

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

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

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 26

Elmar Briem

Beiträge zur Genese
und Morphodynamik des ariden
Formenschatzes unter besonderer
Berücksichtigung des Problems der
Flächenbildung

(aufgezeigt am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen zentralen Sahara)

Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

(38 Abbildungen, 23 Figuren, 8 Tabellen, 155 Diagramme, 2 Karten)

1977

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-025-4

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

Elmar Briem

Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes
unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung
(aufgezeigt am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen zentralen Sahara)

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

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

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 26

Elmar Briem

Beiträge zur Genese
und Morphodynamik des ariden
Formenschatzes unter besonderer
Berücksichtigung des Problems der
Flächenbildung

(aufgezeigt am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen zentralen Sahara)

Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

(38 Abbildungen, 23 Figuren, 8 Tabellen, 155 Diagramme, 2 Karten)

1977

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-025-4

Inhalt

1.	Einführung	9
1.1	Das Arbeitsgebiet	9
2.	Die geologische Situation	10
2.1	Die tektonischen Grundlagen	12
2.2	Die Gesteinsverhältnisse der Hauptarbeitsgebiete	12
3.	Die Formen und ihr relatives Alter	13
3.1	Die älteren Reliefeinheiten	13
3.2	Die quartären Formenkomplexe	14
	a) die Fußflächen	
	b) die Täler	
	c) die Hänge	
	d) die Serirflächen	
3.3	Zusammenfassung der Ergebnisse	22
4.	Das Klima	25
4.1	Die Wirkung der Niederschläge	27
5.	Die Sandschwemmebenen: Definition, Verbreitung	29
5.1	Die Befunde: Die Sandschwemmebene von Bardai	30
5.2	Die Genese der Formen im Becken von Bardai	34
5.3	Die Sandschwemmebenen am Dougué und auf der Flugplatzebene	36
5.4	Die Sandschwemmebenen in Südlibyen	39
6.	Zusammenfassung und Deutung der wichtigsten Befunde	42
7.	Das Material: Bearbeitung und Methoden	43
7.1	Das Ausgangsmaterial	44
7.2	Das transportierte Grob- oder Lockermaterial	46
7.3	Die Feinmaterialanreicherungsschicht	47
7.4	Das äolische Material	48
7.5	Das fossile Material	50
7.5.1	Der Schuttkörper	50
7.5.2	Das Oberterrassenmaterial	50
7.5.3	Die dunkelbraunen Böden	53
8.	Vergleiche der Korngrößen der Materialien	54
8.1	Ausgangsmaterial und Sedimente der Sandschwemmebene	54
8.2	Vergleiche der Sedimente auf der Sandschwemmebene	54
9.	Die Berechnungsversuche und ihre Ergebnisse	57
9.1	Die Berechnung der herausragenden Teile der Ebene und ihre Folgen	58
9.2	Die Berechnung der flächenbedeckenden Sedimente	58
9.3	Die Bodentemperaturen bei trockenem und beregnetem Material	61
9.4	Dauer und Tiefe der Durchfeuchtung der Sedimente	65
9.5	Die Tonmineralanalysen	65
10.	Die Korngrößenverteilung in den Sedimenten der Sandschwemmebenen in Südlibyen	68
11.	Die flächenbildenden Prozesse	72
12.	Diskussion der Ergebnisse	75
13.	Zusammenfassung	83
	Résumé	84
	Summary	85
	Literaturverzeichnis	86

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand nach Geländeuntersuchungen in der zentralen Sahara (Station Bardai/Rep. T Chad 1971 und Südlibyen 1972) und den nachfolgenden Laboruntersuchungen in den Jahren 1972 bis 1973.

Besonderen Dank schulde ich den Professoren Dr. H. HAGEDORN und Dr. J. HÖVERMANN, die die Geländeaufenthalte ermöglichten.

Ferner habe ich nicht minder Herrn Professor Dr. A. WIRTHMANN und Herrn Professor Dr. H. HAGEDORN für die Annahme und die Korrektur der Arbeit und Herrn Professor Dr. D. JÄKEL für die Aufnahme der Dissertation in die Reihe der Berliner Geographischen Abhandlungen zu danken.

Nicht zuletzt möchte ich mich für die großartige Hilfe bei der Herstellung der Karten, Profile und Diagramme bei den Herren Kartographen Ing. grad. P. OELMANN (Karlsruhe) und Ing. grad. J. SCHULZ (Berlin) bedanken.



Topographisch-morphologische Übersichtskarte des Tibesti-Gebirges

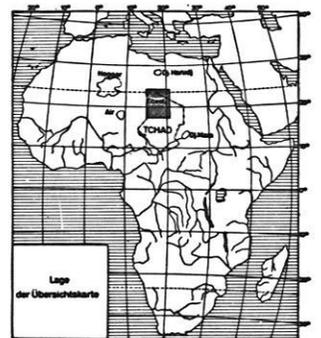


Grundlage: Carte de l'Afrique 1956, Paris 1958.
 Blatt: N° 23 Oubéid
 N° 24 Toussaint
 N° 25 Boko
 N° 26 Lagoua
 Geom. Karte der Sahel Tibesti
 1:100.000, H.P. Fischer

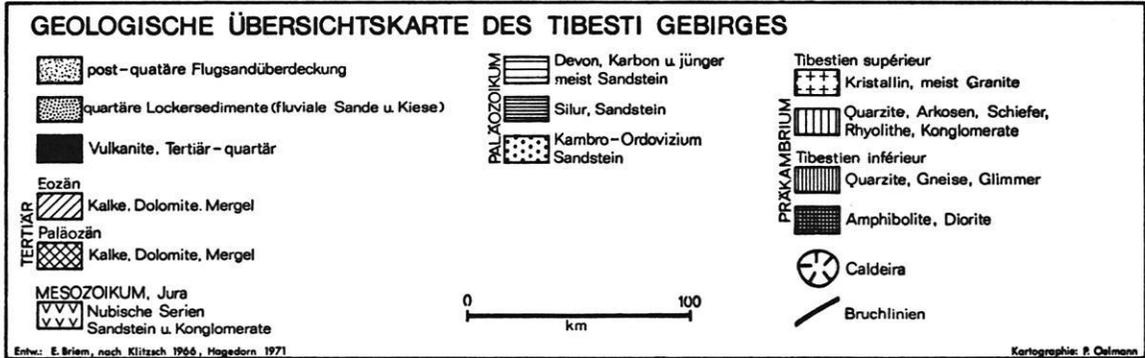
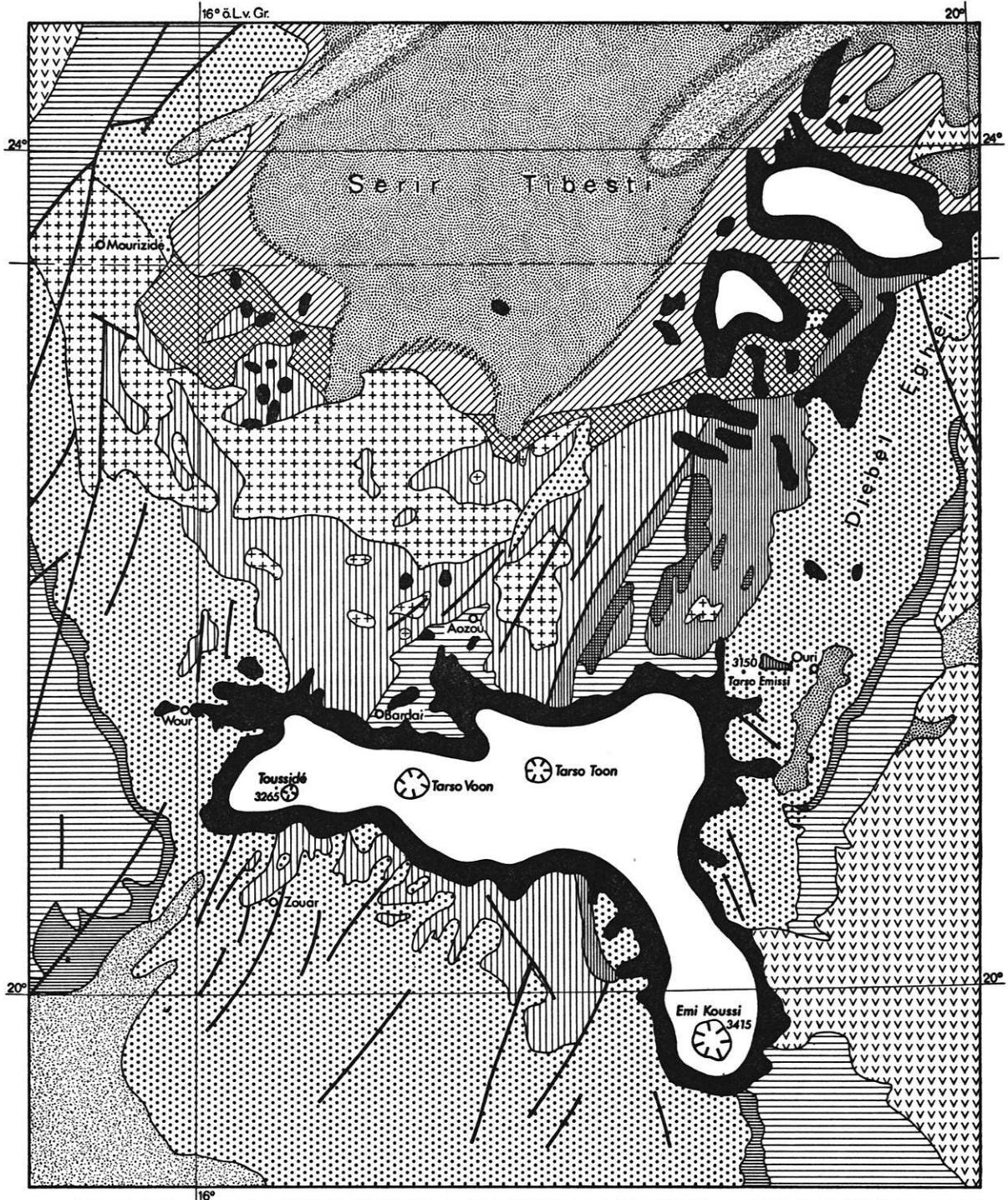
Entw.: D. Meier Zeichn.: J. Böhler

Legende:

- Höhen- u. Formlinien
- Geländestufen
- Windhückerrelief
- Plateau
- Täler
- Endorheie
- fluviale Aufschüttungsebene
- Barchanfelder
- Längsdünenfelder
- Sternhöckerdünenfelder
- Oasen, Wasserstellen
- Expeditionstrasse
- Arbeitsgebiet



Karte 1



1. Einführung

Der innersaharische Raum wird durch die unendliche Weite seiner Flächen beherrscht. Die Erforschung dieser menschenfeindlichen Räume wurde erst durch die Motorisierung ermöglicht. Genauere Kenntnisse lieferte die Erdölexploration der letzten zwanzig Jahre, die das noch unbekannte Gelände im großen Stil durch Luftbildaufnahme und geologische Prospektion erdwissenschaftlich erforschte.

Morphologisch beherrschen zwei unterschiedliche Flachformen den Raum: Die Flächen der Hamada überziehen mit dunkel patinierten Gesteinsbruchstücken die nahezu unpassierbaren, höheren Stockwerke des Geländes, während die leicht befahrbare Serir die jeweils tiefer gelegenen Flächen bildet.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Genese und der rezenten Morphodynamik solcher Flächen am Beispiel der Sandschwemmebenen, die aus Gründen zahlreicher Ähnlichkeiten zum Formtyp der Serir zu rechnen sind.

Der Text gibt die Ergebnisse von Geländestudien wieder, die bei einem viermonatigen Aufenthalt (1971) an der Forschungsstation Bardai (Rep. Tschad) der Freien Universität Berlin und auf einer Südlibyen-Expedition im Frühjahr 1972 gewonnen wurden. Die notwendigen Probenanalysen sowie deren Auswertung wurden zum größten Teil am Geomorphologischen Laboratorium der Freien Universität Berlin durchgeführt.

Fragen der Genese der Flächen wurden durch intensive Geländebeobachtungen und durch das Studium der vorliegenden Literatur zu beantworten versucht. Eine Klärung der morphodynamischen Vorgänge, die unter den heutigen Bedingungen flächenbildend bzw. erhaltend wirksam werden, war erst durch Berechnungsversuche auf den Sandschwemmebenen und die Analyse des Probenmaterials möglich.

Der Formtyp „Sandschwemmebene“ wurde als Untersuchungsobjekt deswegen ausgewählt, weil er sich wegen seiner Beziehungen zu Altflächen, Terrassensystemen und zu den Hängen besonders gut zur Bearbeitung sowohl flächengenetischer als auch morphodynamischer Fragen eignet.

Hier geht es also nicht so sehr um die Diskussion theoretischer Fragestellungen, sondern mehr um die Beschreibung und Deutung von Feldbefunden. Bei der Fülle des schon vorliegenden Materials zu Fragen der ariden Morphodynamik empfiehlt sich eine sinnvolle Beschränkung. Intention der Arbeit war die Darstellung der Ergebnisse eigener Geländebeobachtungen und Laboruntersuchungen. Im Sinne der Zielsetzung der Arbeit werden daher Informationen, die zum allgemeinen Verständnis des Raumes notwendig sind, in möglichst knapper Form summarisch zusammengefaßt und dort, wo es die Fragestellung verlangt, vorangestellt. Die wichtigsten Ergebnisse, die aus der Literatur vorliegen, werden mit den eigenen Befunden verglichen.

Die Durchführung der Untersuchungen verlief dreistufig: zunächst wurden alle erreichbaren Fakten zusammengetragen, die geologische, klimatologische und morphologisch-genetische Fragen des Raumes beantworten. In einem zweiten Schritt wurde die zu bearbeitende Form „Sandschwemmebene“ in den bekannten Rahmen eingeordnet und Daten zu ihrer Charakteristik durch intensive Untersuchungen im Gelände gesammelt. Dabei wurden vor allem die Fragen der räumlichen Verbreitung, der Genese, des Materialaufbaus und die Beziehungen dieser Flachform zum Umland bearbeitet.

In einem dritten Schritt wurde versucht, die Fragen des aktiv-morphodynamischen Prozeßgefüges zu beantworten. Zu diesem Zweck wurden Berechnungsversuche durchgeführt, die die natürlichen Niederschlagsverhältnisse und ihre morphologischen Folgen nachahmen sollten. Versuchsobjekte waren die Sandschwemmebenen in der Nähe der Station Bardai. Die entsprechenden Proben wurden im Laboratorium ausgewertet und interpretiert.

Der Aufbau der Arbeit resultiert aus der Reihenfolge der Arbeitsvorgänge: zunächst werden die wichtigsten geologischen, klimatologischen und morphologisch-genetischen Fakten aufgeführt. In einem ersten Hauptteil wird die Form Sandschwemmebene beschrieben, in den bekannten Rahmen eingeordnet und die Verbreitung, die Genese und die Beziehungen dieser Form zum Umland dargestellt. Der zweite Hauptabschnitt widmet sich der Erklärung der Form durch Aufzeichnen der Ergebnisse der Versuche und der Bearbeitung der Materialproben. Zum Abschluß werden die Ergebnisse der Arbeit mit den Angaben und Ansichten in der Literatur verglichen.

1.1 Das Arbeitsgebiet (s. Karte 1)

Das Arbeitsgebiet umfaßt einen Teil der südöstlichen Zentralsahara, die der Verfasser in drei mehrmonatigen Geländeaufenthalten (Station Bardai und Südlibyen-Expedition) bereisen konnte. Im Zentrum liegt das Tibesti-Gebirge, das aus den Flächen, die es umgibt, von etwa 600 m bis auf Höhen von über 3000 m (Emi Koussi 3415 m) aufragt. Abgesehen von stichprobenartigen Aufnahmen entlang der in der Karte eingezeichneten Route wurden vor allem Sandschwemmebenen im nördlichen Gebirgsbereich bei Bardai (21° 20' N, 17° E) in der Höhenregion um 1000 m und im Djebel Eghei (22-23° N und 18-19° E) bei Höhen um 600 bis 800 m untersucht. Weiterhin wurden Beobachtungen zur Hang- und Flächenformung entlang der Route Djebel Soda, Sebha, Tmessa, Wau el Kebir, Wau en Namus und auf der Strecke Sebha-Ubari durchgeführt, also im nördlichen Teil der zentralen Sahara, der auf dem Kartenblatt nicht mehr aufgezeichnet ist.

Aus dem südlibyschen Raum liegen die Ergebnisse ausgedehnter Forschungsreisen, unter anderem von MECKELEIN (1959), KANTER (1963) und FÜRST (1965/66) und aus dem Bereich des Tibesti-Gebirges die umfassende Arbeit von HAGEDORN (1971) vor, um nur auf die wichtigsten Werke der neueren deutschsprachigen Literatur hinzuweisen. Durch die Einrichtung der Forschungsstation Bardai

(1964) durch HOVERMANN und HAGEDORN war es zahlreichen Forschern, vor allem auch Studenten der Erdwissenschaften möglich, in diesem schwer zugänglichen Raum zu arbeiten. Daher liegt unterdessen eine Fülle neuer Ergebnisse vor, die in ganz entscheidendem Maße dazu beigetragen haben, diesen noch wenig erforschten Teil der Sahara nicht nur morphologisch bekannt zu machen (s. Lit.-Verz.).

2. Die geologische Situation

(siehe Karte 2 und Fig. 1)

Im Folgenden wird der geologische Aufbau des Tibesti-Gebirges und seiner Umgebung auf der Grundlage der Arbeiten von WACRENIER (1958), VINCENT (1963) und KLITZSCH (1965, 1966 a, 1970) beschrieben. Die geologische Übersichtskarte wurde auf der Grundlage dieser Veröffentlichung zusammengestellt.

Das Tibesti ist das östliche der beiden zentralsaharischen Gebirge; es liegt etwa innerhalb der Koordinaten 15° 30' und 20° E, sowie 19° und 24° N. Es umfaßt etwa eine Fläche von 100 000 km². Das Gebirge wird im Norden von der Serir Tibesti, im Osten vom Kufra-Becken, im Süden vom T Chad- und im Westen vom Djado- oder Murzuk-Becken begrenzt. Im NE (Jebel Eghei, Tibesti-Syrte-Schwelle) und NW (Tibesti-Tripoli-Schwelle) sowie im SE (Unianga-Ennedi) bilden Schwellenregionen die Ausläufer des Tibesti und grenzen die Becken voneinander ab.

Im wesentlichen sind im Gebirgsbereich drei Phasen der Entwicklung seit dem Präkambrium gegeben:

- das Basement wird von gefalteten, präkambrischen, metamorphen Gesteinen gebildet;
- diese werden überlagert von ungefalteten, paläozoischen Deckschichten;
- tertiär-quartäre Vulkanite bauen das eigentliche Hochgebirge auf (alle Höhen über 1500 m).

Das Grundgebirge steht vor allem im Norden des Tibestis flächendeckend an, während es im Süden nur in vereinzelt Fenstern an die Oberfläche gelangt. Es handelt sich um zwei durch deutliche Diskordanz getrennte Serien, dem Tibestien inférieure und dem Tibestien supérieure.

Das Tibestien inférieure setzt sich aus wechsellagernden Schiefen, Gneisen und Quarziten zusammen, die von Kalkalkali-Graniten und Dioriten durchsetzt sind. Das Tibestien supérieure besteht hauptsächlich aus weit enger gefalteten Schiefen, aber auch Sandsteinen und Arkosen, die im Kontaktbereich zu synorogenen und posttektonischen Granitplutonen metamorphisiert anstehen. Die Schichten streichen 20° über E und stehen fast saiger, was sich morphologisch in dem teilweise badlandartigen Charakter dieser Regionen bemerkbar macht (z. B. NW Bardai). Durch eine auf weite Strecken aufgeschlossene Diskordanz zu den

nächstjüngeren Serien kann eine flachwellige Rumpffläche rekonstruiert werden, die das Basement vor der Ablagerung der folgenden Deckschichten überzogen haben muß. Das Grundgebirge ist schon präkambrisch durch eine kräftige Abtragungsphase mit Flächenbildung eingerumpft worden.

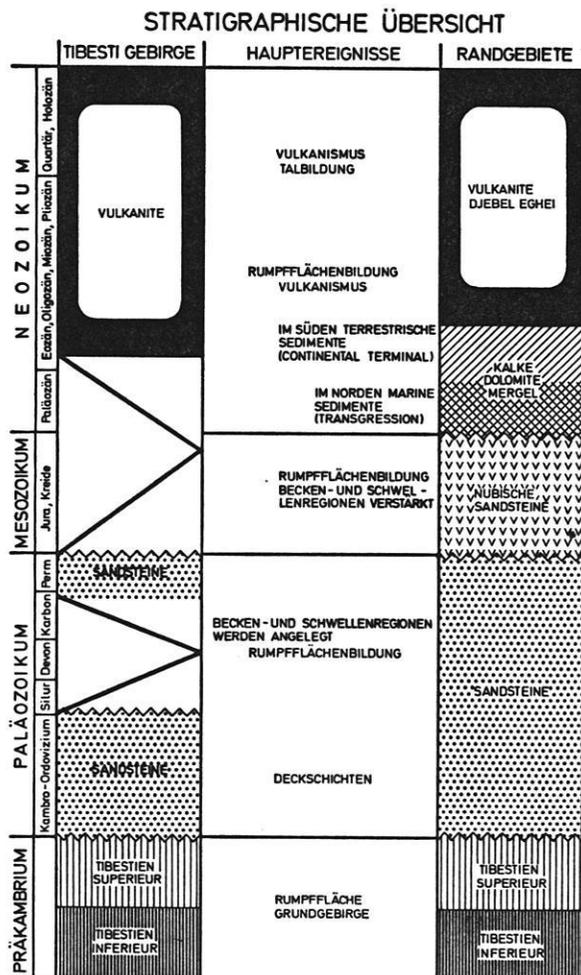


Fig. 1 Stratigraphische Übersicht für das Tibesti-Gebirge und seine Randgebiete

ins Kambro-Ordovizium gestellt werden, jedenfalls nicht ins Mesozoikum, wie es der Auffassung WACRENIERs (1958) und VINCENTs (1963) entspricht.

Die Form Sandschwemmebene ist, wie auf den Luftbildern aus dem Tibesti schon nachgewiesen werden kann, nicht an das Vorkommen von Sandsteinen gebunden, sie tritt ebenso in Schiefer- und Granitregionen auf. Da im Tibesti-Gebirge die Arbeitsmöglichkeiten durch bürgerkriegsähnliche Zustände beschränkt waren, wurde die Untersuchung dieser Typform im Schiefer- und Granitbereich des Djebel Eghei auf einer Südlibyen-Expedition (1972) weiter verfolgt.

Die Granite und Schiefer des Djebel Eghei liegen im zentralen Schwellenbereich aufgeschlossen. Es handelt sich um grobkristalline, alkalische Granite, die in Form weitgespannter Plutone im Schiefermantel stecken. Die Granite sind, wie im Tibesti, tiefgründig vergrust und bilden dort, wo sie ausbeissen, runde, wollsackartige Formen.

Die Schiefer stehen fast saiger, mit eng gefalteten Schichten an. Diese zerblättern in kleine Plättchen selektiv der Härte nach. Die ausbeissenden Schieferücken werden in sich durch kleinste Schichtrippen gegliedert. Es wird eine Art Plättchengrus durch die Verwitterung bereitgestellt, der, sobald er in den Transportmechanismus eingegliedert wird, schnell zu schluffigem Feinmaterial zerrieben wird.

Sandstein, Schiefer und Granit unterliegen eindeutig vergrusender Verwitterung: aktive Schuttproduktion im Sinne von Bereitstellung grober, scharfkantiger Ge-

steinsbruchstücke kann nur sehr selten, z. B. bei echten Kernsprüngen beobachtet werden. Es ist anzunehmen, daß die rezenten Verwitterungsvorgänge (vor allem die Wirkung angereicherter Salze in Verbindung mit der Taufeuchte) den Gruscharakter des zerfallenden Anstehenden hervorruft. Andererseits kann ein nicht genau faßbarer Anteil des bereitgestellten Feinmaterials auf fossile Verwitterungseinflüsse zurückgeführt werden, wie das Vorhandensein zahlreicher, tiefgründiger Verwitterungsreste, z. T. auch Böden über dem Anstehenden beweist (u. a. Kap. 5.1 und 7.5.3).

Der Basalt nimmt dagegen eine Sonderstellung ein. Abgesehen von der Insulationsverwitterung, der nach meinen Beobachtungen keine besondere Bedeutung zukommen ist, verwittert der Basalt nicht in dem Sinne, daß seine Gemengeteile selektiv herausgearbeitet werden, er zerfällt vielmehr in einen feinen Detritus in situ, entlang seiner Klüftung, d. h. da es sich im Djebel Eghei um eine schalig verwitternde Basaltvarietät handelt, wollsackartig. Das Verwitterungsprodukt des Basaltes hat homogene Korngrößen im Feinmaterialbereich, meist Schluffe.

Da in reinen Basaltgebieten keine Sandschwemmebenen aufgefunden werden konnten, mag hier eine echte Petrovarianz im Sinne BÜDELs vorliegen; d. h. Sandschwemmebenen entwickeln sich auf Gesteinen grobkristalliner und schieferiger Natur, sowie auf körnigen Sedimentgesteinen, wie Sandsteinen, aber nicht auf Gesteinen homogener, mikrokristalliner Struktur.

3. Die Formen und ihr relatives Alter

Die Formenvielfalt des Tibesti-Gebirges ist überwältigend. Die Differenzierung der Formen, ihre Gliederung in Strukturformen und klimabedingte fossile, sowie rezente Formenkomplexe stellt die Morphologen vor zahlreiche Aufgaben, denen sich die Mitarbeiter der Forschungsstation Bardai in besonderem Maße gewidmet haben. Es liegen daher eine Reihe morphologischer Arbeiten vor, neben solchen prähistorischer, klimatologischer, geologischer und botanischer Fragestellung, deren Ergebnisse als notwendige Voraussetzung für ein besseres Verständnis der Morphologie dieses Raumes hier zusammengefaßt und chronologisch geordnet, vorgestellt werden sollen. Die Ausführungen berücksichtigen vor allem aber auch eigene Beobachtungen, die zu den einzelnen Formenkomplexen und ihrer Genese gemacht werden konnten.

Die durch die geologischen Verhältnisse bestimmten Großseinheiten des strukturellen Reliefs sind im vorangestellten Kapitel schon behandelt worden. Dabei ergaben sich die Möglichkeiten einer relativen Datierung der Formen durch den tertiär-quartären Vulkanismus. Eine zeitlich und klimatisch genauere Gliederung ergibt sich im Jungquartär und Holozän durch

die Einordnung von Terrassen, Faunen und Florenbestimmungen, sowie einer Reihe von 14-C-Datierungen.

3.1 Die älteren Reliefseinheiten

Wie schon weiter oben erwähnt, kann über dem alpinotyp gefalteten Grundgebirge eine subkambrische Rumpfläche unter den diskordant überlagernden, kambro-ordovizischen Sandsteinen nachgewiesen werden.

HAGEDORN (1971) und ERGENZINGER (1968) beschreiben im nördlichen, südlichen und westlichen Randbereich des Tibestis ausgedehnte Flächen jüngeren Alters, die das paläozoisch-mesozoische Deckgebirge und das Grundgebirge kappen. Die Flächen senken sich vom Gebirgsrand bei etwa 700 m in die Becken- und Ausräumzonen stetig ab, wo sie unter meist quartären Sedimenten untertauchen. Sie greifen dabei unterschiedslos über die Verwerfungslinien hinweg. Es sind Rumpflächen des sudanesischen Typs, die in Gebirgsnähe, so vor allem im Westen, von steiflankigen Inselbergen (mit rel. Höhen von über 500 m) überragt werden.

konnten von mir auf mehreren Nord-Süddurchquerungen der östlichen Sahara bestätigt werden (s. a. ERGENZINGER, 1972).

Es sind zwei Hangtypen als Reliktformen anzusprechen: im Norden z. B. in der Höhenregion (über 700 m) des Djebel Soda, der konkav-konvexe Hang, der weiter südlich nicht mehr anzutreffen ist, obwohl z. T. annähernd gleiche petrographische Voraussetzungen gegeben sind. Im Süden ist in der gleichen Höhenlage (Djebel ben Gnema) der konkave Hang mit weiter Schuttschleppung und scharfer Oberkante in Verbindung mit den Schichtstufen anzutreffen, den ich vor allem um Sebha in niedrigerem Niveau (300 m) und im Djebel Eghei untersuchen konnte. Beide Hangformen haben ein durchschnittliches Gefälle von 12 bis 20°. Die konvex-konkaven Hänge zeigen im Anschnitt ein Blockschuttmaterial, das in einer hellen, lehmigen, fest verbackenen Matrix, die nur wenige bis zu kiesgroße Bestandteile aufweist, schwimmt. Die Oberfläche zeigt das Bild einer typischen Hamada mit dunkel patiniertem Steinpflaster und eckigen Blöcken, die zur Hälfte aus dem Untergrund aufragen, während sie mit der anderen, aber gut gerundeten Hälfte in der lehmigen Matrix stecken. Es waren durch den Straßenbau Anschnitte von über 1,50 m freigelegt, aber auch ein tieferes Anschürfen brachte keine Veränderung des Materials zum Vorschein (s. Abb. 3 und MECKELEIN, 1959, S. 94 ff.).

Die konkaven Hänge zeigen an der Oberfläche ein ähnliches Bild: sie sind dunkel patiniert und tragen eine Steinpflasterdecke, jedoch fehlen die herausragenden Blöcke. Im Anschnitt ist meist ein mächtiges Paket dachziegelartig angeordneter Schuttplatten und -plättchen aufgeschlossen, das weniger Feinmaterial enthält als das Material der konvex-konkaven Hänge und im Gegensatz zu diesen nicht verbacken ist.

Beide Hangformen sind heute bis zur Auflösung überformt; sie werden durch Zerschneidung und Feinmaterialentzug (s. u.) so versteilt, daß ein durchschnittliches Gefälle von 25 bis 30° entstanden ist, eine Entwicklungstendenz, die in allen Stadien vom noch intakten Hang bis zur Randfurchenbildung und Auflösung der Hänge in situ beobachtet werden kann. Dabei ist generell eine Abnahme des Zerstörungsgrades mit der Höhe von unten nach oben festzustellen; je höher im Gebirge aufgestiegen wird, umso intakter sind die Hänge erhalten.

Je nach Materialinhalt sieht die Form der Zerstörung anders aus; wollsackartig gelagerte Blöcke rutschen durch den Feinmaterialentzug zusammen, so daß keine scharfen Einschnitte entstehen, sondern der sanft geschwungene Charakter des Geländes erhalten bleibt. Die konkaven Hänge sind scharfkantig zerschnitten, meist durch Kerbrinnen. Der Feinmaterialentzug kann bei beiden Hangformen gut durch die Grobschutt- bzw. Blockanreicherung nachgewiesen werden. Dabei wird das Feinmaterial durch Spülung von den noch erhaltenen Teilen der Althänge abgeführt, sehr gut sichtbar an der hohlen Lagerung (s. Fig. 2) des Grobmaterials

an den Flanken der Einschnitte, deren frische Gesteinsfarbe und an den hellen Kiesen und Sanden, die in den Kerbrinnen hangabwärts transportiert werden. Es fehlt im Bereich der Rinnen auch das die Althänge konservierende Steinpflaster.

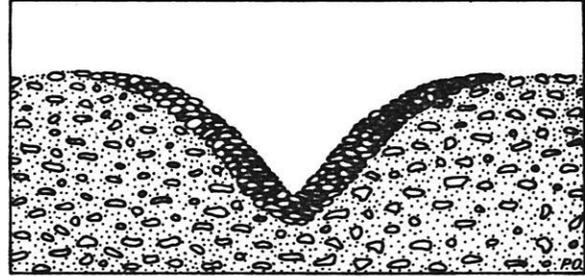


Fig. 2 Kerbe im Hangschutt

PACHUR (1970) hat die Hangformung im Tibesti untersucht und kommt zu ähnlichen Ergebnissen (ebenso ERGENZINGER, 1972). Er berichtet von der Schutthangzerrung und der damit verbundenen Verteilung des Geländes in den Höhen über 800 m, während unterhalb dieser Grenze die Hänge nacktfelsig ohne Schuttschleppung unmittelbar aus den Flächen aufsteigen, oft mit senkrechten Wänden. Oberhalb 1900 m ist die Zerschneidung der Schutthänge nur noch eine Ausnahme, es erfolgt flächenhafte Bodenversetzung, wie HOVERMANN (1967) schreibt, der nicht nur aus Gründen dieses Befundes periglaziale Formungsvorgänge in der Höhenregion des Tibesti vermutet.

PACHUR (1970, S. 51) formuliert seine Beobachtungsergebnisse so: „Aus der Zunahme der Hangschuttmächtigkeit mit dem Anstieg des Gebirges und der dazu umgekehrt verlaufenden Zahl der Hangrungen pro Flächeneinheit läßt sich ableiten, daß mit dem Anstieg des Gebirges die Verwitterungsbedingungen bei feuchteren klimatischen Verhältnissen länger andauerten, so daß die Schuttdecke mächtiger wurde als im Vorland und daß mit zunehmender Aridität die Fußzone des Gebirges früher in den Bereich der ariden Hangzerrung gelangte als die höher gelegenen Gebiete.“

Diese Befunde können durch eigene Beobachtungen nur bestätigt werden: Die gleichen Formungsprozesse wie im Tibesti-Gebirge treten 1000 km nördlich schon in Höhen um 300 m auf: z. B. sind um Sebha herum, wo heute extrem aride Klimawerte gemessen werden (s. u. Diagr. Kap. 4.0), mächtige fossile Schutthänge entwickelt, die durch die rezente Zerrung allenthalben aufgezehrt werden (s. Abb. 8, 13, 14, Anhang). Daraus folgt, daß im Norden feuchtere Bedingungen länger andauerten und wahrscheinlich auch ausgeprägter waren als im Süden, wo Schutthänge erst ab 700 m Höhe auftreten.

Die Fossilität der Hänge läßt sich auch aus der Einstellung der Schuttschleppen auf die Terrassen nachweisen: Sie verzahnen sich zum Talweg hin mit den jeweiligen Terrassenschottern, wie ERGENZINGER (1972) anschaulich zeigen konnte. Es gibt mehrere

300 m). Die erhöhten Niederschläge im Norden können daher nicht, wie im Tibesti, als orographisch bedingte Vorkommnisse angesprochen werden, sondern sind auf ein allgemein größeres Feuchteangebot zurückzuführen. Noch weiter nördlich ist in der Höhenregion der konvex-konkave Hang entwickelt, ein weiteres Zeichen für die Herabdrückung der vertikalen Höhenstufung der Formungsprozesse in den feuchteren Vorzeiten.

Der Zustand der Krusten- und Patinabildung lieferte weitere Indizien zur Klärung des Wechsels von feuchteren und ariden Klimaeinflüssen (HABERLAND, 1975). Rezente Krustenbildung konnte von mir nicht beobachtet werden. Dazu ist offenbar mehr Feuchtigkeit notwendig. Die Krusten sind zerstört und liegen meist als besonders verwitterungsresistente Schuttreste in loser Streu auf dem Anstehenden. An feuchten Stellen kann Patinabildung in Form hauchdünner Beschichtung der Felsen beobachtet werden. Krusten müssen daher als fossil angesprochen werden, die dunkle, fast schwarze Patinierung weiter Flächen dagegen als subrezent.

Die Serire stellen aus dem Tertiär ererbte Rumpfflächenformen dar, die im Quartär durch fluviatile Überschüttung in den Pluvialzeiten und äolisch-aquatischer¹² Überformung in den Interpluvialzeiten auf-

gebaut wurden. Mit der Austrocknung ist eine Wanderung der überformenden Kräfte vom Zentrum zur Peripherie festzustellen. Die Eluvialserir, der Flächentyp, der die weiten Ebenen des zentralen Bereichs bildet, ist eine Reliktform und heute als morphodynamisch inaktiv anzusehen. Die Alluvialserir dagegen erstreckt sich im Saumbereich der Flächen stufen- und gebirgsrandparallel: sie wird unter den heutigen Bedingungen weitergebildet und stellt daher den morphodynamisch noch aktiven Teil der großen Rumpffläche dar.

Zum Abschluß sei in Fig. 4 der Versuch unternommen, Akkumulations- und Erosionsphasen, sowie Nord- und Südpluviale mit einer Kurve des „in etwa“ Feuchtigkeitsgrades zu kombinieren. Am oberen Rand sind die Ereignisse in Europa zum Vergleich notiert, wie sie FRENZEL (1967) zusammengefaßt hat. Wenn auch die größte Vorsicht bei der Interpretation der Ereignisse geboten ist, so treten doch zwei Übereinstimmungen klar hervor: das Nordpluvial ist verknüpfbar mit den letzten Vorstößen des Eises, das Südpluvial mit dem Klimaoptimum, der Zeit, die Europa die relativ wärmsten Temperaturen gebracht hat.

¹² unter „aquatisch“ soll ganz allgemein eine Formung durch das fließende Wasser verstanden werden.

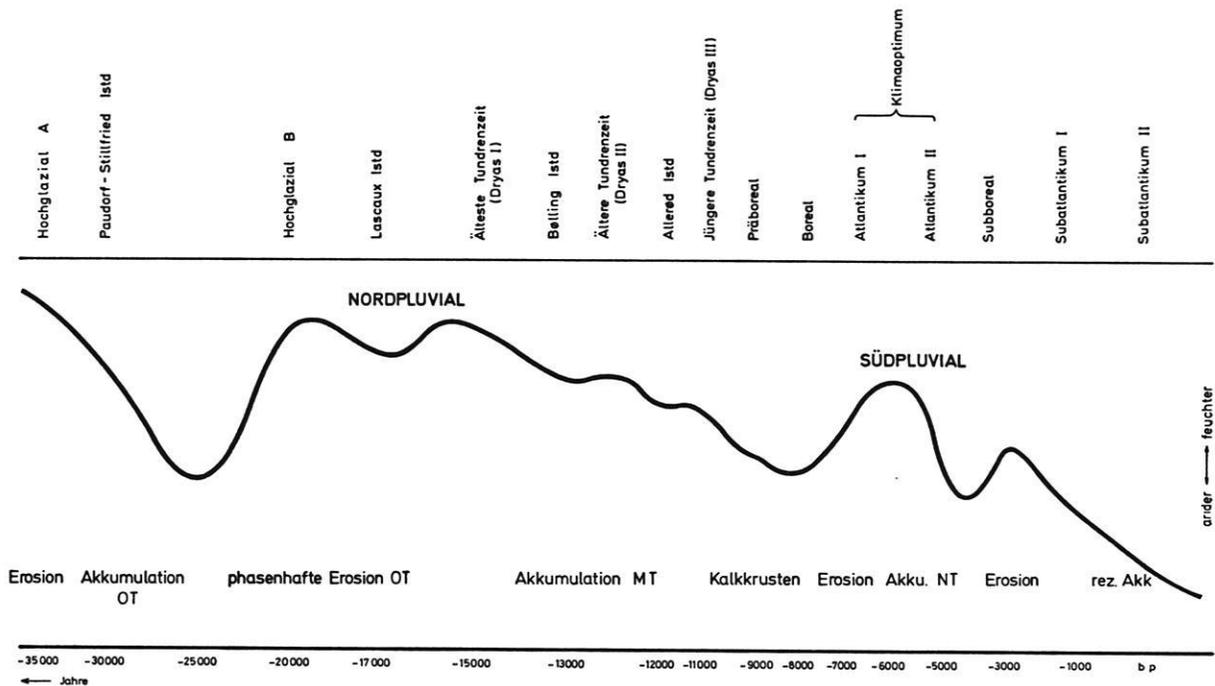


Fig. 4 Die Entwicklung von Erosion und Akkumulation im Tibesti im Jungpleistozän im Vergleich mit der nordeuropäischen Eiszeitgliederung

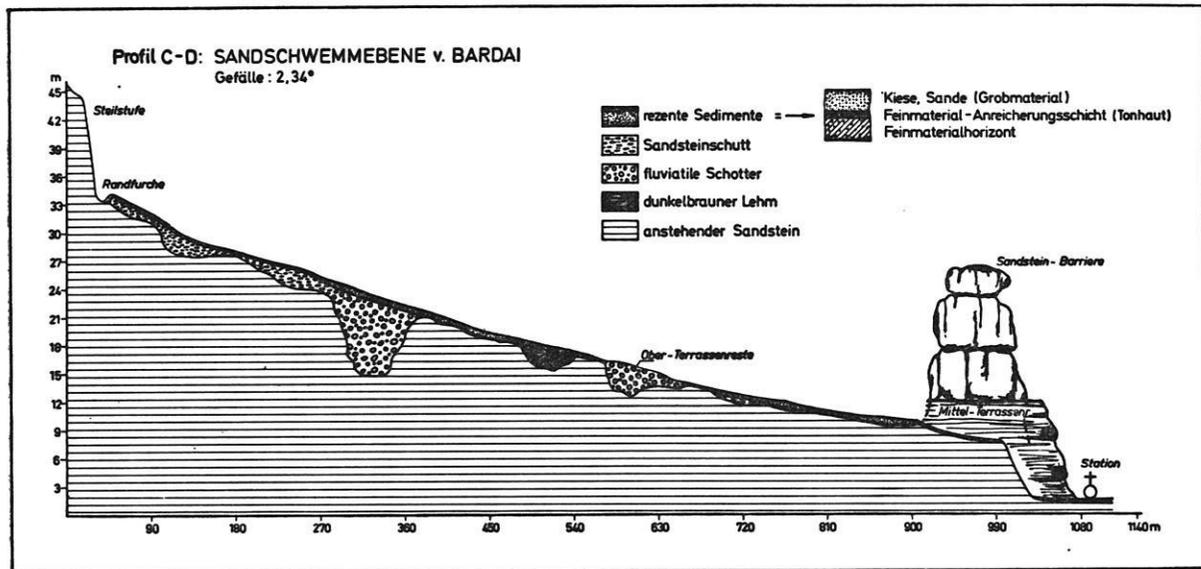


Fig. 5 Sandschwemmebene von Bardai

deckung der Fläche aus und das teilweise weich vergruste Anstehende bildet die Oberfläche. Nur wenige grobe Schuttstücke liegen vereinzelt auf dem mürben Anstehenden; sie stammen von herabstürzenden Blöcken, deren Abrisfnischen in den Wänden noch gut erkennbar sind oder sie sind Reste fossiler, besonders verwitterungsresistenter Eisen-Mangankrusten, deren dunkle Gesteinsbruchstücke immer wieder im hellen Sandschwemmebenenmaterial auffallen. Im Gegensatz zum betonharten, patinierten Anstehenden zerfallen die herabgestürzten Blöcke meist schon bei leichtem Anschlagen mit dem Hammer; oft sind die Bruchstücke so mürbe, daß man sie mit der Hand zerdrücken kann. Bei fortgeschrittener Entwicklung zerfließt das Material an Ort und Stelle, eine Anhäufung von Grus markiert die Stelle, an der der Block niedergegangen ist.

Abgesehen von der zerschmetternden Kraft des Aufschlags kann diese relativ große Verwitterungsintensität in Hangknicknähe noch durch eine andere Beobachtung belegt werden: Der Hangknick wird durch eine „Verwitterungshohlkehle“ übersteilt; die chemische Verwitterung greift die ersten Meter Wand durch Abrufen des Sandsteins, oft in Form der Wabenverwitterung, an, so daß z. T. die Felsritzungen der Neolithiker zerstört werden (Abb. 18).

Auch hier zeigt sich wieder, daß die Steilhänge nicht zurückverlegt werden, sondern daß sie ortsfest bleiben, sobald sie Wandcharakter erreicht haben. Sie werden lediglich von oben her langsam durch das Herausbrechen lockerer Blöcke überformt, die Steilheit bleibt bis zur Auflösung erhalten (s. Abb. 17).

Vor der Sandsteinsteilstufe ist ein Saum von etwa 100 m Breite mit leicht bewegter Oberfläche entwickelt, deren Hohlformen von netzartig angelegten „Mulden-

tälchen“, teils auch „Kastentälchen“ und deren Vollformen von langgestreckten, stromlinienartig geformten, ganz flachen Rücken gebildet werden. In den Tälchen ist lockeres Grobmaterial angereichert (Kiese, Sande), während die Rücken weitgehend aus leicht verbackenem Feinmaterial aufgebaut sind, in dem Kiese und Sande eingebettet liegen. Oft finden sich über dem Grobmaterial in den Tälchen Anwehungen von Flugsand. Auf dem Rücken haben sich winzige Flugsandfahnen im Lee von Sandsteinkrustenstückchen und größeren Kiesen angesammelt, die aus dem Feinmaterial herausragen.

Die Kiese und Sande sind hellgelb und das Feinmaterial hellgrau gefärbt, während die Flugsande eine rötliche Tönung aufweisen. Die feste Feinmaterialdecke zieht sich unter der lockeren Grobmaterialfüllung der Tälchen zu den jeweils benachbarten Rücken hin durch (s. Fig. 6).

Dieser noch deutlich vom fließenden Wasser überformte Flächenteil wird weiter abwärts durch eine ebene Oberfläche ersetzt. Die Fläche ist einheitlich mit Grobmaterial bedeckt, wie es sich in den oben beschriebenen Tälchen befindet¹⁴. Kiese, Grobsande, Krustenreste und wenig Feinmaterial liegen locker gemischt über einem verbackenen Feinmaterialhorizont.

Das Lockermaterial wird zur unteren Begrenzung der Sandschwemmebene hin in Streifen zusammengefaßt und kappt mit gleichmäßigem Gefälle stromlinienförmige Ausbisse des Anstehenden, sowie Oberterrassenreste, die, stark verwittert, den Sandstein überlagern.

¹⁴ Hier ist bezeichnenderweise das Sportfeld des Militärs angelegt worden.

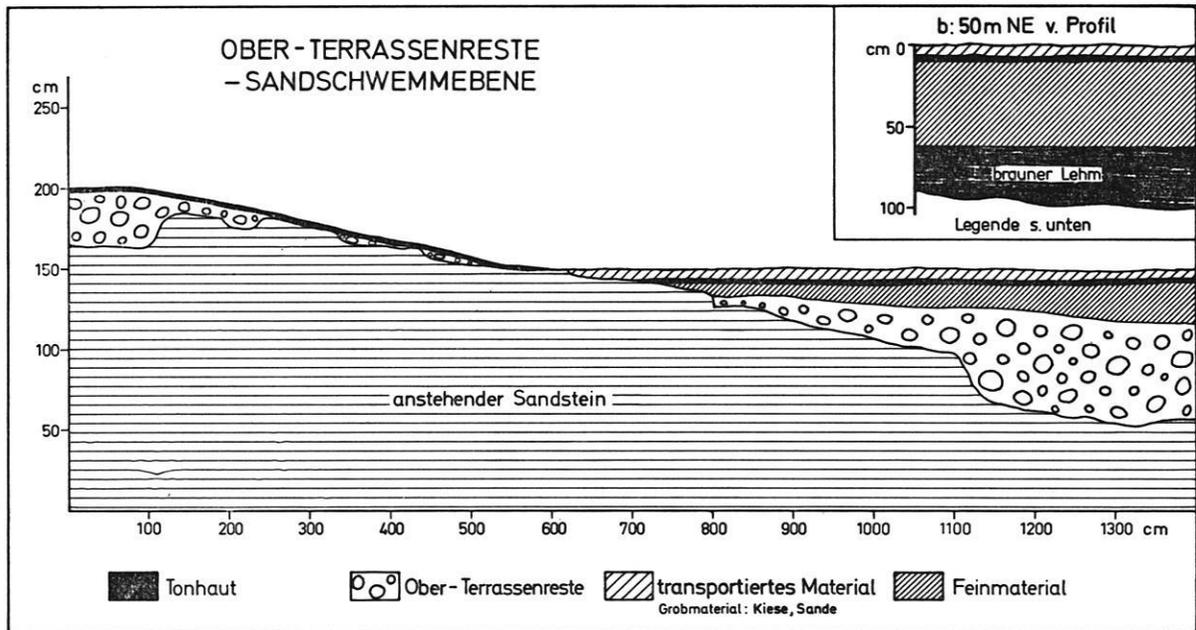


Fig. 6 Sandschwemmebene von Bardai

Die Sandschwemmebene stößt an der südlichen Umrahmung in mehreren Buchten gegen eine Schwelle von Sandsteinen vor, die ein einheitliches Niveau aufweist.

Dieser Schwelle sitzen mit zunehmender Höhe nach Osten zu einzelne turmartige Felsen auf, die über 50 m relative Höhe erreichen. Die Schwelle grenzt mit Steilabfall an die Hauptentwässerungsader, den Bardagué. In zahlreichen Einschnitten liegen vor der Erosion geschützt Reste der Mittelterrasse. Diese Reste verfüllen scharf eingeschnittene Kerbrinnen, die zur Sandschwemmebene überleiten. Die Kerben müssen also schon vor der Akkumulation der Mittelterrasse angelegt worden sein. Heute kleben nur noch Reste des Terrassenkörpers an den Seiten der Einkerbungen; durch Ausräumung der Terrassensedimente sind die Kerben z. T. wieder ganz freigelegt worden. Wie die frische Gesteinsfarbe des Anstehenden zeigt, werden die Kerben heute weiter erosiv überformt; in ihnen wird das Sandschwemmebenenmaterial zum Vorfluter abgeführt.

Die Fläche greift mit Dreiecken in die Schwelle ein. Am unteren spitzen Ende der Dreiecke setzen die Kerben ein. Die Schwelle wird lateralerosiv unterschritten. Dort, wo das Sandschwemmebenenmaterial in die auf die Kerben weisenden Trichter eingeführt wird, nimmt das Gefälle zu. Die Mächtigkeit der Materialbedeckung nimmt gleichzeitig ab, sie reißt langsam auf, so daß schon vor Einsetzen der Kerben oft der frische Sandstein anstehen kann.

Die Kerben sind als Stromschnellen ausgebildet, sie überwinden bei einer Länge von 50 m etwa 6 m Gefälle; sie stehen in direkter Verbindung mit dem re-

zenten Niedrigwasserbett oder sie enden im Niveau der Siedlung, das dem des Hochwasserbettes entspricht (hier als Erosionsniveau in Sedimenten der Mittelterrasse entwickelt). Das Lockermaterial von der Sandschwemmebene wird also entweder direkt dem Niedrigwasserbett oder zunächst dem Hochwasserbett des Bardagué zugeführt. Die Ebene ist daher auf das rezente Entwässerungssystem eingestellt; da sie die Sandsteinschwelle sowie das Niveau der Ober/Mittel- und der Niederterrasse kappt, muß sie jünger als diese sein.

Die Ebenen sind wie ganz flache Trichter mit zunehmendem Gefälle zum Ansatz der Kerbrinnen hin eingesenkt. In der Luftbildinterpretation (s. Abb. 15 a) sind die Einzugsgebiete der einzelnen Trichter dargestellt und die Bewegungslinien des Materials, die die Stromlinien des abfließenden Wassers nachzeichnen.

Die einzelnen Einzugsgebiete der Kerben sind durch ganz flache Spülscheiden voneinander getrennt. Die Bedeckung mit Lockermaterial setzt an den Spülscheiden aus, oft steht hier der Sandstein an. Das Anstehende kann an Ausbissen mit nahezu gleichem Niveau von der Schwelle bis zur Steilstufe hin verfolgt werden. Auf diese einheitliche Fläche über dem Anstehenden wird noch besonders in Kap. 5.1.2 eingegangen werden. Die Sandschwemmebene ist schüsselförmig in diese Fläche eingelagert, also auch jünger als deren Anlage; durch denudative Vorgänge hat sie sich flächenhaft dort einarbeiten können.

Wie oben beschrieben, ist die Sandschwemmebene in Gefällerrichtung der Formung nach gegliedert (siehe Profil 1 und 2): in unmittelbarer Nähe der Steilstufe,

schließen die Basaltdecken und das unterlagernde Eozän auf. Die Sandsteine und die Basaltdecken sind seit Ablagerung der Vulkanite in großen Teilen vor allem durch das Eingreifen der unteren Fläche, aber auch durch Talbildung aufgezehrt worden. Hier kann nachgewiesen werden, daß Flächenbildung auch noch im mittleren und jüngeren Tertiär als herrschender morphodynamischer Vorgang wirksam gewesen sein muß. Die Materialführung im Flußbett ist äußerst gering, abgesehen von den gestaffelten Endpfannensedimenten (Tonpfannen), die das jeweilige Versiegen einer Flut markieren, ist das helle Transportmaterial nur in Sandbänken, vor allem in Gleithangbereichen des Wadis zu finden. Das Wadi selbst ist seiner Anlage nach ein Erosionsbett; es liegt teilweise bis zu 1,50 m eingetieft in braunen Lehmen, die, wahrscheinlich einen fossilen Boden repräsentierend, flächen- und talbodenbildend anstehen. Diese Lehme sind polygonal strukturiert (Trockenrisse) und sehr hart verbacken, so daß

man mit dem Fahrzeug wie auf einer Rollbahn fährt. Auf den noch erhaltenen Flächen, auch an den Ufern des Wadis, liegt reiches neolithisches Fundgut in Form von Scherben, Pfeilspitzen, Straußeneiern und Knochenresten. Auch einige interessante Gräber konnten entdeckt werden. Die Dichte der Funde läßt auf eine intensive neolithische Besiedlung dieser Flächen über den Böden schließen, während dort, wo diese von Sedimenten der Sandschwemmebene überdeckt werden, kein neolithisches Material gefunden werden konnte. Dieser Befund weist auf das junge Alter der Sandschwemmebenen dieses Raumes hin.

Die neolithische Besiedlung auf den Flächen des Gebirgsraums, die nicht von Sandschwemmebenen eingenommen werden und das Vorhandensein von zahlreichen Relikten dieser Zeit (s. GABRIEL, 1972) auch auf den Serirflächen (Eluvialserir), dort ebenfalls konzentriert an den flachen Muldentälern, die diese gliedern, zeugt von der jungen Austrocknung dieses Rau-

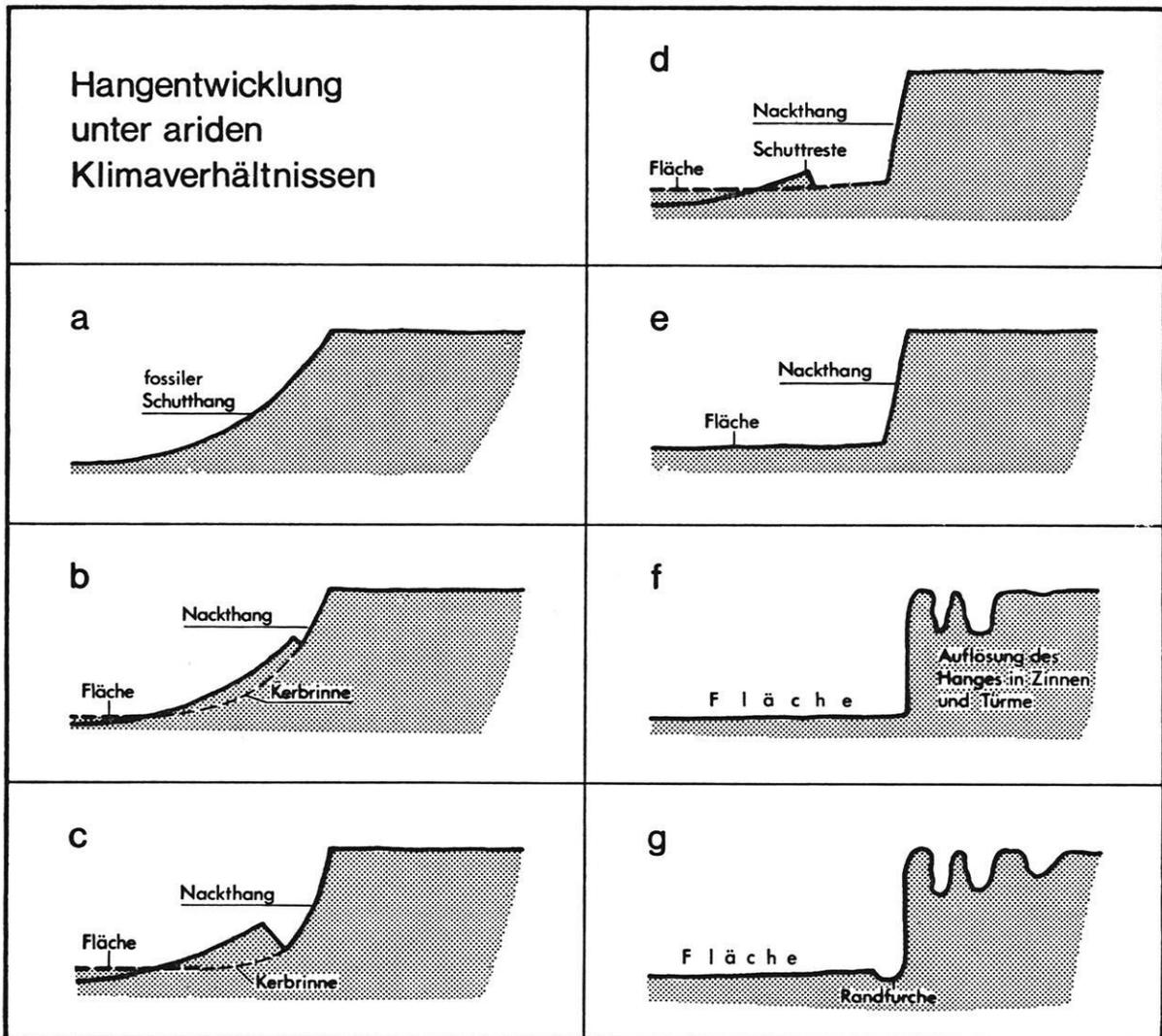


Fig. 10 Profilvereihe zur Verdeutlichung der Hangentwicklung in der östlichen Zentralsahara.

mes, den MECKELEIN (1959) als Kernraum der angebl. seit dem Tertiär persistierenden Wüste gekennzeichnet hat. Morphologische Zeichen dieser jungen Austrocknung und der damit verbundenen anderen Formgestaltung sind in der Anlage der Sandschwemmebenen und vor allem auch in der Hangformung zu finden.

Als fossile Hangform ist in den Gebirgsbereichen Südl. Libyens der konkave Stufenhang mit weiter Schutt- schleppe z. T. noch vollständig erhalten. Die sanft geschwungenen Hänge, die mit scharfer Oberkante zu den Hamadaflächen des nächst höheren Flächenniveaus überleiten, werden, wie in Kap. 3.2 c schon ausführlich beschrieben, von oben her durch Ausspülen des Feinmaterials zerstört (s. Abb. 9 ff.). Es sind alle Stadien dieser Schutthangaufzehrung zu beobachten. Da die Zerstörung von oben her gesteuert wird, wird bei nahezu ortsfestem oberem Hangknick unter dauernder Versteilung ein nacktfelsiger Steilhang herausmodelliert. Solange noch Schutt am Hang vorhanden ist, wird dieser durch Kerbrinnen zerschnitten; es entsteht zunächst ein nacktfelsiger Oberhang mit Dreiecksform, dessen Spitze zur Kerbe gerichtet ist. Die Dreiecksspitze am Hang herunter ist in stetiger Annäherung

an die horizontal von der unteren Fläche her eingreifenden Dreiecksspitze der Sandschwemmebene begriffen. Sobald die beiden Spitzen aufeinandertreffen, ist an dieser Stelle der Schutthang restlos aufgezehrt. Die am Hang abstürzenden Wässer schneiden den Schutthangrest von hinten her an und trennen ihn von der Wand im Anstehenden. So ist oft ein Rest der fossilen Schutthangschleppe isoliert aus der Fläche aufragend anzutreffen (s. Abb. 8 und 10).

Diese Schuttkörper liegen dann als Widerstand im Stromgefüge der Fläche, sie werden lateralerosiv durch umfließende Unterschneidung abgetragen. Die junge Fläche stößt mit scharfem Hangknick an den nacktfelsigen Steilhang, wie weiter oben aus Bardai schon beschrieben wurde. Die morphologische Aktivität am Hang ist evident; sie wird gesteuert von den Vorgängen auf den Flächen des höheren Niveaus. Die fossilen Schutthänge werden durch Sandschwemmebenen ersetzt; die Flächenbildung auf dem unteren Stockwerk ist die Folge der Vorgänge im Hinterland und auf den Hängen. Die Lage der Sandschwemmebenen wird dadurch geklärt. Dieser Formungsmechanismus wird durch die Profillinie (Fig. 10) veranschaulicht.

6. Zusammenfassung und Deutung der wichtigsten Befunde

Die unterschiedlich starke Zerstörung der fossilen Schutthänge konnte bei der Durchquerung Libyens beobachtet werden. Der Zerstörungsgrad nimmt mit zunehmender Höhenlage und zunehmender Breite nach Norden hin ab. Im gleichen Maße sind Sandschwemmebenen im Süden verbreiteter als im Norden. So sind weiter nördlich und in größerer Höhenlage im Djebel ben Gnema bei gleichen Voraussetzungen keine Sandschwemmebenen zu finden. Südlich Sebha konnten dagegen noch Sandschwemmebenen im Initialstadium angetroffen werden; sie liegen allerdings in der Höhenlage um 300 m, im Saumbereich der die Sandsee von Ubari südlich begrenzenden Stufe. Nördlich des 27. Breitengrades konnte die Form Sandschwemmebene nicht mehr aufgefunden werden.

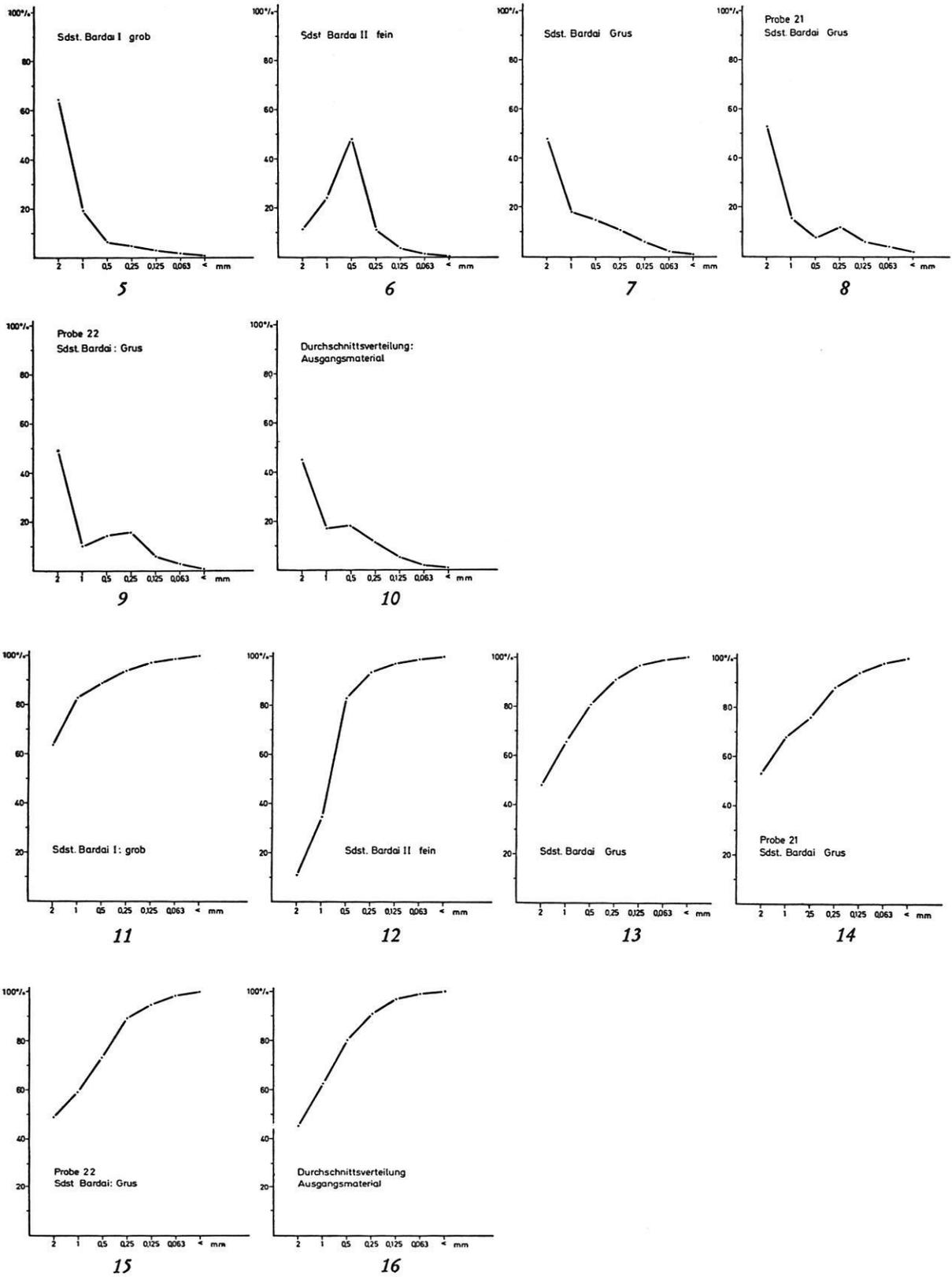
Sandschwemmebenen sind sanft geneigte Ebenheiten, die unter den rezenten, hochariden Klimabedingungen im zentralsaharischen Raum aktiv gebildet werden; es sind Flächen, die im Zusammenwirken von Wasser- und Windformung im Saumbereich höher aufragenden Geländes entstehen. Die Sandschwemmebenen zeigen einen gesetzmäßigen, charakteristischen Sedimentaufbau: gröberes bis kiesgroßes Lockermaterial liegt angereichert an der Oberfläche; mit abruptem Fazieswandel folgt eine schaubodenartige, durchschnittlich 2 cm mächtige Feinmaterialanreicherungsschicht, die Tonhaut, die zu einer unterschiedlich, jedoch meist nicht über 50 cm mächtigen, leicht verbackenen, etwas

gröbereren Feinmaterialschicht überleitet, die die Unebenheiten des Untergrundes ausgleicht.

Die Ebenheiten sind auf das rezente Entwässerungssystem eingestellt; je nach Lage des Vorfluters zum Hinterland (Nähe) sind sie bis zu 3 % geneigt. Das Grobmaterial wird, falls ein Vorfluter vorhanden ist, zu diesem abgeführt, fehlt ein solcher, so wird das Material gleichmäßig auf der Fläche verteilt. Auch bei tief eingeschnittenen Vorflutern erfolgt ein flächenhafter Transport des Grobmaterials. Bei eingeschnittenen Vorflutern wird meist flächenhaft denudativ abgetragen durch Tieferlegung der gesamten Fläche, während bei fehlendem Vorfluter das Niveau der Fläche praktisch erhalten bleibt.

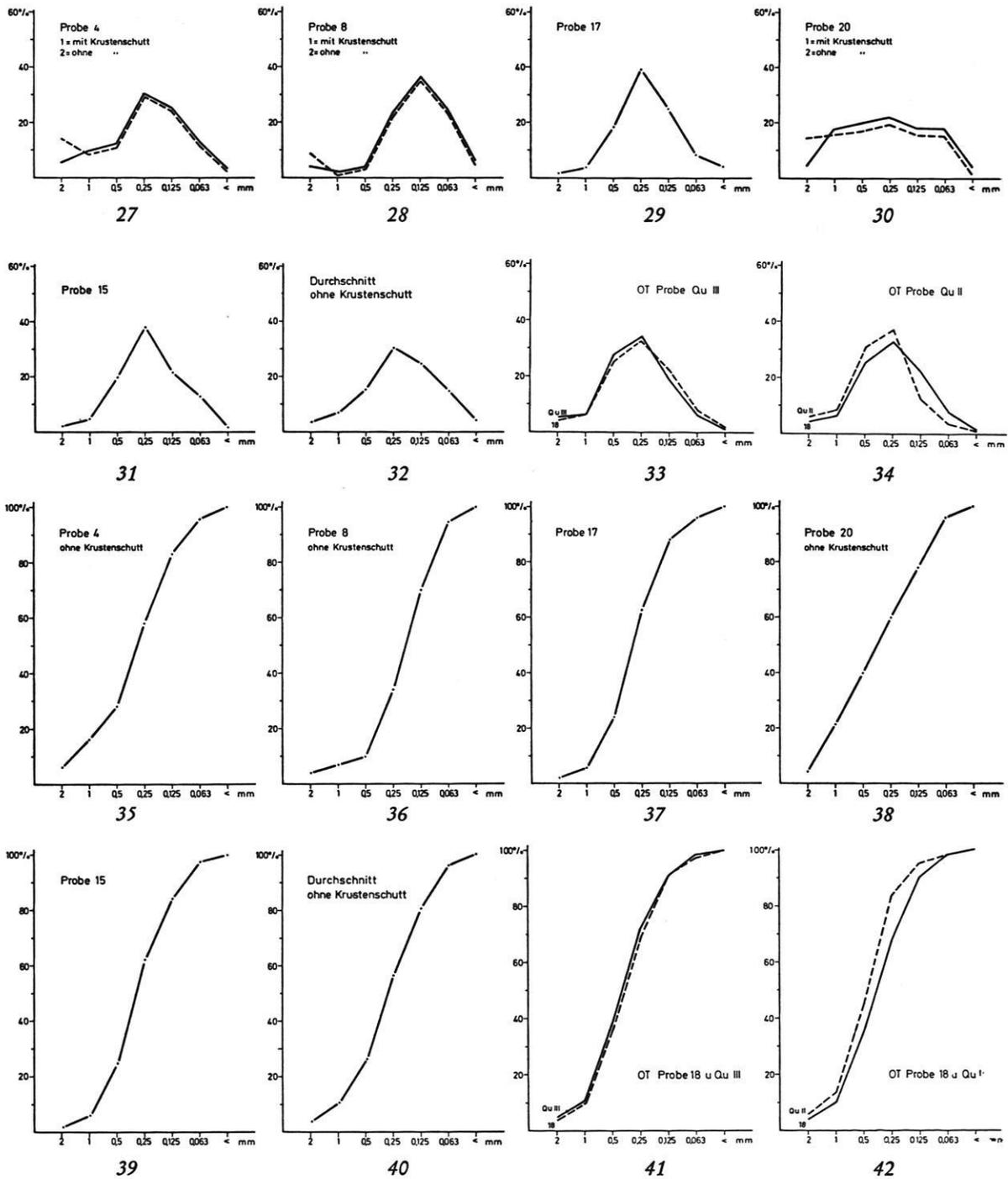
Die Sandschwemmebenen entstehen heute z. T. durch die Auflösung fossilen, wahrscheinlich jungquartären Hangschuttmaterials. Der Formungsmechanismus wird von oben her gesteuert. Die auf dem höheren Stockwerk gesammelten Wässer spülen das lockere Hangmaterial aus, so daß die Hangschuttdecken von der Hangoberkante her aufgezehrt werden. Mit zunehmender Zerstörung dehnen sich die Sandschwemmebenen auf dem unteren Stockwerk aus und ersetzen die Hangschuttschleppen und die Unterhänge durch eine Fläche. Bei vollständiger Auflösung der Schuttdecken stoßen die Sandschwemmebenen in ganzer Breite an einen scharfen unteren Hangknick, der zu einem nacktfelsigen Steilhang überleitet. Die Hänge

Ausgangsmaterial : Bardai Sandstein



Diagr. 5 bis 16 Korngrößenverteilung (5—10) und Summenkurven (11—16) im Ausgangsmaterial (Sandstein von Bardai).

Feinmaterialanreicherungsschicht :



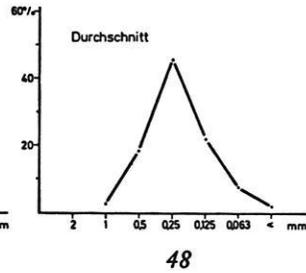
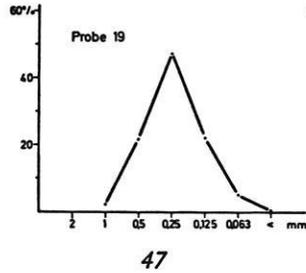
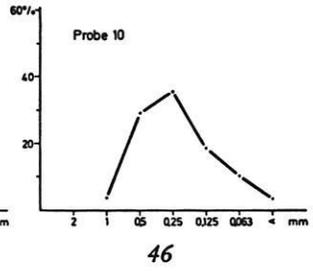
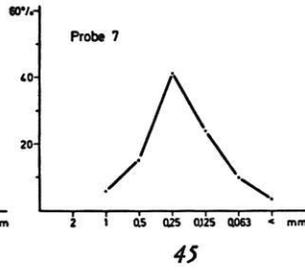
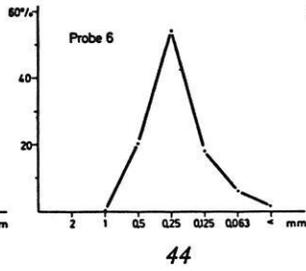
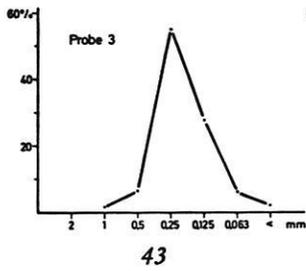
Diagr. 27 bis 42 Korngrößenverteilung und Summenkurven der Feinmaterialanreicherungsschicht.

7.4 Das äolische Material (Diagr. 43 bis 54)

Das äolische Material ist leicht an seiner rötlichen Färbung zu erkennen. Es liegt in allen Hohlformen, meist nur als dünner Schleier, teilweise aber bis zu 0,5 m Mächtigkeit zu Kleindünen angeweht im unmittelbaren Bereich der Sandsteinsteilstufe. Es beinhaltet

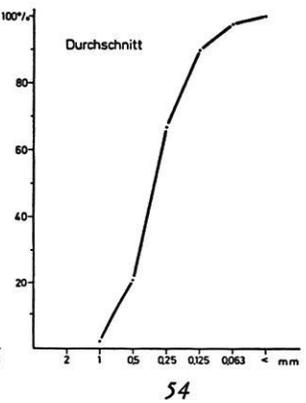
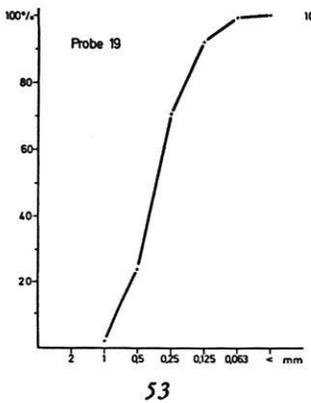
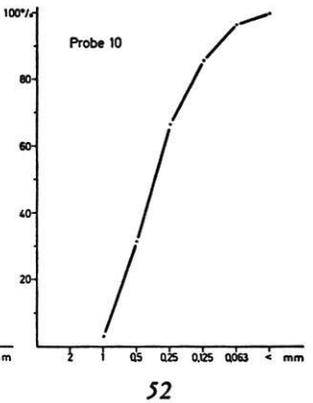
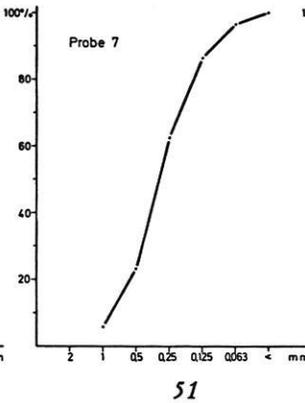
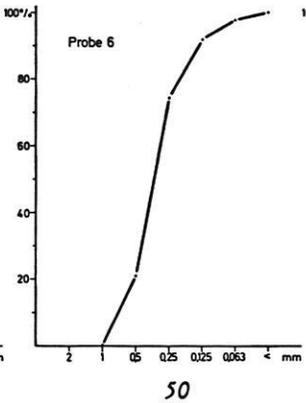
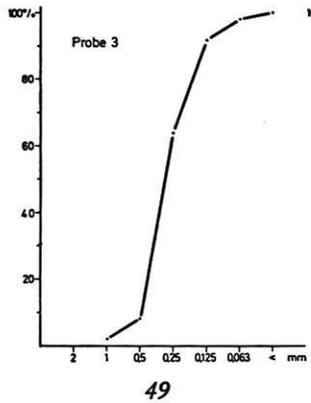
weder nennenswerte Grob- noch Feinstmaterialanteile, Körner über 2 mm Durchmesser sind in den Akkumulationen nicht zu finden; sie werden zwar am Boden bewegt, aber nicht in Dünen angeweht. Das ausgeprägte Maximum liegt beim Korngrößendurchmesser von 0,25 mm. Je nach Windexposition zeigt sich ein Zuschlag von größeren Anteilen, wie besonders

äolisches Material :



Diagr. 46 nachweist, das eine Probe beschreibt, die aus einer ausgesprochen Kornfalle in einer Windgasse des stufennahen Bereichs stammt.

Das äolische Material wird dauernd auf der Fläche bewegt; es wirkt vor allem ausgleichend, indem es die schwach eingetieften Gerinne verfüllt, aber auch durch Korrosion der aus der Ebene herausragenden flachen Rücken und Sandsteintürme. Abb. 23 (und 24) zeigt einen nur ganz flach aus der Fläche herausragenden



Oberterrassenrest, dessen Gerölle zu Windkantern geformt sind. Der häufige Sandtransport über der Fläche hat aber auch noch einen anderen Effekt, auf den weiter unten näher eingegangen wird, nämlich der Akkumulation, der Auffüllung des Grobmaterials mit äolischem Korngrößen.

Die bisher unter 7.2, 7.3 und 7.4 beschriebenen Sedimente bauen die Sandschwemmebene auf; sie sind Produkt des rezent-aktiven Formungsprozesses. Im Folgenden werden die fossilen Materialien vorgestellt; sie werden zwar durch die aktiven Vorgänge überformt und verändert, sie sind jedoch Produkte einer älteren feuchteren Zeit.

Diagr. 43 bis 54 Korngrößenverteilung und Summenkurven des äolischen Materials.

7.5 Das fossile Material

Im stufennahen Bereich sind auf der Ebene stark verwitterte Sandsteinschuttreste zu finden, die ganz auf das Niveau der Fläche eingeebnet sind. Da diese aus dem Anstehenden hervorgehen, werden sie zum besseren Vergleich vorab beschrieben.

Im mittleren Teil der Ebene liegen unter der Bedeckung durch die rezenten Sandschwemmenbenensedimente dunkelbraune Lehme, die in einer Mächtigkeit bis zu 35 cm erschürft wurden.

Am unteren Saum der Fläche beißen stromlinienförmig stark verwitterte Oberterrassenschotter aus; dieses Material verfüllt aber auch die Rinnen, die offenbar in der großen Erosionsphase prä-oberterrassenzeitlich die Fläche zerschnitten haben. Die junge Zerschneidung der Fläche durch Schluchten im Westen und Osten hat zahlreiche verfüllte Kerben aufgeschlossen (s. Abb. 27). Durch Graben wurde im unteren Teil der Fläche dieses Oberterrassenmaterial immer wieder unter den rezenten Materialien nachgewiesen (s. Fig. 5 und 6).

7.5.1 Der Schuttkörper (Diagr. 55 bis 68)

Stark verwittertes Schuttmaterial liegt überall entweder unter den eigentlichen Sandschwemmenbenensedimenten oder nur durch eine „Tonhaut“ verschleiert, im steilstufennahen Bereich. Es handelt sich um Scherben-schutt, der in seinem Aufbau noch als solcher zu erkennen ist, jedoch so stark vergrust ist, daß er bei leichter Berührung in seine Einzelteile verfällt (Abb. 38).

Der gesamte Schutt ist rot gefärbt. Diese Rotfärbung ist vor allem auf die Zersetzung von Eisenkrusten zurückzuführen, die als besonders verwitterungsresistente Schuttstücke, teilweise noch in ihren Kernen erhalten, im Detritus schwimmen. Bei der Verwitterung verteilt sich das aufgelöste Eisen wie ein Hof um den Kern, die Intensität der Rotfärbung nimmt nach außen ab.

Dieses Phänomen macht einige Aspekte der Verwitterung deutlich. Es wurde weiter oben (s. Kap. 5.1) schon auf die erhöhte Verwitterungsintensität in der Nähe der Steilstufe hingewiesen. Die auf dem nackten Anstehenden im Hinterland herabstürzenden Wässer wirken nicht nur mit erhöhter flächenspülend abtragender Kraft im stufennahen Bereich, sondern sie durchfeuchten auch in besonderem Maße die gleich vor der Stufe liegenden Lockersedimente. Diese nehmen offenbar wie ein Schwamm die Wässer auf, die dadurch eine besonders starke chemische Verwitterung in diesem Bereich hervorrufen (Wärme + CO₂haltiges Wasser). Da die Wässer am Saum der Stufe noch überschüssige Energie aufweisen, sind sie in der Lage, die schützende Tonhaut bei Abkommen immer wieder kurzfristig zu zerstören, ganz im Gegensatz zu der Fläche selbst, wo dieses Feinmaterial als Wasserstauer wirkt und nicht zerstört wird.

Während so die Wässer am Stufensaum eindringen können, ist ihnen dies auf der Fläche verwehrt. Die Folge ist nicht nur die erhöhte Verwitterungsintensität, sondern auch die Erleichterung der Abtragung in die-

sem Bereich, ein wichtiger Faktor für die Formung der Fläche, die dadurch von oben her flach gehalten werden kann. Diese Formung entspricht teilweise den Prozessen, die BÜDEL (1957) in der Beschreibung der Spülpedimente zusammenfaßt. An dieser Stelle soll jedoch nicht weiter darauf eingegangen werden, um die Diskussion der Ergebnisse nicht vorwegzunehmen.

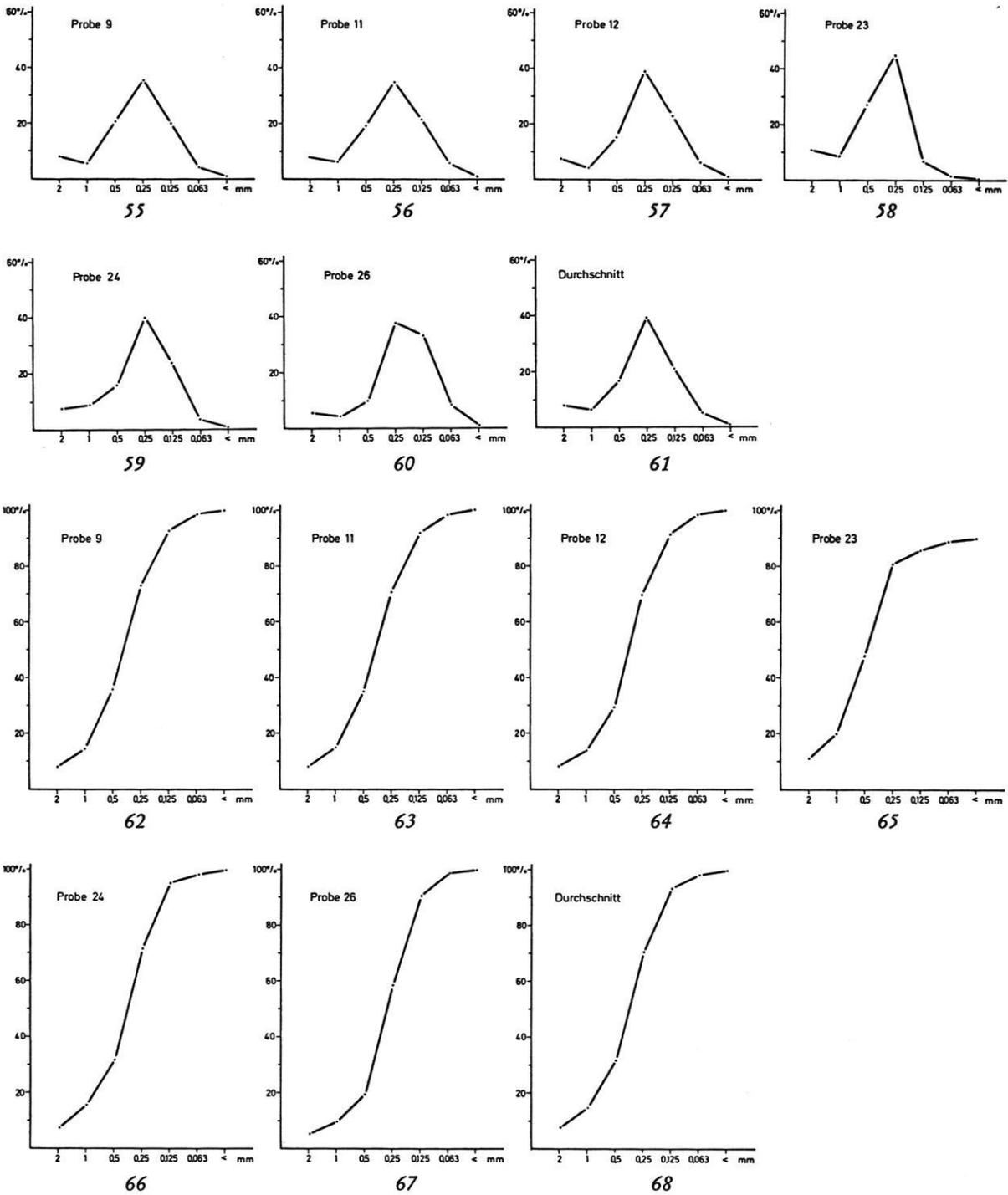
Die fossilen Eisenkrusten mit teilweise mehr als 5 cm Mächtigkeit werden aufgelöst. Es ist keine Neubildung von Krusten zu beobachten. Das Eisen wird dispers verteilt und abgeführt. Da die rezenten Sedimente keine Rotfärbung, sondern eine graue Farbtonung aufweisen, ist anzunehmen, daß das Eisen in eine andere chemische Form umgewandelt wird. Außerdem muß festgestellt werden, daß Krustenbildung unter den rezenten Bedingungen nicht stattfindet. Es ist ganz allgemein ein weitaus größerer Feuchtigkeitshaushalt notwendig. Damit die Lösungen wandern und sich an der Oberfläche anreichern können, muß eine dauernde wechselnde Durchfeuchtung und Austrocknung gegeben sein, die unter den heutigen Klimaverhältnissen nicht geboten wird. Die episodischen Starkniederschläge und die langen absolut trockenen Zeiten weisen einerseits zu wenig Wechsel in der Durchfeuchtung und zum anderen große Transport- und damit zerstörende Leistungen auf, als daß sich Krusten bilden könnten: es muß ein anderes Niederschlagsregime vorausgesetzt werden. Krusten sind unter feuchten Verhältnissen gebildet worden, ihre Relikte sind Zeugen einer solchen Vorzeit.

Die Verwitterung des fossilen Hangschutts hat ein Material hinterlassen, das im psammitischen Bereich liegt. Die Diagrammreihe zeigt ein besonders markant hervortretendes Maximum beim Korngrößendurchmesser von 0,25 mm (Feinsand). Die noch im Gesteinsverband erhaltenen Stücke wurden vor dem Sieben herausgenommen, damit die Verteilung der Korngrößen im Verwitterungsprodukt deutlicher wird. Bis auf das wenige gröbere Material gleichen die Kurven denen des äolischen Materials. Die Verteilung ist aber doch offensichtlich noch abhängig von der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials, wie die jeweiligen Verschiebungen zum Feineren und Gröberen andeuten. Es ist anzunehmen, daß das äolische Material hier eine zusätzliche Lieferquelle hat (Rotfärbung!). Auch die Zusammensetzung des transportierten Grobmaterials wird durch die Lieferung feinerer Korngrößen aus dieser Schicht nachhaltig beeinflusst. Es kann leicht der Beweis erbracht werden, daß der Schutt abgetragen wird durch das Vorkommen von Krustenresten im transportierten Material.

7.5.2 Das Oberterrassenmaterial (Diagr. 69 bis 80)

Die Darstellung der Korngrößenzusammensetzung der Oberterrasse ist schwierig. Es handelt sich nämlich um ein Grottschotterkonglomerat mit Schottern von z. T. über 20 cm Durchmesser, das unterschiedlich stark verwittert ist. Allein die Probeentnahme macht schon des-

Schuttkörper, verwittert :

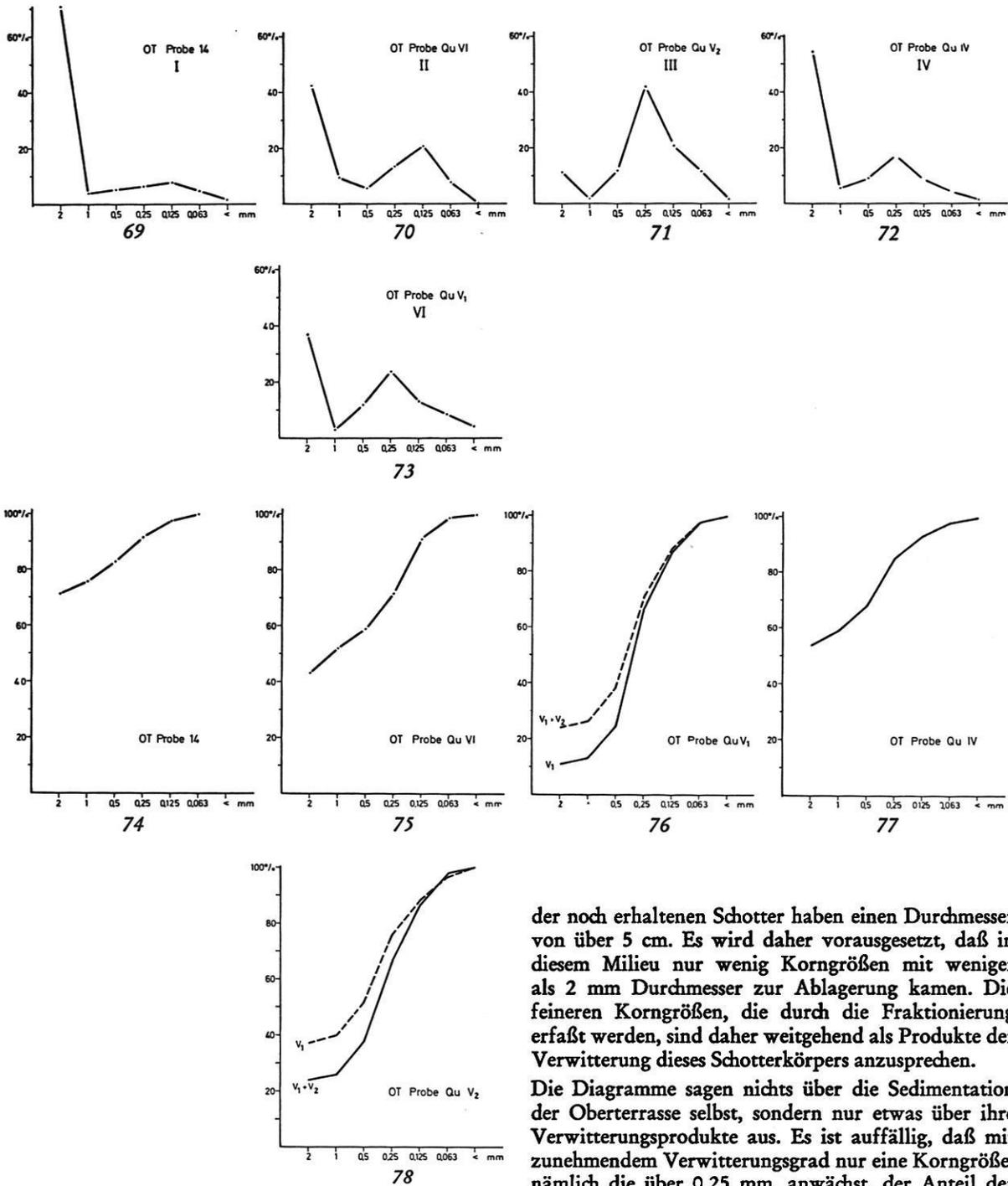


Diagr. 55 bis 68 Korngrößenverteilung und Summenkurven des verwitterten Schuttmaterials.

wegen Schwierigkeiten, weil ein Geröll mehr oder weniger das Ergebnis total verändert. Die Individualität der einzelnen Proben ist so groß, daß kein einheitliches charakteristisches Bild entstehen kann. Die Schotter liegen z. T. in einem braunen Verwitterungs-

material, und zwar dann, wenn es sich um die Oberfläche der Terrasse handelt (siehe Abbildung 32). Diese Braunfärbung ist auf eine post-oberterrassenzeitliche Bodenbildung zurückzuführen (siehe Kapitel 5.1 und 5.3).

Oberterrassenmaterial :



Diagr. 69 bis 78 Korngrößenverteilung und Summenkurven ausgewählter Proben der Oberterrasse von Bardai.

Alle in den Diagrammen erfaßten Anteile mit dem Korndurchmesser über 2 mm liegen im Schotterbereich mit mehr als 2 cm Durchmesser. Auch dies sind oft nur Bruchstücke von noch größeren Schottern; die meisten

der noch erhaltenen Schotter haben einen Durchmesser von über 5 cm. Es wird daher vorausgesetzt, daß in diesem Milieu nur wenig Korngrößen mit weniger als 2 mm Durchmesser zur Ablagerung kamen. Die feineren Korngrößen, die durch die Fraktionierung erfaßt werden, sind daher weitgehend als Produkte der Verwitterung dieses Schotterkörpers anzusprechen.

Die Diagramme sagen nichts über die Sedimentation der Oberterrasse selbst, sondern nur etwas über ihre Verwitterungsprodukte aus. Es ist auffällig, daß mit zunehmendem Verwitterungsgrad nur eine Korngröße, nämlich die über 0,25 mm, anwächst, der Anteil der noch feineren Fraktionen bleibt in etwa gleich. Das ausgeprägte Maximum im Feinsandbereich beweist, daß diese Korngröße das bevorzugte Produkt der Verwitterung des Oberterrassenmaterials ist.

Die Schotter bestehen weitgehend aus vulkanischem Material, Basalten verschiedener Ausprägung und Ignimbriten, der Anteil der Sandsteingerölle ist geringer. Interessant ist die sehr unterschiedliche Ver-

8. Vergleiche der Korngrößen der Materialien

(Diagr. 81 bis 114)

Ein Vergleich der Korngrößenverteilungskurven untereinander und zum gegebenen Ausgangsmaterial macht deutlich, wie die Zerfallsprodukte durch die Transport- und Akkumulationsprozesse differenziert werden. Das Vergleichsverfahren erbringt daher wertvolle Aussagen zum Prozeßgefüge der Flächenbildung.

Zwei Kornverteilungskurven werden jeweils in einem Diagramm gegenübergestellt und erläutert. Der Verlauf der Kurven macht sichtbar und meßbar, in welcher Weise die Prozesse verteilend, akkumulierend und transportierend auf die Zerfallsprodukte wirken.

8.1 *Ausgangsmaterial und Sedimente der Sandschwemmebene*

Da die gesamte Fläche bis auf die im unteren Teil zu findenden Reste der Oberterrassenschotter ausschließlich von Verwitterungsprodukten des Sandsteins bedeckt ist, soll das Ausgangsmaterial mit dem rezenten Material auf der Fläche verglichen werden.

In Diagr. I stellt Kurve 2 den Durchschnitt aller Proben sowohl des Feinmaterials als auch des äolischen und transportierten Grobmaterials dar. Kurve 1 dagegen die durchschnittliche Kornverteilung im anstehenden Sandstein. Die allgemeine Verkleinerung der Korngrößen wird deutlich. Während im Ausgangsmaterial noch nahezu die Hälfte aller Kornanteile über 2 mm Durchmesser haben, verringert sich dieser Anteil im rezenten Material der Sandschwemmebene um mehr als 30 % auf 11 %. Bei der Korngröße 1 mm ist ebenfalls noch ein erheblicher Schwund festzustellen, während die 0,5 mm Größe ihren Anteil genau beibehalten kann. Dagegen nimmt in Kurve 2 besonders der Anteil im Mittel- und Feinsandbereich zu, also die Korngrößen zwischen 0,5 und 0,063 mm. Der Anteil des schluffig-tonigen Materials unter 0,063 mm steigt nicht bedeutend, aber immerhin um das Doppelte auf 2 % an.

Der Schwund der groben Korngrößen und die Zunahme der feinen Sedimentanteile liegt — das wird weiter unten (s. Kap. 9.2) noch bewiesen — an dem auf der Fläche Absedimentieren der feinen Korngrößen unter 0,5 mm und am Abtransport der groben Bestandteile über 0,5 mm zum Vorfluter. Die allgemeine Verfeinerung des Materials auf der Fläche ist ein Produkt der Prozesse, die die groben Fraktionen abtransportieren und die feinen akkumulieren. Ein weiterer verstärkender Faktor ist zweifellos die Beimischung des stark verwitterten Schuttmaterials, das vor der Stufe flächenhaft abgetragen wird.

In Diagr. II, VI, VII, XII wird gezeigt, in welchem Maß die Korngrößen in den einzelnen Schichten im Vergleich zum Ausgangsmaterial angereichert werden. Kurve 1 stellt jeweils die Durchschnittsverteilung im

Ausgangsmaterial, Kurve 2 das der spezifischen Schicht auf der Sandschwemmebene dar. Es zeigt sich schon hier, daß die Korngrößen in ganz charakteristischer Weise verteilt sind. Die gröberen Korngrößen liegen angereichert im transportierten, die feineren in der Feinmaterialschicht, während die Korngrößen um 0,25 mm im besonderen Maße im äolischen Material angereichert werden.

Diagr. XII stellt den Vergleich zwischen Ausgangs- und Verwitterungsschuttmaterial am Stufensaum dar. Die Verwitterung produziert ganz überwiegend Korngrößen im Mittelsandbereich um 0,25 mm; kleinere Korngrößen werden kaum ausgebildet und die tonig-schluffige Fraktion erreicht schon keine größeren Anteile mehr als im Ausgangsmaterial.

8.2 *Vergleiche der Sedimente auf der Sandschwemmebene*

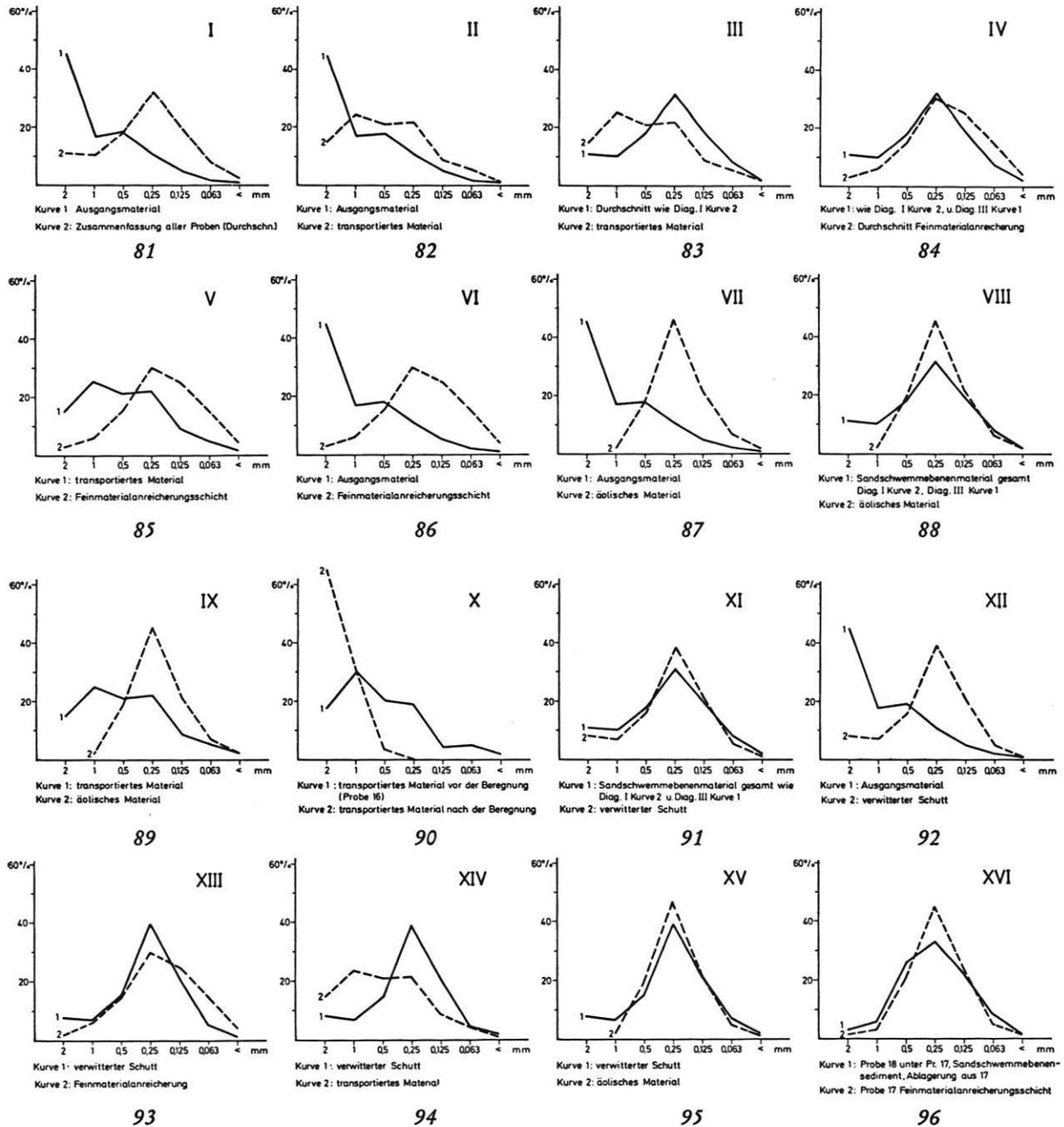
Die Differentiation der Materialien wird an Hand der Vergleiche der Proben untereinander und zur Durchschnittsverteilung der Korngrößen im gesamten rezenten Material auf der Sandschwemmebene noch deutlicher.

In den Diagrammen III, IV, VIII, XI werden die einzelnen Materialien dem Durchschnitt der Korngrößen des gesamten rezenten Materials gegenübergestellt. Das sog. transportierte Material (Diagr. III) setzt sich aus den im Schwemmvorgang transportierten Korngrößen über 2 und 1 mm und einem erheblichen Anteil äolisch eingewehter Korngrößen zusammen, wie weiter unten in Kap. 9.2 bewiesen wird. Trotz der Beimischung feinerer Korngrößen durch die Flugsande zeigt die Gegenüberstellung der Kurven, daß das transportierte Material eine weitaus gröbere Zusammensetzung aufweist als der Durchschnitt aller Materialien; es ist das absolut größte Sediment auf der Fläche.

Diagr. IV stellt den Durchschnitt im Vergleich mit der Feinmaterialschicht dar. Charakteristisch ist die kontinuierlich abnehmende Kurve des Feinmaterials ab 0,25 mm aufwärts. Die in diesem Bereich fehlenden Korngrößen werden nahezu gleichmäßig den Korngrößenklassen 0,125 und 0,063 mm zugeschlagen, während der kleinsten Korngröße nur 2 % zufallen. Durch die Gegenüberstellung der Kurven erweist sich dieses Sediment als das absolut feinste auf der Fläche.

Im Vergleich mit dem äolischen Material (Diagr. VIII) wird deutlich, daß die Windtätigkeit die Korngrößen im Mittelsandbereich selektiv herauspräpariert: die Prozentanteile der Korngrößen über 0,5 mm sind mit 2 % nicht nennenswert, wie auch die Größen unter 0,125 mm, die noch unter dem Durchschnitt der Normalverteilung liegen. Die Korngrößenklasse 0,25 mm nimmt mit 46 % den weit überragenden Platz ein.

Vergleiche der Korngrößenverteilung:



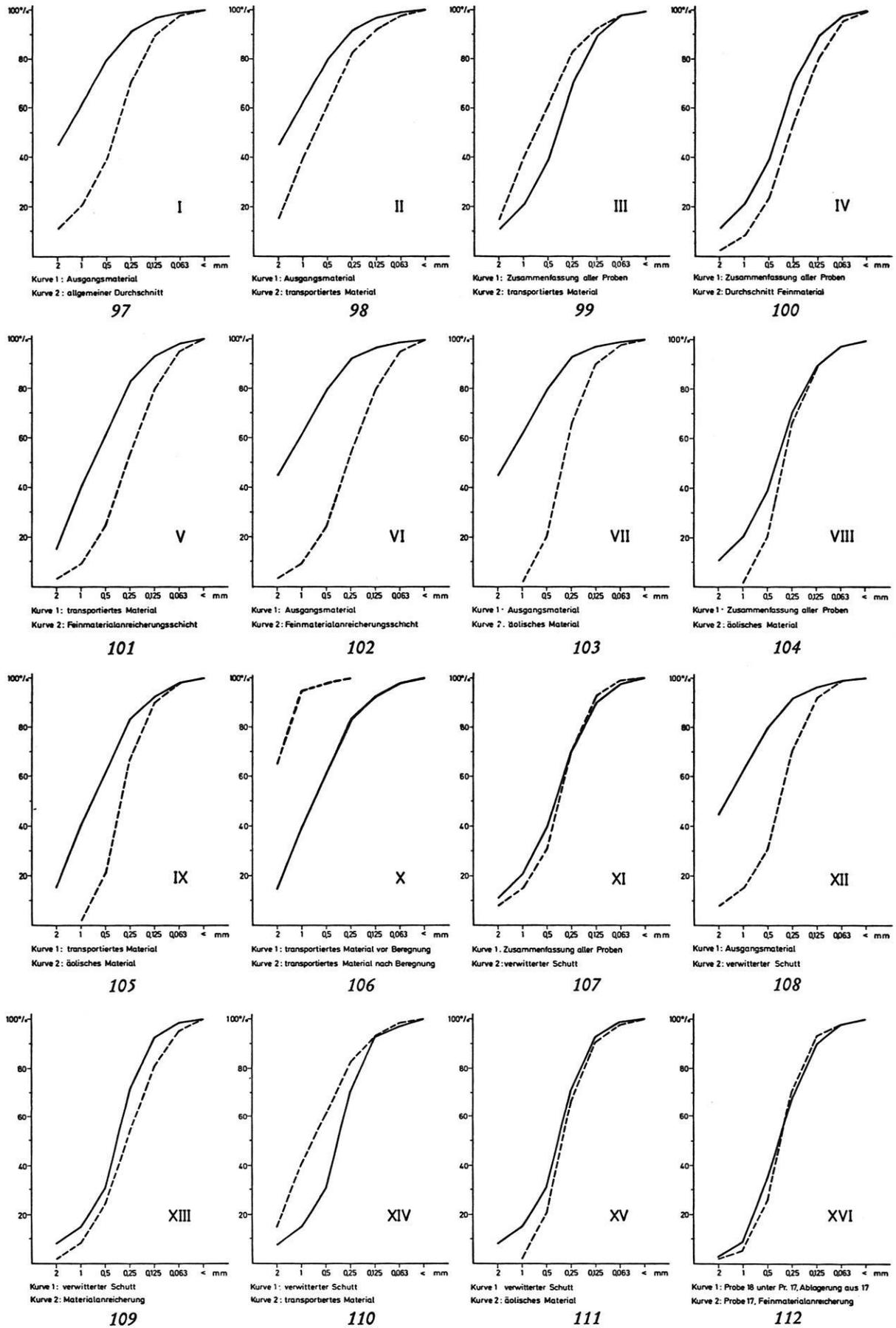
Diagr. 81 bis 96 Vergleich der Korngrößenverteilungen der Sedimente auf der Sandschwemmebene von Bardai.

Das stark verwitterte Schuttmaterial (Diagr. XI) zeigt einen sehr ähnlichen Kurvenverlauf wie der des allgemeinen Durchschnitts. Der Schutt beinhaltet lediglich weniger grobe Bestandteile über 0,5 mm und etwas weniger feinere Korngrößen unter 0,125 mm Durchmesser. Dadurch erhält die Fraktion 0,25 mm einen besonderen Zuschlag, der über der Normalverteilung liegt. Die Verwitterung vermag also sowohl den Scherbeschutt zu zerlegen, als auch erheblich im Vergleich

zum Ausgangsmaterial (Diagr. XII) zu zerkleinern. Der Vergleich der Kurven macht außerdem deutlich, daß die Verwitterungsprodukte des Scherbeschutts insgesamt schon feinkörniger ausfallen als die rezenten flächenbedeckenden Sedimente.

Der Schutt kann also nicht Lieferhorizont für diese Sedimente sein; das Material kann nur aus dem Hinterland stammen. Die Sedimente der Sandschwemmebene gehen aus dem anstehenden Sandstein und seiner nur

Vergleiche der Summenkurven :



Diagr. 97 bis 112 Vergleiche der Summenkurven der Korngrößen der Sedimente auf der Sandschwemmebene von Bardai.

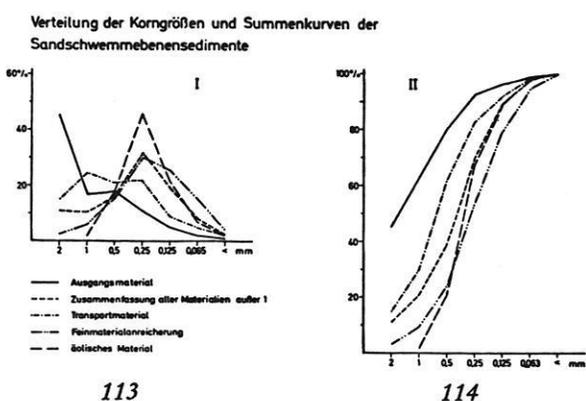
angewitterten Schuttreste auf der nächst höheren Fläche über der Stufe hervor. Daher wurden die weiter oben in der Diagrammreihe (5 bis 16) zusammengefaßten Sandsteine und deren Grusvarietäten als Bezugspunkt „Ausgangsmaterial“ für die Vergleiche bestimmt.

Die Diagr. V, IX, XIII bis XV zeigen die Beziehungen der Materialien untereinander. Die charakteristische selektive Unterbringung des Ausgangsmaterials in die verschiedenen Schichten wird deutlich. In Diagr. V und IX wird das transportierte Material einmal mit dem darunter liegenden Feinmaterial und zum anderen mit dem äolischen Material verglichen. Die Korngrößen über 0,5 mm werden oberflächlich angereichert, die feineren im Untergrund und die mittleren in den äolischen Akkumulationen.

In den Diagr. XIII bis XV wird jeweils der Verwitterungsschutt den verschiedenen an der Oberfläche liegenden Sedimenten gegenübergestellt. Die Feinmaterialschicht zeichnet sich besonders durch höhere Werte im Korngrößenbereich unter 0,25 mm aus, während das transportierte Material bis auf die kleinste Korngröße sehr viel gröber ausfällt. Das äolische Material zeigt insgesamt einen ähnlichen Verlauf wie der Verwitterungsschutt, es fehlen ihm lediglich die groben Komponenten über 0,5 mm, dafür weist es einen geringfügigen höheren Anteil an feinen Korngrößen unter 0,125 mm auf. Die Korngrößen aus dem Schuttmaterial verteilen sich auf der Ebene, sie machen sich aber nur bei der allgemeinen Verkleinerung der Korngrößen auf der Fläche bemerkbar, vor allem durch den hohen Lieferanteil der 0,25 mm Größe. Die Beeinflussung ist aber so gering, daß sie nicht meßbar hervortritt.

Stellt man die durchschnittliche Verteilung der Korngrößen der Sandschwemmebenenmaterialien in einem Diagramm (113, 114) zusammen, so wird die Differen-

zierung noch einmal verdeutlicht. Die allgemeine Verkleinerung und vor allem die charakteristische Verteilung der Korngrößen in den verschiedenen Sedimenten kann besonders gut an der Zusammenstellung der Summenkurven abgelesen werden. Die Korngrößenklasse zwischen 1 und 0,5 mm Durchmesser erweist sich als die konstanteste Korngröße, sie bleibt mit nahezu gleichmäßigem Anteil sowohl im Ausgangsmaterial als auch in allen anderen Sedimenten erhalten. Sie nimmt an allen Prozessen gleichmäßig teil und ist somit in allen Vorgängen die stabilste Korngröße. Die gröberen Fraktionen werden durch die Prozesse an der Oberfläche angereichert und fluvial abtransportiert. Die kleineren Korngrößen werden durch Niederschläge episodisch akkumuliert und z. T. in den langen Trockenzeiten durch den Wind auf der Fläche bewegt.



Diagr. 113, 114 Korngrößenverteilung (Durchschnitt) und Summenkurven des Ausgangsmaterials und der Sedimente auf der Sandschwemmebene von Bardai.

9. Die Beregnungsversuche und ihre Ereignisse

Wie wir im vorangegangenen Kapitel festgestellt haben, muß der Niederschlag in ganz bestimmter Weise differenzierend auf die Korngrößen, ihre Akkumulation und ihren Transport wirken. Da diese Prozesse in der Natur nur sehr selten beobachtet werden können, wurde auf der Sandschwemmebene von Bardai eine 14tägige Untersuchungsreihe mit Beregnungsversuchen durchgeführt.

Zu diesem Zweck wurden an der Station jeweils zwei 200-Liter-Fässer mit Wasser gefüllt und auf die Ebene transportiert. Mit einer feinstrahligen Gießkanne wurden abgeteilte Quadratmeter auf der Fläche mit genau eingeteilten Wassermengen in bestimmten Zeiteinheiten möglichst gleichmäßig beregnet. Es wurde beobachtet, wie sich der Untergrund bei Niederschlagsaufnahme verhält und es wurden folgende Messungen durchgeführt:

- a) Die Menge der Wasseraufnahme, die notwendig ist, das Oberflächenmaterial fließfähig zu machen,
- b) das Korngrößenspektrum des transportierten Materials vor und nach der Beregnung,
- c) die Durchfeuchtungstiefe bei bestimmten Regengmengen,
- d) der Temperaturgang im „Boden“ vor und nach der Beregnung,
- e) die Dauer der Durchfeuchtung des „Bodens“ bei bestimmten Regengmengen.

Zur Klärung der Punkte d) und e) wurden Bodenthermometer in verschiedene Tiefen versenkt und die Temperaturen sowohl vor als auch nach den Beregnungen in verschiedenen Zeitabständen gemessen.

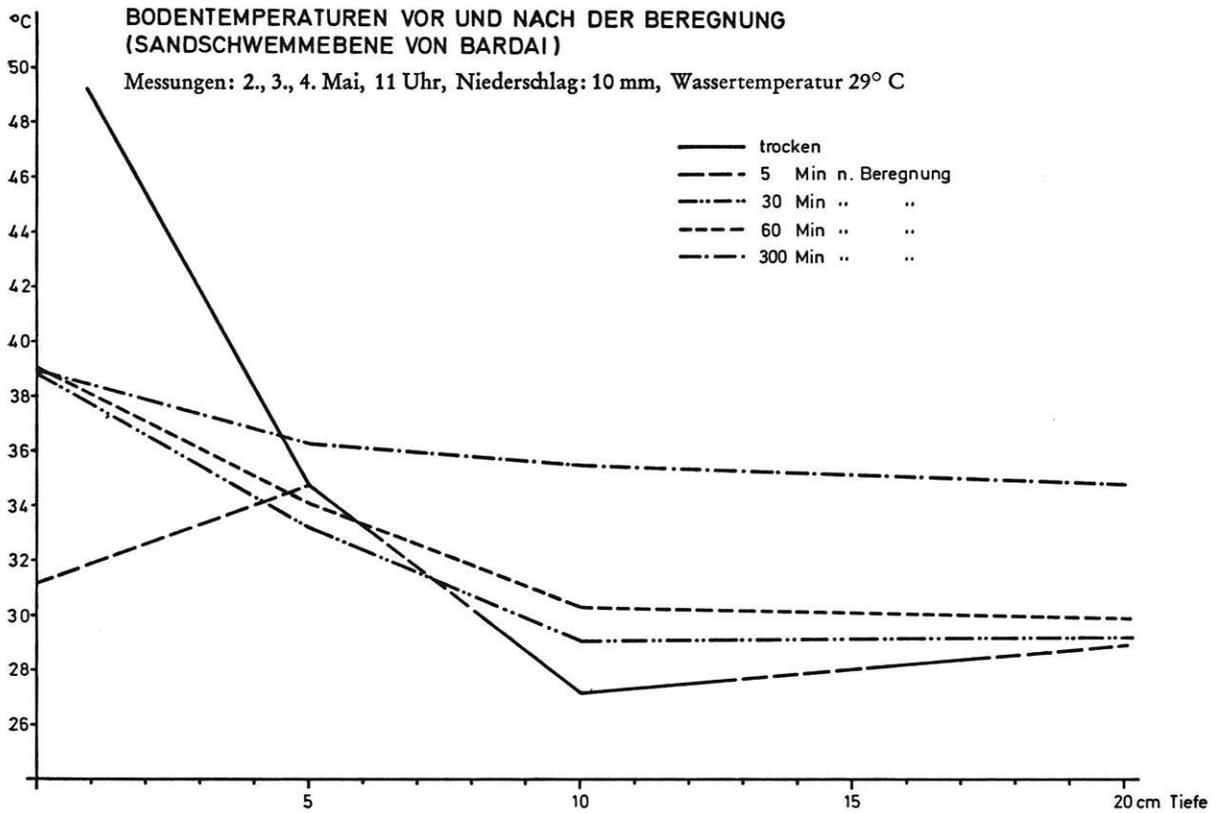


Fig. 13 Ergebnisse der Bodentemperaturmessungen auf der Sandschwemmebene von Bardai (Zentrum der Fläche, Lockermaterial 5 cm, darunter Feinmaterial).

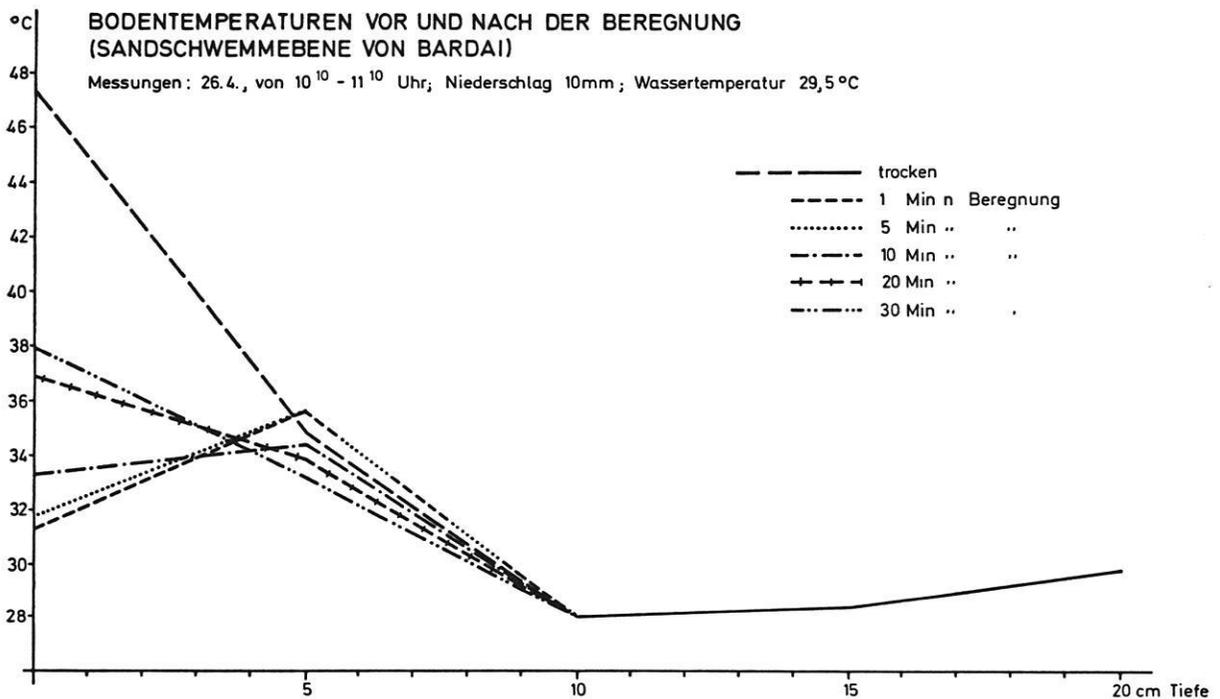


Fig. 14 Ergebnisse der Bodentemperaturmessungen auf der Sandschwemmebene von Bardai (Lockermaterial 0 bis 10 cm, Feinmaterial 10 bis 20 cm Tiefe).

Tiefe als auch in der Feinmaterialschicht in 0, 2, 5 und 7 cm Tiefe Bodenthermometer versenkt und die Temperaturen vor und nach der Beregnung gemessen. In Fig. 12 wird das Temperaturverhalten im Lockermaterial und in Fig. 15 dasselbe in der Feinmaterialschicht dargestellt. Zwar verläuft die Ausgleichsbewegung des Temperaturgangs durch die Wasseraufnahme in den beiden unterschiedlichen Materialien ähnlich ab, jedoch kann durch die größere Wasseraufnahme im Lockermaterial die Wärme von der Oberfläche besser an die Gesamtschicht verteilt werden. Unterhalb von 5 cm Tiefe ist gleich nach der Beregnung schon eine Temperaturzunahme festzustellen, die mit zunehmender Zeit kontinuierlich ansteigt. Nach 90 Minuten ist in der gesamten Schicht bis auf die Oberfläche selbst eine Temperaturzunahme von über 5° C zu verzeichnen. Die größere Wasseraufnahme bedingt eine bessere Wärmeleitfähigkeit.

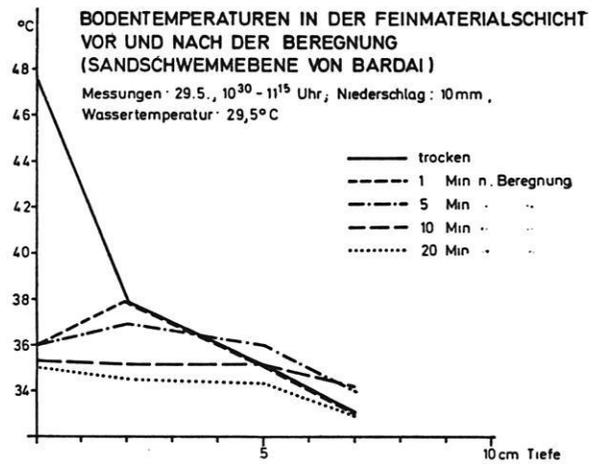


Fig. 15 Ergebnisse der Bodentemperaturmessungen auf der Sandschwemmebene von Bardai (Tonhaut und Feinmaterial).

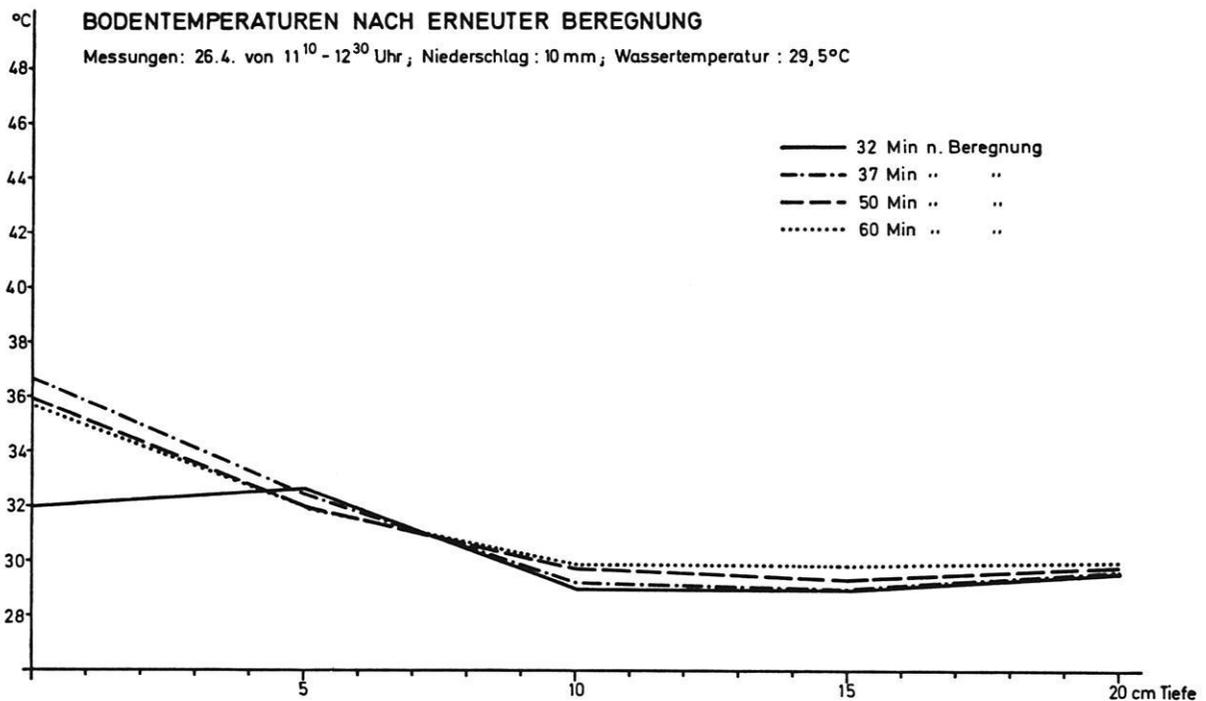


Fig. 16 Ergebnisse der Bodentemperaturmessungen auf der Sandschwemmebene von Bardai (nach erneuter Beregnung, siehe Fig. 14).

Die Feinmaterialschicht nimmt immer nur sehr wenig Wasser an und verteilt es langsam an den Untergrund; lediglich Quell- und Haftwasser werden festgehalten. Der Boden wird dadurch verdichtet. Die geringe Wasseraufnahme bedingt zwar einen Ausgleich der Temperaturen in den obersten Schichten, die Wärme von der Oberfläche wird aber nicht nach unten weitergeleitet; es erfolgt lediglich eine allgemeine Abkühlung des Materials.

Beregnungen des noch feuchten Bodens modifizieren den Temperaturgang nur noch geringfügig an der Oberfläche (Fig. 16), ansonsten bewahrt die Feuchtigkeit ein

ausgeglichenes Temperaturgefälle. Erst mit Beginn der vollständigen Austrocknung des Bodens tritt die rückläufige Entwicklung zu größeren Temperaturschwankungen ein (s. Kap. 9.4). In 10 und 20 cm Tiefe, also in der Feinmaterialanreicherungsschicht, bleibt in der ganzen Zeit der Durchfeuchtung eine konstante Temperatur bei etwa 28° bis 30° C erhalten. Der Tagesgang der Temperatur, der im trockenen Material mit Verzögerung und Verringerung von der Oberfläche in die Tiefe verläuft, kann nach der Beregnung nicht mehr beobachtet werden; die Temperaturen hielten sich auch die Nacht über bei etwa 28° C.

9.4 Dauer und Tiefe der Durchfeuchtung der Sedimente

Die Dauer und Tiefe der Durchfeuchtung der Sedimente wurde durch Aufgraben der mit 10 bzw. 30 mm beregneten Flächen auf der Sandschwemmebene in verschiedenen Zeitabständen gemessen und in Fig. 17 dargestellt.

Das Wasser sickert schnell durch die Hohlräume im Lockermaterial, hat aber nach 30 Minuten erst den obersten Zentimeter der Tonhaut befeuchtet. Nach etwa 24 Stunden hat sich bei der Wasseraufnahme von 10 mm die Feuchtigkeit in der Feinmaterialschiicht bis in eine Tiefe von 8 cm, bei der Beregnung mit 20 mm bis 18 cm Tiefe verteilt. Das Wasser dringt nicht weiter in den Untergrund vor; es kann also bei dem gegebenen Sedimentaufbau, der auch für die weiten Serirflächen der Innersahara charakteristisch ist, kein Grundwasser gespeichert werden, da die Niederschlagswässer nicht in den Untergrund gelangen. Nur in den Fließrinnen der Wadis kann im dort akkumulierten Lockermaterial Wasser gespeichert und ans Grundwasser abgegeben

werden; die Flußläufe dienen der Vegetation als Leitlinien und dem Menschen als Lebensraum, während gleich daneben, scharf abgegrenzt, die vegetations- und siedlungslosen Räume der Flächen einsetzen.

Während sich schon nach drei Stunden die Austrocknung im Lockermaterial von oben nach unten durchsetzt und nach etwa 48 Stunden abgeschlossen ist, hält sich die Feuchtigkeit im Untergrund noch sichtbar über 5 Tage hinaus. Der durchfeuchtete Teil der Feinmaterialschicht trocknet nicht von oben nach unten aus, sondern fällt insgesamt langsam trocken; zunächst sind noch Flecken mit Feuchtigkeitskonzentration zu sehen bis endlich jedes Anzeichen von Wasser im Boden fehlt (etwa nach einer Woche bei den gegebenen Niederschlägen!).

Das Feinmaterial hat offenbar die Fähigkeit, das Wasser im Boden festzuhalten und gibt die Feuchtigkeit noch langsamer ab, als es sie aufnimmt trotz extrem hoher Verdunstungsraten, die sich aus den in gleichem Zeitraum gemessenen Mittelwerten der relativen Feuchte von etwa 23 % ergeben.

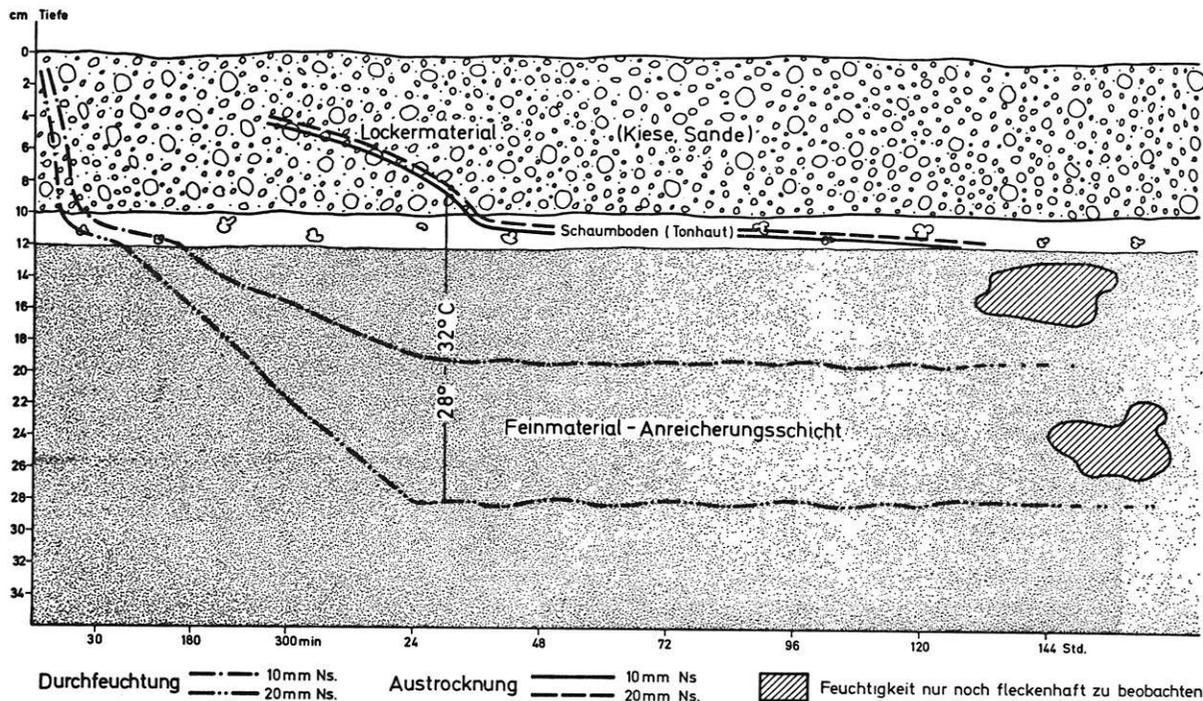


Fig. 17 Durchfeuchtungstiefe, -dauer und Austrocknung des Sandschwemmebenen-Materials bei 10 und 20 mm Niederschlag (Messung im Mai).

9.5 Die Tonmineralanalysen

Siebzig ausgewählte Proben wurden der Röntgenspektalanalyse unterworfen, um die Arten der Tonminerale in den Sedimenten der Sandschwemmebenen im Bereich von Bardai und in Südlibyen zu erfassen. Um Fragen der Herkunft der Minerale besser bestimmen zu können, wurden auch Proben aus dem Anstehenden nach ihrem Tonmineralgehalt untersucht.

Das Ergebnis war zunächst überraschend. Alle Proben aus dem rezenten Material weisen sowohl Zweischiichttonminerale der Kaolinitgruppe als auch Dreischiichttonminerale der Illitgruppe auf (s. Fig. 18). Die zu erwartende Montmorillonitgruppe als Typmineral des ariden Verwitterungsmilieus (siehe GANSEN, 1968) konnte nicht festgestellt werden.

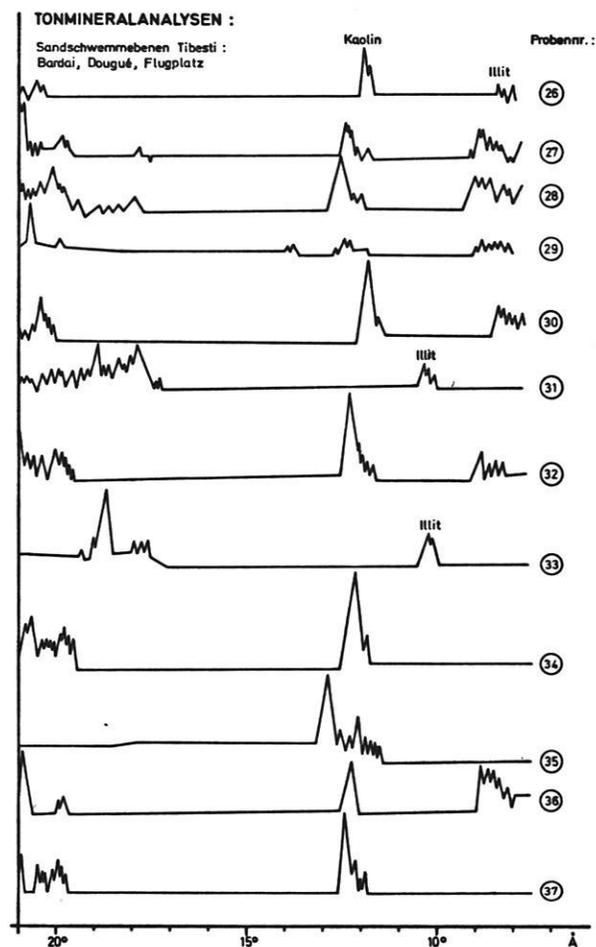
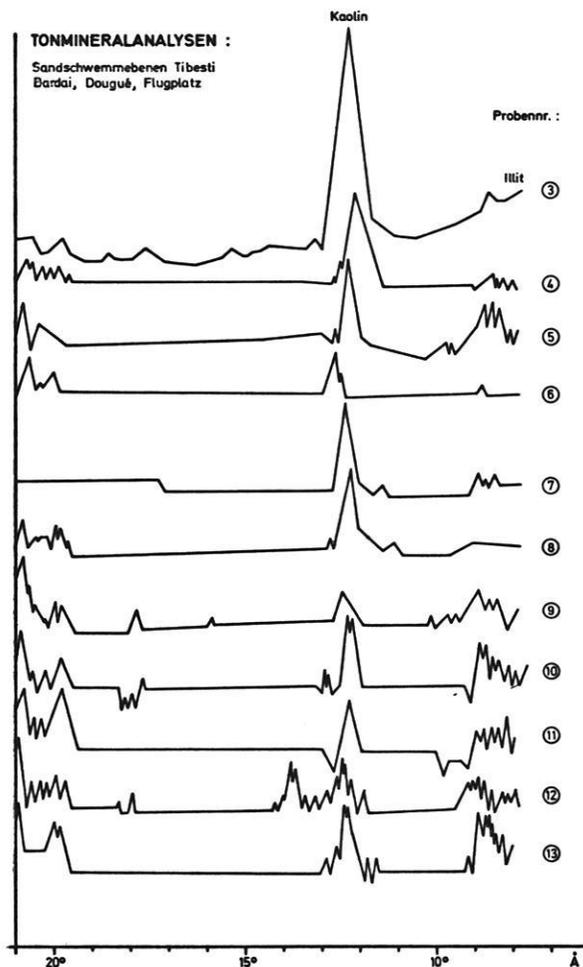
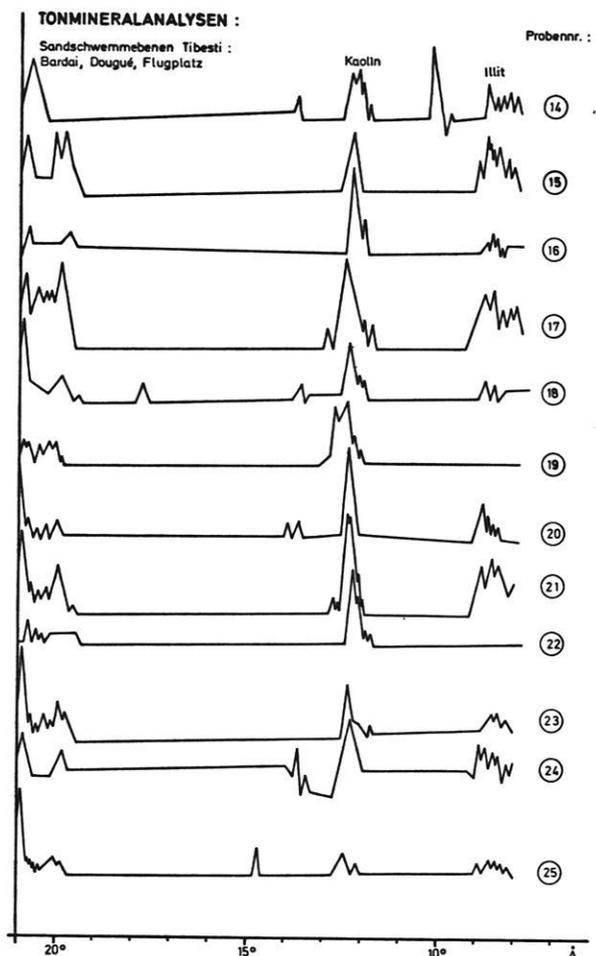
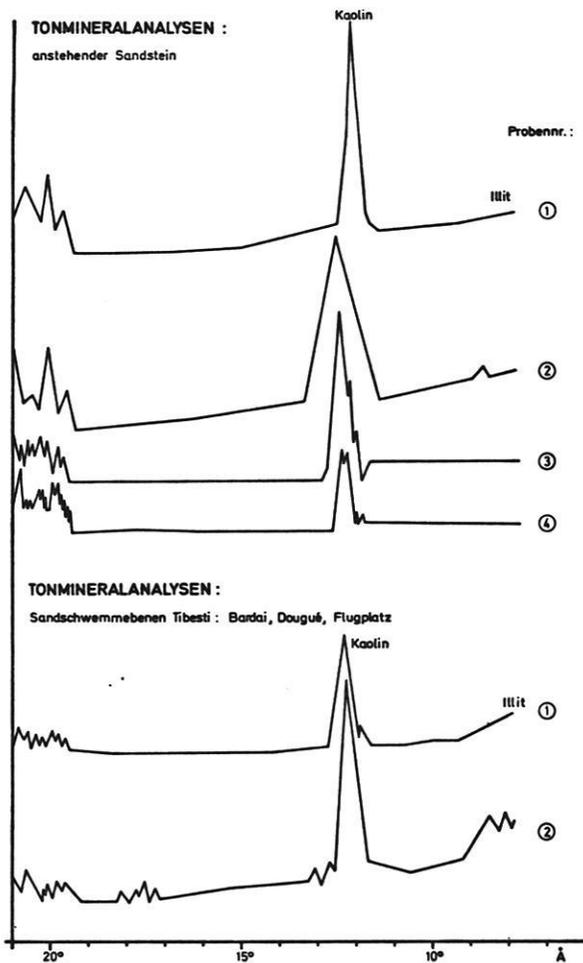
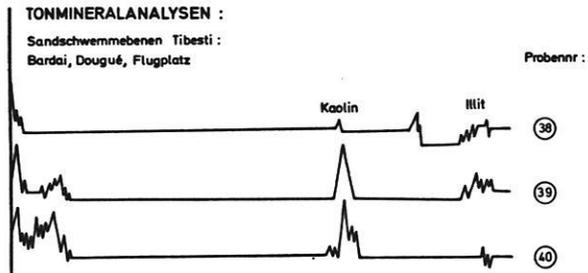


Fig. 18, Teil 1 Ergebnisse der Tonmineralanalysen der Proben aus dem Anstehenden und des rezenten Materials auf den Sandschwemmebenen von Bardai, Dougué und Flugplatz.



Die fossilen Materialien weisen zwar dieselben Tonminerale wie die rezenten auf, jedoch ist hier eine Differenzierung festzustellen. Ausschließlich Kaolinit tritt in den paläozoischen Sandsteinen des Tibestigebirges auf (s. Fig. 18, Teil 1, anstehender Sandstein), während die eozänen Sandsteine im Djebel Eghei vorherrschend Tonminerale der Illitgruppe aufweisen (s. Fig. 18, Teil 2, Djebel Eghei 1, 2, 3). Proben aus den fossilen braunen Böden, die im Tibesti und Djebel Eghei weit

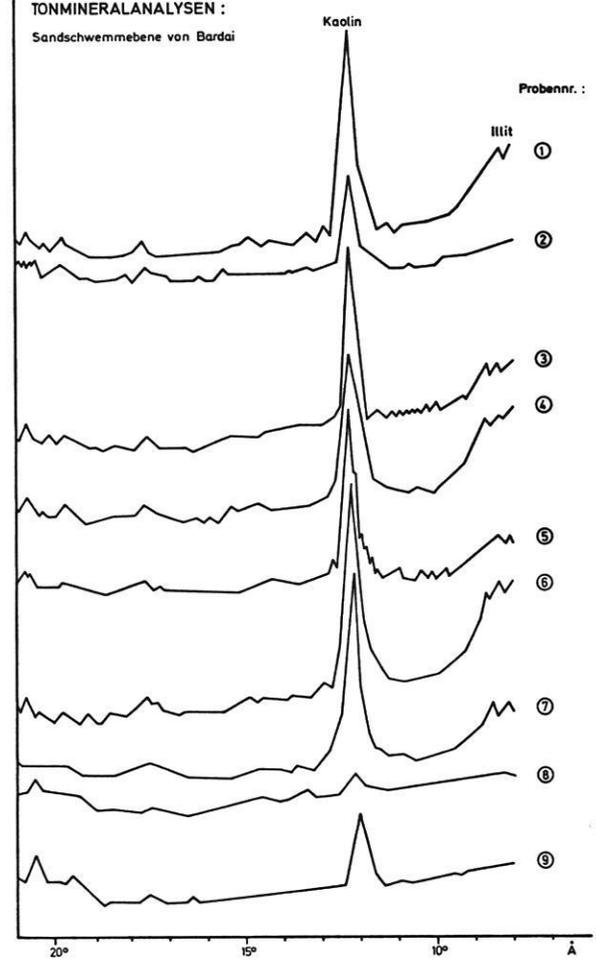
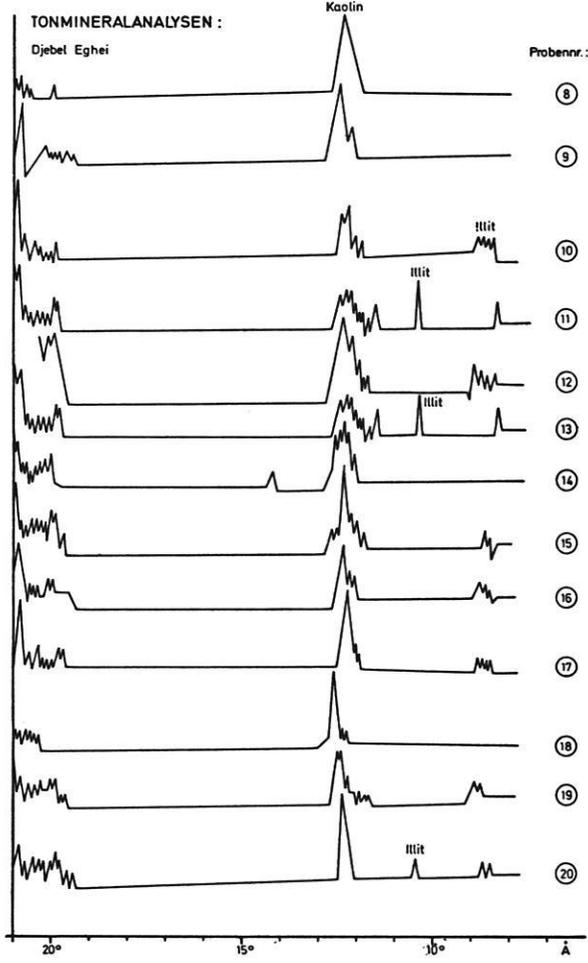
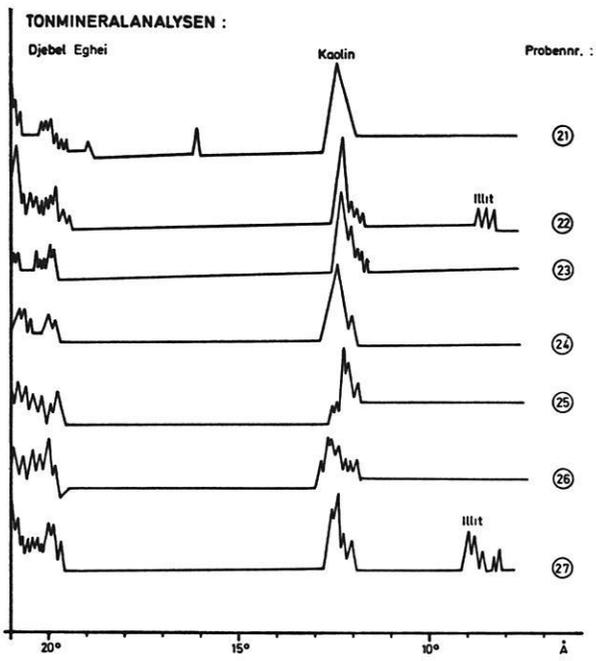
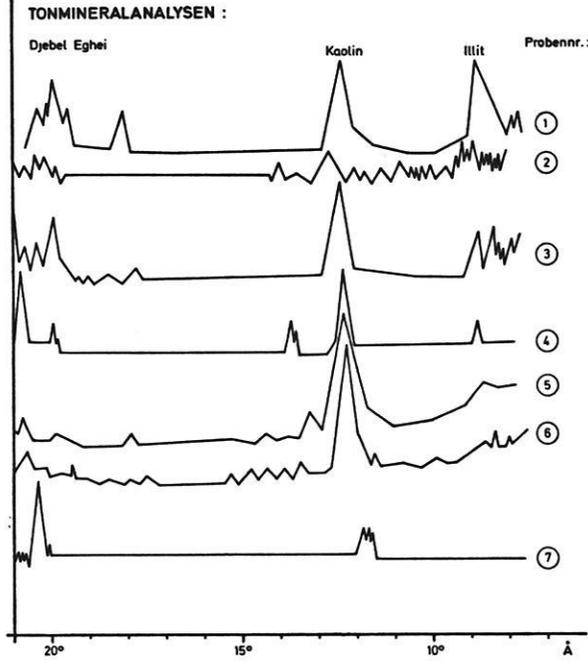
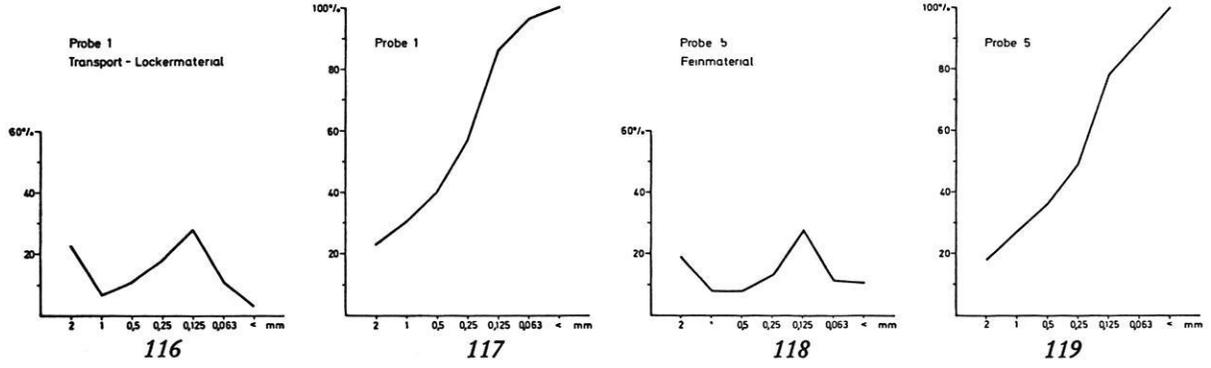
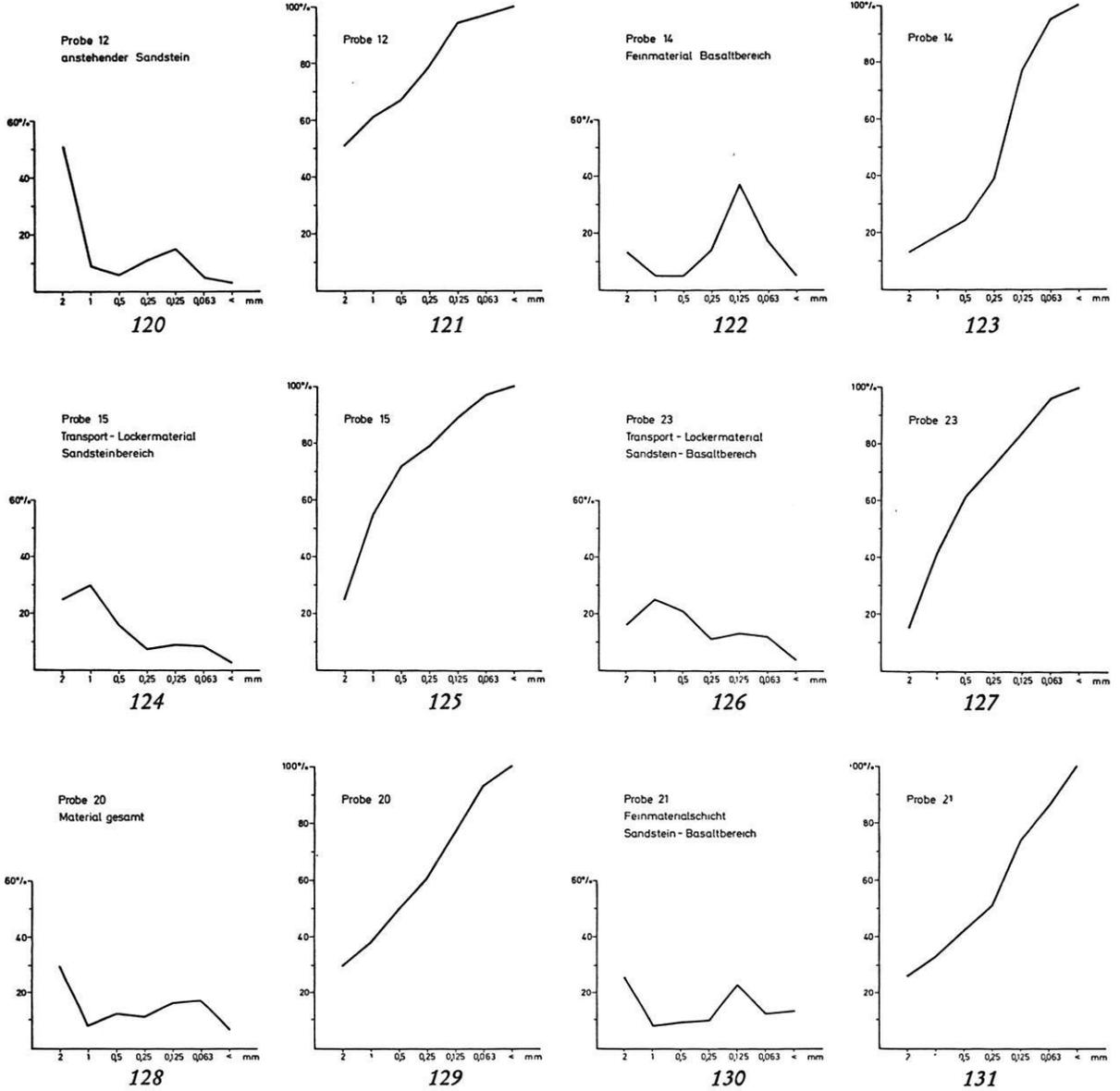


Fig. 18, Teil 2 Ergebnisse der Tonmineralanalysen der Proben des rezenten Materials auf den Sandschwemmebenen im Djebel Eghei und ausgewählter Proben von der Sandschwemmebene bei Bardai.

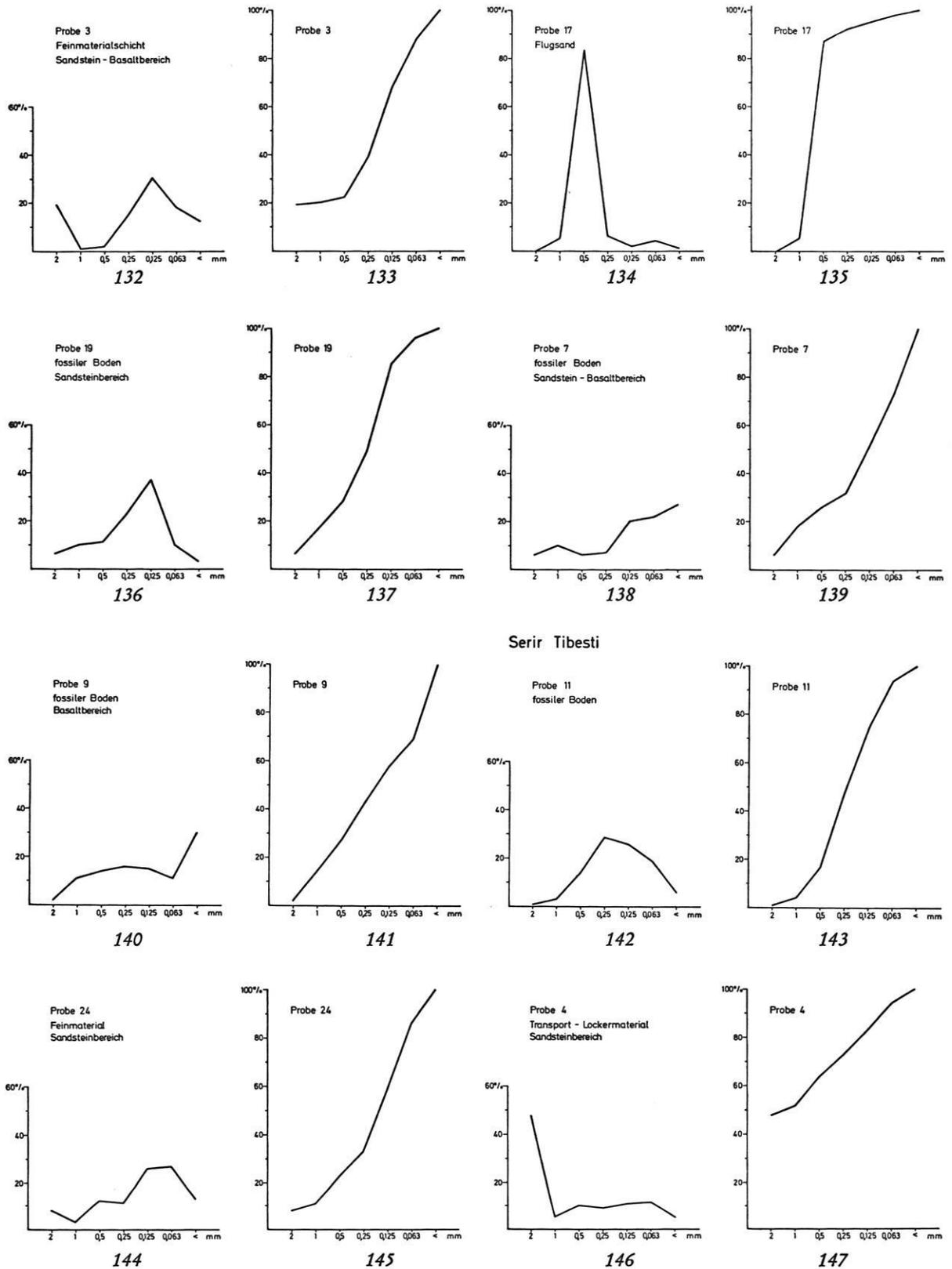
Schieferbereich : Djebel Eghei



Basalt - Sandstein - Bereich : Djebel Eghei



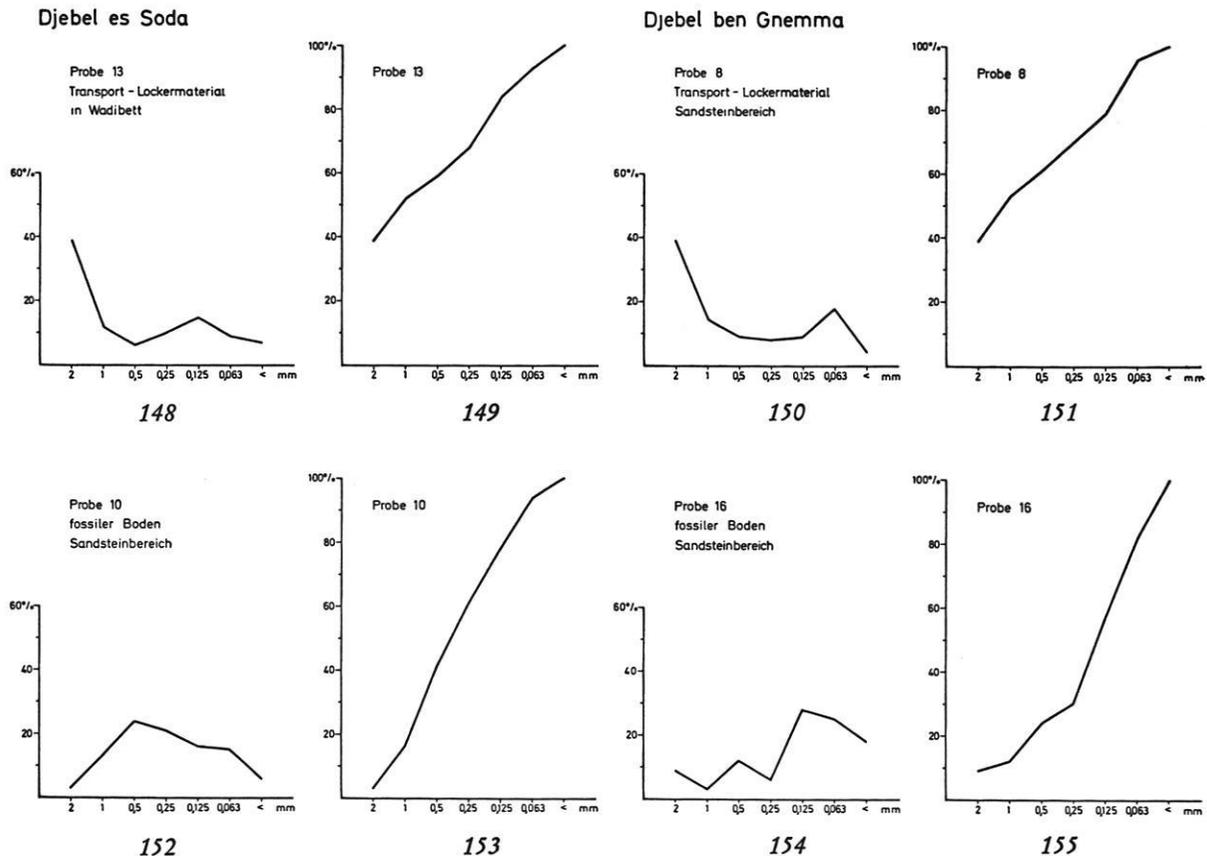
Diagr. 116 bis 131 Korngrößenverteilung und Summenkurven ausgewählter Proben aus dem Djebel Eghei.



Diagr. 132 bis 147 Korngrößenverteilung und Summenkurven ausgewählter Proben aus dem Djebel Eghei und der Serir Tibesti.

schicht beladen und daher nur in geringem Maße erosiv wirksam. Auch größere Sammeladern sind nur wenig im Feinmaterial eingetieft (meist nicht mehr als 75 cm). Das Fließen des Wassers kann in den häufig scharfrandigen Wannen nur durch das z. T. girlandenartig angeschwemmte Treibholz nachgewiesen werden. So waren bis auf diese Holzreste in einer Hauptentwässerungsader des Schieferbereichs bis hin zur Endpfanne des letzten Abkommens nur polygonal aufgerissene Tonablagerungen in den Vertiefungen des Wadibettes als Akkumulationen zu finden. Das wenige transportierte Sandmaterial lag in dünner Streu unter den

Tonplatten des Endpfannenbereichs. Die gesamte Fracht ist also bis zum Stillstand des Wassers abtransportiert worden. Die Wässer müssen eine erhebliche Fließgeschwindigkeit aufweisen, denn auch Stämme der vereinzelt im Wadibereich stehenden Akazienbäume sind bis zur Endpfanne hin abtransportiert worden. Es ist auf diesen Flächen eher mit schichtflutartigem Abkommen zu rechnen als auf der Sandschwemmebene mit mächtiger Lockermaterialbedeckung, da das Niederschlagswasser schnell aufgestaut wird und nur wenig Energie für den Transport größerer Materialmengen aufbringen muß.



Diagr. 148 bis 155 Korngrößenverteilung und Summenkurven ausgewählter Proben aus dem Djebel Eghei, Djebel es Soda und Djebel ben Gramma.

11. Die flächenbildenden Prozesse

Im zweiten Hauptteil der Arbeit wurden die Analysen des Probenmaterials und die Auswertung von Berechnungsversuchen vorgestellt mit dem Ziel, den Prozeß, also den flächenbildenden Vorgang zu erklären, der zu der Form Sandschwemmebene führt. Abschließend werden nun die wichtigsten Ergebnisse zusammengefaßt: Die von der Verwitterung zum Transport und zur Akkumulation bereitgestellten Korngrößen liegen überwiegend im psammitischen Bereich zwischen Grobsand

(2 mm) und Feinsand (0,02 mm); das Ausgangsgestein modifiziert lediglich die Menge der Beimischung der Korngrößen im psephitischen bzw. pelitischen Bereich. Ist das Ausgangsgestein grobkristallin (Granit) oder grobklastisch (Sandstein), so wird das Lockermaterial durch einen wechselnd hohen Anteil von fein- und mittelkiesgroßen Körnern charakterisiert, während der Feinmaterialanteil meist nicht 1 bis 2 % überschreitet. Dagegen ist bei mikrokristallinen (Basalt) und fein-

klastischen (Sediment)-Gesteinen (Schiefer) die Beimischung an schluffig-tonigen Verwitterungsprodukten weitaus höher (z. T. über 10 %), während der Anteil an kiesgroßen Komponenten meist unter 20 % bleibt.

Dieses Korngrößenspektrum ist charakteristisch für aride Sedimente; größere Gerölle oder Schuttstücke werden nur unter besonderen Bedingungen mit in den Transport- und Akkumulationsvorgang eingebaut, und zwar nur dort, wo sie als fossile Materialien zur Verfügung stehen (Schotterterrassen oder Reste von Schuttdecken in unmittelbarem Bereich der Wadis).

Dieses weitgehend im psammitischen Bereich eingeeengte Korngrößenspektrum ist nicht nur die Folge der Verwitterungsart (überwiegend Hydratation), sondern auch der auf den Flächen des Landes wirksamen, vom Wind gesteuerten Verteilung der entsprechenden Korngrößen: in jedem an der Oberfläche entnommenen Material stammt ein Anteil aus der äolisch eingelagerten Fracht, der zum sandigen Charakter des Materials wesentlich beiträgt. Erst durch die Akkumulation verschwemmten Materials in tieferliegende Schichten werden die Sedimente der Möglichkeit äolischer Verfrachtung entzogen und festgesetzt.

Die Sandschwemmebenen werden von einem lockeren Gemisch überwiegend gröberer Korngrößen (Feinkies, Grobsand, Sande) des Gesamtspektrums bedeckt, das einem verbakenen Horizont feinerer Korngrößen (Feinsande, Schluffe) aufliegt. Die vermischten Ausgangsmaterialien werden also durch die herrschenden Klimabedingungen entmischelt. Dieser Prozeß der Entmischung ist die Folge vom Zusammenwirken dreier Klimaelemente:

1. Der zeitlich dauernd wirksamen Windaktivität,
2. der episodischen, zeitlich meist auf Minuten begrenzten Niederschläge geringer Ergiebigkeit,
3. der episodischen, zeitlich meist auf Minuten begrenzten Niederschläge großer Ergiebigkeit.

Die Windaktivität bewirkt vor allem bei größeren Stärken (Sandfegen, Sandsturm) eine flächenhafte Überarbeitung der Sandschwemmebenen. Dabei wird die ohnehin nur geringe Reliefierung der Ebenen ausgeglichen: Hohlformen werden zugesandet, Vollformen werden durch Windschliff (Deflation) erosiv überarbeitet (Windkanter). Der Wind bewegt am Boden, der Reibungsplatte, wenn auch nur rollend, selbst Körner über 2 cm Größe, wenn eine glatte Unterlage vorhanden ist; er vermag jedoch erst Korngrößen unter 1 mm Durchmesser aufzunehmen und äolisch zu transportieren. Dabei werden die gröbereren Körner über den Boden bewegt, während die Körner unter 0,5 mm Durchmesser auch in höhere Luftschichten aufgenommen und weite Strecken transportiert werden können (Dünen). Die dazu notwendigen großen Windstärken sind weniger häufig gegeben, Windstärken aber, die vor allem die Korngrößen 0,25 und 0,125 dicht über dem Boden zu transportieren vermögen, treten relativ oft auf. Liegen die Körner nicht auf einer glatten Unterlage,

und die Oberfläche wird von grobkörnigem Material gebildet, wie bei den Sandschwemmebenen, so werden die durch das große Porenvolumen hervorgerufenen Hohlräume von äolischem Material aufgefüllt. Je mächtiger und grobkörniger die Oberflächenstruktur des Lockermaterials ist, umso mehr windtransportiertes Material kann aufgefangen werden. Hinzu kommt bei Abklingen der Windaktivität der langsam niederliegende Staubniederschlag. Diese Vorgänge wirken flächenhaft akkumulativ (Akkumulation äolisch s. Fig. 19, 3). Es findet auf den Flächen der Sandschwemmebenen solange Windakkumulation statt bis die Grobmaterialschicht aufgefüllt ist.

Die kurzfristigen Niederschläge geringer Ergiebigkeit sind nicht von abflußbringender Stärke. Der Abfluß wird nicht nur durch die Menge des Niederschlags pro Zeiteinheit, sondern auch durch die Mächtigkeit des zu transportierenden Lockermaterials gesteuert. Je mächtiger die Lockermaterialdecke, umso größer muß die Niederschlagsmenge sein, die den Abfluß verursachen kann.

Falls solche Niederschläge gegeben sind (sie sind weit häufiger als die von abflußbringender Stärke), so wird das Feinmaterial unter 0,5 mm Korndurchmesser durch das einsickernde Wasser im Lockermaterial nach unten transportiert. Je feiner die Korngrößen, umso besser werden diese Sedimente nach unten verfrachtet. Mit zunehmender Tiefe wird daher das Material immer stärker verdichtet; die Feinsande, Schluffe und Tone bilden die unterste Schicht der meist nur 1 bis 2 cm mächtigen, schaubodenartigen „Tonhaut“, die sich der unterlagernden Schicht anlagert. Nach oben zu wird das Material immer lockerer, so daß nach der Beregnung an der Oberfläche nur die größten Korngrößen übrigbleiben (über 1 mm). Es entsteht im Untergrund durch Verklebung der feinsten Korngrößen die Feinmaterialanreicherungsschicht. Dieser Vorgang bewirkt eine Sedimentation von Feinmaterial, die ebenfalls flächenhaft abläuft, da durch den Niederschlag hervorgerufen (Sedimentation, s. Abb. 53, 2).

Die äolische Akkumulation und die durch den Niederschlag hervorgerufene Sedimentation müssen an Hand der Befunde (Feinmaterialschicht bis zu 50 cm mächtig), der Materialanalyse und den Ergebnissen der Beregnungsversuche als echt flächenbildender Prozeß angesehen werden.

Die Eigenschaften der Feinmaterialschicht (verbakene, wasserabstoßend) bewirken im Zusammenhang mit den Niederschlägen genügender Intensität Wasserabfluß und Transport des auflagernden grobkörnigen Sediments (s. Fig. 19 [4]). Je geringer die Mächtigkeit der Grobmaterialdecke ist, umso eher kann der Transport des Materials stattfinden. Durch die geringe Wasseraufnahmefähigkeit des Feinmaterials, die mit der Verdichtung desselben Sediments einhergeht (Quellen der Tonminerale), werden die Niederschläge an der Oberfläche gestaut. Die nur sehr langsame Anlagerung von Haftwasser in den Feinsedimenten steht im direkten Gegensatz zur heftigen Natur der Niederschläge.

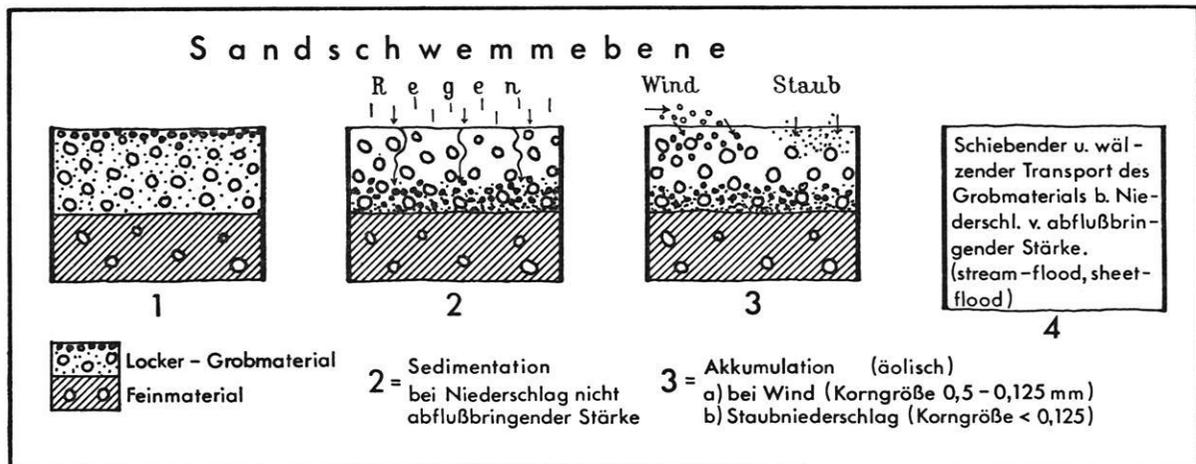


Fig. 19 Flächenbildung durch den kombinierten Prozeß Windakkumulation (3) — Sedimentation (2) — und Transport (4).

Die weiter oben errechnete Menge Wassers, die notwendig ist, um ein 10 cm mächtiges Lockermaterial der gegebenen Korngrößen bei einem Gefälle von 2,3 % zu transportieren, wird auch nicht von den bisher gemessenen Niederschlagsmengen pro Starkregen erreicht. Die beobachteten heftigen Schauer, die jeweils nur wenige Minuten andauerten, erbrachten durchschnittlich 8 bis 9 mm Niederschlag, ein Maß, das offenbar der Norm der saharischen Starkregen entspricht (s. DUBIEF, 1959, 1963, und HECKENDORFF, 1972). Die durch die Berechnungsversuche errechnete Menge Wassers, die notwendig wäre, das Lockermaterial in Bewegung zu setzen, liegt bei 15 bis 20 mm. Berücksichtigt man jedoch die Zufuhr von Niederschlagswasser aus dem Hinterland, so kann, vorsichtig geschätzt, mit der doppelten Menge Wasser auf der Ebene selbst gerechnet werden (s. Luftbild und Interpretation). Die im Hinterland abkommenden Niederschläge können nicht in das anstehende Gestein eindringen, so daß lediglich das Haftwasser zurückgehalten wird und der größte Teil der Niederschlagsmenge in Schluchten konzentriert auf die Sandschwemmebenen austritt.

Das Wasser gelangt nicht kontinuierlich auf die Fläche, sondern in einer Flutwelle, nachdem es sich in den Schluchten gesammelt hat. Diese plötzliche Wasserzufuhr ermöglicht durch die dem Wasser vermittelte Energie (wenig Transportbelastung) und durch die ruckhafte Verdoppelung des Wasserangebots den Transport des Lockermaterials. Der Energieüberschuß wird durch das Auftreten der Flutwelle auf die Fläche verbraucht; die Wassermenge verteilt sich im auflagernden Sediment und bedingt einen charakteristischen Transportvorgang, der auch bei für fluviale Vorgänge enormem Gefälle (bis 3 %) flächenhaft abläuft.

Das große Porenvolumen des Grobmaterials läßt einen sicheren Durchfluß von Wasser zu: dort, wo gerade genügend Wasser aufgestaut wird, daß es oberflächlich austritt, kommt es zum Fließen in Gefällerrichtung, das

ein schubhaftes Versetzen der obersten Zentimeter Grobmaterial hervorruft. Das abgeführte wird durch nachrutschendes Material ersetzt. Bei genügendem Wasseraufkommen ist die gesamte Oberfläche in andauernder ruckhafter Bewegung, bei der in kleinsten ineinandergreifenden Schwemmfächern transportiert wird.

Erst bei vollständiger Überflutung der Ebene kommt dadurch ein kontinuierlicher Transport zustande, daß das Wasser wie ein Film flächenbedeckend abfließt. Es kommt dabei zu Wellenbewegungen, weil das über der Fläche abfließende Wasser schneller fließt als das durch die Reibung gehemmte Wasser im Grobmaterialbereich. Dieser Vorgang kann als Schichtflut bezeichnet werden. Turbulentes Fließen ist je nach Wasserangebot, Gefälle des Geländes und Mächtigkeit der Grobmaterialdecke möglich. Je geringmächtiger die auflagernde Lockermaterialschicht ist, umso eher kann schichtflutartiges Abkommen auftreten.

Der Transportvorgang läuft über der durch Wasseraufnahme verdichteten Feinmaterialschicht ab; er erfaßt also weitgehend nur die groben an der Oberfläche angereicherten Korngrößen. Dieselben liegen als korrele Sedimente in den Wadis. Der Vorgang des Transports wirkt flächenhaft denudativ; er vermag, falls ein eingeschnittener Vorfluter vorhanden ist, die Sandschwemmebenen tiefer zu legen (s. Kap. 5.1 und Profil 1 und 3). Er ist wichtig für die Erhaltung der Form Sandschwemmebene. Durch den Transport wird immer wieder die Möglichkeit zum Neubeginn der beiden oben beschriebenen Vorgänge der Sedimentation und der Akkumulation geboten: Grobmaterial wird abgeführt und gleichzeitig umsortierte Schwemmsedimente aus dem Hinterland zur weiteren Überarbeitung herangebracht. Wo der Transportvorgang fehlt, wird die Fläche durch die Wind- und Niederschlagsakkumulation abgedichtet: Flächenbildung ist danach nicht mehr möglich.

Das fluviatile Herantransportieren von Lockermaterial aus dem Hinterland bedingt eine Verteilung der gemischten Korngrößen auf der Fläche. Dadurch wird das Ausblasen feinerer Korngrößen durch den Wind ermöglicht. Die durch den Transport frisch überarbeiteten Sandschwemmebenen sind Lieferflächen für die Windakkumulationen.

Mit Abklingen der Niederschlagstätigkeit setzt sehr rasch das Verschwenmen des Oberflächenmaterials aus. Die Restwässer sammeln sich in anastomosierenden Gerinnen, in denen der Transport solange noch weiterläuft, wie genügend Wasser nachgeliefert wird. Dadurch wird abschließend die Fläche noch fluviatil überprägt (s. GAVRILOVIC, 1970). Es entstehen wenig eingestufte Gerinne, die eine leichte Reliefierung der Sandschwemmebenen verursachen. Diese werden durch die Windaktivität mit äolischem Material verfüllt. Überwiegt die Windakkumulation, so finden wir nahezu gestaltlose Flächen vor; der Formenschatz des fließenden Wassers wird bis zur Unkenntlichkeit verwischt. Überwiegt der Einfluß des fließenden Wassers, so sind die Sandschwemmebenen durch zahllose, nur leicht eingetieftete Gerinne reliefiert.

Die charakteristische Lage der Sandschwemmebenen (bzw. Alluvialserire) im Saumbereich höher aufragenden Geländes ist eine Folge vor allem der vom Hinterland gesteuerten Schwemmvorgänge. Da die Energie des zugeführten Wassers in Hangfußnähe am größten ist (mangelnde Bereitstellung transportablen Materials im Hinterland — nicht ausgelastetes Fließwasser), kann die Form flach gehalten werden, so daß nur selten Neigungen über 1° erreicht werden, selbst im unmittelbaren Bereich der Steilstufen.

Die Prozesse, die die Sandschwemmebenen hervorrufen, bewirken also eine charakteristische Entmischung der von der Verwitterung und vom Transport auf den Ebenen bereitgestellten Ausgangsmaterialien; das grobkörnige Material wird an der Oberfläche angereichert und transportiert, das feinkörnige dagegen auf den Flächen durch Akkumulation festgehalten. Die mittleren Korngrößen (vor allem Mittelsande) geraten z. T. mit in die Akkumulationsvorgänge, sie werden aber auch den Flächen durch Ausblasen entzogen, nachdem sie durch den Transport der Deflation ausgesetzt sind. Der äolische Abtransport eines Teils der Mittelsande verringert einseitig das zur Bearbeitung bereitgestellte Lockermaterial in diesem Korngrößenbereich und verstärkt dadurch den Entmischungsvorgang (Grob-Feinmaterial) auf den Sandschwemmebenen.

Materialentzug durch Windaktivität ist nur nach Niederschlägen mit abflußbringender Stärke möglich, die frisch durchmischte Korngrößen flächenhaft der Windüberarbeitung exponieren.

Die durch das fließende Wasser überformten Flächen sind wichtige Liefergebiete für die rezenten Dünenakkumulationen, vor allem deswegen, weil sich auf den ungeschützten Ebenen größere Windstärken gut entfalten können. Die Herkunft der Dünen ist eng verknüpft mit den Formungsprozessen auf den Sandschwemmebenen: solange immer wieder durch den Transportvorgang äolisch transportierbares Material flächenhaft aufgedeckt wird, kann der Wind diese Korngrößen den Lockersedimenten entziehen; sobald der Transport durch das fließende Wasser unterbunden wird, ist Deflation nicht mehr möglich.

12. Diskussion der Ergebnisse

Die bisher vorgelegten Ergebnisse beantworten Fragen der Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes, insbesondere Fragen des rezenten Flächenbildungsmechanismus. Unter den gegebenen hochariden Klimabedingungen in der Zentralsahara findet aktive Flächenbildung nur in Verbindung mit der Hangformung statt. Die Formungsaktivität ist auf die Saumbereiche höher aufragenden Geländes beschränkt; Flächen bilden sich jeweils auf dem unteren Stockwerk, vornehmlich im Gebirgsvorland, vor Schichtstufen, in intramontanen Becken und im Bereich breit angelegter Talungen in Form von Sandschwemmebenen. Diese sind das jüngste noch aktive Glied in der Entwicklung meist schon tertiär angelegter Rumpfflächen und damit der Ausdruck rezenter Weiterbildung dieser Flachform (Folgefächern i. S. BÜDELS).

Die morphodynamischen Prozesse werden vor allem durch das Klimaelement Starkregen gesteuert. Die heftigen Schauer sind verbunden mit der Sammlung des Niederschlagswassers auf dem höher gelegenen Ge-

lände (meist Landterrassen der Schichtstufen), starken Aus- und Abspülvorgängen an den Hängen und Akkumulation, sowie Transport des ausgespülten Materials auf den unteren Flächen. Hinzu kommt die Windaktivität, die durch äolische Akkumulations- und Erosionstätigkeit z. T. eine erhebliche Überformung des Geländes hervorrufen kann.

Die Sandschwemmebenen kappen diskordant die drei jüngsten Terrassenakkumulationen im Tibestigebirge, von denen die sogenannte Niederterrasse mit Sicherheit dem mittleren Holozän zugeordnet werden kann; d. h. sie steht im Zusammenhang mit der neolithischen Feuchtphase. Die Anlage der Sandschwemmebenen muß jünger als diese sein.

Da die Niederterrasse noch einmal durch Schluchterrosion zerschnitten worden ist, ist anzunehmen, daß die Bildung der Sandschwemmebenen mit dem Beginn der jüngsten Akkumulationstätigkeit in den Wadis gleichzusetzen ist, die sich bis heute durchsetzen konnte (s. JANNSEN, 1969, GAVRILOVIC, 1970, JAKEL,

1971, BRIEM, 1976) und erhebliche Mächtigkeiten, vor allem im Gebirgsrandbereich erreichen kann (7 bis 9 m). Diese Annahme wird durch die oben beschriebenen Befunde untermauert: das Material der rezenten Akkumulationen in den Flußbetten entspricht dem des Grobmaterials auf den Sandschwemmebenen. Diese haben also subrezentenes Alter; die Epoche dieser Ausbildung kann keinen größeren Zeitraum als —3000 b. p. umfassen.

Es ist davon auszugehen, daß mit zunehmender Austrocknung ein kontinuierlicher Gestaltungswandel von der Schluchterosion zur Akkumulation und Flächenbildung im Gebirge zu verzeichnen ist, der sich langsam mit Verzögerung von unten nach oben und von außen nach innen in die höheren Gebirgsregionen fortsetzt. Auf den weiten Flächen, die die Gebirgsstöcke umgeben, ist derselbe Vorgang zu beobachten: die Austrocknung setzt sich von den zentralen Flächenteilen zu den Randgebieten durch, jedoch früher als im Gebirge, das aus Gründen der Massenerhebung wahrscheinlich noch wesentlich länger ein größeres Feuchtigkeitsaufkommen verzeichnen konnte. Die Sandschwemmebenen im Randbereich der Serire haben daher vermutlich ein etwas höheres Alter als die im Gebirgsinnern.

Ausgehend von der Annahme, daß gleiche Klimabedingungen die gleichen Formungsprozesse, also auch die gleichen Formen hervorrufen, soll abschließend untersucht werden, ob und wo fossile Analogformen zu den Sandschwemmebenen verbreitet sind und welche klimagenetischen und morphodynamischen Voraussetzungen zu diesen Formen führen.

Im untersten Flächenstockwerk gehen die gebirgsparallelen Sandschwemmebenen mit zunehmender Entfernung von den Stufen ohne Begrenzung in die weiten Serirflächen über, von denen weiter oben geschrieben wurde (s. Kap. 3.2 d). Die zentralen Teile der tertiären Rumpfflächensysteme werden von der Serir, die peripheren von den Sandschwemmebenen eingenommen (s. Abb. 2).

Nicht nur die stockwerkgebundene Lage, sondern auch Form, Materialzusammensetzung und stratigraphischer Aufbau der beiden Flächentypen ist gleich: es handelt sich in beiden Fällen um nahezu gestaltlose Flächen mit Neigungen unter 1 %, um kiesig-sandiges Material, dessen gröbere Bestandteile an der Oberfläche und dessen feinere Korngrößen im Untergrund angereichert sind. Sie unterscheiden sich vor allem durch ihr Alter: während die Sandschwemmebenen unter den rezenten Klimabedingungen geformt werden, verharren die Serirflächen weitgehend in morphodynamischer Inaktivität, sie sind fossil.

MECKELEIN (1959, S. 52 ff.) kommt zu den gleichen Ergebnissen und betont diesen Unterschied durch die Bezeichnung „Alluvial- bzw. Eluvialserir“: dabei entspricht die Alluvialserir den Sandschwemmebenen¹⁷. Beide Serirtypen sind morphodynamisch gleicher Entstehung, jedoch genetisch verschiedenen Alters: „Die alluviale Kieswüste wird heute gebildet, die Eluvial-Serire entstammen weitgehend dem Tertiär“; und

weiter: „Stets ist Serir-Entstehung mit subtropischer Flächenspülung verknüpft, und bei beiden Serir-Typen müssen also die klimatischen Voraussetzungen die gleichen oder werden doch höchstens graduell abgestuft sein ... Die alluviale Kieswüste verdankt ihre Entstehung gelegentlichem, schichtflutartig abfließendem Wasser“, während die Eluvialserir, heute unbewegt, nur noch der „mechanisch-chemischen Verwitterung und Abtragung“ unterliegt.

Wenn auch die Frage des Alters der Eluvialserir durch die Ergebnisse neuerer Forschungen widerlegt werden konnte (s. Kap. 3.2 d), so bleibt doch MECKELEINs Postulat des verschiedenen Alters und gleicher morphodynamischer Prozesse für die beiden Flächenarten bestehen. Die flächenbildenden Prozesse spielen sich heute nur im Bereich höher aufragenden Geländes ab; die Vorgänge werden durch den Einfluß des Hinterlandes gesteuert, welches als Liefergebiet für das Lockermaterial dient, das auf den Sandschwemmebenen verteilt wird.

Der Einfluß reicht nur soweit, wie Flutwellen auf den unteren Flächen, das Oberflächenmaterial bewegend, ausgreifen können; meist wird nicht mehr als ein Saum von 2 bis 3 km Breite bearbeitet¹⁸. Wie aber sind die Serirflächen entstanden, die in mehr als 100 km Entfernung von der nächsten Stufe ausgehende Areale einnehmen (Serir Tibesti 50 000 km²!), wenn man die gleiche Morphodynamik voraussetzt, die heute die Sandschwemmebenen bildet? Woher stammt das Material? Wie konnte es so flächenhaft verteilt (bewegt) werden? Welche klimagenetischen Schlußfolgerungen sind daraus zu ziehen?

Das Material, das die Serirflächen überdeckt, stammt, wie schon weiter oben beschrieben wurde (s. Kap. 3.2 d), aus den Alluvionen, die in den Feuchtzeiten des Quartärs und Holozäns in weiten Schwemmfächern über den tertiären Rumpfflächen abgelagert wurden. Diese Schwemmfächer sind von den Formen her nicht mehr zu erkennen, jedoch ist an Hand der Materialanalyse leicht nachzuweisen, daß diese Akkumulationen aus den Gebirgsräumen herantransportiert worden sind. Die Flußläufe erreichen heute kaum den Gebirgsrand, meistens versiegen sie in Endpfannen, die noch gebirgseinwärts liegen. In den rezenten Wadis findet (s. o.) selbst noch in Höhen über 1000 m Akkumulation

¹⁷ Der Ausdruck „Alluvialserir“ ist unglücklich gewählt, weil a) Serir etwas statisches bezeichnet und b) jede Serir z. T. alluvialer Entstehung ist. Ich schlage daher vor, den Terminus Sandschwemmebene für die rezenten Flächen zu verwenden, der schon vom Wortlaut her das aktive Element betont und den Terminus „Serir“ für die morphodynamisch inaktiven Flächen zu benutzen.

¹⁸ KLITZSCH (1966) konnte bei außergewöhnlich starken Niederschlägen beobachten, daß mit Sand angefüllte Benzinfässer (Pistenmarkierungen) durch Schichtfluten auf der Serir el Gattusa bewegt wurden. Er nimmt an, daß solche Regen alle 30 bis 40 Jahre erfolgen. Die S. el G. ist kleinräumig und von Stufen umrahmt, Schichtfluten dürften daher dort jedoch häufiger als auf den größeren Serirflächen auftreten.

statt. Die Korngrößen der Sedimente liegen fast ausschließlich im Kiesbereich. Die fossilen Serire weisen dagegen oft handgroße Gerölle auf, die also weite Strecken aus dem Gebirgsinnern heraustransportiert werden konnten. MECKELEIN (1959) beschreibt, daß die Korngrößen zum Zentrum der Serir hin zunehmen. Es müssen also Flüsse existiert haben, die in der Lage waren, auch größere Gerölle bis weit nach Norden über die Serir Tibesti hinweg zu transportieren.

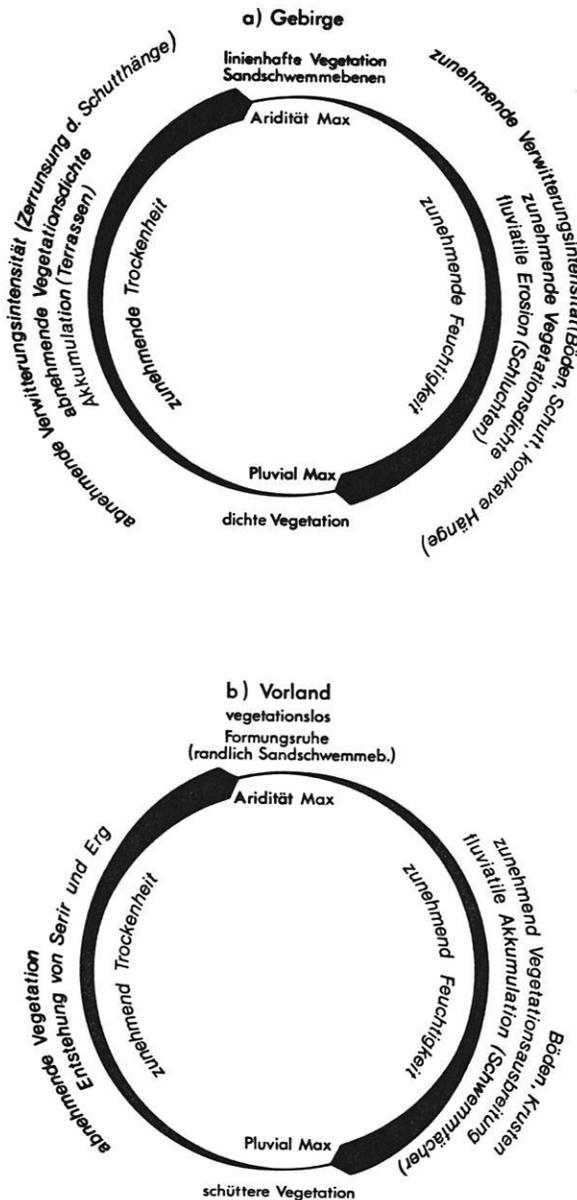
Diese setzen ein anderes Verwitterungs- und Transportmilieu voraus, als es heute gegeben ist, nämlich ein erheblich feuchteres, in dem sich auch Vegetation ausgebreitet haben dürfte; d. h. die Schwemmfächer sind mit Sicherheit im Maximum einer Feuchtzeit abgelagert worden. Dieser Behauptung liegen folgende Überlegungen zu Grunde: je feuchter das Klima, umso besser wird sich Vegetation entwickeln können, die sich im Gebirge aus Gründen der zusätzlichen Feuchtezufuhr dichter als auf den Flächen des Vorlandes ausbreiten konnte. Eine dichte Vegetationsbedeckung in Verbindung mit einem erhöhten Niederschlagsangebot hat eine Hemmung der flächenhaften Bodenversetzung und eine Förderung der linienhaften Erosion zur Folge. Mit abnehmender Dichte der Vegetation, also mit zunehmender Austrocknung nimmt die Möglichkeit flächenhafter Abtragung zu. Diese führt durch das Überangebot an Lockermaterial zur Akkumulation in den Gerinnen.

Die Akkumulationsterrassen im Gebirgsinnern sind daher als ein morphologisches Zeichen der Austrocknung anzusehen, während die Akkumulationen im Gebirgsvorland mit den Zeiten linienhafter Erosion im Gebirge gleichzusetzen sind, d. h. mit dem Feuchtemaximum. Die rumpfflächenbedeckenden Schwemmfächer, die das Ausgangsmaterial der Serirflächen bilden, sind also Zeugen der Zeiten des relativ größten Wasserangebots in der zentralen Sahara. MECKELEINs Feststellung, daß die Serirflächen im Zentrum das größte Material aufweisen, kann so erklärt werden: zur Zeit der stärksten Wasserführung gelangten die Flüsse am weitesten und mit der größten Fracht auf die Flächen des Vorlandes hinaus. Mit zunehmender Austrocknung verlagerte sich die Akkumulationstätigkeit in Richtung Gebirgsinneres unter Zurücklassung immer feineren Materials (s. die gestaffelten Ton-Endpfannen der letzten Austrocknung!). In gleichem Maße wanderte auch die Vegetation mit der Austrocknung und verließ zunächst die zentralen, dann die peripheren Teile der Flächen, um sich auf die Tiefenlinien der Wadis zurückzuziehen, denen sie heute, wenn überhaupt, galeriewaldähnlich folgt. Die Flächen weisen heute eine völlige Vegetationslosigkeit auf. Dieser Ablauf der Formung in Abhängigkeit von der Feuchte wird in Anlehnung an das Schema CHAVAILLONS (1964) erweitert und auch für das Gebirgsvorland in einem Versuch dargestellt (s. Fig. 20).

Die polygenetische Anlage der Flächen erschwert eine genauere Altersdatierung der Schwemmfächer. Da bisher eine Untersuchung dieses Problems fehlt, können

dazu auch nur wenige hypothetische Aussagen gemacht werden. Die gewaltige Ausdehnung der fluviatilen Akkumulationen setzt große Erosionsbeträge im Gebirge voraus.

Es ist nicht vorstellbar, daß zeitlich kurz befristete Klimaschwankungen, wie sie etwa im ausgehenden Würm und während des Holozäns nachgewiesen worden sind (s. Kap. 3.2 b), die maximal eine Phase erosiver Tätigkeit von 3000 Jahren hervorgerufen haben, eine Umlagerung von Material solchen Ausmaßes bewirkt haben können. Es ist daher anzunehmen, daß



Entw.: E. Briem n. Chavaillon 1964

Fig. 20 Entwicklung von Verwitterung, Morphologie und Vegetation im Laufe des Klimazyklus Arid—Humid (Pluvial) im Gebirge a) und auf den Flächen des Vorlandes b).

echte Klimaveränderungen mit lang andauernder Erosionstätigkeit im Gebirge für diese Akkumulationen verantwortlich zu machen sind.

In erster Linie ist dabei an die Erosionsphase im Tibeſti zu denken, die die mittelquartären Basalte der Serien SN3 und SN4 erfaßt und die das gesamte Gebirge durch Schluchten zertalende konnte. Die jüngeren Erosionsphasen haben mit Sicherheit den Bereich des Gebirgsvorlandes durch akkumulative Tätigkeit beeinflusst, der Hauptanteil der Sedimentmassen wird jedoch älter, zumindest würmzeitlich sein. Es muß also zumindest ein jungquartäres Alter des größten Teils der Schwemmfächer angenommen werden, aus denen sich die Serirflächen entwickelten. Die Ablagerungen sind durch fluviatile Akkumulation in den Zeiten des Feuchtmaximums echter, klimaverändernder Pluviale entstanden, die im Quartär nachgewiesen werden konnten (s. Kap. 3.2).

Die Schwemmfächer sind nach ihrer Ablagerung einer intensiven Umgestaltung unterworfen worden. Es haben sich aus diesen die Serirflächen entwickelt, die nahezu tischeben (0,4 ‰ Neigung) die tertiären Rumpfflächen überdecken. Unter der Annahme, daß die Serie fossile Sandschwemmebenen darstellen, weil sie der Form und dem stratigraphischen Aufbau nach den Sandschwemmebenen entsprechen, stellt sich die Frage, wann und wie sind die Serirflächen entstanden? Wann und unter welchen Voraussetzungen waren die flächenbildenden Prozesse formgestaltend wirksam, die unter den rezenten Klimabedingungen Sandschwemmebenen hervorrufen?

Die Einebnung der Schwemmfächer muß irgendwann zwischen Feuchtmaximum und -minimum eingetreten sein, wenn man die klimatischen Bedingungen der Jetztzeit als Minimum setzt, in der keine aktive Formung der Serire zu beobachten ist. Es muß eine Zeit gewesen sein, in der auch auf den vom Gebirge entferntesten Serirteilen flächenhaftes Verschwenmen des Materials möglich gewesen ist. Welche Voraussetzungen erfordert diese Feststellung?

Die Niederschläge müssen so intensiv gewesen sein, daß ein oberflächenhaftes, Unebenheiten verschwenmendes Versetzen des Lockermaterials möglich war. Die Niederschlagsmenge kann andererseits nicht so groß gewesen sein, daß sich eine dichtere Vegetation entwickeln konnte, die das Verschwenmen verhindert hätte. Diese Überlegungen führen zu dem Schluß, daß nur ein randtropisch-wechselfeuchtes Klima mit langer Trocken- und kurzer sommerlicher Regenzeit die Serirbildung hat hervorrufen können, wie im Folgenden näher erläutert werden soll.

In den Gebieten, die heute etwa diesen Klimatyp aufweisen wie der Sahel, setzt die kurze Regenzeit etwa im Juni—Juli mit außerordentlich heftigen, meist Gewitterschauern ein, die das Land kurzfristig unter Wasser setzen, da bekanntlich der Boden die herabstürzenden Niederschläge wegen seiner Trockenheit und Luftspeicherung nicht aufnehmen kann. Die Folge ist morphologisch ein häufiges Vorkommen von

Schichtfluten, die auch auf den Flächen geringer Neigung Abspülvorgänge hervorrufen, die große Materialmengen auf den Flächen versetzen. Vor allem bei Beginn der Regenzeit, wenn die Vegetation des Vorjahres verdorrt ist, und das neue Grün noch nicht aufgekeimt ist, werden maximale Werte der Materialumlagerung erreicht. Die lückenhafte Vegetation der Trockensavanne bzw. der Dornstrauchsavanne ermöglicht dem auf der Landoberfläche einschlagenden Tropfen der Starkregen, das Material durch den Spritz- und Planscheffekt aufzubereiten, aufzuschlemmen und dadurch transportabel zu machen. Es laufen dabei die gleichen Prozesse ab, die bei der Sandschwemmebenenbildung auftreten. Das grobe Material (hier: Sande) reichert sich an der Oberfläche an, während die feineren Korngrößen im Unterboden zusammenbackend festgehalten werden. Bei der Versickerung des Niederschlags werden die feinen im Wasser gelösten Bestandteile durch den aufliegenden Sand soweit nach unten verfrachtet bis die Dichte des Sediments ein weiteres Durchsickern verhindert.

Durch diese Feinmaterialanreicherung wird heute im Sahel eine Durchtränkung des Bodens mit Wasser praktisch ausgeschaltet, so daß die Niederschläge oberflächlich ablaufen und durch die hohe Verdunstungskapazität schnell aufgezehrt werden können. Das Feinmaterial verhindert auch die bei der Regenmenge mögliche Regeneration des Grundwassers.

In einer Studie über Abfluß, Erosion und Möglichkeiten einer Einschränkung derselben hat ROOSE (1967) die Ergebnisse eines Versuchsobjekts geschildert, das im Senegal aus Gründen der landwirtschaftlichen Nutzungsmöglichkeiten durchgeführt wurde. Eine Gruppe

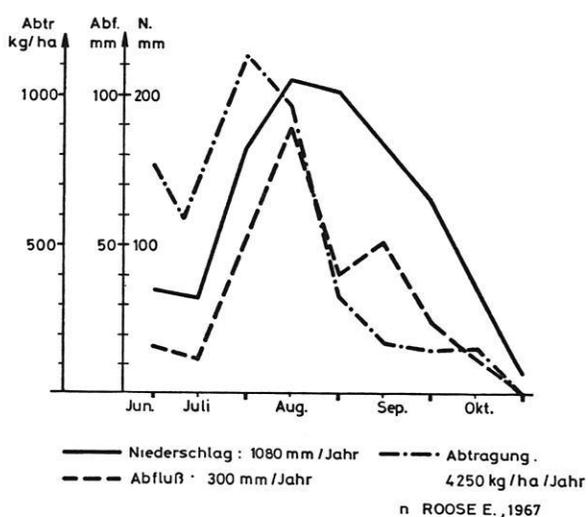


Fig. 21 Entwicklung von Niederschlag, Abfluß und Abtragung auf Flächen mit weniger als 2 ‰ Neigung. Nach ROOSE, E. (1967)

von Wissenschaftlern hat über 10 Jahre hinweg den Effekt der Starkregen auf die Landoberfläche gemessen. Es wurden auf Flächen mit weniger als 2 % Neigung Abfluß- und Erosionsmengen durch Auffangen des bewegten Materials in Sedimentationsbecken gemessen, und der Gang des Niederschlags, des Abflusses und der Erosion im Laufe der Regenzeit genau beobachtet. Tab. 6 und Fig. 21 stellen den Gang des Niederschlags dar, während in Tab. 7 die gemessenen Einzelleistungen der Niederschläge, deren prozentuale Abflußmengen und deren Erosionsmengen in kg/ha aufgezeigt werden.

Die Meßergebnisse zeigen deutlich, in welcher Weise die Starkniederschläge im Verlauf der Regenzeit morphologisch wirksam werden. Betrachtet man die Kurven von Abfluß und Abtragung in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge, so ist die Abtragsleistung zu Beginn der Regenzeit besonders hoch, obwohl die Abflußmenge relativ niedrig ist. Die vegetationslosen Untergründe nehmen die Niederschläge nur langsam auf, so daß das Material (sandiger Lehm) an der Oberfläche gut bewegt werden kann.

Zunächst verringert sich mit zunehmender Durchfeuchtung Abfluß und Abtragung, um dann Anfang Juli erneut mit rasch steigender Tendenz zuzunehmen. Der Boden ist nun tiefgründig durchfeuchtet, daß jeder Regen das Material leicht aufschlemmen und transportieren kann. Das Maximum der Abtragung ist Ende Juli erreicht.

Während die Niederschlagstätigkeit und die Abflußmenge noch bis Mitte August zunehmen, nimmt die Abtragsleistung ab. Die aufkeimende Vegetation behindert den Abschwemmvorgang. Trotz nahezu gleichbleibender Niederschlagsmenge verringert sich ab Mitte August die Abfluß-, vor allem aber die Abtragsleistung erheblich. Das Heranwachsen der Pflanzen unterbindet in zunehmendem Maße die morphologische Aktivität. Die Ernte (Getreide, meist Hirse) Anfang September macht sich noch einmal durch die Erhöhung der Abflußleistung bemerkbar, das Wurzelwerk der Pflanzen aber verhindert ein größeres Abschwemmen des Bodens. Bis zum Ende der Regenzeit verringert sich mit abnehmender Niederschlagstätigkeit die Abflußmenge, während die Abtragsrate im Verhältnis leicht ansteigt. Am Ende der Regenzeit hemmt die im Boden verbleibende Restfeuchtigkeit und die noch überdauernde Vegetation sowohl Abfluß als auch Abtragung.

In Fig. 22 wird dieser Vorgang dadurch verdeutlicht, daß die Entwicklung der Mittelwerte pro Niederschlag und die davon abhängige Abfluß- und Abtragungsmenge aufgezeichnet werden.

Der zunächst widersinnige Verlauf der Kurven in Fig. 23, der die Abhängigkeit der Abfluß- und Abtragungsmengen von den Niederschlagshöhen zeigt, wird wiederum durch das Phänomen der heranwachsenden Vegetation geklärt.

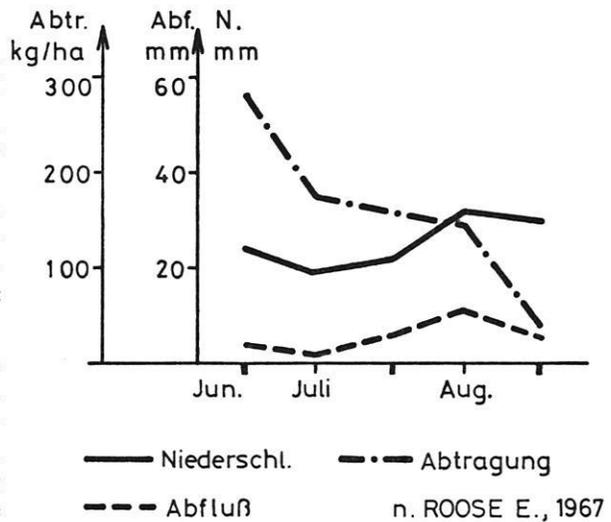


Fig. 22 Entwicklung von Niederschlag, Abfluß und Abtragung pro Regen (Mittelwerte). Nach ROOSE, E. (1967)

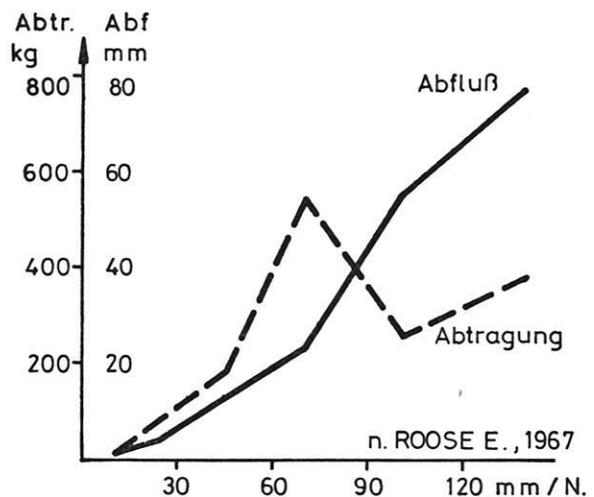


Fig. 23 Abfluß und Abtragung in Abhängigkeit von der Höhe der Niederschläge.

Niederschläge mit einer Intensität bis zu 90 mm pro Regen fallen zu Beginn der Regenzeit, während Regen mit noch größerer Intensität nur zur Zeit des Vegetationsmaximums Mitte bis Ende August fallen. Daher nimmt die Denudation bei Niederschlägen über 90 mm ab.

Die Tab. 6 und 7 sollen den Effekt der Starkniederschläge auf den vegetationslosen Boden noch einmal an Hand einzelner Messungen verdeutlichen. Betrachten wir zunächst nur die Spalte 15. bis 31. Juli in

schlägen charakterisiert war. Es scheint, daß sich der tropische Einfluß der Formung in den Zeiten der sog. Südpluviale des Quartärs und Holozäns nicht weiter hat nach Norden ausdehnen können als bis etwa 28° N. Mit zunehmender Breite sind weder Serire noch Sandschwemmebenen verbreitet; sie werden weiter nördlich von Pedimenten und Trockenschutthängen abgelöst, die nach Meinung des Verfassers typisch für Trockenräume mit überwiegend ektropischer Luftmassenbeeinflussung sind, d. h. für Trockengebiete, die überwiegend Winterregen empfangen. Die Verteilung der Gebiete mit tropischer bzw. ektropischer Formungsart sprechen dafür, daß sich zumindest in der letzten Feuchtzeit der Wüstengürtel nicht zonal verschoben hat, sondern daß ein allgemein feuchteres Klima den Gesamttraum beherrscht hat, sozusagen eine Wüste im heutigen Sinne nicht existent war.

Dieses klimatische Milieu war nach den Ergebnissen einschlägiger Forschungen (s. o. Kap. 3.2 und 3.3) während der sogenannten neolithischen Feuchtphase gegeben. Allein die Funde von Fossilien sudanesischer Großsäuger und ihre zeitliche Einordnung beweisen, daß zur Zeit des Neolithikums (—7000 bis —4000 b. p.) ausreichende Lebensmöglichkeiten für diese Fauna im Raum der zentralen Sahara vorhanden waren. Im besonderen Maße haben die zahlreichen Funde aus dem Kulturgut des neolithischen Menschen, vor allem Felsbilder und Steinwerkzeuge, dazu beigetragen, den Lebensraum dieser Zeit und dessen klimatische Ausstattung besser kennenzulernen. Aus der umfangreichen Literatur zu diesem Thema soll hier nur auf die Arbeiten von BUTZER (1957 b, c) verwiesen werden.

Die Befunde beweisen, daß das Neolithikum bedeutend feuchter als die Jetztzeit war. Die Sahara trug, auch in den heute hyperariden Bereichen, ein Vegetationskleid vom Typ der Trocken- bzw. Dornstrauchsavanne, das auch den größeren anspruchsvolleren Tieren genügend Nahrung bieten konnte. Die Analyse der Fossilien von Fauna und Flora zeigen eindeutig, daß dieser Raum im mittleren Holozän von einem randtropisch-wechselfeuchten Klima beherrscht wurde. Es ist anzunehmen, daß im Gesamttraum der zentralen Sahara auch in den Gebieten der sogenannten Kernwüste (Serir Tibesti, ostlibysche Wüsten) durchschnittlich mehr als 50 mm/Jahr als Sommerregen gefallen sind.

Die morphologische Analyse der Sandschwemmebenen und ihre Anwendung auf die Serirflächen kann diesen Befund nur bestätigen. Demnach sind nach der Ablagerung ausgedehnter Schwemmfächer zur Zeit des letzten echten Pluvials (i. S. einer Klimaänderung, wahrscheinlich Würm) mit zunehmender Austrocknung die Serirflächen, vor allem zur Zeit des neolithischen Subpluvials entstanden, in der die Klimaverhältnisse durch randtropische Sommerregen charakterisiert waren.

Zu dieser Zeit waren die gleichen formgestaltenden Prozesse auf den Schwemmfächern wirksam, wie sie heute auf den Sandschwemmebenen und auf den Flächen des Sahels zu beobachten sind. Flächenspülung,

hervorgerufen durch die Niederschlagsart Starkregen in Verbindung mit der aquatischen und äolischen Akkumulation von Feinmaterial (Tone, Schluffe, Feinsande) und dem (Schwemm-)Transport größerer Korngrößen (Kiese, Sande) haben zur vollständigen Einebnung dieser Flächen geführt. Dieser tropische Formungsmechanismus kann nur auf ein randtropisch-wechselfeuchtes Klima zurückgeführt werden, das mit langer Trocken- und kurzer Regenzeit die notwendigen heftigen Niederschläge erbracht hat, die auch auf den zentralen Teilen der Serir spülend wirksam wurden.

Vermutlich sind auch die Serirböden (s. MECKE-LEIN, 1959) in den Zeiten erhöhter Verwitterungsintensität durch größere Feuchtigkeit in Verbindung mit hohen Temperaturen entstanden. Die Entwicklung der Serirflächen geht demnach aus von der Anlage weiter Schwemmfächer in den Zeiten der „Nordpluvial“-Maxima. Die Einebnung der Schwemmfächer erfolgte in den Zeiten des klimatischen Einflusses der „Südpluviale“, in denen sich mit großer Wahrscheinlichkeit auch die Serirböden entwickeln konnten.

Die Frage der Entstehung der Ergs muß in diesem Zusammenhang gesehen werden. Trotz stetig, z. T. heftig wehender Winde kann auf den Serirflächen keine Deflation heute mehr stattfinden: die grobe geschlossene Kiesdecke verhindert jede Aufnahme äolisch transportierbaren Materials. Windfracht kann nur da ausgeblasen werden, wo ständig Korngrößen dieses Spektrums oberflächenhaft exponiert werden. Dies ist heute nur bei den Sandschwemmebenen gegeben, wenn das fließende Wasser das Material an der Oberfläche bewegt hat. Die Sandschwemmebenen sind das Liefergebiet für das äolische Material, welches heute in den rezenten Dünen angesammelt wird.

Die weite Ausdehnung und große Mächtigkeit der Dünenansammlungen in den Ergs schließt aus, daß diese durch die Deflation von Material aus den Sandschwemmebenen entstanden sind. Die ungeheuren Sandmassen können nur durch länger andauernde Akkumulationstätigkeit des Windes bei stetiger Aufnahmemöglichkeit von äolischer Fracht von einem großflächigen Liefergebiet angehäuft werden. Es ist daher anzunehmen, daß das Material der Ergs zum größten Teil fossil ist, wenn es auch innerhalb der Ergs heute noch bewegt wird. Auch MECKELEIN (1959) kommt zu dem Schluß, daß die Ergs fossil seien. Er schreibt (s. 70 ff.): „Dementsprechend ist die Hauptperiode ihrer Bildung in eine vergangene, relativ feuchtere Zeit zurückzuverlegen. Gerade Sandmeere sind also kein eindeutiger Beweis für vollarisches Klima . . .“ Eine genauere Fixierung des Alters der Ergs gibt MECKELEIN nicht an.

Die oben beschriebenen Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß die Ergs während der langsamen Austrocknung des zentralsaharischen Raumes im Spätwürm und Holozän entstanden sind, in einer Zeit, als noch genügend Niederschläge fielen, die ein oberflächhaftes Verschwemmen von Material auf den angrenzenden großen Flächen ermöglichten. Diese klimatische Situation

war z. Z. der Serirflächenbildung, vor allem im Neolithikum gegeben, als die sommerlichen Starkniederschläge immer wieder weitflächig äolisch transportables Material exponieren konnten, ohne daß eine zu dichte Vegetationsdecke die Deflation hat unterbinden können.

Ergs und Serirflächen sind mit großer Wahrscheinlichkeit gleichaltrig. Beide Formen sind nicht Zeugen eines hochariden Klimas wie das der Jetztzeit, sondern Relikte einer Zeit zunehmender Austrocknung, als noch auf den Weiten des Landes spülende und verschwem-

mende Prozesse stattfanden bei lückenhafter Vegetation und langanhaltender jährlicher Trockenheit. Die Deflation fand in der langen Zeit der jährlichen Austrocknung, die Exposition der Windfracht in der kurzen Zeit der sommerlichen Regen statt. Erg- und Serirbildung sind als eine voneinander abhängige Formgebung zu betrachten.

Abschließend wird in Tab. 8 die Genese der Formen in der zentralen Sahara in ihrer Abhängigkeit von den jeweiligen Klimaeinflüssen dargestellt (s. a. Fig. 4).

Genese von Formen und Klima in der zentralen Sahara im Laufe der jüngsten Erdgeschichte

ZEIT	MORPHOLOGISCHE EREIGNISSE (VERW., FORMUNG)			KLIMA
	GEBIRGE	von der Höhenlage unabhän. Formung	VORLAND	
TERTIÄR	RUMPFFLÄCHENBILDUNG (Rotlehme, tiefgrün. Vergrus.)			wechselfeucht-trop.
PLIOZÄN	älteste Talbildung		Schwemmfächer ?	trockener
ALF- QUARTÄR	Wechsel von Erosions- u. Akkumulationsphasen,		Schwemmfächer, Serir- u. Ergbildung	PLUVIALE - u.
MITTEL- JUNGQUARTÄR (bis etwa)	Schluchten, ältere Terrassen		im Wechsel	INTERPLUVIALE
30 000 b.p.	Erosion Schluchten ++	Verw.+++ Hangschutt, Bodenbildung	AKKUMULATION Schwemmfächer	Pluvial Max. mediterran
20 000 ?	AKKUMULATION O.T.	Verw. - Hangabtrag.	Serirbildung	trockener
15 000	Erosion, Schluchten	Verw. ++ Schutt, Böden	Schwemmfächer	feuchter (medit.)
8 000	AKKUMULATION M.T.	Verw. - Hangabtragung	Serirbildung	trockener
5 000	Erosion, Schluchten	Verw. + Schutt, Böden	Serirbildung +++	neolith. Feuchtphase (tropischer Einfl.)
3 500	Akkumulation N.T.	Verw. -- Hangzerrunsung	Serirbildung -	trockener
1 500	Erosion, Schluchten	Verw. - Hangabspülung	Serirbildung	feuchter
heute	rez. Akkumulation	Verw. -- Hangzerrunsung	Sandschwemmebenen	hocharid
(Intensität, stark ++, schwach --)				

Tab. 8 Versuch der chronologischen Einordnung der morphologischen Ereignisse in Beziehung zum Klima.

13. Zusammenfassung

a) Die morphodynamischen Vorgänge

Die nur wenig geneigten Sandschwemmebenen (0 bis 3 %) der zentralen Sahara entstehen durch das Zusammenwirken von Wind und Wasser. Folgende Prozesse konnten im Einzelnen durch Feldexperimente (künstlicher Regen) nachgewiesen werden:

1. Sedimentation der feinen Korngrößen (Feinsand, Schluffe, Tone) durch Niederschläge von nicht abflußbringender Stärke,
2. Akkumulation von Windfracht (0,5 mm-Staubfraktion),
3. linienhaft-anastomosierender (stream-flood) und gelegentlich auch flächenhafter (sheet-flood) Transport von Oberflächenmaterial bei Niederschlägen abflußbringender Stärke,
4. Deflation mittlerer und feiner Korngrößen (0,5 mm-Tonstaub) nach Transportvorgängen (Exposition des Materials).

Dabei wirken die Vorgänge wie folgt zusammen:

Bei den Niederschlägen von nicht abflußbringender Stärke werden die Lockersedimente an der Oberfläche entmischt. Die feineren Korngrößen sickern durch das eindringende Wasser im Porenhohlraum des Sediments nach unten; sie sammeln sich und dichten den Untergrund ab. Es entsteht eine Feinmaterialschiicht im Untergrund in wechselnder Tiefe (2 bis 10 cm) in Abhängigkeit von der Menge der groben Körner im Oberflächenmaterial.

Die im Untergrund sedimentierten Korngrößen werden in der Oberflächenschicht durch Windfracht ersetzt. Beim Sandfegen wird das Sediment mit den mittleren Korngrößen wieder aufgefüllt, während die feinen Korngrößen nach Abflauen des Windes durch den Staubniederschlag hinzugefügt werden.

Diese beiden Prozesse sind als echt flächenbildende (aufbauende) Vorgänge anzusprechen.

Der Transport von Oberflächenmaterial ist abhängig von deren Mächtigkeit und der Intensität des Niederschlags. Er wird hervorgerufen durch die im Untergrund verklebende Feinmaterialschiicht, die den Wasserstauer bildet. Die Oberflächenschicht wird über diese Wasserschicht hinwegbewegt durch stream-flood bei Niederschlägen geringerer Intensität und durch sheet-flood bei besonders heftigen Niederschlägen. Das Material wird schiebend oder wälzend bewegt.

Nach den spontanen und sporadischen Transportvorgängen liegen die für den Wind transportablen Korngrößen erneut an der Oberfläche und können ausgeblasen werden (die Sandschwemmebenen sind daher Lieferflächen für die rezenten Dünen).

b) Die Morphogenese

Sandschwemmebenen sind in der zentralen Sahara als charakteristische gebirgsraumparallel auftretende Formen weit verbreitet. Es sind Ebenen, die auf dem niedrigsten (jüngsten) tertiären Rumpfflächenniveau entwickelt sind; sie werden unter den gegebenen hoch-ariden Klimabedingungen geformt. Sie sind daher als eine Typform der ariden Morphodynamik anzusprechen, als aride Form der Erhaltung und Weiterbildung von Rumpfflächen (Sukzessionsflächen).

Form und Schichtung der Serirflächen sind denen der Sandschwemmebene gleich. Die Serirflächen sind morphodynamisch auf gleiche Weise entstanden wie die Sandschwemmebenen; während die Serirflächen heute Ruheformen darstellen, werden die Sandschwemmebenen aktiv geformt.

Auch die Serire zeigen einen polygenetischen Aufbau: quartäre Schwemmfächer breiteten sich in den Zeiten der Pluvialmaxima über den tertiären Rumpfflächen aus. Diese wurden während der Austrocknungszeiten zu Seriren umgeformt durch dieselben Prozesse, wie sie heute bei der Bildung von Sandschwemmebenen zu beobachten sind. Wahrscheinlich handelte es sich um Klimate sahelischen Charakters mit langen Trockenzeiten und kurzen sommerlichen Regenperioden (neolithische Feuchtphase). Die Entwicklung der Ergs muß in die gleiche Zeit gestellt werden.

Die Sandschwemmebenen sind ein Relikt dieser Formungsart, sozusagen das Rückzugsstadium der Serirbildung. Deshalb findet sich dieser Flächentyp an den Gebirgrändern und auf intramontanen Ebenen, dort, wo die Niederschläge aus dem Hinterland die Überformung des Gebirgssaums ermöglichen. Man kann die Prozesse der Sandschwemmebenenbildung heute bis in Höhen von 1000 m im Gebirge beobachten. Es kommt zur denudativen Tieferlegung der Flächen, wenn die Sandschwemmebenen zwischen einem tief eingeschnittenen Vorfluter und rückwärtigen Steilstufen eingeschaltet sind.

Résumé

a) Morphodynamique

Les «plaines de sable» (Sandschwemmebenen) du Sahara central (inclinaison 0—3 %) résultent de la combinaison de l'action du vent et de l'eau. Les processus suivants pouvaient démontrer par expériences sur le terrain (pluies superficielles):

1. sédimentation des grains fins (sable fin, limons, argiles) par les pluies sans écoulement,
2. accumulation des grains (0,5 mm-poussière d'argile) par le vent,
3. transport linéaire-anastomosant (stream-flood) et occasionnellement transport par ruissellement en nappe (sheet-flood) du matériel superficiel par les pluies avec écoulement,
4. déflation des grains (0,5 mm-poussière d'argile) après transport (exposition du matériel).

Les processus se composent de la façon suivante: Les sédiments meubles superficiels sont démêlés par les pluies sans écoulement. Les grains fins suintent avec l'eau pénétrante par la grande porosité du matériel superficiel; ils accumulent à 2—10 cm (dépendant de la quantité des grains gros (2 cm—0,5 mm) dans la couche superficiel) et calfeutrent le soubassement.

Le sédiment superficiel est rempli de grains éoliens par vent de sable (grains 0,5 mm, 0,125 mm) et après l'action du vent par précipitation de poussière.

Ces deux processus sont responsables pour la construction d'une surface plane.

Le transport du matériel superficiel est dépendant de son épaisseur et de l'intensité de la pluie. Il est provoqué par la couche de grains fins au soubassement, qui agit comme toit imperméable. La couche du matériel superficiel est remuée par dessus de ce toit imperméable par «stream-flood» (intensité moins forte) ou par «sheet-flood» (intensité très forte de la pluie). Le matériel est remuée par un transport poussant et roulant.

D'après l'action spontanée et sporadique du transport le matériel transportable par le vent est exposé de

nouveau à la surface et peut être soufflé par l'action du vent (surface livrante pour les dunes récentes).

b) Morphogenèse

Les plaines de sable sont répandues comme formes caractéristiques du Sahara central partout le long des lignes d'affleurement sur le niveau bas, tandis que les hamadas sont étendus sur les niveaux élevés; normalement il s'agit des surfaces d'érosion (d'aplanissement), dont la plus jeune est celle des plaines de sable ou de la serir. Les plaines de sable sont formées par le climat hyperaride actuel: elles représentent la forme typique de la morphodynamique aride, la forme aride de la conservation et continuation des surfaces d'érosion tertiaires les plus jeunes (Sukzessionsflächen).

La forme et la stratification des serirs sont comparable avec les plaines de sable. Elles sont le résultat de la même morphodynamique, mais elles sont des formes mortes, tandis que les plaines de sable sont formées actuellement.

Les serirs sont d'origine polygénique: des cônes alluviaux quaternaires se sont étendus sur les surfaces d'érosion tertiaires aux temps des pluviations maximales. Ces cônes alluviaux étaient transformés en plaines du type «serir» pendant l'aridification par un climat «sahélien» avec des périodes arides longues et des périodes humides courtes à l'été (néolithique). C'étaient aussi les temps de la naissance des ergs.

Les plaines de sable représentent la forme «retraite» active de la serir. C'est pourquoi elles se trouvent sur les surfaces à côté des montagnes et sur les bassins d'entremont, là, où les pluies en combinaison avec un arrière-pays élevé ont encore la possibilité de former les bordures de la montagne. On peut observer les processus de façonnement des plaines de sable aujourd'hui jusqu'aux hauteurs de 1000 m sur les bassins d'entremont; quand il y a des lits de rivières incisés qui sont les niveaux de base pour les plaines de sable, les processus morphologiques ont l'effet de dénudation (l'érosion en surface).

Summary

a) Morphodynamic processes

The sandy alluvial plains of the Central Sahara have only a slight incline (0—3 %) and are the result of the combined action of wind and water. The following processes could be demonstrated in detail by field experiments (artificial rain):

1. sedimentation of fine grains (fine sand, silt, clay) by precipitation too slight for run-off,
2. accumulation of wind-transported material (0.5 mm dust particles),
3. stream-flood and occasionally sheet-flood transport of surface material by precipitation of run-off strength,
4. deflation of medium and fine grains (0.5 mm clay dust) after transport (material exposed).

The processes act as follows:

In the case of precipitation not heavy enough for run-off, loose sediments are exsolved on the surface. The finer grains seep downwards through the infiltrating water in the pore space of the sediment; they collect and seal off the subsurface. A layer of fine material is formed at varying depths in the subsurface (2—10 cm) depending on the amount of coarse grains in the surface material.

The grains sedimented in the subsurface are replaced by windfreight in the surface layer. Winnowed sand replenishes the sediment with medium-sized grains, fine grains are added when the dust settles after the wind has died down.

These two processes may be seen as accumulative (formative) processes.

The transport of surface material depends on its thickness and the intensity of precipitation. It is brought about by the fine material layer binding together in the subsurface and damming up the water. Stream-flood (in the case of less intense precipitation) and sheet-flood (when precipitation is particularly heavy) bring this surface layer into a pushing and rolling

motion. After the spontaneous and sporadic transport the grains movable by the wind lie on the surface again and can be blown away (the sandy alluvial plains are thus a source of supply for the recent dunes).

b) Morphogenesis

Sandy alluvial plains are characteristic formations of the Central Sahara and are found parallel to the mountain fringes. They developed on the lowest (most recent) tertiary peneplain level under the given extreme arid climatic conditions. They are therefore to be regarded as a typical arid morphodynamic formation, as the arid form of conserving and developing peneplains (Sukzessionsflächen).

Serirs and sandy alluvial plains are similar in form and stratification. Both share the same morphodynamical genesis; the former are stationary forms, the latter active.

The serirs also have a polygenetic structure: quaternary fans spread out over the tertiary peneplains during the pluvial maxima. During the drying-out phases these were re-formed into serirs by the same processes observed today in the formation of sand plains, in all probability in "Sahel" climates with long dry periods and short periods of rain in the summer (neolithic wet phase). The development of the ergs belongs to the same period.

The sandy alluvial plains are a relict of this type of formation, so to speak the withdrawal stage of serir formation, and are thus to be found on the borders of mountains and in intermont areas, where precipitation from the hinterland can shape the mountain fringes. The processes of sandy alluvial plain formation can be observed today in the mountains up to heights of about 1000 m. Denudation takes place when the sandy alluvial plains lie between a deep-lying drainage-channel and retrograded escarpments.

- MENSCHING, H. (1970): Piedmont plains and sand-formations in arid and humid tropic and subtropic regions. — *Z. f. G., Suppl.*-Bd. 10.
- MESSERLI, B. (1972): Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti. — *Hochgebirgs-Forschung — High Mountain Research*, H. 2, Innsbruck-München.
- MOLLE, H. G. (1968): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). — *Dipl.-Arbeit am II. Geogr. Inst. der FU, Berlin*.
- MOLLE, H. G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). — *Berliner Geogr. Abhdl.*, Heft 8.
- OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur pleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. — *Berliner Geogr. Abh.*, H. 5, S. 27-37.
- OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemağayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. — *Berliner Geogr. Abhdl.*, H. 12.
- PACHUR, H.-J. (1966): Untersuchungen zur makroskopischen Sandanalyse. — *Berliner Geogr. Abhdl.*, H. 4.
- PACHUR, H.-J. (1970): Zur Hangformung im Tibesti-Gebirge. — *Die Erde*, H. 1.
- RAHN, P. H. (1967): Sheetfloods, Streamfloods and the Formation of Pediments. — *Annals of the Association of American Geographers*. Vol. 57, S. 593-604.
- ROGNON, P. (1962): Observations nouvelles sur le Quaternaire du Hoggar. — *Abhdl. ersch. in: Trav. Inst. Rech. Sah. T. XIX*, Alger.
- ROGNON, P. (1967 a): Le Massif de l'Atakor et ses Bordures (Sahara Central). *Etude Géomorphologique*. — *Centre National de la Recherche Scientifique, Paris*.
- ROGNON, P. (1967 b): Climatic Influences on the African Hoggar during the Quaternary, based on Geomorphologic Observations. — *Annals of the Association of American Geographers*, Vol. 57, Nr. 1, S. 115-124.
- ROHDENBURG, H. (1970): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. — *ZfG.*, N. F., Bd. 14, H. 1, S. 58-78.
- ROLAND, N. W. (1971): Zur Altersfrage des Sandsteins bei Bardai (Tibesti Rép. Tchad). — *Neues Jahrbuch Geol. Paläont. Mh.*, Jg. 1971, H. 8, S. 496-506, Stuttgart.
- ROLAND, N. W. (1974): Zur Entstehung der Trou-au-Natron-Caldera aus photogeologischer Sicht. — *Geol. Rdschau*, Bd. 63.
- ROOSE, E. (1967): Dix années de mesure de l'érosion et du ruissellement au Sénégal. — *L'Agronomie tropicale*, extrait du no. 2.
- SCHWARZBACH, M. (1953): Das Alter der Wüste Sahara. — *Neues Jhrb. Geol. Pal.* 4, Stuttgart.
- SCHWARZBACH, M. (1961): Das Klima der Vorzeit — Eine Einführung in die Paläoklimatologie. — *Stuttgart*.
- SCHULZ, E. (1973): Zur quartären Vegetationsgeschichte der zentralen Sahara unter Berücksichtigung eigener pollenanalytischer Untersuchungen aus dem Tibesti-Gebirge. — *Wiss. Hausarbeit am FB 23 der FU Berlin*.
- SCHULZ, E. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen quartärer Sedimente aus dem Tibesti-Gebirge. — *FU Pressedienst Wissenschaft Nr. 5/74*.
- VINCENT, P. (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). — *Mémoires du BRGM. No. 23. Edition BRGM, Paris*.
- VANNEY, J. R. (1967): Über Starkregen in Wüstengebieten. — *P. M.*, H. 2.
- WACRENIER, P. (1958): Notice explicative de la Carte Géologique Provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 000 000. — *Brazzaville: Directions des Mines et de la Géologie. AEF*.
- WEISE, O. (1970): Zur Morphodynamik der Pediplanation. — *Z. f. G., Suppl.*-Bd. 10.
- WICHE, K. (1963): Fußflächen und ihre Deutung. — *Mitt. der Österr. Geogr. Gesellschaft Bd. 105*.
- WILHELMY, H. (1972): *Geomorphologie in Stichworten*. — Bd. II.
- WISSMANN, H. (1951): Über seitliche Erosion. — *Colloquium Geographicum I, Bonn*.
- YAIR, A. (1972): Observations sur les effets d'un ruissellement dirigé selon la pente des interfluves dans une région semiaride d'Israel. — *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, (2), Vol. XIV, Fasc. 5.
- YAIR, A. und KLEIN, M. (1973): The influence of surface properties on flow and erosion processes on debris covered slopes in an arid area. — *Catena*, Vol. 1, Gießen.
- ZIEGERT, H. (1966): Climatic changes and Paleolithic Industries in Eastern Fezzan, Libya. — *SCL/NCH*.
- ZIEGERT, H. (1967): Dor el Gussa and Gebel ben Ghnema. — Zur nachpluvialen Besiedlungsdichte des Ostfezzan. — *Franz Steiner, Wiesbaden*.

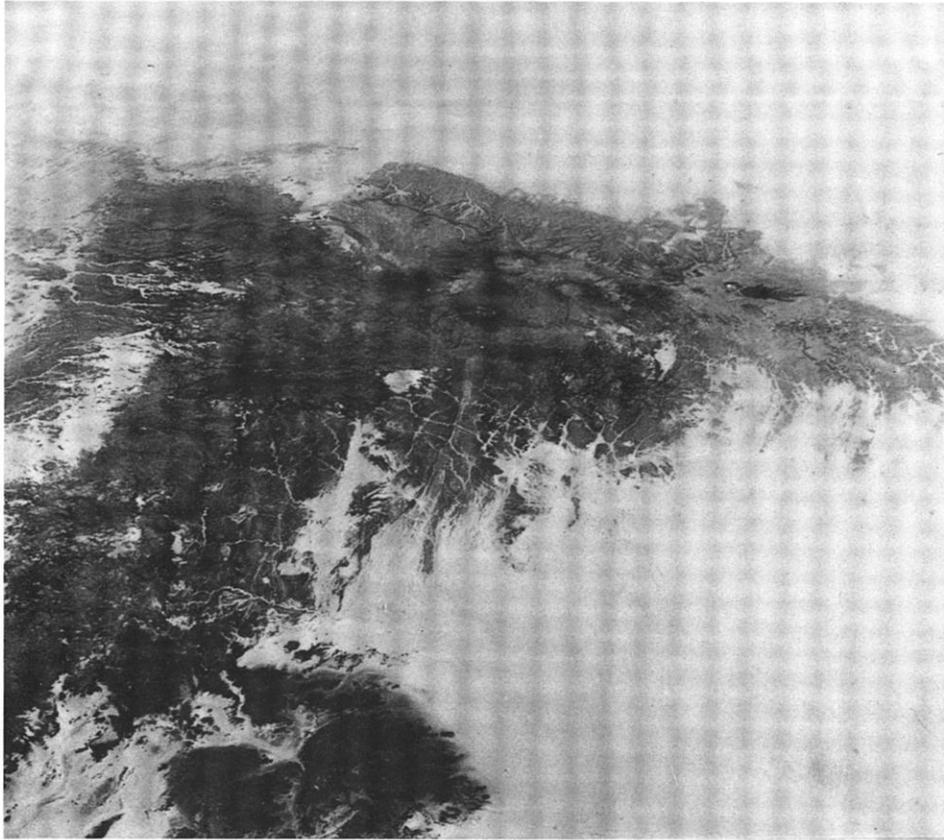


Abb. 1 Satellitenaufnahme des Tibesti-Gebirges (Gemini VII, Flughöhe 216 km, Blickrichtung SSW)

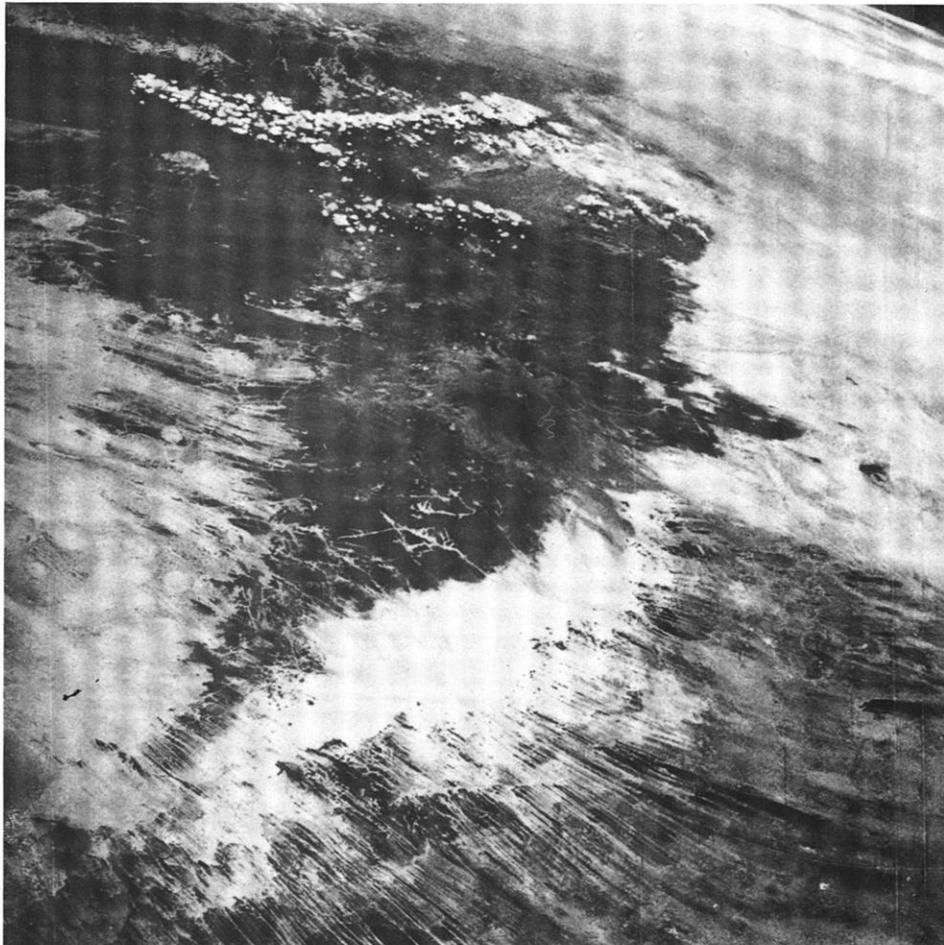


Abb. 2 Satellitenaufnahme des Tibesti-Gebirges (Gemini VII, Flughöhe 216 km, Blickrichtung SE)

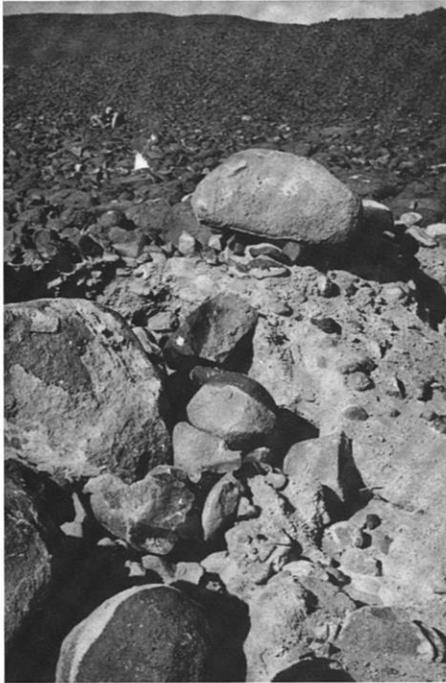


Abb. 3 Anschnitt
im Blockschutt-
material eines
konvex-konkaven
Hanges
(Djebel Soda)



Abb. 5
Sandstein-Hamada:
Steinpflaster,
unterlagerndes
Feinmaterial
Frischer Kernsprung
im Hintergrund
(Djebel
ben Gnemma)



Abb. 6
Basalthamada
(Djebel Eghei)
mit Entwässer-
ungsmulden
zur Stufenstirn

Abb. 4 Basalt-Block-
hamada (Djebel Eghei)
und Feinmaterial unter
einer Kiesdecke



Abb. 8
Schutttrampe und
schuttentblößter
Stufenhang
bei Sebha

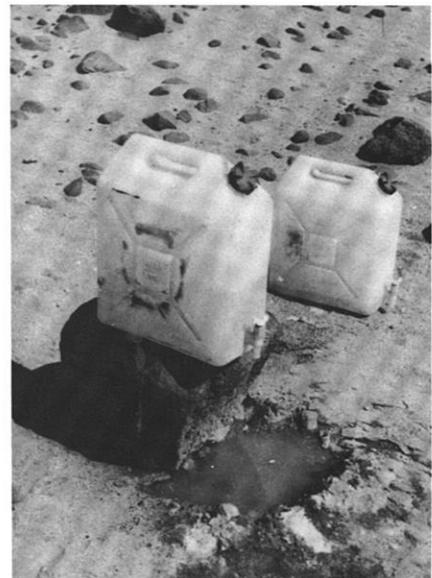


Abb. 7 Staufähigkeit der
Feinmaterialsicht am Lager Djebel Eghei



Abb. 9 Auflösung der Schutthänge, Dreiecksform am Hang und auf der Sandschwemmebene. Reste von Hangschutt auf der Fläche (Djebel Eghei)



Abb. 10 Auflösung konkaver Schutthänge (Schuttrampen) (Djebel Eghei)



Abb. 11 Eingreifen der unteren Fläche in den Schutthang, seitliche Unterschneidung und Ausräumung des Hangschutts (Djebel Eghei)



Abb. 13 Kerbrinnenzerschneidung des Hangschutts (bei Sebha)



Abb. 12 Auflösung des Schutthangs durch Ausspülung von oben und Kerbrinnenzerschneidung der Schuttreste (Djebel Eghei)



Abb. 14 Kerbrinne im Hangschutt. Anreicherung des Grobschuttes an der Oberfläche durch Entzug des Feinmaterials (bei Sebha)

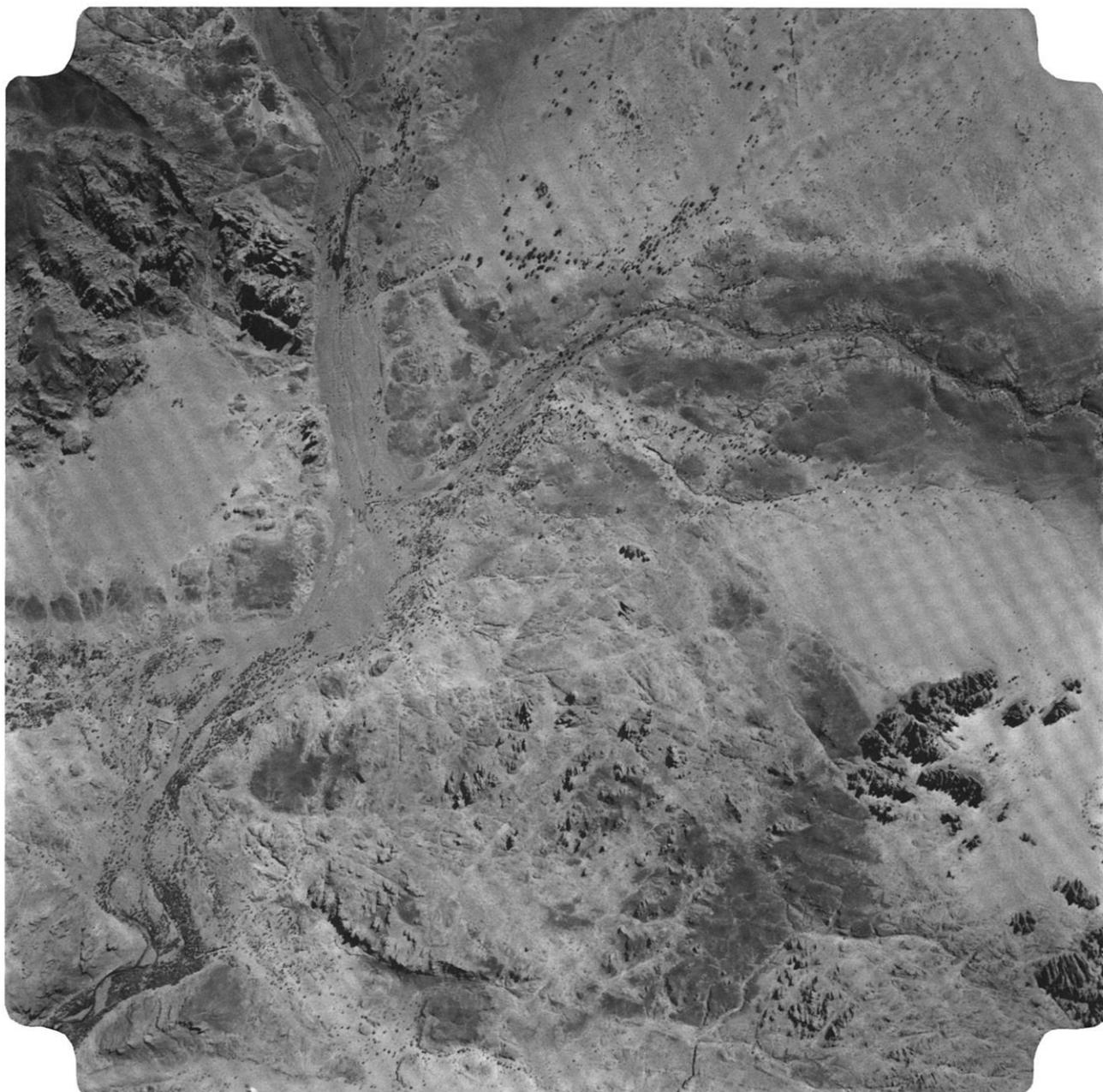
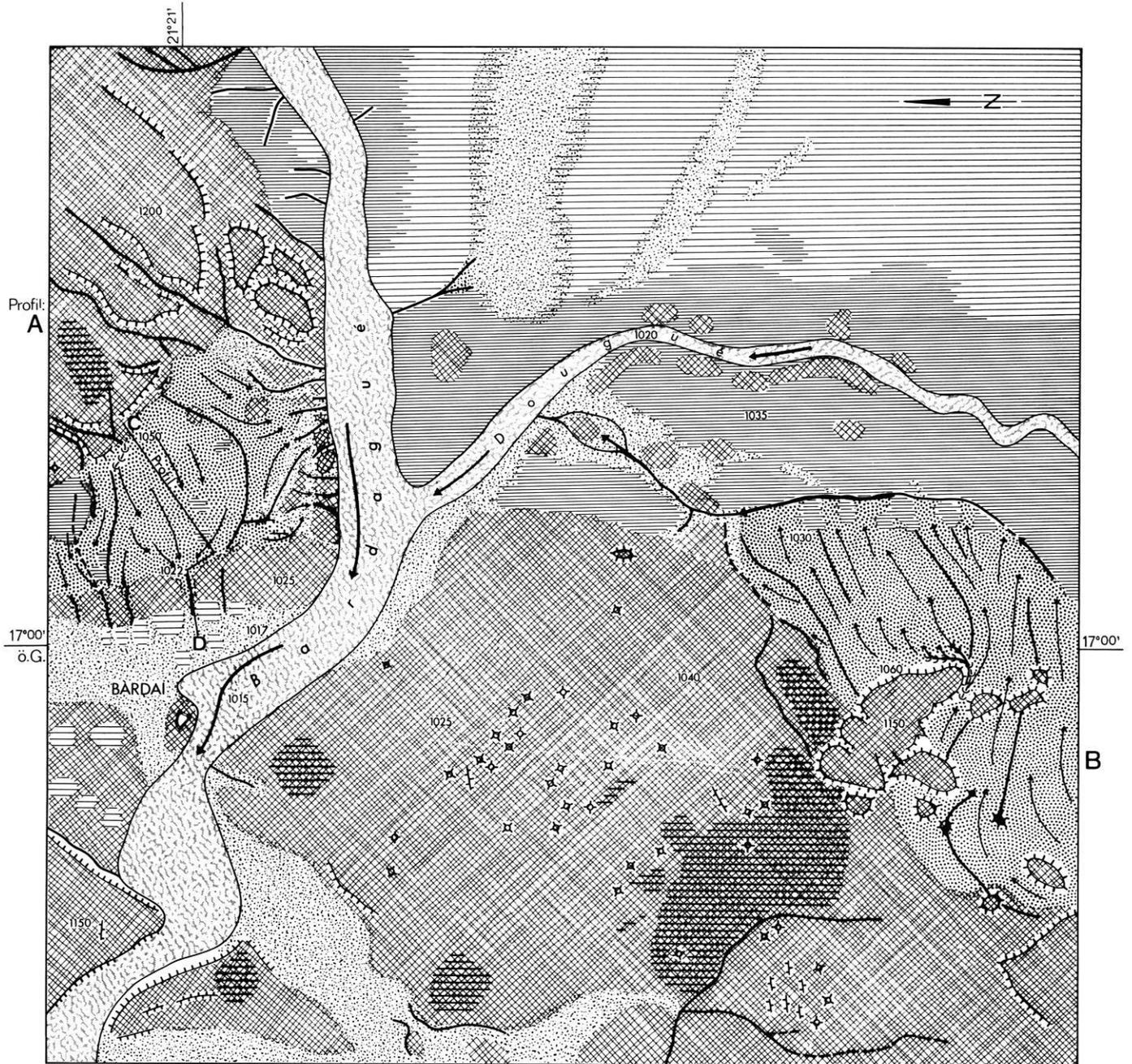


Abb. 15 Luftbild des Beckens von Bardai
(aufgenommen am 9. 2. 1965 durch Aero-Exploration, Bild Nr. 5260)

Abb. 15 a Geomorphologische Interpretation zu Abb. 15



LUFTBILDINTERPRETATION VON BARDAI (Tibesti - Gebirge, Tchad)





Abb. 16 Luftbildschrägaufnahme des Beckens von Bardai. Blickrichtung SE



Abb. 17 Stufenrand und Sandschwemmebene von Bardai



Abb. 18 Unterer Hangknick an der Steilstufe der Sandschwemmebene von Bardai, tiefgründig verwitterter Sandstein



Abb. 19 Sedimente der Sandschwemmebene: Grob- bzw. Lockermaterial und unterlagernde Feinmaterialsicht (Sandschwemmebene von Bardai)

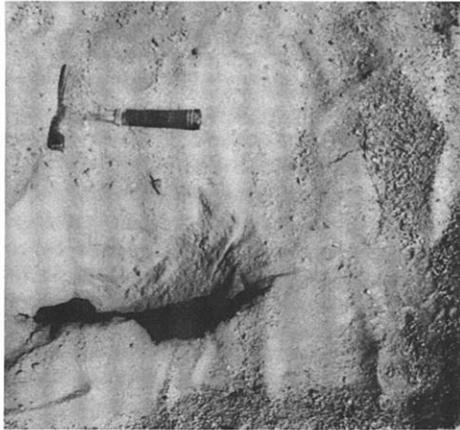


Abb. 20 Sedimente der Sandschwemmebene:
Lockermaterial über leicht verbackener
Feinmaterialschicht (Sandschwemmebene von Bardai)

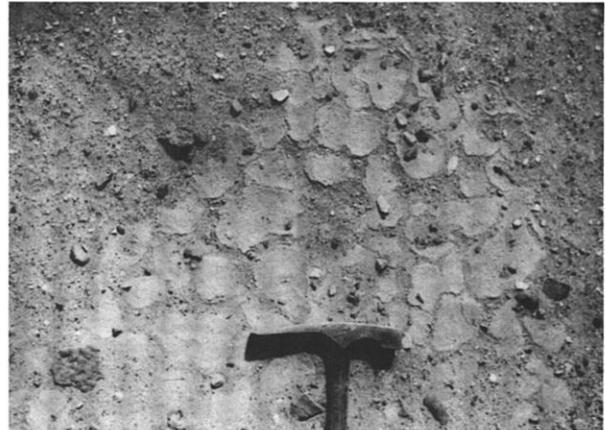


Abb. 21 Polygonmuster des Schaumbodens

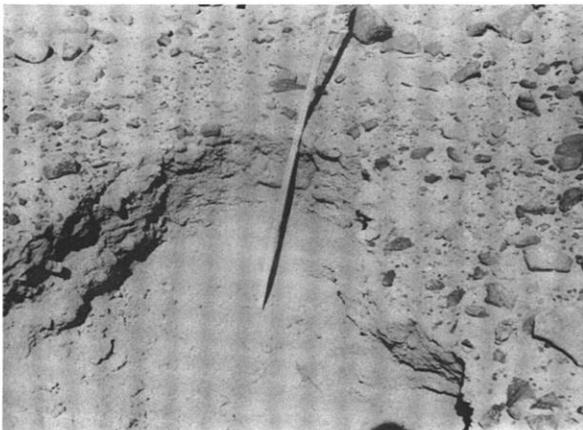


Abb. 22 Verwitterter Hangschutt in Stufennähe



Abb. 23 Oberterrassenrest auf der Sandschwemmebene von Bardai



Abb. 24 Oberterrassenrest
auf der Sandschwemmebene
von Bardai: Zu Wind-
kantern umgeformte
Basaltgerölle,
Verwitterungsschutt,
Flugsande über Polygon-
muster des Schaumbodens
(Tonhaut)

Abb. 25 Oberterrassenrest,
Verwitterungsschutt von
einem Sandstein-Geröll
wird in Gefällerrichtung
(Zollstock) abgespült
(Schutfahne)

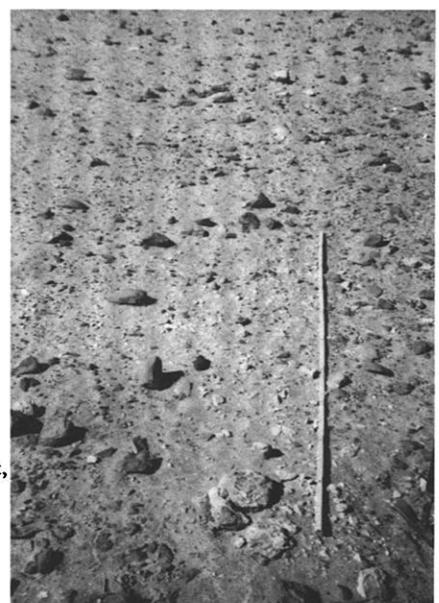




Abb. 26 Verwitterung eines Basaltgerölls der Oberterrasse. Verwitterungsschutt und Flugsandbedeckung der Tonhaut



Abb. 27 Mit Material der Oberterrasse verfülltes Gerinne auf der Sandschwemmebene von Bardai, angeschnitten durch die rezente Zertalung



Abb. 28 Ausbeißender Sandstein am Nordfuß des Inselbergkomplexes auf der Sandschwemmebene am Dougué



Abb. 29 Randfurche am Inselbergkomplex (Sandschwemmebene am Dougué). Schutthangreste, verwitterter Scherbenschutt in bodenähnlicher brauner Feinmaterialmatrix

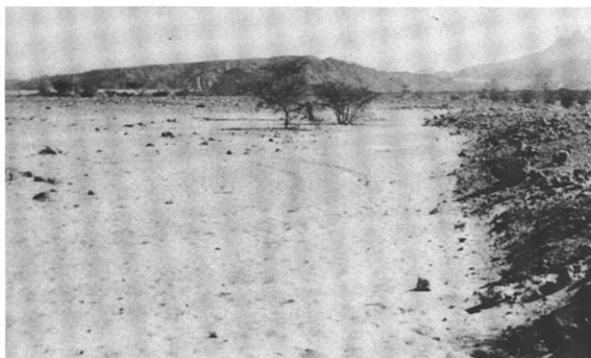


Abb. 31 Keilförmiges Eingreifen der Sandschwemmebene am Dougué in die Sedimente der Oberterrasse



Abb. 30 Sedimente der Sandschwemmebene am Dougué. Locker-Grobmaterial über Feinmaterialschicht



Abb. 32 Aktive Unterschneidung der Oberterrassen-Sedimente durch die Sandschwemmebene am Dougué

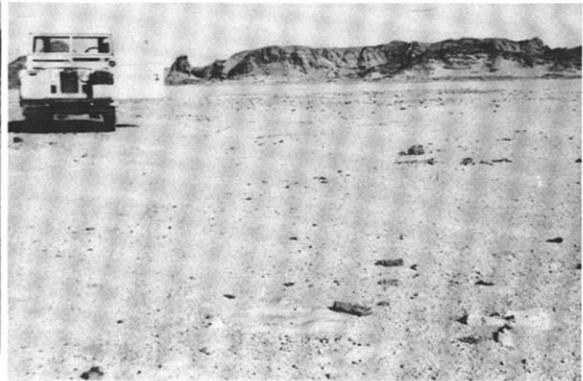


Abb. 33 Sandschwemmebene am Flugfeld von Bardai-Zougra (Westseite)



Abb. 34 Sandschwemmebene am Flugfeld von Bardai-Zougra (Ostseite)



Abb. 35 Versteinertes Holz auf der Sandschwemmebene am Flugfeld Bardai-Zougra (Ostseite)



Abb. 36 Inselberg „Goni“ auf der Flugplatzebene von Bardai-Zougra. Konkave Schutthänge, Kerbrinnenzerschneidung

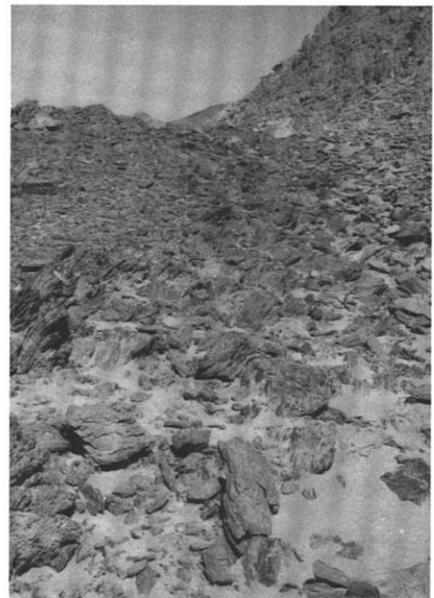


Abb. 37 Verwitterung des fast saiger stehenden Schiefers im Djebel Eghei



Abb. 38 Stark verwittertes Schuttmaterial im stufennahen Bereich (Sandschwemmebene von Bardai)

Verzeichnis

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

- 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, 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)
- 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 Explor-ation 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. 181-186. 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. (A)
- 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. (A)
- GABRIEL, B. (1973): Steinplätze: Feuerstellen neolithischer Nomaden in der Sahara. — Libya 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. (1977): Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. Berliner Geogr. Abh., Heft 27, Berlin. (Mo)
- 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)
- GEYH, M. A. und D. JÄKEL (1974): ¹⁴C-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 ¹⁴C-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)
- HABERLAND, W. (1975): Untersuchungen an Krusten, Wüstenlaken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der mittleren Sahara (Libyen und Tchad). — Berliner Geogr. Abh., Heft 21. 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 Moutains. 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. (Mo)
- HAGEDORN, H.; JÄKEL, D. (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tchad). Bull. Ass. sénég. Quatern. Ouest afr., no. 23, novembre 1969, p. 25-41. 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. Berlin. (A)
- HECKENDORFF, W. D. (1973): Die Hochgebirgswelt des Tibesti. Klima. — In: Die Sahara und ihre Randgebiete, Bd. III ed. H. Schiffers, 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. 165-180. 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)
- INDERMUHLE, 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, 52 S. 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. Berlin. (A)
- JÄKEL, D. (1976): Vorläufiger Bericht über Studien zum Problem der Niederschlagsentwicklung und -verteilung im Sahel und in den angrenzenden Gebieten. Die Erde, Berlin. (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)
- 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. Stuttgart. (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.; 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 Abh., 1 Karte. Berlin. (A)
- OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemağayesko im nordwestlichen 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, 4. 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. (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)
- STOCK, P. (1972): Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentralsahara, Tchad. 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)
- 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}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}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 Wettersatellitenbildern. 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.

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.
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:**
- 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.
Preis: DM 30,— zuzüglich Versandkosten
ISBN 3-88009-023-8
- Heft 25: JÄKEL, Dieter**
Niederschlag und Niederschlagsverteilung in der Republik Tschad.
Diagramme und Tabellen aller meteorologischen ASECNA Stationen bis einschließlich 1973.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
ISBN 3-88009-024-6 (in Vorbereitung)
- 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.
ISBN 3-88009-025-4 (im Druck)
- Heft 27: GABRIEL, Baldur**
Ökologischer und kultureller Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
ISBN 3-88009-026-2 (in Vorbereitung)
- Heft 28: HECKENDORFF, Wolf-Dietrich**
Untersuchungen zum Klima des Tibesti-Gebirges.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
ISBN 3-88009-027-0 (in Vorbereitung)