal, V. 126, 18-27, London

- GROVE, A. T.; PULLAN, R. A. (1964): Some aspects of the pleistocene paleogeography of the Chad Basin. — In: Viking Fund Publication in Anthropology, N. 36.
- CLARK, H. F.; BOURLIERE, E. (Ed.): African Ecology and Human Evolution, 230-245, London
- GRUNERT, J. (1975): Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten am Beispiel des zentralen Tibesti-gebirges (République du Tchad). — Berliner Geogr. Abh., H. 22, Berlin
- HABERLAND, W. (1976): Untersuchungen an Krusten, Wüstenlaken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der mittleren Sahara (Libyen und Tchad). — Berliner Geogr. Abh., H. 21, Berlin
- HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste. — Erdkunde Bd. 22, 257-269, Bonn
- HAGEDORN, H. (1971): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. — Z. f. G., N. F., Supplement Bd. 11, Stuttgart-Berlin
- HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. — Die Erde, 94. Jg., 126-135, Berlin
- HÖVERMANN, J. (1965): 40 Jahre moderne Geomorphologie. — Göttinger Geographische Abhandlungen, H. 34, Hans-Mortensen-Gedenksitzung am 25. Mai 1965, 11 bis 19, Göttingen
- HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrté und Tschad. — In: Les congrès et colloques de l'Université de Liège, V., 40. L'évolution des versants. Symposium international de géomorphologie Liège-Louvain, 8-16 Juin 1966, 139-156, Liège
- JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. Arbeitsbericht aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, I. Feldarbeiten 1964/65. — Berliner Geographische Abhandlungen, H. 5, 39-50, Berlin
- 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, Berlin
- JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). — Berliner Geogr. Abh., H. 9, Berlin
- KAISER, E. (1926): Die Diamantenwüste Südwestafrikas. — Bd. I und II, Berlin
- KLITZSCH, E. (1965): Zur regionalgeologischen Position des Tibesti-Massivs. — Festschrift Max Richter, 111 bis 125, Clausthal-Zellerfeld
- KLITZSCH, E. (1970): Die Strukturgeschichte der Zentral-sahara. Neue Erkenntnisse zum Bau und zur Paläogeographie eines Tafellandes. — Geologische Rundschau, Bd. 59, 459-527, Stuttgart
- LAMOTTE, M.; ROUGERIE, A. (1962): Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. — Revue de Géomorphologie dynamique 13 Année, 145 bis 160, Paris
- LESTANG, J. de (1965): Communication sur le bassin des Erdis (Rép. du Tchad). Le Paléozoïque à la bordure du continent afroarabe de Gondwana. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Ges., Bd. 117, 479-488, Hannover
- LOUIS, H. (1960<sup>1</sup>): Allgemeine Geomorphologie. — In: Erich OBST (Hrg.): Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Berlin
- LOUIS, H. (1964): Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen besonders nach Studien in Tanganyika. — Z. f. G., N. F. Bd. 8, Sonderheft zum 70. Geburtstag von H. Mortensen, 43-70, Berlin
- MAINGUET, M. (1968): Le Borkou. Aspects d'un modèle éolien. — Annales de Géographie, t. 77, 296-322, Paris
- MAINGUET, M. (1970): Un étonnant paysage: Les cannelures gréseuses du Bembéché (Nord du Tchad). — Annales de Géographie t. 79, 58-66, Paris
- MALEY, J.; COHEN, J.; FAURE, H.; ROGNON, P.; VINCENT, P. (1970): Quelques formations lacustres et fluviales associées à différentes phases du volcanisme au Tibesti (Nord du Tchad). — Cahiers O. R. S. T. O. M. Série Géologie V. 2, 127-152, Paris
- MAULL, O. (1958<sup>2</sup>): Handbuch der Geomorphologie, Wien
- MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. Braunschweig
- MENSCHING, H. (1958): Glacis-Fußfläche-Pediment. — Z. f. G., N. F., Bd. 2, 165-186, Berlin
- MENSCHING, H. (1968): Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. — Geol. Rundschau, Bd. 58, 62-82, Stuttgart
- MENSCHING, H. (1970): Beobachtungen im Ahaggar-Gebirge und Untersuchungen in der Inselberglandschaft seines kristallinen Sockelreliefs. — In: H. MENSCHING, K. GIESSNER, G. STUCKMANN (Hrg.) Sudan-Sahel-Sahara. Geomorphologische Beobachtungen auf einer Forschungsexpedition nach West- und Nordafrika 1969. Jahrbuch der Geogr. Ges. zu Hannover. Jahrbuch f. 1969, 111-143, Hannover
- MENSCHING, H.; RAYNAL, R. (1954): Fußflächen in Marokko. Beobachtungen zu ihrer Morphogenese an der Ostseite des Mittleren Atlas. — P. M., Bd. 98, 171 bis 176, Gotha
- MOHR, E. C. J.; BARAN, F. A. van (1959<sup>2</sup>): Tropical soils. The Hague
- MOLLE, H.-G. (1969): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoomri (Tibestigebirge). Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, II. Feldarbeiten 1965/1966. — Berliner Geogr. Abh., H. 8, 23-31, Berlin
- MOLLE, H.-G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoomri (Tibesti-Gebirge). — Berliner Geogr. Abh., H. 13, Berlin
- MORTENSEN, H. (1927): Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Ein Beitrag zum Gesetz der Wüstenbildung. — Abh. d. Gesellschaft d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., N. F., Bd. 12, Nr. 1, Berlin
- MORTENSEN, H. (1929): Über Vorzeitformen und einige andere Fragen in der nordchilenischen Wüste. — Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg, Bd. 60, 202-239, Hamburg
- MORTENSEN, H. (1949): Rumpffläche - Stufenlandschaft - Alternierende Abtragung. Prof. Dr. Ludwig MECKING zum 70. Geburtstag. — P. M. Jg. 93, 1-14, Gotha
- NACHTIGAL, G. (1879): Sahara und Sudan. Ergebnisse sechsjähriger Reisen in Afrika. Erster Theil 1879: Tripolis, Fezzân, Tibesti und Bornû. Zweiter Theil 1881: Borkû, Kânem, Bornû und Bagirmi. Berlin

- OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. Arbeitsbericht aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, I. Feldarbeiten 1964/65. — Berliner Geogr. Abh., H. 5, 27-37, Berlin
- OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nema-Yasko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. — Berliner Geogr. Abh., H. 12, Berlin
- PACHUR, H.-J. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti. — Berliner Geogr. Abh., H. 17, Berlin
- PACHUR, H.-J. (1975): Zur spätpleistozänen und holozänen Formung auf der Nordabdachung des Tibesti-Gebirges. — Die Erde, Jg. 106, 21-46, Berlin
- PASSARGE, S. (1912): Über die Abtragung durch Wasser, Temperaturgegensätze und Wind, ihren Verlauf und ihre Endformen. — Geogr. Zeitschrift, 18, Jg. 79-98, Leipzig
- PASSARGE, S. (1914): Morphologie des Meßtischblattes Stadtrenda. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, Bd. 28, Hamburg
- PASSARGE, S. (1924): Die geologische Wirkung des Windes. — In: W. SALOMON: Grundzüge der Geologie, Bd. I, 653-714, Stuttgart
- PELLEGRIN, J. (1919): Poissons du Tibesti, du Borkou et de l'Ennedi récoltés par la Mission TILHO. — Bull. de la Soc. Zoologique de France, t. 44, Paris
- PENCK, A. (1894): Morphologie der Erdoberfläche. — Erster Theil, Stuttgart
- PENCK, A. (1910): Die Morphologie der Wüsten. — Verhandlungen d. 17. Deutschen Geographentages zu Lübeck 1909, 125-140, Berlin
- PENCK, A. (1913): Die Formen der Landoberfläche und Verschiebungen der Klimagürtel. — Sitzungsber. d. Königlich Preussischen Akademie de Wiss., Jg. 1913, IV, Berlin
- PENCK, A. (1938): Das Klima der Eiszeit. — Verhandlungen der 3. Internationalen Quartär-Konferenz in Wien (1936), Bd. I: 1-14, Wien
- PENCK, W. (1924): Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. — Geogr. Abh., 2. Reihe, H. 2, Stuttgart
- PLAUCHUT, B.; FAURE, H. (1960): Notice explicative sur la carte géologique du Bassin du Djado (feuilles Djado et Toumno). — Bureau de Recherches de Pétrole (Paris). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Dakar
- RATHJENS, C. (1968): Schichtflächen und Schnittflächen im Trockenklima. — Regio Basiliensis, Bd. 9, 162-169, Basel
- RICHTHOFEN, F. von (1886<sup>4</sup>): Geologie. — In: G. von NEUMAYER (Hrg.): Anleitungen zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen in Einzelabhandlungen. Hannover
- ROGNON, P. (1967): Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude Géomorphologique Centre de Recherches sur les Zones Arides. — Série Géologie, N. 9, Paris
- ROHDENBURG, H. (1970): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. — Z. f. G., N. F., Bd. 14, 58-78, Berlin, Stuttgart
- SCHNEIDER, J. L. (1967): Evolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux Pays-Bas du Tchad. — ASEQUA, t. 14-15, 18-23, Dakar
- SCHWARZBACH, M. (1953): Das Alter der Wüste Sahara. — Neues Jahrbuch f. Geologie und Paläontologie, Monatshefte, 157-174, Stuttgart
- SERVANT, M. (1967): Nouvelles données stratigraphiques sur le quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad (Kanem). — Actes du IV. Congrès Panafricain de Préhistoire et de l'Etude du Quaternaire, Dakar
- SERVANT, M. (1970): Données stratigraphiques sur le quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad Cahiers O. R. S. T. O. M. Série Géologique V 2, 85-114, Paris
- SERVANT, M.; ERGENZINGER, P.; COPPENS, Y. (1969 a): Datations absolues sur un delta lacustre quaternaire au Sud du Tibesti (Angamma). — C. R. Sommaire des Séances de la Société Géologique de France, t. 8, 313-314, Paris
- SERVANT, M.; SERVANT, S.; DELIBRIAS, G. (1969 b): Chronologie du Quaternaire récent dans les basses régions du Tchad. — C. R. Ac. Sc., t. 269, 1603-1606, Paris
- SERVANT, M.; SERVANT, S. (1970): Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette Tschadienne. — Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique, V. 12, 63-76, Paris
- SERVANT, S. (1970): Repartition de diatomées dans les séquences lacustres holocènes au nord-est du lac Tchad. — Cahiers O. R. S. T. O. M. Série Géologie V. 2, 115-126, Paris
- SPREITZER, H. (1966): Landschaft und Landformung der zentralen Namib (mit Fragen der Wasserversorgung). — Nova Acta Leopoldina N. F., Bd. 31, 131-138, Halle/S.
- STAFF, H. (1887): Das untere Khuisethal und sein Strandgebiet. — Verhandlungen d. Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 45-49, Berlin
- STEPHENS, G. G. (1962<sup>3</sup>): A manual of Australian soils. — Melbourne
- TILHO, J. (1919): Une mission scientifique de l'Institut de France en Afrique centrale (Tibesti, Borkou, Ennedi). — C. R. Ac. Sc., t. 168, 984-988, 1081-1085, Paris
- TILHO, J. (1920): The exploration of Tibesti, Borkou and Ennedi in 1912-1917: A mission entrusted to the author by the French Institute. — The Geographical Journal, V., 56, 81-99, 161-183, 241-267, London
- TILHO, J. (1925): Sur l'aire probable d'extension maxima de la mer paléo-tchadienne. — C. R. Ac. Sc., t. 181, 641-643, Paris
- TONGIORGI, E.; TREVISAN, L. (1942): Un falso postulato di paleoclimatologia del Quaternario: la corrispondenza tra periodi glaciali et periodi pluviali. — Atti della Società Toscana di Scienza Naturale, Processi Verbali, t. 51, 53-68, Pisa
- TRICART, J. (1956): Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. — C. R. Sommaire Soc. Géol. France 164-167, Paris
- TRICART, J. (1965): Rapport de la Mission de reconnaissance géomorphologique de la vallée moyenne du Niger. — Mémoires de l'Institut français de l'Afrique Noire N. 72, Dakar
- TRICART, J.; CAILLEUX, A. (1964): Le modelé des régions sèches. — Fasc. II, Paris



- VINCENT, P. (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). — Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Mineralogique N. 23, Brazzaville, Paris
- VOLK, O. H.; GEYGER, E. (1970): „Schaumböden“ als Ursache der Vegetationslosigkeit in ariden Gebieten. — Z. f. G., N. F., Bd. 14, 79-95, Berlin, Stuttgart
- WACRENIER, Ph. (1956): Borkou-Ennedi-Tibesti. — Bull. de la Direction de Mines et de la Géologie de l'A. E. F., N. 7, 101-108, Brazzaville
- WACRENIER, Ph.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. (1958): Notice explicative de la carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 000 000. — Direction des Mines et de la Géologie de l'A. E. F., Brazzaville
- WALTHER, J. (1888): Über Ergebnisse einer Forschungsreise auf der Sinaihalbinsel und in der arabischen Wüste. — In: Verhandlungen der Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin. Hrsg. A. von DANCKELMANN, Bd. 15, 244 bis 255, Berlin
- WALTHER, J. (1891): Die Denudation in der Wüste und ihre geologische Bedeutung. Untersuchungen über die Bildung der Sedimente in den ägyptischen Wüsten. — Abh. d. math.-phys. Classe der königl. sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften 16 Bd., N. 3, Leipzig
- WALTHER, J. (1900): Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Berlin
- WEBER, H. (1967): Die Oberflächenformen des festen Landes. Einführung in die Grundzüge der allgemeinen Geomorphologie. — Leipzig
- WEISE, O. (1970): Zur Morphodynamik der Pediplanation mit Beispielen aus Iran. — Z. f. G., Supplement Bd. 10, 64-87, Berlin, Stuttgart
- WEISE, O. (1975): Zur Hangentwicklung und Flächenbildung im Trockengebiet des iranischen Hochlandes. — Würzburger Geogr. Arbeiten, H. 42, Würzburg
- WICHE, K. (1955): Fußflächen im Hohen Atlas. — Österreichische Akad. d. Wiss. Sitzungsberichte math.-nat. Klasse, Abt. I, Bd. 164, 389-417, Wien

### Verzeichnis der Karten und Figuren

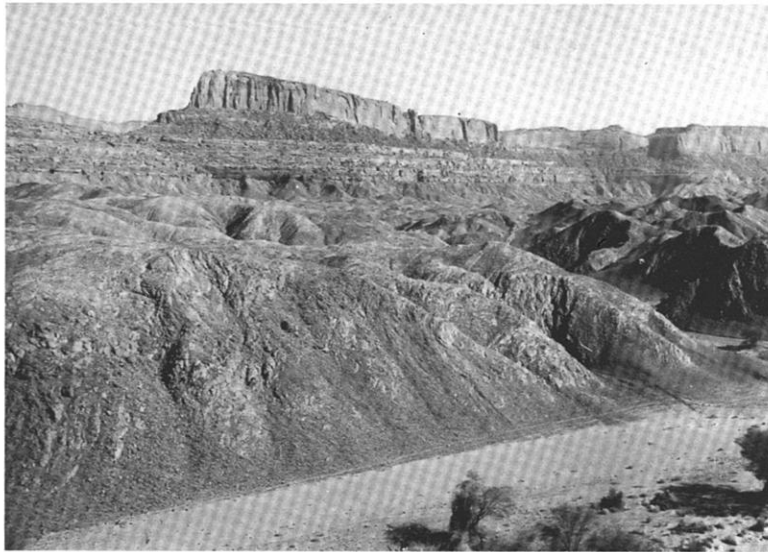
- Fig. 1: Schematisches Profil der Sedimentgesteine im Miskyvorland — 9 —  
Fig. 2: Formen des Stufenhanges der Falaise de l'Aguer Tai — 11 —  
Fig. 3: Spülsockelentwicklung am Beispiel eines Inselberges der Nangara Daho — 12 —  
Fig. 4: Kornsummenkurven von fluvialen und limnischen Sanden im Wahrscheinlichkeitsnetz — 16 —  
Fig. 5: Schematisches Profil der Falaise d'Angamma — 18 —  
Fig. 6: Seestadien des Megachad im Spätwürm und Holozän (nach Befunden am Nordrand der Bodélé und den Ergebnissen von SERVANT, 1970) — 19 —  
Fig. 7: Kennzeichnende Maße der Barchane — 22 —  
Fig. 8: Barchantypen — 23 —  
Fig. 9: Barchanfeld im südlichen Enneri Domar — 24 —  
Fig. 10: Kornsummenkurven von Barchansanden im Wahrscheinlichkeitsnetz — 25 —  
Fig. 11: Morphoskopische Sandkornanalysen (nach CAILLEUX) von Barchansandproben — 26 —  
Fig. 12: Schematisches Querprofil über die Basisfläche mit Verwitterungs- und Bodendecken — 30 —  
Fig. 13: Verwitterungs- und Bodendecke auf der Basisfläche bei Moursoulou — 30 —  
Fig. 14: Lateritische Verwitterungsdecke im Gebiet der Krustenfläche — 31 —  
Fig. 15: Das Verhältnis von Krustenfläche und Basisfläche im südlichen Aitchouo — 32 —  
Fig. 16: Kartenskizze der Kiesplatten von Yangaro — 33 —  
Fig. 17: Hangprofile zwischen Krustenfläche und Yangarofläche beim Tombe du Camerounais — 35 —  
Fig. 18: Schematisches Profil der Terrassenfolge im Gebiet des Unterlaufes des Enneri Misky-Domar — 35 —  
Fig. 19: Schematische Skizze eines Bergkammes im Schiefergebirge — 36 —  
Fig. 20: Hauptterrassenprofil unterhalb von Batach — 38 —  
Fig. 21: Hauptterrassenprofil bei der Mündung des Enneri Ndré — 39 —  
Fig. 22: Hauptterrassenprofil im Schiefergebiet von Moursoulou — 39 —  
Fig. 23: Hauptterrassenprofil beim Felsenschiff — 40 —  
Fig. 24: Hauptterrassenprofil des Misky im Enneri Domar — 40 —  
Fig. 25: Übersichtskarte 1 : 2 000 000 mit den Entnahmestellen der bearbeiteten Proben — Anlage —  
Fig. 26: Geomorphologische Übersichtskarte des Miskyvorlandes 1 : 200 000 — Anlage —

### Verzeichnis der Tabellen

- Tab. 1: Morphometrische Mittelwerte von Kies- und Schotterproben der Strandwälle — 14 —  
Tab. 2: <sup>14</sup>C-Bestimmungen von Proben der Falaise d'Angamma — 18 —  
Tab. 3: Morphometrische Mittelwerte von Schotter- und Kiesproben der Andébiafläche — 34 —  
Tab. 4: Morphometrische Mittelwerte von Schotter- und Kiesproben der Yangarofläche — 34 —  
Tab. 5: Morphometrische Mittelwerte von Schotter- und Kiesproben der Hauptterrasse im Domargebiet im Vergleich zu einer Quarzkiesprobe aus dem anstehenden ordovizischen Sandstein — 38 —  
Tab. 6: Abfolge der Oberflächenformen und Oberflächenformung im Miskyvorland — 42 —

### Verzeichnis der ausgewerteten Karten und Luftbilder

- NACHTIGAL, Gustav (1870): Originalkarte von Dr. G. Nachtigal's Reise nach Tibesti oder Tu. — Juni-September 1869, Maßstab 1 : 3 000 000. In: Petermann's Geographische Mittheilungen, Jahrgang 1870, Tafel 15 (Justus Perthes) Gotha
- NACHTIGAL, Gustav (1879): Karte zu Dr. G. Nachtigal's Reisen im Tubu-Gebiet. Maßstab 1 : 2 000 000. — In: NACHTIGAL, G., 1879: Sahara und Sudan (Weidmann, Paul Parey) Berlin
- TILHO, Jean (1920): Map to illustrate the work of the Mission Tilho in Tibesti, Borkou, Erdi and Ennedi. Scale 1 : 2 000 000. — In: The Geographical Journal Vol. LVI (Royal Geographical Soc.) London
- Carte provisoire du Borkou-Ennedi an 1 : 1 000 000 (Institut Géographique National) (1925) Paris
- Carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti an 1 : 1 000 000 par Philippe WACRENIER avec la collaboration de H. HUDELEY et P. VINCENT. — (Direction des Mines et de la Géologie de l'A. E. F.) (1958) Brazzaville
- BRUSCHEK, G. (1974): Geologische Übersichtskarte des Tibesti und angrenzender Gebiete. Maßstab 1 : 3 077 000. — In: Forschungsstation Bardai, Pressedienst Wissenschaft FU Berlin, Heft 5, 36
- Minute Photogrammetrie. Dressée à la Direction des Mines et de la Géologie de l'A. E. F. Echelle: 1 : 200 000. — Feuilles: Tarso Yega NF 33-VI (1957), Emi Koussi NE 34-XIX (1959) (Service Géographique) Brazzaville
- Fond Topographique au 1 : 200 000 (Type régions désertiques) République du Tchad. Feuilles NE 33-XXIII (1962), NE 33-XVII (1963), NE 33-XVIII (1964), NE 33-XI (1964); Kichi-Kichi NE 33-XII (1964); Kirdinga NE 34-VII (1961); Largeau NE 34-VIII (1961). — (Institut Géographique National) Paris, Annexe Brazzaville
- Carte de l'Afrique Centrale au 1 : 200 000 (Type région désertique) République du Tchad. Feuille: Ain Galakka NE 34-XIII. — (Institut Géographique National Paris, Centre d'Afrique Equatoriale) Brazzaville
- Carte de l'Afrique au 1 : 1 000 000. Feuilles NF 33 DJADO (1961), NF 34 TIBESTI EST (1963), NE 33 BILMA (1961), NE 34 LARGEAU (1961). — (Institut Géographique National) Paris
- Luftbildserien im ungefähren Bildmaßstab 1 : 45 000, NE 33 XXIV (1956-1957), NE 33 XVIII (1956-1957), NE 33 XII (1956-1957). — (Institut Géographique National) Paris



**Abb. 1 Falaise de l'Aguer Tai**  
 Die Bruchstufe wurde zur Schichtstufe gewandelt. Der Stufenhang beginnt in den dickbankigen kambro-ordovizischen Sandsteinen der unteren Serie als steile Felswand. Im Bereich der dünnbankigen Sand- und Siltsteine entstanden Haldenhangböschungen. Diese Hänge tragen nur noch örtlich unter den Felswänden eine Blockschuttdecke, sonst sind sie schuttfrei. Im Niveau der fossilen präkambrischen Rumpffläche wird das Haldenhangprofil durch eine Stufe unterbrochen. Im Niveau der Schiefer des Miskyfensters zerschneiden die heutigen Kerb- und Sohlentäler ältere Pedimente.

Aufnahme: Ergenzinger

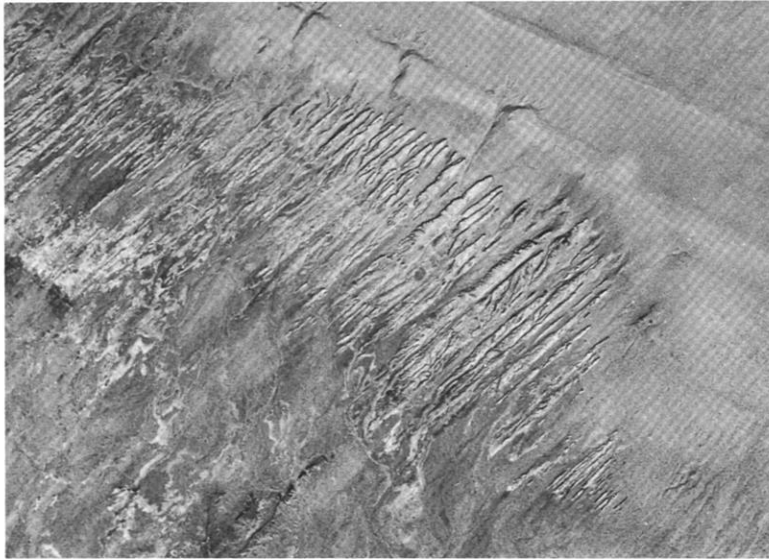
**Abb. 3 Muschelschale im Djourab**  
 In der Serir- und Treibsanddecke liegt eine Muschelschale der Gattung *Aspatharia*.

Aufnahme: Ergenzinger



**Abb. 2 Bruchstufe bei Gonagué**  
 Die dickbankige Folge der unteren kambro-ordovizischen Serie bildet eine konvex gewölbte Felswand. Die massigen Sandsteine „schuppen“ in dicken Platten wandparallel ab. Abseits der wenigen hellen Stellen nahe der Oberkante und am Fuß der Wand ist die Felswand gleichmäßig patiniert und zeigt keine jungen Abwitterungsspuren.

Aufnahme: Ergenzinger



**Abb. 4** Luftbild des Miskydeltas bei der Falaise d'Angamma

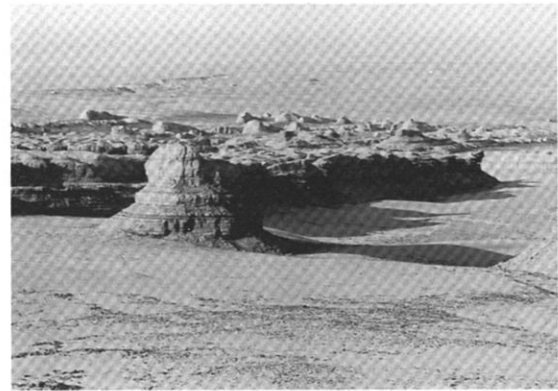
Auf dem Senkrechtluftbild lassen sich von unten nach oben geomorphologische Einheiten erkennen: 1. das Bodelé-Becken bei Kichi-Kichi im Südwesten, 2. die zu Yardangs erodierte Deltafront, 3. die Strandwälle am Rand der Deltafläche.

Aufnahme: IGN Paris

**Abb. 6** Sedimente der Deltafront

Durch die Windgassen wurden die Sedimente der Deltafront bis über 15 m tief aufgeschlossen. Sie bestehen aus einer konkordanten Folge von feingeschichteten Schluffen und Feinsanden (Größenmaßstab: 50 cm langer Klappspaten am Fuß der Wand).

Aufnahme: Ergenzinger



**Abb. 5** Yardangs an der Front des Miskydeltas

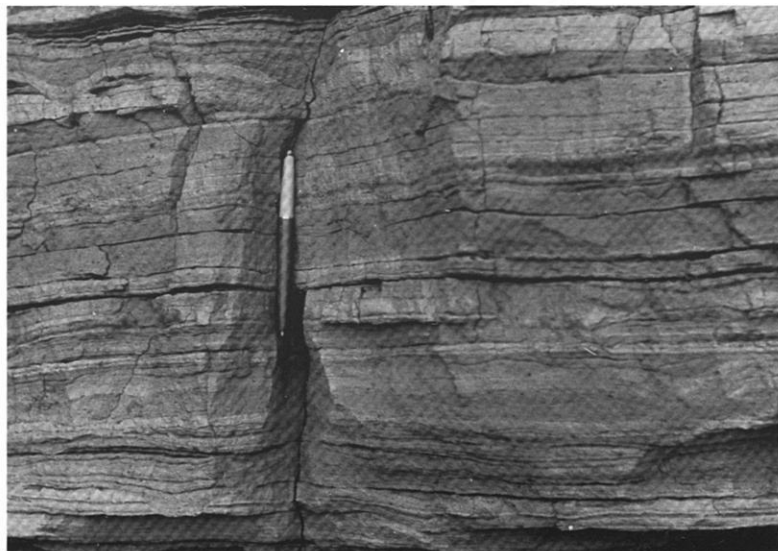
Blick vom Strandwall in 320 m Höhe über NN zum Becken von Kichi-Kichi. Im Mittelgrund erheben sich mit Höhen bis zu 15 m und schifförmigem Grundriß einzelne winderodierte Rücken aus fluvio-limnischen Deltasedimenten.

Aufnahme: Ergenzinger

**Abb. 7** Detail der Sedimente der Deltafront

Die einzelnen Bänder der Deltafrontablagerungen bestehen aus einer warvenartig geschichteten Folge von Schluff- und Feinsandlagen mit grauer bis grauweißer Tönung.

Aufnahme: Ergenzinger



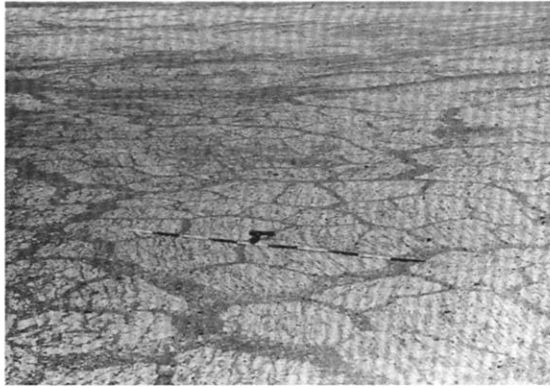


Abb. 8 Diatomeenablagerungen westlich Ain Galakka  
Der durch den Wind korradierte hellgraue bis weiße Diatomit ist durchzogen von einem polygonalen Trockenrißsystem. Die Risse sind durch Treibsandeinlagerungen plombiert.

Aufnahme: Ergenzinger

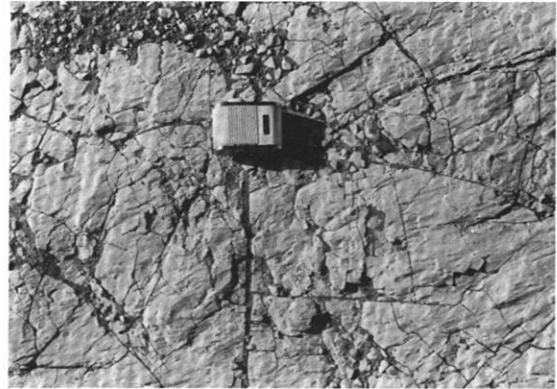


Abb. 9 Diatomeenablagerungen westlich Ain Galakka  
Die Korrasionswirkung zeigt sich auf der Oberfläche der Diatomite besonders deutlich. Die bis zu einem Zentimeter breiten Trockenrisse leisten der Abtragung Vorschub und führen zum Abheben von einzelnen pfenniggroßen Diatomitblättchen.

Aufnahme: Ergenzinger



Abb. 10 Strandwälle bei der Falaise d'Angamma

Auf den breiten Hauptstrandwall wurden seewärts niedrigere Strandwälle aufgelagert und zu Strandhörnern umgeformt. Die Wälle bestehen vornehmlich aus Kiesen und wurden daher nach dem Rückzug des Mega Chad nicht umgeformt oder erodiert.

Aufnahme: Ergenzinger

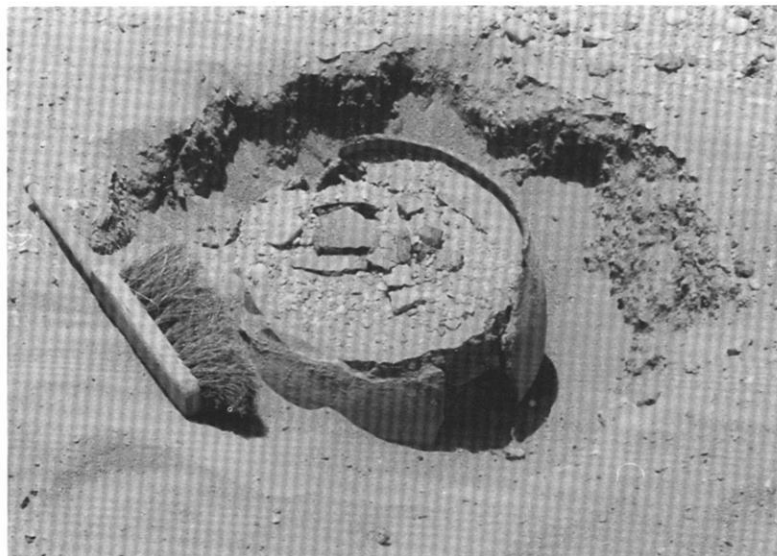


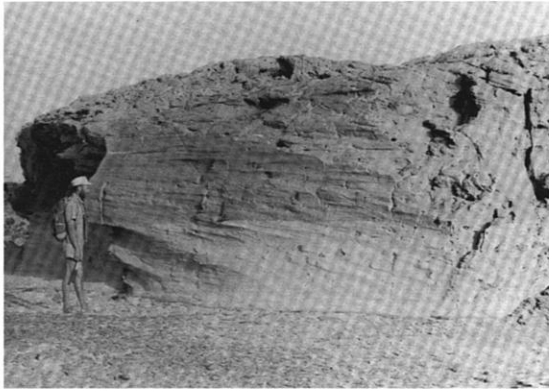
Abb. 11 Neolithischer Tontopf  
Durch die Winderosion wurde auf dem Hauptstrandwall ein neolithischer Tontopf angeschnitten. Beim Freilegen fanden sich im Topf u. a. Fischknochen.

Aufnahme: Ergenzinger



**Abb. 12 Windhöcker westlich von Ain Galakka**  
 Durch die Winderosion entstand in der Fleckenzone der ehemaligen Lateritverwitterung aus einem Grundhöcker ein Windhöcker. Die heutige Korrasion reicht, wie die Riefen und Striemen belegen, an der Luvseite (links) bis über 2,5 m hoch und fällt zur Leeseite etwas ab.

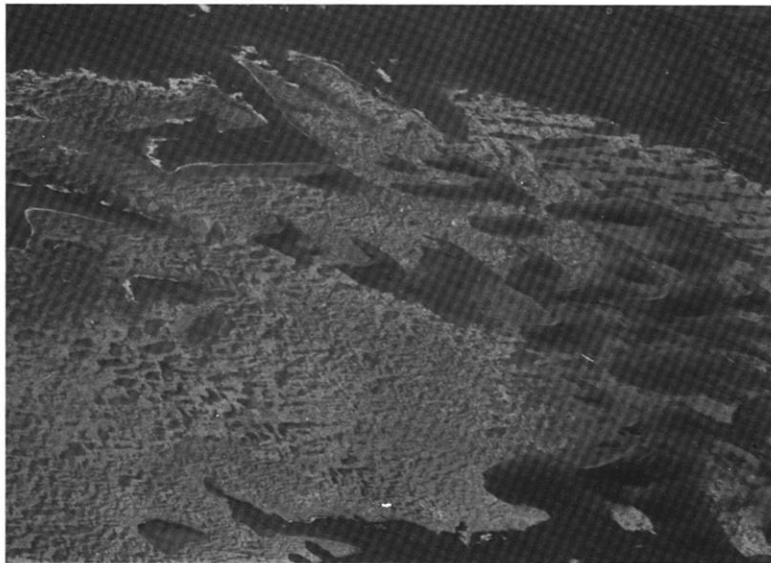
Aufnahme: Ergenzinger



**Abb. 13 Deflation im Djourab**

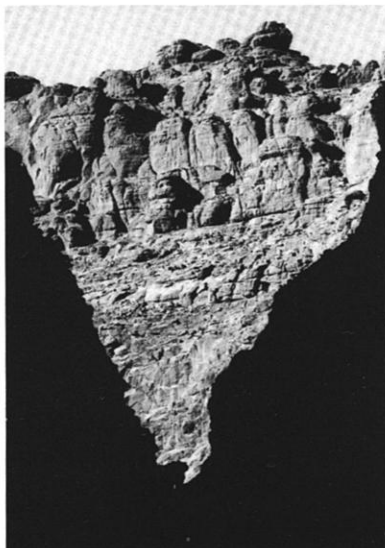
Der Boden der sehr flachen Deflationswanne ist durch die hellgrauen Sedimente des Mega Chad (im Mittelgrund des Bildes) verhüllt; auf den flachen Hängen liegen Flugsanddecken. Wie die freigelegte Baumwurzel belegt, ist die flächenhafte Deflation unter heutigen Bedingungen aktiv.

Aufnahme: Ergenzinger



**Abb. 14 Barchanfeld westlich Largeau**  
 Die heute aktiven Barchane wandern, wie ihre steilen Leehänge belegen, in Passatrichtung von Nordost nach Südwest (im Bild rechts unten nach links oben). Auf den hellen limnischen Sedimenten lagern aber auch noch niedrigere Reste einer älteren Barchangeneration. Sie zeigen eine gegenüber den Passaten um 180° gedrehte Windrichtung, d. h. sie wurden durch Winde aus westlichen Richtungen bewegt und geformt.

Aufnahme: Busche

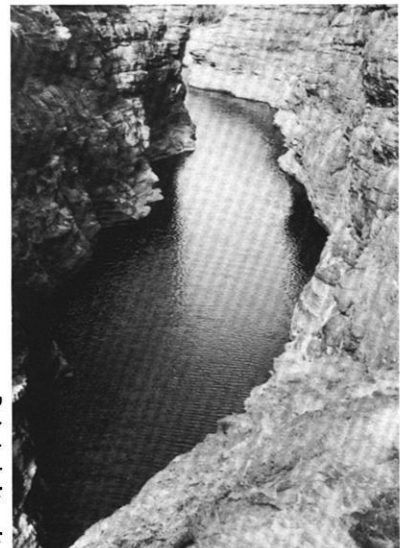


**Abb. 15 Schlucht beim Enneri Ké**  
 Im Schatten-Negativ bilden sich die steilen Schluchtwände ab.

Aufnahme: Ergenzinger

**Abb. 16 Guelta Toto**  
 In der kolkreichen Strecke bei der Mündung des Enneri Toto in das Enneri Oudingué gibt es einen 100 m langen perennierenden See, der aus dem Grundwasser gespeist wird.

Aufnahme: Ergenzinger

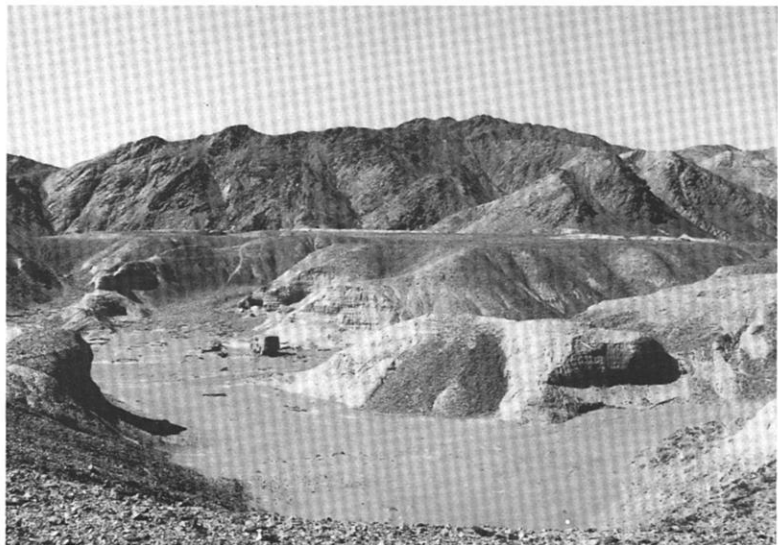




**Abb. 17** Luftbild der Schluchten des Enneri Misky-Domars

Die Erosion und Akkumulation des pluvialzeitlichen Enneri Misky vollzog sich an der Nahtlinie zwischen dem Sherda- und dem Erdi-Becken in einem alten Scherkluffnetz. Durch die Seitenerosion des Flusses wurden einzelne Klufflinien bevorzugt ausgeweitet. Bereits vor der Ablagerung der Hauptterrasse entstanden auf den benachbarten Felsflächen durch äolische Erosion in den Sandsteinen Windgassen und Windhöcker. Sie werden heute im alten Sinne weitergeformt.

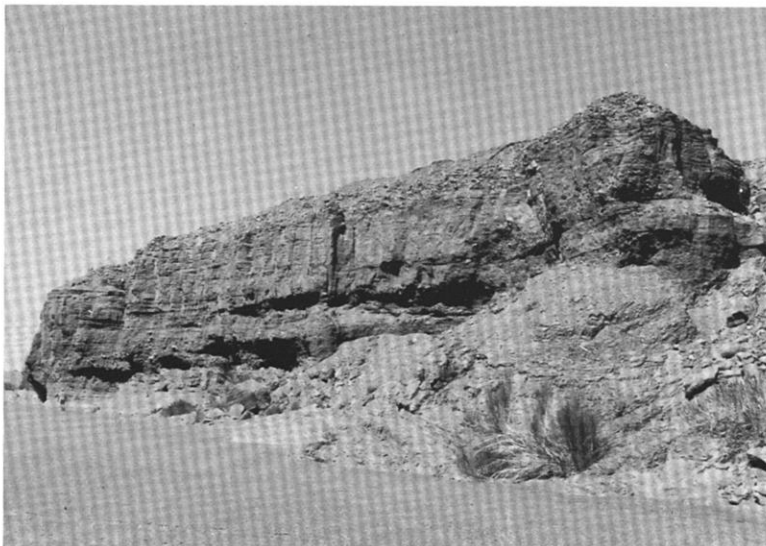
Aufnahme: IGN Paris



**Abb. 18** Hauptterrasse im Schiefergebirge

An den Flüssen im Schiefergebirge entstanden Hauptterrassen mit einer Mächtigkeit von über 10 m. Sie bestehen aus feingeschichteten tonreichen Schluffen und Feinsanden und sind als Hochwasserlehme zu deuten. Am Top der Akkumulation lagern kantige Kiese und Schotter, durchweg Material aus der näheren Umgebung

Aufnahme: Ergenzinger



**Abb. 19** Hauptterrasse am Enneri Ndré

Das Enneri Ndré entwässert einen Teil der Nordwestabdachung des Enneri Koussi und hat nahe der Mündung in das Enneri Misky seine Hauptterrasse über 15 m tief erodiert. Die im Einzugsgebiet dominierenden vulkanischen Gesteine führten zu einer Hauptterrasse aus Sanden, Kiesen und Schottern. Einzelne Bänke sind kalkverbacken. Nahe dem Top besteht sie aus locker geschichteten Kiesen und Schottern.

Aufnahme: Ergenzinger



**Abb. 20 Hauptterrasse im Enneri Misky-Domar**

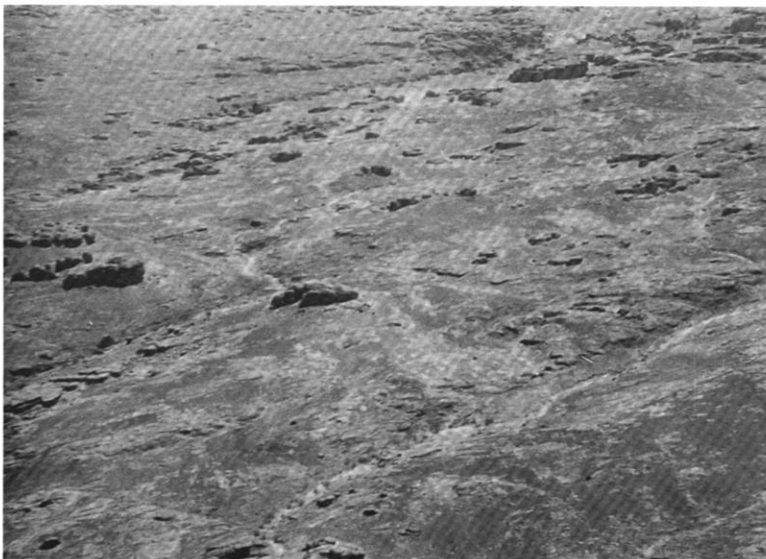
In den Schluchten des Enneri Misky-Domar besteht die Hauptterrasse durchweg aus feinkörnigen hellgrauen siltig-tonigen Sedimenten. Die Schichten lagern konkordant und sedimentierten die Sandsteinblöcke des Talhanges zu. Einzelne Lagen sind kalkverbacken.

Aufnahme: Ergenzinger



**Abb. 21**  
**Schrägluftbild**  
**der Inselberge Nangara Daho**  
Über einem Spülsockel erheben sich aus der Basisfläche mit abrupten Felswänden die Nangara Daho (zu deutsch: Trommelköpfe). Im Luv des Passats entstehen örtlich mächtige Aufschüttungen von Treibsanden.

Aufnahme: Busche



**Abb. 22** Schrägluftbild der Struktur- und Skulpturflächen auf der Pultscholle westlich der Falaise de l'Aguer Tai

Nahe der Bruchstufe entspringen die Bäche in flachen Rumpfmulden und sind nur wenig eingetieft. Auf den Scheiden zwischen den Tälern liegen zahlreiche Inselberge. Nur örtlich paßt sich die Fläche an Schichtflächen der Sandsteine an.

Aufnahme: Hövermann



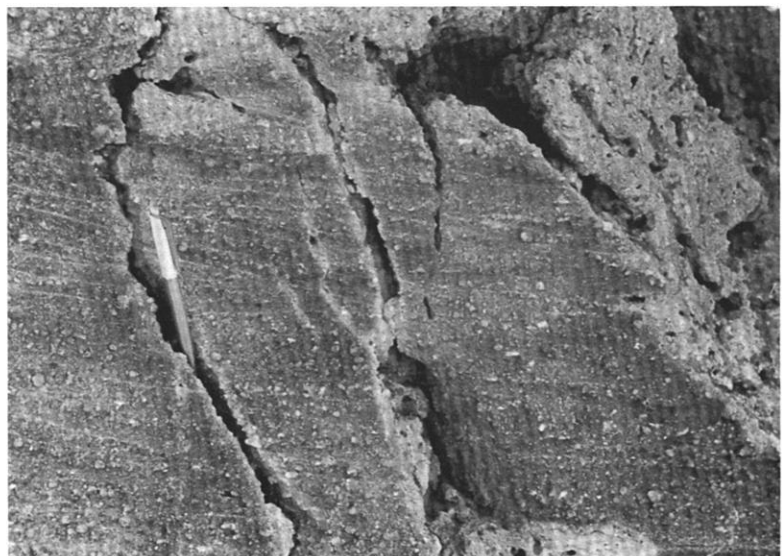
**Abb. 23 Grundhöckerflur zwischen Enneri Domar und Ehi Gidaha**

Unterhalb des Niveaus der im Bildhintergrund noch erhaltenen Krustenfläche entstand innerhalb der lateritischen Verwitterungsdecke durch selektive Abtragung eine Grundhöckerflur. Die einzelnen kleinen Inselberge sind bis zu 15 m hoch. Im Niveau der heutigen Enneris entstanden einzelne beckenartige Weitungen.

Aufnahme: Ergenzinger

**Abb. 24 Ausspülungsspuren in der lateritischen Verwitterungsdecke**  
 Durch Winderosion wurde ein Teil der im Sandstein entwickelten Rötungszone freigelegt. Die Umgebung der ausgespülten Klüfte ist leicht gebleicht. Örtlich ist der Sandstein schwammig porös.

Aufnahme: Ergenzinger



## Verzeichnis

der bisher erschienenen Aufsätze (A), Mitteilungen (M) und Monographien (Mo)  
aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

- o.V. (anonym) (1965): Die Tibesti-Expedition des II. Geogr. Instituts der Freien Universität Berlin. — *Naturwiss. Rdsch.* 18 (3), 119. (M)
- BÜTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des Enneri Misky (Südtibesti). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 8, S. 7-21, 5 Abb., 9 Fig., 1 Karte. Berlin. (A)
- BÜTTCHER, U.; ERGENZINGER, P.-J.; JAECKEL, S. H. (†) und KAISER, K. (1972): Quartäre Seebildungen und ihre Mollusken-Inhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Bd. 16, Heft 2, S. 182-234. 4 Fig., 4 Tab., 3 Mollusken-Tafeln, 15 Photos. Stuttgart. (A)
- BRIEM, E. (1976): Beiträge zur Talgenese im westlichen Tibesti-Gebirge. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 24, S. 45-54, 7 Fig., 21 Abb., 1 Karte, Berlin. (A)
- BRIEM, E. (1977): Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung am Beispiel der Sand-schwemmebenen in der östlichen Zentralsahara. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 26, 89 S., 38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagr., 2 Karten, Berlin. (Mo)
- BRUSCHEK, G. J. (1972): Soborom — Souradom — Tarso Voon — Vulkanische Bauformen im zentralen Tibesti-Gebirge — und die postvulkanischen Erscheinungen von Soborom. — *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 35-47, 9 Fig., 14 Abb. Berlin. (A)
- BRUSCHEK, G. J. (1974): Zur Geologie des Tibesti-Gebirges (Zentrale Sahara). — *FU Presse-dienst Wissenschaft*, Nr. 5/74, S. 15-36. Berlin. (A)
- BUSCHE, D. (1972): Untersuchungen an Schwemmfächern auf der Nordabdachung des Tibesti-gebirges (République du Tchad). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 113-123. Berlin. (A)
- BUSCHE, D. (1972): Untersuchungen zur Pedimententwicklung im Tibesti-Gebirge (République du Tchad). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 21-38. Stuttgart. (A)
- BUSCHE, D. (1973): Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Bei-spielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. — *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 18, 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten. Berlin. (Mo)
- BUSCHE, D. (1976): Pediments and Climate. — In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): *Palaeoeco-logy of Africa* 9, 20-24, 1 Fig. (A)
- ERGENZINGER, P. (1966): Road Log Bardai — Trou au Natron (Tibesti). In: *South-Central Libya and Northern Chad*, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Explo-ration Society of Libya, S. 89-94. Tripoli. (A)
- ERGENZINGER, P. (1967): Die natürlichen Landschaften des Tschadbeckens. Informationen aus Kultur und Wirtschaft. *Deutsch-tschadische Gesellschaft (KW)* 8/67. Bonn. (A)
- ERGENZINGER, P. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Bd. 12, S. 98-104. Berlin. (A)
- ERGENZINGER, P. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. *Die Erde*, *Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, Jg. 99, S. 176-183. (A)
- ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibesti-gebirges. *Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967*, S. 412-427. Wiesbaden. (A)
- ERGENZINGER, P. (1969): Die Siedlungen des mittleren Fezzan (Libyen). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 8, S. 59-82, Tab., Fig., Karten. Berlin. (A)
- ERGENZINGER, P. (1972): Reliefentwicklung an der Schichtstufe des Massiv d'Abo (Nordwest-tibesti). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 93-112. Stuttgart. (A)
- ERGENZINGER, P. (1972): Siedlungen im westlichen Teil des südlichen Libyen (Fezzan). — In: *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. II, ed. H. Schiffers, S. 171-182, 11 Abb. *Weltforum Vlg.* München. (A)



- GABRIEL, B. (1970): Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ost-sahara). *Acta Praehistorica et Archaeologica*, Bd. 1, S. 1-28, 31 Fig. Berlin. (A)
- GABRIEL, B. (1972): Neuere Ergebnisse der Vorgeschichtsforschung in der östlichen Zentralsahara. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 153-156. Berlin. (A)
- GABRIEL, B. (1972): Terrassenentwicklung und vorgeschichtliche Umweltbedingungen im Enneri Dirennao (Tibesti, östliche Zentralsahara). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 113-128. 4 Fig., 4 Photos. Stuttgart. (A)
- GABRIEL, B. (1972): Beobachtungen zum Wandel in den libyschen Oasen (1972). — In: *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. II, ed. H. Schiffers, S. 182-188. Weltforum Vlg. München. (A)
- GABRIEL, B. (1972): Zur Vorzeitfauna des Tibestigebirges. — In: *Palaeoecology of Africa and of the Surrounding Islands and Antarctica*, Vol. VI, ed. E. M. van Zinderen Bakker, S. 161-162. A. A. Balkema. Kapstadt. (M)
- GABRIEL, B. (1972): Zur Situation der Vorgeschichtsforschung im Tibesti-Gebirge. — In: *Palaeoecology of Africa and of the Surrounding Islands and Antarctica*, Vol. VI, ed. E. M. van Zinderen Bakker, S. 219-220. A. A. Balkema, Kapstadt. (M)
- GABRIEL, B. (1973): Steinplätze: Feuerstellen neolithischer Nomaden in der Sahara. — *Libyca A. P. E.*, Bd. 21, 9 Fig., 2 Tab., S. 151-168, Algier. (A)
- GABRIEL, B. (1973): Von der Routenaufnahme zum Weltraumphoto. Die Erforschung des Tibesti-Gebirges in der Zentralen Sahara. — *Kartographische Miniaturen* Nr. 4, 96 S., 9 Karten, 12 Abb., ausführl. Bibliographie. Vlg. Kiepert KG, Berlin. (Mo)
- GABRIEL, B. (1974): Probleme und Ergebnisse der Vorgeschichte im Rahmen der Forschungsstation Bardai (Tibesti). — *FU Pressedienst Wissenschaft*, Nr. 5/74, S. 92-105, 10 Abb. Berlin. (A)
- GABRIEL, B. (1974): Die Publikationen aus der Forschungsstation Bardai (Tibesti). — *FU Pressedienst Wissenschaft*, Nr. 5/74, S. 118-126. Berlin. (A)
- GABRIEL, B. (1976): Neolithische Steinplätze und Paläökologie in den Ebenen der östlichen Zentralsahara. — In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): *Palaeoecology of Africa* 9, 25-40, 4 Abb., 3 Tab. (A)
- GABRIEL, B. (1977): Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 27, 96 S., 9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten. Berlin. (Mo)
- GABRIEL, B. (1977): Early and Mid-Holocene Climate in the Eastern Central Sahara. — In: D. Dalby & R. J. Harrison Church & F. Bezzaz (eds.): *Drought in Africa* 2, London, International Institute, 65-67 (A)
- GABRIEL, B. (1978): Die östliche Zentralsahara im Holozän-Klima, Landschaft und Kulturen (mit besonderer Berücksichtigung der neolithischen Keramik). — In: *Festschrift L. Balout*, ed. H. J. Hugot, Paris. 22 S. Mskr., 6 Fig., 2 Photo-Tafeln.
- GAVRILOVIC, D. (1969): Inondations de l'ouadi de Bardagé en 1968. *Bulletin de la Société Serbe de Géographie*, T. XLIX, No. 2, p. 21-37. Belgrad (In Serbisch). (A)
- GAVRILOVIC, D. (1969): Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge. Niederschlagsmenge und Lufttemperatur. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 8, S. 47-48. Berlin. (M)
- GAVRILOVIC, D. (1969): Les cavernes de la montagne de Tibesti. *Bulletin de la Société Serbe de Géographie*, T. XLIX, No. 1, p. 21-31. 10 Fig. Belgrad. (In Serbisch mit ausführlichem franz. Résumé.) (A)
- GAVRILOVIC, D. (1969): Die Höhlen im Tibesti-Gebirge (Zentral-Sahara). *V. Int. Kongr. für Speläologie Stuttgart 1969*, Abh. Bd. 2, S. 17/1-7, 8 Abb., München. (A)
- GAVRILOVIC, D. (1970): Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahr 1968 (Tibesti, Rép. du Tchad). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Bd. 14, Heft 2, S. 202-218, 1 Fig., 8 Abb., 5 Tabellen. Stuttgart. (A)
- GAVRILOVIC, D. (1971): Das Klima des Tibesti-Gebirges. — *Bull. de la Société Serbe de Géographie*, T. LI, No. 2, S. 17-40, 19 Tab., 9 Abb. Belgrad. (In Serbisch mit ausführlicher deutscher Zusammenfassung.) (A)
- GAVRILOVIC, D. (1974): Genetic types of caves in the Sahara. — *Acta Carsiologica* 6, 149-165 (Lubljana), 6 Fig.

- GEYH, M. A. und D. JÄKEL (1974):  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen im Rahmen der Forschungsarbeiten der Außenstelle Bardai/Tibesti der Freien Universität Berlin. — FU Pressedienst Wissenschaft, Nr. 5/74, S. 106-117. Berlin. (A)
- 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. *Palaeoecology*, 15, S. 205-208, 2 Fig., Amsterdam. (A)
- GEYH, M. A.; OBENAUF, K. P. (1974): Zur Frage der Neubildung von Grundwasser unter ariden Bedingungen. Ein Beitrag zur Hydrologie des Tibesti-Gebirges. FU Pressedienst Wissenschaft, Nr. 5/74, S. 70-91, Berlin. (A)
- GRUNERT, J. (1972): Die jungpleistozänen und holozänen Flußterrassen des oberen Enneri Yebbigué im zentralen Tibesti-Gebirge (Rép. du Tchad) und ihre klimatische Deutung. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 124-137. Berlin. (A)
- GRUNERT, J. (1972): Zum Problem der Schluchtbildung im Tibesti-Gebirge (Rép. du Tchad). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 144-155. Stuttgart. (A)
- GRUNERT, J. (1975): Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rép. du Tchad). — *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 22, 95 S., 3 Tab., 6 Fig., 58 Profile, 41 Abb., 2 Karten. Berlin. (Mo)
- GRUNERT, J. (1976): Die Travertinterrasse des oberen Yebbigué im zentralen Tibesti Gebirge (Rép. du Tschad). — In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): *Palaeoecology of Africa* 9, 14-19, 1 Karte und Fig. (A)
- HABERLAND, W. (1975): Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der mittleren Sahara (Libyen und Tchad). — *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 21, 71 S., 62 Abb., 24 Fig., 10 Tab., 1 Karte. Berlin. (Mo)
- HABERLAND, W.; FRÄNZLE, O. (1975): Untersuchungen zur Bildung von Verwitterungskrusten auf Sandsteinoberflächen in der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad). *Würzb. Geogr. Abh.*, Heft 43, S. 148-163, 3 Fig., 4 Photos, 3 Tab., Würzburg. (A)
- HAGEDORN, H. (1965): Forschungen des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin im Tibesti-Gebirge. *Die Erde*, Jg. 96, Heft 1, S. 47-48. Berlin. (M)
- HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: *South-Central Libya and Northern Chad*, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 53-58. Tripoli. (A)
- HAGEDORN, H. (1966): The Tibu People of the Tibesti Mountains. In: *South-Central Libya and Northern Chad*, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 59-64. Tripoli. (A)
- HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. *Die Erde*, Jg. 97, Heft 4, S. 268-288. Berlin. (A)
- HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 5, S. 17-22, 1 Fig., 5 Abb. Berlin. (A)
- HAGEDORN, H. (1967): Siedlungsgeographie des Sahara-Raums. *Afrika-Spectrum*, H. 3, S. 48 bis 59. Hamburg. (A)
- HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste. *Erdkunde*, Bd. 22, H. 4, S. 257-269. Mit 4 Luftbildern, 3 Bildern und 5 Abb. Bonn. (A)
- HAGEDORN, H. (1969): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. *Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967*, S. 401-411, 3 Karten, 2 Abb. Wiesbaden. (A)
- HAGEDORN, H. (1970): Quartäre Aufschüttungs- und Abtragungsformen im Bardagué-Zoumri-System (Tibesti-Gebirge). *Eiszeitalter und Gegenwart*, Jg. 21.
- HAGEDORN, H. (1971): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. *Habilitationsschrift an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 11*, 251 S., 10 Fig., 84 Photos, 13 Karten, 10 Luftbildpläne. (Mo)
- HAGEDORN, H. (1972): Die Polder am Tschad-See. — *Würzburger Geogr. Arbeiten* 37, 403 bis 428, 8 Fig. (A)

- HAGEDORN, H. (1974): Gegenwärtige äolische Abtragungsprozesse in der Zentralsahara. In: H. Poser (ed.): Geomorphologische Prozesse und Prozesskombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen. — Bericht über ein Symposium. Göttingen, p. 230 bis 240 (= Abh. d. Akad. der Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, Nr. 29), 6 Fig. (A)
- HAGEDORN, H.; JÄKEL, D. (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tschad). Bull. Ass. Sénégal. Quatern. Ouest Afr., no. 23, novembre 1969, p. 25-41, 3 Fig., 2 Tab., Dakar (A)
- HAGEDORN, H.; PACHUR, H.-J. (1971): Observations on Climatic Geomorphology and Quaternary Evolution of Landforms in South Central Libya. In: Symposium on the Geology of Libya, Faculty of Science, University of Libya, p. 387-400. 14. Fig. Tripoli. (A)
- HECKENDORFF, W. D. (1972): Zum Klima des Tibestigebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 145-164, 10 Fig. 27 Tab., 3 Photos. Berlin. (A)
- HECKENDORFF, W. D. (1973): Die Hochgebirgswelt des Tibesti. Klima. — In: Die Sahara und ihre Randgebiete, Bd. III ed. H. Schifffers, S. 330-339, 6 Abb., 4 Tab. Weltforum Vlg. München. (A)
- HECKENDORFF, W. D. (1974): Wettererscheinungen im Tibesti-Gebirge. — FU Pressedienst Wissenschaft, Nr. 5/74, S. 51—58, 3 Abb. Berlin. (A)
- HECKENDORFF, W. D. (1977): Untersuchungen zum Klima des Tibesti-Gebirges. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. Berliner Geogr. Abh., Heft 28, Berlin. (Mo)
- HERRMANN, B.; GABRIEL, B. (1972): Untersuchungen an vorgeschichtlichem Skelettmaterial aus dem Tibestigebirge (Sahara). Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 143-151, 1 Tab., 14 Abb., Berlin. (A)
- HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, Jg. 94, Heft 2, S. 126-135. Berlin. (M)
- HÖVERMANN, J. (1965): Eine geomorphologische Forschungsstation in Bardai/Tibesti-Gebirge. Zeitschr. f. Geomorph. NF, Bd. 9, S. 131. Berlin. (M)
- HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. Les congrès et colloques de l'Université de Liège, Vol. 40. L'évolution des versants, S. 139-156. Liège. (A)
- HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 7-10. Berlin. (A)
- HÖVERMANN, J. (1972): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. Göttinger Geogr. Abh., Heft 60 (Hans-Poser-Festschr.), S. 261-283. 4 Abb. Göttingen. (A)
- INDERMÜHLE, D. (1972): Mikroklimatische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge (Sahara). Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 121-142. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 39-49, 7 Profile, 4 Abb. Berlin. (A)
- JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. Berliner Geogr. Abh., Heft 10, 55 S., 13 Abb., 54 Photos, 3 Tab., 1 Nivellement (4 Teile), 60 Profile, 3 Karten (6 Teile). Berlin. (Mo)
- JÄKEL, D. (1974): Organisation, Verlauf und Ergebnisse der wissenschaftlichen Arbeiten im Rahmen der Außenstelle Bardai/Tibesti, Republik Tschad. — FU Pressedienst Wissenschaft, Nr. 5/74, S. 6-14, 1 Karte. Berlin. (A)
- 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, S. 81-95, 10 Fig. Tübingen. (A)
- JÄKEL, D. (1977): The work of the field station at Bardai in the Tibesti Mountains. — Geogr. Journal 143, 61-72 (A)
- JÄKEL, D.; SCHULZ, E. (1972): Spezielle Untersuchungen an der Mittelterrasse im Enneri Tabi, Tibesti-Gebirge. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 129-143, 3 Fig., 2 Photos, 1 Tab. Stuttgart. (A)

- 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.*, Heft 24, S. 55-64, 11 Fig., 1 Tab., 10 Abb., Berlin. (A)
- JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche in verschiedenen Maßstäben. *Kartographische Nachrichten*, Jg. 19, H. 4, S. 145-151. Gütersloh (A)
- JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflußvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 8, S. 41-46, 3 Fig., 3 Abb. Berlin. (A)
- JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 9, 36 S. Berlin. (Mo)
- JANNSEN, G. (1972): Periglazialerscheinungen in Trockengebieten — ein vielschichtiges Problem. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 167-176. Stuttgart. (A)
- KAISER, K. (1967): Ausbildung und Erhaltung von Regentropfen-Eindrücken. In: *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln (Schwarzbach-Heft)*, Heft 13, S. 143-156, 1 Fig., 7 Abb. Köln. (A)
- KAISER, K. (1970): Über Konvergenzen arider und „periglazialer“ Oberflächenformung und zur Frage einer Trockengrenze solifluidaler Wirkungen am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. *Abh. d. 1. Geogr. Inst. d. FU Berlin, Neue Folge*, Bd. 13, S. 147-188, 15 Photos, 4 Fig., Dietrich Reimer, Berlin. (A)
- KAISER, K. (1971): Beobachtungen über Fließmarken an leeseitigen Barchan-Hängen. *Kölner Geogr. Arb. (Festschrift für K. KAYSER)*, 2 Photos, S. 65-71. Köln. (A)
- KAISER, K. (1972): Der känozoische Vulkanismus im Tibesti-Gebirge. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 7-36. Berlin. (A)
- KAISER, K. (1972): Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche in der zentralen Sahara. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 59-92. Berlin. (A)
- KAISER, K. (1973): Materialien zu Geologie, Naturlandschaft und Geomorphologie des Tibesti-Gebirges. — In: *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. III, ed. H. Schiffers, S. 339-369, 12 Abb. Weltforum Vlg., München. (A)
- LIST, F. K.; STOCK, P. (1969): Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tschad. *Geol. Rundschau*, Bd. 59, H. 1, S. 228-256, 10 Abb., 2 Tabellen. Stuttgart. (A)
- LIST, F. K.; HELMCKE, D. (1970): Photogeologische Untersuchungen über lithologische und tektonische Kontrolle von Entwässerungssystemen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara, Tschad). *Bildmessung und Luftbildwesen*, Heft 5, 1970, S. 273-278. Karlsruhe.
- MESSERLI, B. (1970): Tibesti — zentrale Sahara. Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbild-Interpretation. *Jahresbericht d. Geogr. Ges. von Bern*, Bd. 49, Jg. 1967-69. Bern. (A)
- MESSERLI, B. (1972): Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti. *Hochgebirgsforschung — High Mountain Research*, Heft 2, S. 23-86. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- MESSERLI, B. (1972): Grundlagen [der Hochgebirgsforschung im Tibesti]. *Hochgebirgsforschung — High Mountain Research*, Heft 2, S. 7-22. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- MESSERLI, B. (1973): Problems of vertical and horizontal arrangement in the high mountains of the extreme arid zone (Centr. Sahara). — *Arctic and Alpine Research* 5 (3), A 139-A 147 (A)
- MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D. (1968): Erste Ergebnisse einer Tibesti-Expedition 1968. *Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1968*, S. 139-142. Zürich. (M)
- MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D.; ZURBUCHEN, M. (1970): Emi Koussi — Tibesti. Eine topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 138 bis 144. Berlin. (A)
- MOLLE, H. G. (1969): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibestigebirge). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 8, S. 23-31, 5 Fig. Berlin. (A)
- MOLLE, H. G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 13. Berlin. (Mo)
- OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur pleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 5, S. 27-37, 5 Abb., 1 Karte. Berlin. (A)



- OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nord-westlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 12, 70 S. Berlin. (Mo)
- OKRUSCH, M.; G. STRUNK-LICHTENBERG und B. GABRIEL (1973): Vorgeschichtliche Keramik aus dem Tibesti (Sahara). I. Das Rohmaterial. — Berichte der Deutschen Keramischen Gesellschaft, Bd. 50, Heft 8, S. 261-267, 7 Abb., 2 Tab. Bad Honnef. (A)
- PACHUR, H. J. (1967): Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 23-25. Berlin. (A)
- PACHUR, H. J. (1970): Zur Hangformung im Tibestigebirge (République du Tchad). Die Erde, Jg. 101, H. 1, S. 41-54, 5 Fig., 6 Bilder, de Gruyter, Berlin. (A)
- PACHUR, H. J. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti. — Berliner Geogr. Abh., Heft 17, 62 S., 39 Photos, 16 Fig. und Profile, 9 Tab. Berlin. (Mo)
- PACHUR, H. J. (1975): Zur spätpleistozänen und holozänen Formung auf der Nordabdachung des Tibesti-Gebirges. — Die Erde, Jg. 106, H. 1/2, S. 21-46, 3 Fig., 4 Photos, 1 Tab. Berlin. (A)
- PÖHLMANN, G. (1969): Eine Karte der Oase Bardai im Maßstab 1 : 4000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 33-36, 1 Karte. Berlin. (A)
- PÖHLMANN, G. (1969): Kartenprobe Bardai 1 : 25 000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 36-39, 2 Abb., 1 Karte. Berlin. (A)
- REESE, D.; OKRUSCH, M.; KAISER, K. (1976): Die Vulkanite des Trou au Natron im westlichen Tibestigebirge (Zentral-Sahara). Berliner Geogr. Abh., Heft 24, S. 7-39, Berlin. (A)
- ROLAND, N. W. (1971): Zur Altersfrage des Sandsteines bei Bardai (Tibesti, Rép. du Tchad). 4 Abb. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 496-506. (A)
- ROLAND, N. W. (1973): Die Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). — Bildmessung und Luftbildwesen, Bd. 41, Heft 6, S. 247-248. Karlsruhe. (A)
- ROLAND, N. W. (1973): Die Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). — Berliner Geogr. Abh., Heft 19, 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten. Berlin. (Mo)
- ROLAND, N. W. (1974): Methoden und Ergebnisse photogeologischer Untersuchungen im Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara. — FU Pressedienst Wissenschaft, Nr. 5/74, S. 37-50, 5 Abb. Berlin. (A)
- ROLAND, N. W. (1974): Zur Entstehung der Trou-au-Natron-Caldera (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara) aus photogeologischer Sicht. — Geol. Rundschau, Bd. 63, Heft 2, S. 689-707, 7 Abb., 1 Tab., 1 Karte. Stuttgart. (A)
- ROLAND, N. W. (1976): Erläuterungen zur photogeologischen Karte des Trou-au-Natron-Gebietes (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). Berliner Geogr. Abh., Heft 24, S. 39-44, 10 Abb., 1 Karte, Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. (1966): Beitrag zur Flora des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 183 bis 202. Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. (1966): Die Ustilagineen des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 203 bis 204. Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. (1966): Quezelia, eine neue Gattung aus der Sahara (Cruziferae, Brassicaceae, Vellinae). Willdenowia, 4/2, S. 205-207. Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. (1967): Baumbestand, Vegetationsgliederung und Klima des Tibesti-Gebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 11-17, Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. (1968): Eine neue Aristida-Art aus der Sahara. — Willdenowia 5 (1): 121-122. (M)
- SCHOLZ, H. (1968): Vulpa gracilis spec. nov. — Willdenowia 5 (1), 109-111. (M)
- SCHOLZ, H. (1969): Aristida Shawii spec. nov. aus der südlichen Libyschen Wüste. — Willdenowia 5 (3), 475-477. (M)
- SCHOLZ, H. (1969): Bemerkungen zu einigen Stipagrostis-Arten (Gramineae) aus Afrika und Arabien. — Österr. Botan. Zeitschrift (Wien) 117, 284-292. (A)

- SCHOLZ, H. (1970): *Stipagrostis scoparia* (Trin. et Rupr.) de Winter auch in Libyen gefunden. — *Willdenowia* 6 (1), 161-166 (A)
- SCHOLZ, H. (1971): Einige botanische Ergebnisse einer Forschungsreise in die libysche Sahara (April 1970). *Willdenowia*, 6/2, S. 341-369. Berlin. (A)
- SCHOLZ, H. und B. GABRIEL (1973): Neue Florenliste aus der libyschen Sahara. — *Willdenowia*, VII/1, S. 169-181, 2 Abb. Berlin (A)
- SCHULZ, E. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen pleistozäner und holozäner Sedimente des Tibesti-Gebirges (S-Sahara). — In: *Palaeoecology of Africa and of the Surrounding Islands and Antarctica*, Vol. VII, ed. E. M. van Zinderen Bakker, S. 14-16, A. A. Balkema, Kapstadt. (A)
- SCHULZ, E. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen quartärer Sedimente aus dem Tibesti-Gebirge. — *FU Pressedienst Wissenschaft*, Nr. 5/74, S. 59-69, 8 Abb. Berlin. (A)
- SCHULZ, E. (1976): Aktueller Pollenniederschlag in der zentralen Sahara und Interpretationsmöglichkeiten quartärer Pollenspektren. — In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): *Palaeoecology of Africa* 9, 8-14, 1 Tab., 2 Abb. (A)
- STOCK, P. (1972): Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentralsahara, T Chad. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 14. Berlin. (Mo)
- STOCK, P.; PÜHLMANN, G. (1969): Ofouni 1 : 50 000. Geologisch-morphologische Luftbildinterpretation. Selbstverlag G. Pöhlmann, Berlin.
- STRUNK-LICHTENBERG, G.; B. GABRIEL und M. OKRUSCH (1973): Vorgeschichtliche Keramik aus dem Tibesti (Sahara). II. Der technologische Entwicklungsstand. — *Berichte der Deutschen Keramischen Gesellschaft*, Bd. 50, Heft 9, S. 294-299, 6 Abb. Bad Honnef. (A)
- TETZLAFF, G. (1974): Der Wärmehaushalt in der zentralen Sahara. — *Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der TU Hannover*, Nr. 13, 113 p., 15 Tab., 23 Abb. (Mo)
- VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 5, S. 51-65, 6 Tabellen, 3 Abb. Berlin. (A)
- ZURBUCHEN, M.; MESSERLI, B. und INDERMÜHLE, D. (1972): Emi Koussi — eine Topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara. *Hochgebirgsforschung — High Mountain Research*, Heft 2, S. 161-179. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)

*Unveröffentlichte Arbeiten:*

- BÜTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin. Berlin.
- BRIEM, E. (1971): Beobachtungen zur Talgenese im westlichen Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript.
- BRUSCHEK, G. (1969): Die rezenten vulkanischen Erscheinungen in Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad, 27 S. und Abb. (Les Phénomènes volcaniques récentes à Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad.) Ohne Abb. Manuskript. Berlin/Fort Lamy.
- BRUSCHEK, G. (1970): Geologisch-vulkanologische Untersuchungen im Bereich des Tarso Voon im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara). Diplom-Arbeit an der FU Berlin. 189 S., zahlr. Abb. Berlin.
- BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin. Berlin.
- ERGENZINGER, P. (1971): Das südliche Vorland des Tibesti. Beiträge zur Geomorphologie der südlichen zentralen Sahara. Habilitationsschrift an der FU Berlin vom 28. 2. 1971. Manuskript 173 S., zahlr. Abb., Diagramme, 1 Karte (4 Blätter). Berlin.
- GABRIEL, B. (1970): Die Terrassen des Enneri Dirennao. Beiträge zur Geschichte eines Trockentales im Tibesti-Gebirge. Diplom-Arbeit am II. Geogr. Inst. d. FU Berlin. 93 S. Berlin.
- GRUNERT, J. (1970): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen. — Eine Auswertung eigener Feldarbeiten im Tibesti-Gebirge. Hausarbeit im Rahmen der 1. (wiss.) Staatsprüfung für das Amt des Studienrats. Manuskript am II. Geogr. Institut der FU Berlin (127 S., Anlage: eine Kartierung im Maßstab 1 : 25 000).
- HABERLAND, W. (1970): Vorkommen von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten sowie einige Kleinformen der Verwitterung entlang eines Profils von Misratah (an der libyschen Küste) nach Kanaya (am Nordrand des Erg de Bilma). Diplom-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript, 60 S.
- HECKENDORFF, W. D. (1969): Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Labor der Freien Universität Berlin, 217 S. Berlin.
- INDERMÜHLE, D. (1969): Mikroklimatologische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arb. am Geogr. Institut d. Universität Bern.
- JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche auf der Grundlage von Luftbildern und Geländestudien im Schieferbereich des Tibesti-Gebirges. Dipl.-Arbeit am Lehrstuhl f. Kartographie d. FU Berlin. Manuskript, 38 S.
- SCHULZ, E. (1973): Zur quartären Vegetationsgeschichte der zentralen Sahara unter Berücksichtigung eigener pollenanalytischer Untersuchungen aus dem Tibesti-Gebirge. — Hausarbeit für die 1. (wiss.) Staatsprüfung, FB 23 der FU Berlin, 141 S. Berlin.
- TETZLAFF, M. (1968): Messungen solarer Strahlung und Helligkeit in Berlin und in Bardai (Tibesti). Dipl.-Arbeit am Institut f. Meteorologie d. FU Berlin.
- VILLINGER, H. (1966): Der Aufriß der Landschaften im hochariden Raum. — Probleme, Methoden und Ergebnisse der Hangforschung, dargelegt aufgrund von Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geom. Labor der Freien Universität Berlin.

*Arbeiten, in denen Untersuchungen aus der Forschungsstation Bardai in größerem Umfang verwandt worden sind:*

- GEYH, M. A. und D. JÄKEL (1974): Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zugänglicher  $^{14}\text{C}$ -Daten. — Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Bd. 18, S. 82-98, 6 Fig., 3 Photos, 2 Tab. Stuttgart—Berlin. (A)
- HELMCKE, D.; F. K. LIST und N. W. ROLAND (1974): Geologische Auswertung von Luftaufnahmen und Satellitenbildern des Tibesti (Zentral-Sahara, Tschad). — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 125 (im Druck). Hannover. (A)
- JUNGMANN, H. und J. WITTE (1968): Magensäureuntersuchungen bei Tropenreisenden. — Medizinische Klinik, 63. Jg., Nr. 5, S. 173-175, 1 Abb. München u. a. (A)
- KALLENBACH, H. (1972): Petrographie ausgewählter quartärer Lockersedimente und eisenreicher Krusten der libyschen Sahara. Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 93-112. Berlin. (A)
- KLAER, W. (1970): Formen der Granitverwitterung im ganzjährig ariden Gebiet der östlichen Sahara (Tibesti). Tübinger Geogr. Stud., Bd. 34 (Wilhelmy-Festschr.), S. 71-78. Tübingen. (A)
- KLITZSCH, E.; SONNTAG, C.; WEISTROFFER, K.; EL SHAZLY, E. M. (1976): Grundwasser der Zentralsahara: Fossile Vorräte. Geol. Rundschau, 65, 1, pp. 264-287, Stuttgart. (A)
- LIST, F. K.; D. HELMCKE und N. W. ROLAND (1973): Identification of different lithological and structural units, comparison with aerial photography and ground investigations, Tibesti Mountains, Chad. — S R No. 349, NASA Report I-01, July 1973. (A)
- LIST, F. K.; D. HELMCKE und N. W. ROLAND (1974): Vergleich der geologischen Information aus Satelliten- und Luftbildern sowie Geländeuntersuchungen im Tibesti-Gebirge (Tschad). — Bildmessung und Luftbildwesen, Bd. 142, Heft 4, S. 116-122. Karlsruhe. (A)
- PACHUR, H. J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 4, 35 S. Berlin.
- REESE, D. (1972): Zur Petrographie vulkanischer Gesteine des Tibesti-Massivs (Sahara). Dipl.-Arbeit am Geol.-Mineral. Inst. d. Univ. Köln, 143 S.
- SCHINDLER, P.; MESSERLI, B. (1972): Das Wasser der Tibesti-Region. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 143-152. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- SIEGENTHALER, U.; SCHOTTERER, U.; OESCHGER, H. und MESSERLI, B. (1972): Tritiummessungen an Wasserproben aus der Tibesti-Region. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 153-159. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- SONNTAG, C. (1976): Grundwasserdatierung aus der Sahara nach  $^{14}\text{C}$  und Tritium.
- TETZLAFF, G. (1974): Der Wärmehaushalt in der zentralen Sahara. — Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der TH Hannover, Nr. 13, 113 S., 23 Abb., 15 Tab. Hannover. (Mo)
- VERSTAPPEN, H. Th.; VAN ZUIDAM, R. A. (1970): Orbital Photography and the Geosciences — a geomorphological example from the Central Sahara. Geoforum 2, p. 33-47, 8 Fig. (A)
- WINIGER, M. (1972): Die Bewölkungsverhältnisse der zentral-saharischen Gebirge aus Wetter-satellitenbildern. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 87-120. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- WITTE, J. (1970): Untersuchungen zur Tropenakklimatisation (Orthostatische Kreislaufregulation, Wasserhaushalt und Magensäureproduktion in den trocken-heißen Tropen). Med. Diss., Hamburg 1970. Bönecke-Druck, Clausthal-Zellerfeld, 52 S. (Mo)
- ZIEGERT, H. (1969): Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturreihefolge in der zentralen Sahara. Mit 34 Abb., 121 Taf. und 6 Karten, 164 S. Steiner, Wiesbaden.



# Legende zur Geomorphologischen Übersichtskarte des Miskygebietes im südlichen Vorland des Tibesti

## Topographische Grundlagen:

Minute photographique Dressée à la Direction des Mines et de la Géologie de l'A.E.F. Echelle 1:200 000 Feuilles Oudougoué NE 33-XXIV (1957) Brazzaville. Fond topographique au 1:200 000 (Type région désertique) République du Tchad Feuilles: NE 33-XVIII (1964) NE 33-XII (1964) Brazzaville. Luftbilder im Maßstab von etwa 1:40 000 aus den Serien NE 33-XXIV, NE 33-XVIII, NE 33-XII des Institut Géographique National, Paris.

## 1. Tektonische und strukturelle Formenanalyse

### 1.1 Tektonische Formen

#### 1.1.1 Endogen-kinetische Oberflächenformen

Bruchlinien mit überwiegen der Vertikalverstellung  
Bruchlinien mit überwiegen der Horizontalverstellung

#### 1.1.2 Endogen-magmatische Oberflächenformen

### 1.2 Strukturelle Formen

Strukturgebundene Hänge, "Zackenberge"  
Schichtflächen

### 1.3 Tektonisch-strukturelle Formen

Schichtkamm-Schichtrippe  
Schichtkämme als Folge von Wölbung (Sattelstruktur)  
Schichtkämme als Folge von Muldung (Muldenstruktur)

## 2. Skulpturale Formenanalyse

### 2.1 Limmisch-mariner Formenbereich

Kliff  
Strandwall  
Schorre  
Deltafront  
Beckenablagerungen

### 2.2 Äolischer Formenbereich

Windhöcker im anstehenden Gestein  
Windhöckerfeld in fluvialen Sedimenten  
Windhöckerfeld in lakustrinen Sedimenten  
Deflationswanne  
Treibsanddecken, Sandschilde und Sandströme  
Sandrücken  
Barchan, fossiler Barchan  
Barchanette  
Barchanfeld  
Fossile Parabeldüne

### 2.3 Fluviale Formenbereiche

Wände und Haldenhänge

### 2.3.1 Wüstenschluchtenbereich

Schluchten, Kerbtal, Kerbschichtal und Schwemmfächer  
Endpfanne, Sebka

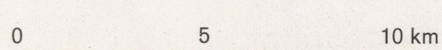
### 2.3.2 Spülfächenbereich

Spülfäche (Spülmulde, Spülschneise) u. Spülsokkel  
Spülfäche ohne Verwitterungsdecke  
Patinierete Spülfäche ohne Verwitterungsdecke  
Spülfäche mit Latosoldecke  
Spülfäche mit Lateritdecke  
Spülfäche mit Kieseldecke  
Grundhöckerfläche  
Inselberg  
Sandige Talsohle

### 2.3.3 Pedimentbereich

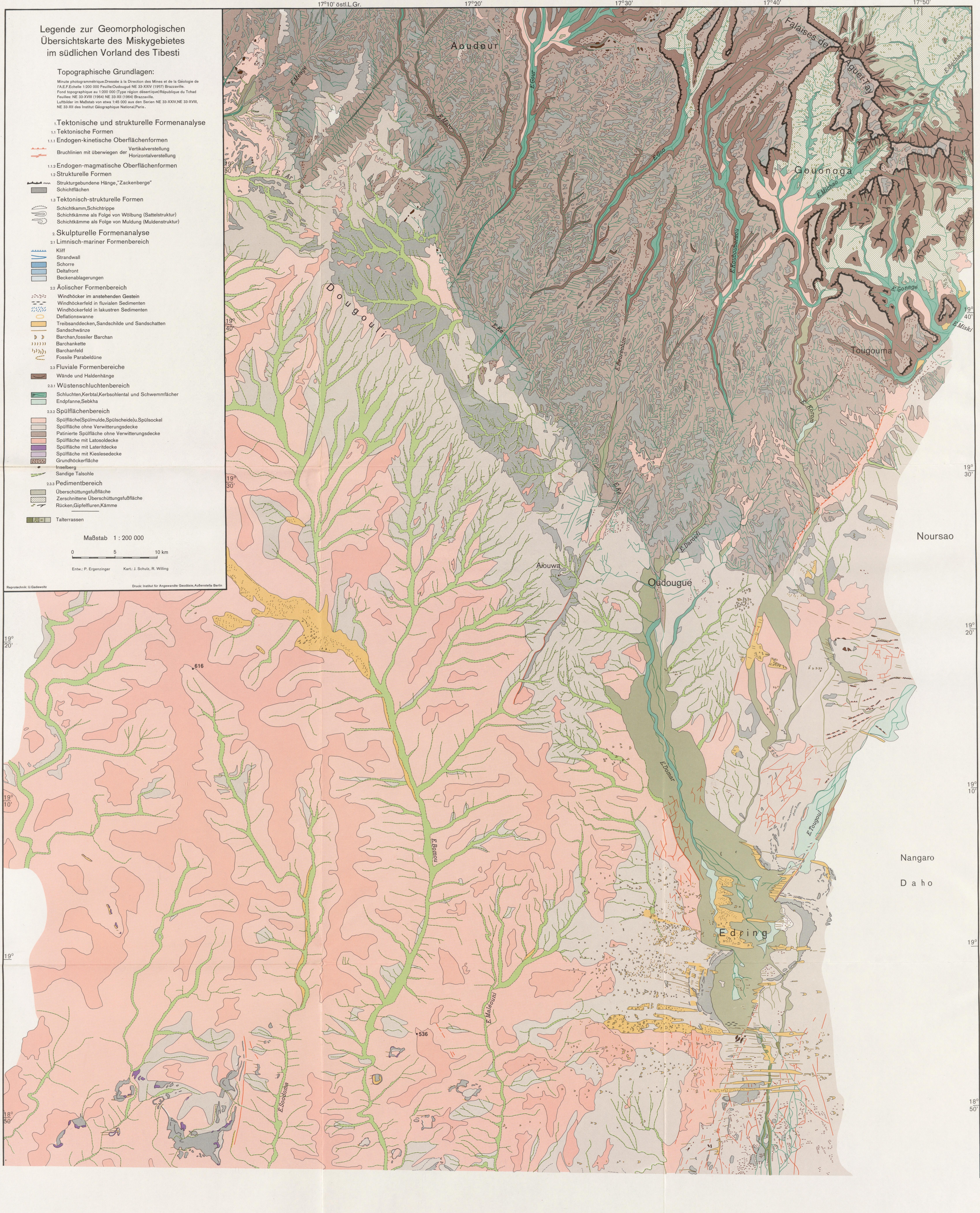
Überschüttungsfußfläche  
Zerschnittene Überschüttungsfußfläche  
Rücken, Gipffluren, Kämme  
Talterrassen

Maßstab 1 : 200 000



Entw.: P. Ergenzinger Kart.: J. Schulz, R. Willing

Reprotechnik: U. Gadowitz Druck: Institut für Angewandte Geodäsie, Außenstelle Berlin







Maahoo

E. Arkouma

E. Kolorhan

Aitchouo

Falaise

Angamma

Yayo

Kichi

Kichi

Andebia

Yangaro

Siniga

18° 40'

18° 30'

18° 20'

18° 10'

18°

17° 50'

17° 40'

18° 40'

18° 30'

18° 20'

18° 10'

18°

17° 50'

17° 40'

16° 50'

17°

17° 10'

17° 20'

17° 30'

17° 40'

17° 50'



# Berliner Geographische Abhandlungen

## *Erschienen sind:*

- Heft 12:** OBENAUF, K. Peter  
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko  
im nordwestlichen Tibesti.  
Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges.  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
(1971). 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.  
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-011-4
- Heft 13:** MOLLE, Hans-Georg  
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen  
im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge).  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
(1971). 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten.  
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-012-2
- Heft 14:** STOCK, Peter  
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges,  
Zentral-Sahara, T Chad.  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
(1972). 73 S., 47 Abb., 4 Karten.  
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-013-0
- Heft 15:** BIEWALD, Dieter  
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen  
mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe.  
(1973). 40 S., 16 Abb., 26 Seiten Figuren und Karten.  
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-015-7
- Heft 16:** Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
III. Feldarbeiten 1966/67.  
Preis: DM 45,— zuzüglich Versandkosten  
ISBN 3-88009-014-9
- Heft 17:** PACHUR, Hans-Joachim  
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara).  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
(1973). 58 S., 39 Photos, 16 Figuren und Profile, 9 Tabellen, 1 Karte.  
Preis: DM 25,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-016-5
- Heft 18:** BUSCHE, Detlef  
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung,  
untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad.  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
(1973). 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten.  
Preis: DM 40,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-017-3
- Heft 19:** ROLAND, Norbert W.  
Die 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.  
(1973). 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten.  
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-018-1
- Heft 20:** SCHULZ, Georg  
Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart  
und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen Erdatlas.  
(1974). 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.  
Preis: DM 35,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-019-X

# Berliner Geographische Abhandlungen

## *Erschienen sind:*

- Heft 21: HABERLAND, Wolfram**  
Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad).  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
71 S., 62 Abb., 24 Fig., 10 Tab. (1975).  
Preis: DM 50,— zuzüglich Versandkosten  
ISBN 3-88009-020-3
- Heft 22: GRUNERT, Jörg**  
Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rép. du Tchad).  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
(1975), 96 S., 3 Tabellen, 6 Figuren, 58 Profile, 41 Abbildungen, 2 Karten.  
Preis: DM 35,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-021-1
- Heft 23: ERGENZINGER, Peter Jürgen**  
Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad — Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1 : 200 000.  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
(1978), 60 S., 6 Tabellen, 24 Figuren, 24 Photos, 2 Karten.  
Preis: DM 40,— zuzüglich Versandkosten  
ISBN 3-88009-022-X
- Heft 24: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.**  
IV. Feldarbeiten 1967/68, 1969/70, 1974.  
Reese, D. & Okrusch, M. & Kaiser, K.; Roland, N. W.; Briem, E.; Jäkel, D. & Dronia, H.  
24 Fig., 79 Abb., 12 Tab., 2 Karten (1976).  
Preis: DM 30,— zuzüglich Versandkosten  
ISBN 3-88009-023-8
- Heft 26: BRIEM, Elmar**  
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.  
38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagr., 2 Karten (1977).  
Preis: DM 25,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-025-4
- Heft 27: GABRIEL, Baldur**  
Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara.  
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.  
9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten (1977).  
Preis: DM 35,— zuzüglich Versandkosten.  
ISBN 3-88009-026-2