

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Jürgen Hövermann, Georg Jensch, Hartmut Valentin, Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 16

Arbeitsberichte
aus der Forschungsstation
Bardai/Tibesti

III

Feldarbeiten 1966/67

133 Abbildungen, 41 Figuren, 34 Tabellen, 1 Karte

1972

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin

Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Jürgen Hövermann, Georg Jensch, Hartmut Valentin, Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 16

Arbeitsberichte
aus der Forschungsstation
Bardai/Tibesti

III

Feldarbeiten 1966/67

133 Abbildungen, 41 Figuren, 34 Tabellen, 1 Karte

1972

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin

Anschriften der Autoren dieses Heftes:

GERD BRUSCHEK, D-1 Berlin 28, Rüdeshheimer Straße 23

DETLEF BUSCHE, Geogr. Inst. d. Univ. Würzburg, D-87 Würzburg, Landwehr

BALDUR GABRIEL, Geomorph. Laboratorium d. FU Berlin, D-1 Berlin 33, Altensteinstraße 19

JÖRG GRUNERT, Geogr. Inst. d. Univ. Würzburg, D-87 Würzburg, Landwehr

WOLF-DIETRICH HECKENDORFF, Geogr. Inst. d. Universität Göttingen,
D-34 Göttingen, Herzberger Landstraße 2

BERND HERMANN, Inst. f. Anthropologie d. FU Berlin, D-1 Berlin 33, Fabeckstraße 15

DANIEL INDERMÜHLE, Geogr. Inst. d. Univers. Bern, CH-3012 Bern, Falkenplatz 18

Prof. Dr. KARLHEINZ KAISER, Geomorph. Laboratorium d. FU Berlin,
D-1 Berlin 33, Altensteinstraße 19

Prof. Dr. HEINRICH KALLENBACH, Inst. f. Geologie und Paläontologie der TU Berlin,
D-1 Berlin 12, Hardenbergstraße 42

Prof. Dr. BRUNO MESSERLI, Geogr. Inst. d. Univ. Bern, CH-3012 Bern, Falkenplatz 18

MAX ZURBUCHEN, Geogr. Inst. d. Univ. Bern, CH-3012 Bern, Falkenplatz 18

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort (K. KAISER)	6
KAISER, K.: Der känozoische Vulkanismus im Tibesti-Gebirge	9
BRUSCHEK, G. J.: Soborom—Souradom—Tarso Voon. — Vulkanische Bauformen im zentralen Tibesti-Gebirge — und die postvulkanischen Erscheinungen von Soborom	35
KAISER, K.: Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche	49
KALLENBACH, H.: Petrographie ausgewählter quartärer Lockersedimente und eisenreicher Krusten der libyschen Sahara	83
BUSCHE, D.: Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an Schwemmfächern auf der Nordabdachung des Tibestigebirges, République du Tchad	95
GRUNERT, J.: Die jungpleistozänen und holozänen Flußterrassen des oberen Enneri Yebbigué im zentralen Tibesti-Gebirge (Rép. du Tchad) und ihre klimatische Deutung	105
MESSERLI, B.; ZURBUCHEN, M. und INDERMÜHLE, D.: Emi Koussi- Tibesti: Eine topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara	117
HECKENDORFF, W. D.: Zum Klima des Tibesti-Gebirges	123
HERRMANN, B. und GABRIEL, B.: Untersuchungen an vorgeschichtlichem Skelettmaterial aus dem Tibestigebirge (Sahara)	143
GABRIEL, B.: Neuere Ergebnisse der Vorgeschichtsforschung in der östlichen Zentralsahara	153
Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten aus der Forschungsstation Bardai	Anhang

VORWORT

Das vorliegende Heft wird durch Beiträge von Mitgliedern der dritten Arbeitsgruppe an der Außenstelle Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge (République du Tchad) des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin bestimmt. Diese führten ihre Feldarbeiten überwiegend von September 1966 bis März 1967 im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmen-Bereichen der Zentralsahara durch. Aus diesem Rahmen fallen lediglich die Beiträge von H. KALLENBACH und B. MESSERLI, M. ZURBUCHEN & D. INDERMÜHLE heraus, wo die Geländeuntersuchungen bei späteren Expeditionen getätigt worden sind.

Am 30. August 1966 verließ die Arbeitsgruppe mit der Eisenbahn Berlin in Richtung Neapel, um dann ab hier per Schiff am 4. September 1966 Tripoli an der libyschen Mittelmeerküste zu erreichen. In der libyschen Landeshauptstadt konnte dann auch die Ablösung der zuvor im Tibesti-Gebirge tätigen Arbeitsgruppe vorgenommen werden. Der mehrtägige Aufenthalt war hauptsächlich durch die dringliche Überholung der Fahrzeuge sowie durch Einkäufe vor allem von Treibstoff, Lebensmitteln etc. bestimmt. Unter der Leitung von Prof. J. HÖVERMANN begann dann am 9. September 1966 die Anreise ins Tibesti-Gebirge zunächst über Homs und Misurata bis Bu Gren der Küstenstraße folgend, um dann über die ebenfalls asphaltierte Straße durch das Hon-Graben-System und über die basaltischen Aufbauten des Djebel es Soda am 12. September 1966 Sebha zu erreichen. Nach einem eintägigen Aufenthalt in der Metropole des Fezzan, zu dem die notwendig gewordene Reparatur unseres Lastenfahrzeuges (Mercedes-Benz-Unimog) zwang, konnte am 14. September 1966 die Weiterfahrt auf der Wüstenpiste in Richtung Zouar erfolgen. Schon am gleichen Tage aber fiel dann nach Querung der nordöstlichen Ausläufer der Edeyin von Murzuk südlich Umn el Araneb unser Lastenfahrzeug wegen Motorschadens erneut aus. Der unfreiwillige Aufenthalt vom 14. bis 24. September 1966 in einem rasch errichteten Zeltlager am Geologen-camp im Vorland der Schichtstufe von Magedul wurde dazu genutzt, um erste Feldbefunde über die hier in vollaren Bereichen großartig entwickelten Schichtstufenlandschaften des Djebel Ben Ghnema im Ost-rahmen des Murzuk-Beckens und die weitflächig erhaltenen, gegenwärtig weitergebildeten Pedimentgenerationen in deren Fußflächenregionen zu sammeln sowie ur- und frühgeschichtliche Besiedlungs-Hinterlassenschaften (Artefakte) in dortigen Hangendsedimenten zu sichten. Schließlich konnte die Weiterfahrt über El Gatroun, wo die libyschen Ausreiseformalitäten zu erledigen waren, und den Mourizidié-Paß in der südöstlichen Stufenregion des Murzuk-Beckens, dann im Westrahmen der Serir Tibesti entlang bis zum Emi Bardeï angetreten werden. Hier bogen wir von der Zouar-Piste in südöstlicher Richtung ab, um über die nordwestliche Tibesti-Rahmenregion und den unteren Bardagué (Enneri Arayé) endlich am 29. September 1966 die Flußoasendepression von Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge zu erreichen.

Die ersten Tage an der Forschungsstation waren mit formalen Erledigungen und allgemeinen Arbeiten ausgefüllt. Insbesondere erwiesen sich Fahrzeug-Überholungen und Reparaturen an den Stationsgebäuden, die infolge monsunartiger Starkregenfälle während der vorausgegangenen Sommermonate vor allem in den Dachpartien erhebliche Schäden erlitten hatten, als dringend notwendig. Dennoch konnte schon Anfang Oktober 1966 die Einweisung der Arbeitsgruppen unter der Leitung von Prof. J. HÖVERMANN in die verschiedenen Arbeitsgebiete beginnen. Neben den kleineren Exkursionen in der näheren Umgebung Bardais (Gonoa und Enneri Oudingueur sowie unterer und oberer Bardagué) seien die Expeditionen nach Aozou (5. bis 6. Oktober 1966) und Zouar (8. bis 12. Oktober 1966), wobei auch die Zollformalitäten erledigt werden konnten, vermerkt. Prof. J. HÖVERMANN trat schließlich am 19. Oktober 1966 die Rückreise nach Berlin an, als bereits die Geländeuntersuchungen der verschiedenen Arbeitsgruppen voll angelaufen waren. Überhaupt konnten diese Feldarbeiten noch ohne besondere Beeinträchtigungen während des fast halbjährigen Tibesti-Aufenthaltes nahezu voll abgeschlossen werden. Insbesondere sei vermerkt, daß wohl erstmalig eine übergroße Fülle eines später von Berlin aus im Rahmen von Spezialuntersuchungen näher anzugehenden Fund- und Probenmaterials zusammengetragen worden ist, deren späterer Abtransport erhebliche Schwierigkeiten bereitete.

Infolge sich allmählich anbahnender innen- und außenpolitischer Spannungen verzögerte sich die Erteilung der Ausreisewesen, so daß die Rückreise erst am 11. März 1967 angetreten werden konnte. Erschwerend war ferner, daß inzwischen sämtliche stationseigenen Lastenfahrzeuge ausgefallen waren, so daß ein Transporter eines tschadischen Privatunternehmers aus Fort Lamy angemietet werden mußte. Nach Erledigung von Zollformalitäten in Zouar wurde dann aber doch verhältnismäßig rasch über die zumeist befahrene Wüstenpiste nach Sebha zunächst den von hohen Inselbergen durchsetzten, westlichen Fußflächen („Treibsand-schwemmebenen“) des Tibesti-Gebirges entlang über den Kourizo-Paß am nordwestlichen Gebirgsrand der Westrand der Serir Tibesti erreicht und dann ab Emi Bardeï den von der Anreise bekannten Strecken über den Mourizidié-Paß und El Gatroun (Erledigung der libyschen Einreiseformalitäten) bis Sebha gefolgt, um schließlich ab hier über die voll ausgebaute Straße am 19. März 1967 die libysche Landeshauptstadt Tripoli zu erreichen. Jeweils eintägige Aufenthalte in Sebha mit der Besichtigung des Garamanten-Museums und in der Küstenstadt Homs mit einem fast ganztägigen Besuch der alten Ruinenstätten von Leptis Magna stellten eine wohl unvergeßliche Bereicherung im Rahmen dieser Rückreise dar. Nach der Ablösung durch die nachfolgende Arbeitsgruppe in Tripoli (19. bis 25. März 1967) trafen die Expeditionsteilnehmer Ende März 1967 wieder in Berlin ein.

Die Forschungsstation Bardai konnte im Winterhalbjahr 1966/67 zahlreiche Gäste empfangen und in ihren Gebäuden aufnehmen. So sind die Besuche von mehreren tschadischen Ministern sowie hohen Verwaltungsbeamten und ihren zumeist französischen Beratern aus der Landeshauptstadt Fort Lamy zu vermerken. Auch der Präfekt aus Faya Largeau bekundete sein Interesse an unseren Forschungsarbeiten im Rahmen zweier Besuche. Der deutsche Botschafter in Fort Lamy, Exzellenz Dr. FISCHER, unterrichtete sich allein im Rahmen von drei mehrtägigen Besuchen über den Gang unserer Untersuchungen. Erwähnt sei aber auch, daß deutsche und ausländische Touristen besonders in den Monaten Januar und Februar 1967 an der Station vorübergehend Aufnahme finden konnten.

Von Anfang Januar bis Anfang März 1967 ist ein deutsches Fernsehteam — die Herren Dr. GRAEBNER und PHILIPP — beherbergt worden, das in der Zeit vom 23. Dezember 1966 bis 2. Januar 1967 in Faya Largeau abgeholt wurde. In beiden, mit unserer Unterstützung von diesem Team erstellten Filmen, welche inzwischen mehrfach vom deutschen Fernsehen gesendet wurden, sind die wissenschaftlichen Arbeiten sowie das Stations- und Expeditionsleben gebührend in objektiver Weise einer breiten Öffentlichkeit nahegebracht worden. Darüber hinaus vermochte uns aber auch der Biologe Dr. GRAEBNER zahlreiche wissenschaftliche Impulse und wertvolle Anregungen, vor allem im Hinblick auf Ansetzungen biogeographischer und biostratigraphischer Spezial-Untersuchungen zu geben, wofür unser verbindlicher Dank gebührt. Es sei noch vermerkt, daß Ende Januar bis Anfang Februar 1967 ein von Südosten über das Erg von Bilma anreisendes und vier Personen umfassendes schweizerisches Fernsehteam an der Station vor allem zur Überholung ihres stark lädierten Fahrzeuges und der Ausrüstung sowie zur Auffrischung ihrer Lebensmittel-Vorräte aufgenommen werden konnte.

Besuche vieler Fachkollegen, darunter vor allem französischer Geologen, Vulkanologen, Biologen und Archäologen, erwiesen sich von hohem Wert für die fortlaufenden wissenschaftlichen Untersuchungen. Dadurch ergab sich nicht selten die Möglichkeit, mit international anerkannten Fachspezialisten und teilweise hervorragenden Kennern der räumlichen Verhältnisse über unsere Arbeiten unmittelbar an den aufgeschlossenen Objekten zu diskutieren. Aus dem Kreis dieser Besucher seien namentlich der Vulkanologe Dr. VINCENT, die Paläontologen Dr. COPPENS und Dr. MALEY sowie die Archäologen Prof. LEBEUF, Prof. LHOTE und Prof. ZIEGERT angeführt, zumal sie u. a. auch wertvolle Anregungen zu bestimmten Arbeiten dieses Heftes gegeben haben. Als besonderes Ereignis kann gewertet werden, daß der Mitte Dezember 1966 in Fort Lamy durchgeführte Internationale Archäologen-Kongreß einen Teil seiner Exkursionen dem Raume Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge vorbehalten hatte. So konnten vom 18. bis 21. Dezember 1966 nicht nur namhafte Fachgelehrte aller Nationen an der Station aufgenommen, sondern darüber hinaus einem Teilnehmerkreis

von ca. 25 Personen maßgeblich von Mitgliedern der Station nicht zuletzt aufgrund der vorhandenen technischen Möglichkeiten die schon bereits von G. NACHTIGAL in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts bekanntgemachten Stätten mit den von Vorzeitmenschen angefertigten Felsgravuren vor allem in Räumen der Gonoatalungen und des Enneri Oudingueur vorgeführt werden. Bei diesen Demonstrationen nahmen aber auch die von Mitgliedern der Station getätigten Forschungsbefunde im Rahmen von erstmalig hier systematisch durchgeführten Grabungsarbeiten — so am Enneri Dirennao durch Herrn GABRIEL — und räumlichen Aufsammlungen von vielfach nahezu noch vollständigem Skelettmaterial des Vorzeitmenschen und seiner Kulturhinterlassenschaften wie Bestattungs- und Siedlungsresten mit den typologisch und zeitlich oft sehr unterschiedlichen Grabanlagen sowie unzähligen Belegen von Artefakten und Keramik zugleich mit allen Zeugnissen über die jeweiligen und einem spürbaren klimatischen Wandel unterliegenden Umweltsbedingungen, vor allem im Hinblick auf begleitende Faunen- und Florenvergesellschaftungen, einen breiten Raum ein.

Die Feldarbeiten sowohl zu den insgesamt im „Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten aus der Forschungsstation Bardai“ aufgeführten Untersuchungen als auch speziell in diesem Heft erscheinenden Beiträgen wurden von den Mitgliedern der dritten Arbeitsgruppe an der Außenstelle Bardai — G. J. BRUSCHEK (bereits durchgehend seit Oktober 1965), D. BUSCHE (im Rahmen späterer Tibesti-Expeditionen fortgesetzt), B. GABRIEL (im folgenden Sommerhalbjahr und im Rahmen späterer Libyen-Expeditionen fortgesetzt), J. GRUNERT, W. D. HECKENDORFF (im Rahmen späterer Tibesti- und Libyen-Expeditionen fortgesetzt) und K. KAISER — im Winterhalbjahr 1966/67 durchgeführt. Mit allem Nachdruck ist darauf hinzuweisen, daß die Autoren für die Inhalte ihrer in diesem Heft erscheinenden Beiträge selbst verantwortlich sind.

Unser aller Dank gebührt einmal dem damals im Tibesti-Gebirge amtierenden Sous-Präfekten, Ltn. ALAFI, und seinen Mitarbeitern in Bardai und den sonstigen Orten des Tibesti-Gebirges für die bei allen Gelegenheiten gewährte Gastfreundschaft. Vor allem dem namentlich Genannten gebührt weitestgehend das Verdienst, daß sich das persönliche und allgemeine sowie jederzeit auf uneigennützig und beiderseitige Hilfen abgestimmte Verhältnis zueinander und nicht zuletzt auch zur einheimischen Tibbou-Bevölkerung äußerst herzlich entfalten konnte. Dieser Tatsache und dem Verständnis weiterer tschadischer Behörden mag es letzten Endes auch zuzuschreiben sein, daß die Station während des Winterhalbjahres 1966/67 mit einem Funkgerät ausgestattet werden konnte. Ständige oder zeitweilige Hilfen von ALAHI, HAI und SIDI sowie anderer Tibbous dienten weitestgehend der Entlastung von laufenden Routinearbeiten an der Station oder Grabungs- und Trägerdiensten im Gelände, so daß die Mitglieder der Station nahezu uneingeschränkt ihre

Feldforschungen durchführen konnten. Bleibende Erinnerungen werden ferner den Expeditions-Teilnehmern die äußerst herzlichen Begegnungen im Rahmen einer Weihnachts- und Silvesterfeier im Camp der Meharisten in der Zouarké-Niederung westlich Zouar sein, wozu uns ihr damaliger Chef, Serg. MARIANI, eingeladen hatte.

Der damalige Botschafter, Exzellenz Dr. FISCHER, bekundete ständiges Interesse an den wissenschaftlichen Arbeiten und gewährte uns mit seinen Mitarbeitern in Fort Lamy tatkräftige Unterstützung in vielen Belangen. Besonderen Dank schulden wir aber auch den Herren Prof. KLITZSCH (seinerzeit DEA-Libya) und Dr. WESTERHAUSEN (seinerzeit Gelsenberg-AG) vor allem für ihre selbstlosen Hilfen bei den Beschaffungen und Unterbringungen im Rahmen der Gruppenablösungen in Tripoli. Herzlich gedankt sei ferner dem damaligen Kurator der FU Berlin, Herrn Dr. VON BERGMANN, dem Senat von Berlin und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für das stets wohlwollende Verständnis gegenüber unseren Wünschen durch die Gewährung großzügiger finanzieller Hilfen, die nicht zuletzt auch den Druck dieses Heftes ermöglichten.

Berlin, im Oktober 1972

Aus Anlaß der Vollendung seines 50. Lebensjahres am 15. März 1972 — verbunden mit den besten Wünschen — widmen wir die Aufsätze dieses Heftes

Herrn Prof. Dr. JÜRGEN HOVERMANN.

Weit mehr noch verbirgt sich aber dahinter die Absicht, in aufrichtiger Würdigung seiner Verdienste um die nachkriegszeitliche Erneuerung internationaler Hochschätzung der mit so großen Traditionen behafteten Berliner Geographie unsere verehrungsvolle Verbundenheit zum Ausdruck zu bringen. In diesem Bemühen hatte ja die seit 1962 geplante und am 5. April 1965 eingeweihte Forschungsstation Bardai als ein mit modernen technischen Einrichtungen ausgestattetes und letztlich interessierten Forschern der ganzen Erde weithin offenstehendes Zentrum für Sahara-Forschungen maßgeblichen Anteil.

Mit großem Bedauern und tiefem Verständnis zugleich respektieren wir andererseits den bereits Mitte März 1972 verwirklichten Entschluß, die mit viel Umsicht und Weitblick neu geschaffenen Berliner Wirkungsstätten mit ihrer Außenstelle Bardai wohl endgültig zu verlassen.

KARLHEINZ KAISER

Der känozoische Vulkanismus im Tibesti-Gebirge

von KARLHEINZ KAISER

1. Baugeschichte und regionaler Rahmen¹

Das Tibesti-Gebirge in der zentralen Ostsahara ist ein Glied des afro-arabischen Schildes, in dem weitflächig präkambrisches Grundgebirge heraustritt. Dieser Sokkelbereich wurde nach vorausgehenden, langen Geosynklinalzeiten im Rahmen alpinotyper Gebirgsbildungen bereits im Präkambrium konsolidiert. Die Orogenesen waren verknüpft mit den Gebirgsbau versteifenden Magmenintrusionen (insbesondere Graniten) und Gesteinsumwandlungen, vor allem durch Regionalmetamorphose.

Schon im ausgehenden Präkambrium setzte seine Einrumpfung ein. Die Konservierung dieser subkambrischen Rumpffläche erfolgte im Nordwestrahmen bereits mit infrakambrischen Sedimenten (Mourizidié-Formation). Ansonsten wurde sie in allen übrigen Randbereichen durch Flachmeertransgressionen seit dem beginnenden Paläozoikum bewerkstelligt.

Die nördlichen Rahmenbereiche des Tibesti-Gebirges — Murzuk-Becken nach Westen bis Nordwesten, Serir Tibesti nach Norden und Kufra-Becken nach Osten, vor allem aber Nordlibyen mit dem Homra-Plateau, Syrte-Becken und Cyrenaika-Plateau — sind Teile des nordafrikanischen Kontinentalschelfes (Figur 1). Nur an wenigen Stellen (u. a. Djebel Gargaf) tritt hier noch das Grundgebirge heraus, was ebenfalls schon im Präkambrium weitestgehend Konsolidierung erfahren hatte. Beginnend im Infrakambrium und andauernd bis zum Ende des Karbons erfolgten hier aus den mittelatlantisch-südeuropäischen Meeresräumen über den Gebirgsrumpf hinweg epikontinentale Flachmeertransgressionen. Zumindest vom Kambrium bis zum Ende des Devons waren zeitweilig Meeresverbindungen mit den vom Südatlantik her beeinflussten sudanischen Schelfbereichen gegeben.

Schon in der kaledonischen Faltungsära — beginnend im höheren Kambrium und besonders an der Wende Silur/Devon — setzte eine germanotype Überprägung des präkambrischen Grundgebirges mit seinen diskordant aufliegenden altpaläozoischen Flachmeerabsätzen ein. Sie äußerte sich in der Anlage weiträumiger Becken und Schwellen mit nordwestlichem bis nordnordwestlichem Achsenverlauf (u. a. Tripoli-Tibesti-Schwelle). Während des Altpaläozoikums ragten vor allem Teilbereiche der Tripoli-Tibesti-Schwelle (Figur 1) zeitweilig als Festlandsinseln aus dem epikontinentalen Flachmeerschelf heraus.

In variszischer Zeit (Karbon/Perm) wurde diese Art tektonischer Überprägung fortgesetzt. Hierbei sind gleichartige Strukturen, jedoch mit \pm nordoststreichenden Einheiten erzeugt worden (u. a. Tibesti-Syrte-Schwelle). Beginnend im ausgehenden Paläozoikum,

hauptsächlich aber während des Mesozoikums und offenbar erst endend im Känozoikum, fand die germanotype Überprägung des nordafrikanischen Kontinentalschelfes mit dem Anbau östlich bis nordöstlich gerichteter Bauelemente (u. a. Nefusa-Akhdar-Schwelle) vor allem in Nordlibyen zunächst ihren Abschluß.

Diese fingerförmig aus dem Mittelmeerraum (Syrte-Bogen bis Cyrenaika) in westliche bis südwestliche Richtungen ausstrahlenden Strukturelemente sind offenbar mit einer seit Entstehung der Tethys im Uhrzeigersinn verlaufenden Drehbewegung des afrikanischen Kontinents um eine in der Cyrenaika oder dem östlichen Mittelmeer gelegenen Rotationsachse in ursächlichen Zusammenhang zu bringen. Daraus dürfte die Anlage der ostafrikanischen Naht und des Roten-Meer-Grabens mit der Trennung der arabischen Halbinsel von Afrika (Nubien) zurückzuführen sein. Möglicherweise haben aber auch Fernwirkungen früh-, mittel- und jungalpider Orogenesen im Tethysbereich dabei eine Rolle gespielt.

Vor allem die variszische Tektonik hatte offenbar zur Folge, daß Flachmeertransgressionen aus der südeuropäischen Tethysgeosynklinale vom Ende des Karbons bis zum Beginn der Oberkreide im Vorland der Gargaf-Schwelle (Figur 1) nur noch nördliche Teile Libyens (Djebel Nefusa) erfaßten. Zu Beginn dieser Ära wurden in zentralen Teilen des Tibesti-Gebirges der offenen terrestrische, permokarbone Bardaisandstein (Figuren 3 und 5, Abb. 9 bis 11 und 18) abgesetzt. Während des gesamten Zeitraumes sind vor allem in den inneren Teilen des Murzuk- und Kufra-Beckens mächtige kontinentale Sandstein- und Konglomeratfolgen („Nubische Serie“) zur Ablagerung gelangt.

Erst mit Beginn der Oberkreide kam es offenbar infolge bis nahe zur Gegenwart andauernder epirogenetischer Absenkung im Bereich des Syrte-Beckens wieder zumindest bis in Bereiche der Gargaf-Schwelle, gelegentlich aber auch zu noch weiter nach Süden ausholenden Flachmeertransgressionen. Beginnend in der höheren Oberkreide, dann aber hauptsächlich während des Paläozäns und frühen Eozäns wurden nördliche Randgebiete des Tibesti-Gebirges über die Serir Tibesti hinweg überflutet. Mit dem ausgehenden Eozän setzte dann ein schrittweises Zurückweichen der aus der Tethys über das Syrte-Becken eingreifenden Flachmeere ein. Im Pliozän und Quartär wurden nur noch die engeren Küstenregionen Tripolitaniens und der Cyrenaika (marine Strandterrassen) sowie das Vorland der Syrte-Bucht vom europäischen Mittelmeer her erfaßt, während das Innere von Abtrag und terrestrischer Sedimentation beherrscht war (Figur 1).

Vor allem in Bereichen der Syrte-Bucht sind während der Oberkreide durch bruchtektonische Schollenverstellungen synsedimentäre und nordnordweststreichende Graben- und Horstsysteme von 200 bis über 300 km Länge, 30 bis 40 km (maximal 100 km) Breite und

¹ Die nachfolgende Darstellung hält sich hauptsächlich an die Konzeption von E. KLITZSCH (1970).

Sprunghöhen bis zu einigen km ausgebildet worden. Ihr westlichstes Element, der Hon-Graben (Figur 1), dürfte schon in der Unterkreide angelegt worden sein und repräsentiert die heute einzig aufgeschlossene Einheit. Alle übrigen wurden durch jüngere, vor allem in den Grabenschollen zu großen Mächtigkeiten anschwelende Sedimente verhüllt.

Diese bruchtektonischen Vorgänge folgten im Känozoikum in allgemein nachlassender Intensität den in der Kreide ausgebildeten Lineamenten. Lediglich im Oligozän dürften diese nochmals besonders kräftig wirksam gewesen sein. Mit Beginn der Oberkreide begann offenbar aber auch eine synsedimentäre und nach Süden vorgreifende taphrogenetische Aufgliederung weitgespannter Aufwölbungen (u. a. Tibesti-Syrte-Schwelle) in gleichgerichtete Graben- und Horstschollen. Die durch Taphrogenesen besonders betroffenen Gebiete und ihre Rahmenbereiche waren zugleich von zeitweilig sehr lebhaftem Vulkanismus bestimmt. Offenbar dienten dabei vielfach die Bruchflächen den aufsteigenden Magmen als Leitbahnen.

In Libyen sind die Deckenbasalte des Djebel Nefusa und Djebel es Soda offenbar älter als der Hauptteil der basaltischen Abfolgen im Djebel Haroudj und Djebel Egheï (Figur 1). Absolute Datierungen nach der K^{40} -Methode ergaben ein miozänes Alter für Basaltproben des Djebel es Soda und eine pliozäne Zeitstellung für die zweitälteste Basaltfolge des Djebel Haroudj. Möglicherweise begannen im Djebel Nefusa und Djebel es Soda die Förderungen bereits im Oligozän. Zur Hauptsache liegen hier jedoch miozäne Abfolgen vor. Im Djebel es Soda (803 m) ist neben einer älteren (Miozän) zumindest eine jüngere Basalt-Generation (Pliozän/Quartär) ausgewiesen. Sie finden sich im Ostbereich der gegen südliche Teile des Hon-Graben-Systems abtauchenden Gargaf-Schwelle (Figur 1). Das größte Basaltplateau Nordafrikas wird im Djebel Haroudj (1180 m) vorgestellt. In der SSE-Fortsetzung des Hon-Grabens (Haroudj-Schwelle) nimmt es mit einer N-S-Erstreckung von ca. 350 km und einer E-W-Ausdehnung von ca. 250 km weite Teile Zentrallibyens ein. E. KLITZSCH (1967) konnte hier insgesamt sechs, offenbar vom Miozän bis nahe zur Gegenwart einzustufende Basalt-Generationen feststellen. Dabei weisen sich die ältesten überwiegend als ein Flachrelief überkleidende Schildvulkane aus. Die jüngeren hingegen — lokal mit stratovulkanischen Aufbauten — überformen bereits ein ausgeprägtes Zertalungsrelief. Dieser Basaltvulkanismus strahlt nach Süden bis weit in nördliche Bereiche der Serir Tibesti aus. Dort erweist sich u. a. der aus basaltischen Aschen aufgebaute und zum Sommatypus zu rechnende Stratovulkan von Wau en Namous vor allem hinsichtlich der letzten Bildungsphasen als eines der jüngsten Gebilde. Mit seinem von Salzgletschern geflankten und durch Krater versehenen Zentralkegel, den seenerfüllten Caldera-Depressionen sowie den eindrucksvollen Erscheinungen von Salzkratern und Schlammströmen vor allem in seinen westlichen Flankenaufbauten rechnet er zu den imposantesten jungvulkanischen Erscheinungen Nordafrikas über-

haupt (vgl. u. a. G. KNETSCH, 1950). Die vulkanischen Aufbauten des Djebel Egheï im Nordostsporn des Tibesti-Gebirges stellen sich an der Kreuzung der kaledonischen Haroudj-Schwelle mit der variszischen Tibesti-Syrte-Aufwölbung ein (Figur 1). Hier wurden hauptsächlich durch Spalten- und Punkteruptionen Basalte gefördert, die der Mittleren und Oberen Dunklen Serie des Tibesti-Gebirges entsprechen und somit — ähnlich wie im Djebel Haroudj — von pliozäner und quartärer Zeitstellung sein dürften.

Das Tibesti-Gebirge selbst stellt vor allem in seinen höheren, zentralen und eine ca. 33 000 km² Gesamtfläche einnehmenden Teilen nahezu ausschließlich vulkanische Aufbauten vor (Figuren 2 bis 4). Möglicherweise im Oligozän beginnend, hauptsächlich aber im Neogen und Quartär bis nahe zur Gegenwart wurden hier in wechselnder Abfolge basische und saure bis intermediäre Laven und Tuffe gefördert (Figur 3). Gas- und Dampfxhalation sowie Thermentätigkeiten (u. a. auch Geysire) und andere postvulkanische Erscheinungen sind hier an vielen Lokalitäten noch heute gegeben.

Es ist bezeichnend, daß in Richtung und Zeitlichkeit sowie im Hinblick auf die vulkanischen Begleiterscheinungen eine weitgehende Übereinstimmung der Bruchsysteme des Tibesti-Gebirges und Libyens (vor allem des Hon-Grabens) sowohl mit der europäischen Mjösen-Mittelmeer-Nahtzone als auch der ostafrikanischen, über das Rote Meer verlaufenden Grabennarbe vorliegt.

Im Tibesti-Gebirge setzte sicherlich die Landwerdung schon in präkambrischer Zeit nach der Konsolidierung des Grundgebirges ein. Wenn wir aber einmal von dieser subkambrischen Rumpffläche, die sicherlich in landfesten Bereichen während des Paläo- und Mesozoikums weitergebildet worden ist, absehen, so dürfte im ausgehenden Mesozoikum (Oberkreide) und vor allem im Alttertiär für das Tibesti-Gebirge und seine weiten Rahmenbereiche, soweit sie nicht mehr von Flachmeeren bedeckt waren, Vorgänge der flächenhaften Einebnung — offenbar insgesamt nahe über dem derzeitigen Meeresniveau — bestimmend gewesen sein. Wenn man von besonderen Gegebenheiten in der Syrte-Bucht (selbst noch im Neogen) absieht, so dürften für diese Einrumpfungsprozesse nach Abschluß letzter germanotyper Gebirgsbildungen und zumindest mit der fortschreitenden Regression des epikontinentalen Flachmeeres aus weiten nordafrikanischen Kontinental-Schelfgebieten nach dem Untereozän, jedoch bereits im Zusammenhang mit Taphrogenesen und epirogenetischen Bewegungen optimale räumliche Bedingungen vorgelegen haben. In hohem Maße richteten sich diese einerseits nach den vorgegebenen Strukturen und lithostratigraphischen Gegebenheiten. Andererseits sind sie aber auch von mannigfaltigen exogenen Bedingungen, wie vor allem jenen des im Neben- und Nacheinander wechselnden Klimageschehens gesteuert worden.

In westlichen bis südwestlichen Rahmenbereichen des Tibesti-Gebirges ist eine Rumpffläche von vulkanischen Bildungen lokal konserviert und durch nachhaltige flu-

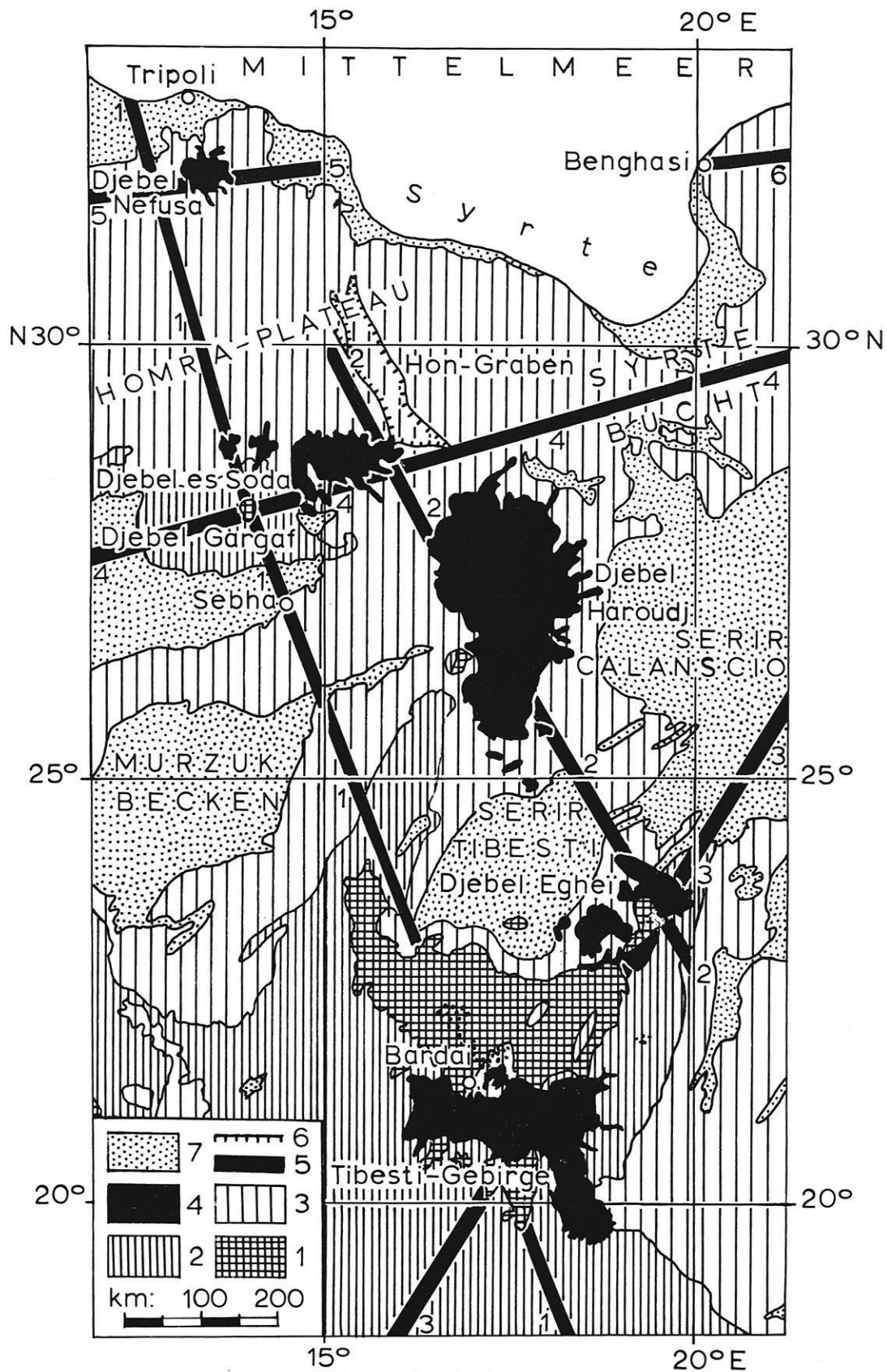


Fig. 1 Die känozoischen Vulkangebiete von Libyen und Nordtschad

7 = terrestrische Abfolgen des Pliozäns und Quartärs (überwiegend rezente Dünen-Gebiete), 6 = Haupt-Bruchlinien (Hon-Graben), 5 = Verlauf der Schwellen-Achsen (die NNW-streichenden Wölbungsstrukturen sind kaledonischer, die NE- bis E-verlaufenden variszischer bis alpidischer Anlage. 1 = Tripoli-Tibesti-Schwelle, 2 = Haroudj-Schwelle, 3 = Tibesti-Syrte-Schwelle, 4 = Gargaf-Schwelle, 5 = Nefusa-Schwelle, 6 = Akhdar-Schwelle), 4 = känozoische Vulkangebiete (mit Ausnahme des Tibesti-Gebirges: Basaltplateaus), 3 = terrestrische und marine Abfolgen von permokarboner bis miozäner Zeitstellung, 2 = epikontinentale Flachmeerabsätze des Paläozoikums (Kambrium-Karbon), 1 = präkambrisches Grundgebirge.

In Anlehnung an E. KLITZSCH (1970).

viale und äolische Formungsprozesse überprägt worden. Sie wird von vielen Inselberggruppen durchsetzt (Abb. 14), die ihrerseits in ca. 550 m über der Sockelhöhe von Kappungs-Flachrelief-Resten gekrönt werden (Abb. 1). Das läßt darauf schließen, daß die Ausbildung der alten Landoberflächen mehrphasig erfolgt sein muß. Offenbar sind zumindest zwei solcher Flächen-generationen durch eine Phase verstärkter epirogener Heraushebung (bzw. bruchtektonischer Verstellung) zu trennen.

Vor allem in den zentralen Teilen des Tibesti-Gebirges mit seinen vulkanischen Aufbauten wird ein altes Rumpfflächensystem von hauptsächlich an Spalten geförderten Trappbasalt-Decken der Unteren Dunklen Serie oder jüngeren vulkanischen Abfolgen konserviert. Lokal haben sich dort sowohl fluviale Akkumulationen als auch die vielfach noch vollständigen Boden- und Verwitterungsbildungen der alten Flächenformungsbereiche erhalten (Figur 2). Erstere weisen sich als in flachmuldenartigen Depressionen erhaltene Quarzsande und „Restschotter“ von meist geringer Mächtigkeit aus. Die „Restschotter“ kennzeichnen sich fast ausnahmslos als fein- bis mittelkörnige Quarzkiese mit kugel- bis eiförmiger Zurundung und guter Sortierung.

Die Verwitterungs- oder Bodenbildungen sind sowohl über dem kristallinen als auch sedimentären präkambri-schen Grundgebirge, vor allem jedoch über den Schieferkomplexen der oberen Tibesti-Gruppe als sehr weiträumige und oft viele zehn Meter tiefe Kaolinisierungs-Bereiche ausgewiesen (Abb. 2). Ihre Ausbildung wird nur unter der langzeitigen Wirksamkeit „allitischer“ Verwitterungsprozesse mit vollständiger Lösung und Wegführung von Kieselsäure unter der Voraussetzung eines weit humideren, tropischen Klimas verständlich. Im Liegenden von altvulkanischen Abfolgen finden sich demgegenüber in den Hangendbereichen von Sandsteinserien des paläozoischen Deckgebirges fast ausschließlich rote lateritische Krustenbildungen. Besonders über dem Bardai-Sandstein, der ja in zentralen Teilen des Tibesti-Gebirges zwischen Bardai und Aozou weit verbreitet ist (Figur 3), sind — gelegentlich auch insedimentär — teils vollständige und sehr mächtige Profile, teils aber auch nur geringmächtige Abtragungsreste solcher lateritischen Krusten bekannt. Zwar dürfte ihre Ausbildung ebenfalls unter wechselfeucht-tropischen Klimabedingungen erfolgt sein, doch hätte man daran im allgemeinen eine weit geringere Humidität zu knüpfen wie sie für langzeitige Kaolinisierungsprozesse zu fordern wäre. Trotz dieser Diskrepanz sprechen aber vor allem die Lagerungsverhältnisse dafür, daß nahezu gleichzeitig im Zusammenhang mit der Einrumpfung in Abhängigkeit von unterschiedlichen Substraten hier in weiten Gebirgsbereichen tiefgründige Kaolinisierungen erfolgten, dort aber über ausgedehnten Sandsteinfolgen lateritische Hartkrusten ausgebildet wurden.

Für die Weiterbildung von Rumpfflächen bzw. Ausbildung alter Landoberflächen mit schon erheblicher Reliefenergie im Jungtertiär fehlen bisher sichere Belege. Das erscheint bei der beträchtlichen Aktivierung bruchtektonischer und epirogener Bewegungen im Zu-

sammenhang mit den mannigfaltigen vulkanischen Begleiterscheinungen durchaus verständlich. In jüngster Zeit (freundl. mündl. Mitt. von B. GABRIEL) sind im Enneri Dirennao (zentrales Tibesti-Gebirge) in zwischenbasaltischen Absätzen (Mittlere Dunkle Serie) Vertebraten-Faunen mit reichen Funden von Mastodonten, Krokodilen und Schildkröten offenbar jungtertiärer Zeitstellung nachgewiesen worden. Anscheinend weisen sie auf wechselfeucht-tropische, sicherlich aber bereits trockenere Klimaverhältnisse als im Alttertiär hin.

Die kräftige Zertalung des Tibesti-Gebirges setzte während der Förderungen der Oberen Hellen Serie ein (vgl. nachfolgende Ausführungen), zumal ja zumindest die jüngeren Abfolgen dieser Serie wie auch insgesamt jene basaltischen der Oberen Dunklen Serie ein ausgeprägtes und teilweise schon bis in das Niveau der heutigen Talsohlen ausgetieftes Zertalungsrelief vorfanden. Das dürfte im ausgehenden Tertiär, zumindest aber an der Wende Pliozän/Quartär der Fall gewesen sein.

2. Vulkanische Abfolgen des Tertiärs*

Die vulkanischen Aufbauten in den zentralen Teilen des Tibesti-Gebirges (Figuren 2 bis 5) liegen im Schnittbereich der kaledonisch angelegten und nach Nordnordwesten streichenden Tripoli-Tibesti-Schwelle mit der variszisch gebildeten und nach Nordnordosten verlaufenden Tibesti-Syrte-Wölbungszone (Figur 1). Da am Nordrand des Gebirges marine Sedimente des Paleozäns (Surfa-Formation) und des Untereozäns (Beshima-Formation) von Vulkaniten durchschlagen werden, kann ihnen post-früheozänes Alter zugemessen werden. Auf Grund absoluter Datierungen und gemäß der stratigraphisch besser faßbaren Verhältnisse in den libyschen Bruch- und Vulkangebieten muß geschlossen werden, daß auch hier die vulkanischen Magmenförderungen frühestens im Oligozän, hauptsächlich aber wohl erst im Neogen einsetzten.

2.1. Untere Dunkle Serie

Eine überwiegend aus Trappbasalt-Decken bestehende Untere Dunkle Serie („série noire β 1“) von 100 bis 300 m Mächtigkeit (Figur 2) wurde hauptsächlich an Spalten gefördert und über einem alttertiären Flachrelief ausgebreitet (Abb. 3 und 5). Möglicherweise

2 Die Erarbeitung einer detaillierten stratigraphischen Gliederung dieser Abfolgen mit Hilfe petrochemischer und mineralogischer Spezial-Untersuchungen sowie absoluter Datierungen im Zusammenhang mit der paläogeographischen Entwicklung ist gemeinsam mit M. OKRUSCH (Köln) eingeleitet. Dabei bilden das Toussidé-Massiv im westlichen Tibesti-Gebirge (vgl. Figur 5 und insbesondere das Profil des Trou au Natron der Figur 6) sowie das von G. BRUSCHEK (Berlin) näher vulkanologisch untersuchte Tarso Voon (Figur 4) die räumlichen Schwerpunkte dieser Untersuchung. Da vor allem die Ergebnisse der petrochemischen und mineralogischen Spezialarbeiten, wonach allein eine sichere Ansprache der Abfolgeglieder gewährleistet ist, noch ausstehen, muß sich die nachfolgende Darstellung noch weitestgehend an die zwar grundlegende, aber noch wenig detaillierte Konzeption von P. VINCENT (1963) anlehnen.

waren aber auch Arealeruptionen und lokal Punkt-eruptionen beteiligt. Es handelt sich vorwiegend um Feldspatbasalte, die säulig, vor allem in hangenden Bereichen aber auch plattig und kugelig abgesondert (bzw. abgewittert) sind. Sie enthalten reichlich mit Kalziten und Zeolithen ausgefüllte Blasen Hohlräume. Ihre Matrix ist durch SiO_2 -Anteile von 43 % bis 48 % ausgewiesen. Bei Kilinégué (zentrales bis östliches Tibesti-Gebirge) liegen in basalen Teilen Einschaltungen von sauren Schmelztuffen (Ignimbrite) vor („série claire 0“).

2.2 Untere Helle Serie

Die lokal auf viele 100 m anshellende Untere Helle Serie („série claire γ 1“) wird von rhyolithischen, trachytischen und seltener auch phonolithischen Laven und Tuffen mit Einschaltungen von grobsäulig abgesonderten Ignimbriten sowie Aschen, Wurfslacken und sauer vulkanischen Breccien vorgestellt (Abb. 3, 4, 7, 8 und 27). Die Hauptförderungen der an SiO_2 reichen Magmen (ca. 70 %) dürften auch hier überwiegend an Spaltensystemen erfolgt und deckenartig ausgebreitet worden sein (Figur 3). Beispielsweise werden die unteren Wandbereiche des Trou au Natron im westlichen Tibesti-Gebirge (Figur 6) von diesen, hier über 300 m mächtigen Abfolgen gebildet (Abb. 7, 27 und 29 bis 31).

2.3 Mittlere Dunkle Serie

Die Mittlere Dunkle Serie („série noire β_2 “) wird hauptsächlich von Olivin und Hornblendenden führenden Feldspatbasalten und Basalttuffen vorgestellt (Abb. 4, 6 bis 11, 19, 27 und 29 bis 31). Untergeordnet kommen auch Andesite vor. Säulige, vor allem in oberen Bereichen aber auch wieder plattige und kugelige Absonderungen (bzw. Abwitterungsformen) bestimmen ihre Struktur (Abb. 6). Vor allem in den Tuffen finden sich nicht selten linsen- und stromartige Einschaltungen von mal dunkel-schwarzbraunem, mal schwarzgrünem Obsidian (vgl. Figur 6: B 2 b und B 5 b), der dem Vorzeitmenschen als Werkstoff zur Herstellung von Artefakten diente. Diese gegenüber der Unteren Dunklen Serie an SiO_2 -Anteilen (ca. 50 %) reicheren Folgen erreichen lokal Mächtigkeiten über 500 m (Figur 3). Im Trou au Natron (Figur 6) sind sie nur geringmächtig (ca. 100 bis 120 m) entwickelt und überwiegend durch basaltische Tuffe mit Obsidian-Einschaltungen ausgewiesen, welche insgesamt zumeist die Verflachungen zwischen oberen und unteren Trou-Wänden bilden (Abb. 7, 27 und 29 bis 31). Die überwiegend noch an Spalten geförderten Magmen der Mittleren Dunklen Serie dürften in erster Linie gewaltige Schildvulkane vom Hawaii-Typus, untergeordnet allerdings wohl auch flachschildartige Stratovulkane aufgebaut haben. Von P. VINCENT (1963) werden fünf alte Schildvulkane („boucliers Hawaïens“) im Bereich des Ehi Terkei, Tarso Voon, Tarso Toon, Tarso Yega und Tarso Tieroko (Figur 4) angenommen.

2.4 Mittlere Helle Serie („série claire γ_2 “)

Diese im Chemismus der Unteren Hellen Serie sehr ähnliche Abfolge setzt sich aus rhyolithischen, trachy-

tischen und seltener auch phonolithischen Laven und Tuffen zusammen (Abb. 7, 9, 11, 15, 27 und 29 bis 31). Wiederum sind Einschaltungen grobsäulig abgesondert Ignimbrite sowie Aschen, Wurfslacken und lokal gebildeter sauer vulkanischer Breccien gegeben (Abb. 3). Beispielsweise werden die oberen Wände des Trou au Natron (Abb. 7, 27 und 29 bis 31) von solchen, hier über 400 m mächtigen Abfolgen gebildet (Figur 6: C 1 bis 15). Die Hauptförderungen dürften ebenfalls noch an Spalten geknüpft und deckenartig ausgebreitet worden sein (Figur 3). Andererseits liegen aber auch eine Reihe durch Punkt-eruptionen erzeugter Stratovulkane sowie zahlreiche subvulkanische Quell- (Abb. 11) und Stoßkuppen (Abb. 9), seltener auch Staukuppen vor, wobei vor allem die Belonite inzwischen als markante Lavanadeln aus der Tuffummantelung durch die Abtragung bloßgelegt worden sind (Abb. 9).

J. MALEY, J. COHEN, H. FAURE, P. ROGNON & P. M. VINCENT (1970) haben eine Probe von Trachy-Phonolithen vom Pic de la Balise bei den Puits Tirenno nahe der Piste Bardai-Aozou im nordwestlichen Tarso Ourari (mittleres Tibesti-Gebirge) durch zwei absolute Daten von frühpliozäner Zeitstellung ausgewiesen: 8,4 bzw. 7,9 Millionen Jahre B. P. Sie führen aus, daß die vorausgehende Basalt-Formation (SN 1 c) wenigstens früher als Obermiozän einzustufen sei. Nach den dortigen stratigraphischen Befunden müssen allerdings die datierten Trachy-Phonolithe der Mittleren Hellen Serie und die vorausgehenden Basaltfolgen der Mittleren Dunklen Serie — und nicht wie von den vorgenannten Autoren einem höheren Glied der Unteren Dunklen Serie (SN 1 c) — zugewiesen werden.

3. Quartäre Abfolgen

3.1 Obere Helle Serie

In den flachdomartig aufgewölbten, oft einige Zehner von Kilometern Durchmesser messenden und insgesamt stratovulkanisch zusammengesetzten Vulkanmassiven („Tarsos“, Figuren 2 bis 5) werden zumeist die obersten Aufbauten von vielfach grobsäulig abgesonderten Ignimbrit-Decken der Oberen Hellen Serie („série claire γ_3 “) gebildet (Figur 6: D), welche durch Punkt-eruptionen gefördert wurden (Abb. 7, 14, 15, 26, 27 und 29 bis 31). In den Randbereichen der „Tarsos“ enden sie in flachlappigen Fransen (Abb. 14) oder lösen sich stromartig auf weite Strecken in ältere Talanlagen ab, indem sie diese oft bis nahe zum oberen Talrand verbauen (Figuren 7 bis 9 und Abb. 18). Es finden sich Zwischen- und Auflagerungen von lokal über 10 m mächtigen trachytischen Bimstufen, so daß mehrere Ignimbrit-Generationen ausgeschieden werden können (Figuren 8, 9 und Abb. 16). Ob die ältesten Folgen dieser Oberen Hellen Serie noch in das Jungtertiär eingestuft werden müssen (P. VINCENT, 1963), ist vorerst nicht sicher zu belegen. Daß demgegenüber ihre jüngsten Glieder bis ins Mittelpleistozän zu stellen sind, geht eindeutig aus talmorphologischen Untersuchungsbefunden hervor (Figuren 7 bis 9, Abb. 12, 13, 16 bis 18 und 23).

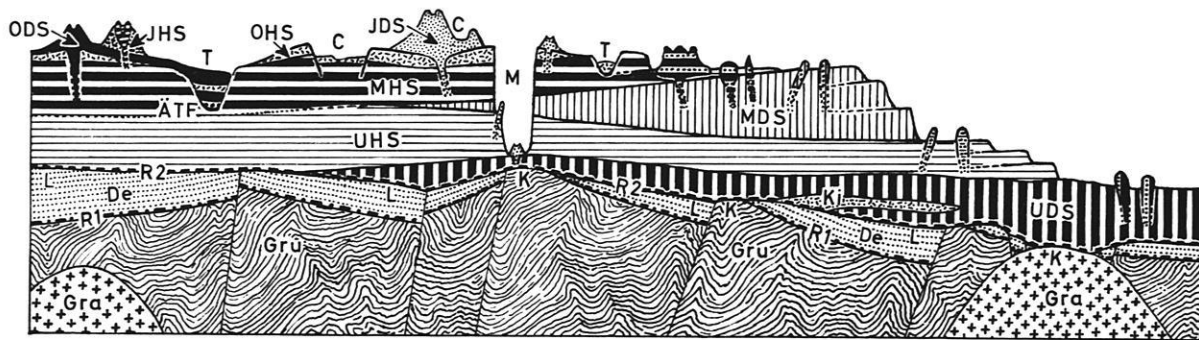


Fig. 2 Schematisches Profil des geologisch-vulkanologischen Aufbaues im Tibesti-Gebirge

T = Verbauungen der Täler durch vulkanische Laven und Tuffe (Ignimbrit), ATF = ältere Talfüllungen (fluviale Serien), C = Calderen, M = maarartige Hohlformen, JDS = Jungquartäre Dunkle Serie (vorwiegend durch Punkterruptionen aus basaltischen Aschen, Schlacken, Tuffen und Laven aufgebaute Gas- und Stratovulkane), JHS = Jungquartäre Helle Serie (vorwiegend durch Punkterruptionen aus sauren Tuffen und Laven gebildete Gas- und Stratovulkane), ODS = Obere Dunkle Serie (vorwiegend durch Punkterruptionen aus basaltischen Laven und Tuffen aufgebaute Gas- und Stratovulkane der Kuppen und Hänge vielfach mit mehrgliedrigen und weitverzweigten Talbasaltströmen quartären Alters), OHS = Obere Helle Serie (vorwiegend durch Punkterruptionen geförderte, in den „Tarsos“ als Decken ausgebreitete und die Täler stromartig verbauende Ignimbrite mit Zwischenlagen trachytischer Bimstufte spätertertiären bis jungpleistozänen Alters. Sie sind teilweise älter, teilweise jünger als die Abfolgen der Oberen Dunklen Serie), MHS = Mittlere Helle Serie (überwiegend an Spalten geförderte Deckenergüsse und durch Punkterruptionen erzeugte Stratovulkane sowie subvulkanische Quell- und Stoßkuppen mit rhyolithischen, trachytischen und phonolithischen Laven und Tuffen sowie Einschaltungen von Ignimbriten und vulkanischen Breccien neogener Zeitstellung), MDS = Mittlere Dunkle Serie (vorwiegend an Spalten geförderte, Olivin-führende und mehrgliedrige Plateaubasalte großer Schildvulkane vom Hawaii-Typus neogener Zeitstellung), UHS = Untere Helle Serie (überwiegend durch Spalteneruptionen erzeugte Deckenergüsse rhyolithischer und trachytischer Laven und Tuffe mit Einschaltungen von Ignimbriten und vulkanischen Breccien mittel- bis jungtertiärer Zeitstellung), UDS = Untere Dunkle Serie (überwiegend an Spalten geförderte und über einem Flachrelief ausgebreitete Trapp-Decken mit Zwischenlagen basaltischer Tuffe mitteltertiären Alters, Ki = Einschaltungen der Ignimbrite von Kilinégué), R 2 = präbasaltische Landoberfläche (K = tiefgründig kaolinisierte Oberflächenbereiche des präkambrischen Grundgebirges, L = laterisierte Sandsteinbereiche des „Deckgebirges“), De = „Deckgebirge“ (vorwiegend flachlagernde Sandstein-Serien des Paläozoikums), R 1 = subkambrische Rumpffläche, Gra = magmatische Tiefengesteinskörper (vorwiegend Granitplutone präkambrischen Alters), Gru = präkambrisches Grundgebirge.

In Anlehnung (ältere Abfolgen) an P. VINCENT (1963).

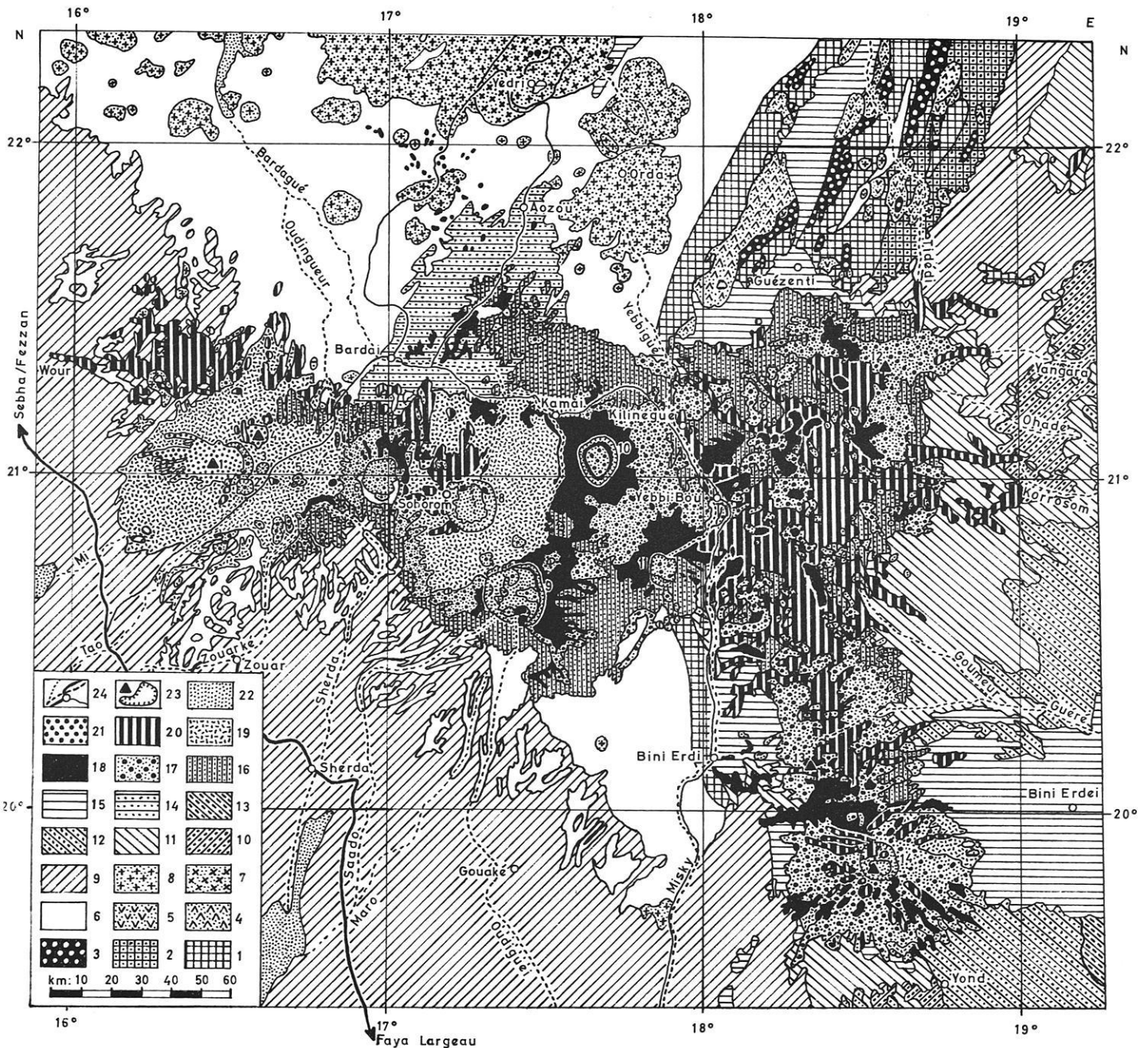


Fig. 3 Geologisch-vulkanologische Übersichtskarte des Tibesti-Gebirges

24 = Hauptorte (Oasen, Haupt- und Nebenwadis sowie Haupt- und Nebenpisten); 23 = Haupt-Vulkankegel (z. gr. T. Stratovulkane, 1 = Toussidé 3265 m, 4 = Ehi Timi 3040 m, 5 = Ehi Sosso 2515 m, 7 = Ehi Mousgou 3100 m, 12 = Ehi Mouskorbé 3376 m, 13 = Gaian 3325 m, 14 = Emi Koussi 3415 m) und vulkanische Hohlformen (Maare, Calderen, Krater, 2 = Trou au Natron 1541 m, 3 = Doon Kinimi, 6 = Tarso Abeki 2900 m, 8 = Tarso Voon, 9 = Tarso Yéga, 10 = Tarso Toon 2625 m, 11 = Tarso Tieroko 2970 m); 22 = Jungquartär der Talniederungen und Becken: Fluvialabsätze und Seebildungen der Endpfannen (z. B. des Bardagué) und vulkanischen Hohlformen (z. B. des Tarso Voon) sowie Dünen der Beckenräume (z. B. der Erg von Bilma); 16 bis 21 = Känozoische Vulkanite; 21 = jungquartäre Vulkanite (basisch-intermediär bis sauer) des Toussidé, Ehi Timi und Ehi Mousgou; 20 = jungquartäre Talbasalte; 19 = alt- bis mittelquartäre Ignimbrite; 18 = Basalte der Oberen und Mittleren Dunklen Serie (Jungtertiär); 17 = Rhyolithe, Trachyte und Phonolithe der Mittleren und Unteren Hellen Serie (Jung- bis Mitteltertiär); 16 = Flutbasalte der Unteren Dunklen Serie (Mitteltertiär); 9 bis 15 = Schichtenfolgen des „Deckgebirges“; 15 = „Nubische Serie“ (vorwiegend Sandsteine und Konglomerate der Kreide); 14 = Bardaï-Sandstein (Permokarbon); 13 = Karbon (Sandsteine, Mergel und Kalke); 12 = Oberdevon (vorwiegend Sandsteine); 11 = Unterdevon (vorwiegend Sandsteine); 10 = Silur (Sand- und Tonsteine); 9 = Kambro-Ordovizium (vorwiegend Sandsteine und Konglomerate); 1 bis 8 = präkambrisches Grundgebirge; 8 = Kalkalkali-Granite; 7 = Alkali-Granite; 6 = Obere Tibesti-Gruppe (Schiefer, Kieselschiefer, Sandsteine, Arkosen, Konglomerate, Quarzite); 5 = Diorite; 4 = Granodiorite; 3 = Amphibolite; 2 = Tidedi-Formation der Unteren Tibesti-Gruppe (Glimmerschiefer, Quarzite, Amphibolite); 1 = Guézenti-Formation der Unteren Tibesti-Gruppe (Gneise, Quarzite, Amphibolite, Pyroxenite).

In Anlehnung an J.-P. WOLFF (1964).

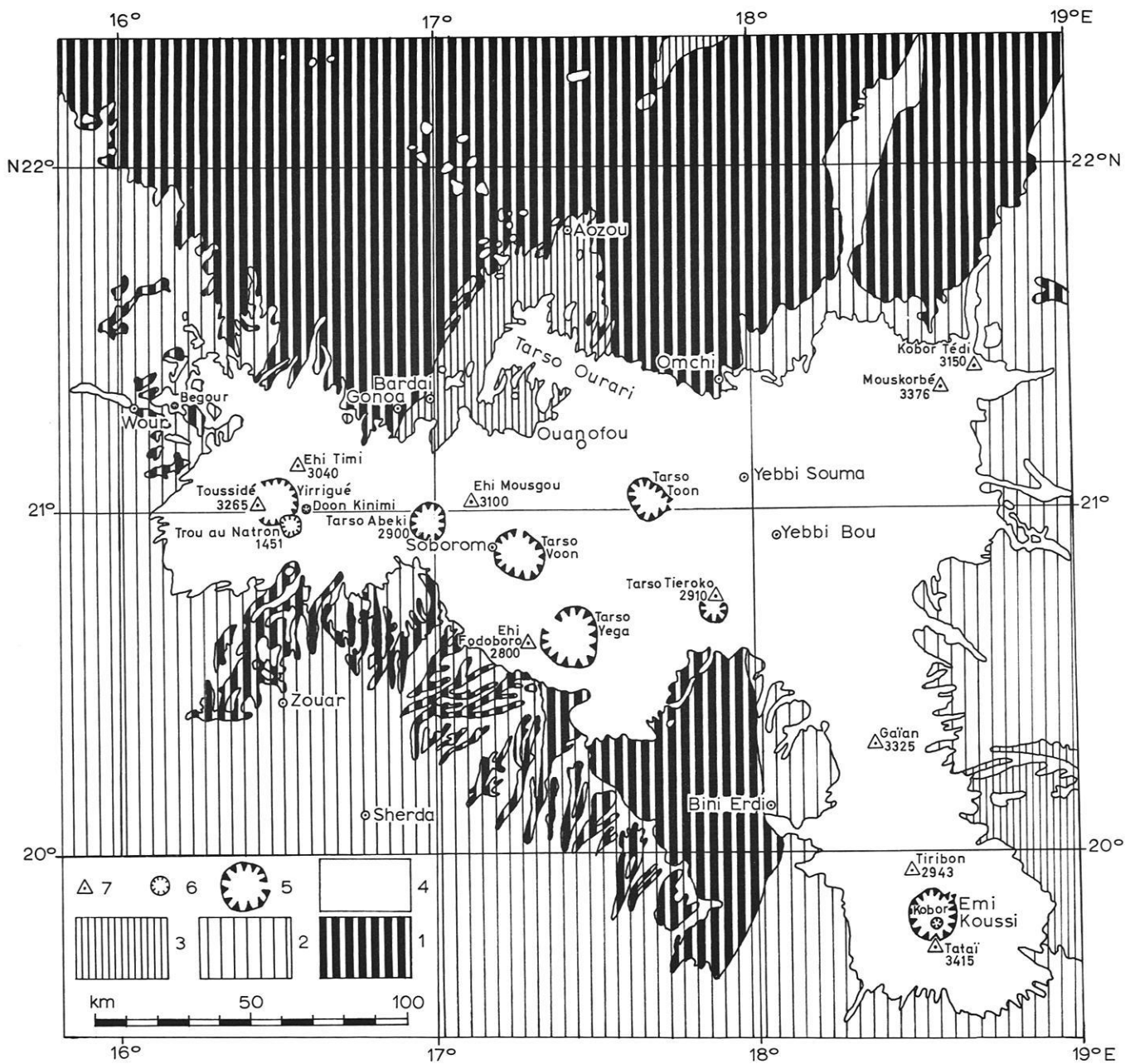


Fig. 4 Übersichtskarte vulkanischer Bildungen im Tibesti-Gebirge

7 = Hauptvulkankegel (überwiegend Stratovulkane); 6 = maarartige Hohlformen und bedeutende Krater; 5 = größere Calderen; 4 = Verbreitung känozoischer Vulkanite; 3 = jüngeres „Deckgebirge“, vorwiegend terrestrische Sandstein-Folgen permokarbonischer („Bardai-Sandstein“) und mesozoischer („Nubische Serie“) Zeitstellung; 2 = älteres „Deckgebirge“ (vorwiegend im Rahmen epikontinentaler Flachmeertransgressionen abgesetzte Sandsteinfolgen kambrischer bis karboner Zeitstellung); 1 = präkambrisches Grundgebirge.

In Anlehnung an P. VINCENT (1963).

In den Hochtalungen vor allem auf der Ostabdachung des Toussidé-Massivs (Figur 9) werden gelegentlich bis zu vier, von trachytischen Bimstufen zwischengelagerten Ignimbrit-Decken angeschnitten (Abb. 16). Lokal finden sich hier auch in situ gebildete, zumeist aber fluvial umgelagerte und besonders auch in die oberflächennahen Spaltensysteme der Ignimbrit-Decken verschwemmte Böden. Auf Grund ihres roterdeartigen Charakters sind sie wohl pluvialzeitlichen Klimabedingungen zuzuschreiben. An den Talhängen treten unter bis 20 m mächtigen Bimstufen Trou-Aussprengmassen heraus (Figur 9 und Abb. 28).

In den Talungen von Gonoa (ca. 15 bis 20 km WSW Bardai) werden von den heutigen Wadis nicht selten alte und zumeist völlig verschüttete Talsysteme angeschnitten. Sie sind durch überwiegend feinkörnige fluviale Aufschüttungen mit hohen Anteilen von in situ eingelagerten oder aber fluvial umgelagerten Tuffmassen (überwiegend Bims) vielschichtig verfüllt worden. Nach ihrer Höhenlage und in ihrem sedimentologischen Habitus entsprechen diese Füllmassen den offenbar altpleistozänen Hochterrassen-Akkumulationen des Bardagué-Systems. Hier wurden sie in hangenden Bereichen von mächtigen Ignimbrit-Strömen verbaut und von recht groben, wenig sortierten und nur mäßig gerundeten Schottern überkleidet, die offenbar den mittelpleistozänen Oberterrassen-Absätzen des Bardagué-Systems zuzuordnen sind (Figuren 7, 8 und Abb. 18).

Im Talbecken des Bardagué von Zoui (ca. 5 bis 10 km östlich Bardai) bilden bis 30 cm mächtige Trachyttuffe mit großen Sanidin-Einsprenglingen einen markanten Leithorizont inmitten der hier sehr ausgedehnten und recht grobkörnigen Oberterrassen - Aufschüttungen (Abb. 12 und 13). Bei Ouanofou (ca. 50 km östlich Bardai) wird vom Enneri Zoumri (oberer Bardagué) kliffartig eine vielgliedrige Serie von offenbar mittelpleistozänen Seeabsätzen angeschnitten. Darin stellen sich zahlreiche trachytische Tuffbänder (zumeist als Bims) von unterschiedlicher Mächtigkeit ein. Die hier aufgeschlossene Serie (Abb. 17) wird von einem seitlich zugeflossenen Basaltstrom abgedeckt (U. BÖTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL & K. KAISER, 1972).

In Verbindung mit den Förderungen der Oberen Hellen Serie stehen auch vielfach die Ausbildungen von großen Einsturz-Calderen, so die Yirrigué-Caldera im Toussidé-Massiv (Figuren 5, 6 und Abb. 26) oder jene des Tarso Voon, Tarso Yega, Tarso Toon und Emi Koussi (Figur 4). Bei der Yirrigué-Caldera (Figuren 5, 6 und Abb. 26) liegt eine breitovale Hohlform von 17 km E-W- und 11 km N-S-Erstreckung sowie bis fast 500 m Tiefe vor. Sie muß auf den Einbruch zentraler stratovulkanischer Aufbauten zurückgeführt werden, zumal dazu korrele Aussprengmassen in unmittelbarer oder weiterer Umgebung nicht nachzuweisen sind.

Schließlich muß aber auch in der Endphase dieser Förderungen die Aussprengung maarartiger Hohlformen eingesetzt haben. Dazu rechnen das Trou au Natron im Südostteil und das Doon Kinimi östlich der Yirrigué-Caldera in den östlichen Flankenaufbauten des Tou-

ssidé-Massivs (Figuren 5, 6, Abb. 7, 27 und 29 bis 31). Ersteres hat einen oberen Durchmesser von 7 bis 8 km und Tiefen von 700 bis über 1000 m (Trouboden: 1541 m über NN). Es handelt sich um Aussprengformen nach Art der Maare. Nach Befunden in randlichen Bereichen des Trou-Bodens dürfte diese Aussprengung zumindest dreiphasig erfolgt sein (Figur 6: D 3 und E 1-2). Dort werden nämlich basale Aussprengmassen von Bimstufen (Endglied der Oberen Hellen Serie) überlagert, während mittlere und obere Aussprengmassen im Hangenden aber bereits durch Zwischenlagerungen von basaltischen Grobaschen über feingeschichteten Basaltstufen (Obere Dunkle Serie) ausgewiesen sind. Sie wurden weithin über der derzeitigen Landoberfläche ausgebreitet. So finden sie sich in Hochtalprofilen in mehr als 10 km Entfernung vom Trou au Natron noch in Mächtigkeiten von einigen Metern im Liegenden von hier bis über 20 m mächtigen Bimstufen („Cinerite“) aufgeschlossen (Figur 9, Abb. 23 und 28). Die Komponenten sind zumeist hier noch von überwiegend faustgroßer, seltener auch bis kopfgroßer und fast ausnahmslos eckiger Gestalt (Abb. 28). Bemerkenswert erscheint, daß sich darunter neben überwiegenden Vulkaniten (vor allem Rhyolithe und Trachyte, seltener auch Basalte) und Sandsteinen („Deckgebirge“) gelegentlich Granit- und Schieferblöcke (Obere Tibesti-Gruppe) und selbst Gneise und Glimmerschiefer (Untere Tibesti-Gruppe) des präkambri-schen Grundgebirgs-Sockels vorfinden, zumal zu bedenken ist, daß letztere erst in Entfernungen von ca. 130 km anstehen (Nordostsporn des Tibesti-Gebirges, vgl. Figur 3). Gerade die Kristallin-Komponenten geben sich offenbar infolge Frittungs- oder Anschmelzungsprozessen recht mürbe, während nur die quarzitischen Sandsteine des kambro-ordovizischen Deckgebirges in frischem Zustand angetroffen werden.

3.2 Obere Dunkle Serie

Sie wurde von P. VINCENT (1963) als „série noire β_3 “ vor die Obere Helle Serie gestellt. Gleich den Bildungen der Oberen Hellen Serie (Ignimbrite und trachytische Tuffe) geht auch ihren Förderungen eine tiefe Geländezertalung voraus. Oft sind dabei alte Talfüllungen (fluviale Schotter) an liegenden Basaltkontakten bis zu einigen Metern rötlich bis rotbraun gefrittet worden (Figur 10 und Abb. 23). In der Tat kommen auch ältere Glieder als solche der Oberen Hellen Serie vor. Beispielsweise finden sich in einigen Gonoa-Talungen (ca. 10 bis 15 km westlich Bardai) alte Talverbauungen durch Basaltströme, in die entweder jüngere Talanlagen mit Verfüllungen durch Ignimbritströme eingeschachtelt sind (Figur 7) oder aber, daß diese noch von jüngeren Ignimbrit-Strömen mit Tuff- und Schotterzwischenlagen überdeckt werden. Somit sind die quartären Förderungen von sauren (Obere Helle Serie) und basischen Abfolgen (Obere Dunkle Serie) im zeitlichen Nacheinander nicht streng zu trennen (Figur 2). Sie laufen demnach zeitlich nebeneinander her, wobei die Obere Helle Serie vielleicht auch nur lediglich als Nachfolge-Generation der Mittleren Hellen Serie auf-

gefaßt werden mag. Immerhin sind offenbar die ersten Glieder der Oberen Hellen Serie (Ignimbrite) früher gefördert worden als jene der Oberen Dunklen Serie. Nach den Befunden im Toussidé-Massiv (Trou au Natron, vgl. Figur 6: E) kann auch kein Zweifel darüber bestehen, daß die wohl letzten Glieder der Oberen Hellen Serie (Bimstufte) von solchen der Oberen Dunklen Serie (basaltische Tuffe und Laven) überlagert werden.

Insgesamt handelt es sich bei der Oberen Dunklen Serie um größtenteils durch Punkterruptionen erzeugte Strato- und Aschenvulkane der Bergkuppen und Hänge (Figuren 2, 3 und 5) mit gelegentlich flächenhaften Auswürfen von basaltischen Tuffen, Aschen und Schlacken sowie Ausflüssen von vielfach mehrgliedrigen, zumeist dann durch Tuffbänder getrennten Basaltlava-Strömen (Figuren 7, 10, Abb. 17 und 21 bis 24). Sie winden sich fingerförmig die Hänge hinab und erstrecken sich dann noch weitverzweigt in die oberen Talbereiche hinein. Die teilweise Olivin-, Pyroxen- und Amphibol-Mineralen führenden Feldspatbasalte zeigen ähnliche Absonderungs- und Abwitterungsformen wie jene der Unteren und Mittleren Dunklen Serie.

Vielfach haben die jungquartären Basaltströme zu völligen oder teilweisen Verbauungen von Haupt- und Nebentalabschnitten geführt, wobei lokal in solchen Talungen mal größere, mal kleinere Stauseen ausgebildet wurden. Über solche und auch in vulkanischen Hohlformen (Calderen, Maare, Krater) aufgestaute Vorzeitseen, insbesondere auch über ihre Zeitstellung und organischen Inhalte (Mollusken, Diatomeen), haben zuletzt U. BÖTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL & K. KAISER (1972) eine zusammenhängende und ausführliche Darstellung geliefert (Abb. 17 und 30).

Die jüngeren Glieder der Oberen Dunklen Serie lassen sich im Bereich des Trou au Natron (Figur 6: E) stratigraphisch gut einordnen. Förderungen von feingeschichteten Basalttuffen, die im Hangenden in basaltische Grobaschen übergehen und mit diesen Mächtigkeiten bis 30 m aufweisen, schalten sich bereits in einer Spätphase der Trouaussprengung ein. Danach wurden offenbar basaltische Laven gefördert, wobei in einer Endphase die Förderkanäle durch recht zähflüssige Basaltlaven verstopft worden sind (Figur 6: E 3-6 und Abb. 34). Sie weisen sich durch recht große Mineral-Einsprenglinge aus: hier überwiegen helle Plagioklase, dort grüne Amphibole, bei anderen dunkelrotbraune Pyroxene, und Olivin ist auch in unterschiedlichen Anteilen beteiligt. Möglicherweise deuten die unterschiedlichen Mineral-Kompositionen auf zeitliche Verschiedenheiten der Abfolgen in den Trouboden-Randbereichen und in den Verflachungen oberhalb der unteren Trouwände hin. Diese Lavaverfüllungen ehemaliger Schloten sind im Rahmen nachheriger Abtragungsvorgänge zu pfropfenartigen Gebilden herauspräpariert worden. Die Außenpartien werden zumeist von wenigen Millimeter bis einige Zentimeter starken Kiesel-sinterüberzügen überkleidet (Abb. 34). Diese sinter-

artigen Kieselgel-Panzer, deren Ausbildung offenbar Kieselalgen zugeschrieben werden muß, können nur im Zusammenhang mit einem See, der zeitweilig die maarartige Hohlform bis zu Spiegelständen von ca. 500 m erfüllte, verständlich gemacht werden. Außerdem lagern sich solche Seeabsätze (Abb. 30) lokal den herauspräparierten basaltischen Schlotfüllungen an oder aber konservieren bereits die Trou-Aussprengmassen mit den Einschaltungen basaltischer Tuff- und Aschenförderungen (Figur 6). Damit kann zugleich als erwiesen gelten, daß die auf 12 500 bis 15 000 ¹⁴C-Jahre datierten, von Diatomiten oder in Lagen an Mollusken und Ostracoden reichen Seekreiden und Seemergel vorgestellten und offenbar einem kühlfeuchten Nordpluvial zuzuweisenden Seebildungen des Trou au Natron (vgl. U. BÖTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL & K. KAISER, 1972) jünger als die hier vorliegenden, spätesten Glieder der Oberen Dunklen Serie sind.

Vor allem im Ostteil des Tibesti-Gebirges sind die basaltischen Lava- und Tuffabfolgen der Oberen Dunklen Serie zwischen Mouskorbé im Norden (3376 m) und Emi Koussi im Süden (3415 m) maßgeblich an der Gestaltung der heutigen Landoberfläche beteiligt (Figur 30: 20). So ist die breite und kastenförmige Haupttalung des oberen Yebbigué von jungquartären Talbasaltströmen im Hangenden lokaler Erosionsreste von Hoch- und Oberterrassen-Akkumulationen vollständig verbaut worden (Figur 10 und Abb. 21 bis 24). Dabei wurden einmündende Seitentalungen zeitweilig abgeriegelt, so daß es hier zum Aufstau großer Seen kam. Den katastrophalen Ausflüssen solcher Seen dürfte die Anlage der großartigen sowie teilweise sehr engen und tiefen Schluchten in diesen durch die Talbasalte verbauten Haupttalstrecken zuzuschreiben sein (Abb. 21 bis 24). Seeabsätze einer vulkanischen Hohlform des Mouskorbé konnten auf ca. 8350 ¹⁴C-Jahre, solche aus der Basaltschlucht des oberen Yebbigué auf ca. 8200 ¹⁴C-Jahre datiert werden (vgl. U. BÖTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL & K. KAISER, 1972).

Aber auch in zentralen Teilen des Tibesti-Gebirges treten Bildungen der Oberen Dunklen Serie zumindest lokal landschaftsgestaltend auf (Figur 3 und Abb. 17). Im oberen und mittleren Haupttal des Bardagué haben lokal aus Nebentalungen abströmende (z. B. unterhalb des Beckens von Zoui ca. 5 km östlich Bardai) und das Haupttal dann zumeist quer verbauende Basaltströme jungquartärer Zeitstellung (sowie auch ältere Ignimbritströme) zu zeitweiligen Aufstauungen von Haupttalseen veranlaßt. Für diese Seebildungen wurden ¹⁴C-Alter von ca. 10 000 bis 14 000 Jahren ermittelt, wenn man von Datierungen der Kalkkrusten (ca. 7400 bis 8300 ¹⁴C-Jahre) über jenen karbonatischen Seeabsätzen absieht (vgl. U. BÖTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL & K. KAISER, 1972).

Maßgeblichen Anteil an der Gestaltung der heutigen Landoberflächen nehmen auch jungquartäre Basaltströme und flächig ausgebreitete Basalttuffe der Oberen

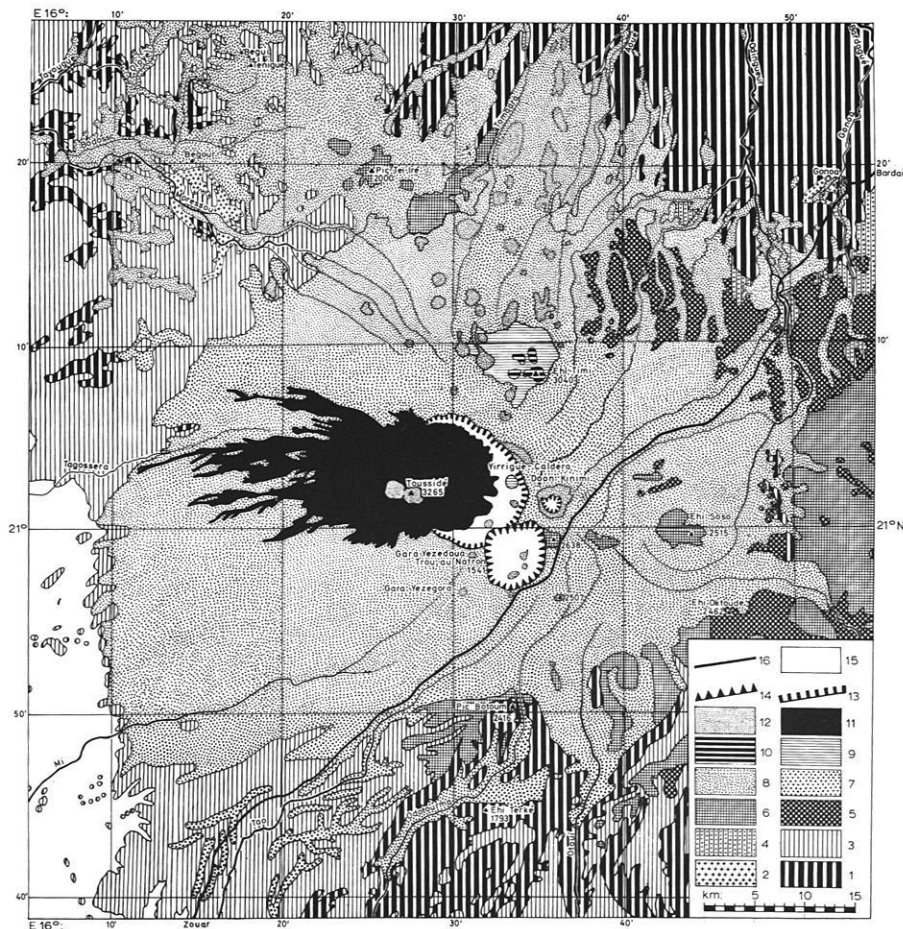


Fig. 5 Geologisch-vulkanologische Karte des Toussidé-Massivs im westlichen Tibesti-Gebirge

16 = Piste Bardai-Zouar; 15 = Holozän (überwiegend fluviale und äolische Bildungen); 14 = maarartige Hohlformen (Trou au Natron, Doon Kinimi); 13 = Yirrigué-Caldera; 12 = dem Toussidé-Hauptkegel aufgesetzte Tuff-Gipfelkegel (Jungquartäre Dunkle Serie); 11 = aus basischen Laven und daraus gebildeten Breccien aufgebauter Hauptkegel des Toussidé (Jungquartäre Dunkle Serie); 10 = Doreit-Quellkuppen des Ehi Timi (Jungquartäre Helle Serie); 9 = aus saurvulkanischen Tuffen aufgebauter Kegel des Ehi Timi (auch am Ostrand der Yirrigué-Caldera, Jungquartäre Helle Serie); 8 = Bildungen der Jungquartären und Oberen Dunklen Serie (vorwiegend basaltische Tuffe und Laven), 7 = Ignimbrit-Decken (lokal von Bimstufen überdeckt, Obere Helle Serie), 6 = ältere saurvulkanische Laven und Tuffe (überwiegend Mittlere Helle Serie), 5 = ältere basische Laven und Tuffe (überwiegend Mittlere Dunkle Serie), 4 = Bardai-Sandstein (Permo-Karbon), 3 = altpaläozoisches „Deckgebirge“ (überwiegend kambro-ordovizische Sandsteine), 2 = präkambrische Granite, 1 = präkambrisches Grundgebirge (Obere Tibesti-Gruppe).

In Anlehnung an P. VINCENT (1963).

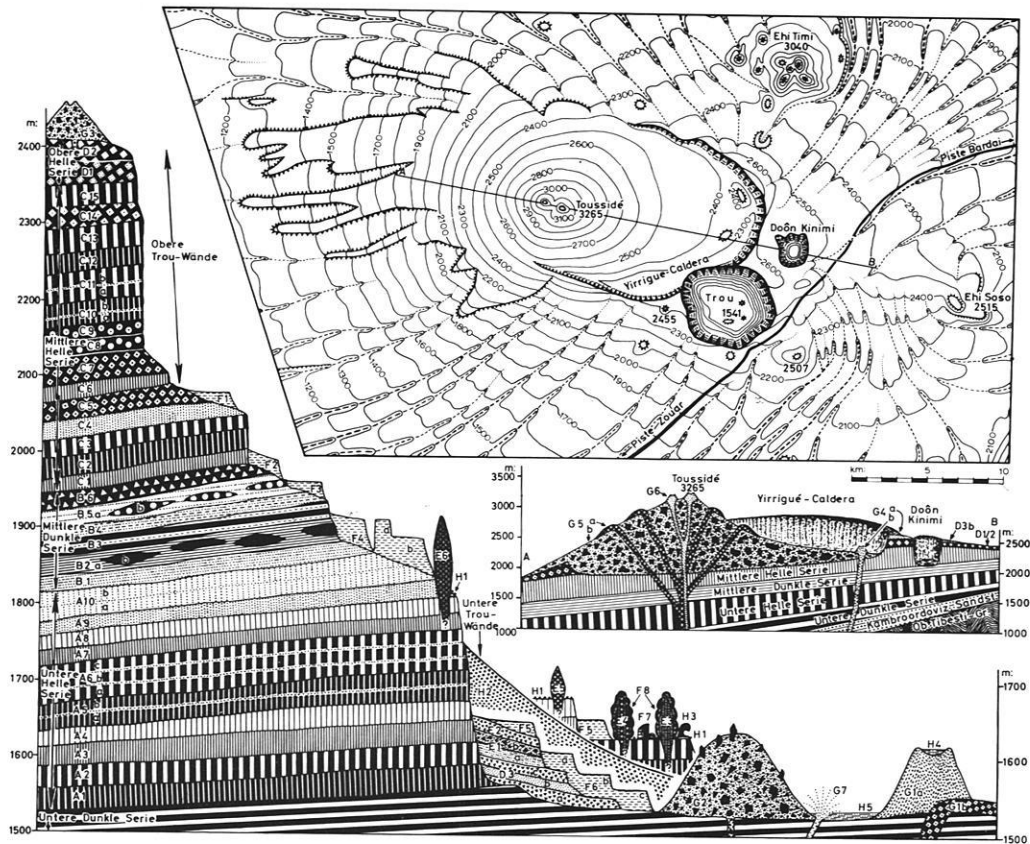


Fig. 6 Geologisch-vulkanologischer Aufbau des Toussidé-Massivs

Legende zu den Profilen: H = holozäne Troubildungen; H 5 = Salzsumpf (Sebkha) im zentralen Troubodenbereich (randlich verzahnt mit Hangschuttmassen und Schwemmkegelbildungen); H 4 = rezent-episodische Seebildungen des „Troukegel“-Kraters; H 3 = Tafoni-Verwitterung an Rhyolith-Blöcken; H 2 = fluvial-pedimentartig umgelagerte Basalttuffe von feiner bis grober Körnung mit reichen Einschaltungen von Basaltlavafetzen; H 1 = Artefaktfunde; G = vulkanische Bildungen des Holozäns (Jungquartäre Dunkle Serie, jünger als die Seebildungen); G 7 = postvulkanische Thermen- und Exhalationstätigkeiten am Trouboden; G 6 = dem Toussidé-Hauptkegel aufgesetzte Aschenkegel mit gut erhaltenen Kratern (postvulkanische H₂S-Dampf-Exhalationen); G 5 = Aufbauten des Toussidé-Hauptkegels (Ätna-Typus, mit Parasitären): trachyandesitische bis basaltische Laven (a) und daraus gebildete Breccien (b); G 4 = basaltische Aschenkegel (b) und Tuff-Auswürfe (a) im Bereich der Yirrigué-Caldera; G 3 = basaltische Schlackenkegel im Schulterbereich des Trou au Natron; G 2 = basaltische Wurfslacken-Rücken am Trouboden; G 1 = basaltische Lapilli-Aschen und Tuffkegel (a), gelegentlich mit Basaltlavaströmen (b) am Trouboden; F = spätpleistozäne Seebildungen im Trou au Natron; F 8 = Kieselsinterüberzüge von Basaltlava-Schlotfüllungen, die offenbar bei einem späten Seespiegelstand ausgebildet wurden; F 7 = verkieselte Hölzer (offenbar ebenfalls während einer späten Seephase gebildet); F 1 bis 6 = in Lagen an Mollusken und Ostracoden reiche Seekreiden und Diatomite (mit randlich verzahntenden Verlandungsbildungen) verschiedener Spiegelstände ¹⁴C-Datierungen ergaben Alter von ca. 12 500 bis 15 000 Jahren; E = vulkanische Bildungen des Jungpleistozäns (Obere Dunkle Serie, älter als die Seebildungen); E 3 bis 6 = basaltische Schlotfüllungen mit großen Einsprenglingen (Plagioklas, grüne Amphibole oder dunkelrotbraune Pyroxene); E 2 = jüngere Trou-Aussprengmassen; E 1 = basaltische Grobaschen (b) über feingeschichteten Basalttuffen (a); D = Obere Helle Serie (Spättertiär bis Jungpleistozän); D 3 = trachytische Bimstufe (b) in Wechsellagerung mit mittleren (c) und älteren (a) Trou-Aussprengmassen; D 1 bis 2 = Ignimbrit-Decken. Die in den Trouwandbereichen heraustretenden älteren vulkanischen Abfolgen der Mittleren Hellen Serie (C 1 bis 15), Mittleren Dunklen Serie (B 1 bis 6) und Unteren Hellen Serie (A 1 bis 10) werden z. Z. noch petrochemisch und mineralogisch untersucht (M. OKRUSCH, Köln).

Nach eigenen Aufnahmen, Januar 1967.

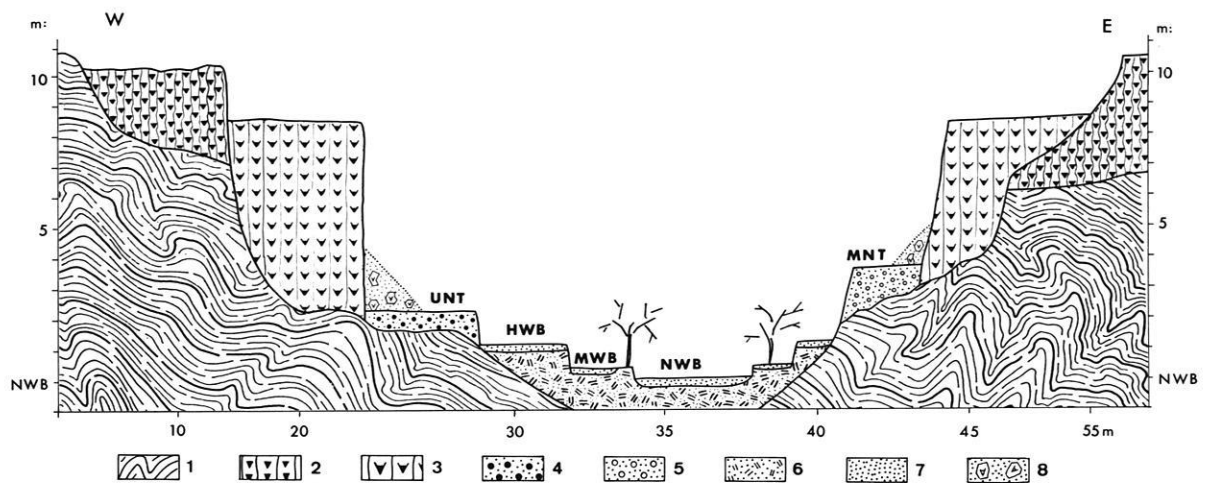


Fig. 7 Querschnitt einer Schiefergebirgstalung bei Gonoa im zentralen Tibesti-Gebirge

8 = Schutthalden der Ignimbrit-Wände; 7 = rezente Talalluvionen in den Niedrigwasser- (NWB), Mittelwasser- (MWB) und Hochwasserbetten (HWB); 6 = holozäne Talalluvionen der Talbodenbereiche; 5/4 = fluviale Absätze der unteren und mittleren Niederterrasse (Jungquartär); 3 = trachytische Schmelztuffe (Ignimbrit); 2 = ältere Talbasalte; 1 = gefalteter Schieferkomplex des präkambrischen Grundgebirges („Obere Tibesti-Gruppe“).

Profilaufnahme: K. KAISER, Januar 1967.

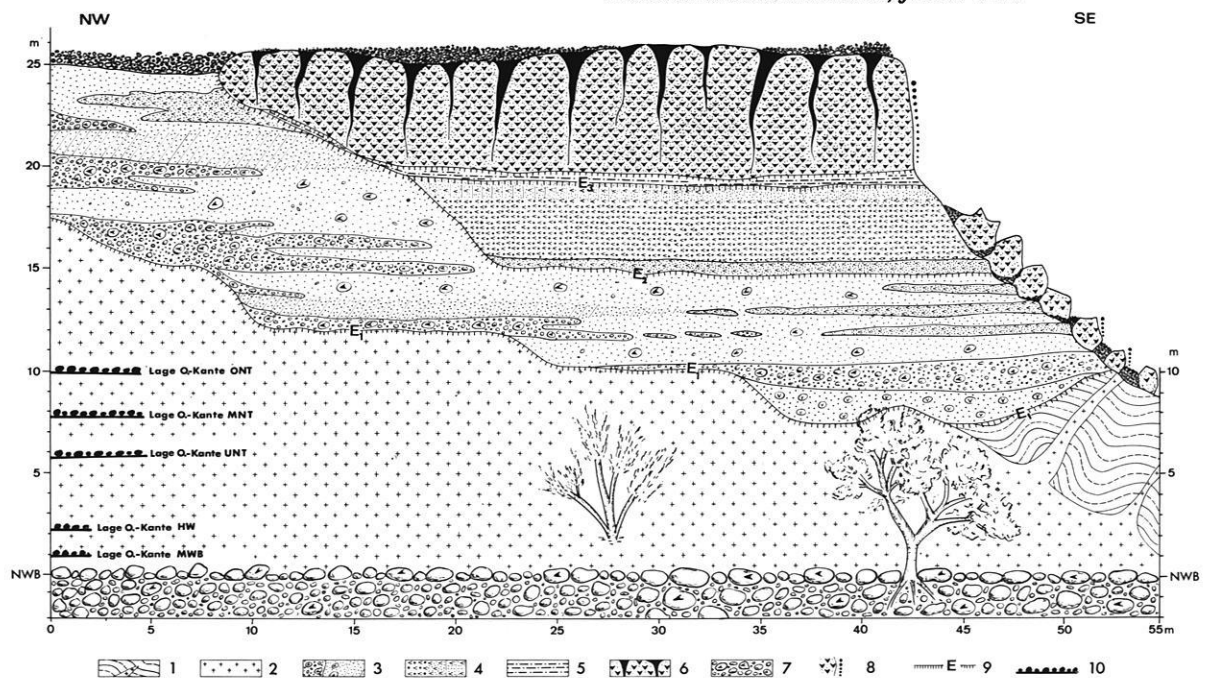


Fig. 8 Talverfüllungen im präkambrischen Schieferkomplex-Granit-Bereich bei Gonoa im zentralen Tibesti-Gebirge

10 = Höhenlage der rezenten Niedrigwasser- (NWB), Mittelwasser (MWB) und Hochwasserbetten (HW) sowie der Oberkanten der jungquartären Niederterrassen (UNT, MNT, ONT) im heutigen Talsystem; 9 = Erosionsbasen von Talverfüllungsphasen eines älteren Talsystems; 8 = Lage der vom Vorzeitmenschen erzeugten Felsgravuren an Ignimbritwänden und -blöcken; 7 = holozäne Grobschotterverfüllungen der heutigen Talbodenbereiche mit überwiegend großen Ignimbrit- und Basaltgeröllen; 6 = trachytische Schmelztuffe (Ignimbrit) mit von der Oberfläche ausgehenden Kluftverfüllungen; 5 = über einer Erosionsfläche (E 3) in Flachdepressionen eingespülte Lehme; 4 = in situ-Folgen blaugrauer Bimstufte von mal größerer (kräftig punktiert), mal feinerer (fein punktiert) Körnung, in oberen Lagen weißgrau verwittert (senkrecht schraffiert; 3 = fluviale Kiese (Grobzeichnung) und Sande (punktiert) in horizontaler Lagerung (Schrägschichtungsbereiche durch Schrägschraffuren angedeutet) mit Einschaltungen von Ignimbritgeröllen sowie hohen Anteilen eingeschwemmter sauer vulkanischer Tuffmassen, wodurch sedimentologische Anklänge an die „Hochterrassen“-Sedimente der Haupttäler gegeben sind; 2 = präkambrischer Kalkkalkgranit; 1 = präkambrisch gefalteter Schieferkomplex der „Oberen Tibesti-Gruppe“ mit Granit-Apophysen. Die hier bis 1 m mächtigen hangenden Grobschotter-Akkumulationen (in wechselnder Mächtigkeit auch über dem Ignimbrit-Strom) mit ihrer in der Art einer Grobserir gestalteten Geländeoberfläche sind nach ihrer Höhenlage und dem sedimentologischen Habitus (durchweg grobe Körnung, geringer Sortierungsgrad, wenig einsichtige Schichtung, mäßige Komponenten-Zurundung) dem „Oberterrassen“-System der Haupttalungen zuzuordnen. Ebenso wurden in der Legende die Hangschuttmassen mit den großen Ignimbrit-Blöcken in den Haldenhang-Bereichen unterhalb der Ignimbrit-Wände nicht besonders verzeichnet.

Profilaufnahme: K. KAISER, Januar 1969.

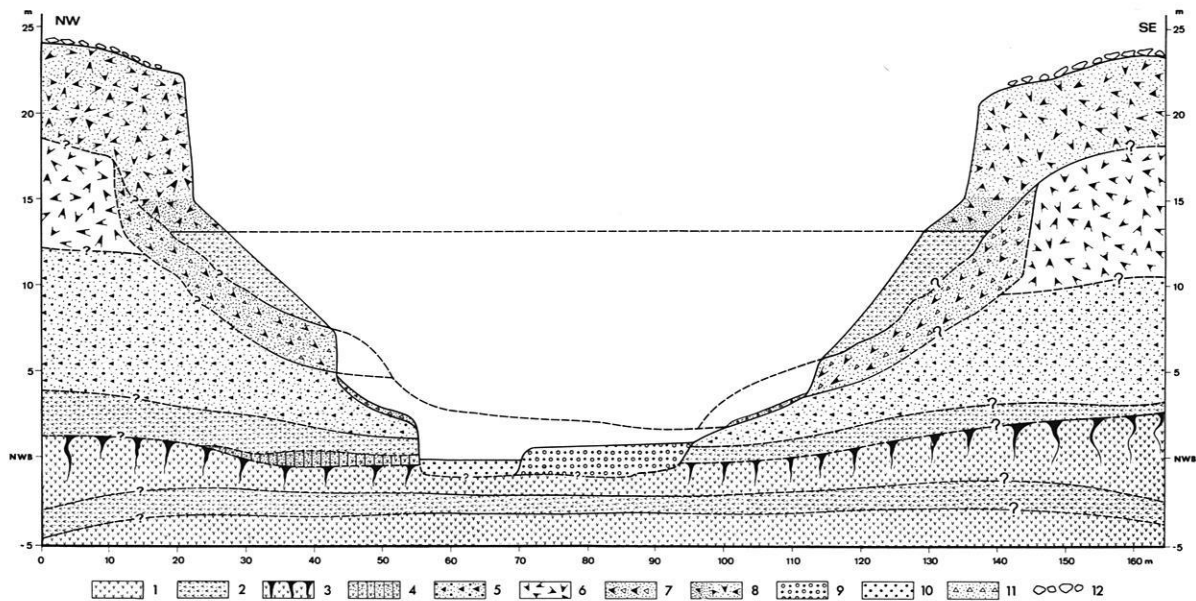


Fig. 9 Querschnitt eines Hochtales auf der Ostflanke des Toussidé-Massivs an der Piste Bardai-Zouar 10 km nordöstlich des Trou au Natron

12 = in der Art einer Block-Hammada gestalteten Geländeoberfläche; 11 = junge Hangschuttmassen in Haldenhangbereichen unterhalb von vulkanischen Tuffbreccien gebildeten Talwandpartien; 10 = rezente Talalluvionen in den Niedrigwasserbetten; 9 = jungholozäne Talverfüllungen in den Hoch- und Mittelwasserbettbereichen (mit ephemerer, teilweise dichter Gräser-Kräuter-Vegetation); 8 = jüngerer „Traß“ (weißgraue Bimstufte), in den unteren Lagen (eng punktiert) mit deutlicher horizontaler Schichtung; 7 = vulkanische Tuff-Breccien (Matrix: „Traß“, darin anscheinend regellos eingestreute, vorwiegend eckige Vulkanit-Blöcke); 6 = älterer „Traß“ (weißgraue Bimstufte, in den Nebentalungen aufgeschlossen); 5 = Trou-Aussprengmassen (Komponenten: Granit und Schiefer sowie selbst auch Gneise und Glimmerschiefer des präkambrischen Grundgebirges, vorwiegend kambro-ordovizische Sandsteine und Quarzite des „Deckgebirges“, zumeist aber Vulkanite wie Rhyolith-, Trachyt- und Basaltlaven. Größe und Gestalt: zumeist faustgroße, vereinzelt aber auch kleinere Komponenten von überwiegend eckiger Gestalt, seltener auch ecken- bis kantengerundet. Verwitterungsgrad: die meisten Komponenten geben sich infolge Frittings- oder Anschmelzungsprozessen mürbe, nur selten werden sie — wie Sandsteine oder Quarzite — in frischem Zustand angetroffen. Es wechseln hin und wieder gröbere mit feineren Lagen, ohne deutlich wahrnehmbare Übergänge, Schichtung und Sortierung); 4 = rötliche, feinerdige Bodenbildungen (fluvial verschwemmt); 3 = dto. in den Kluftgefäßen der Ignimbrit-Oberflächen (offenbar in situ-Bildungen); 2 = in der Art von Lapilli abgesetzte, blaugraue trachytische Bims-Tuffe mit bis zu hühnereigroßen Komponenten; 1 = trachytische Schmelztuffe (Ignimbrit-Decken). Die unter der Talsohle liegenden Schichtenfolgen finden sich talabwärts aufgeschlossen. Die gestrichelten Linien markieren verschiedene Initialphasen von Talverfüllungen.

Profilaufnahme: K. KAISER, Dezember 1966.

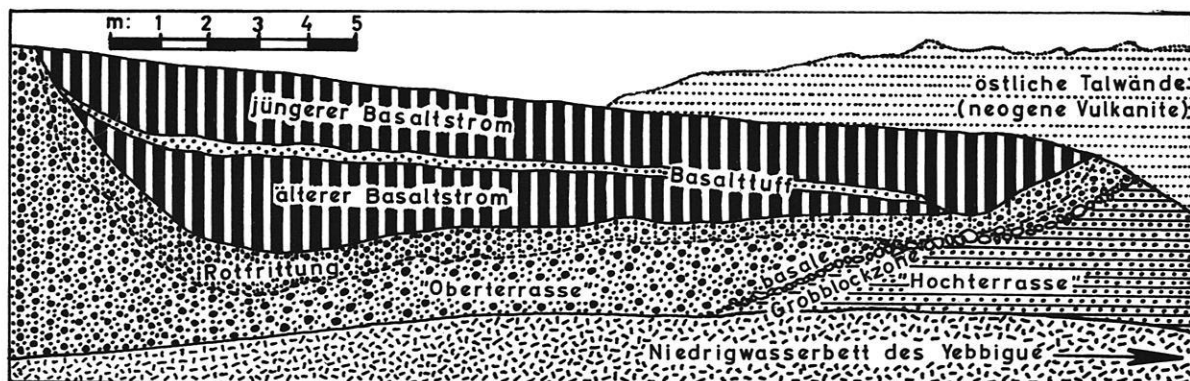


Fig. 10 Jungquartäre Talverbauungen durch Basaltlavaströme im Yebbigué-Tal oberhalb Yebbi Souma (östliches Tibesti-Gebirge)

Nach einem Photo: K. KAISER, Februar 1967.

Dunklen Serie im Nordwestsporn des Tibesti-Gebirges nördlich vom Toussidé-Massiv (Figuren 3 und 5). Ein junger Talbasaltstrom folgt hier dem Enneri Hassougué bis weit in die Gebirgsfußzone unterhalb Wour. Im ca. 1000 m über NN gelegenen Begour-Krater konnten Seekreiden, die sich nach quantitativen Mollusken-Untersuchungen am besten einem feucht-warmen Südpaläozän einstuft lassen, auf ca. 8300 ¹⁴C-Jahre datiert werden (vgl. U. BÖTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL & K. KAISER, 1972).

3.3 Jungquartäre Helle Serie

Die jüngsten saurvulkanischen Abfolgen, die man als holozäne Nachfolgebildungen der Oberen Hellen Serie werten mag, seien am Beispiel des 3040 m hohen Ehi Timi im westlichen (Figuren 2, 3, 5 und 6: Übersichtskarte) und 3100 m aufragenden Ehi Mousgou im zentralen Tibesti-Gebirge (Figur 3) erläutert. Die Basis ihrer Aufbauten wird von basaltischen Laven und Tuffen gebildet (Abb. 16). Nach den Lagerungsverhältnissen und ihrem Chemismus entsprechen sie den jüngsten Gliedern der Oberen Dunklen Serie. Darüber wurde ein mehrere 100 m mächtiger und relativ steil geböschter Tuffkegel saurvulkanischer Zusammensetzung gebildet. In diesen introdierten schließlich rhyolithische bis trachytische Laven („Doreit“) nach Art subvulkanischer Quellkuppen (Abb. 16). Eine „Doreit“-Quellkuppe in saurvulkanischer Tuffummantelung findet sich auch der östlichen Yirrigué-Caldera-Depression aufgesetzt (Figur 6: Übersichtskarte und Abb. 26). Solche Quellkuppen sind inzwischen durch Abtragungsvorgänge bloßgelegt und der Tuffkegel lokal tief zerrachelt worden. Aus den Darlegungen über die Obere Dunkle Serie (insbesondere den absoluten Datierungen) ist zu folgern, daß diese Förderungen der Jungquartären Hellen Serie in das Holozän zu datieren sind.

3.4 Jungquartäre Dunkle Serie

Weit häufiger noch treten schließlich im Tibesti-Gebirge vulkanische Bildungen holozänen Alters mit basischen Abfolgen auf. Große Abfolge-Mannigfaltigkeiten dieser Jungquartären Dunklen Serie, die auch lediglich als Nachfolgebildungen der Oberen Dunklen Serie aufgefaßt werden mögen, liegen insbesondere im Toussidé-Massiv des westlichen Tibesti-Gebirges von (Figuren 2, 3, 5 und 6).

Im Trou au Natron übergreifen dem Maarboden aufgesetzte Kegel aus basaltischer Lapilli mit gut erhaltenem Krater und an Spalten in Flankenbereichen geförderte Basaltlaven (Figur 6: G 1, Abb. 30 und 31) sowie vorwiegend aus basaltischen Wurfslacken gebildete und bis über 100 m hohe Rücken (Figur 6: G 2, Abb. 7 und 31) lokal die untersten Glieder der Seeabsätze. Ihre morphologische Frische ist prägnant und mag somit als Kriterium für ein jüngerer holozänes Alter gegenüber den Bildungen der Jungquartären Hellen Serie (Ehi Timi, Ehi Mousgou) gelten. Dort hat ja offenbar durch schon länger andauernde und vielleicht auch kräftiger wirksame Abtragungsprozesse eine bereits beachtliche Überformung stattgefunden. Als ±

gleichhalt müssen basaltische Aschen- und Schlackenkegel (lokal mit seitlich ausgeflossenen Basaltlava-Strömen) in der Yirrigué-Caldera-Depression und in den Schulterregionen des Trou au Natron angesehen werden (Figur 6: G 3-4, Abb. 26, 27, 29 und 32).

Aber auch der am Westrand der Yirrigué-Caldera aufgesetzte und aus trachyandesitischen bis basaltischen Laven sowie daraus gebildeten vulkanischen Breccien aufgebaute Hauptkegel des Toussidé mit seinen beiden aufgesetzten Gipfel-Tuffkegeln (3265 m) ist in dieser Zeit entstanden (Figuren 5, 6: G 5-6, Abb. 26, 27 und 33). Insgesamt verkörpert der Toussidé-Hauptkegel den Ätna-Typus mit Zentralkrater im aufgesetzten Tuff-Gipfelkegel und vielen parasitären Förderwegen in den Flankenbereichen. An diesen parasitären Austrittsstellen sind zumeist zähflüssige Lavastränge wurstartig herausgequollen. Weiter hangab wurden diese durch Kernsprünge keilförmig aufgespalten, dann zunehmend in dünnere Scheiben zerlegt und schließlich völlig in ein Haufwerk von Lavatrümmern aufgegliedert.

Sowohl im Salzumpf („Sebkha“) des Troubodens (Abb. 7, 29 bis 31 und 35) als auch im Zentralkrater des Toussidé-Gipfelkegels sind gegenwärtig noch postvulkanische Erscheinungen tätig (Figur 6: G 7). Vom Gipfelkrater des Toussidé sind regelmäßige Gas- und Dampf-Exhalations-Tätigkeiten in der Art „kühler Fumarolen“ (Mineralinkrustationen als Oxyde, Chloride und Sulfate) oder hauptsächlich aber niedrigtemperierter Solfataren (ca. 60 °, stechender H₂S-Geruch, ausgedehnte Sinterkrusten) bekannt. Am Trouboden finden sich hauptsächlich zwischen 30 ° bis 40 ° C temperierte Thermen (Abb. 35), seltener auch noch niedriger temperierte Mofetten (CO₂-Exhalationen). Bemerkenswert ist auch der gut erhaltene Krater eines ca. 100 m hohen, steilgeböschten und aus basaltischer Lapilli aufgebauten Kegels im Troubodenbereich, wo von episodischen Starkregen kurzfristig erzeugte Seeabsätze gegenwärtiger Zeitstellung hinterlassen sind (Figur 6: H 4 und Abb. 31).

Es würde zu weit führen, die Glieder der Jungquartären Dunklen Serie aus anderen Bereichen des Tibesti-Gebirges in gleicher Ausführlichkeit zu besprechen. Sie treten an vielen Stellen (vgl. Figuren 2 und 3), lokal auch in ähnlicher Mannigfaltigkeit (z. B. Emi Koussi), auf.

4. Vulkanbauten und ihre Abtragungsformen

4.1 Lavavulkane

Reine Lavavulkane mit fast ausschließlicher, vorwiegend an Spaltensystemen erfolgter Lavaförderung bestimmen vor allem die über einem alttertiären Flachrelief ausgebreiteten Bildungen der Unteren und Mittleren Dunklen Serie. Erstere kennzeichnen sich als weiträumig ausgebreitete Trapp-Decken, letztere als flachwölbige Schildvulkane vom Hawaii-Typus. Solche Aufbauten werden lokal in den Talungen vor allem in ihren Randbereichen angeschnitten, sonst aber zumindest in ihren Zentralpartien von jüngeren Abfolgen konserviert (Figur 2).

4.2 Subvulkanische Erscheinungen

Recht mannigfaltig sind die von meist gasarmen und zähflüssigen sowie nicht mehr zum oberflächlichen Ausfluß gelangenden Laven gebildeten subvulkanischen Erscheinungen. Zahlreiche rhyolithische, trachytische und seltener auch phonolithische **Stoßkuppen** (Belonite) sind im Rahmen der Mittleren Hellen Serie gebildet worden. Durch die hier weit fortgeschrittene Abtragung wurden sie ihres ursprünglichen, sauervulkanischen Tuffmantels entblößt. So überragen sie heute als zumeist steile und schlanke sowie oft mehrere 100 m hohe Lavadorne ihre Umgebung (Abb. 9). **Quellkuppen** treten vor allem im Zusammenhang mit der Oberen und Jungquartären Hellen Serie auf. Hier ist natürlich die Abtragung teilweise weit weniger fortgeschritten, und sauervulkanische Tuffummantelungen sind noch weitestgehend erhalten. Trotzdem sind auch hier initiale Bloßlegungen von Dachbereichen der sauervulkanischen Lavakörper sowie kräftige Zerrackelungen durch Gerinne in den relativ steil geböschten Tuffummantelungen festzustellen (Abb. 11, 16 und 26). **Stakuppen** und **lakkolith-artige** Erscheinungen treten im Tibesti-Gebirge seltener auf.

Intrusiv-vulkanische Bildungen nach Art der Lagergänge haben an vielen Stellen des Tibesti-Gebirges vor allem Spalten sowie gelegentlich auch Schichtfugen und andere Kluftsysteme erfaßt, ausgeweitet und erfüllt (Abb. 19, 20 und 25). Zumeist handelt es sich um Ausfüllungen mit Basalten (Abb. 20 und 25), seltener auch um Verstopfungen mit sauervulkanischen Laven und Tuffen (Abb. 19). Sie sind sowohl im Grundgebirgssockel — beispielsweise im Schieferkomplex der Oberen Tibesti-Gruppe im Nordrahmen des Tarso Toon — und „Deckgebirge“ (insbesondere im Bardai-Sandstein) als auch in den älteren vulkanischen Abfolgen des Känozoikums bekannt. Als Besonderheiten können einmal die vorwiegend basaltischen **Ringstrukturen** gelten. Sie treten lokal vor allem im Grundgebirge (Schieferkomplex der Oberen Tibesti-Gruppe) am nördlichen und südlichen Gebirgsrand in Erscheinung. Andererseits sind aber auch die von P. VINCENT (1963) aus dem Tarso Abeki (Figur 4) eingehender beschriebenen **Dykes** vom Typus „Atakor“ dazu zu rechnen. Nur dort, wo die Abtragung relativ weit fortgeschritten ist, treten solche Bildungen auch morphologisch in Erscheinung. So werden die Hänge des oberen Yebbigué-Tales von herauspräparierten Basaltmauern als zumeist obere Partien von intrusiv-basaltischen Lagergängen gegliedert (Abb. 20). Im Tarso Abeki sind gewaltige Rhyolith-Mauern der Mittleren Hellen Serie mit höckerartigem Kammverlauf aus einem Tuff-Breccien-Mantel als obere Teile von Dykes-Bildungen durch die Abtragung entblößt worden.

4.3 Stratovulkane

Stratovulkanische Aufbauten bestimmen vor allem die Mittlere und Obere Helle sowie Obere Dunkle Serie. Zumeist treten sie als vulkano-tektonisch aufgewölbte Flachdome („Tarsos“) mit sanft radial-konvex geneigten Böschungen auf. Das mag auch der Grund sein, weswegen sie zumeist im französischen Schrifttum unter

die „Schildvulkane“ („Bouclier“) eingestuft werden. Der Normaltypus solcher Schichtvulkane mit wechselnd aus Laven und Tuffen gebildeten sowie mit zentralem Förderkanal und Krater versehenen, flachdombis kegelartigen Aufbauten ist allerdings im Tibesti-Gebirge recht selten. Als Beispiel des **Ätna-Typus** mit seinen parasitären Förderungen, die in den Flankenaufbauten vielfach zur Ausbildung von mit Krater versehenen Nebenkegeln oder aber auch nur einfachen Lava-Austritten geführt haben, wurde bereits der hauptsächlich aus basischen Laven und vulkanischen Breccien aufgebaute Hauptkegel des Toussidé im westlichen Tibesti-Gebirge mit seinen aufgesetzten Tuffgipfelkegeln angeführt (Figuren 5, 6, Abb. 27 und 33).

Weitaus am häufigsten ist indessen der **Somma-Typus** mit vielen Abarten vertreten. Die meisten „Tarsos“ mit ihren bis 20 km Durchmesser messenden und oft mehrere 100 m tiefen, zumeist zentralen Einsturz-Calderen (Figur 4) sind darunter einzustufen. So wurde als Abart der „Toussidé-Massiv-Typus“ mit seinen, der zentralen Yirrigué-Caldera (Photo 26) randlich aufgesetzten, jüngsten vulkanischen Aufbauten vom Ätna-Typus bereits eingehend erörtert. Ähnliche Bildungen liegen auch im Emi Koussi als Südostpfeiler und mit 3415 m die höchste Erhebung des Tibesti-Gebirges vor. Es findet sich gelegentlich auch jene Abart stratovulkanischer Aufbauten mit zentraler Caldera, wo während und nach der Caldera-Bildung nur Tuff-Auswürfe (teilweise als Schmelztuffe) in zentralen bis randlichen Spaltenbereichen erfolgten. Im Tarso Voon (Figur 4) stellt sich eine weitere Abart vor, wo es am Rande oder in den Flankenbereichen der zentralen Caldera zu Ausbildungen parasitärer Vollformen (Strato- oder Aschenvulkane) gekommen ist. Ferner ist im Tarso Yega (Figur 4) eine Abart gegeben, wo im Raum der Caldera aus Spaltensystemen heraus vor allem massive Lava-Extrusionen erfolgt sind, ohne dabei typische vulkanische Vollformen zu erzeugen. Schließlich müssen wir — wie im Tarso Abeki (Figur 4) — noch jene Bildungen als besondere Abart werten, wo im Caldera-Bereich nachfolgende Lava-Intrusionen nachhaltig beteiligt waren. All diese Abarten dürften teilweise zu ganz verschiedenen Zeiten ausgebildet worden sein. Eine der ältesten Anlagen dieser Art wird sicherlich im Tarso Abeki (Figur 4) vorgestellt. Daraus folgt, daß auch die Abtragung bei all diesen Formen unterschiedlich weit fortgeschritten ist.

4.4 Lockerstoff- und Gasvulkane

Zu solchen Aufbauten, welche von Tuff-Förderungen und Gasausbrüchen bestimmt werden, zählen vor allem eine Reihe jungvulkanischer Bildungen, insbesondere der Oberen und Jungquartären Dunklen Serie. Sie werden vorwiegend durch steiler geböschte Aschen- und Tuffkegel mit zumeist zentralen Förderkanälen und Kratern (gelegentlich auch mit Lava-Ausfluß) sowie überwiegend aus Wurfslacken aufgebauten Rücken vorgestellt (Figuren 4, 5, 6: G 1-4, Abb. 7, 26, 27 und 29 bis 32). Besonders bei den holozänen Formen ist ihre morphologische Frische prägnant.

Als Sonderformen liegen *M a a r e* vor, die hier überwiegend durch Gasexplosionen im Zusammenhang mit Tuff-Förderungen erzeugt worden sein dürften (Figuren 4 bis 6, Abb. 7, 27 und 29 bis 31). Bemerkenswert ist neben der beachtlichen Weite und Tiefe dieser Hohlformen (*Trou au Natron*, *Doon Kinimi*), daß es sich hauptsächlich um Flankenbildungen ausgedehnter stratovulkanischer Massive handelt, ferner, daß ihre Ausbildung (*Trou au Natron*) mehrphasig und von sehr nachhaltigen Laven- und Tuff-Förderungen gefolgt war.

5. Postvulkanische Erscheinungen

Gegenwärtig liegen noch mannigfaltige postvulkanische Tätigkeiten an vielen Stellen innerhalb des Tibesti-Gebirges vor. Bei *Soborom* (= „kochendes Wasser“) im Nordwestbereich des *Tarso Voon* (Figur 4) kann man drei aktive Zonen ausscheiden³: eine nördliche um *Soborom-Kidissoubi* (2520 bis 2525 m), eine zentrale um *Soborom* (2430 bis 2445 m) mit einer EW-Erstreckung von ca. 250 m und einer NS-Ausdehnung von ca. 150 m sowie einer westlichen beim „*Tibbou-Bad*“ am *Enneri Soborom* (ca. 2430 m). Es treten hier einerseits mehr als ein Dutzend, zwischen 21,5 ° und 88,5 ° C temperierte und hauptsächlich in der Zentralzone (60 ° bis 88,5 ° C) konzentrierte *T h e r m e n* auf. In ihrer Nachbarschaft finden sich eine Reihe kleinerer bis mittlerer, teils tätiger und teils erloschener *G e y s i r e* mit in deren Umgebung weit verbreiteten *G e y s e r i t*-Krusten. In einer ca. 1 km langen und bis einige 10 m breiten Zone sind schließlich eine Vielzahl von 1 bis 3 m hohen, bis zu mehreren Metern Durchmesser messenden und oft mit kleinen Kratern versehenen *S c h l a m m v u l k a n e n* gegeben.

Andererseits liegen hier aber auch in hohem Maße an Schwefelwasserstoff reiche *W a s s e r d a m p f*- und *G a s e x h a l a t i o n e n* vor. Sie sind zwischen 69 ° und 92 ° C temperiert. Dabei ist zu beachten, daß hier in einer Höhe von 2430 bis 2525 m der Siedepunkt des Wassers bei ca. 92 ° C liegt. Die Tatsache, daß in den Exhalations-Austritten bis über 20 cm Tiefe noch reichlich Schwefelgasblähungen vorkommen, besagt offenbar, daß selbst hier noch die Temperatur der austretenden Gase und Dämpfe unter der Schmelztemperatur des Schwefels (119 ° C) liegen muß. Das heißt andererseits, daß dort einerseits „*k ü h l e F u m a r o l e n*“ vorliegen. Das kann durch den Nachweis von bis über 3 g SO_4 (bzw. SO_3 und SO_2) pro kg Wasserdampf-Substanz und weit verbreiteten Mineralinkrustationen hauptsächlich als Chloride und Sulfate der Alkalien und Erdalkalien wie $NaCl$, $FeCl_3$ und $Ca SO_4$, gelegentlich aber auch als „*Fumarolenhämatit*“ (Fe_2O_3) und Al_2O_3 -Konzentrationen belegt werden. Andererseits sind hier aber wohl hauptsächlich niedrigtemperierte

³ Über die postvulkanischen Erscheinungen von *Soborom* wird im gleichen Heft von G. J. BRUSCHEK ausführlich berichtet. In den nachfolgenden Ausführungen sollen deshalb auch nur die wichtigsten Ergebnisse dieser Darstellung zusammengefaßt werden.

S o l f a t a r e n gegeben. Dafür spricht vor allem der dort überall stehende H_2S -Geruch in der Luft sowie Absätze von reinem Schwefel, $Fe S_2$ und $NH_4 Cl$ im Zusammenhang mit weit ausgebreiteten und oft recht mächtigen Sinterkrusten. Demgegenüber kommen anscheinend sowohl *S o f f i o n e n* (borsäurehaltige Wasserdampf-Exhalationen um 100 ° C) als auch *M o f e t t e n* (CO_2 -Exhalationen von ca. 20 ° bis 90 ° C) weder hier noch nennenswert an anderen Stellen des Tibesti-Gebirges vor.

Von anderen Stellen des Gebirgsbereiches sind ebenfalls Gas- und Dampf-Exhalationen nach Art „*k ü h l e r F u m a r o l e n*“ oder niedrigtemperierter *S o l f a t a r e n* bekannt, beispielsweise jene vom Gipfelkrater des *Toussidé* (ca. 60 ° C). Häufiger finden sich jedoch zumeist zwischen 30 ° und 40 ° C temperierte *T h e r m e n* (Abb. 35), so die weit über 3000 m gelegene *Therme von Yi Yerra* am *Emi Koussi* oder jene von *Aozou* in einer Meereshöhe unter 1000 m. Bei an *Thermen* gestauten *Seen* (z. B. bei *Aozou*) liegt offenbar eine besondere *Wasserfauna* vor, die beispielsweise durch gehäuftes Auftreten der im afrikanisch-orientalischen Tierreich weit verbreiteten sowie an Salzwasser und *Thermen* recht anpassungsfähigen *Gastropoden*-Art *Melanoides tuberculata* repräsentiert wird.

6. Zusammenfassung

Der geologische Aufbau des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche bedingt sowohl in lithologisch-stratigraphischer als auch struktureller Hinsicht eine Dreigliederung:

1. Von einer subkambrischen Rumpffläche gekappte Sockelbereiche als alpinotyp gefaltetem und im Präkambrium konsolidiertem Grundgebirge mit Tiefengesteins-Intrusionen und Gesteinsumwandlungen vor allem durch Regionalmetamorphose während präkambrischer Gebirgsbildungen. Es tritt im Tibesti-Gebirge bis in Höhen von ca. 1000 m heraus.

2. Von Flachresten alttertiärer Landoberflächen gekappte Deckgebirgsbereiche mit germanotyp in kaledonischer, variszischer und alpidischer Zeit deformierten epikontinental-marinen und terrestrischen Absätzen. Vor allem paläozoischer Zeitstellung, bilden sie im Tibesti-Gebirge Sandsteinplateaus bis zu Höhen von ca. 1500 m. Von paläozoischem, mesozoischem und känozoischem Alter bauen sie die durch Schichtstufen und Tafelländer ausgewiesenen Becken- und Schwellenregionen der weiten Rahmenbereiche auf.

3. Im Zusammenhang mit epirogenen und bruchtektonischen Krustenbewegungen während des Känozoikums (ab Mitteltertiär) geförderte *Vulkanite* und heute noch lokal aktive postvulkanische Erscheinungen bestimmen mit ihren mannigfaltigen Aufbauten vor allem die zentralen Teile des Tibesti-Gebirges bis zu Gebirgshöhen weit über 3000 m. In den Rahmenbereichen werden solche Bildungen überwiegend als lokal ausgedehnte *Basaltplateaus* vorgestellt.

Andererseits kann aber die Entwicklung der Naturlandschaft nur verständlich erscheinen unter Berück-

sichtigung mannigfaltiger, vom känozoischen Klimawandel gesteuerter Formungs-Prozesse. Bis zum Beginn der vulkanischen Tätigkeiten waren vor allem im Alttertiär unter dem Einfluß eines wechselfeucht-tropischen Klimas Vorgänge der Einrumpfung im Zusammenhang oder Gefolge mit Kaolinisierungs- und Silifizierungs- sowie Lateritisierungs-Prozessen bestimmend. Offenbar stellte sich hier bis gegen Ende des Tertiärs randtropische Aridität ein. Als Produkte einer überwiegend während der quartären Pluviale aktiven Talformung wird das Tibesti-Gebirge in allen Höhenstockwerken einschließlich weiter Teile seiner Rahmenbereiche einerseits durch Kerb- und Sohle- sowie Schlucht- und Kastentalungen, andererseits aber auch durch teilweise sehr ausgedehnte Seebildungen ausgewiesen. Sie werden vor allem in den Haupttalsystemen durch eingeschachtelte Flußterrassen-Akkumulationen und Seeabsätze sowie durch den wiederholten Wechsel von tiefem Ausraum mit mächtigen Verschüttungen, an denen auch die jüngeren vulkanischen Förderungen maßgeblichen Anteil nehmen, bestimmt und untergliedert. Demgegenüber dürften in den quartären Trockengebieten neben Pedimentierungs- und sonstigen episodischen Abspülungs-Prozessen sowie erosiven und akkumulativen Windformungen vor allem Vorgänge der ariden Verwitterung und Bodenbildung die weitere Ausgestaltung und Entwicklung der Naturlandschaft maßgeblich bestimmt haben.

7. Summary

From the lithologic-stratigraphic as well as from the structural point of view the geologic structure of the Tibesti Mts. and its frame area causes a threefold differentiation:

1. By a subcambrian peneplain truncated bedrock areas, „alpino-typely“ folded and in the Precambrian consolidated with intrusions of plutonic rocks and alteration of rocks especially by regional metamorphosis during Precambrian mountain building periods. In the Tibesti Mts. it occurs at levels up to about 1000 m.
2. From flat residuals of early Tertiary land surfaces truncated super structures with epicontinental-marine and terrestrial sediments deformed in Kaledonian, Variscian and Alpidic periods. Especially when of Paleozoic age they represent in the Tibesti Mts. sandstone plateaus up to the level of about 1500 m. If of Paleozoic, Mesozoic, or Kainozoic age they built up basin and rise regions of the vast frame areas which show scarp and table lands.
3. In association with epeirogenetic and fault tectonic movements during the Kainozoic (starting with the middle Tertiary) volcanics extruded and even today locally active post volcanic phenomena with their varied structures mark especially the central parts of the Tibesti Mts. up to the level far above 3000 m. In the frame areas such features generally are represented as locally far spread basaltic plateaus.

On the other hand the development of the physical landscape can be understood only under consideration

of varied processes of forming controlled by the Kainozoic climatic changes. Up to the beginning of the volcanic activity especially in the early Tertiary due to the influence of an alternating moist-tropical climate processes of peneplanation associated with or controlled by kaolinisation, silification and lateritisation have been important. Obviously up to the end of the Tertiary marginal tropic aridity occurred. As products of valley forming active mainly during the Quaternary Pluvials the Tibesti Mts. show at all height levels including extensive parts of its frame regions V-, flat floored, gorge, and box-like valleys but on the other hand in part rather extensive development of lakes. They are controlled and differentiated especially in the main valley systems by inserted river terrace accumulations and lake deposits as well as by the repeated change of a deep removal area with thick accumulations at which the later volcanic extrusions also co-operated considerably. Against this probably in the Quaternary arid areas besides pedimentation and other episodic sheet wash processes as well as erosive and accumulative features due to wind activity especially processes of arid weathering and soil formation controlled considerably the further shaping and development of the physical landscape.

8. Résumé

Le bâti géologique des Monts du Tibesti et de ses abords nécessite, aussi bien du point de vue lithologico-stratigraphique que du point de vue de sa structure, une subdivision en 3 parties:

1. Un socle couronné par une pénéplaine antécambrienne a été affecté d'un plissement de type alpin, et dont les racines ont été consolidées au Précambrien par des intrusions profondes et des changements de composition résultant surtout d'un métamorphisme régional pendant l'orogénèse précambrienne. Il apparaît dans les Monts du Tibesti jusqu'à l'altitude 1000 m environ.
2. Une région de couverture couronnée par des restes de surfaces continentales du Tertiaire inférieur, et comportant des zones à couches terrestres et marines épiconinentales déformées suivant le type germanique, et d'époques calédonienne varisque et alpine. Elles sont surtout formé dans les Monts Tibesti, pendant l'ère paléozoïque, des plateaux gréseux s'élevant jusque 1500 m environ. D'âge paléozoïque, mésozoïque, et cénozoïque se sont ensuite édifiées les régions de bassins et de dômes caractérisés par des structures en gradins et des parties à structure tabulaire qui se retrouvent dans la grande zone de bordure en pays montagneux.
3. En relation avec des mouvements épirogéniques et de tectonique cassante, pendant le Cénozoïque (depuis la mi-Tertiaire) des roches volcaniques diverses et des phénomènes post-volcanisme encore localement actifs aujourd'hui caractérisent, surtout avec leurs nombreux reliefs construits, la partie centrale des Monts Tibesti, jusqu'à des altitudes situées bien au-dessus de 3000 m. Dans la zone bordière, ces formations sont surtout représentées par des plateaux basaltiques localement étendus.

Par contre, le développement de l'aspect géomorphologique ne peut se comprendre qu'en admettant divers processus de formation déterminés par les changements de climat cénozoïque. Jusqu'au début de l'activité volcanique, et surtout au Tertiaire inférieur, sous l'influence d'un climat à alternances humides et tropicales furent surtout prédominants des processus de pénéplanation en corrélation ou suite à des actions de kaolinisation et de silicification de même que de latéritisation.

Il est vraisemblable que se produisit ici, jusque près de la fin du Tertiaire, une aridité de bordure tropicale. Comme produits d'une dissection du relief surtout active pendant les pluviaux du Quaternaire, le massif du Tibesti fut finalement pourvu, dans toutes ses régions d'une certaine altitude, y compris de larges portions de ses régions bordières, d'une part par des vallées en traits de sue et des vallées à fond plat, de même que des

gorges et des vallées larges et encaissées, mais aussi d'autre part par des formations de lacs en partie très étendus. Ils furent surtout déterminés et de confés dans les vallées principales par des accumulations ou alternent terrasses fluviales et dépôts lacustres, de même que par l'alternance répétée de larges déblaiements et d'importantes accumulations de dépôts, auxquels les plus jeunes manifestations volcaniques ont aussi pris une part importante.

Par contre, dans les régions sèches du Quaternaire, à côté des processus de pédimentation et d'épisodes peu fréquents de déblaiement par les eaux, ainsi que de formes aussi bien d'érosion que d'accumulation dues à l'action du vent, les actions principales résultent surtout des processus de désagrégation en climat aride, et de la formation de sols, qui ont déterminé de façon importante le modelé subséquent et le développement du paysage naturel.

Literaturverzeichnis

- BÖTTCHER, U.; ERGENZINGER, P.-J.; JAECKEL, S. H. & KAISER, K. (1972): Quartäre Seebildungen und ihre Molluskeninhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. Z. f. Geom. 16, 2, 182-234, Stuttgart.
- GEZE, B. (1957): Reconnaissance volcanologique du Tibesti. Bull. Rech. Géol. Min. A. E. F. 7, 119-125, Paris.
- GEZE, B.; HUDELEY, H. & VINCENT, P. (1957): Le volcan de l'Emi Koussi dans le Tibesti Oriental (Sahara du Tchad, A. E. F.). C. R. Acad. Sci. France 245, 2064-2067, Paris.
- GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. & WACRENIER, P. (1957): Morphologie et dynamisme des grands volcans du Tibesti (Sahara du Tchad, A. E. F.). Ebenda 245, 110-117, Paris.
- GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. & WACRENIER, P. (1957): Le volcan du Toussidé dans le Tibesti Occidental (Sahara du Tchad, A. E. F.). Ebenda 245, 1815-1818, Paris.
- GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. & WACRENIER, P. (1957): Succession et âge probable des formations volcaniques du Tibesti (Sahara du Tchad, A. E. F.). Ebenda 245, 2328-2331, Paris.
- GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. & WACRENIER, P. (1959): Les volcans du Tibesti (Sahara du Tchad, A. E. F.). Bull. volcan. Italia 2, 22, 135-172, Napoli.
- GEZE, B. & VINCENT, P. (1957): Les volcans du Tarso Yega, du Tarso Toon, du Tarso Voon et de Soborom, dans le Tibesti Central (Sahara du Tchad, A. E. F.). C. R. Acad. Sci. France 245, 1938-1940, Paris.
- KLITZSCH, E. (1965): Zur regionalgeologischen Position des Tibesti-Massivs. Max-Richter-Festschr., 111-125, Clausthal-Zellerfeld.
- KLITZSCH, E. (1967): Der Basaltvulkanismus des Djebel Haroudj. Geol. Rundschau 57, 2, 585-601, Stuttgart.
- KLITZSCH, E. (1970): Die Strukturgeschichte der Zentral-sahara. Neue Erkenntnisse zum Bau und zur Paläogeographie eines Tafellandes. Ebenda 59, 2, 459-527, Stuttgart.
- KNETSCH, G. (1950): Beobachtungen in der libyschen Sahara. Ebenda 38, 1, 40-59, Stuttgart.
- MALEY, J.; COHEN, J.; FAURE, H.; ROGNON, P. & VINCENT, P. M. (1970): Quelques formations lacustres et fluviales associées à différentes phases du volcanisme au Tibesti (Nord du Tchad). ORSTOM, sér. Géol. II, 1, 127-152, Fort Lamy.
- VINCENT, P. (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti Occidental et Central (Sahara du Tchad). Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 23, Paris.
- WACRENIER, P. (1958): Notice explicative de la carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 000 000. Inst. équator. rech. et d'étud. géol. et min., 1-24, Brazzaville.
- WACRENIER, P. (1959): Borkou, Ennedi, Tibesti. Bull. Dir. Min. Géol. Brazzaville 12, 63-70.
- WILLIAMS, J. J. & KLITZSCH, E. (1966): Eighth annual field conference 1966: South-Central Libya and Northern Chad. A guidebook to the geology and prehistory. Petrol. Expl. Soc. of Libya, Amsterdam.
- WOLFF, J.-P. (1964): Carte géologique de la République du Tchad 1 : 1 500 000. Bur. Rech. Géol. Min., Paris (Nantes).

TAFEL I

Abb. 1 *Inselberg-Gruppen aus flachlagernden, altpaläozoischen Sandsteinfolgen*

Die gelegentlich von älteren Kappungs-Flachrelief-Resten offenbar alttertiären Alters gekrönten (Ehi Dao Minetto 1292 m, Bildhintergrund links), zumeist aber pfeilerartig aufgelösten und steilwandigen Inselberg-Gruppen (Bildmittlergrund) überragen hier bis ca. 550 m Höhe mit ihrer nur wenig nach außen geneigten Sockel-Fußfläche eine lokal von vulkanischen Tuffen konservierte Landoberfläche. Sie wird unter den quartären bzw. gegenwärtigen Klimabedingungen durch denudative (vor allem in den Inselberg-Bereichen) und akkumulative Windwirkungen (vor allem in den Flachregionen) sowie gelegentliche, flächenhafte Abspülvorgänge und meist fluvial-schwemmfächerartige Auflagerungen zu „Treibsand-Schwemmebenen“ überformt. Die an die Sockel-Fußflächen der Inselberge unmittelbar anschließende Region ist zumeist durch oft bis zu mehreren 10 m breite und bis zu einigen Metern tiefen „Randfurchen“ ausgewiesen. Sie werden vor allem durch die im Verzuge von episodischen Starkregen sich einstellenden Abspülvorgänge bedingt. Westliche Rahmenregion des Tibesti-Gebirges (ca. 750 m über NN).

Photo: K. KAISER, Dezember 1966

Abb. 2 *Tiefgründig kaolinisierter Schieferkomplex der Oberen Tibesti-Gruppe*

Die hier in linear-erosiv gebildeten Kerbtalungen (Bildvordergrund) bis zu mehreren 10 m Tiefe aufgeschlossenen Kaolinisierungen des präkambrischen Grundgebirges (Schieferkomplex der Oberen Tibesti-Gruppe), wobei sich Schieferungsflächen und Faltenstrukturen vollständig erhalten haben, werden nur unter der langzeitigen Wirksamkeit „alilitischer“ Verwitterungsprozesse mit der nahezu vollständigen Lösung und Wegführung von SiO₂-Anteilen mineralischer Verbindungen im Rahmen eines humideren, wechselfeucht-tropischen Klimas und offenbar im Zusammenhang mit der Ausbildung weiträumiger Rumpfflächen verständlich. Es liegt hier eine Konservierung durch vulkanische Abfolgen offensichtlich mitteltertiären Alters vor, insbesondere von über einem alttertiären Flachrelief ausgebreiteten und überwiegend wohl an Spalten geförderten Trappbasalt-Decken der Unteren Dunklen Serie. Ursprungnahes, östliches Nebental des Enneri Donou auf der Nordabdachung des Tarso Toon im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1300 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 3 *Folgen der Unteren Dunklen Serie*

Im Liegenden rhyolithischer Laven und Tuffe (Ignimbrite) der Unteren Hellen Serie (oberer Bildvordergrund rechts) werden mit deutlicher Kontakt-Frittung in Wechsellagerung basaltische Tuffe und vulkanische Breccien der Unteren Dunklen Serie aufgeschlossen, die ansonsten überwiegend durch Trappbasalt-Decken ausgewiesen ist. Im Bildhintergrund links treten im gesamten Talwandbereich auch die jüngeren vulkanischen Abfolgen heraus. Man beachte ferner die in der Art von Effloreszenzen bzw. Subfloreszenzen heraustretenden oder lagig angeschnittenen Salzausblühungen in den basischen Tuffen und Breccien (unterer bis mittlerer Bildvordergrund). Östliche Talwände des oberen Yebbigué südlich Yebbi Souma im östlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1250 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 4 *Folgen der Unteren Hellen und Mittleren Dunklen Serie*

Die hier nach Osten unterschrittene Talwand wird von vulkanischen Abfolgen der Unteren Hellen Serie (untere bis mittlere Wandbereiche) und Mittleren Dunklen Serie (Basalt-Decken, obere Wandpartien) jungtertiären Alters aufgebaut. Die gueltaartigen Wasseransammlungen in den kolkartigen Depressionen des Yebbigué-Niedrigwasserbettes sind hier zumeist nur in der winterlichen Jahreszeit gegeben (hoher Grundwasserstand). Man beachte die höheren Wasserspiegelmarken und die reichen Salzausblühungen über sauer-vulkanischen Tuffen bis ca. 2 m über dem gegenwärtigen Wasserspiegel. Schluchttalung des oberen Yebbigué zwischen Yebbi Souma und Yebbi Bou im östlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1250 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 5 *Folgen der Unteren Dunklen Serie mit liegender Frittzungszone*

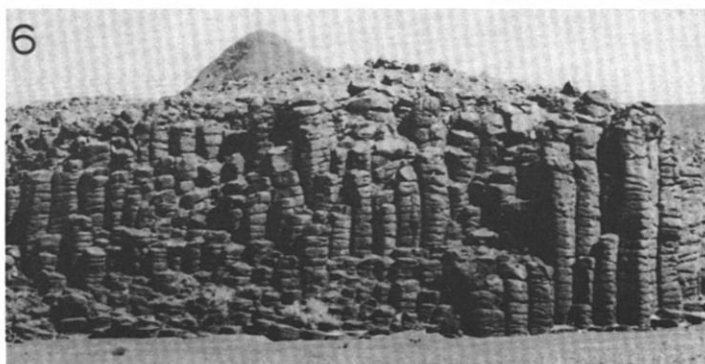
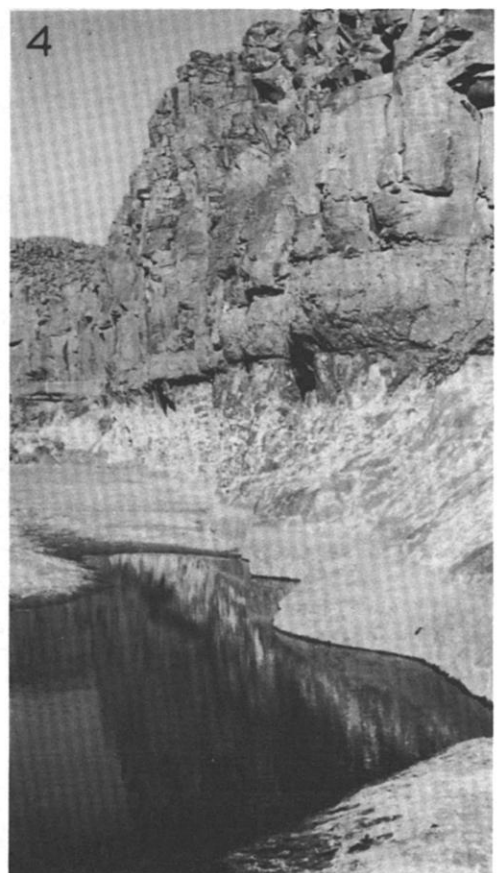
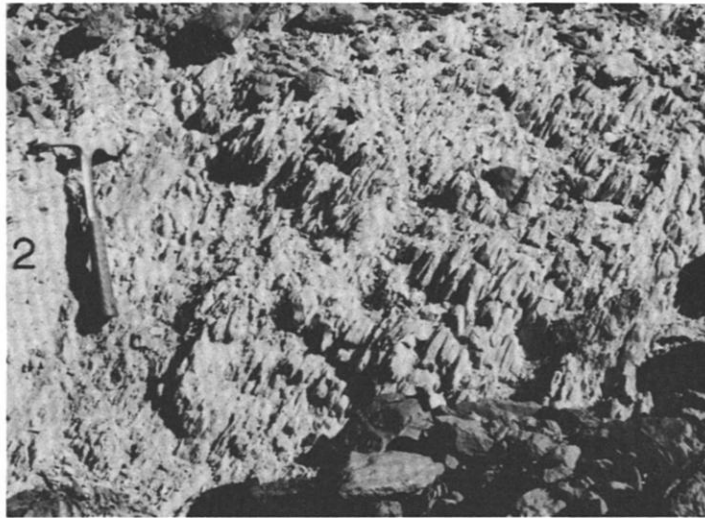
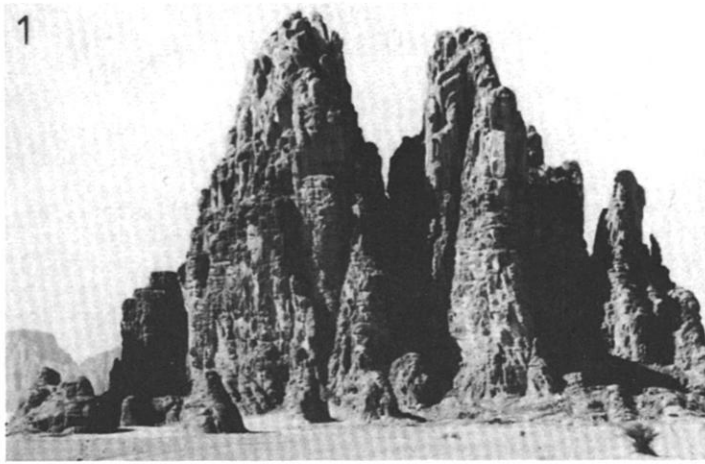
An den hier nach Süden exponierten Wandbereichen eines Kidoma-Nebentales auf der NE-Abdachung des Tarso Toon treten Basalt-Decken mit Zwischenlagerungen basaltischer Tuffe der Unteren Dunklen Serie heraus. Die liegenden Serien basaltischer Tuffe (oberhalb der Schuttkegelbereiche des unteren Bildvordergrundes) erfuhren eine sehr kräftige und mächtige Rot-Frittung. Linkes Nebental des Enneri Kidoma ca. 2 km oberhalb seiner Einmündung in den Yebbigué unterhalb Kilinégué (ca. 1200 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 6 *Basaltlava-Strom (Mittlere Dunkle Serie) mit plattig-säuligen Absonderungs-Kluftflächen*

Südostseitiger Talrand des Enneri Ougourtou (ca. 10 km N Taogobou) auf der Nordabdachung des Tarso Toon im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1100 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967



TAFEL I

TAFEL II

Abb. 7 *Wandaufbauten des Trou au Natron*

Die im hinteren Bildmittelgrund sichtbaren und bis über 1000 m hohen Ostwände des Trou au Natron werden von wechselnden sauren bis basischen Vulkaniten (Untere Helle Serie, Mittlere Dunkle und Helle Serie, Ignimbrite der Oberen Hellen Serie) hauptsächlich jungtertiären Alters gebildet (vgl. Fig. 5). Die maarartige Ausspreng-Depression des Trou au Natron wird im zentralen Bodenbereich (1541 m) von einem Salzsumpf („Sebkha“) eingenommen (unterer Bildmittelgrund). Die aus dem Salzsumpf bis über 100 m hoch aufragenden jungvulkanischen Aufbauten sind bereits holozänen Alters. Sie stellen sich als aus basaltischen Wurfgeschlacken gebildete Rücken (Bildvordergrund rechts) oder aus basaltischer Lapilli aufgebaute und teilweise mit Kratern versehene Kegel (unterer Bildmittelgrund, halb verdeckt) vor. Trou au Natron im westlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahmestandort: ca. 1600 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 8 *Sauervulkanische Abfolgen der Unteren Hellen Serie*

Im Liegenden von Basaltdecken (Mittlere Dunkle Serie) finden sich hier grobgebankte Lagen zumeist rhyolithischer Laven mit dünnlagigen Zwischenschaltungen saurvulkanischer Tuffbänder (Untere Helle Serie). Man beachte die nischenartigen Wandausbrüche (insbesondere im rechten Bildmittelgrund) mit ihren gegenwärtig vor allem während episodischer Starkregenzeiten in der Art von Versturz- und Gleitdenudation voll aktiven Hangschutt-Überkleidungen (Basalt-Schutt). Nordwestliche Talwand des Enneri Ougourtou (ca. 5 km N Taogobou) auf der Nordabdachung des Tarso Toon im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1100 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 9 *Trachyt-Belonite mit trachytischer Tuffsockel-Ummantelung über einer von Plateau-Basalten konservierten Sandstein-Tafel*

Flachlagernde Bardai-Sandsteine (Permokarbon, Bildvordergrund) werden von einer alttertiären Landoberfläche gekappt. Zunächst sind darüber vorwiegend an Spalten geförderte Flutbasalte der Mittleren Dunklen Serie (Bildmittel- bis -hintergrund) ausgeflossen. Dann wurden darauf im Rahmen von Punkteruptionen (Mittlere Helle Serie) mächtige trachytische Tuffe ausgebreitet, in denen schließlich gasarme und zähflüssige bis nahezu schon erstarrte Laven (Trachyt) pfropfenartig stecken blieben und erstarrten (linker und rechter Bildhintergrund). Durch die späteren Abtragungsvorgänge ist vor allem die Tuff-Verkleidung über den Plateau-Basalten bis auf kegelstumpffartige Sockelmantel-Abtragungsreste in Bereichen der dornförmig nach oben zugespitzten Trachyt-Stoßkuppen abgeräumt worden. Man beachte auch die im Bildvordergrund an der entblößten Bardaisandstein-Oberfläche unregelmäßig zerrissenen sowie im Rahmen von Abspülvorgängen überscheuerten und in Rinnen mit Kiesen dünnlagig überschotterten, größtenteils limonitischen Krustenpartien. Ehi Gouaresso (links) an der Piste Bardai-Aozou (ca. 30 km NE Bardai) im Tarso Ourari des mittleren Tibesti-Gebirges (Aufnahme-Standort: ca. 1400 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 10 *„Treibsand-Schwemmebene“ mit „Vulkankegel“ und Sandsteinstufe*

Ein von Basaltdecken der Mittleren Dunklen Serie über Bardai-Sandstein gebildeter und durch abwärtige Hangrinnen allseitig gegliederter Kegelstumpf (Bildmittelgrund) überragt die als „Treibsand-Schwemmebene“ ausgewiesene Ausraum-Depression, welche allseitig von steilwandigen Sandsteinstufen (Bruchstufen) eingerahmt wird (Bildhintergrund). In den Stufen-Fußzonen vermitteln teilweise zerschnittene Pedimente gegen das Innere der Depression, wo fluviale (Enneri Dirennao und Tributäre) und äolische Formungsprozesse (Flugsandverwehungen) bestimmend sind. Die Vegetation (Akazien, Trockengräser) knüpft sich zumeist an die Wadiläufe oder an randfurchenartige Depressionen in der Fußzone der Sandsteinstufen. Ehi Goni in der Flugplatz-Ebene ca. 10 km NNE Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge (Aufnahmestandort: ca. 1050 m über NN).

Photo: K. KAISER, Oktober 1966

Abb. 11 *Quellkuppen-Komplex des Ehi Tougountiou (1596 m)*

Die im Bildvordergrund sichtbare Ausraum-Depression mit den Wadiläufen folgenden Akazien wird nach Südosten durch eine Bruchstufe begrenzt, wo in den Wandbereichen (Bildmittelgrund) flach bis schräg lagernder Bardai-Sandstein (Permokarbon) heraustritt. Die Kappungsfläche darüber findet sich konserviert von Basalt-Decken der Mittleren Dunklen Serie, welche lokal eine zweite Stufe bilden (oberer Bildmittelgrund rechts). Die Gipfelaufbauten in der Art leicht abgeflachter Kegel sind durch trachytische Laven mit Tuff-Ummantelungen ausgewiesen, welche das Liegende durchschlagen haben und pfropfenartig als Quellkuppen in den dereinst weit mächtigeren Auflagerungen trachytischer Tuffe stecken geblieben sind. Ehi Tougountiou am Südostrand der Flugplatz-Ebene ca. 10 km NNE Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge (Aufnahmestandort: ca. 1050 m über NN).

Photo: K. KAISER, Oktober 1966

Abb. 12 *Trachyttuff-Einlagerung in fluvialen Absätzen*

Zwischen liegenden und hangenden Oberterrassen-Sedimenten findet sich hier eine in situ-Einschaltung bis 50 cm mächtiger trachytischer Tuffe (Obere Helle Serie) mit porphyrischen Sanidin-Einsprenglingen. Obzwar eine K⁴⁰-Datierung z. Z. noch nicht vorliegt, kann gemäß der Terrassen-Untersuchungen eine mittelpleistozäne Zeitstellung als gesichert angesehen werden. Ein von Süden in das Bardagué-Becken von Zoui (ca. 12 km E Bardai) ausmündendes Seitental des Bardagué (ca. 1050 m über NN).

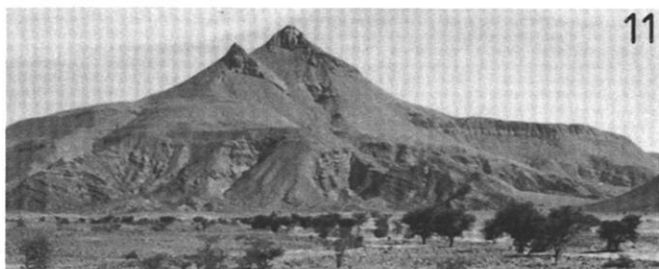
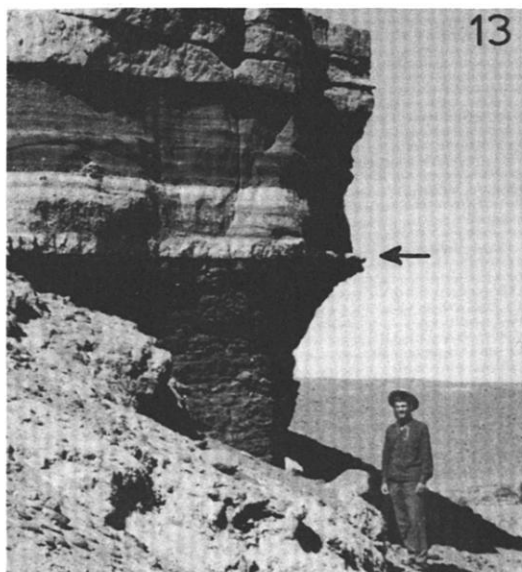
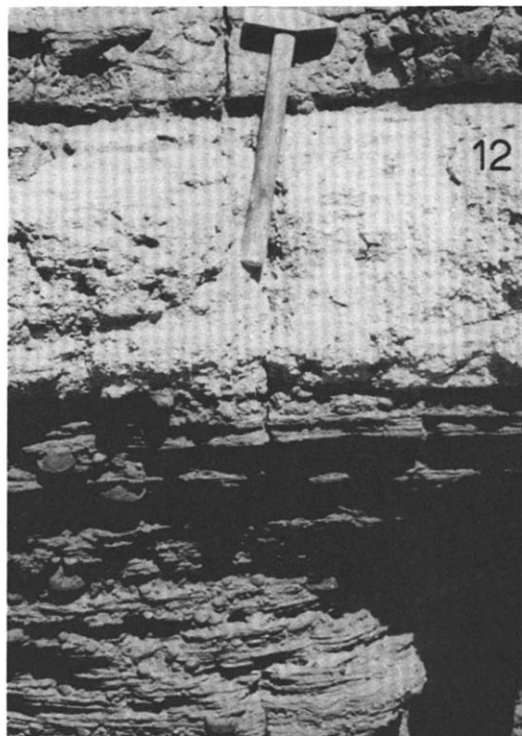
Photo: K. KAISER, November 1966

Abb. 13 *Tuffband in Terrassen-Sedimenten*

In den mächtigen sowie durchweg grobkörnigen und wenig gerundeten Oberterrassen-Akkumulationen des Bardagué schaltet sich lokal ein in situ-Band trachytischer Tuffe bis über 50 cm Mächtigkeit (hier ca. 20 cm, vgl. den Pfeil) ein, das offenbar von mittelpleistozäner Zeitstellung den Ignimbrit- und Tuff-Förderungen der Oberen Hellen Serie zuzuweisen ist. Südwestrand der beckenartigen Bardagué-Weitung bei Zoui (ca. 10 km E Bardai, ca. 1050 m über NN).

Photo: K. KAISER, November 1966

TAFEL II



TAFEL III

Abb. 14 *Pleistozäne Ignimbrit-Zungen über flachlagernden altpaläozoischen Sandsteinen*

Die Polygon-Durchmesser der Ignimbrit-Abkühlungsflächen können hier bis zu einigen Metern betragen. Im Bildhintergrund beachte man die „Treisand-Schwemmebene“ am Westfuß des überwiegend vulkanisch aufgebauten Toussidé-Massivs (vgl. Fig. 5) mit den sie häufig mehrere 100 m überragenden Sandstein-Inselbergen. SW-Flanke des Toussidé-Massivs an der Piste Bardai-Zouar im westlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahmestandort: ca. 1200 m über NN).

Photo: K. KAISER, Oktober 1966

Abb. 15 *Polygonal zerklüftetes Ignimbrit-Plateau*

Die von saurvulkanischen Schmelztuff-Decken (Ignimbrit) überwiegend pleistozänen Alters gebildete Außenhaut an der Südflanke der Toussidé-Aufwölbung läßt insel- und fransenartig (Bildhintergrund) die Abtragungsreste älterer vulkanischer Aufbauten heraustreten. Sie werden hier überwiegend von rhyolithischen Laven und Tuffen der Mittleren Hellen Serie gebildet (vgl. Fig. 5), insbesondere der 2416 m hohe Kegel des Pic Botoum (halbrechter Bildhintergrund). Das polygonale Abkühlungs-Kluftnetz zerlegt die Ignimbrit-Oberfläche in zumeist sechseckige, bis einige Meter Durchmesser messende sowie von vielfach einige Dezimeter breiten und mehrere Meter tiefen, aber oft mit Spülmassen bis nahe zu ihrem oberen Rand verstopften Fugen begrenzte Körper, wodurch sie nicht leicht passierbar ist. Südflanke des Toussidé-Massivs an der Piste Bardai-Zouar im westlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahmestandort: ca. 1800 m über NN).

Photo: K. KAISER, Oktober 1966

Abb. 16 *Zertalung einer vorwiegend von Ignimbriten und Bimstufen gebildeten Hochfläche mit aufgesetztem Quellkuppenkomplex*

Das Talhangprofil mit seinen seitlichen Zerrachelungen im vorderen Bildmittelgrund erschließt alt- bis mittelquartäre Ignimbrit-Decken (Stufenbildner) in Wechsellagerung und abgedeckt mit teilweise mächtigen Bims-Tuffen sowie noch anderen Auswurfmassen (unterhalb des in Fig. 9 dargestellten Profils). Die Aufbauten des 3040 m hohen Ehi Timi (mittlerer Bildhintergrund) sind als kegelstumpffartige Abtragungsruinen eines dereinst über basaltischen Bildungen der Oberen Dunklen Serie (rechte und linke Außenpartien) aufgestockten, mächtigen trachytischen Tuffkegels (Jungquartäre Helle Serie) zu verstehen, in dem saurvulkanische Laven („Doreit“) hochdrangen und größtenteils in Form von Quellkuppen erstarrten (Zentralbereiche). Die Zerrachelung von Wand- und Hangbereichen ist hier trotz des jungen Alters der vulkanischen Aufbauten schon recht weit fortgeschritten. Man beachte auch die schon recht dichte Besiedlung mit Polsterpflanzen in den unteren Hangpartien des Kerbsohlentales (Bildvordergrund). Nahe der Piste Bardai-Zouar auf der Ostflanke des Toussidé-Massivs (ca. 12 km östlich des Trou au Natron) im westlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahme-Standort mit Blickrichtung nach NNW: ca. 2400 m über NN).

Photo: K. KAISER, Oktober 1966

Abb. 17 *Von trachytischen Tuffen untergliederte und durch einen Basaltstrom abgedeckte Seeabsätze eines Terrassen-Kliffs*

Über dem breiten Niedrigwasserbett (unterer Bildvordergrund) des Enneri Zoumri (oberer Bardagué) findet sich hier in einem angeschnittenen Terrassenkliff eine vielgliedrige Serie von offenbar mittelpleistozänen Seeabsätzen (Diatomite, helle Lagen) mit Zwischenschaltungen fluvialer Sedimente und bis 30 cm mächtiger Trachyt-Tuffe der Oberen Hellen Serie (teilweise als Bims, zumeist als dunkle Streifen). Die Deckschichten werden von einem seitlich zugeflossenen Talbasaltstrom über basaltische Aschen vorgestellt (Obere Dunkle Serie). Terrassenkliff am Südufer des Enneri Zoumri (oberer Bardagué) NE Ouanoufou im zentralen Tibesti-Gebirge (Aufnahme-Standort: ca. 1300 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 18 *Talverbauungen durch Ignimbrit-Ströme*

Die hinteren Talwände werden von flachlagerndem Bardai-Sandstein über präkambrisch gefalteten Schieferkomplexen der Oberen Tibesti-Gruppe (aufgeschlossen im linken Bildmittelgrund unterhalb der Schutthalden) gebildet. Die Diskordanz zwischen Grund- und Deckgebirge befindet sich unterhalb der Schutthalden-Ansätze. Die Talverbauung durch einen vom Toussidé-Massiv stammenden Ignimbrit-Strom (mit grobsäuliger Absonderung) offenbar mittelpleistozäner Zeitstellung (vorderer Bildmittelgrund), dessen Unterkante unter das heutige Wadibett hinabreicht, hat zu nachhaltigem epigenetischen Ausraum veranlaßt. Enneri Odingueur an der Piste Bardai-Zouar im mittleren Tibesti-Gebirge (ca. 1350 m über NN).

Photo: K. KAISER, Oktober 1966

Abb. 19 *Mit saurvulkanischen Tuffen ausgefüllte Kluftkörper in Flutbasalten der Mittleren Dunklen Serie*

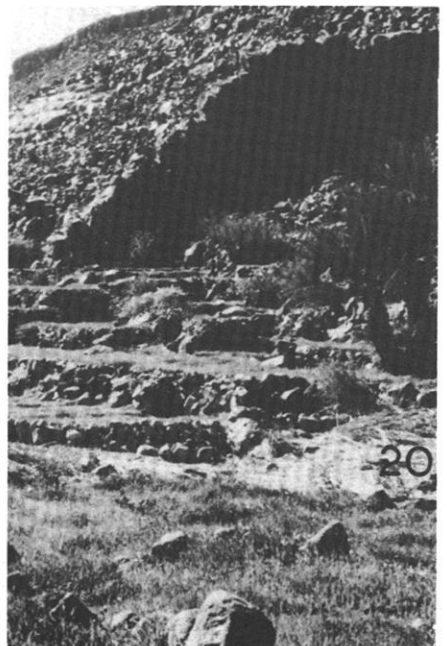
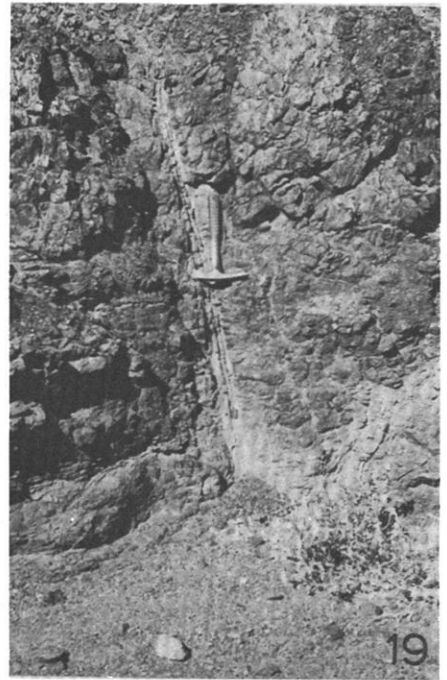
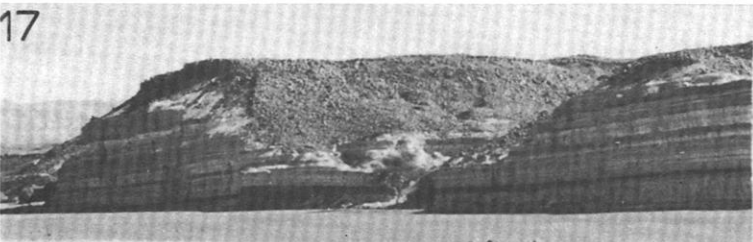
Die angeschnittenen Tuffbänder erreichen Breiten bis über 10 cm und brechen vereinzelt unvermittelt ab (untere, rechte Wandbereiche). Enneri Donou auf der Nordabdachung des Tarso Toon im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1100 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 20 *Als Mauer im unteren Talgehänge herauspräparierter Basalt-Lagergang*

Durch Intrusion basaltischer Laven (Obere Dunkle Serie) wurde hier eine nahezu senkrechte Spalte bis ca. 50 cm Breite ausgefüllt und durch nachhaltige Abtragungsvorgänge zu einer bis mehrere Meter die Umgebung überragenden Felsmauer herauspräpariert. An den Talhängen treten vulkanische Abfolgen jungtertiären Alters in \pm horizontaler Lagerung heraus. Man beachte auch den Terrassenfeldbau in den untersten Hangbereichen. Oberer Yebbigué bei Yebbi Bou (ca. 1350 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967



TAFEL III

TAFEL IV

Abb. 21 *Talverbauungen durch Basaltlavaströme mit epigenetischem Schluchttal-Ausraum*

Das breite Sohlental mit kastenförmigem Querschnitt wurde offenbar am Ende des Pleistozäns von mehreren, durch dünne Zwischenlagen basaltischer Tuffe getrennte Basaltlavaströme (Obere Dunkle Serie) in der Richtung des Längsgefälles bis zu oberen Wandbereichen hin verbaut. Die senkrechte und teilweise unterkolkte Schluchtstufe im rechten Bildvordergrund ist an den Ausbiß eines mittleren Basaltlavaströmes (unter basaltischer Tuffbedeckung) geknüpft. Die Anlage der jungen Schluchttalung darin dürfte als große Augenblicksleistung dem katastrophalen Ausfluß zuvor oberhalb durch die Basaltströme aufgestauter Wassermassen zuzuschreiben sein. Gegenwärtig vollzieht sich eine kastenförmige Ausweitung der Schlucht vorwiegend durch Versatzdenudation im Zusammenhang mit talwandparallelen Druckentlastungsklüften. Man beachte auch die kieselsinterartigen Ausscheidungen oberhalb der Schluchtstufe zwischen eigentlichem Flußbett und den randlich übergreifenden basaltischen Hangschuttmassen. Eine Datierung von Schnecken aus karbonatischen Seeabsätzen in Ausweitungen der Schlucht (weiter unterhalb) ergab ein Alter von ca. 8200 ¹⁴C-Jahren (s. GRUNERT, S. 110). Schluchttalung des oberen Yebbigué (ca. 8 km oberhalb Yebbi Bou) im östlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1400 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 22 *Junger Talbasaltstrom mit epigenetischem Schluchttal-Ausraum*

Der Talbasaltstrom (Obere Dunkle Serie) ist hier über sauer vulkanischen Bildungen (Untere Helle Serie) eines alten Talsohlenbereiches abgeflossen. Der liegende Basaltkontakt weist sich durch eine teilweise kräftige und tiefe Rotfrittung aus (untere Wandpartien des linken Bildvordergrundes). Im Rahmen des epigenetischen Schluchttal-Ausraumes wurde hier die Basis der älteren Talsohle beträchtlich unterschritten. Die Ursache und Zeitstellung der Schluchttalanlage ist in gleicher Weise zu bewerten wie im Hinblick auf die in Abb. 21 dargestellten Verhältnisse. Yebbigué-Schlucht zwischen Yebbi Souma und Yebbi Bou im östlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1250 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 23 *Junge Talverbauungen durch Basaltlavaströme*

Die quartäre Entwicklung des oberen Yebbigué-Tales wird durch den Wechsel von tiefem, kastenförmigem, fluvial-erosivem Ausraum sowie mächtigen, vulkanischen und fluvial-akkumulativen Verschüttungen bestimmt. In einer steil geböschten Prallhangstrecke des heutigen Tales treten zunächst bis zur Sohle basale Teile von gelbgrauen, horizontal gelagerten, gut sortierten, meist sandig-feinkörnigen (Schluff- bis Grobsand- und Feinkiesfraktion), reich an vulkanischen Lockermaterialien (zumeist fluvial umgelagerte trachytische Tuffe) untermischten und leicht verbackenen Flußabsätzen heraus (untere Wandpartien rechts). Über einer hier schräg von oben rechts zur unteren Bildmitte verlaufenden Erosionsdiskordanz (in der halbrechten Bildmitte durch jüngeren Hangschutt völlig verhüllt) folgen dann

ebenfalls bis auf die heutige Talsohle hinab dunklere, weit weniger gut geschichtete und sortierte, im allgemeinen viel gröbere und vor allem in bis zu 50 cm mächtigen Lagen Grobblöcke von Faust- bis Kopfgröße führende (mit vielfach eckigen oder kantengerundeten und selten nur besser gerundeten Komponenten), kaum mit vulkanischem Material untermischte und nicht verbackene Schotter. Sie sind am Basaltkontakt mit dorthin zunehmender Intensität bis zu Mächtigkeiten von einigen Metern rot gefrittet worden. Endlich folgen über einer erneuten Erosionsdiskordanz (Basaltkontakt) bis zu 2 bis 3 Metern über der heutigen Talsohle herab zwei \pm quer zur ehemaligen Fließrichtung fluvialerosiv angeschnittene Talbasaltströme. Die Untergrenze des oberen Talbasaltstromes mit seinen senkrecht-säuligen Abkühlungsflächen ist im oberen Bildteil gut zu erkennen. Der durch ein bis einige dm-mächtiges in situ-Basalttuff-Band davon getrennte untere Tal-Basaltstrom wird hingegen weit undeutlicher im linken Bildteil an der Grenze vom oberen zum mittleren Bilddrittel sichtbar. Insgesamt liegen hier somit nach vorausgegangenem und jeweils nachfolgendem fluvial-erosivem Ausraum zumindest zwei fluvial-akkumulative Verschüttungen und eine doppelphasige Verbauung durch offenbar jungpleistozäne Talbasaltströme der Oberen Dunklen Serie (vgl. Fig. 10, rechter Abschnitt) vor. Talboden des oberen Yebbigué-Tales, 5 km oberhalb Yebbi Souma, im östlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahme-Standort: Hochwasserbett, ca. 1200 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 24 *Schluchttal-Konfluenz in jungem Talbasaltstrom*

Ursache und Zeitstellung der Talverbauung durch einen jungen Talbasaltstrom (Obere Dunkle Serie) sowie des epigenetischen Schluchttal-Ausraumes sind in gleicher Weise zu bewerten, wie die in Abb. 21 und 22 dargestellten Verhältnisse. Deutlich wird sichtbar, daß unter den gegenwärtigen Bedingtheiten eine kastenförmige Talausweitung vor allem durch Versturzen denudation im Zusammenhang mit Schluchtwandparallelen Druckentlastungsklüften erfolgt (vgl. die Versturzhalden an der Ausmündung des Nebentales im mittleren Bildhintergrund). Man beachte die Tibbou-Siedlung mit den Dattelpalmen-Kulturen an der Konfluenz des Nebentales gegen das Haupttal (Bildvordergrund, von rechts nach links). Yebbigué-Schlucht bei Yebbi Souma im östlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahme-Standort: Basaltoberfläche oberhalb der Schlucht, ca. 1200 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 25 *Basalt-Lagergang in sauer vulkanischen Tuff-Breccien*

Die Basaltlava introduzierte hier offenbar in \pm horizontale Kluffkörper sauer vulkanischer Tuff-Breccien (Untere Helle Serie) und ist möglicherweise jungpleistozäner Zeitstellung (Obere Dunkle Serie). Obere Yebbigué-Schlucht unterhalb Yebbi Bou im östlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1300 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 26 *Die Yirrigué-Caldera im Toussidé-Massiv*

Der östliche Außenrand der Yirrigué-Caldera als breitovale Hohlform von 17 km E-W- und 11 km N-S-Erstreckung sowie bis fast 500 m Tiefe wird im mittleren bis oberen Bildteil sichtbar (vgl. Fig. 6: Übersichtskarte und Toussidé-Profil). Sie muß auf den Einbruch zentraler stratovulkanischer Aufbauten im Toussidé-Massiv während der Förderung der Oberen Hellen Serien (vorwiegend Ignimbrite und Bimstufe) zurückgeführt werden. Im Vordergrund finden sich basische Lavatrümmer (Jungquartäre Dunkle Serie) in der östlichen Fußregion des Toussidé-Hauptkegels abgebildet. Der Pfeil weist auf eine breite, teilweise entblößte „Dorrit“-Quellkuppe (Jungquartäre Helle Serie) am Ostrand der Caldera-Depression hin. Die beiden kegelartigen Kuppen außerhalb der Caldera (Bildhorizont) werden aus basaltischen Aschen und Schlacken (Jungquartäre Dunkle Serie) aufgebaut. Zentralbereich des Toussidé-Massivs im westlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahme-Standort: östliche Fußregion des Toussidé-Hauptkegels, ca. 2500 m über NN).

Photo: W. D. HECKENDORFF, Februar 1967

Abb. 27 *Die Nordwesteinfassung des Trou au Natron mit dem von Tuffmassen gekrönten Hauptkegel des Toussidé (3265 m)*

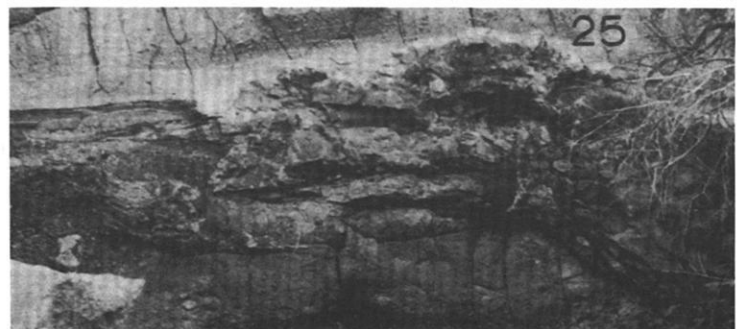
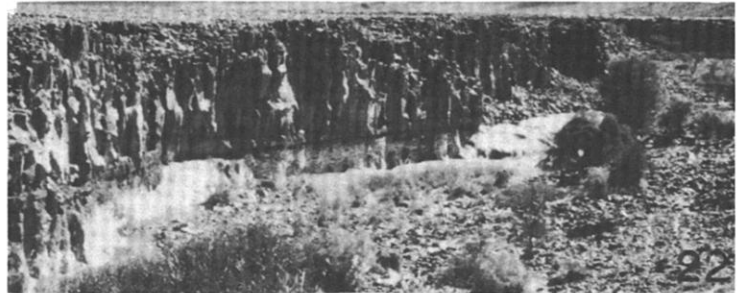
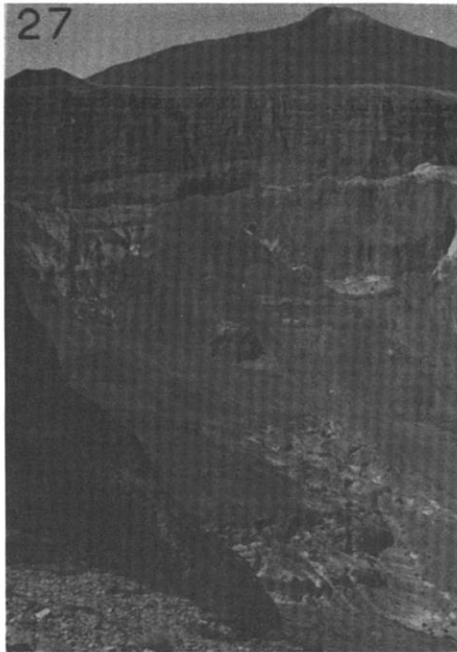
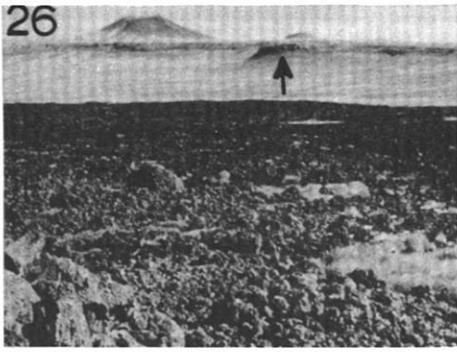
Die hier über 900 m hohen Wandbereiche der Nordwesteinfassung der Maardepression des Trou au Natron lassen im unteren Drittel vor allem Rhyolithe und Trachyte der Unteren Hellen Serie, in mittleren Bereichen mit den schuttüberkleideten Verflachungen überwiegend basaltische Tuffe mit Obsidian-Einschaltungen (Mittlere Dunkle Serie) sowie in den oberen Wandpartien wieder sauer vulkanische Abfolgen der Mittleren (insbesondere Rhyolithe und Trachyte) und Oberen Hellen Serie (Ignimbrite) heraustreten (vgl. Fig. 6). Der den mittleren bis rechten Bildhorizont vorstellende Hauptkegel des Toussidé wird von basaltischen Laven und daraus gebildeten Breccien aufgebaut; ihm sind Tuff-Gipfelkegel aufgesetzt (Jungquartäre Dunkle Serie). Das kegelstumpfförmige Gebilde am linken Bildhorizont über der Trou-Schulterregion wird durch basaltische Aschen und Schlacken ausgewiesen (Jungquartäre Dunkle Serie). Absatz unterhalb des Trou-Einstieges in südlichen Wandbereichen des Trou au Natron im westlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahme-Standort: ca. 2100 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 28 *Aussprengmassen des Trou au Natron*

Die hier in einem Hochtalgehänge ca. 10 km vom Ursprungsort entfernt noch in mehreren Meter Mächtigkeit aufgeschlossenen Trou-Aussprengmassen (vgl. Fig. 10) fallen in eine Endphase der Förderungen der Oberen Hellen Serie (vor allem Bimstufe über Ignimbriten). Die Komponenten weisen sich selbst hier noch zumeist von faustgroßer, seltener auch bis kopfgroßer und überwiegend eckiger Gestalt aus und sind mit ihrer erdigen Matrix leicht verfestigt worden. Vulkanite (vor allem Rhyolithe und Trachyte, seltener auch Basalte) bilden neben Sandsteinen des altpaläozoischen „Deckgebirges“ die Hauptmasse. Gelegentlich stellen sich aber auch Granit- und Schieferblöcke (Obere Tibesti-Gruppe) sowie selbst Gneise und Glimmerschiefer (Untere Tibesti-Gruppe) des präkambrischen Grundgebirges ein. Das ist bemerkenswert, da ja der tiefere Grundgebirgs-Sockel (Kristallin der Unteren Tibesti-Gruppe) sonst erst in einer Entfernung von ca. 130 km an die Oberfläche tritt (NE-Sporn des Tibesti-Gebirges). Unteres, nördliches Talgehänge eines nach Osten gerichteten Hochtales auf der Ostflanke des Toussidé-Massivs (ca. 10 km NE des Trou au Natron) im westlichen Tibesti-Gebirge (ca. 2400 m über NN).

Photo: K. KAISER, Oktober 1966



TAFEL IV

TAFEL V

Abb. 29 *Die Maar-Depression des Trou au Natron*

Vom Südgehänge des jungquartären Toussidé-Vulkankegels blickt man über die Südostflanke des schildförmig aufgewölbten Toussidé-Massivs mit seinen insgesamt stratovulkanischen Aufbauten und der darin eingelassenen Maar-Depression des Trou au Natron (Bildmittelgrund, vgl. auch Fig. 5 und 6). Das Trou ist von breitovaler Gestalt und hat einen oberen Durchmesser von 7 bis 8 km. Am Aufbau der 700 bis über 1000 m hohen Wandeinfassungen beteiligen sich in wechselnder Folge saure bis basische Laven und Tuffe überwiegend jungtertiären Alters, die ihrerseits ein von flachlagernden kambro-ordovizischen Sandsteinen bedecktes präkambrisches Grundgebirge einhüllen. Die obere Gesteinshaut der hier von 2500 auf unter 2000 m abfallenden Toussidé-Flanken wird allerdings von lokal mit trachytischen (Bims) und basaltischen Tuffen überlagerten Ignimbrit-Decken (sauer-vulkanische Schmelztuffe der Oberen Hellen Serie, zumeist schon quartären Alters) gebildet. Daraus ragen einerseits insel- und fransenartig ältere vulkanische Aufbauten heraus (mittlerer Bildmittelgrund und rechter Bildmittelgrund hinten, oberhalb der Trou-Wände). Andererseits sind diesen lokal auch jungvulkanische Lockerstoffkegel (Aschen und Schlacken) der Jungquartären Dunklen Serie aufgesetzt (vorderer bis mittlerer Bildmittelgrund rechts, oberhalb der Trou-Wände). Weiter nach Südosten blickt man auf die bis 2900 m hohen Abtragungsrüden des Tarso Abeki-Vulkanmassivs (Bildhintergrund). Es stellt eine infolge kräftiger Zerklüftung (Bruchstörungen) und weit fortgeschrittener Abtragung in Plateaureste und viele Einzelfelsen mit steilabfallenden Wänden zerlegte, flachschildförmige Aufwölbung dar, deren runder Zentralteil eingebrochen ist. Südgehänge des Toussidé-Vulkankegels im westlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahme-Standort: ca. 3000 m über NN).

Photo: W. D. HECKENDORFF, Februar 1967

Abb. 30 *Jungpleistozäne Seeabsätze und holozäne Vulkanbauten am Boden des Trou au Natron*

Die bis ca. 1000 m hohen Ostwände dieser vulkanischen Maar-Depression mit einem oberen Durchmesser von 7 bis 8 km werden von überwiegend sauren (Rhyolithe und Trachyte), untergeordnet aber auch basischen Laven und Tuffen hauptsächlich jungtertiären Alters gebildet. Im Troubodenbereich erhebt sich aus einem ausgedehnten Salzsumpf („Sebkha“, 1541 m über NN) ein aus basaltischer Lapilli aufgebaute Aschenkegel. Der sich nach links verjüngende Rücken stellt eine offenbar durch Spalteneruptionen hervorgebrachte Basaltmauer dar. Der ca. 100 m hohe Lockerstoffkegel mit gut erhaltenem Krater zählt zu den jüngsten vulkanischen Troubildungen (Holozän), wenn man einmal von den hier noch tätigen postvulkanischen Erscheinungen (Dampfexhalationen, Thermalquellen, vgl. Abb. 35) absieht (vgl. Fig. 6). Die weißgrau-erdigen, horizontal geschichteten und fossilreichen (Diatomeen, Mollusken und Ostracoden) Seeabsätze (Bildvordergrund) sind älter als die dem Salzsumpf aufgesetzten Aschen- und Schlackenkegel und erweisen sich auf Grund von drei ¹⁴C-Datierungen zwischen 15 000 und 12 500 Jahren (H. FAURE, 1963) als jungpleistozäne, dem letzten Nordpluvial zuzuordnende Bildungen. Die terrassierten Seeabsätze im Trou au Natron (vgl. Fig. 6: Trouprofil) weisen auf eine maximale Spiegelhöhe von zumindest 500 m über dem Trouboden hin. Auf diesem Photo wird das am tiefsten gelegene Niveau in ca. 1560 m abgebildet.

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 31 *Innenansicht des Trou au Natron*

Die im hinteren Bildmittelgrund sichtbaren und bis über 1000 m hohen Nordostwände des Trou au Natron werden von wechselnden sauren bis basischen Vulkaniten hauptsächlich jungtertiären Alters gebildet (vgl. Fig. 6: Trouprofil). Die Maar-Depression des Trou au Natron ist im wesentlichen eine vulkanische Aussprengform auf der Südostflanke des Toussidé-Massivs. Bei der Aussprengung, die offenbar in mehreren Phasen erfolgte und jungpleistozänen Alters ist, wurden auch südliche Bereiche der im Toussidé-Massiv zentraler gelegenen Yirrigué-Caldera mit erfaßt. Der knapp über 1500 m aufragende Trou-Boden wird von einem ausgedehnten Salzsumpf („Sebkha“) eingenommen, der randlich von Schutthalden sowie mal stärker geböschten Schwemmkegeln, mal mehr pedimentartigen Schwemmschuttfächern flankiert wird. Auf ca. 15 000 bis 12 500 ¹⁴C-Jahre datierte Seeabsätze weisen darauf hin, daß diese Hohlform während des letzten Nordpluvials von einem bis fast 500 m tiefen See erfüllt war. Die aus dem Salzsumpf bis über 100 m hoch aufragenden jungvulkanischen Aufbauten sind bereits holozänen Alters. Sie stellen sich als vorwiegend aus basaltischen Schlacken und Aschen (Lapilli) gebildete Rücken (Bildvordergrund) und teilweise mit Kratern versehene Kegel vor (Bildmitte). Postvulkanische Erscheinungen als Exhalationen schwefel- und kohlenstoffhaltiger Dämpfe und Gase sowie Thermen kommen im Troubodenbereich (Salzsumpf) gelegentlich vor. Südrand des Trou au Natron auf der Südostflanke des Toussidé-Massivs im westlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahme-Standort: ca. 2300 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 32 *Jungvulkanische Aufbauten im Trou-Schulterbereich*

Diese aus Wurfslacken über basaltischen Aschen gebildete, kegelstumpfförmige Vollform setzt sich einem Ignimbrit-Sockel der Oberen Hellen Serie (Bildvordergrund) auf (vgl. Abb. 29 und Fig. 6: Trouprofil: G 3). Es läßt sich nicht mit letzter Sicherheit entscheiden, ob die Förderungen nicht bereits in einer Endphase der Oberen Dunklen Serie erfolgten oder etwa gleichalt mit den jungvulkanischen Bildungen im Troubodenbereich (vgl. Abb. 30 und 31) sind (Jungquartäre Dunkle Serie). Man beachte die bereits kräftig fortgeschrittene Abtragung vor allem durch Hangrutschen und Flächenspülprozesse. Südrahmen des Trou au Natron nahe der Piste Bardai-Zouar im westlichen Tibesti-Gebirge. Die Höhe der vulkanischen Vollform erreicht fast 2300 m.

Photo: K. KAISER, Oktober 1966

Abb. 33 *Jungvulkanische Toussidé-Aufbauten*

Der 3265 m hohe Hauptkegel des Toussidé wurde dem insgesamt schildförmig aufgewölbten Toussidé-Massiv zentral aufgesetzt und ist als Stratovulkan vom Ätnatypus jungpleistozänen bis holozänen Alters anzusehen (vgl. Fig. 5 und 6). Er wird überwiegend von Lavatrümmern und vulkanischen Breccien intermediärer bis basischer Zusammensetzung (dunkle Trachyandesite und Basalte) aufgebaut. In seinen Hangbereichen treten an vielen Stellen wurstartig Lavastränge heraus, die hangab durch Kernsprünge zunächst keilförmig aufgespalten, dann zunehmend in dünnere Scheiben zerlegt und schließlich völlig in Lavatrümmer aufgelöst werden. Es handelt sich offenbar um die Austritte ehemals parasitärer Förderwege. Nur die wesentlich steiler geböschten und dem Hauptkegel wiederum aufgesetzten Gipfelkegel (im mittleren Bildhintergrund wird hier nur einer sichtbar, es handelt sich jedoch um zwei) werden von Tuffen gebildet und haben einen Zentralkrater, wo noch heute postvulkanische Erscheinungen als teilweise um 60° C temperierte schwefel- und kohlenstoffhaltige Dampfexhalationen sowie Thermentätigkeiten (bis ca. 80° C) gegeben sind. Die durch Abspülung und Gerinne bewerkstelligte Hangzerrachelung befindet sich lokal bereits in weit fortgeschrittenen Stadien. Südfuß des Toussidé-Hauptkegels im westlichen Tibesti-Gebirge (Aufnahme-Standort: ca. 2500 m über NN).

Photo: W. D. HECKENDORFF, Februar 1967

Abb. 34 *Kieselsinter-Überzüge und Seitenkavernierungen basaltischer Lavapfropfen*

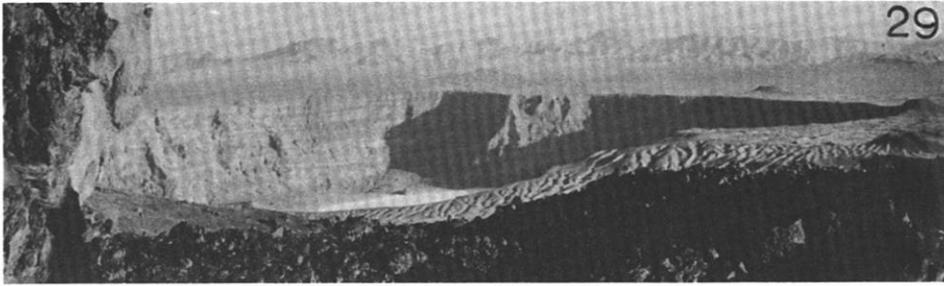
Der hier abgebildete Basaltlava-Pfropfen versteht sich als herauspräparierter Abtragungsrest einer Schlotfüllung. Die Förderung ist auf Grund von lokal angelagerten Seeabsätzen älter zu datieren als die Seebildungen des Trou au Natron und kann somit einer Endphase der Oberen Dunklen Serie zugewiesen werden (vgl. Fig. 6: Troupprofil: E 3-6). Die oft allseitigen und bis einige Zentimeter dicken Kieselsinter-Überzüge mit zumeist nieriger Oberfläche sind offenbar organogener Natur und auf Kiesalgen (Diatomeen) während einer späten Seephase im Trou au Natron zurückzuführen. Die in der Art von Seitentafoni gestalteten und von den einfassenden Bodenoberflächen ansetzenden Kavernierungen vollziehen sich unter gegenwärtigen Verwitterungsprozessen. Westlicher Rahmenbereich der Trou-Depression (ca. 1600 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 35 *Postvulkanische Thermentätigkeit im Salzsumpf des Trou au Natron*

Im Salzsumpf („Sebkha“) des Trou au Natron finden sich lokale Austritte niedrig- bis hochtemperierter Thermalwässer. Diese regelhaften postvulkanischen Tätigkeiten sind gelegentlich mit schwefelhaltigen Wasserdampfexhalationen in der Art niedrigtemperierter Solfataren verknüpft. Schweflige Säuren zersetzen hier die Umgebung (Salze der „Sebkha“, Gesteine des Troubodens). Auch werden gelegentlich Schwefel und Eisensulfide im Bodenbereich der Umgebung solcher Exhalations- und Thermaustritte ausgeschieden (Aufnahme-Standort: ca. 1550 m über NN).

Photo: K. E. GRAEBNER, Januar 1967



29

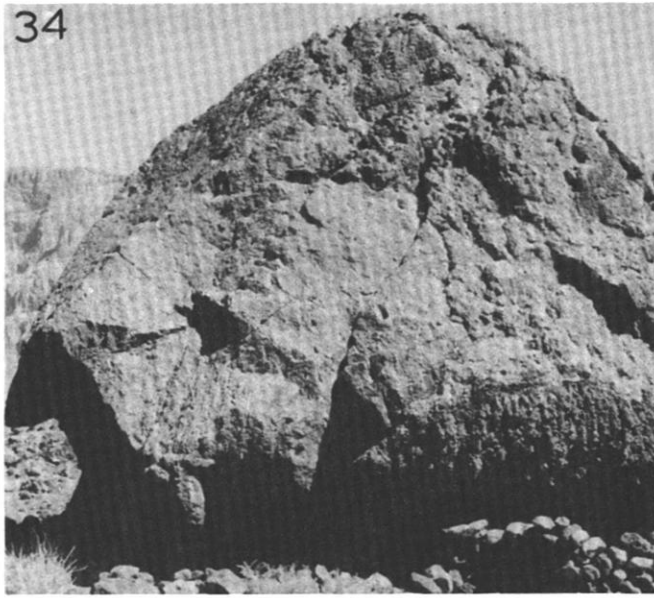
TAFEL V



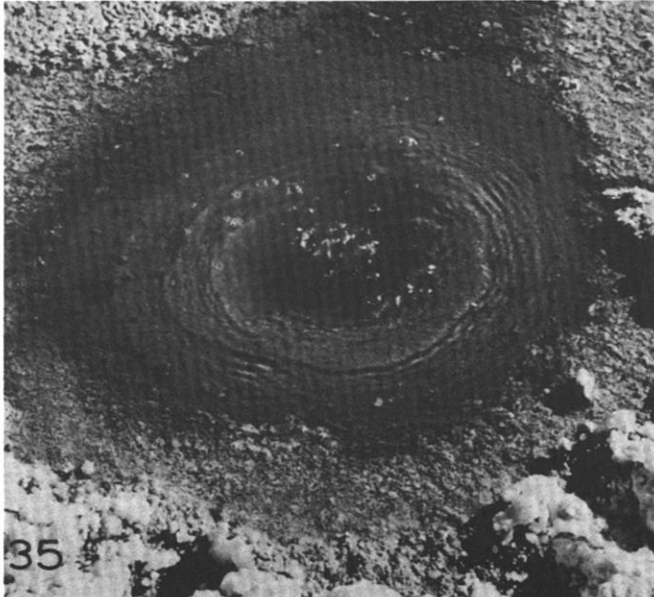
33



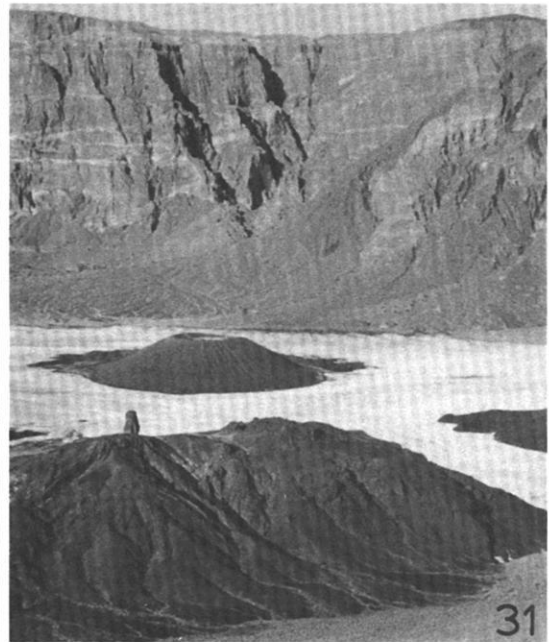
30



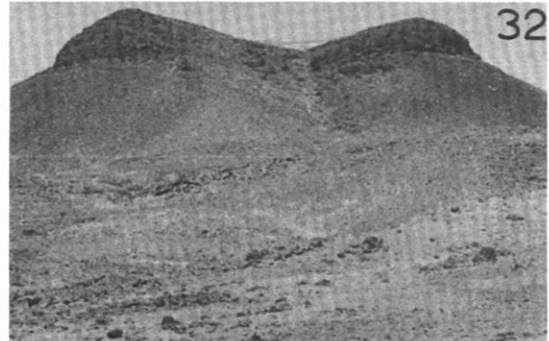
34



35



31



32

Soborom-Souradom-Tarso Voon – Vulkanische Bauformen im zentralen Tibesti-Gebirge – und die postvulkanischen Erscheinungen von Soborom. ¹

von GERD J. BRUSCHEK

1. Vulkanische Bauformen im Tibesti-Gebirge

Das Vulkanmassiv des Tibesti-Gebirges liegt nach E. KLITZSCH (1965) im Schnittgebiet von zwei für die Geologie Nordafrikas bedeutenden Schwellenräumen, der \pm NNW-SSE streichenden Tripoli-Tibesti-Schwelle und der \pm NE-SW streichenden Tibesti-Syrte-Schwelle, zwischen den beiden großen zentralsaharischen Beckengebieten, dem Djado-Becken im Westen und dem Erdi-Becken im Osten. Im Känozoikum trat im Dachbereich des aufgewölbten Grund- und Deckgebirges des nahezu 100 000 qkm bedeckenden Tibesti-Gebirges ein bedeutender Vulkanismus auf. Vulkanite bedecken mit einer Ausdehnung von etwa 14 000² qkm fast die gesamte Hochregion des am Vulkan Emi Koussi, dem höchsten Berg der Sahara, bis zu 3415 m aufsteigenden Tibesti-Gebirges, wobei fast alle bekannten vulkanischen Bau- und Erscheinungsformen ausgebildet wurden.

Trappartige, vorwiegend basaltische bis andesitische Decken der Unteren Dunklen Serie bilden die ältesten, großflächigen vulkanischen Ablagerungen, auf die die Ignimbit-, Rhyolith- und Tuffdecken der Unteren Hellen Serie folgen. Die Basalte und Andesite der Mittleren Dunklen Serie sind nach P. VINCENT (1963) Reste großer Schildvulkane vom Hawaii-Typ („boucliers hawaiiens“) über denen deckenartig mächtige Rhyolith-, Ignimbit- und Tufflagen abgelagert wurden. Bemerkenswert ist das Auftreten gewaltiger – maximal etwa 22 km Durchmesser am Tarso Yega messender – Calderen im Scheitelbereich des domartig aufgewölbten Grund- und Deckgebirges im Tibesti-Massiv. Es sind die Caldera Yirrigué, Tarso Voon, Tarso Yega und Tarso Toon, die Krater und maarartigen Hohlformen, wie z. B. Trou au Natron, Doon Kinimi, Bégour, Oyoyé und Kohor, die Stratovulkane, wie z. B. Ehi Toussidé, Ehi Timi, Ehi Mousoué und Emi Koussi und Reste alter Schildvulkane, wie sie etwa im Bereich der Mittleren Dunklen Serie etwa zwischen Tarso Tameriou und Tarso Tieroko zu finden sind. Junge Bildun-

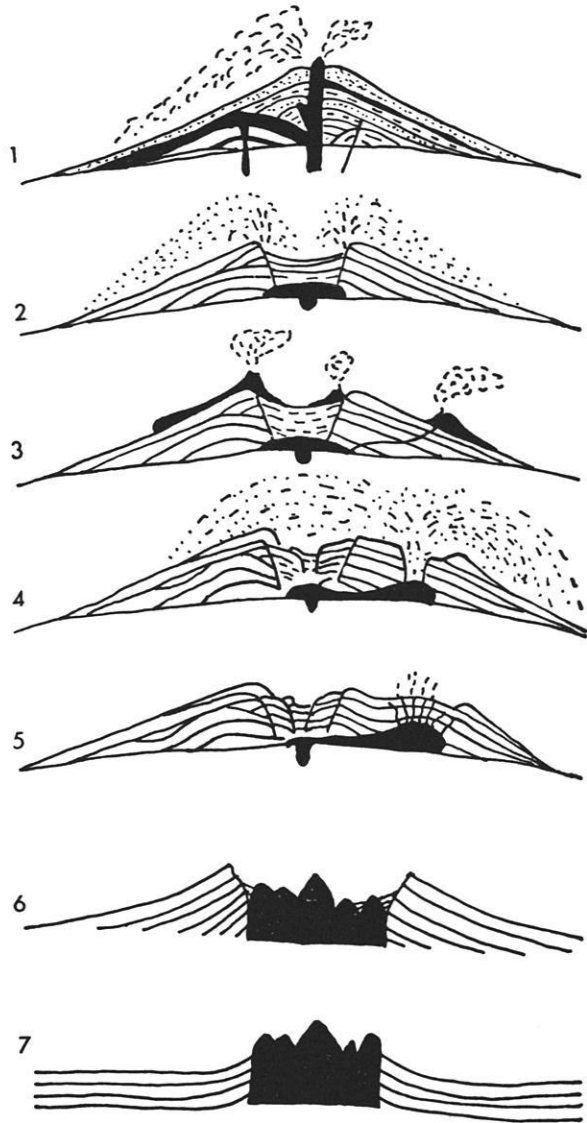


Fig. 1 Schema vulkanischer Erscheinungsformen im Tibesti-Gebirge nach B. GEZE, H. HUDELEY, P. VINCENT und Ph. WACRENIER, 1959

1 = Stratovulkane, oft mit Parasitär Vulkanen, und — wie der Ehi Toussidé — auf den Rand einer großen Caldera (Caldera Yirrigué) aufgesetzt, z. T. mit Gipfelcaldera (Emi Koussi); 2 = Einbruch-Caldera mit bedeutender Ignimbit-Auswurfstätigkeit; 3 = Einbruch-Caldera mit sekundären Parasitär Vulkanen und hangabströmenden Lavamassen, z. B. Tarso Voon; 4 = Einbruch-Caldera mit randlich gelegenen Explosionskratern, z. B. Trou au Natron, Doon Kinimi; 5 = Einbruch-Caldera mit randlichem vulkano-tektonischem Dom, z. B. Tarso Voon, Soborom; 6 = Einbruch-Caldera mit nachfolgender innerer Extrusion, z. B. Tarso Toon; 7 = Massive Extrusion, z. B. Tarso Abeki.

¹ Für finanzielle Hilfe bei meinen Auswertungen der Felduntersuchungen bin ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu Dank verpflichtet. Mein besonderer Dank gilt Herrn Professor Dr. J. HOVERMANN, Herrn Professor Dr. M. RICHTER und Herrn Professor Dr. K. H. KAISER für ihre großzügige Unterstützung und zahlreichen Anregungen.

² P. VINCENT (1963) kalkuliert die reelle Oberfläche der einzelnen vulkanischen Decken und Ablagerungen auf etwa 30 000 qkm, was fast einem Drittel der Gesamtfläche des Tibesti-Gebirges entspricht. Zum Vergleich: die größte zusammenhängende Basaltmasse des europäischen Festlandes, der Vogelsberg, bedeckt ein Gebiet von etwa 2500 qkm.

gen sind die von den Scheitelbereichen des Tibesti-Gebirges in Richtung des jeweiligen Gebirgsgefälles abgeströmten Basalte der Oberen Dunklen Serie, die oft fingerartige Formen aufweisen und die aufgesetzten, meist an den Rändern der Calderen oder in bzw. an den Kratern der großen Stratovulkane gelegenen kleinen Stratovulkane und Lockerkegel.

Nach B. GEZE, H. HUDELEY, P. VINCENT und Ph. WACRENIER (1959) kann man folgende große, morphologisch bedeutende vulkanische Erscheinungsformen zusammenstellen, die das Erscheinungsbild des Vulkanmassivs eindeutig bestimmen (s. Figur 1).

1.1 Die Soborom-Struktur

Die Region von Soborom (s. Figur 2) liegt etwa 4 km südlich der Gebirgswasserscheide im Dachbereich der Aufwölbung des zentralen Tibesti-Gebirges $20^{\circ} 56'$ nördlicher Breite und $17^{\circ} 10' 30''$ östlicher Länge. Die Soborom-Struktur ist am Enneri Soborom in etwa 2400 m Höhe in einer Entfernung von etwa 1 km (Luftlinie) westlich des Calderarandes des Tarso Voon aufgeschlossen. Im Norden, Osten und Süden erreichen die umliegenden Gipfel Ehi Tadare 2615 m, Ehi Duduri 2685 m und Ehi Guma 2600 m Höhe. Infolge starker Erosion tritt der vulkano-tektonische Dom von Soborom morphologisch als Mulde in Erscheinung. Zahlreiche kleine Enneris und Rinnen entwässern von Norden, Osten und Süden in das \pm NE-SW gerichtete Hauptabflußsystem des Enneri Soborom-Souradom³. Mehrere Meter mächtige Terrassenablagerungen bei Soborom und Zehner von Metern mächtige Terrassen im nur etwa 6 km südwestlich von Soborom entfernten Bereich von Souradom und der über weite Strecken canyonartig über 100 m bis 200 m tief eingeschnittene Enneri Soborom-Souradom sind Anzeichen für gewaltige tertiäre bis quartäre Erosionsphasen. Die Ost-West-Erstreckung des vulkano-tektonischen Doms von Soborom beträgt 1500 m, die Nord-Süd-Erstreckung ist nur geringfügig kleiner. Die für Soborom charakteristischen postvulkanischen Erscheinungen treten mit ihrem Hauptgebiet im Zentrum des Domes, im Bereich des Enneri Soborom auf. Außerdem befinden sich an der nördlichen Flanke des Domes die postvulkanischen Erscheinungen von Soborom Kidissubi.

An der morphologisch markanten, relativ steilen Ostflanke der Talmulde von Soborom (s. Abb. 1, Figur 3) zeigen die Basalte der Mittleren Dunklen Serie — die bei Soborom tiefsten aufgeschlossenen Schichten — bei umlaufendem Streichen mit etwa 40° E das stärkste Einfallen der Domflanken. Die Einfallwerte nehmen nach Süden hin ab, wo sie ungefähr 20° S bis 25° S

erreichen. Im Westen und Norden der Struktur wurden in den liegenden Basalten mit 10° W bis 15° W und 15° N bis 25° N die geringsten Einfallwerte an den Domflanken gemessen. Die über den Basalten der Mittleren Dunklen Serie folgenden Tuffe, Ignimbrite und Rhyolithe der Mittleren Hellen Serie weisen zu den liegenden Basalten eine nicht sehr deutlich ausgeprägte Diskordanz auf.

Am Ostflügel ist der Schichtenaufbau der Soborom-Struktur besonders gut aufgeschlossen. Die Basis bilden nach E einfallende feinkörnige Basalte der Mittleren Dunklen Serie, die im Bereich der rezenten postvulkanischen Aktivität stark angewittert und vergrust sind — die Basaltgrusschicht wird hier bis zu einem Meter mächtig —, sonst aber eine massige, teilweise kugelige Absonderung zeigen. Die Farbe der Basalte ist graublau bis violettgrau, der frische Anschlag dagegen grüngrau.

In ungefähr 2430 m Höhe treten im Zentrum der Struktur neben den rezenten postvulkanischen Erscheinungen großflächig verbreitete, subfossile vulkanische Ablagerungen — die „fossile aktive Zone“ — in Form von 10 m bis 20 m mächtigen Geyseritablagerungen auf. Sie zeigen besonders am Einschnitt des Enneri Soborom turm- und kliffartige Formen. Im Bereich dieser Ablagerungen können große inaktive „Fumarolenfelder“ festgestellt werden. Die hochtemperierten Geyseritablagerungen und Anzeichen inaktiver „Fumarolenfelder“ lassen auf eine sehr intensive vulkanische Tätigkeit in früheren Zeiten schließen, zumal die Ausbildung von rezenten Geyseritablagerungen nur noch an der Thermale 3 in der Zentralen Aktiven Zone festgestellt werden kann. Diese Thermale zeigt eine Wassertemperatur von $88,6^{\circ}$ C, liegt also nur knapp unter dem für die Höhenlage ermittelten Siedepunkt von $96,5^{\circ}$ C. Die rezenten Geyseritablagerungen erreichen hier eine maximale Mächtigkeit von einem Meter.

Über den Basalten der Mittleren Dunklen Serie folgt am Ostflügel in 2530 m bis 2540 m Höhe diskordant — nur mit 15° E einfallend — als Basis der Mittleren Hellen Serie ein etwa 10 m mächtiges, weißgraues, feinkörniges Tuffband. Dieses Tuffband ist nur lokal am Ostflügel der Soborom-Struktur ausgebildet und enthält bei der Explosion aus dem Untergrund mitgerissene Schieferpartikel und Sandsteinbruchstücke, die den Ablagerungen des präkambrischen Sockels und den darüberfolgenden Sandsteinen entsprechen. Darüber folgt ein fester rotbrauner, im Anschlag grauer Rhyolith, der in etwa 2650 m Höhe von einer jungen Basaltbrekzie, Basaltschlacken und einer Kappe aus blasigem Olivinbasalt der Obersten Dunklen Serie überdeckt wird. Die Mächtigkeit dieser Basalte am Ehi Duduri beträgt etwa 10 m bis 20 m.

Der Südflügel der Soborom-Struktur zeigt einen ähnlichen Aufbau, nur sind hier die Einfallwerte des mittleren Basalts geringer, und das basale, weißgraue Tuffband der Mittleren Hellen Serie tritt hier nicht auf. In den Basalten der Mittleren Dunklen Serie ist am Südflügel ein wenige Meter mächtiges graugrünes Brekzienband zwischengeschaltet, das von Tonsteinbändern

³ Es handelt sich dabei um einen durchgehenden Talzug. Das Enneri heißt von seinen Ursprüngen am Ehi Tadare, nördlich von Soborom bis zur Region von Souradom Enneri Soborom. Von Souradom bis zur Einmündung in den Talzug des Enneri Bon-Fordhi-Tegaham heißt es Enneri Souradom. Unterschiedliche Bezeichnungen von Abschnitten eines Flußtales sind im Tibesti üblich. Die Touboubevölkerung unterscheidet so Teilabschnitte von bedeutenden Enneris, was auf sippenhafte Weidgerechtsame zurückzugehen scheint.

SOBOROM

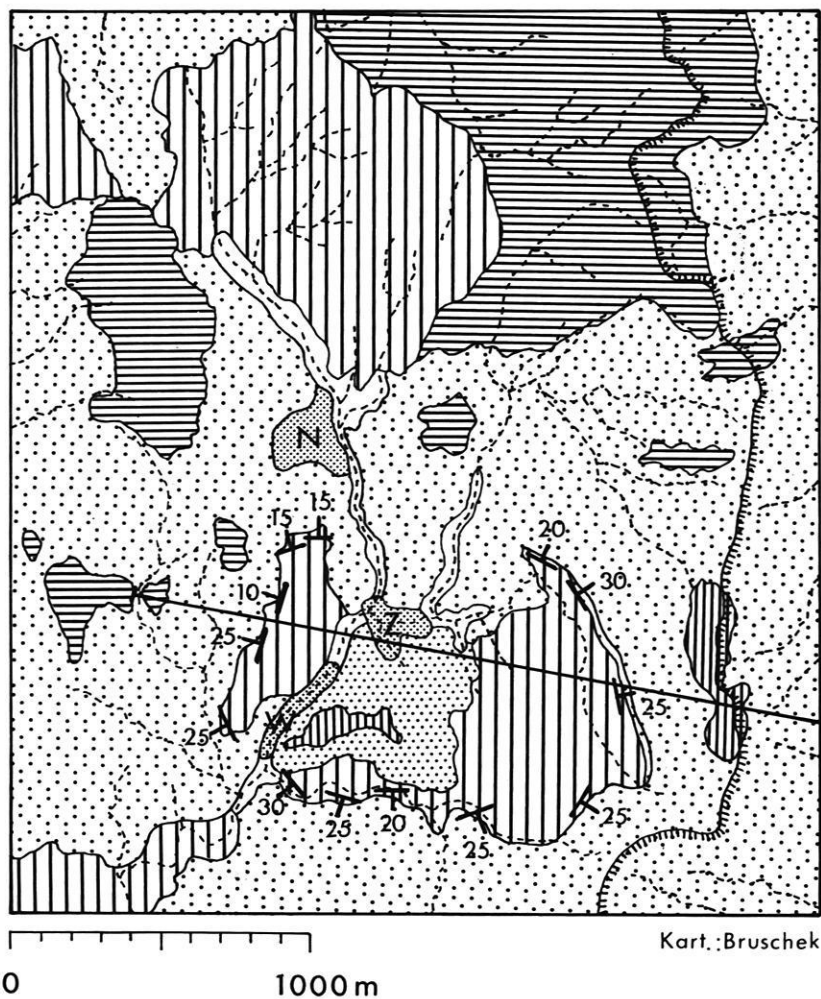


Fig. 2 Geologische Karte von Soborom, Maßstab 1 : 25 000. Kartengrundlage: Luftbild NF 33 VI — 023

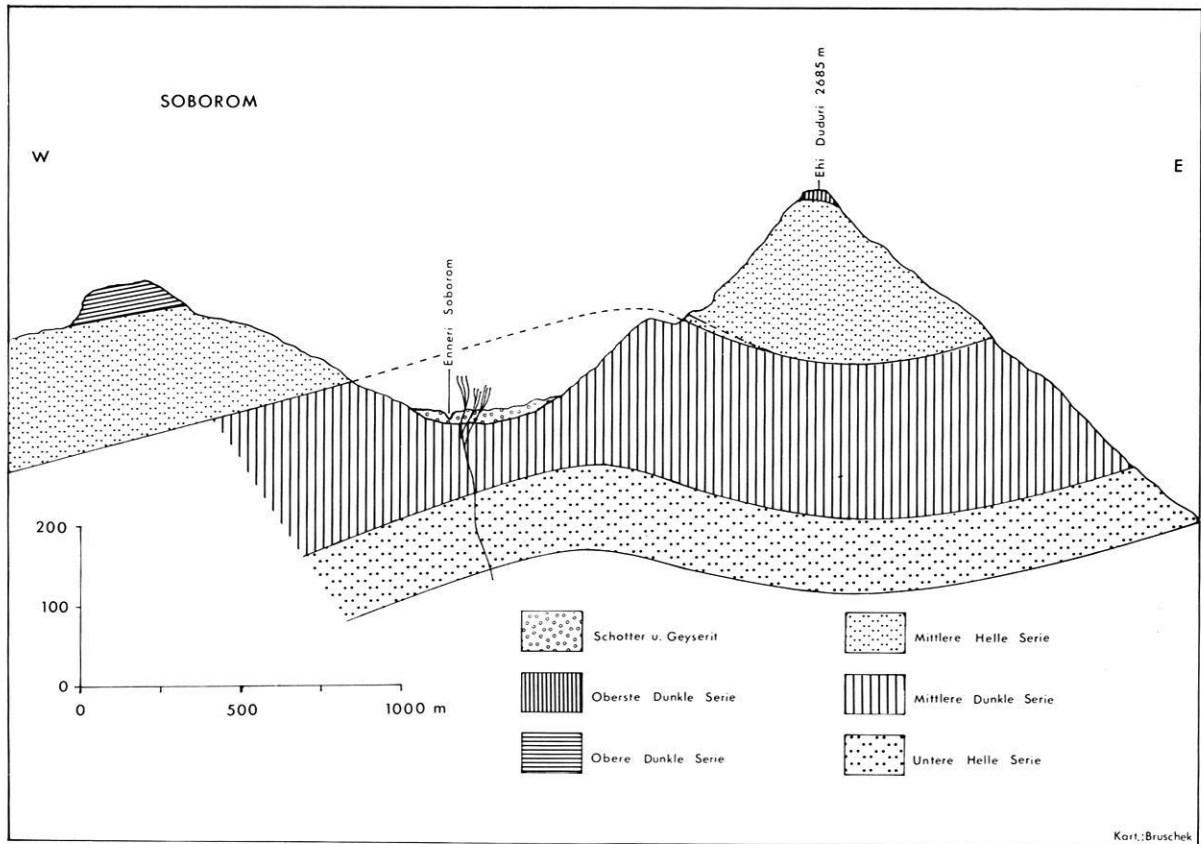


Fig. 3 W-E-Schnitt durch die Struktur von Soborom

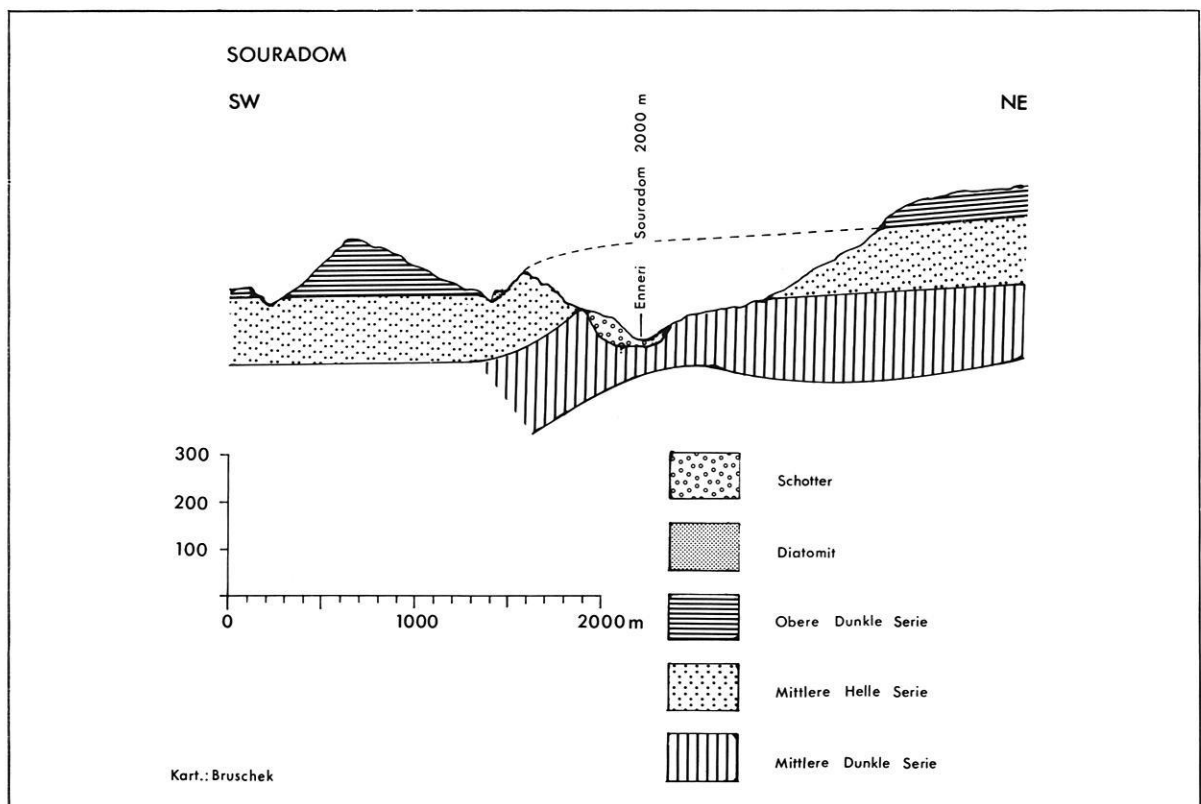
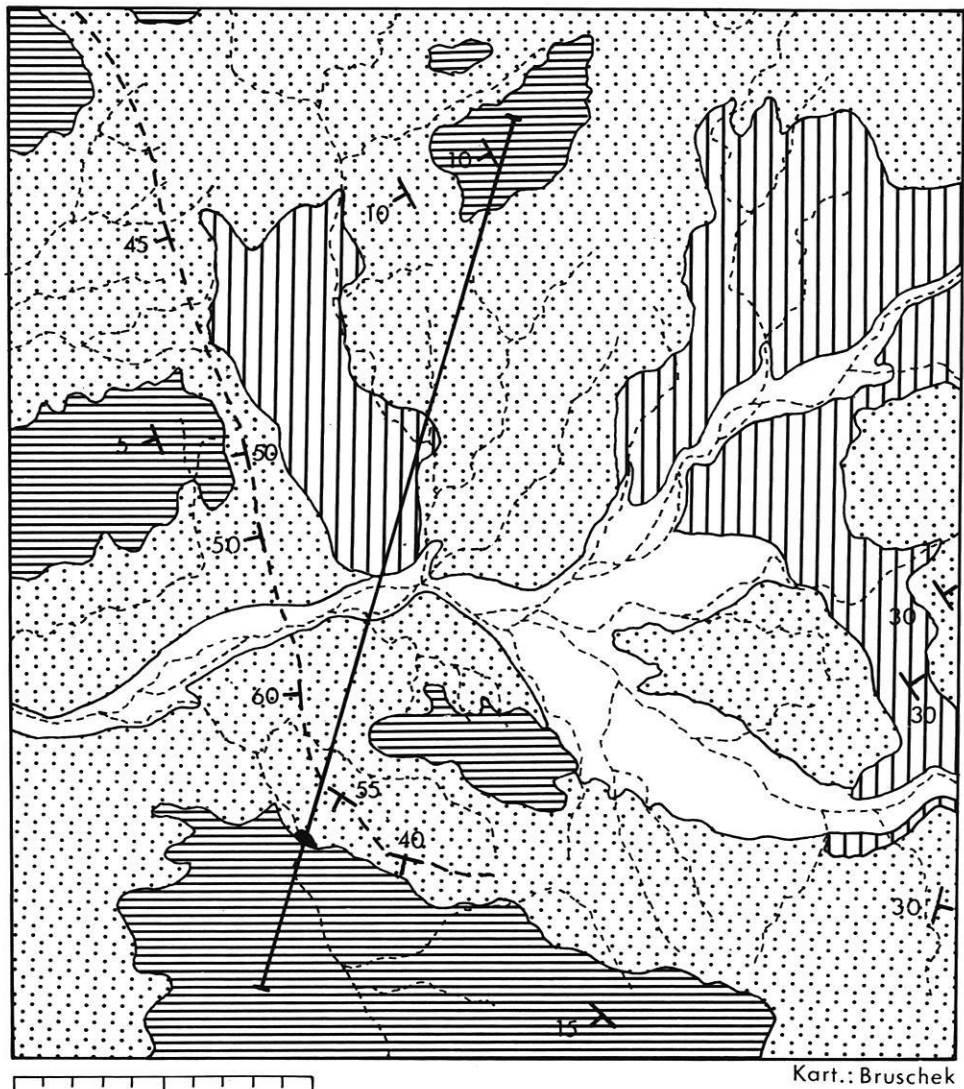


Fig. 4 SW-NE-Schnitt durch die Struktur von Souradom

SOURADOM



0 1000m

 SCHOTTER

 DIATOMIT

 OBERE DUNKLE SERIE

 MITTLERE HELLE SERIE

 MITTLERE DUNKLE SERIE

 FLEXUR

 ENNERI

Fig. 5 Geologische Karte von Souradom, Maßstab 1 : 25 000. Kartengrundlage: Luftbild NF 33 VI — 035

durchzogen wird. Im Kontaktbereich des Brekzienbandes fallen in den Basalten auf Klüften und Spalten Kalzitausfüllungen auf. Über den mittleren Basalten folgt am Südflügel direkt der feste Rhyolith der Mittleren Hellen Serie.

Der nördliche und westliche Flügel des vulkano-tektonischen Doms von Soborom ist ähnlich aufgebaut, jedoch ist hier das am Südflügel so deutlich ausgeprägte Brekzienband in den Basalten nicht mehr ausgebildet. Über den mittleren Basalten folgen im West- und Nordteil der Struktur diskordant junge Ignimbrite der Mittleren Hellen Serie, die den im Norden des Tarso Voon abgelagerten jungen Ignimbritmassen der Mittleren Hellen Serie entsprechen. Die Entstehung der Soborom-Struktur ist also zeitlich etwa mit der Ablagerung der diskordant auf dem Basalt der Mittleren Dunklen Serie auflagernden Schichten der Mittleren Hellen Serie gleichzusetzen, die wohl bei der Entstehung des Tarso Voon ausgeworfen worden sind und weite Flächen am Nord- und Südabhang des Wölbungsbereiches am Tarso Voon bedecken.

1.2 Die Souradom-Struktur

Neben dem vulkano-tektonischen Dom von Soborom tritt im zentralen Tibesti-Gebirge eine ähnliche Aufwölbung bei Souradom (s. Figur 4) auf. Die Struktur von Souradom ist etwa 6 km südwestlich von Soborom im Bereich des Taleinschnittes des Enneri Soborom-Souradom zwischen dem Basaltplateau des Ehi Ajo im Norden, Ehi Taringör und Ehi Egessuan im Westen und Ehi Adigubu im Süden aufgeschlossen. Auch in Souradom tritt der Dom morphologisch als Mulde in Erscheinung. Ähnlich der Soborom-Struktur ist auch die asymmetrische Ausbildung der Flanken des Doms von Souradom. Die nördlichen und östlichen Muldenflanken zeigen einen geringeren Hangwinkel als die steilabfallenden Hänge im Süden und Westen der Struktur. Das Zentrum des vulkano-tektonischen Doms von Souradom, der eine Nord-Süd-Erstreckung von etwa 2,5 km und eine Ost-West-Erstreckung von etwa 1,5 km hat, liegt im Bereich des Zusammenflusses des Enneri Guma mit dem Enneri Souradom in rd. 2000 m Höhe. Im Gegensatz zur Soborom-Struktur fehlen in Souradom Anzeichen postvulkanischer Aktivität. Als tiefste Schichten (s. Figur 4) sind in den tiefeingeschnittenen Erosionstälern des Enneri Souradom und Enneri Guma aufgewölbte Basalte der Mittleren Dunklen Serie aufgeschlossen, die jedoch im Zentrum der Mulde von Schottern eines Flußterrassensystems überlagert werden. Die höchsten Flußterrassen, die diskordant die mittleren Basalte überlagern, erreichen Mächtigkeiten bis zu über 30 m. An den Flanken der Struktur treten Ignimbrite der Mittleren Hellen Serie und darüber Basalte der Oberen Dunklen Serie auf. Besonders im Südwesten und Westen sind die Ignimbrite stark aufgewölbt worden (s. Abb. 2). Im Norden und Osten der Souradom-Struktur fallen die mittleren Basalte und die darüberlagernden Ignimbrite relativ flach mit Werten zwischen 10° N und 20° N, bzw. E ein. Zur Südflanke wird das Einfallen dieser Schichten wesentlich steiler. Die

Schichten fallen hier mit 40° S ein. Die steilste Lagerung der aufgewölbten Ignimbrite der Mittleren Hellen Serie wird an der Westflanke der Struktur am Durchbruch des Enneri Souradom durch den vulkano-tektonischen Dom mit 60° W erreicht. Die Ignimbrite, die 200 m westlich des Durchbruchs als liegende Schichten unter den konkordant auflagernden Basalten der Oberen Dunklen Serie mit etwa 10° SW einfallen, sind hier an einer Flexur steil aufgebogen worden, wobei Einfallwerte von 60° W bis 70° W erreicht werden (s. Fig. 5). Die Flexur ist über 3 km nach NNE zu verfolgen, jedoch wird das Einfallen der aufgebogenen Ignimbrite geringer, und schließlich wird die Flexur von den jungen Basalten der Oberen Dunklen Serie am Ehi Ajo verdeckt.

Der vulkano-tektonische Dom von Souradom ist etwas jünger als der von Soborom. In Souradom sind auch die Schichten der Mittleren Hellen Serie aufgebogen. Die Basalte der Oberen Dunklen Serie folgen konkordant auf die mittleren Ignimbrite. Interessant ist ein sehr junges Vorkommen limnischer Ablagerungen am Nordrand des Ehi Adigubu. Diskordant auf den steil aufgebogenen Ignimbriten der Mittleren Hellen Serie liegt in einer beckenförmigen Weitung eines vom Ehi Adigubu zum Enneri Souradom entwässernden Enneris eine bis zu 10 m mächtige Lage einer hellweißen, staubfeinen limnischen Ablagerung, die in sehr dünne — bis max. 5 mm starke — und „papierdicke“ Lagen zerfällt. Dieses Vorkommen enthält Diatomeen und ähnelt in seiner Ausbildung den limnischen Ablagerungen im Tarso Voon. Zur Altersdatierung des Vulkanismus und der tektonischen Bewegung kann dieses Vorkommen allerdings nicht herangezogen werden, da es eindeutig jünger als die jüngsten Basalte und Ignimbrite im Souradom-Gebiet ist.

1.3 Die Caldera Tarso⁴ Voon

Eine der markantesten und größten vulkanischen Erscheinungsform im zentralen Tibesti-Gebirge ist die Caldera Tarso Voon (s. Abb. 3, Figur 6). Der Tarso Voon liegt in einer Entfernung von etwa 50 km (Luftlinie) südöstlich der Oase Bardai im Scheitelpunkt der Aufwölbung des Tibesti-Gebirges. Die Caldera wird von den der Gebirgsabdachung folgenden Hochflächen des Tarso Idri im Norden, Tarso Yey im Osten, Tarso Tiri im Süden und Tarso Tori im Westen begrenzt. Die Nord-Süd-Achse der Caldera Tarso Voon mißt knapp 18 km, die Ost-West-Achse etwa 15 km. Das Muldentiefste liegt etwa im Zentrum der Caldera am Ehi Michr in rund 1950 m Höhe. Lediglich im Norden der Hohlform am Ausfluß des Enneri Yedri aus dem Tarso — die Calderawand ist hier vom Enneri Yedri durchsägt

4 Tarso — Begriff aus dem „Tedaga“, der Sprache der Toubou-Bevölkerung. Tarso bedeutet i. e. S. Schüssel, Napf. Dieser Begriff für ein Küchengerät wird bildhaft auf geographische Erscheinungen übertragen. So auf schüsselförmige Becken, wie den Calderen Tarso Yirrigué, Tarso Yega, Tarso Voon, und für Hochflächen, wie Tarso Idri, Tarso Tori, Tarso Tiri, die in ihrer Form mit steilem Anstieg und anschließend flacher Fläche umgedrehten „Schüsseln“ ähneln. Außerdem bedeutet Tarso auch noch Weidefläche.

worden — wurden im eingeschnittenen Erosionsbett des Enneri Höhen um 1900 m gemessen. Die Wände der Caldera sind ziemlich steil, und so führen nur drei Kamelpisten in den Tarso Voon. Die nördliche „Mossapiste“ führt an den kleinen Vulkankegeln des Ehi Yedri und Ehi Wurke (s. Abb. 4) vorbei über den hier etwa 2000 m hochgelegenen Calderarand in den Tarso Voon. Von Soborom führt eine Piste über einen in etwa 2500 m Höhe gelegenen Paß in den westlichen Teil der

Caldera. Wenig südlich dieses Passes erreicht der Calderarand am Ehi Duduri mit 2685 m seine größte Höhenlage. Nach Südwesten nimmt die Höhe des Calderarandes langsam ab. Am Ehi Abenao liegt der Rand noch in 2300 m Höhe. Der südliche und östliche Rand des Tarso Voon liegt in 2100 m bis 2300 m Höhe. Am Enneri Asumbui vorbei führt schließlich die dritte Kamelpiste aus dem Tarso Voon zur südlich gelegenen Caldera Tarso Yega.

Tabelle 1

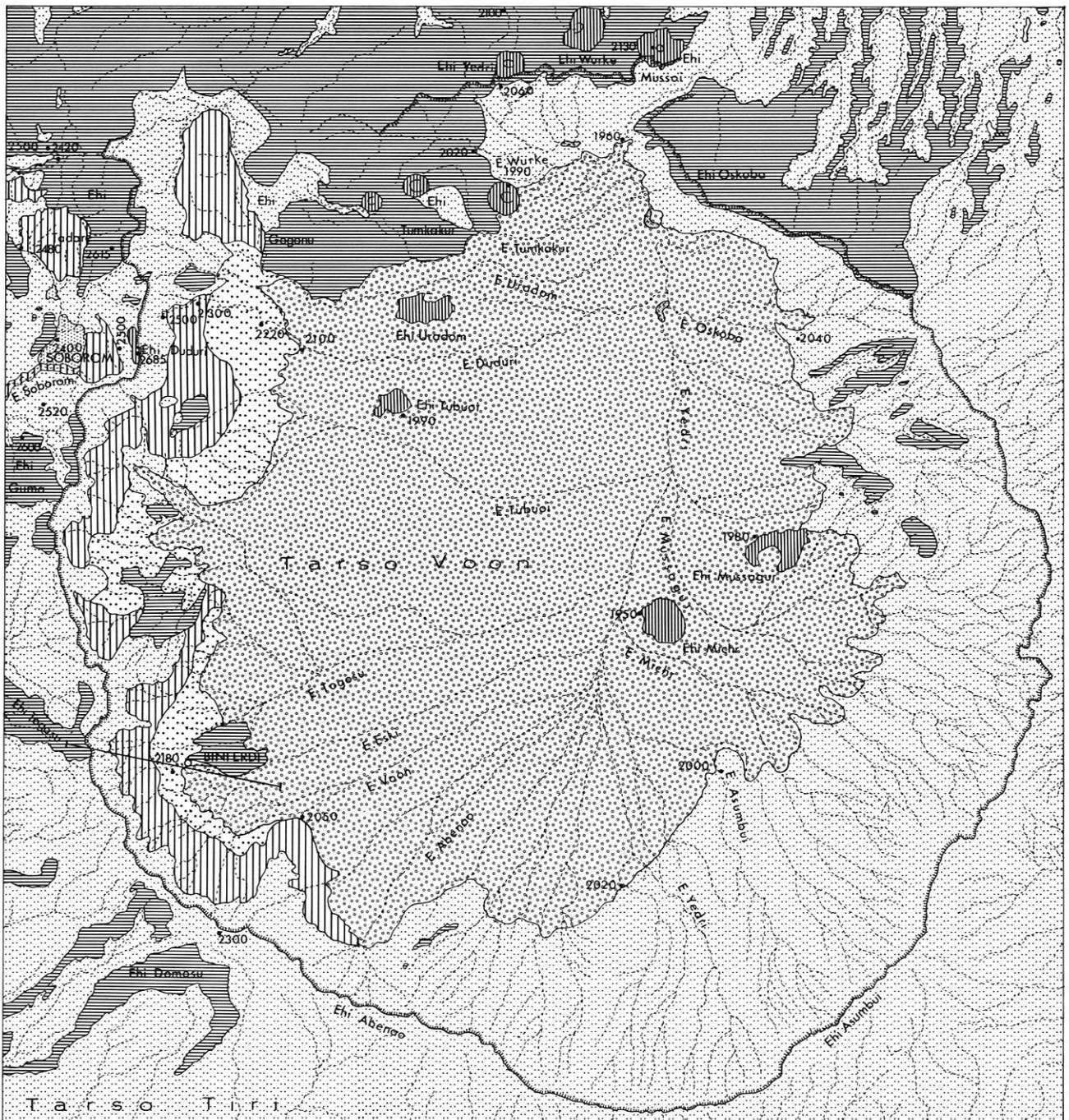
Verbreitung von Diatomeen verschiedener Fundstellen im Tibesti-Gebirge

Eine vergleichende Zusammenstellung nach Angaben von Mme. SERVANT, 1969 (Enneri Yedri) und M. AMOSSE, 1934

Diatomeen	Enneri Yedri (Tarso Voon)	Béjour-Krater (NW-Tibesti-Gebirge)	Enneri Bardagué (Bini Droussou)	Enneri Bardagué (5 km S Bardai)	Enneri Zoumri (Yountiou-Ouanafou)
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch.) Ehr. var. <i>biceps</i> (Kütz)	50 %		+	+	+
<i>Melosira granulata</i> (Ehr.) Ralfs var. <i>angustissima</i> Müll.	18 %	+	+		+
<i>Fragilaria brevistriata</i> Grun.	10 %	+	+		+
<i>Fragilaria pinnata</i> Ehr.	4 %				
<i>Achnanthes conspicua</i> A. Mayer	1 %				
<i>Cocconeis placentula</i> (Ehr.) <i>lineata</i> (Ehr.) Cleve	1 %	+	+	+	+
<i>Cymbella mülleri</i> Hust.	1 %				
<i>Epithemia sorex</i> Kütz.	1 %	+	+	+	+
<i>Fragilaria construens</i> (Ehr.) Grunow	1 %	+		+	+
<i>Nitzschia epiphitica</i> O. Müller	1 %				
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) O. Müller	1 %	+	+		+
<i>Rhopalodia rhopala</i> (Ehr.)	1 %				
<i>Amphora ovalis</i> Kütz. var. <i>pediculus</i> Kütz.	<1 %				+
<i>Cymatopleura solea</i> (Breb.) W. Smith	<1 %	+	+		+
<i>Cymbella brehmii</i> Hust.	<1 %				
<i>Cymbella cistula</i> (Hemprich) Grun.	<1 %	+	+		
<i>Cymbella ventricosa</i> Kütz.	<1 %	+			+
<i>Epithemia zebra</i> (Ehr.) Kütz.	<1 %	+	+		+
<i>Eunotia pectinalis</i> Ehr. var. <i>minor</i> Kütz.	<1 %	+	+		
<i>Fragilaria intermedia</i> Grun. Rabenh.	<1 %				
<i>Gomphonema clevei</i>	<1 %				
<i>Gomphonema constrictum</i> Ehr.	<1 %		+	+	+
<i>Gomphonema parvulum</i> Kütz.	<1 %				
<i>Navicula anglica</i> Ralfs	<1 %			+	
<i>Navicula atomus</i> (Naeg.) Grun.	<1 %				
<i>Navicula cuspidata</i> Kütz.	<1 %		+		+
<i>Navicula graciloides</i> A. Mayer	<1 %				
<i>Navicula oblonga</i> Kütz.	<1 %	+	+	+	+
<i>Navicula pupula</i> Kütz.	<1 %	+	+		+
<i>Navicula radiosa</i> Kütz.	<1 %	+	+	+	+
<i>Nitzschia amphibia</i> Grun.	<1 %	+	+	+	+
<i>Nitzschia fonticula</i> Grun.	<1 %				
<i>Synedra parasitica</i> W. Smith	<1 %				
<i>Synedra parasitica</i> W. Smith var. <i>subconstricta</i> (Grun.) Hust.	<1 %				

+ bedeutet vorhanden

TARSO VOON



- | | |
|--|--|
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |

Kart.: Bruschek

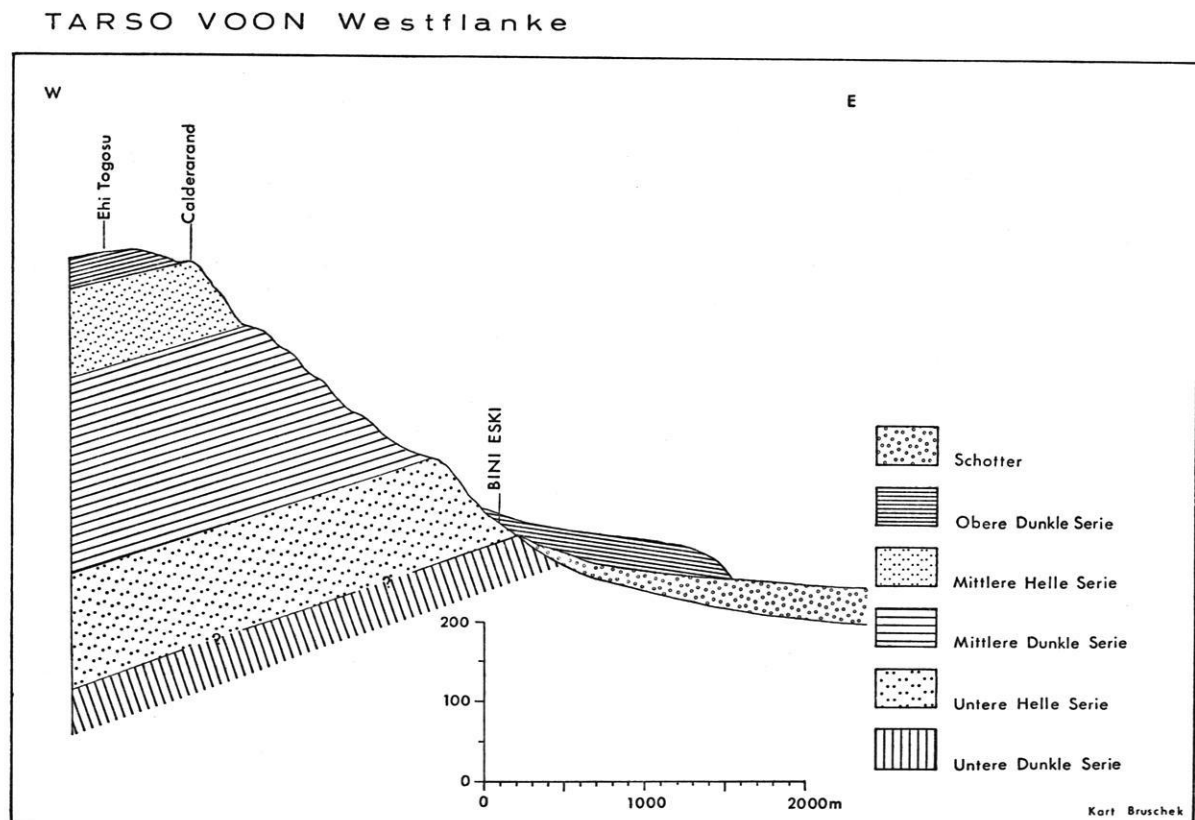
0 1 2 3 4 5 km

Fig. 6 Geologische Karte des Tarso Voon, Maßstab 1 : 100 000. Kartengrundlage: Luftbilder NF 33 VI und NF 33 XII

Der größte Teil des Bodens des Tarso Voon wird von mächtigen Schutt- und Schottermassen bedeckt. Am Fuß der Calderawände sind riesige Schwemm- bzw. Schuttfächer ausgebildet, in die sich die episodisch fließenden Enneris eingeschnitten haben. Die radial entwässernden Enneris vereinigen sich in dem nach Norden fließenden und die Hauptentwässerungslinie bildenden Enneri Yedri, der den Calderarand im Norden des Tarso Voon am Ehi Mussoi durchbricht. In den Schutt- ablagerungen des Tarso Voon sind mehrere — mindestens drei — Flußterrassen ausgebildet, die den Flußterrassen im Enneri Bardagué-Zoumeri entsprechen. Am Zusammenfluß des Enneri Oskoba mit dem Enneri Yedri, am Enneri Yedri und am Enneri Wurke im Nordteil der Caldera sind limnische, diatomeehaltige Ablagerungen aufgeschlossen (s. Abb. 5). Die Ablagerungen werden etwa bis zu 15 m mächtig und bestehen aus teilweise festen, oft aber auch staubartigen Lagen eines weißen bis gelblichen Diatomits. Einzelne Bänke können bis zu 10 cm dick werden; meist handelt es sich aber um zentimeterstarke bis „papierdünne“ Lagen. Die limnischen Ablagerungen im Tarso Voon entsprechen den limnischen Ablagerungen im Enneri Bardagué und im Trou au Natron und denen von Souradom. Allerdings konnten keine Gasteropoden festgestellt werden, wie sie in den limnischen Ablagerungen des Trou au Natron, des Bardagué, des Zoumeri, des Bégour-Kraters und in der Gegend von Yebbi-Bou gefunden wurden.

Der östliche und südliche Calderarand des Tarso Voon wird von mächtigen Ignimbritablagerungen der Mittleren Hellen Serie bedeckt, die im Innern der Caldera mit 5° bis 15° zum Zentrum hin, außerhalb der Caldera jedoch flach von der Caldera weg einfallen. Im Nordosten des Tarso Voon werden die Ignimbrite von jungen Basalten der Oberen Dunklen Serie überlagert, die teilweise an der Außenflanke vom Tarso Voon weg nach NE hin einfallen — wie am Ehi Oskoba — oder auch fingerförmig am Innenrand in den Tarso Voon abgeströmt sind — wie nordöstlich des Ehi Mussagur. Die mehr als 300 m mächtigen, in einzelnen Decken übereinanderlagernden, meist gelbbraunen Ignimbritablagerungen der Mittleren Hellen Serie verdecken am nördlichen, östlichen und südlichen Calderarand vollkommen die darunterliegende Schichtfolge. Der Schichtenaufbau ist nur am südwestlichen und westlichen Calderarand aufgeschlossen. Bei Bini Eski (s. Figur 7), einer etwa 100 l/Tag Wasser fördernden Quelle am südwestlichen Calderarand, bilden die Ignimbrite der Unteren Hellen Serie die tiefsten Schichten, die hier 150° streichen und mit 20° bis 25° SW einfallen. Sie sind in einer Mächtigkeit von 80 m bis 100 m aufgeschlossen. Die liegenden Basalte der Unteren Dunklen Serie treten jedoch nicht mehr zu Tage, da sie durch die den Tarsoboden bedeckenden Schuttmassen verdeckt werden. Über den Unteren Ignimbriten folgen die Basalte der Mittleren Dunklen Serie in einer Mächtigkeit

Fig. 7 W-E-Schnitt an der Westflanke des Tarso Voon bei Bini Eski



von 200 m bis 250 m. Auch sie zeigen ein Streichen zwischen 140° und 150° und ein Einfallen von 15° bis 20° nach Südwest. Darüber folgen konkordant etwa 100 m mächtige Ignimbritlagen der Mittleren Hellen Serie, die dann von etwa 50 m mächtigen Basalten der Oberen Dunklen Serie überdeckt werden und — wie am Ehi Togosu — an der Außenflanke der Caldera talabwärts geströmt sind. Am Innenhang der Caldera Tarso Voon bedecken Basalte der Oberen Dunklen Serie die Ignimbrite der Mittleren Hellen Serie bei Bini Eski im Südwesten und im Nordosten im Bereich des Enneri Oskoba. Diese Basaltvorkommen zeigen ein leichtes Einfallen von etwa 10° zum Tarsozentrum. Im Innern der Caldera Tarso Voon sind kleine, von der Erosion stark angegriffene Parasitärvulkane der Oberen Dunklen Serie ausgebildet, wie z. B. der Ehi Mussagur und der Ehi Michr.

Die Entstehung der Caldera Tarso Voon kann folgendermaßen gedeutet werden: Der riesige Einbruchkessel der Caldera entstand im Scheitelpunkt eines großen Wölbungsbereiches bei Glutwolkenausbrüchen, die zu den mächtigen Ignimbritablagerungen der Mittleren Hellen Serie in weitem Umkreis um die Caldera Tarso Voon geführt haben. Dabei wurden sogar Teile des Grund- und Deckgebirges mitgerissen. Schiefer- und Sandsteinpartikel aus diesen liegenden Schichten konnten in den Ignimbritlagen — besonders im Bereich eines Tuffbandes bei Soborom — festgestellt werden. Der Tarso Voon stellt somit eine Caldera des Katmai-Typs (H. WILLIAMS, 1941) dar. Nach den Ignimbritablagerungen erfolgte ein basischer Vulkanismus in Form von fingerförmig am Innenrand in die Caldera bzw. Außenrand von der Caldera wegströmenden Lavamassen. Danach kommt es zur Entstehung neuer Vulkankegel aus vorwiegend pyroklastischem Material am Rand und im Innern der Caldera. Am nördlichen Calderarand sind dies die kleinen Vulkanbauten Ehi Mussoi, Ehi Yedri, Ehi Wurke und im Innern der Ehi Mussagur und der Ehi Michr. Schließlich wird der Tarsoboden von Alluvionen, Schottern und limnischen Ablagerungen bedeckt, in denen ein Terrassensystem ausgebildet wurde. Mit der Entstehung der Caldera Tarso Voon scheinen auch die nur wenige Kilometer westlich gelegenen Strukturen — die vulkano-tektonischen Dome von Soborom und Souradom — zusammenzuhängen. Eine genaue Altersdatierung ist bislang noch nicht möglich.

2. Postvulkanische Erscheinungen im Tibesti-Gebirge

Am Ehi Toussidé, im Westen des Tibesti-Gebirges, treten in rund 3000 m Höhe und im Gipfelkrater in 3240 m Höhe mehrere Gasexhalationslöcher auf, deren Dämpfe konstante Temperaturen zwischen 50°C und 60°C aufweisen. Die Dampfförderung dieser Exhalationslöcher ist nur gering, und es zeigen sich — im Gegensatz zu ähnlichen Erscheinungen in Soborom — auch keinerlei Salz- oder Schwefelabblühungen.

Am Boden des Trou au Natron treten am Fuß des Ehi Muschiheh in 1510 m Höhe über NN aus einer kleinen, kaum Wasser führenden, 15°C warmen Quelle Gas-

blasen auf. Das ausströmende Gas war nicht entzündbar, vielmehr wurden in das ausströmende Gas eingebrachte Flammen erstickt. Durch das ausströmende Gas — wahrscheinlich handelt es sich um CO_2 — wurden zahlreiche Insekten getötet und im Quellbereich abgelagert.

Die Thermale von Yi Yerra, die in 850 m Höhe am Südabhang des Emi Koussi liegt, zeigt nach B. GEZE, H. HUDELEY, P. VINCENT und Ph. WACRENIER (1959) eine Temperatur von 38°C . Die beiden Quellen in der Oase Goubon, südwestlich des Tarso Voon, ergaben bei Messungen an verschiedenen Tagen und zu verschiedenen Tageszeiten eine gleichbleibende Temperatur von 33°C . Ebenso gibt es eine Thermale in der westlich des Tarso Tieroko gelegenen Oase Modra, die eine Temperatur von 30°C aufweist. Die bedeutendsten postvulkanischen Erscheinungen in Form von Thermalen, Fumarolen und Exhalationen sind aber die von Soborom im zentralen Tibesti-Gebirge, deren Temperaturen zwischen 22°C und 92°C liegen.

2.1 Postvulkanische Erscheinungen von Soborom

Im Gebiet des Enneri Soborom treten in einer Höhe zwischen ungefähr 2400 m und 2510 m als postvulkanische Erscheinungen⁶ zahlreiche Thermalquellen⁷, Exhalationen⁸, „kühle Fumarolen“⁹, Solfataren¹⁰ und Schlammvulkane¹¹ auf etwa 1 km Länge und wenigen

5 Freundliche mündliche Mitteilung von S/C BIGOUSSE (PNT).

6 Da in der Literatur die Begriffe für postvulkanische Erscheinungen sehr unterschiedlich verwendet werden, halte ich mich an die von R. KETTNER (1958) und J. FRECHEN (1967) gegebenen Definitionen.

7 Thermalquellen — „Quellen, deren Wasser eine höhere Temperatur als die Umgebung besitzt, aber nicht mehr den Siedepunkt erreicht.“ Quellen, die den Siedepunkt erreichen, heißen Kochquellen. (J. FRECHEN, 1967, S. 79 ff.)

8 Exhalationen — „flüchtige Dampf- und Gasaushauchungen, die mit einem vulkanischen Vorgang zusammenhängen, aber auch gasförmige Stoffe, die bei Abkühlung einen anderen Aggregatzustand annehmen bzw. sublimieren.“ (R. KETTNER, 1958, I, S. 250)

Exhalationen zwischen 100° und 60°C enthalten folgende Gasbestandteile (ohne Wasser): H_2S , $\text{CO}_2 > \text{N}_2 > \text{SO}_2 \geq \text{H}_2$, unter 60°C : $\text{CO}_2 > \text{H}_2\text{S} = \text{N}_2$ (J. FRECHEN, 1967, S. 79 ff.).

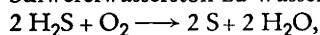
9 Fumarolen — Gas- und Dampfexhalationen mit Temperaturen zwischen 800° und 80°C („kühle Fumarolen“) und temperaturabhängigen Gasbestandteilen, die infolge Sublimation Fumarolenniederschläge bilden (J. FRECHEN, 1967, S. 79 ff.).

10 Solfataren — Exhalationen schwefelwasserstoffhaltigen Wasserdampfes mit Temperaturen zwischen 300° und 80°C und typischen Oxydationsprodukten (J. FRECHEN, 1967, S. 79 ff.).

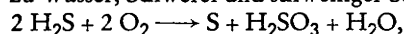
11 Schlammvulkane — kraterartige Bauten, die sich beim Auswurf schlammhaltigen Wassers aus Thermalquellen um die Quellen herum oft in bedeutender Menge absetzen (R. KETTNER, 1958, I, S. 250).

Zehnern von Metern Breite auf (s. Figur 9). Im Gebiet dieser finalen vulkanischen Tätigkeit zeigen sich starke Verwitterungserscheinungen am anstehenden Gestein, sowie Mineralausblühungen und Krustenbildungen, die aus reinem Schwefel, Sulfatverbindungen (Sulfatsalzen) und Chloridverbindungen (Chloridsalzen) bestehen. Weiterhin sind 10 m bis 20 m mächtige fossile Geysiritablagerungen für dieses Gebiet kennzeichnend. Rezente Geysiritablagerungen erreichen dagegen nur noch Höhen von wenigen Dezimetern.

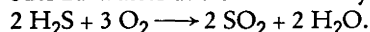
Die Ausblühungen und Krusten entstehen einerseits durch Sublimation, indem sich aus den unter hohen Temperaturen entweichenden Gasen bei der Abkühlung mitgeführte Stoffe kondensieren und mit anderen Gasen in Wechselwirkung treten, andererseits durch Wirkung der Gase und Dämpfe aufeinander, durch Reaktion der Gase und Dämpfe mit dem anstehenden Gestein und durch Reaktion der Gase und Dämpfe mit den Wässern und Trüben der Thermalen. Der reine Schwefel, der in Form von „Schwefelblume“ in Soborom in der unmittelbaren Umgebung der Exhalationslöcher auftritt, entsteht einerseits durch Sublimation oder aus der Reaktion zwischen Schwefelwasserstoff und Sauerstoff. Je nach Sauerstoffmenge oxydiert Schwefelwasserstoff zu Wasser und Schwefel



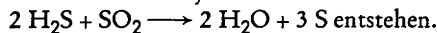
zu Wasser, Schwefel und schwefeliger Säure



oder zu Wasser und Schwefeldioxyd



Der Schwefel kann aber auch aus Schwefelwasserstoff und Schwefeldioxyd nach der Reaktion



Der durch Sublimationsvorgang entstehende Schwefel ist auch ein exakter Temperaturanzeiger, da er bei Temperaturen von über $+119,0^\circ \text{C}$ in schmelzförmigem Zustand vorliegt. An keinem Exhalationsloch konnte jedoch schmelzförmiger Schwefel festgestellt werden. Die Temperaturen der Exhalationen müssen also in dem mit einfachen Maximum-Thermometern (Einteilung bis 150°C) erfaßten Bereich — bis maximal 20 cm Tiefe — sicherlich unter $+119,0^\circ \text{C}$ liegen. Tiefergehende Messungen konnten nicht vorgenommen werden, da Temperaturfühler nicht zur Verfügung standen.

Die Temperaturen der Thermalen schwanken zwischen knapp 30°C in der westlichen Zone und um 80°C in der zentralen Zone (s. Tabelle 2). Die Reaktion der Thermalen und Exhalationen auf Indikatorpapier zeigte durchweg einen sehr hohen Aciditätsgrad (siehe Tab. 2 u. 3). Charakteristisch für Soborom ist auch ein starker Schwefelwasserstoff-Geruch („faule Eier“), sowie stellenweise ein stechender Schwefeldioxyd-Geruch. Die austretenden Gase waren nicht entzündbar; jedoch zeigte sich bei Annäherung eines brennenden Gegenstandes an die Exhalationslöcher das „Solfatarenphänomen“ — eine scheinbar gewaltige Steigerung der Dampfmassen. Nach A. RITTMANN (1960) findet jedoch keine Erhöhung der Dampfförderung statt, sondern Rauchpartikel und Ionen, die bei der durch Erhit-

zung eines Gases oder Gasgemisches (Luft) erfolgenden Ionisation entstehen, bilden Kondensationskerne. Die dadurch auftretende verstärkte Kondensation der austretenden Dämpfe bewirkt ein deutliches Sichtbarwerden der Dampfmassen und täuscht somit eine Steigerung der Dampfförderung vor.

Fast alle Quellen — bis auf die Thermalen der westlichen Zone — zeigen eine starke Trübung, hervorgerufen durch suspendierte Teilchen aus zersetztem Gestein. Dies ist nach R. KETTNER (1958) auf eine relativ hohe Verdunstungsrate des Wassers im Verhältnis zum Zufluß zurückzuführen. Bei vielen Quellen ist die Suspension feinsten Trübematerials so stark, daß ein dicker Schlamm entsteht, der das Entweichen der Wasserdämpfe und Gase behindert. Die Dämpfe bahnen sich in Intervallen als Blasen und unter kleinen „Explosionen“ ihren Weg durch die zähe Schlammtrübe, die so den Charakter eines „kochenden“ Schlammprudels annimmt. Beim Zerspritzen der Blasen wird der Schlamm um mehrere Dezimeter bis Meter in die Luft geschleudert und setzt sich als Quellabsatz in Form von Ringwällen um die Schlammquellen herum ab. Derartige „Schlammkrater“ oder „Schlammvulkane“ erreichen in Soborom Höhen von 1 m bis 2 m bei mehreren Metern Durchmesser. Der Wasserabfluß aus den Thermalen ist relativ gering — oft ist überhaupt kein Abfluß vorhanden — und beträgt für das gesamte Gebiet von Soborom nur wenige Liter pro Minute. Daher versickert das aus dem Wasser der Soborom-Quellen gespeiste Rinnsal nach wenigen Metern in den Sanden des Trockenbettes des Enneri Soborom. Grundsätzlich kann man im Gebiet von Soborom drei verschiedene rezente, aktive Hauptzonen mit postvulkanischen Erscheinungen unterscheiden:

1. Die nördliche Zone um Soborom Kidissubi¹².
2. Die zentrale Zone um die Thermale „Soborom“¹³.
3. Die westliche Zone am „Toubou-Bad“¹⁴.

2.1.1 Die Nördliche Aktive Zone um Soborom Kidissubi

Die Nördliche Aktive Zone um Soborom Kidissubi liegt in 2510 m Höhe etwa 600 m nördlich der Hauptzone postvulkanischer Erscheinungen an der Piste, die vom Enneri Kochen zum Enneri Soborom führt. Hier ist eine etwa 500 mal 250 m große Fläche von Schwefel- ausblühungen und Mineralinkrustationen bedeckt. Die bedeutendste postvulkanische Erscheinung dieser Zone ist der Schlammvulkan „Soborom Kidissubi“ (s. Abb. 7). Der Schlammvulkan hat einen Durchmesser von etwa 6 bis 7 m; die Höhe des aus erstarrter Schlammtrübe bestehenden Ringwalles beträgt etwa 2 bis 3 m. In dieser Schlammthermale, die keinen Abfluß hat und somit

12 Soborom (Tedaga) — kochendes Wasser, Kidissubi (Tedaga) — der mit dem Mufflon kämpfende Hund.

13 Die heißeste Thermale 3 (s. Figur 8) wird von den Toubou als Soborom bezeichnet und hat dem Gesamtgebiet diesen Namen gegeben.

14 Thermale, die von den Toubou als Bad benutzt wird und der große Heilkraft — besonders bei Hautkrankheiten — zugeschrieben wird.

nicht als Quelle i. e. S. bezeichnet werden kann, befindet sich ein stark trübesuspensionshaltiges, brodelndes Wasser von graugrüner Farbe. Infolge der Zähigkeit der Trübe kommt es zu kleinen „Explosionen“, wenn die Dämpfe an die Oberfläche der Schlammtrübe gelangen und diese durchbrechen. Die Temperatur der Schlammtrübe von Soborom Kidissubi wurde mit 58°C (siehe Tabelle 2) ermittelt bei einem pH-Wert der Trübe von 2¹⁵. Im oben erwähnten Bereich der Mineralinkrustationen (Chloride und Sulfate der Alkalien und Erdalkalien, sowie reiner Schwefel) treten kleine Exhalationslöcher vulkanischer Gase von geringer Intensität auf. Besonders auffällig sind die Schwefelblume-Ausblühungen an den Entgasungslöchern (s. Abb. 8). Im Bereich der Schlammthermale und der Exhalationen ist ein starker Schwefelwasserstoff- und Schwefeldioxyd-Geruch charakteristisch. Die Temperaturen der Exhalationen lagen zwischen 82°C und 91°C bei stark saurer Reaktion (s. Tabelle 3). Der Druck der Exhalationen war sehr gering. Exhalationen von etwas stärkerer Intensität konnten in einer Erosionsrinne 250 m westlich der Schlammthermale Soborom Kidissubi in 2520 bis 2525 m Höhe beobachtet werden (s. Abb. 6). Hier treten 85°C bis 92°C heiße Gase und Dämpfe unter starkem Zischen aus den Entgasungslöchern aus. Der pH-Wert dieser Exhalationen wurde mit 2 bestimmt (s. Tabelle 3). Soborom Kidissubi liegt etwa 600 m von der Hauptzone postvulkanischer Erscheinungen entfernt und 80 bis 100 m höher als die Zentrale Aktive Zone.

2.1.2 Die Zentrale Aktive Zone um Soborom

Die Zentrale Aktive Zone (s. Figur 9, Abb. 9) um die intensivsten postvulkanischen Erscheinungen liegt im Tal des Enneri Soborom in einer Höhe zwischen 2430 und 2445 m. Auf einer Fläche von etwa 200 mal 100 m treten sieben größere Heißwasserquellen, ein Quellbezirk mit einigen Dutzend Heißwasseraustritten und Exhalationserscheinungen, sowie einige Schlammvulkane auf. Im gesamten Gebiet der Zentralen Aktiven Zone zeigen sich Exhalationen und Inkrustationen, sowie Schwefelausblühungen, die sich besonders um die Entgasungslöcher konzentrieren. Auch hier liegt ein deutlicher Geruch nach Schwefelwasserstoff und Schwefeldioxyd über der gesamten Zone. Alle Quellen und Schlammvulkane brodeln infolge von Dampf- und Gasaustritten.

Die Quelle 1 (s. Figur 9) hat einen Durchmesser von 8 bis 10 m. Das trübe graugrüne Wasser hat eine Temperatur von $58,5^{\circ}\text{C}$ bei einem pH-Wert von 2 (siehe Tabelle 2). Um die Quelle haben sich graue Schlammtrüben abgelagert und verfestigt, die von zahlreichen Exhalationslöchern durchbrochen werden. Die unter geringem Druck ausweichenden Gase haben — in 10 bis 20 cm Tiefe gemessen — Temperaturen zwischen $88,0^{\circ}\text{C}$ und $91,0^{\circ}\text{C}$ (s. Tabelle 3). Die Thermale 2 hat einen halbringförmigen, kegelartigen Krater aus verfestigten Schlammauswürfen von 4 m Durchmesser. Die Tem-

peratur des grauen, trübehaltigen Wassers betrug $87,5^{\circ}\text{C}$, der pH-Wert 2. Die Thermale 3 (s. Abb. 12) — von den Toubous als das eigentliche „Soborom“ bezeichnet — hat mit $88,5^{\circ}\text{C}$ die höchste Temperatur aller Thermalen im Gebiet von Soborom. Der pH-Wert beträgt auch hier 2. Das Wasser dieser Thermale wird von kräftigen Entgasungen in kochender Bewegung gehalten und in geringen Abständen geysirartig bis zu 1 m in die Höhe geschleudert. Das Wasser dieser Quelle, die den größten Wasserabfluß im Gebiet von Soborom aufweist, ist im Gegensatz zu den meisten anderen Thermalen ziemlich klar. Quellen, deren Zufluß heißen Wassers größer als die Wasserverdunstung an der Oberfläche ist, zeichnen sich nach R. KETTNER (1958) meist durch Klarheit des Wassers aus, da Trübeileichen beim Ausfluß mitgerissen werden und sich somit nicht in der Thermale konzentrieren können. Im Zentrum der Thermale 3 hat sich eine 1,50 m hohe Ablagerung aus Geysirit gebildet. Rund um die Thermale 3 treten Gasexhalationsröhren mit Sublimationsprodukten von Schwefel auf. Die gemessenen Temperaturen in den Entgasungslöchern schwanken zwischen $75,0^{\circ}\text{C}$ und $92,0^{\circ}\text{C}$. Auch hier war die Reaktion der austretenden Dämpfe auf Indikatorpapier ausgesprochen sauer. Es ergaben sich pH-Werte zwischen 1 und 2. Die Thermale 4 ist ein kleiner Schlammvulkan (s. Abb. 13) von 2 m Durchmesser und 1,50 m Höhe mit stark trübehaltigem, graugrünem, $84,0^{\circ}\text{C}$ heißem, stark saurem — pH-Wert 2 — Wasser. Nur wenige Meter daneben befindet sich die 8 bis 10 m im Durchmesser messende Thermale 5 (s. Abb. 11), deren stark schlammiges Wasser aber nur eine Temperatur von $50,0^{\circ}\text{C}$ aufweist. Der pH-Wert der Trübe wurde mit 2 bestimmt. Im Bereich dieser beiden Thermalen wurden Exhalationen mit Temperaturen zwischen $70,0^{\circ}\text{C}$ und $90,0^{\circ}\text{C}$ bei pH-Werten von 3 gemessen. Aus dem einige Dutzend Heißwasseraustritte und Schlammprudel umfassenden Thermalfeld (s. Figur 9, Abb. 10) konnte wegen der Gefahr des Einbrechens in den noch nicht verfestigten Boden nur die randlich gelegene, nur wenige Dezimeter große Thermale 6 gemessen werden, deren Temperatur mit $77,5^{\circ}\text{C}$, und deren pH-Wert mit 2 ermittelt wurde. Gasexhalationen in diesem Bereich zeigten Temperaturen zwischen $80,0^{\circ}\text{C}$ und $90,0^{\circ}\text{C}$ bei pH-Werten von 2. Ebenfalls einen pH-Wert von 2 wiesen die $72,0^{\circ}\text{C}$ heißen Exhalationen an der Thermale 7 auf. Die Thermale 7, die einen Durchmesser von ca. 6 m hat und ein graugrünes, trübehaltiges Wasser führt, wies eine Temperatur von $74,5^{\circ}\text{C}$ und einen pH-Wert von 2 auf. Die etwa 4 m über der Thermale 7 liegende Thermale 8 mit einem Durchmesser von 10 bis 12 m weist als einzige Thermale im Bereich der postvulkanischen Erscheinungen von Soborom mit pH 4 einen von allen anderen Messungen stark abweichenden Wert auf. Die Temperatur des stark trüben, graugrünen, mit schwarzen Schlieren bedeckten Wassers betrug $65,5^{\circ}\text{C}$. Die Temperatur der Thermale 9 wurde mit $47,5^{\circ}\text{C}$, der pH-Wert mit 2 gemessen. Neben diesen aktiven postvulkanischen Erscheinungen treten im Bereich der Zentralen Zone außerdem mehrere verschlossene „tote“

15 Die pH-Werte wurden mit einfachem Universal-Indikatorpapier (Merck) gemessen, daher können keine Zwischenwerte, z. B. 2,7, angegeben werden.

Schlammvulkane und ein etwa 20 m langes „totes“ Thermalfeld auf. Über der gesamten Zentralen Aktiven Zone liegt ein starker Schwefelwasserstoff-Geruch, der im Gebiet der Exhalationslöcher um Thermale 3 besonders stark ist.

2.1.3 Die Westliche Aktive Zone am „Toubou-Bad“

Die Westliche Aktive Zone (s. Abb. 14) am „Toubou-Bad“ liegt in 2430 m Höhe direkt am Enneri Soborom und den sich anschließenden Terrassen. Die Intensität und die Temperaturen der rezenten postvulkanischen Erscheinungen sind hier am geringsten. Die größte Quelle dieser Zone ist die von den Toubous als Heilquelle (bei rheumatischen Beschwerden und Hauterkrankungen) genutzte, etwa 3 m lange, 2 m breite und 0,70 m tiefe Thermale. Das Wasser dieser mit einem kleinen Rinnsaal ausfließenden Quelle ist klar und hat eine Temperatur, die zwischen 38,5 ° C und 40,0 ° C

schwankt. Auch hier ist der pH-Wert mit 2 außerordentlich hoch. Das Wasser hat einen unangenehmen Geschmack und ist nicht trinkbar. Ungefähr 40 m enneri-abwärts befindet sich eine weitere, 50 cm im Durchmesser große Thermalquelle mit ebenfalls klarem Wasser und einem pH-Wert von 2. Die Temperatur dieser Thermale schwankt zwischen 21,5 ° C und 22,5 ° C. Sie ist somit die kälteste aller gemessenen Thermalen im Gebiet von Soborom. Im Gegensatz zur gasfreien Heilquelle der Toubou steigen aus dieser kleinen Thermale geringe Mengen von Gasblasen auf. Um beide Quellen zeigen sich keine Inkrustationen. Weiter westlich befinden sich am Ufer und auf den Terrassen des Enneri Soborom noch einige kleine Exhalationslöcher mit geringer Intensität und geringen Schwefelausblühungen. Die Temperaturen der Entgasungslöcher in diesem kleinen Exhalationsfeld liegen um 70 ° C, der pH-Wert durchgehend bei 2. Außerdem finden sich hier auch noch Reste eines nicht mehr tätigen Schlammvulkans.

Tabelle 2

Wassertemperaturen und pH-Werte der Thermalen von Soborom

Zone	Thermale ¹⁶	Temperatur in Grad Celsius					pH-Wert				
		Messung: ¹⁷					Messung: ¹⁷				
		1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Nördliche Aktive Zone	Soborom Kidissubi	58,0	58,1	58,0	58,0	58,0	2	2	2	2	2
Zentrale Aktive Zone	Thermale 1	58,5	58,5	58,6	58,4	58,5	2	2	2	2	2
	Thermale 2	87,5	87,7	87,4	87,5	87,5	2	2	2	2	2
	Thermale 3	88,5	88,6	88,4	88,5	88,5	2	2	2	2	2
	Thermale 4	83,8	84,0	84,0	84,0	84,0	2	2	2	2	2
	Thermale 5	50,0	50,0	50,0	50,0	50,0	2	2	2	2	2
	Thermale 6	77,4	77,5	77,6	77,5	77,5	2	2	2	2	2
	Thermale 7	74,5	74,5	74,6	74,5	74,5	2	2	2	2	2
	Thermale 8	65,5	65,5	65,5	65,4	65,5	4	4	4	4	4
	Thermale 9	47,5	47,5	47,5	47,6	47,5	2	2	2	2	2
Westliche Aktive Zone	„Toubou-Bad“ kleine Therme	38,5	39,0	40,0	38,5	38,5	2	2	2	2	2
		21,5	22,5	22,0	21,5	21,5	2	2	2	2	2

16 Vgl. Figur 2 und Figur 9.

17 Messung 1 und 2 wurden am 11. 5. 1966 vormittags, Messung 3 am 12. 5. 1966 nachmittags, Messung 4 am 10. 11. 1966 nachmittags, Messung 5 am 6. 1. 1967 vormittags vorgenommen. Es ergaben sich keine jahreszeitlich bedingten Temperaturunterschiede der Thermalen mit Ausnahme der kühlen Thermalen in der Westlichen Aktiven Zone.

Tabelle 3

Temperaturen und pH-Werte einzelner Exhalationen im Gebiet von Soborom

(Messungen an verschiedenen Exhalationslöchern in der Umgebung der in Tabelle 2 aufgeführten Thermalen. Temperaturangaben in Grad Celsius, pH-Wert in Klammern).

Nördliche Aktive Zone	W von Soborom Kidissubi	82,0 (2); 85,0 (2); 91,0 (2); 82,0 (2)
Zentrale Aktive Zone	Bei Thermale 1	88,0 (2); 90,0 (2); 91,0 (2); 88,5 (2); 88,5 (2); 90,5 (2)
	Bei Thermale 3	75,0 (2); 80,5 (1); 92,0 (2); 83,0 (2); 87,5 (2); 91,0 (2); 80,0 (2); 90,0 (2); 75,0 (2); 82,0 (1); 91,5 (2)
	Bei Thermale 4 und 5	70,0 (3); 90,0 (3); 85,0 (3); 90,0 (3); 74,5 (2); 70,5 (3); 71,5 (3); 89,0 (3); 81,0 (2)
	S Thermale 6 Bei Thermale 7	80,0 (2); 90,0 (2); 83,5 (2); 87,0 (2); 88,5 (2); 83,5 (2) 72,0 (2); 72,0 (2)
Westliche Aktive Zone	Exhalationsfeld W vom „Toubou-Bad“	70,0 (2); 71,5 (2); 69,0 (2); 70,0 (2); 70,5 (2); 69,0 (2)

Tabelle 4

*Chemischer Befund von drei Wasserproben verschiedener Lokalitäten bei Soborom / Tibesti-Gebirge*¹⁸

Beschaffenheit	Nördliche Aktive Zone Soborom Kidissubi	Zentrale Aktive Zone Thermale 3	Westliche Aktive Zone „Toubou-Bad“
Klarheit	stark trübe	leicht trübe	klar
Farbe	mausgrau	wasserfarben	wasserfarben
Geruch	nach H ₂ S	geruchlos	geruchlos
pH-Wert	2	2	2
Ungelöstes			
a) Menge	viel	wenig	Spuren
b) Farbe	gelbgrau	hellgrau	—
c) Beschaffenheit	schlammig-flockig	schlammig-flockig	—
Schwefelwasserstoff	Wegen der leichten Oxydierbarkeit bei allen drei Proben nicht einwandfrei feststellbar		
	mg/kg	mg/kg	mg/kg
Ammoniak (NH ₄)	135	140	195
Sulfate (SO ₄ ²⁻)	3050	2620	2905
Aluminium (Al)	180	165	290
Eisen (Fe)	160	130	165
Schwefel (S)	195	110	50
Kalzium (Ca)	115	50	100
Natrium (Na)	100	55	90
Kalium (K)	25	25	30
Magnesium (Mg)	Spuren	Spuren	Spuren

18 Analytiker: C. KÖNIG (1969)

2.2 Vergleichende Zusammenfassung der postvulkanischen Erscheinungen von Soborom

Charakteristisch für die Wässer der Thermalen in Soborom ist der hohe SO₄-Gehalt (s. Tabelle 4). Die SO₄-Anionen dürften zu einem großen Teil an freie Schwefelsäure gebunden sein. Daher ist auch der stark saure Charakter (pH-Wert 2) der Wässer zu erklären. Der Rest der Sulfat-Anionen dürfte in Form von Sulfatsalzen gebunden sein. Der bestimmt vorhandene Schwefelwasserstoff, im Gelände durch seinen typischen Eigengeruch nachgewiesen, konnte wegen der leichten Oxydierbarkeit in der chemischen Analyse nicht mehr einwandfrei nachgewiesen werden. Da keine tragbaren Analysengeräte im Gelände zur Verfügung standen, konnten die Bestandteile der Gasexhalationen nicht untersucht werden. Jedoch steht fest, daß die Exhalationen Wasserdampf, Schwefeldioxyd und Schwefelwasserstoff enthalten, was im Gelände durch Kondensation des Wasserdampfes an über den Exhalationslöchern angebrachten Glasbehältern und durch den charakteristischen Geruch der beiden schwefelhaltigen Gase nachgewiesen werden konnte. Daneben dürften aus den Exhalationslöchern auch noch Kohlendioxyd, Stickstoff und Wasserstoff entweichen.

Die ermittelten Temperaturen der Thermalen zeigten, bis auf jene der Westlichen Aktiven Zone (s. Figur 9), keinerlei tägliche und jährliche Schwankungen, obgleich die täglichen Temperaturunterschiede der Luft bis zu fast 40 ° C betragen können, und die jährliche Temperaturschwankung (Lufttemperatur am Boden [tmin

und tmax])¹⁹ etwa 20 ° C beträgt. Lediglich die relativ kalten Thermalen der Westlichen Aktiven Zone ergaben bei verschiedenen Messungen (siehe Tabelle 2) Temperaturschwankungen bis zu 1,5 ° C. Die Gasexhalationen wiesen dagegen keinerlei Temperaturschwankungen bei Kontrollmessungen auf.

Der Siedepunkt reinen Wassers für die Höhenlage von Soborom kann aus der Siedepunktskurve (s. Figur 8)

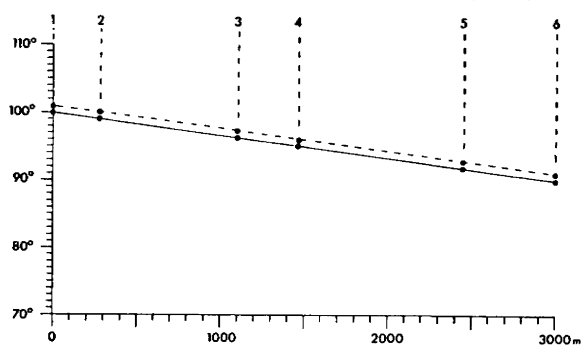


Fig. 8 Temperatur- und Siedekurve „kühler Fumarolen“ verschiedener Lokalitäten (ergänzt durch Soborom/Tibesti-Gebirge) in Abhängigkeit von der Höhenlage über NN nach SOMMARUGA (A. RITTMANN, 1960, S. 12).

- Siedekurve
 Temperaturkurve
- 1 Ischia, Campi Flegrei / Italien
 - 2 Forgia Vecchia (Vulcano) / Italien
 - 3 Izalco / San Salvador
 - 4 La Soufrière / Gouadeloupe
 - 5 Soborom / T Chad
 - 6 Vulcarolo (Ätna) / Italien

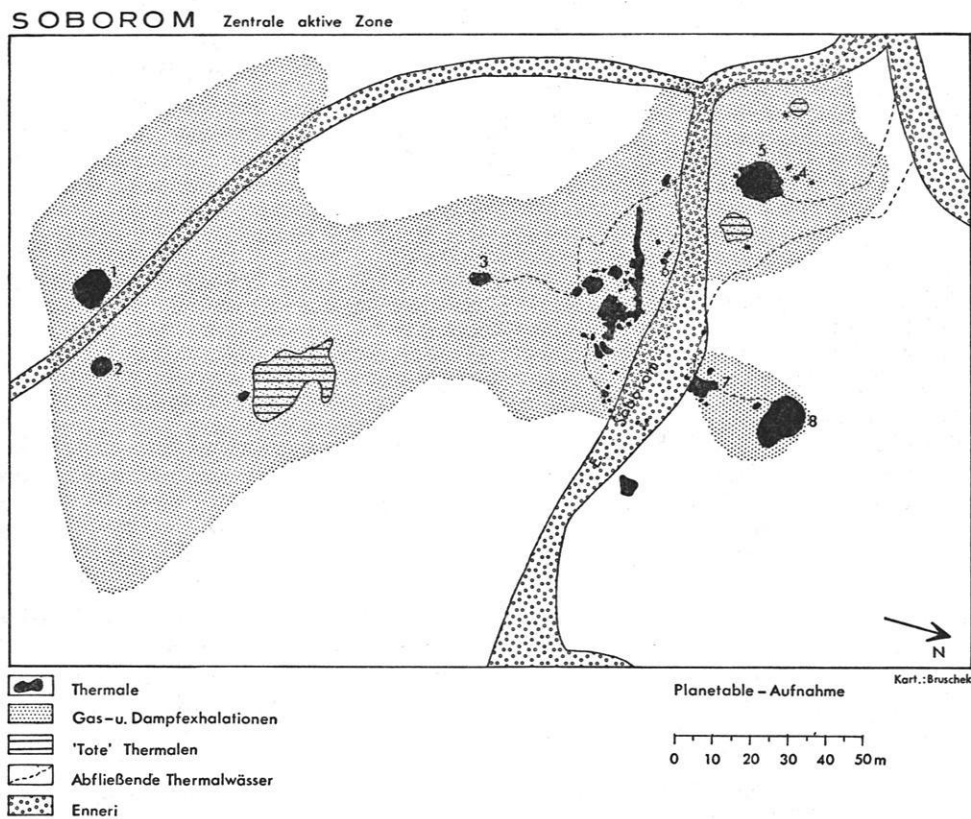
19 Geschätzter Wert aus kältestem und wärmsten Monatsmittel. Meßreihen über längere Zeiträume liegen nicht vor.

entnommen werden. Er beträgt für Soborom etwa 92° C. Nach SOMMARUGA (A. RITTMANN, 1960, S. 12) liegen die Temperaturen „kühler Fumarolen“ um etwa 1° C über den Siedetemperaturen reinen Wassers, was auf den Mineralgehalt zurückzuführen ist. Die Temperaturen der Gasexhalationen um 91° C bis 92° C, die in etwa 20 cm Tiefe in Exhalationslöchern bei Thermale 1 und Thermale 3 festgestellt wurden (s. Tabelle 2, Fig. 9), liegen also im Siedepunktbereich, der infolge der Höhenlage Soboroms (2440 m) um etwa 8° C unter dem Siedepunkt für NN (100° C) liegt.

Die Unterteilung der vulkanischen Erscheinungen von Soborom in drei aktive Hauptzonen ist nicht nur durch das räumliche Auftreten der Thermalen und Exhalationen bedingt, sondern wird auch durch die Intensität der Erscheinungen und deren Temperaturverhältnisse unterstützt. Die kühlfte Zone ist die westliche Zone, die auch die geringste postvulkanische Aktivität zeigt. Die nördliche Zone um Soborom Kidissubi nimmt eine

Zwischenstellung ein. Die Zentrale Zone weist die größte Vielfalt der Erscheinungen auf und ist auch die heißeste Zone. Felduntersuchungen der Wässer, Schlammtrüben und des verfestigten jungen Sedimentmaterials auf Radioaktivität verliefen negativ. Zu erwähnen ist noch, daß gegenüber der Thermale 9 die etwa 10 bis 15 m hohen Ablagerungen nur oberflächlich verfestigt sind. Ein Schurf am Anstehenden am Südufer des Enneri Soborom ergab, daß die verfestigte Kruste nur 10 bis 20 cm stark ist; darunter zeigte das Gestein eine stark schlammige bis breiige Konsistenz. Außerdem traten aus dem Schurfloch Gasblasen aus, die auf angefeuchtetem Indikatorpapier einen Farbumschlag im Bereich von pH 3 ergaben. Die aus den Exhalationslöchern im Gebiet von Soborom austretenden, nicht entzündbaren Gase und Dämpfe zeigten ebenso wie die Thermalwässer ein sehr korrosives Verhalten. Weißblech wurde von den stark sauren Wässern der Thermalen und von den sauren Exhalationen stark angegriffen. Nach einer Lagerung von 2 bis 3 Wochen war Weißblech vollkommen zerfressen.

Fig. 9 Soborom: Zentrale Aktive Zone. Nach einer Planetable-Aufnahme, Maßstab 1 : 2000



3. Zusammenfassung

Im Scheitelbereich der Aufwölbung des zentralen Tibesti-Gebirge gibt es drei geologisch bedeutende vulkanische Bauformen. Der Tarso Voon stellt eine riesige etwa 350 qkm große Einbruchcaldera des Katmai-Typ dar, aus der beim Einbruch gewaltige Glutwolken ausgeschleudert wurden, die als mächtige Ignimbritdecken

in weitem Umkreis um die Caldera Tarso Voon abgelagert wurden. Westlich der Caldera Tarso Voon sind zwei kleinere Strukturen, die von Soborom und die von Souradom, zu finden. Es handelt sich um vulkano-tektonische Dome. Durch Aufsteigen magmatischer Massen — die Aktivität scheint im Zusammenhang mit der Entstehung des Tarso Voon zu stehen — sind dort die Deckschichten aufgebogen worden. Als letzte Anzeichen

der vulkanischen Aktivität sind die postvulkanischen Erscheinungen von Soborom zu nennen. Die Strukturen werden an Hand von Karten und Profilen verdeutlicht. Bei Soborom, im zentralen Teil des Tibesti-Gebirges, westlich der Caldera Tarso Voon, treten in 2400 bis 2500 m Höhe die bedeutendsten rezenten postvulkanischen Erscheinungen des Tibesti auf, die als späte Zeugen des großartigen Tibesti-Vulkanismus tertiären bis quartären Alters gelten können. Im Zentrum eines vulkano-tektonischen Domes, der morphologisch als Mulde in Erscheinung tritt und hauptsächlich aus Basalten der Mittleren Dunklen Serie und Ignimbriten, Tuffen und Rhyolithen der Mittleren Hellen Serie der vulkanischen Abfolge des Tibesti-Vulkanismus besteht, findet man auf etwa 1 km Länge postvulkanische Erscheinungen in Form von Thermalquellen, Exhalationserscheinungen, „kühlen Fumarolen“, Solfataren, Schlammvulkanen und „toten“ Fumarolenfeldern.

Die Arten, das räumliche Auftreten, die Temperaturen und der Chemismus der postvulkanischen Erscheinungen wurden untersucht, wobei sich eine Gliederung in drei aktive Zonen ergab. Die Zentrale Zone zeigt die größte Vielfalt und stärkste Aktivität der postvulkanischen Erscheinungen. Die Westliche Zone ist die kälteste Zone mit der geringsten Intensität. Die Nördliche Zone nimmt eine Mittelstellung ein. Die Temperaturen der Thermalen und Exhalationen schwanken zwischen dem Siedepunktsbereich, der in Soborom bei 92 ° C liegt, und 21,5 ° C. Die Wasserstoffionkonzentration liegt hauptsächlich im stark sauren Bereich mit pH-Werten zwischen 1 und 2.

Summary

On the top of the uplift of the Central-Tibesti-Mountains you will find three geological significant volcanic structures. First the Tarso Voon, which is an immense, about 350 qkm large caldera of the Katmai-type. While the Caldera collapsed, „glowing clouds“ were exhausted and are now to be recognized as thick ignimbrit layers (welded-tuff layers) in a wide region around the caldera Tarso Voon. West of the Caldera Tarso Voon you can find two smaller volcanic structures, one at Soborom and one at Souradom. Their structures are those of volcano-tectonic domes. Ascending magma following the collapsing process of the caldera Tarso Voon has lifted up and followed the upper layers of igneous rocks at Soborom and Souradom. So the two volcano-tectonic domes seem to be a result of the Tarso Voon caldera origin. Late evidences of volcanic activity are the postvolcanic phenomena at Soborom. Maps and sections show the geological situation of these three volcanic structures in the Central-Tibesti-Mountains.

At Soborom, in the central part of the Tibesti-Mountains, west of the Caldera Tarso Voon, occur at an altitude of 2400 to 2500 m the most considerable recent postvolcanic phenomena. Those phenomena are the late evidences of the great Tibesti-volcanism of tertiary to quaternary age. In the center of a volcano-tectonic dome, built up mostly by basaltes of the Middle Dark Series (MDS) and ignimbrites (welded tuff), tuffs and

rhyolites of the Middle Light Series (MHS) of Tibesti-volcanism, you will find on a length of 1 km recent postvolcanic phenomena as thermes, exhalations; „cool“ fumaroles, solfataras, mud-volcanoes and fields of „dead“ fumaroles.

From the examination of those postvolcanic phenomena, their distribution, their temperatures and their chemical composition, results a division into three active zones. The Central Zone (Zentrale Zone) shows the greatest variety and the strongest activity of the postvolcanic phenomena of Soborom. The Western Zone (Westliche Zone) is the coolest, with little intenseness. The activity of the postvolcanic phenomena in the Northern Zone (Nördliche Zone) lies between the intenseness of the Central and Western Zone. The temperatures of the thermes and exhalations oscillate between 21.5 ° C and the boiling point, that lies at 92 ° C in the Soborom region. The potential of Hydrogen pH (logarithm of the reciprocal of the hydrogen ion concentration) lies with pH 1 to pH 2 in the very acid field.

Résumé

Il y a dans la région centrale du Tibesti trois formes du terrain volcanite d'importance géologique. Le Tarso Voon représente une grande caldera d'engrouffement de 350 qkm² du type Katmai, de laquelle pendant les eruptions des grandes masses de nuées ardents étaient lancées dehors qui étaient déposées comme ignimbrites autour de la caldera. A la côté ouest de la caldera du Tarso Voon il y a deux structures plus petites celle de Soborom et celle de Souradom, qui sont des dômes volcano-tectoniques. Par le soulèvement des masses magmatiques (l'activité semble d'être en corrélation avec l'origine du Tarso Voon) les couvertures étaient pliées vers le haut. Les derniers indices de l'activité volcanique sont les apparitions post-volcaniques de Soborom. Les structures sont rendues claires par des cartes et des profils.

A Soborom, au centre du Tibesti à l'hauteur de 2400 à 2500 m, on trouve les apparitions les plus importantes post-volcaniques récentes, qui sont des témoins tardifs du volcanisme tertiaire à quaternaire. Au centre d'un dôme volcano-tectonique, qui se montre comme cuvette et qui est construit par des ignimbrites, des tufs et des rhyolites de la série claire II et par des basaltes de la série noire II, on trouve sur une longueur de 1 km des apparitions post-volcaniques comme des thermes, des exhalations, des fumaroles (froids), des solfatares, des volcans de boue et des champs de fumaroles morts.

La manière, l'apparition de l'espace, les températures et la chimie des apparitions post-volcaniques étaient travaillées, par lesquels se rendait une structure à trois zones actives. La zone centrale montre la plus grande diversité et l'activité la plus forte des apparitions post-volcaniques. La zone la plus ouest est la plus froide avec une intensité peu considérable. La zone nord prend la place moyenne. Les températures des thermes et des exhalations oscillent à la sphère du point d'ébullition, qui est à Soborom à 92 ° C et 21,5 ° C. La concentration des ions d'Hydrogène est située à pH 1 et 2.

Literaturverzeichnis

- AMOSSE, M. (1934): Diatomées du Tibesti et du Djourab. In: DALLONI, M. Mission au Tibesti. *Mém. Acad. Sci.*, 61, 143-153, Paris.
- BLAIZOT, R. (1917): Les sources chaudes de Soboroum. — Renseignements coloniaux et Documents, 9. 10. 11. Comité de l'Afrique Française et le Comité du Maroc, Paris.
- BÖTTCHER, U.; ERGENZINGER, P. J.; JAECKEL, S. H. und KAISER, K. (1972): Quartäre Seebildungen und ihre Molluskeninhalte im Tibesti-Gebirge. — *Z. Geomorph. N. F.*, 16, 182-234.
- BRUSCHEK, G. J. (1969): Les phénomènes volcaniques récentes à Soborom (République du Tchad). — Fort-Lamy (vervielfältigt).
- BRUSCHEK, G. J. (1970): Geologisch-Vulkanologische Untersuchungen im Bereich des Tarso Voon im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ostsahara). — Diplom-Arbeit an der FU Berlin, Berlin.
- CHAUSSIER, J. B. (1970): Carte Minérale du Tchad. — Direction des Mines et de la Géologie, Service Géologique, République du Tchad, Fort-Lamy.
- DALLONI, M. (1934): Mission au Tibesti. — *Mém. Acad. Sci.*, 61/62, Paris.
- FRECHEN, J. (1967): Der Magmatismus. — In: *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie* (Hrsg. Brinkmann, R.) 3, 1-170, Enke-Verlag, Stuttgart.
- GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. et WACRENIER, Ph. (1957): Le volcan du Toussidé dans le Tibesti Occidental (Sahara du Tchad, A. E. F.). — *C. R. Acad. Sci. Fr.* 245, 1815-1818, Paris.
- GEZE, B. (1957): Reconnaissance volcanologique du Tibesti. *Bull. Dir. Min. Géol.*, A. E. F., 8, 119-125, Paris.
- GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. et WACRENIER, Ph. (1957): Morphologie et Dynamisme des grands volcans du Tibesti (Sahara du Tchad). — *C. R. Som. Soc. géol. Fr.*, 7, 117-120, Paris.
- GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. et WACRENIER, Ph. (1959): Les volcans du Tibesti (Sahara du Tchad). — *Bull. volcan. Ital.* 2, 22, 135-172, Napoli.
- GEZE, B.; VINCENT, P. (1957): Les volcans du Tarso Yega, du Tarso Voon et du Soborom, dans le Tibesti Central (Sahara du Tchad, A. E. F.). — *C. R. Acad. Sci. Fr.* 245, 1938-1948, Paris.
- KETTNER, R. (1958): *Allgemeine Geologie*. — 4 Bde., VEB Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- KLITZSCH, E. (1965): Zur regionalgeologischen Position des Tibesti-Massivs. — In: *Max-Richter-Festschrift*, 111-125, Clausthal-Zellerfeld.
- KLITZSCH, E. (1966): Comments on the Geology of the Central Parts of Southern Libya and Northern Chad. — In: WILLIAMS, J. *South-Central Libya and Northern Chad*, Petr. Expl. Soc. Lib. (PESL), 1-17, Tripoli.
- RITTMANN, A. (1960): *Vulkane und ihre Tätigkeit*. — 2. Aufl., Enke Verlag, Stuttgart.
- VINCENT, P. (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central. — *Mém. B. R. G. M.*, 23, Paris.
- WILLIAMS, H. (1941): *Calderas and their origin*. — Univ. Calif. Publ. Bull., Dept. Geol. Sci., 25, San Francisco.
- Carte de L'Afrique, 1 : 1 000 000, Bl. Djado (NF 33). — Inst. Géogr. Nat., Paris 1961.
- Minute Photogrammétrique, 1 : 200 000, Bl. Tarso Yega (NF 33 VI) und Aozou (NF 33 XII). — Inst. Equatorial de Recherches et d'Etudes Géologiques et Minière., Brazzaville 1957.
- Luftbilder der Serie NF 33 VI und NF 33 XII, 1 : 50 000 und 1 : 25 000. — Inst. Géogr. Nat., Paris 1957.
- WACRENIER, Ph. (1958): Carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 000 000. — Direction des Mines et de la Géologie, Brazzaville.
- WOLFF, J.-P. (1964): Carte Géologique de la République du Tchad. — B. R. G. M., Paris.

Abb. 1 Blick auf den Ostflügel der Soborom - Struktur. Im Vordergrund liegen die oberen Partien der Mittleren Dunklen Serie. Im Mittelgrund ist das Tal des Enneri Soborom und die fossile aktive Zone zu sehen. Den Hintergrund bilden Basalte der Mittleren Dunklen Serie, die von der Mittleren Hellen Serie und den Basalten der Obersten Dunklen Serie überlagert werden. Der Berggipfel am linken Bildrand ist der Ehi Duduri.

Aufnahme: Verfasser, 1967



Abb. 2 Souradom - Struktur. Im Vordergrund noch flachlagernde Ignimbrite sind im Hintergrund an einer Flexur steil aufgebogen. Unter den hellen Ignimbriten sind deutlich die Basalte der Mittleren Dunklen Serie zu erkennen.

Aufnahme: Verfasser, 1967

Abb. 3 Luftaufnahme des Tarso Voon. Die Luftaufnahme zeigt den östlichen Calderarand. Ignimbrite der Mittleren Hellen Serie bilden eine Rampe, über die Basalte der Oberen Dunklen Serie in den Tarso Voon geflossen sind. In der Caldera sind die beiden Vulkanbauten Ehi Michr (r) und Ehi Mussagur (l) und der nach Norden entwässernde Enneri Yedri deutlich zu erkennen.

Aufnahme: Verfasser, 1967

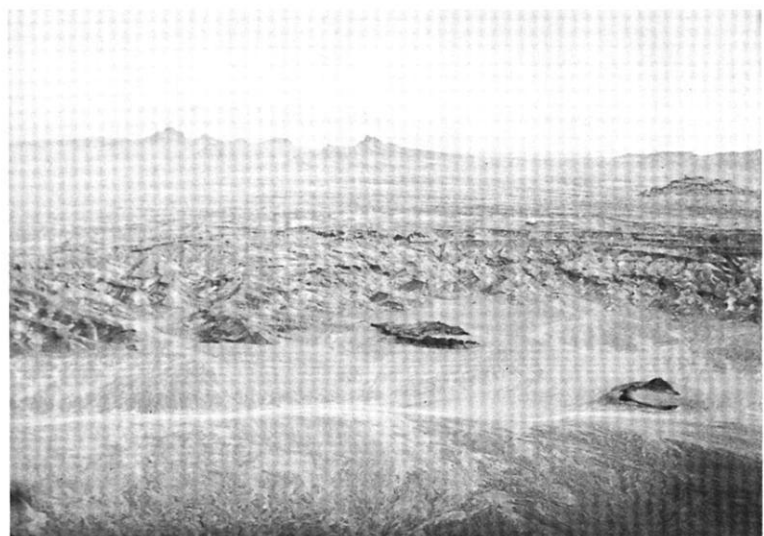


Abb. 4 Junge Vulkanbauten am Rand des Tarso Voon. Junge, kleine Vulkane, wie der Ehi Mussoi und Ehi Wurke, sind besonders am Nordrand der Caldera Tarso Voon auf den Rand aufgesetzt.

Aufnahme: Verfasser, 1967

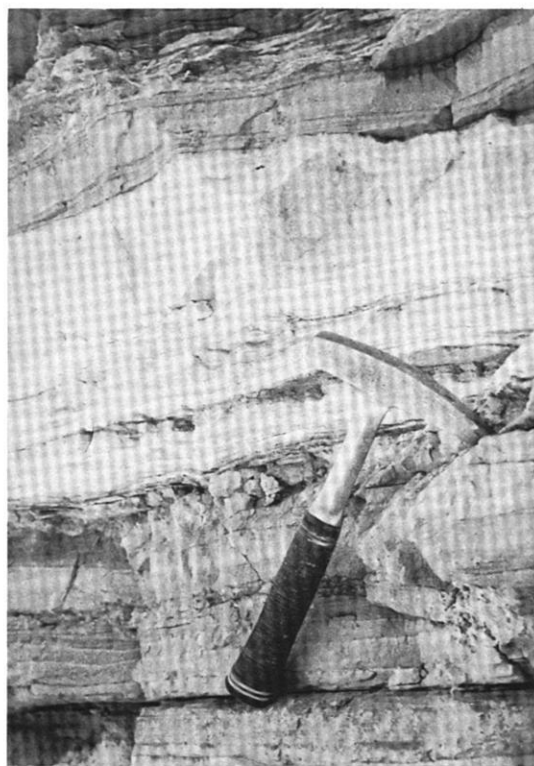


Abb. 5 Limnische, diatomeenhaltige Ablagerungen am Ehi Yedri.

Aufnahme: Verfasser, 1967



Abb. 6 Soborom. Nördliche Aktive Zone. Exhalationserscheinungen bei Soborom Kidissubi.

Aufnahme: Verfasser, 1967

Abb. 7 Soborom. Nördliche Aktive Zone. „Schlammquelle“ Soborom Kidissubi.

Aufnahme: Verfasser, 1967

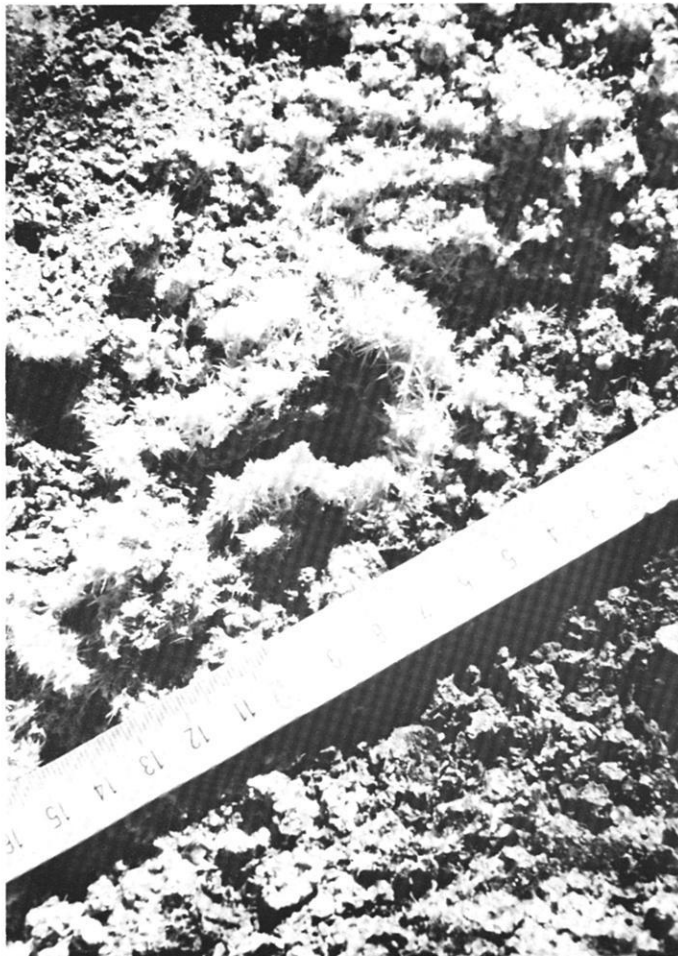


Abb. 8 Soborom. Nördliche Aktive Zone. In der Umgebung von Soborom Kidissubi treten zahlreiche Exhalationslöcher auf. An diesen Entgasungslöchern finden sich oft „Schwefelblume“-Ausblühungen.

Aufnahme: Verfasser, 1967



Abb. 9 Soborom. Zentrale Aktive Zone. Exhalationserscheinungen in der Zentralen Zone von Soborom.

Aufnahme: Verfasser, 1967



Abb. 10 Soborom. Zentrale Aktive Zone. Kleine Schlammprudel.

Aufnahme: Verfasser, 1967

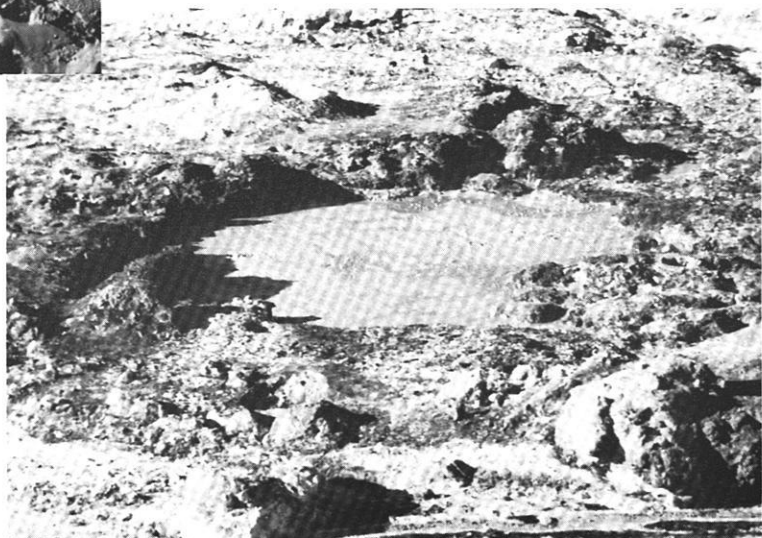


Abb. 11 Soborom. Zentrale Aktive Zone. Thermale 5.

Aufnahme: Verfasser, 1967

Abb. 12 Soborom. Zentrale Aktive Zone. An der heißesten Thermale 3 werden rezente Geyseritablagerungen gebildet, die aber nur eine Höhe von knapp 1,50 m erreichen.

Aufnahme: Verfasser, 1967

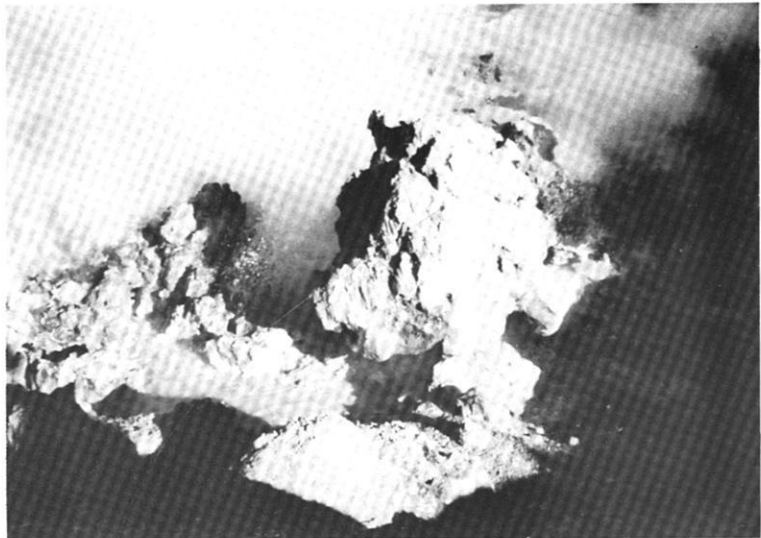
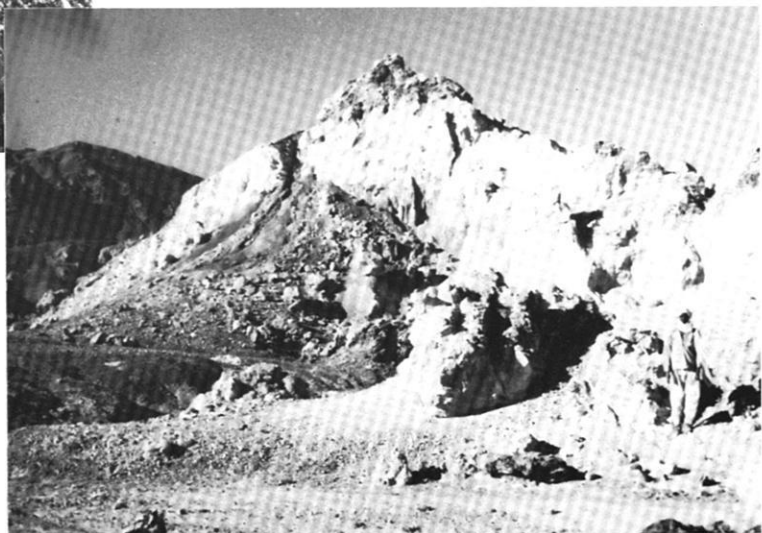


Abb. 13 Soborom. Zentrale Zone. Typischer, etwa 1,50 m hoher „Schlammvulkan“, dessen Kegel aus emporgeschleudertem Schlamm besteht.

Aufnahme: Verfasser, 1967

Abb. 14 Soborom. Westliche Aktive Zone. Subfossile Geyseritablagerungen, die bis zu 20 m mächtig werden, sind im westlichen Bereich Soboroms abgelagert. Im Hintergrund die oberen Partien des Basalts der Mittleren Dunklen Serie, der hier tiefgründig verwittert ist und weiche Hangformen ausbildet.

Aufnahme: Verfasser, 1967



Prozesse und Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche

Von KARLHEINZ KAISER

1 Einleitung

Als wohl größte randtropische Binnenwüste der Erde kann die Sahara zu den Trockenräumen des sommerheißen und relativ winterwarmen Klimas mit trockenen Luft- und Bodenverhältnissen (vollaride Wüsten) gerechnet werden (M. SCHWARZBACH, 1964). Darin nimmt das Tibesti-Gebirge (3415 m) zwischen 15° und 20° östlicher Länge, 24° und 19° nördlicher Breite sowie einer Gesamtfläche von ca. 130 000 qkm eine zentrale Lage ein. In seinen Rahmenbereichen schließen sich durch von zumeist großartigen Tafel- und Schichtstufenlandschaften mit Hammada-, Serir- und Staubwüstenflächen eingenommenen Schwellenräumen voneinander begrenzte Becken, welche überwiegend von erosiven und akkumulativen Windwirkungen bestimmt sind, an: das Murzuk-Becken nach NW bis W, das Kufra-Becken nach NE bis E und das Tschad-Becken nach S.

Die allgemeinen Vorstellungen über die Hauptfaktoren wie Temperatur, Niederschlag, potentielle Verdunstung und Anfall pflanzlicher Produktion sowie Gegebenheiten und Intensitäten der Verwitterung in den verschiedenen Klimazonen der Erde wurden in teilweiser Anlehnung an N. M. STRACHOW (1962, vgl. auch M. SCHWARZBACH in R. BRINKMANN, 1964) in Figur 1 zur Darstellung gebracht. Auf Grund der enormen Sommertemperaturen und täglichen Temperaturschwankungen sowie maximaler Werte potentieller Verdunstung, aber auch absoluter Minima von Niederschlag und Anfall pflanzlicher Produktion wären anhand dieser Darstellung in den vollariden Wüsten der Roßbreiten kombinierte Vorgänge der physikalischen Verwitterung, vor allem der „trockenen“ Temperatur-, Hydratations- und Salzverwitterung mit insgesamt relativ geringen Intensitäten bestimmend.

Die nachfolgenden Ausführungen über die Prozesse arider Verwitterung und dadurch erzeugten Formen am Beispiel des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche mögen dazu beitragen, die zuvor umrissenen Vorstellungen zu überprüfen. Darüber hinaus soll aber auch in diesem Raum anhand vorzeitlicher Verwitterungsbildungen der känozoische Klimawandel aufzuhellen versucht werden. Vor allem gilt es darzulegen, welche Wertigkeit solchen fossilen Verwitterungsspuren als Klimaindikatoren beizumessen ist und ob sie in Anbetracht so völlig gegenteiliger Auffassungen wie von den persistenten Wüstenkernräumen einerseits (u. a. W. MECKELEIN, 1959) und einer zeitweilig, vor allem während der quartären Pluvialzeiten nahezu völlig begrünter Sahara (u. a. J. HÖVERMANN im Rahmen von Vorträgen) andererseits geeignet erscheinen, die Änderungen des Klimageschehens in ihren Zeitphasen und Auswirkungen auf die Umweltgestaltung

in diesen Trockenräumen während der neuzeitlichen Ära unserer Erdgeschichte zu dokumentieren.

2 Physikalische Verwitterung

2.1 „Trockene“ oder unmittelbare Temperaturverwitterung (Insolation)

Sie wirkt bekanntlich in der Weise, daß Gesteine an der Oberfläche infolge Temperatur-Schwankungen Volumenänderungen erleiden. Größte Ausdehnung (Größenzuwachs) ist während der mittäglichen bis nachmittäglichen Erwärmung gegeben, geringste (Zusammenzug) in der Zeit der nächtlichen bis frühmorgendlichen Abkühlung. Des weiteren ist sie abhängig von Bedingtheiten des Substrats wie dessen unterschiedlichen Ausdehnungs-Koeffizienten, Farbgebung (vor allem auch in Bezug auf die Albedo-Wirkungen), Mineral-Zusammensetzungen, Wärmeleitfähigkeiten und Reagiervermögen im Hinblick auf Druckerhöhungen. Die Tatsache beispielsweise, daß Na SO₄ bei Tagesschwankungen der Temperatur von -1,47° bis 32° C ein viermal größeres Volumen hat, oder Mg SO₄ bei Tagesschwankungen der Temperatur von -3° bis 70° C vier verschiedene Salze liefern kann, dokumentiert Extremfälle der von den täglichen Temperaturschwankungen abhängigen, oszillierenden Druckfolge im Gestein, obzwar bei solchen Vorgängen auch Schwankungen in der Luftfeuchtigkeit (mit hygroscopischer Wasserzufuhr) eine wesentliche Rolle mitspielen (G. KNETSCH, 1960).

Die dadurch erzeugte Gesteinsaufbereitung erreicht vor allem als Folge ausgleichender Windeinwirkungen seine größten Werte bei windgeschützten Becken- und Gebirgsfußlagen, sie verringert sich hingegen mit zunehmenden Gebirgshöhen und Windeffekten. Die Tiefenwirkung in Fest- und Lockergestein sowie Böden ist im allgemeinen sehr gering einzuschätzen (Figur 2). Bei Gefügelockerungen durch Haarrisse bis zu echten Insolutions-Zerlegungen wie Trümmer- und Kernsprüngen dürfte sie maßgeblich beteiligt sein.

2.2 Frost- oder mittelbare Temperaturverwitterung

J. HÖVERMANN (1963, 1967, 1972), H. HAGEDORN (1966) und G. JANNSEN (1970, 1972) haben im Tibesti-Gebirge eine periglaziale Höhenstufe mit Strukturböden und flächenhaft-solifluidalen Schuttbewegungen oberhalb 1800 bis 2000 m ausgeschieden, inselhafte Vorkommen sogar bis in Höhen um 1000 bis 1200 m (J. HÖVERMANN, 1967). Dagegen erheben sich jedoch schwere Bedenken (K. KAISER, 1970, und B. MESSERLI, 1972). Es werden zwar dort Jahr für

Jahr weniger als 40 Frostwechseltage (allerdings keine Eistage) und im Winter spätnächtliche Temperaturen unter -10°C , maximal sogar von -15° bis -16°C (Emi Koussi) registriert (B. MESSERLI & D. INDERMÜHLE, 1968), doch reichen diese Gegebenheiten von Frosttemperaturen kaum aus, um wirksame Frostverwitterung auszulösen und selbst flachgründige Frostmusterböden sowie Solifluktions-Erscheinungen zu erzeugen, zumindest nicht im Sinne einer hier dominant wirksamen Gestaltung von entsprechenden Oberflächenformen. Unter natürlichen Gegebenheiten gebildet, werden nämlich selbst nach sehr strengen Winternächten am frühen Morgen kaum Eisbildungen unter Steinen, in Fugen und Porenhohlräumen an oder nahe der Erdoberfläche sowie über fließenden und selbst stehenden Wasseransammlungen angetroffen. Das hat folgende Gründe (K. KAISER, 1970; vgl. auch B. MESSERLI, 1972):

1. **Zu geringe Frostintensitäten und Frostdauer** im Zusammenhang mit der enormen mittäglichen Aufheizung (Figur 2). In Gebirgshöhen über 3000 m beträgt die Frostdauer zwar oft 12 bis 14 Stunden, doch erreichen hier die Minima selten Werte unter -5° bis -7°C . In Gebirgshöhen um 2000 bis 2500 m ist zumeist nur noch eine Frostdauer von 3 bis 4 Stunden gegeben, dafür werden hier aber von 3 bis 7 Uhr bereits deutliche Minima zwischen -7° und -10°C erreicht. Bei windgeschützten Beckenlagen in Gebirgshöhen um 1000 bis 1200 m beträgt die Frostdauer im Regelfalle nur noch 2 bis 3 Stunden, um aber in der Zeit von 5 bis 7 Uhr ein sehr ausgeprägtes Minimum bis -12°C zu erreichen. In den Gebirgsfußlagen treten hingegen Fröste nur noch als Ausnahmeerscheinungen auf.

2. **Zu geringe Frosteindringtiefen**. Wie die vorangestellten Temperatur-Diagramme (Figur 2) zeigen, sind Frosttemperaturen zumeist nur bis ca. 5 cm Bodentiefe wirksam. In Bodentiefen von ca. 20 cm betragen die Temperatur-Tagesamplituden kaum mehr als 2° bis 3°C , in ca. 30 cm nur noch ca. 1°C bei Zeitverschiebungen der Minima bis gegen 11 bzw. 12 Uhr mittags.

3. **Zu geringe Bodenfeuchte** in der winterlichen Jahreszeit. Monsunartige Starkregen stellen sich durchschnittlich all fünf Jahre zumeist nur an wenigen Tagen im Frühsommer ein. Erst in Gebirgshöhen über 2000 bis 2500 m sind Jahresniederschläge (überwiegend Sommerregen) von durchschnittlich 40 bis 50 mm zu registrieren (B. MESSERLI & D. INDERMÜHLE, 1968). Die Winter sind somit sehr trocken und insgesamt auch in höheren Lagen nahezu niederschlagsfrei. Auch die relative Luftfeuchte erreicht im Winter oft nur an wenigen Tagen etwas höhere Werte (K. KAISER, 1970, und B. MESSERLI, 1972 a). Winterlicher Taufall kann sich allerdings in höheren und windgeschützten Becken-Lagen häufiger einstellen. Doch ist daran keine nennenswerte Tiefenwirkung (selbst im cm-Bereich) geknüpft.

4. **Zu hohe Salzkonzentrationen**. Aus dem Grundwasserbereich aufsteigende und an der Erdoberfläche verdunstende Boden-, Gesteins- und Berg-

feuchte haben überwiegend zu hohe Salzkonzentrationen. Bei winterlich hier allgemein relativ hohen Grundwasserständen trifft das auch für fließende und stehende Gewässer zu (Abb. 28). Dadurch wird aber eine Eisbildung selbst bei Frostwerten unter -10° verhindert. Aus den winterkalten Binnenwüsten Innerasiens (z. B. im Tarim-Becken) wissen wir seit langem (J. WALTHER, 1921), daß selbst bei Temperaturen unter -30° ein Gefrieren von Seen wegen der zu hohen Salzkonzentrationen unterbleibt.

5. **Die konvergenten Erscheinungen der ariden Musterböden und Formen der „ariden Solifluktion“** (G. KNETSCH, 1950, 1954) sind von echten Frostmusterböden und Solifluktionserscheinungen oft kaum zu unterscheiden und daher leicht mit solchen zu verwechseln (K. KAISER, 1970). Die bisher angeführten Dokumentationen über frostgesprengte Blöcke (H. HAGEDORN, 1971: Abb. 68), Strukturböden (H. HAGEDORN, 1971: Abb. 21; G. JANNSEN, 1970: Abb. 32 bis 36; G. JANNSEN, 1972: Photo 1-4), Hangterrassetten und Solifluktionsdecken (J. HOVERMANN, 1963: Bild 3, vgl. dazu: K. KAISER, 1970; H. HAGEDORN, 1971: Abb. 69; G. JANNSEN, 1970: Abb. 21, 22, 24, 27, 31) vermögen den aufmerksamen Betrachter zumeist nicht davon zu überzeugen, daß hier echte Frostmusterböden und Solifluktionserscheinungen sowie durch Frostverwitterung erzeugte Gesteinsaufbereitungen vorliegen, zumindest nicht im Sinne einer rezent dominant wirksamen Oberflächenformung. Insbesondere vermißt man auch zu den Strukturböden und Solifluktionsformen ansprechenden Aufriß- und Grundriß-Zeichnungen von G. JANNSEN (1970: Fig. 10 bis 13, 1972: Fig. 1 bis 2) eindeutige Bildbelege. Gerade die unlängst von G. JANNSEN (1972: Photo 1 bis 4) für Frostmusterböden beigebrachten Dokumentationen dürften in der Tat weit eher als echte Belege für aride — im wesentlichen wohl durch Spülvorgänge erzeugte und teilweise auch durch nachhaltige Dehydratationswirkungen vor allem in den Feinerdebereichen durch Trockenrisse überprägte — Musterböden zu werten sein.

Die Ausführungen über „Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen“ von J. HOVERMANN (1972) entbehren demgegenüber jeglicher Dokumentation, zumal die beigefügten geomorphologischen Kartenskizzen (Tarso Ourari), wobei u. a. Solifluktions- und Fließzungenhänge ausgeschieden werden, kaum als belegkräftig angesprochen werden können. Auf Grund von Feldarbeiten in der Hochregion des östlichen Tibestigebirges zwischen Mouskorbé (3376 m) und Emi Koussi (3415 m) kam andererseits unlängst B. MESSERLI (1972 b) zu dem Befund, daß offenbar eindeutige Anzeichen rezenter Strukturböden und Solifluktionsformen nicht gegeben sind, und die „Periglazialwirkung“ unter den heutigen Klimaverhältnissen bestenfalls eine untergeordnete Rolle spielen könnte.

Nach den vorstehenden Ausführungen kann aber nur der Schluß gezogen werden, daß die winterlichen Nachtfroste lediglich im Sinne einer „trockenen“ Temperatur-Verwitterung wirksam sind.

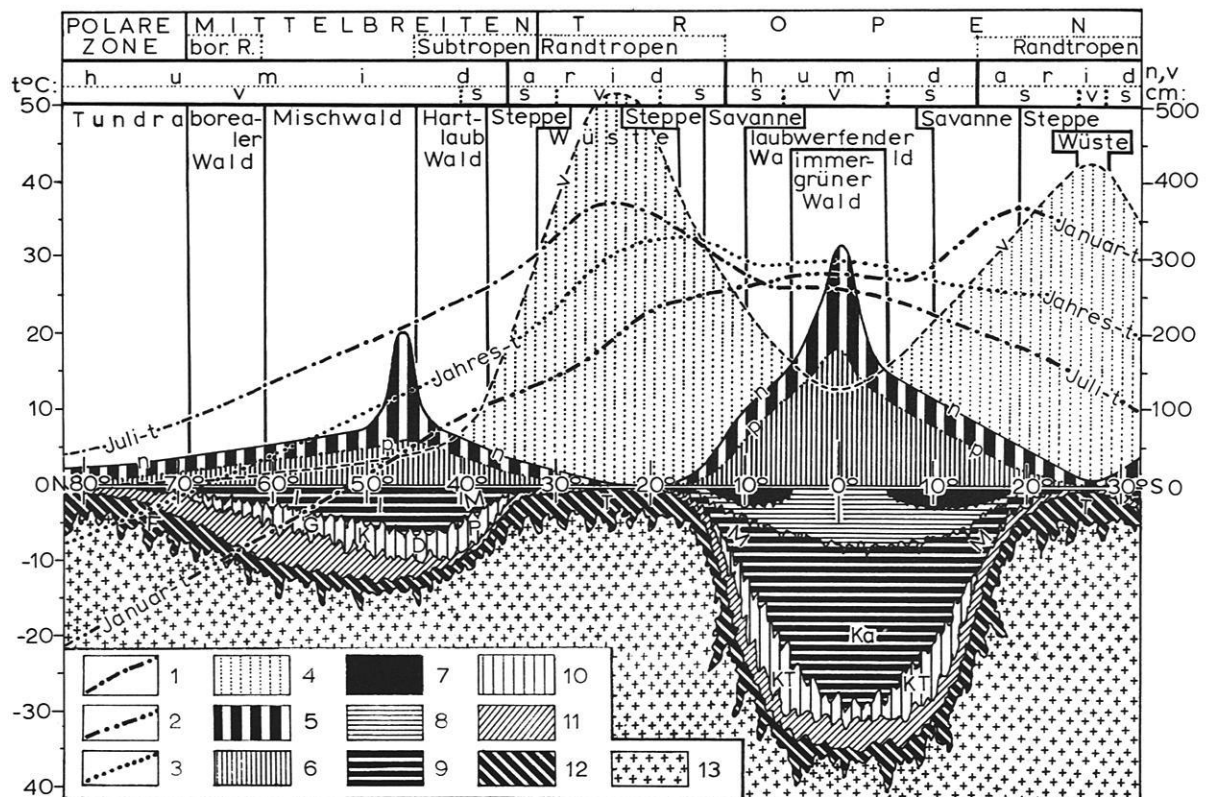


Fig. 1 Hauptfaktoren der Verwitterung in den verschiedenen Klimazonen

1 = Juli-Mitteltemperaturen ($t^{\circ}\text{C}$ = Temperaturen in $^{\circ}\text{C}$), 2 = Januar-Mitteltemperaturen, 3 = Jahres-Mitteltemperaturen, 4 = potentielle Verdunstungsmenge (v = pro Jahr in cm), 5 = Niederschlagsmenge (n = pro Jahr in cm), 6 = pflanzliche Produktion (p = schematische Jahresmenge), 7 = lateritische Hartkrusten ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$), 8 = chemische Verwitterung aus Hydrolyse mit ferralitischen Produkten: Eisenocker, Al_2O_3 (Latosole, Ferrisole, Kaolisole; Lösung und Abfuhr der Kieselsäure), 9 = chemische Verwitterung durch Hydrolyse mit fersiallitischen Produkten: Eisenoxyde und -hydroxyde, Al_2O_3 , SiO_2 (Abnahme der SiO_2 -Gehalte mit steigenden Temperaturen), Tonminerale (I = Illit-, M = Montmorillonit-, Ka = Kaolinit-Vorherrschaft), 10 = Lösungs- und Kohlensäureverwitterung (G = Gipskarst-, K = Karrenkarst-, D = Dolinenkarst-, P = Poljenkarst-Vorherrschaft, KT = tropischer Kegel- und Turmkarst), 11 = biologisch-chemische Verwitterung, 12 = physikalische Verwitterung (bzw. kombiniert physikalisch-chemisch-biologische Prozesse; F = vorwiegend Frostverwitterung; T = „trockene“ Temperatur- und Hydratations-, insbesondere auch Salzverwitterung), 13 = unverwitterter Gesteinsuntergrund, bor. R. = boreale Region.

Das Profil zeigt die Hauptunterschiede der Verwitterungsprozesse in Abhängigkeit von der Temperatur, dem Niederschlag und der potentiellen Verdunstung sowie dem Anfall pflanzlicher Produktion von den Polargebieten bis zu den Tropen sowie der Verwitterungsintensitäten in den randtropischen Trockenräumen und feuchten Klimazonen, wobei die besonders tiefgründige Verwitterung in den feuchten Tropen herausgehoben ist. (In teilweiser Anlehnung an N. M. STRACHOW, 1962.)

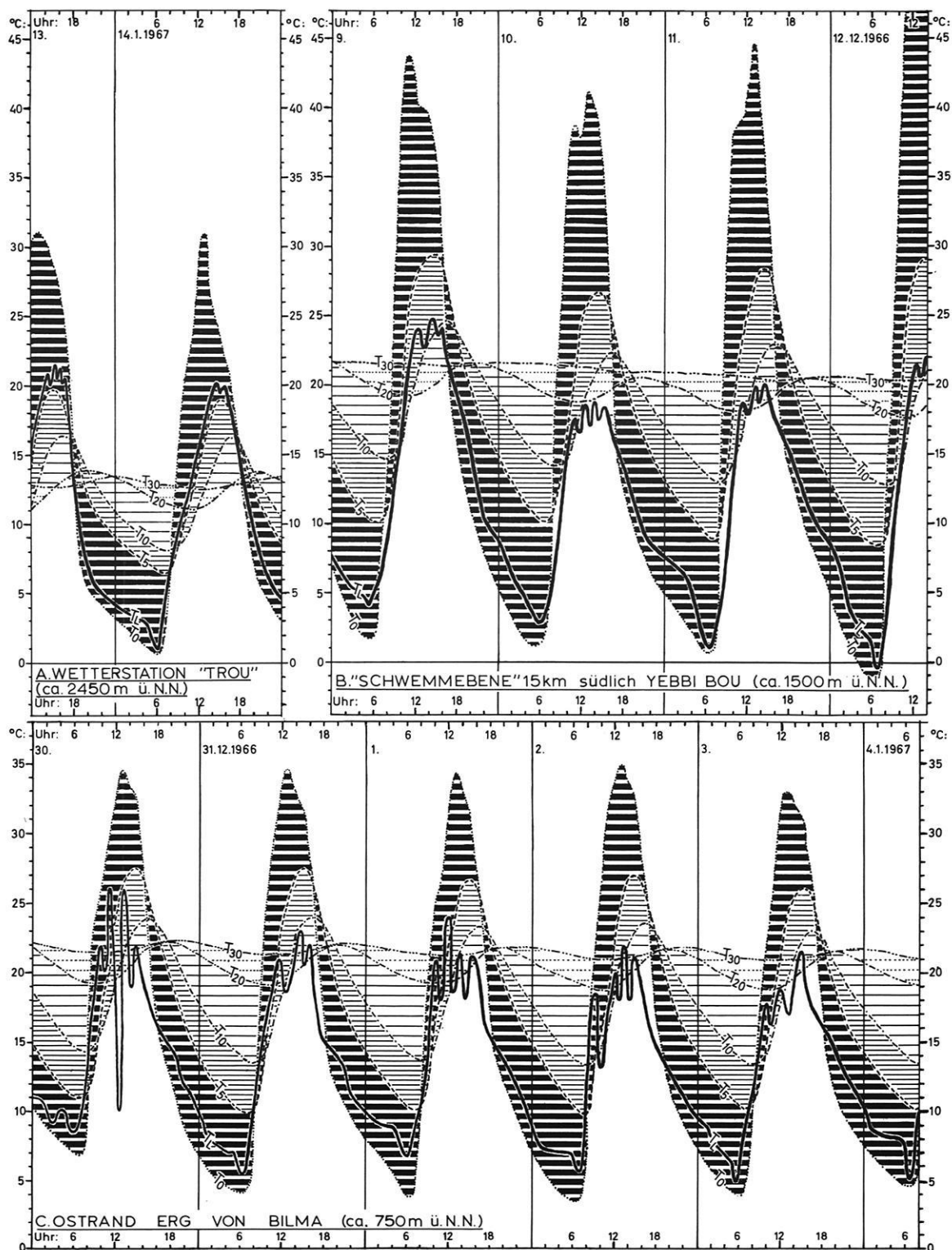


Fig. 2 Tagesgänge von Bodentemperaturen verschiedener Höhenstationen im Tibesti-Gebirge

T_0 , T_5 , T_{10} , T_{20} und T_{30} bedeuten die Tiefe der Messungen unter der Bodenoberfläche in cm, TL die Lufttemperaturen in 2 m über dem Erdboden. Die horizontal schraffierten Felder weisen die Hauptwirkungsbereiche der täglichen Temperaturschwankungen aus. (Alle Messungen wurden von W.-D. HECKENDORFF, Berlin, in den Wintermonaten Dezember 1966 und Januar 1967 an den genannten Stationen durchgeführt.)

2.3 Physikalische Hydratation

Als rein mechanische Wechselwirkung beruht sie auf dem Dipolcharakter von Wassermolekülen und wirkt durch die Anlagerung von Wassermolekülen an die Ionen einer Lösung oder von Kristallgittern. Durch solche Wasser-Adsorptionen erfolgen bekanntlich Quellungen mit Volumenzunahmen, die ihrerseits zu Sprengwirkungen veranlassen können. Die Dehydratation im ständigen Wechsel damit verursacht hingegen Schrumpfungen durch Wasserentzug infolge Austrocknung. Solche Wechselwirkungen sind hauptsächlich nur während der episodischen Regenzeiten gegeben und bei verschiedenen Substraten sehr unterschiedlich, am größten bei tonigen und besonders quellfähigen Lockersedimenten. Bei allen Hydratisierungs-Prozessen von Silikatgesteinen dürfte jedoch die Hydrolyse maßgeblich mitbeteiligt sein. Das erscheint vor allem unter hohen Temperaturen, insbesondere im Zusammenhang mit den mittäglichen Aufheizungen verständlich.

2.4 Salzverwitterung

Salze kommen in Wüstenbereichen nahezu überall an oder nahe der Bodenoberfläche vor.

1. Als Interstitialfüllungen (G. KNETSCH, 1960) sind sie in mal feineren, mal gröberen, häufig durch „trockene“ Temperaturverwitterung erzeugten Haarrissen bis Kern- und Trümmersprüngen, dann aber auch in den meist gröberen Druckentlastungs-Klüften und Abkühlungs-Fugen (magmatischer Gesteine) sowie in den tektonisch angelegten Spalten- und Kluftsystemen anzutreffen.

2. Als Effloreszenzen kommen sie nicht selten mit an der Landoberfläche z. B. in der Form der Gueltas sich dauernd, z. B. in der winterlichen Jahreszeit in bestimmten Talweitungen sich periodisch, z. B. in vielen Salzpfannen (Sebkhen) sich episodisch ansammelnden Wassermassen oder aber auch bei Grundwasseraustritten vor (Abb. 20). Das können ausgedehnte und oft mehrere Quadratkilometer messende sowie vielfach sehr mächtige Salzrasen der Salzpfannen sein. Andererseits sind sie aber auch lediglich in der Größe kleiner Salzflecken — z. B. als oft nur am frühen Morgen salzdurchfeuchtete Sandpartien der Wüste in der Art von „Ölflecken“ (G. KNETSCH, 1960) — oder als fein verteilte Ausblühungen gegeben.

3. Als Subfloreszenzen stellen sie sich im subkutanen Porenraum von Fest- und Lockergesteinen mit Einschluß der Böden und Verwitterungsbildungen kapillarartig mehr oder weniger dicht verteilt oder aber auch in Form von Lagen, Linsen und Ausfällungs-Ringen ein. Es verwundert nicht, daß die eingeborene Tibbou-Bevölkerung des Tibesti-Gebirges ihren Salzbedarf überwiegend daraus deckt.

Zersetzungsgebiete sind einmal alle Areale mit salziger Grundfeuchtigkeit bzw. an den Kapillarsäumen aufsteigender Boden- und Gesteinsfeuchte sowie die Bergfeuchte-Austritte an den meist steileren Hängen und Wänden. Andererseits sind sie aber auch im Zusammenhang mit allen linien- und flächenhaften Grundwasseraustritten gegeben, insbesondere in vielen Oasen-De-

pressionen. Dabei spielen folgende Faktoren eine wesentliche Rolle (G. KNETSCH, 1960):

1. Die „Aussetzungslage“, d. h. die Exposition hinsichtlich der Bestrahlung und Windeinwirkung, der Zugänglichkeit zum Kapillarsaum eines Wasservorkommens und für Salzlösungen, der Neigung von Hängen und Wänden sowie edaphischer Gegebenheiten.

2. Die Relationen von lokalklimatischen bzw. mikro-klimatischen zu den örtlichen petrographischen Verhältnissen, vor allem im Hinblick auf Permeabilität und Porosität des betreffenden Gesteins oder Bodens.

Hauptsächlich der Salzverwitterung muß zugeschrieben werden, daß die Produkte der Verwitterung und die Beträge der Bewegungsvorgänge von aufbereiteten Materialien in den Wüstengebieten recht ansehnlich sind. Während des ganzen Jahres erfolgen hauptsächlich kapillare bzw. subkapillare Wanderungen der Boden-, Grund- und Bergfeuchte zur gemäß der jeweiligen klimatischen Gegebenheiten sich ständig verlagernden Verdunstungsfront hin. Diese ist im allgemeinen an oder nahe der Boden- und Gesteinsoberfläche repräsentiert. An ihren Projektionen in die Tiefe, vor allem den Wandungen von Boden- und Gesteinshohlräumen wie Klüften, kann sie nach unten beträchtlich ausbuchten, sofern diese überkapillare Weite besitzen und nahe genug der Landoberfläche einen Luftaustausch zulassen. Dabei kommt es einerseits zu Lösungen vor allem der hygroskopischen K- und Mg-Salze sowie der noch leichter löslichen Na-Salze, ferner vorwiegend im Zusammenhang mit Hydratations-Prozessen zu Sprengwirkungen auslösenden Quellungen und Umbildungen. Bekanntlich beträgt bei der Umwandlung von Anhydrit durch Wasserzufuhr in Gips die Volumenzunahme 33 %. Andererseits stellen sich dort auch bei Verdampfungs-Prozessen aus meist übersättigten Lösungen unter Zurücklassung des Materialinhalts Auskristallisationen von Salzen und anderen Mineralaggregaten wie $MgSO_4$, Na_2SO_4 , $NaCl$ und KCl ein. In den weniger ariden Gebieten kommt es auf diese Weise aber auch zum Anwachsen von $CaSO_4$, $CaCO_3$, $Ca(NO_3)_2$, $MgCO_3$, $NaCO_3$, K_2SO_3 , KNO_3 und $K_2SO_4 \cdot Al_2(SO_4)_3 \cdot nH_2O$. Es ist wiederholt darauf hingewiesen worden, daß hierbei auf der Kristallisationskraft der Salze und bestimmter anderer Mineralaggregate („primärer Wachstumsdruck“) beruhende Sprengwirkungen von weit geringerer Effektivität sind als solche, die im Zusammenhang mit Hydratations-Prozessen durch Quellungen und Umbildungen ausgelöst werden. Es mag ferner noch darauf hingewiesen sein, daß selbst ein hier allgemein nur gering vorhandenes Maß an Feuchte solche Wirkungen auszulösen vermag, zumal ja insbesondere Effloreszenzen hygroskopischer K- und Mg-Salze (Bittersalze) schon bei niedriger Bodenfeuchte Veränderungen erleiden (vgl. u. a. G. KNETSCH, 1960).

Zweifelloos zeichnet sich ein Maximum der vor allem durch Migrationen und Ausscheidungen von Salzen bedingten und im Zusammenhang mit noch anderen Formungs-Prozessen wie Flächen- und Rinnenspülungen sich abspielenden Veränderungen während der

meist frühsummerlichen, episodischen Regenzeiten mit Nachschüben von Feuchtigkeit durch solche jeweilig oberflächenseitigen Infiltrationen und unmittelbar nachfolgenden Trocknungsphasen ab. Untergeordnet spielen dafür auch die hier seltener vorkommenden Nebelbildungen und lokal die zumeist im Winter sich häufiger einstellenden Taufälle eine Rolle. Dabei dürfte eine generelle Wirksamkeits-Minderung — wenn man von unterschiedlichen Expositions- und Lagebedingtheiten absieht — mit abnehmender Gebirgshöhe zu konstatieren sein, was mit abnehmender Feuchte, zunehmender Temperatur und Verringerung von Windeinwirkung zu begründen ist.

So gesehen muß einerseits die durch Wasseraufnahme (Hydratation) und Lösungsvorgänge sowie andererseits aber auch die durch Auskristallisationen aus verdunstenden, übersättigten Lösungen und Mineralwachstum bestimmte und ständig aktive Salzverwitterung im Zusammenhang mit der für sich wohl weit weniger bedeutsamen „trockenen“ Temperaturverwitterung in Wüstengebieten ähnliche Aufbereitungs-Prozesse im Gestein sowie Bewegungsvorgänge an oder nahe der Gesteins- und Bodenoberfläche auslösen wie die Frostverwitterung und Solifluktion in arktisch-subarktischen Gebieten bzw. nival-subnivalen Bereichen. Wie bei der Frostverwitterung das Maß der Wasserführung des subkutanen Fugen- und Porenraumes von ausschlaggebender Bedeutung ist, so dürfte auch bei der Salzverwitterung die Art der Verdichtungen bei Interstitialfüllungen und Subfluoreszenzen oberflächennaher Bereiche — vor allem, wenn die Öffnungen des Fugen- und Porenraumes möglichst eng und daher auch leichter mit Salzen verstopfbar sind — für den Grad und die Schnelligkeit von Aufbereitungs-Prozessen und Bewegungs-Abläufen entscheidend sein. Wird bei der Frostverwitterung die Wirksamkeit mit zunehmender Frostintensität allgemein erhöht, so kann man auch bei der Salzverwitterung arider Räume eine Wirksamkeits-Steigerung mit zunehmender Abkühlung — vor allem in höheren Gebirgsbereichen — erwarten.

2.5 Kombinierte Vorgänge der physikalischen Verwitterung und dadurch ausgelöste Formungsprozesse

Aus den meist kombinierten Vorgängen der physikalischen Verwitterung, namentlich der „trockenen“ Temperaturverwitterung sowie Hydratations- und Salzverwitterung, ergeben sich nun im Zusammenhang mit noch anderen mechanischen Wirkungen wie deflativer und korrasiver Winderosion zu allen Zeiten oder flächenhafter Abspülung und mehr linienhafter Fluvialprozesse während der episodischen Regenphasen sowie nicht zuletzt auch chemischen Verwitterungs-Abläufen insbesondere durch Hydrolyse ganz bestimmte Formungstendenzen.

Regelhaft, jedoch in gewisser Abhängigkeit der Expositionen von Wand- und Stufenbereichen vollziehen sich Ablösungen und Verstürze wandparalleler Gesteinspartien zumeist im Zusammenhang mit Druckent-

lastungsklüften. Sie stellen sich vor allem im Rahmen der seitlichen Erweiterung von Schluchten¹ und kastenförmigen Sohletalungen sowie an Steilstufen und sonstigen Wandpartien (Abb. 27, vgl. auch H. HAGEDORN, 1971: Abb. 20) häufiger ein. Andererseits führen diese überwiegend mechanischen Wirkungen zu lokalen Aufwölbungen mit Bildungen von kugeligen und schaligen sowie subaërisch zugerundeten, nackten Gesteins- und Blockstrukturen, an denen dann ein ständiges Abblättern, Abplatzen und Abbröckeln erfolgt.

Die Produkte der ariden Gesteinsaufbereitung weisen sich überwiegend als eckig-scharfkantiger und grobblockig-scherbiger Schutt bis splittrig-feindetritischer Grus aus. Die Grat- und Kammformen der Gipfelpartien sind von den höchsten Erhebungen bis in die Gebirgsfuß-Regionen hinab dominant als Blockschutt-Gipfel gekennzeichnet (vgl. K. KAISER, 1970: Abb. 1). Die vielfach unabhängig von ihrer ursprünglichen Lagerung aufrecht gestellten, kantigen Blöcke oder Gesteinsscherben obliegen in Abhängigkeiten von den Neigungen und nach ihrer Ablösung vom festen Gesteinsverband zunächst dem Versturz regellos in die orgelpfeifenartigen Zwischen-Hohlräume und dann der langsamen Versatz- und Gleitdenudation oder aber auch des rascheren Abtransportes bei den episodischen Abspülungs- und Fließvorgängen, wobei sie mehr und mehr in flacher geneigte Hangpartien geraten. Diese Hangformung ist somit äußerst ähnlich der durch Frostverwitterung erzeugten Frostschutt- bzw. Solifluktionshänge (vgl. K. KAISER, 1970: Abb. 2). Vor allem

1 J. HÖVERMANN (1963) und u. a. auch H. HAGEDORN (1971) vertreten die Auffassung, daß die Schlucht eine klimageomorphologische Charakterform eines unter den gegenwärtigen Klimabedingungen dominant fluvial geformten Wüstengebirgs-Stockwerkes — im Tibesti-Gebirge unterhalb 2000 bis 1800 m und oberhalb 600 bis 1000 m — ist. Dagegen ist anzuführen, daß die Talungen des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche nahezu ausnahmslos Vorzeitformen sind. Sie werden gegenwärtig nur im Gebirgskörper selbst durchschnittlich alle fünf Jahre während der meist nur ca. eine Woche andauernden, monsonalen Starkregen in der sommerlichen Jahreszeit und dann auch nur nennenswert in den Sohlenbereichen weitergebildet. Andererseits trifft es kaum zu, daß die Schlucht hier in irgendeiner Höhenstufe die durchweg am häufigsten auftretende Talform und überhaupt als Kennform eines Wüstengebirges anzusprechen ist, zumal sie ja auch in nahezu allen anderen Klimazonen der Erde vorkommt und dort oft gebietsbestimmend unter gänzlich anderen, teilweise völlig humiden Klimabedingungen ausgebildet worden ist. Zweifellos stellen sich Talschluchten häufiger, jedoch keineswegs dominant in verschiedenen Höhenstockwerken des Tibesti-Gebirges ein. Ihre Ausbildung unter bestimmten gesteinsmäßigen und strukturellen Gegebenheiten verdanken sie hier überwiegend großen Augenblicksleistungen. Sie dürften häufiger mit den katastrophalen Ausflüssen von unter zumeist pluvialzeitlichen Klimabedingungen angelegten Talstauseen in Zusammenhang zu bringen sein. Unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen werden sie überwiegend zu kastenförmigen Sohletalungen erweitert. Für diese Umgestaltungen spielen die ständigen Ablösungen und Verstürze von schluchtwand-parallelen Gesteinsbereichen im Zusammenhang mit Druckentlastungsklüften eine maßgebliche Rolle.

während der episodischen Regenzeiten stellen sich dabei nicht selten Durchtränkungs-Fließerdeerscheinungen ein wie Kleinterrassierungen oder fließzungen-artige Gebilde bis zu erdgletscher-artigen Formen hin, die in der Tat von echten Solifluktions-Erscheinungen kaum zu unterscheiden sind (vgl. u. a. G. JANNSEN, 1970: Abb. 20 bis 36 und Fig. 10 bis 12). G. KNETSCH (1950, 1954) hat deshalb auch mit voller Berechtigung von arider Solifluktion gesprochen.

Als vielfach gleichmaßstäbliche Analoga zu den Frostmusterböden können die weit verbreiteten ariden Musterböden gelten (vgl. u. a. K. KAISER, 1970: Photo 4 bis 15). G. KNETSCH (1950, 1954) hat sie als saharische Strukturböden bezeichnet. Sie sind natürlich keine Strukturböden im eigentlichen Sinne und verdanken ihre Entstehung hauptsächlich dem wiederholten, episodischen Aufreißen durch Sekundärrisse fein gegliederter, polygonaler Spaltenetze durch Austrocknung infolge Verdunstung dafür geeigneter Substrate nach vorausgegangener Durchfeuchtung und der im Wechsel von Hydratation und Dehydratation sowie vor allem auch durch Salzverwitterung gesteuerter Bewegungs- und Sortierungs-Prozesse. Sie finden sich:

in den mit Tonen und Schluffen erfüllten Kolken und Rinnen der Talsohlen,

in den oberflächennahen Bereichen von tonig-feinkörnigen Absätzen der gegenwärtigen und vorzeitlichen Endpfannen,

in fast allen feinerdigen und zumeist pluvialzeitlichen Seebildungen,

in den meist pelitischen Alluvionen aller größeren und kleineren Geländeformeln der ausgedehnten Hamada- und Serirflächen sowie der Pedimente und Schwemmebenen,

in zumeist kleinpolygonaler Musterung subkutan auch in den Staubwüsten-Depressionen,

in besonders großer Musterung auf der meist stark windüberschliffenen Gips-Serir.

Eine Sonderstellung nehmen solche der Salzpflanzen ein mit den oft durch kleine Steinpyramiden (infolge Salzhub) gekrönten sowie insgesamt unregelmäßig rauhen und schollenartig aufgerissenen Salz-Ton-Oberflächen.

3 Chemische und biologische Verwitterung

Prozesse der chemischen und biologischen Verwitterung spielen auch in den Wüsten eine beachtliche Rolle. Nur hat man dabei zu bedenken, daß sich solche Vorgänge nicht wie in humiden Klimaten von oben aus der Atmosphäre über die Biosphäre und Pedosphäre nach unten in die Lithosphäre hinein abspielen, sondern umgekehrt von Innen nach Außen. Sie sind oft ähnlicher Natur wie jene, die zuvor hinsichtlich der Salzverwitterung umrissen wurden. Solche chemischen Prozeßabläufe werden allgemein bestimmt durch das Verhalten von Boden-, Gesteins-, Grund- und Bergfeuchte im Verdunstungsbereich der Litho- und Pedosphäre sowie vor allem in einer Zone, die in wechselnder Dicke und Lage in kapillarer Kommunikation mit ihr steht, entweder aufgefüllt oder geleert wird und sich auf die Verdunstungsfront zu oder davon weg bewegt.

Bekanntlich spielen bei der chemischen Hydratation neben den rein mechanischen Quellungs- und Schrumpfungswirkungen auch Prozesse der chemischen Umwandlung gleichzeitig mit. Das ist beispielsweise im Zusammenhang mit der schon angeführten Salzverwitterung vielfach gegeben. Aber auch Erscheinungen der Limonitisierung, Sulfatisierung, Chloritisierung und Serpentinisierung sind bei geeigneten Substraten und bestimmten Lagebedingungen nicht selten zu beobachten. Lokal ist auch die Oxydations- und Säureverwitterung wirksam.

Im Tibesti-Gebirge kommen keine Karbonatgesteine vor, wenn man von zumeist pluvialzeitlichen, karbonatischen Seebildungen absieht, für deren organogene Entstehung in erster Linie Kalkalgen und Characeen verantwortlich sind. Optimale Bildungsbedingungen für Lösungsvorgänge in Karbonatgesteinen (Korrosion) durch CO₂-Verwitterung sowie für Karbonat- und Gipskrusten sind ja auch offenbar erst außerhalb der Vollwüsten gegeben. Fossil treten aber im Tibesti-Gebirge mächtige Caliche-Bildungen vor allem über solchen karbonatischen Seeabsätzen auf, wovon später noch ausführlicher die Rede sein soll.

Als ± rezente Erscheinungen kommen örtlich dünne Karbonatkrusten über stationären Dünensanden vor. Weiter finden sich über geeigneten Substraten (beispielsweise über vulkanischen Tuffen und Breccien) auf Lösungswirkungen zurückgehende karbonatische Übersinterungen von Wand- und Hangbereichen, die im Zusammenhang mit episodischen Abspülungen (gelegentlich auch Unterspülungen) entstehen (vgl. Abb. 13). Erwähnung verdienen aber auch die oberseitig durch kleine, oft nur cm-breite und wenige mm-tiefe Rillen in paralleler Anordnung ziselierten Rillensteine. Ihre Ausbildung ist der ätzenden Lösungswirkung unter dem Einfluß des CO₂-Gehaltes feuchter Bodenluft vor allem bei Bodennebel- und Tauniederschlägen zuzuschreiben. Sie kommen allerdings im Tibesti-Gebirge selbst wegen des Mangels an Karbonatgesteinen kaum vor, wie überhaupt solche Erscheinungen offenbar am häufigsten erst bei karbonatischen Blöcken und Geröllen in den Wüstensteppen gegeben sind.

Die wirkungsvollsten chemischen Verwitterungen in der Wüste werden indessen durch Hydrolyse bewirkt. Das ist nicht allein damit zu begründen, daß dort überwiegend Silikatgesteine an die Oberfläche treten. Die ablaufenden Prozesse kennzeichnen sich bekanntlich als chemische Umsetzungen der Ionen eines Salzes mit denen des Wassers auf Grund des dissoziierenden Wirkungsvermögens des Wassers.

Eine durch Bodentiere, Pflanzen und Pflanzenwurzeln bewirkte biologische Verwitterung ist in der Wüste überwiegend nur von lokaler Bedeutung, weit wirksamer wird sie erst in deren schon weniger ariden Randbereichen. Immerhin ist die oft maßgebliche Mitbeteiligung pflanzlicher Organismen, vor allem von Blaualgen (*Cyanophyceen*), bei der Ausbildung des Wüstenlackes u. a. durch F. SCHEFFER, B. MEYER & E. KALK (1963) sowie W. E. KRUMBEIN (1969) einwandfrei nachgewiesen worden.

4 Kombinierte Prozesse der ariden Verwitterung sowie dadurch erzeugte Formen und Bodenbildungen

4.1 Hartrinden und Kernverwitterung

Nach G. KNETSCH (1960) wird sie sowohl von oben her langsam oder plötzlich eindringenden Regenfällen sowie selbst auch durch Bodennebel oder Taufälle als vielmehr noch von unten her aus dem Boden- oder Gesteinsinnern kapillar zur Verdunstungsfront an oder nahe der Außenhaut aufsteigender Lösungen bestimmt. Dabei verdampft dann das Wasser bzw. die Lösung unter Zurücklassung der Mineralinhalte unter dem Einfluß der Austrocknung, wobei Lagebedingtheiten im Hinblick auf Sonneneinstrahlung und Windwirkung eine Rolle spielen. Andererseits beeinflusst aber auch das Substrat maßgeblich die Hartrinden- und Kernverwitterung. So ist der Aufbau von Locker- und Bodenbildungen oder die nach Chemismus, Mineralinhalt, Körnigkeit und Gefüge bestimmte Verschiedenartigkeit von Festgesteinen, auf denen die Niederschläge auftreten und an Poren, Spältchen, Fugen und Klüften eindringen sowie sich gelegentlich hier dendritenartig seitlich ausbreiten, oder in denen die Lösungen aus dem Innern nach Außen aufsteigen, mit allen Gegebenheiten hinsichtlich der Mächtigkeiten und Lagerung sowie der Lage zum Grundwasserspiegel und der Möglichkeiten der Wasserzirkulation mitbestimmend. Durch Spritzwasser und den Wind verfrachtete hygroskopische Salze können verstärkt zur Rindenbildung beitragen, indem sie sowohl das bloße Ansaugen von Luftfeuchte bewerkstelligen als auch den kapillaren Aufstieg von Porenwasser begünstigen.

Auf diese Weise entstehen nicht nur periphere Hartrinden, sondern auch solche, die zweiseitig die Hohlräume von Spalten, Klüften, Fugen und oft selbst feinen Haarrissen mehr oder weniger einhüllen. Sie können ferner sowohl als einfache „Außenhautverdichtungen“ als auch in Form konzentrisch-ellipsoidförmiger Ausfällungsringe („Inkrustationen“) in parallel-streifiger Anordnung von jeweils mm-Bruchteilen messender bis zu einigen cm anschwellender Dicke in Erscheinung treten. Als „Schutzrinden“ (J. WALTHER, 1961) bieten sie oft Schutz gegen die eigene Weiterbildung, indem sie das Niederschlagswasser ablaufen oder aber an ihnen so tief eindringen lassen, daß ein unmittelbarer Wiederaufstieg nicht möglich ist.

Nicht selten sind auch die Hartrinden-Oberflächen von Festgesteinen — insbesondere bei flachdomförmigen Schildinselbergen und luvseitig gegen Sonneneinstrahlungen und Windeinwirkungen exponierten Wänden in den Sandsteinmassiven des Tibesti-Gebirges — in der Art von Schildkrötenpanzern durch Trockenrisse mit leicht konvex aufgewölbtem Innern polygonal gemustert (Abb. 1 und 3; vgl. auch K. KAISER, 1972 a). Offenbar haben von außen bewirkte Durchfeuchtungen mit durch Hydratations-Prozessen veranlaßten Quellungen im Rahmen nachfolgender Austrocknung durch Vorgänge der Dehydratation ausgelöste Schrumpfungen solche Trockenriß-Muster erzeugt. Sie dürften während initialer Phasen der Prozeßabläufe von Hartrin-

den- und Kernverwitterung angelegt und dann im Fortgang der eigentlichen Krusten-Ausbildungen rasch fossilisiert worden sein.

Die Hartrinden an und nahe den Gesteinsoberflächen werden zumeist durch oxydische und hydroxydische Verbindungen des Eisens — wie dem hydroxydischen ($\text{FeO} \cdot \text{OH}$) Goethit (Nadeleisen) und Limonit (Brauneisen) insbesondere über Sandsteinen oder dem oxydischen Hämatit (Fe_2O_3 , Roteisen, Eisenglanz) und Magnetit (Fe_3O_4) insbesondere über Basalten — Mangans, Aluminiums und Siliziums, vielfach aber auch des Phosphors und Stickstoffes oder aus deren Kombinationen mit wechselnden Anteilen der Einzelelemente sowie in der Form von bzw. in Verbindung mit Karbonaten (Ca, Mg) oder Salzen (bzw. Gips) gebildet.

Als „Patina“ schützen sie Gesteine sowie Schutt-, Block- und Geröllkomponenten nach außen (Lufthülle). Sie wird im wesentlichen durch Eisen-Mangan-Oxyde (bzw. Hydroxyde) und basisch-kohlensäure Verbindungen, welche hauptsächlich auf chemischen Einwirkungen des Sauerstoffs, Wasserstoffs (H_2O) und Kohlenstoffs (CO_2) der Luft zurückzuführen sind, vorgestellt. Als „Wüstenlack“ überziehen sie vor allem wieder durch oxydische oder hydroxydische Eisen-Mangan-Häute ausgewiesene, dunkelbraune und rauhe „Dunkelrinden“ lediglich oberseitig die auf den weiten Flächen vor allem der Eluvial- und Kolluvial-Hammada (insbesondere der Sandstein- und Basalthammada) bloßliegenden Felsschutt-Trümmer und Gesteinsblöcke (vgl. u. a. H. HAGEDORN, 1971: Abb. 5 und 6). Als hauchdünne Kieselkrusten-Überzüge sind sie ferner überall oberseitig bei den windüberschliffenen Geröllen (Windkantern) der Grob-Serir-Flächen anzutreffen (Abb. 34). Bekanntlich sind sie ja auch in den Kältewüsten weit verbreitet. Zwar dürfte hierbei sowohl die Ausbildung von Kanten quer zur Hauptwindrichtung sowie von Fazetten und parallelen Kannelierungen auf den windpolierten Flächen in der Windrichtung als auch jene der durch Glätte und Glanz ausgewiesenen Windpolituren der korrasiven Windeinwirkung, im wesentlichen dem Staub- und Sandschliff zuzuschreiben sein. Ihre oft nur mm-Bruchteile messende und selten mm-Dicke übersteigende Basis-Haut ist zumeist als gelartiger Kieselsäure-Niederschlag infolge „Ausschwitzung“ ausgewiesen. Solche hauchdünnen Kiesel-Hartrinden sind fast immer oberseitig bei den windüberschliffenen Quarz-, Quarzit-, Lydit- und ähnlichen Geröllen in prägnanter Form gegeben, andererseits aber auch bei windbearbeiteten Basalten und Geröllen anderer Gesteinsnatur auf den weiten Grob-Serir-Flächen nicht selten.

Die Effektivität der Hartrinden-Bildung ist offenbar in hohem Maße expositionsabhängig. An sonn- und wind-luvseitigen Wand- und Hangbereichen sind Hartrinden zumeist nahezu unzerstörbar. Dort haben sie oft auch ein hohes Alter. Das ist u. a. dadurch zu belegen, daß sich in solchen mit Hartrinden überzogenen Partien durch den Vorzeitmenschen angefertigte und bis zu ca. 8000 ^{14}C -Jahren datierte Felsgravuren völlig un-

versehrt erhalten haben (Abb. 19 und 20). Dort fungieren sie somit als echte Schutzrinden. Andererseits können aber solche Prozesse der Hartrindenbildung in wenigen Jahren oder Jahrzehnten ablaufen. Das ist u. a. damit zu begründen, daß gelegentlich vor allem bei im Hinblick auf die Sonnenbestrahlung und Windeinwirkungen schatt- bzw. leeseitigen Expositionen oder bei zu geringer Höhenlage über der normalen Landoberfläche solche vom Vorzeitmenschen in Hartrinden von Felswänden angelegten Felszeichnungen selbst jüngster Zeitstellungen vor allem durch Vorgänge der Salz- und Schalenverwitterung bis zur völligen Unkenntlichkeit zerstört worden sind, wobei sich unter den abgewitterten Hartrinden zumeist in aller Kürze bereits neue Rindengenerationen ausgebildet haben (Abb. 4, 9, 20 und 21). Ebenfalls belegen die zumindest in Ansätzen gegebenen Krustierungen und Patinierungen an bestimmten und nachweislich vor nicht allzu langer Zeit (oft nur wenige Jahre) an den Wüstenpisten weggeworfenen Gegenstände oder auf den oberflächennahen Komponenten von jungen Schuttmassen am Fuß von Wänden und den meist durch Flächenspülungen vor nicht allzu langer Zeit verfrachteten Felsschutt-Trümmern und Gesteinsblöcken bei aktiven Pedimenten und Schutthängen, daß solche Krustierungs-Prozesse doch sehr kurzfristig ablaufen können.

Unter den Hartrinden weist sich das Gesteinsinnere als Produkt ständiger Zermürbung und Zersetzung des Gesteins sowie dessen mineralischer Verarmung infolge ständiger Lösungsvorgänge und Abtransporte nach außen (Hartrinden) durch Kernfäulnisbereiche aus (Abb. 4 bis 9). Bereits O. FRAAS (1867) hat in diesem Sinne von einer „Verwitterung von innen heraus“ gesprochen.

4.2 Schalenverwitterung (Desquamation, Exfoliation)

Sie äußert sich in bankförmigen („sheeting“) und kugelschaligen Absonderungen („spheroidal weathering“) oder aber in einfachen Absplitterungen („spalling“) und Abschuppungen („flaking“). Außerdem kann sie konvex von oben her ansetzen und zunehmend nach unten zur normalen Landoberfläche hin fortschreiten oder aber auch umgekehrt wirken (Abb. 9), wobei sie dann nicht selten bereits unterirdisch ansetzt („hypogenic exfoliation“). Im letzten Fall (Abb. 1 und 4) erfolgt das Zurückverlegen von Wänden durch Abbrechen und Abgleiten („Detraktion“) von Schalentteilen im Schwerefeld (vgl. u. a. C. D. OLLIER, 1965).

Teilweise ist sie durch primäre Schalenstrukturen — beispielsweise bei Tiefengesteinen wie Graniten aus der Zeit ihrer Erstarrung — oder Druckentlastungsklüfte vorgezeichnet (Abb. 4). Oft bestimmen aber auch aus rostfarbenem Limonit oder anderen Substanzen wie Eisen-, Mangan- und Kieselsäure-Verbindungen (oder deren Kombinationen) gebildete und oft in mehreren peripheren, konzentrisch-ellipsoidförmig den Gesteinskörper nach außen umhüllenden Schlieren in der Art von Hautverdichtungen und Subfloreszenzen, welche sich vielfach in der Form von LIESEGANGSchen Ringen auf Grund von außen nach innen eindringender

Sickerwässer an der Infiltrationsgrenze oder aber weit häufiger noch als dem Innern nach außen aufgestiegene Lösungen an der klimazeitlich schwankenden Verdunstungsfront ausgefällt haben, die Ansätze von Abschaltungen. In den Frostwirkungsbereichen vor allem arktisch-subarktischer Gebiete, wo solche Erscheinungen ebenfalls nicht selten zu beobachten sind, kann das durch den schaligen Aufbau von Eisschichten bewerkstelligt werden.

Die Abschaltungen selbst werden vor allem durch folgende Prozesse (bzw. deren Kombination) besorgt (vgl. u. a. G. KNETSCH, 1960):

1. „allothermische“ Entwicklungen als „Dilatation“ (Ausdehnung und Kontraktion im wiederholten, vor allem tageszeitlichen Wechsel infolge der enormen Temperaturschwankungen) mit oder ohne Wirkungen der Sonneneinstrahlung sowie von Wasser, Frost (bzw. Eis) und chemischen Vorgängen;
2. Hydratation und Dehydratation unter Beteiligung von Hydrolyse und Salzverwitterung;
3. chemische Angriffe durch Lösungen und Ausfällungen entlang eindringender Feuchtfronten bzw. auf- oder absteigender Verdunstungsfronten.

Der Auslöse-Vorgang des Abschalens, Absplitterns, Abschuppens, Abplatzens und Abbröckelns von Hartrindenteilen an der Außenhaut von Gesteinsoberflächen (vor allem an Wänden) wird zumeist bei den von unten nach oben fortschreitenden Vorgängen vielfach durch Unterschrägung besorgt. Sie kann mechanisch-erosiver Art sein und dann vielfach bei Ab- und Ausspülungen bei Starkregen (vor allem bei Platzregen) sowie durch Ab- und Ausfegen im Zusammenhang mit kräftigen Windwirkungen (vor allem bei Lee-Verwirbelungen) bewerkstelligt werden (Abb. 4), ferner aber auch auf Ausquellungen plastischen Materials oder der geochemischen Abblätterung bzw. Absandung über einer Subfloreszenz (mit oder ohne Hydratations-Wirkungen) beruhen (Abb. 9).

Die Abschaltungs-Verwitterungsformen sind nicht zuletzt auch weitestgehend durch den petrographischen Charakter der Gesteine und ihrer strukturellen Gegebenheiten bestimmt. So sind vor allem dichte Vulkanite wie Basalte durch spezifische Absonderungen und daraus hervorgebrachte Formen gekennzeichnet.

Der Schalenabbau schreitet offensichtlich im Lee kräftiger Windeinwirkungen (vor allem als Folge von Lee-wirbel-Wirkungen) und ebenso bei meist schattseitig sich einstellender Schattenverwitterung weit schneller fort (Abb. 1 bis 9). Bemerkenswert ist auch, daß sich beim Abbau von Krustenpartien durch Schalenverwitterung vor allem in Bereichen außerhalb des eigentlichen Kernfäulnis-Inneren unter den ablösenden Schalentteilen zumindest in Ansätzen stets neue Hartrindengenerationen einfinden (Abb. 4, vgl. auch H. HAGEDORN, 1971: Abb. 11).

4.3 Hohlkehlenverwitterung

Sie tritt einmal als Zellen- und Wabenverwitterung bevorzugt schattseitig in zumeist aus

groben Sandsteinen (seltener auch Konglomeraten) aufgebauten Wänden und Einzelfelsen auf (Abb. 13 bis 15). Die Ausbildung der Zellenwände als durch gelartige Kieselsäure-Ausscheidungen verglaste Kluftwand- oder Schichtfugen-Verdichtungen mit ihren charakteristischen, wulstigen Verdickungen (Abb. 14 bis 15) knüpft sich überwiegend an \pm horizontale Schichtfugen und vor allem an \pm senkrecht dazu verlaufende Klüfte (bis zu feineren Haarrissen). Dort haben sich bevorzugt kanalisierte Wanderungen und gelartige Ausfällungen von Kieselsäure-Solen im Rahmen von aus dem Gesteinsinnern heraus nach außen aufsteigenden Lösungen vollzogen.

Die zumeist durch Salzverwitterung und Hydratationsprozesse ausgelöste und von schalenartigen Wanddepressionen ausgehende Auswitterung von Zellen, Waben, Nischen und Bröckellöchern zwischen den Zellenwänden erfolgt als Absanden sowie Abbröckeln und schuppiges Abblättern parallel zu den Zellenwandungen mit bevorzugter Rückverlegung der Zellenrückwände gegen das Gesteinsinnere hin. Die Ansätze dafür können sowohl durch mechanische — wie Abspülvorgänge oder Winddeflation — oder chemische Wirkungen — wie selektive Angriffe auf die weniger Abtragungswiderstände bietenden petrographischen oder strukturellen Inhomogenitäten — als auch durch Kombinationen mechanischer und chemischer Prozesse verursacht sein. Als Ergebnis werden Gitter- und Netzstrukturen mit charakteristischen, \pm senkrechten und meist wulstigen Säulen und Pfeilern erzeugt, welche durch die zuvor beschriebenen Inkrustationen bedingt sind.

Zumeist setzen die Prozesse der Zellen- und Wabenverwitterung dort an, wo offenbar Schutzrinden nicht gegeben sind (Abb. 15). Doch findet man gelegentlich aber auch dort — und dann vielfach auch in sonenseitiger Exposition — solche Erscheinungen, wo sich parallel zur Wandoberfläche bandförmige und meist limonitische Ausfällungstreifen vorfinden, die sicherlich als Hautverdichtungen vielleicht im Zusammenhang mit wandparallelen Druckentlastungsklüften auf Vorgänge der Hartrinden- und Kernverwitterung zurückzuführen sind (Abb. 14). In der Tat liegt dort eine Beeinflussung der Anlagen von Zellen und Waben durch Verdichtungen an Klüften und Schichtfugen offensichtlich nicht vor. Der Kavernierungsprozeß vollzieht sich jedoch auch hier mit ähnlichem Ansatz und gleichartigem Ablauf. Lediglich zu den Zellenwänden hin findet verstärkt ein unregelmäßiges und querwandiges Absanden und Abbröckeln statt, was sich auch in der Ausbildung rauh-eckiger Flächen kennzeichnet (Abb. 14).

Bei anderen wandbildenden Gesteinen als Sandsteinen und Konglomeraten kommen offenbar derartige Ausbildungen seltener vor. Lediglich dort, wo gelbbraune bis grauweiße, karbonatische und meist karrenartig ausgeprägte Sinterüberzüge von oft unterschiedlicher Dicke infolge Abspülung (bzw. Unterspülung) durch Regenfluten Felswände und steilere Hangbereiche mit nackt heraustretenden Gesteinen verkleiden, finden sich häufiger Ausbildungen von Zellen und Waben (Abb.

13). Mit meist unregelmäßigen Ansätzen von Wandkavernierungen sind sie in dieser Art der Ausbildung selten in nennenswerter Abhängigkeit vom petrographischen Charakter und der Lagerung des Anstehenden vor allem in den mal sauer-, mal basisch-vulkanischen Wandaufbauten der Schluchtenregion des oberen Yebbigué-Systems im östlichen Tibesti-Gebirge anzutreffen. Bemerkenswert erscheint, daß hier sowohl eine nennenswerte Windeinwirkung als auch die maßgebliche Mitbeteiligung von Schattenverwitterung (abgesehen bei sehr fortgeschrittenen Kavernierungs-Stadien) kaum gegeben sind.

Die normale Zellen- und Wabenverwitterung schreitet um so schneller fort, wenn kräftige, erosive Windwirkungen (Deflation und Korrasion) und zumeist erst in einem fortgeschrittenen Stadium auch Prozesse der Schattenverwitterung maßgeblich an der Ausgestaltung mitbeteiligt sind. Nicht selten werden dann schließlich solche Zellen, Waben, Nischen und Bröckellöcher nach Innen zu regelrechten Halbhöhlen erweitert (Abb. 14).

Die Schattenverwitterung äußert sich dahingehend, daß im Schatten die Temperaturen und Verdunstungsintensitäten herabgesetzt sind, wodurch vermehrte Ansammlungen von Berg- und Grundfeuchte bewirkt werden. Das hat nun wiederum zur Folge, daß es hier zu einer Konzentration vor allem hygroskopischer Salze kommt, die nun ihrerseits einen vermehrten kapillaren Aufstieg von Porenwasser veranlassen. Auf diese Weise wird somit durch kombinierte Vorgänge der physikalischen und chemischen Verwitterung eine gegenüber der durch Sonnenbestrahlung stärker geschützten Umgebung weit beachtlichere Abtragungsleistung in Form ständigen Absandens und muscheligen

2 Aus der Granitlandschaft von Monogai am Nordrand des Tibesti-Gebirges liegt bereits eine Untersuchung über Tafoni-Erscheinungen an Granit-Felsburgen durch W. KLAER (1970) vor. Er unterscheidet darin zwischen „Hartrinden-“ und „Hydratationstafoni“, wobei er geneigt ist, die dortigen, offenbar nur in „Bereichen des Kapillarsaumes“ in Bodennähe anzutreffenden Formen letzterem Typus zuzuweisen. In Anlehnung an die von G. FRENZEL (1965) von Elba untersuchten Tafoni macht er für die Kavernierungsprozesse („Schuppungsprozeß an der Tafoniwand“) nahezu ausschließlich die „physikalische Salzsprengung (Hydratation)“ verantwortlich. Eine auch nur nennenswerte Mitbeteiligung anderer Verwitterungs- und Formungsprozesse wie insbesondere der chemischen Hartrinden- und Kernverwitterung wird als kaum gegeben erachtet.

Ebenfalls geht H. HAGEDORN (1971) auf „Tafoni, Bröckellöcher, Hohlblöcke und verwandte Formen“ im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen ein. Auch er sieht den Kavernierungsprozeß im wesentlichen durch Salzverwitterung unter lokaler Mitbeteiligung der Windausblasung bewerkstelligt, obzwar die beigefügten Photodokumentationen (7, 9, 10, 12 bis 14) ein weit komplexeres Wirkungsgefüge erahnen lassen.

Die nachfolgenden Ausführungen sollen demgegenüber die Vielfalt kombinierter physikalischer und chemischer Prozeßabläufe aufzeigen, die letztlich für die Ausgestaltungen solcher Kavernierungen in diesen Räumen verantwortlich zu machen sind.

Abschiefern vollbracht. Schließlich können dann solche Zellen nach innen zu Halbhöhlen erweitert werden, obzwar nach außen die trennenden Gitter- und Netzstrukturen mit den charakteristischen, \pm senkrechten und meist wulstigen Säulen und Pfeilern bestehen bleiben (Abb. 14).

Eine andere Art der Hohlkehlenverwitterung wird durch Tafoni-Bildungen vorgestellt. Die *Tafoni-Verwitterung* (Einzahl: Tafone, A. PENCK, 1894) weist sich mit all ihren Übergängen zur Zellen- und Wabenverwitterung durch größere Kavernierungen aus. Sie kann von der Basis mehr oder weniger großer Gesteinsblöcke bzw. Felsbereiche (Basis- und Innentafoni, Abb. 12), seitlich an der Bodenfläche ansetzender Gesteinswände (Seitentafoni, Abb. 4 bis 7) oder aber auch seltener von den Dachpartien gegen das Innere nackter Felsbereiche (Dachtafoni) ihren Ausgang nehmen. In ariden Räumen dürfte sie zumeist im Zusammenhang mit Hartrinden- und Kernverwitterung ausgebildet werden².

Bei den weitaus am häufigsten vorkommenden Seitentafoni setzt der offenbar zunächst langsam ablaufende Kavernierungsprozeß bevorzugt leeseitig zur Hauptwindrichtung oder aber schattseitig mit dem Abbau von Hartrindenteilen im unmittelbaren Bereich oder zumindest nahe der angrenzenden Bodenoberfläche an (Abb. 4 bis 8 und 31). Bei solchen Expositionen schreitet er außerdem gegen die inneren Kernfäulnis-Bereiche hin offensichtlich weit rascher fort. Die Tatsache, daß gelegentlich Tafonierungen von den Dachpartien nackter Felsbereiche (Dachtafoni) und den Innenwandungen bereits ausgebildeter Kavernen her (Decken- und Nebentafoni) oder auch seltener noch Seitentafoni selbst sonnseitig und im Windluv ausgebildet werden, besagt aber, daß eine Expositions-Abhängigkeit der Anlagen nicht unbedingt vorausgesetzt werden muß.

Bei solchen Kavernierungen spielt die Wandunterschramung (G. KNETSCH, 1960), die vor allem auch bei isolierten Einzelfelsen in Form der *Schafftverwitterung* (W. MECKELEIN, 1959) wirkt (Abb. 2), eine große Rolle. Sie ist dadurch bestimmt, daß an der Basis von freistehenden Einzelfelsen oder bloßliegenden Blöcken sowie besonders in den unmittelbar gegen die normale Bodenoberfläche angrenzenden Wandfußbereichen der Abtragungsprozeß erheblich beschleunigt gegenüber den höheren Partien der Wandflächen ablaufen kann. Das kommt hauptsächlich durch den hier im Gegensatz zur weiteren Umgebung verschärften sowie öfters und länger wirksamen Wechsel von Durchfeuchtung und Austrocknung zustande. Auch wird dort nicht selten durch die episodisch über die Wandflächen konzentriert ablaufenden Spülwässer eine mehr oder weniger prägnante Randfurche erzeugt, die sich nach und nach unmittelbar unterhalb der Wandbereiche einstellt (Abb. 1). Hier können sich Wasseransammlungen nach einer Regenzeit länger halten und somit für eine vermehrte und länger wirksame Feuchtversorgung in den Wandfußbereichen beitragen. Aber auch schwächere Regen sowie durch Bodennebel und

Taufall bedingte Niederschläge bewirken ähnliche Feuchte-Konzentrationen und Effekte. Schließlich ist noch zu beachten, daß auch lediglich die von unten nach oben aufsteigende Berg- und Grundfeuchte sich überwiegend in den unteren Partien einer Wand niederschlagen muß. Gleiche Effekte — verschärfter Wechsel von Durchfeuchtung und Wiederaustrocknung infolge vermehrten, öfters und länger wirksamen Feuchte-Anfalls — sind aber auch an der Basis freiliegender Gesteinsblöcke gegeben, zumal diese im Regelfall in Geländedepressionen wie beispielsweise Gerinnebetten (vermehrte Spülfeuchte) postiert sind (Abb. 12). Unter Mitbeteiligung von „trockener“ Temperaturverwitterung und Hydratationsprozessen sowie Salz- und Schattenverwitterung äußert sich die Schafftverwitterung bzw. Wandunterschramung durch vermehrten Substanzverlust infolge verstärkten Absandens, Abschiefern, Abschalen und Abbröckelns in Bereichen solcher optimalen Feuchte-Lagen mit den verschärften sowie öfters und länger wirksamen Durchfeuchtungs- und Austrocknungsprozessen gegenüber den weit weniger aktiven Verbänden der weiteren Umgebung (vgl. u. a. G. KNETSCH, 1960). Das führt schließlich zur Ausbildung von Wandfuß-Hohlkehlen (Abb. 1, 4 bis 7, 10, 17, 20 und 31) und Basis-Kavernierungen (Abb. 12) oder sogar zur Anlage von Pilz- (Abb. 8) und Flaschenfelsen (Abb. 2). Für die Basis- und meisten Innenkavernierungen (Hohlblock-Verwitterung, Abb. 11), die besonders bei vom Untergrund isolierten, mehr oder weniger großen Gesteinsblöcken auftritt, und deren Endprodukte oftmals sogenannte Wackelsteine oder Hohlkugeln sind, dürfte neben der Schafftverwitterung im Zusammenhang mit der Schattenverwitterung vor allem die Kernverwitterung selbst die maßgebliche Auslöse-Ursache sein. Bei den bloßliegenden Felschutt-Trümmern und Gesteinsblöcken weiter Hammada-Bereiche, seltener auch bei den Geröllen der Grobserir-Flächen, ist der Gesteinskern darunter oft derartig hochgradig zersetzt und zermürbt (Kernfäulnis), daß er relativ leicht ausgespült oder aber vom Winde ausgeblasen werden kann. Nicht selten bleiben dann ebenfalls innen hohle Schutt-, Block- und Geröllkomponenten oder aber auch lediglich vom Winde bizarr geformte Hartrindenteile zurück. Es ist noch zu bemerken, daß es in fortgeschrittenen Stadien vor allem bei Basis- und Innenkavernierungen gelegentlich zu „Durchstichen“ kommen kann (Abb. 11), wobei dann oft Formen erzeugt werden, die ausschließlich winderosiv bewirkten „Sandwindstichen“ zum Verwechseln ähnlich sind.

Die Kavernierungsprozesse schreiten um so schneller fort, wenn einmal die äußeren Hartrinden durchbrochen sind, die Ausbildungen neuer Hartrinden-Generationen mit dem Schalenabbau nicht mehr Schritt zu halten vermögen und endgültig die inneren Kernfäulnisbereiche angeschnitten werden. Für verstärkte Intensität der Aushöhlung (bzw. Unterhöhlung) tragen dann vor allem kräftiger ansetzende Windwirkungen — besonders als korrasiv und deflativ angreifende Leeverwirbelungen (Abb. 4 bis 7) — sowie Schatten- und Schafftverwitterung (bzw. Wandunterschramung) bei.

Ähnlich wie bei der Zellen- und Wabenverwitterung, so kann auch die Tafoni-Bildung dort ihren Ausgang nehmen, wo ein verstärkter Abwitterungsansatz lediglich auf Gesteins-Inhomogenitäten zurückzuführen ist. Solche sind beispielsweise bei Graniten oder anderen kristallinen Gesteinen gegeben, wo Einschaltungen dunkler Xenolithe (vgl. Abb. 4) oder aber auch nur Sonderausprägungen mineralischer Art wie Kaolin-Aggregate — als meist weißgrau zersetzte bzw. in Tonminerale umgewandelte Feldspäte — oder Glimmer-Schuppen (vor allem Biotit) mit rostbraunen, limonitischen Eisenhöfen vorliegen. Viele Seitentafoni, insbesondere aber Dach- und Nebentafoni erklären sich anlagemäßig auf diese Weise. Stets werden beim Fortschreiten solcher Prozesse zunächst noch flachschalige Hohlkehlen und Nischen mit konkaven Überhängen (Abb. 4 und 20), dann aber mehr und mehr durch weiteres Absanden, Abgrusen und Abbröckeln sowie Abschiefern, Abschuppen und Abschalen \pm halbkugelförmige Kavernen erzeugt (Abb. 5 bis 7 und 10). Bei dieser Art von Kavernierungen sind wieder „trockene“ Temperaturverwitterung, Hydratations-Prozesse und Salzverwitterung — es sei vermerkt, daß sich fast immer Salzausblühungen hinter sich ablösenden Gesteinsplättchen sowie auch im Innern der Kavernen selbst einfinden — sowie in fortgeschrittenen Stadien auch die Schattenverwitterung maßgeblich mitbeteiligt.

Bei normalem Ansatz der Seitentafoni an der Schatten- bzw. Windleeseite werden zunächst noch die einzelnen Kavernen — mit den lokal auftretenden Erscheinungen von Neben- und Deckentafoni — durch Rippen in Form \pm senkrechter und wulstartiger Vorsprünge voneinander getrennt (Abb. 5 und 6). Im Fortschritt der Aushöhlungsprozesse werden sie jedoch mehr und mehr zurückverlegt und verschmälert (Abb. 7). Nach und nach werden durch ihren nahezu vollständigen Abbau die Einzel- zu Großkavernen zusammengefügt. Gleichzeitig schreiten aber auch die Aushöhlungsprozesse umgreifend fort. So entstehen schließlich Pilzfelsen mit überhängendem Krustendach und rund- bis ovalsäuligem Pilzschaft aus zermürbtem Gesteinsinnern (Abb. 8) — es sei hier keineswegs in Abrede gestellt, daß Pilzfelsen auch allein durch Winderosion hervorgebracht werden können — oder höher aufragende Flaschenfelsen mit in Bodennähe sich mehr und mehr verengenden rund- bis ovalsäuligen oder aber auch kegelstumpfförmigen Schäften aus ebenfalls meist völlig zermürbtem Gesteinsersatz (Abb. 2). Bei weiterem Abbau des Pilzstieles bzw. Flaschenfelsenschaftes erfolgt endlich der Abbruch oder vollständige Verstoß des Pilzdaches bzw. Flaschenfelsenschaft-Hangenden. Danach setzt zu meist rasch völlige Einebnung der kegelstumpfförmigen Resterhebungen aus zersetzten Gesteinsmassen im Zusammenhang mit Abspülvorgängen und Winderosion sowie arider Gesteinsaufbereitung besonders im Hinblick auf den Abbau des Verstoßdetritus ein.

Gelegentlich kann es aber auch bei genügender Breite und Höhe solcher säuligen bis kegelstumpfförmigen Pilzfelsen-Stiele bzw. Flaschenfelsenschaft-Schäfte aus zermürbtem Gesteinsersatz durch rasch ansetzende Prozesse

der Hartrinden- und Kernverwitterung zu einer erneuten und vollständigen Überkleidung mit Hartrinden kommen, die dann zunächst einen beschleunigten Weiterabbau bis zur völligen Einebnung verhindern. Solche meist flachdomartigen „Schildinselberge“ mit oft in der Art von Schildkrötenpanzern geschütztem Gesteinsersatz im Innern finden sich im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen, vor allem am Rande der Sandstein-Massive, gar nicht selten (Abb. 1). Ihr somit gebremster weiterer Abbau vollzieht sich dann in der Regel wieder mit schatt- bzw. windleeseitigen Ansätzen von Wandunterschrägungen mit der Tendenz zur erneuten Ausbildung von Seitentafoni. Eine große Rolle spielen dabei auch die ringförmig die Fußpartien umgebenden Randfurchen, welche als Spülfurchen durch die vor allem während der episodischen Starkregenzeiten radial über dem durch Hartrinden geschützten Flachdomdach ablaufenden Abspülvorgänge relativ schnell angelegt werden (Abb. 1).

Für Kavernierungen in der Art von Tafoni sind offenbar nahezu alle Festgesteine (und seltener auch Lockergesteine) zugänglich. In größter Häufigkeit und Formenmannigfaltigkeit treten sie im Tibesti-Gebirge besonders im Zusammenhang mit Granit-Felsburgen auf (Abb. 4 bis 8), ferner aber auch in anderen kristallinen Gesteinen, insbesondere weiteren Plutoniten. Auch in den im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen weit verbreiteten vulkanischen Laven — im Zusammenhang mit meist schwarzbraunen Hartrinden, jedoch ohne nennenswert sichtbaren Absandungs- und Abschieferungs-Erscheinungen wie an Basalten und Rhyolithen (Abb. 10, 16 und 31) — und Tuffen — im Zusammenhang mit meist sehr rauhen, ockerbraunen Krusten vor allem an trachytischen Schmelztuffen (Ignimbrite, Abb. 11 und 12) — sind sie nicht selten anzutreffen. In den Sandstein-Massiven des Tibesti-Gebirges und der Vorländer überwiegen zwar hinsichtlich der Hohlkehlenverwitterung Erscheinungen der Zellen- und Wabenverwitterung (Abb. 14 und 15), doch kommen auch hier hin und wieder Tafonierungen vor (Abb. 1, 2, 12 und 20). Seltener treten sie allerdings in Karbonaten — lokal in unreinen Kalksteinen des nördlichen Tibesti-Vorlandes — auf (vgl. auch Abb. 13).

Seit langem ist bekannt, daß die Hohlkehlenverwitterung — Zellen- und Waben- sowie Tafoniverwitterung — nicht ausschließlich auf die sommerheißen Wüsten der Erde und deren Rahmenbereiche beschränkt ist. Obzwar dort offenbar optimale Bildungsbedingungen gegeben sind, so dürfte die Zellen- und Wabenverwitterung in humiden und kühleren Klimaten aber auch überall dort aktiv sein, wo lokal mikroklimatische bzw. edaphische Aridität an Gesteinsoberflächen — wie beispielsweise an den meist nackten Buntsandstein-Wänden Mitteleuropas, u. a. aber auch als Bausteinverwitterung (vgl. u. a. G. KNETSCH, 1952) — gegeben ist. Erscheinungen der Tafoni-Verwitterung über Graniten sind u. a. von der südostasiatischen Küste bei Hongkong (W. PANZER, 1954) sowie aus küstennahen Bereichen der Insel Korsika (vgl. u. a. W. KLAER, 1956) — hier gelegentlich bis in Höhen um 2100 m, jedoch

mit deutlicher Verarmung oberhalb 1500 m — und Elba (H. WILHELMY, 1958) beschrieben worden. Ihre Ausbildung dort ist vielfach ohne nennenswerte Beteiligung von Hartrinden- und Kernverwitterung auf lokale bzw. edaphische Aridität (über lange Zeiträume des Jahres) unter dem maßgeblichen Einfluß stetig und heftig wehender, salzreicher Seewinde sowie salzigen Spritzwassers zurückgeführt worden. Auch aus polaren Kältewüsten sind sie seit langem bekannt (vgl. u. a. P. CALKIN & A. CAILLEUX, 1962) und offenbar besonders dort verbreitet, wo zumindest lokal kaltaride Klimabedingungen gegeben sind. Gemäß ihrer Befunde aus Zentral-Australien ist H. BREMER (1965) sogar geneigt, optimale Bildungsbedingungen für die Tafoniverwitterung erst in den wechselfeuchten Klimaten zu sehen, was aber sicherlich gemäß der zuvor umrissenen Entstehungsursachen kaum zutreffen dürfte. Man kann wohl u. a. H. WILHELMY (1958) darin zustimmen, wenn er das Bildungsoptimum in jene Räume legt, wo klein- (tageszeitliche) und großklimatische (jahreszeitliche) Aridität zusammenfallen wie in den niederschlagsarmen, heißen Küstenwüsten der Südkontinente (Atacama, Namib) oder den trocken-heißen Binnenwüsten (z. B. Sahara) nebst ihren Rahmenbereichen.

4.4 Re z e n t e B o d e n b i l d u n g e n

Über weiten Bereichen des Windreliefs, vor allem mit erosiven Windwirkungen, aber auch dort, wo in ständiger oder aber zumindest doch im Zeitraum einiger Jahre in Umformung begriffene akkumulative Windbildungen gegeben sind, liegen keine Böden vor. Ausgedehnte Teile des Tibesti-Gebirges, vor allem die höheren Regionen, werden von Gebirgs-Rohböden ariden Typus („Gebirgswüsten-Rohböden“) ausgewiesen, die man jedoch kaum mit zu den eigentlichen Böden rechnen darf. Man würde aber den tatsächlichen Gegebenheiten kaum Rechnung tragen, wollte man — wie das leider so oft in der Literatur geschehen ist — die Hauptbereiche der Wüste, vor allem die Hammada-Serir-Erg-Staubwüsten-Flächen einfach mit dem Begriff der „Wüsten-Rohböden“ abstempeln. Die in Anlehnung an W. L. KUBIENA (1953) von H. HAGEDORN (1971) dafür verwandten Termini „Hammada-, Serir- (bzw. Erg-), Sand- und Staub- (bzw. Salzstaub-) Yerma“ tragen ebenfalls kaum zum näheren Verständnis bei.

Nach R. GANSSEN & F. HÄDRICH (1965) handelt es sich hierbei um die R a n d - b i s V o l l w ü s t e n b ö d e n von meist grauen Farbgebungen mit Stichen ins Gelbliche (z. B. über Sandsteinen), ins Braune (z. B. über Schiefeln) oder ins Rötliche (z. B. über Basalten). Sie sind im allgemeinen sehr flachgründig mit zumeist wenig deutlichen B-A-C-Profilen — in den Randwüsten: oft schon Umkehrungen in A-B-C-Profile — entwickelt. Vielfach grobe Körnungen und hohe Skelettanteile sowie ein chemisch oft nahezu unverwitterter Mineralbestand sind weiterhin kennzeichnend, wobei verständlicherweise die Humusanteile gleich 0 sind oder zumindest unter 1 % liegen. Differenzierungen sind in folgender Weise gegeben:

In den Hammada-Flächen äußert sich der B-Horizont oft nur als dünne, die dort bloßliegenden Felsschutt-Trümmer außen überziehende Fe-Mn-Si-Schwarte, an deren Ausbildung nicht nur aufsteigende und hier an der Hauptverdunstungsfront ausfallende Lösungen, sondern oft auch — wie jüngere Untersuchungen gezeigt haben (vgl. u. a. W. E. KRUMBEIN, 1969) — Organismen (Algen) maßgeblich beteiligt sind. Darunter stellt sich zumeist zermürbtes und gebleichtes, feinerdiges Bodensubstrat, in dem sich aber — wie genauere Bodenanalysen gezeigt haben (vgl. u. a. W. MECKELEIN, 1959, und M. FÜRST, 1965) — ausgeschiedene Salze und oft auch Karbonate (gelegentlich aber auch noch andere Substanzen) mit wechselnden Anteilen fein verteilen, lokal bis zu Mächtigkeiten von wenigen dm ein. Dieses ist allerdings in den Partien zwischen den Felsschutt-Komponenten teilweise durch deflative Windwirkungen ausgeblasen worden.

Bei den Serir-Flächen (vgl. u. a. W. MECKELEIN, 1959, und M. FÜRST, 1965) äußern sich die B-Horizonte hingegen oft nur in einer Bruchteile von mm-dicken, die Schotter- und Kies-Komponenten überziehenden Kieselgel-Haut („Wüstenpolitur“), vor allem bei solchen, die zu Windkantern umgestaltet wurden. Hier treten dafür in den Zwischenbereichen der die Oberflächen bedeckenden Schotter- und Kies-Komponenten dafür zumindest Andeutungen von mm- bis cm-dicken Krusten mit in ihren Anteilen oft wechselnden SiO₂-, Karbonat- und Salzsubstanzen auf. Darunter stellen sich dann ähnliche Gegebenheiten wie in den Hammada-Flächen ein.

Über den stationären Dünen- und Flugsandfeldern (Ergs bzw. Edeyin) sind Krustierungen von hautartiger Ausprägung — vor allem Karbonate, vielfach aber auch SiO₂ und Salze — ebenfalls nicht selten entwickelt.

Ähnliches zeigt sich auch in der Staubwüste, wo allerdings Salze neben Karbonaten maßgeblich beteiligt und oft auffällige Säulchen-Strukturen in kleinpolygonaler Anordnung gegeben sind (vgl. u. a. W. MECKELEIN, 1959). Gerade hier äußert sich die Kruste als ausgesprochene Schutzschicht. Erst wenn diese „Haut“ einmal (z. B. durch Wagen- oder Trittsuren) verletzt wird, kann der Wind verhältnismäßig rasch ausblasend und abtragend einwirken.

Sie finden sich insgesamt an mit groben Gesteinstrümmern (Hammada) oder von teilweise windbearbeiteten Kiesen und Sanden (Serir) bedeckten Oberflächen sowie über den ± stationären Dünensanden der Ergs und den Staubschichten („Staubyerma“) der Staubwüsten zwischen 30° bis 31° und 15° bis 16° nördlicher Breite.

Zu den Trockensteppen hin leiten sie zu den G r a u e n H a l b - b i s R a n d w ü s t e n - B ö d e n (S e r o s e m e , vgl. u. a. R. GANSSEN & F. HÄDRICH, 1965) über. Unter schütterer, xerophytischer Vegetation kennzeichnen sich diese durch hellgraue, noch äußerst humusarme und 5 bis 20 cm mächtige Ah-Horizonte sowie durch nahezu durchgehend gleichfarbene und meist durch Salz-Ausscheidungen klumpig-verdichtete B-Horizonte (mit zumeist schwachen Solonezisierungsercheinungen), die nach unten vielfach in Karbonat-

Anreicherungen (Cca-Horizont) ausmünden. In den eigentlichen Strauch- und Trockensteppen finden sich die Zimtfarbenen bis Grau-Zimtfarbenen Böden. Hier leiten ähnlich gestaltete Ah-Horizonte mit relativ noch geringen Humusanteilen zu rötlich-braunen (zimtfarbenen) bzw. grau-zimtfarbenen B-Horizonten mit zumeist schon beträchtlichen Karbonat-Ausfällungen bis nahe zur Oberfläche hin und weitaus geringeren Anteilen von Salzausscheidungen über. Diese Typen sind überwiegend in an das Küstenland Tripolitaniens und der Cyrenaika (mit Braunen mediterranen Böden) anschließenden sowie die Syrte-Bucht erfassenden Streifen verbreitet.

Gegen die Dornsavannen sowie Dornstrauch- und Sukkulente-Formationen der wechselfeuchten Tropen hin schmiegen sich demgegenüber nach R. GANSSSEN & F. HÄDRICH (1965) Braune und Rotbraune Böden an. Wieder stärkere Humusanteile, intensivere chemische Verwitterung und Tonmineralbildung sowie der Beginn einer Färbung durch freies Eisenoxyd und anklingende Horizont-Differenzierungen sind dafür kennzeichnend. Sie finden sich an die Rand- bis Vollwüstenböden südlich angrenzenden Bereiche bis ins mittlere Tschadsee-Gebiet in ca. 11° bis 12° nördl. Breite.

Intrazonale Böden verschiedenster Art sind vor allem in den Depressionen der Wüstengebiete einschließlich der Randbereiche entwickelt. Es handelt sich um (vgl. R. GANSSSEN & F. HÄDRICH, 1965):

1. die als Folge fortwährender künstlicher Bewässerung und der vor allem im Winter auf Grund recht hoher Grundwasserstände leicht zu Versalzungen neigenden Anthropogen-Hydromorphen Böden der Bewässerungs-Oasen;

2. die besonders an Sulfaten und Chloriden (seltener auch Karbonaten), vor allem des Natriums, dann auch des Magnesiums und Kalziums reichen Salze der Solonchake als Folge kapillarer Hebung und Austrocknung salzhaltigen Grundwassers sowie der Boden- und Grundfeuchte besonders in den Sebkhien; oft mit Ausgängen in Form takyrartiger Böden als in den Randbereichen von Sebkhien oder in Graret-Depressionen zusammenschwemmten, meist feinerdigen, bodenartigen und vielfach nur schwach salzhaltigen Sedimenten mit zumeist oberflächlichen Verdichtungen und Verkrustungen sowie in den Trockenzeiten mit Polygon-Strukturen (als einige cm-breite und oft über mittlere Trockenrisse) durchzogen;

3. die vielfach an bestimmte Substrate geknüpften Karbonat-, Kiesel- und Gipskrusten zumeist in den schon etwas feuchteren Randwüsten-Bereichen;

4. die ariden Musterböden in ihrer großen Formen-Mannigfaltigkeit, wengleich sie auch kaum noch zu den Böden im eigentlichen Sinne gerechnet werden können.

3 Vgl. hierzu auch den Beitrag „Der känozoische Vulkanismus im Tibesti-Gebirge“ von K. KAISER in diesem Heft (Abb. 1 und 2).

5. Fossile Verwitterungsbildungen als Zeugen des känozoischen Klimawandels.

5.1 Allitische Verwitterungsbildungen, Verkieselungen und lateritische Böden³

Im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen erweisen sich als wohl älteste Verwitterungsbildungen der Erdneuzeit weiträumige und oft viele 10 m mächtige Kaolinisierungen sowohl über dem kristallinen als auch sedimentären, präkambrischen Grundgebirge, vor allem über den Schieferkomplexen der Oberen Tibesti-Gruppe. Ihre Ausbildung wird wohl nur unter der langzeitigen Wirksamkeit allitischer Verwitterungsprozesse mit nahezu vollständiger Lösung und Wegführung der Kieselsäure unter der Voraussetzung eines weit humideren wechselfeucht-tropischen Klimas verständlich (Abb. 35 und 36). Mit größter Wahrscheinlichkeit sind die oft viele 100 km von den Hauptkaolinisierungs-Bereichen entfernten und dort oft sehr weiträumigen Verkieselungen damit einhergegangen (vgl. u. a. M. FÜRST, 1965). So weisen sich die karbonatischen Flachmeerabsätze des Untereozäns im Umkreis der Syrte-Bucht (Nordlibyen) teilweise in der Art als den Schichtflächen ± parallel angeordnete Silex-Knollen, -Linsen und -Lagen, teilweise vor allem aber auch als durchgehende Silifizierungen der Karbonatsubstanzen über horizontal und vertikal meist unregelmäßig ausgedehnten Partien solcher Sedimente aus. Ebenfalls finden sich in den libyschen Beckenräumen Quarzitisierungen vor allem in den Ausbiß-Bereichen von Sandsteinfolgen verschiedenster Fazies und Zeitstellung (u. a. in den psammitischen Abfolgen der „Nubischen Serie“) weit verbreitet (vgl. Abb. 30).

Andererseits liegen in teilweise sehr mächtigen und nahezu vollständigen Profilen, teilweise aber auch gekappt und dann oft nur als geringmächtige Abtragungsreste erhaltene lateritische Krustenbildungen vor. Als fossile Bodenbildungen finden sie sich fast ausschließlich im Hangenden paläozoischen Sandsteine, vor allem über dem permokarbonischen Bardai-Sandstein, der sich in zentralen Teilen des Tibesti-Gebirges diskordant dem präkambrisch gefalteten und konsolidierten Grundgebirge auflegt (Abb. 37 und 38). Zwar dürfte deren Ausbildung ebenfalls unter wechselfeucht-tropischen Klimabedingungen erfolgt sein, doch hätte man daran eine weit geringere Humidität zu knüpfen, wie sie für die langzeitigen Kaolinisierungsprozesse mit den einhergehenden Verkieselungen zu fordern wäre.

Trotz dieser Diskrepanz kann es aber als gesichert angesehen werden, daß hier nahezu gleichzeitig im Zusammenhang mit Einrumpfungprozessen in weiten Grundgebirgsbereichen tiefgründige Kaolinisierungen erfolgten, über den ausgedehnten Sandsteintafeln aber recht mächtige lateritische Bodenbildungen entwickelt worden sind. Die Vorgänge der flächenhaften Einebnung — offenbar insgesamt nahe über dem derzeitigen Meeresniveau — waren vor allem in langen

Zeiträumen des Alttertiärs im Tibesti-Gebirge und seinen weiten Rahmenbereichen, soweit sie nicht von Flachmeeren überdeckt waren, bestimmend. Solche Altrumpfflächen kappen bereits marine Abfolgen des Paläozäns und Alteoziäns, die bis in nördliche Rahmenbereiche des Tibesti-Gebirges verbreitet sind. Andererseits werden sie mit ihren Verwitterungs- und Bodenbildungen vor allem in den ausgedehnten zentralen Teilen des Tibesti-Gebirges von vulkanischen Abfolgen konserviert, deren älteste Glieder zumindest seit Beginn des Neogens gefördert und darüber weitflächig ausgebreitet worden sind. In westlichen bis südwestlichen Gebirgsfuß-Regionen ist eine nur noch lokal mit Vulkaniten konservierte Altrumpffläche von nachhaltigen fluvialen und Windformungs-Prozessen überprägt worden und von vielen Inselberg-Gruppen durchsetzt, die ihrerseits in ca. 550 m über der Sockelhöhe von Kappungsflächen-Resten gekrönt werden. Das läßt darauf schließen, daß ihre Ausbildung offenbar durch eine Phase verstärkter epirogener oder bruchtektonischer Heraushebung zu trennen ist und somit zumindest wohl zweiphasig erfolgt sein muß. Es sei ferner vermerkt, daß sich im zentralen Tibesti-Gebirge nicht nur im Liegenden der vulkanischen Deckfolgen Boden- und Verwitterungsbildungen der alten Flächenformungsbereiche erhalten haben, sondern lokal dort auch fluviale Akkumulationen von der späteren Abtragung verschont worden sind. Diese weisen sich als in flachmuldenartigen Depressionen erhaltene Quarzsande und „Restschotter“ von geringer Mächtigkeit aus, wobei sich die „Restschotter“ fast ausnahmslos als fein- bis mittelkörnige Quarzkiese mit kugel- bis eiförmiger Zurrundung und guter Sortierung kennzeichnen.

5.2 Felsburgen und Silikatgesteins-Karst

Weite Areale im Nordteil des Tibesti-Gebirges gegen die Serir-Tibesti hin werden von meist granitischen Felsburgen eingenommen. Sie schauen aus den hier meist flachen Windwirkungsbereichen hervor und werden überwiegend durch Gruppen mehr oder weniger zusammenhängender Halbkugeln sowie dom- und pfeilerartiger Gebilde (Abb. 5 und 39) in Höhen bis ca. 50 m vorgestellt, wobei deren Gipfelstockwerke nicht selten durch mächtiges Blockwerk eingehüllt werden. Auf ihre allmähliche Zerstörung und Abtragung durch kombinierte Prozesse der ariden Verwitterung unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen bei teilweise völliger Einebnung und Einbeziehung in die rein aërodynamischen Wirkungsbereiche wurde bereits eingehender eingegangen.

Zweifellos erweisen sich die Felsburgen als Vorzeitformen (W. KLAER, 1970), deren „kryptogene“ Anlage sicherlich in die Zeit der alttertiären Flächenbildungs-Prozesse mit den tiefgründigen, allitischen Verwitterungsvorgängen — im Sinne der doppelten Einebnungsflächen von J. BÜDEL (1957) — unter wesentlich feuchteren, wechselfeucht-tropischen Klimabedingungen zurückzudatieren ist. Möglicherweise haben dafür primär auch besondere Differenzierungen der gra-

nitischen Magmen eine Rolle gespielt. Die Freilegung der Anlagen dürfte sicherlich erst mit der Tieferlegung der alttertiären Rumpffläche durch Abtragung der mächtigen und sie offenbar zunächst einhüllenden Verwitterungsdecken im jungtertiären Klimaablauf bewerkstelligt worden sein. Es spricht vieles dafür, daß diese offenbar jungtertiären Abtragungsprozesse das unverwitterte Anstehende im Umkreis der Felsburgen nahezu bloßgelegt haben (Abb. 39 und 40).

Intensive Vorgänge der Lösungsverwitterung haben vor allem in den Sandsteinmassiven im Südwestrahmen des Tibesti-Gebirges zur Anlage eines ausgedehnten Silikatgesteins-Karstes geführt (Abb. 41). Die dort bis ca. 1000 m mächtigen, altpaläozoischen Sandsteinfolgen sind offenbar durch langwährende Korrosions-Prozesse unterirdisch zu weit verzweigten und in mehreren Stockwerken ausgewiesenen Röhren- und Höhlensystemen zergliedert worden, die am Gebirgsrande über oder gegen unregelmäßig begrenzten und weithin sanft abfallenden, sicherlich als Karstrandebenen im Sinne tiefer Vorfluter-Niveaus — wie im Bereich des Zouarké-Systems — angelegten Verebnungen ausmünden. Später wurden solche Ebenheiten vielfach vom Rande her durch Pedimente überprägt, während sie heute überwiegend durch erosive und akkumulative Windwirkungen sowie während der episodischen Regenzeiten auch durch Spülvorgänge und Fluvialprozesse im Sinne von „Treibsandschwemmebenen“ (J. HOVERMANN, 1963) umgestaltet werden. Möglicherweise sind auch die dort austretenden Schluchten bzw. kastentalförmigen Sohletalungen, welche in den Sandsteinmassiven oft einige 100 m tief und zumeist sehr steilwandig, oft sogar überhängend eingelassen sind, auf Hangendversturz über unterirdischen Entwässerungssystemen als Anlagen im Silikatgesteins-Karst zurückzuführen.

Sowohl die Freilegung der Felsburgen als auch die Anlage von Silikatgesteins-Karst dürfte sicherlich nach Abschluß der alttertiären Einrumpfungprozesse im Verzuge mit kräftigen epirogenen und bruchtektonischen Heraushebungen sowie den mannigfaltigen vulkanischen Begleiterscheinungen erfolgt sein. Andererseits war sie offensichtlich aber auch bereits abgeschlossen, als zu Beginn des Quartärs die eigentliche Zertalung des Gebirgskörpers einsetzte. Sie dürfte sich daher zeitmäßig überwiegend im Jungtertiär abgespielt haben. Sicherlich war der neogene Klimaablauf noch durch wechselfeucht-tropische Gegebenheiten bestimmt, doch dürften sich hier bereits weit trockenere Verhältnisse eingestellt haben als im Alttertiär. Darauf weisen auch in zwischenbasaltischen Absätzen neogener Zeitstellung am Enneri Dirennao im zentralen Tibesti-Gebirge aufgefundene Vertebraten-Faunen mit reichen Aufsammlungen von Mastodonten, Krokodilen und Schildkröten hin (freundl. mündl. Mitt. von B. GABRIEL, Berlin).

5.3 Paläoböden

Weite Bereiche der Hammada-, Serir- und Staubwüstenflächen sowie ältere Pediment-Generationen, Flußterrassen-Akkumulationen (Abb. 42) und selbst Hang-

schutt-Bildungen (Abb. 43) werden oberflächlich (seltener auch insedimentär wie bei Talverschüttungen) durch fossile Böden von rotbrauner bis ziegelroter, gelegentlich aber auch gelbbrauner und lilaroter Farbe ausgewiesen. Sie sind teilweise recht mächtig, gelegentlich bis ca. 3 m Tiefe entwickelt, oft noch nahezu vollständig erhalten, teilweise aber auch im Rahmen nachheriger Abtragungsprozesse geköpft und nicht selten in Depressionen zu größeren Mächtigkeiten zusammengeschwemmt worden. In ihrer Ausprägung und Profilierung — vielfach sind deutliche A-B-C-Profile gegeben — zeigen sie Anklänge an den „Ferretto“ oder an die „terra rossa“ mediterraner Gebiete. So sind in den oberen Bodenhorizonten nur selten einmal Grobkomponenten enthalten; und wenn sie vorhanden sind, so erscheinen sie durchgehend vergrust. Ihre Ausbildung erscheint offenbar während nordpluvialer Feuchtzeiten am verständlichsten. Sicherlich bedarf es aber noch ihrer genaueren geochemischen und mineralogischen (insbesondere tonmineralogischen) Überprüfung, sowie ihrer relativen oder absoluten Datierung, um sie vor allem in klimazeitlicher Hinsicht verlässlicher einstufen zu können. Das gleiche wäre auch hinsichtlich der fossilen „Wurzelböden“ weiter Serir-Flächen zu fordern, über die vor allem M. FÜRST (1965) berichtet hat.

5.4 Fossile Karbonat- und Gipskrusten

Im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen treten insbesondere über karbonatischen Absätzen meist pluvialzeitlicher Seen caliche-artige Karbonat-Krusten mit deutlicher B-A-C-Profilierung häufiger auf. Aufschlußreich erwiesen sich hier vor allem die teilweise mächtigen Bildungen von Vorzeitseen in den Talosen-Depressionen des oberen Bardagué zwischen Bardai, Zoui und Ouanofou (H.-G. MOLLE, 1971). Diese organogenen Seekarbonate wiesen sich durch ihre Mollusken-Inhalte und drei ¹⁴C-Datierungen zwischen 15 000 und 10 000 Jahren als dem letzten Nordpluvial zugehörig aus (U. BÖTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL & K. KAISER, 1972). Im Hangenden sind teilweise mehrere mächtige Kalkkrusten entwickelt worden, wofür zwei ¹⁴C-Datierungen von 8500 bis 7000 Jahren eine interpluviale Zeitstellung zwischen letztem Nord- und Südpluvial herleiten (Abb. 21). Diese Epoche der Kalkkrustenbildung ist gemäß noch anderer Befunde als wesentlich trockener als die Pluviale selbst, jedoch erheblich feuchter als die Jetztzeit anzusprechen, zumal ja auch unter den gegenwärtigen Klimabedingungen im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen offenbar keine Kalkkrusten ausgebildet werden (Abb. 29). Zahlreiche Gipskrusten des Gesamttraumes sind ebenfalls als fossile Bildungen ähnlicher klimatischer Zeitstellung zu werten.

5.5 Kieselkrusten- und Kieselsinter-Erscheinungen

Verkieselungen in der Art mehr oder weniger mächtiger Kieselkrusten werden bei der chemischen Aufbereitung von Silikaten (insbesondere Tonerdesilikaten) durch Ionenreaktionen, vor allem Ionen-Auflösungen veranlaßt, indem sich in aufsteigenden Lösun-

gen Kieselsäure-Sole bilden, die sich an der Verdunstungsfront in Gelen niederschlagen (Abb. 33). Dabei sind bekanntlich hohe Temperaturen diesen Prozeßabläufen förderlich. Wie schon eingehender erörtert, spielen solche Verkieselungen vor allem im Zusammenhang mit der rezent in ariden Räumen voll wirksamen Hohlkehlen-Verwitterung hinsichtlich der Verfestigung von Zellwänden eine große Rolle, wo sie sich durch ihre glasigen Beschaffenheiten und wulstigen Verdickungen äußern. Auch haben wir die Verkieselungen im Zusammenhang mit den allitischen Verwitterungs- und alttertiären Einrumpfungsprozessen schon angeführt (Abb. 20). Unter den gegenwärtigen Klimabedingungen dürften zumindest mächtigere und zusammenhängende Kieselkrusten über geeigneten Substraten in der eigentlichen Wüste kaum ausgebildet werden und sich erst zu den semiariden Rahmenbereichen hin einstellen. So ist es verständlich, daß im Tibesti-Gebirge und seinen Vorländern zumeist nur fossile Kieselkrusten anzutreffen sind. Darunter sind noch solche quartärer Zeitstellung nachzutragen, welche nicht selten über den durch Diatomiten ausgewiesenen Seeabsätzen von meist pluvialzeitlicher Zeitstellung entwickelt worden sind.

Kieselsinter-Erscheinungen sind im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen zumindest fossil äußerst selten. Als Sinterüberzüge bis zu mehreren cm Dicke — gelegentlich finden sich hier auch verkieselte Hölzer — wurden sie im Trou au Natron über Basaltlaven bei herauspräparierten Schlotfüllungen junger Vulkane angetroffen (Abb. 31). Für ihre Ausbildung dürften hier allerdings Kieselalgen im Zusammenhang mit einer nordpluvialen Wasseransammlung („Trou-See“) verantwortlich sein. Anorganogene Kieselsinter-Absätze, häufiger in Form bis mehrere m hoher und gelegentlich über 10 m Durchmesser messender, blumenkohlartiger Gebilde, fanden sich jedoch nicht selten in jungvulkanischen Bereichen, so in der Schluchtenregion des oberen Yebbigué des östlichen Tibesti-Gebirges (Abb. 32). Als fossile bis subrezente Erscheinungen treten sie hier offenbar direkt — Austritt juveniler Wässer — oder indirekt — ehemalige Quell-Horizonte — im Zusammenhang mit teilweise heute noch tätigen postvulkanischen Erscheinungen auf. Es sei noch bemerkt, daß aus Kieselsäure gebildete Krusten und Versinterungen — vor allem in der Art von Geyserit-Bildungen — neben anderen Mineral-Inkrustationen wie Schwefelausblühungen im Rahmen mit heute noch vielerorts im Tibesti-Gebirge wirksamen postvulkanischen Fumarolen-, Solfataren- sowie sonstigen Gas- und Dampfxhalations-, ferner aber auch Thermen- und Geysir-Tätigkeiten gegeben sind.

5.6 Napfverwitterung

In ihrer äußeren Form sind die Opferkessel (Oriçangas) den Dachtafoni oft sehr ähnlich (vgl. u. a. D. GAVRILOVIC, 1968, und J. HEDGES, 1969). Es handelt sich um runde bis ovale Hohlformen in der Art von Schalen, Pfannen, Wannen, Näpfen und Taschen auf nackten oder mit Flechten bewachsenen Felsoberflächen. Sie erreichen Durchmesser von einigen dm bis

zu mehreren m und Tiefen von einigen cm bis zu vielen dm. Flechtenbewuchs begünstigt offenbar den Ansatz solcher subkutanen Strudeltöpfe, indem hier durch kombinierte Prozesse der mechanischen, chemischen und biologischen Verwitterung Schwächestellen geschaffen und dann durch Absanden und Aufblättern zunächst flachschalige Depressionen gebildet werden, in denen sich Regen- sowie auch Nebel- und Tauniederläge anzusammeln vermögen. Solche Hohlformen bilden sich schließlich nach dem Prinzip der Selbstverstärkung weiter, indem vor allem Vorgänge der bei hohen Temperaturen und kräftigem Temperaturwechsel zumindest bei Silikatgesteinen begünstigten Lösungsverwitterung das weitere Geschehen maßgeblich bestimmen. Bei karbonatischen Substraten dürften hingegen höhere Temperaturen eher hinderlich als förderlich sein. Der Prozeß der chemischen Lösung und Zersetzung erreicht optimale Effekte im tages- und jahreszeitlichen Schwankungsbereich des Spiegels der vielfach als Salzlauge ausgewiesenen Wasseransammlungen in diesen Hohlformen, d. h. an oder unmittelbar über der schwankenden Luft-Wasser-Grenze. Das erklärt auch, weshalb in fortgeschrittenen Stadien die Einfassungen dieser Formen mehr und mehr übersteilt und zu konkaven Hohlkehlen mit konvexen Überhängen ausgebildet werden. Am Grund der Näpfe bleiben vielfach Kristallgrus und erdige Lösungsreste sowie lokal auch Laub- und Nadelstreu zurück, die aber gelegentlich von Schlagregen herausgepeitscht oder aber bei Austrocknung vom Wind ausgeblasen werden können. Nicht selten werden auch nach vorausgegangener völliger Austrocknung am Grunde und gelegentlich auch randlich zu den Einfassungen hin kleinere Sekundärbildungen erzeugt (vgl. u. a. O. FRÄNZLE, 1971, und K. KAISER, 1972).

Solche Bildungen sind aus nahezu allen Klimazonen der Erde und über den verschiedensten Ausgangsgesteinen wie Quarziten (Abb. 22), kristallinen Gesteinen (Granite, Gneise, vulkanische Laven; Abb. 23) und Karbonaten (Abb. 21) beschrieben worden. Im Tibesti-Gebirge werden sie fossil nicht selten über den mächtigeren Kalkkrusten karbonatischer Seeabsätze angetroffen (Abb. 21), hier gelegentlich auch im Zusammenhang mit echten Verkarstungs-Erscheinungen dieser Krustenbereiche. Zuvor wurde bereits die klimazeitliche Stellung solcher Seeabsätze mit den hangenden Caliche-Krusten umrissen. Die darin wohl ausgebildeten Opferkessel dürften dort in einem auf den Zeitabschnitt der Krustenbildungen nachfolgenden warm-feuchten Südpluvial vor ca. 7000 bis 4000 Jahren ausgeformt worden sein. Unter den gegenwärtig ariden Klimabedingungen erfolgt ihre Fossilisation durch Konservierung mit Sanden und Kiesen, welche teilweise der ständigen Windeinwirkung, teilweise den episodischen Abspülvorgängen zugeschrieben werden muß (Abb. 21). Auch über anderen Substraten wie quarzitischen Sandsteinen (Abb. 22) und vulkanischen Laven (Abb. 23) sind im Tibesti-Gebirge solche Formen gelegentlich ausgebildet worden. Hierbei ist sogar zumeist wahrzunehmen, daß sie offenbar während der episodischen Regenzeiten noch

geringfügig weitergebildet werden (Abb. 22 und 23). Dennoch dürften optimale Bildungsbedingungen für Opferkessel-Erscheinungen größtenteils erst außerhalb der vollariden Gebiete unserer Erde gegeben sein. Es sei noch vermerkt, daß man vor allem in den bloßliegenden Sandstein-Oberflächen des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche nicht selten auch solche und ähnliche Erscheinungen antrifft, die zweifellos vom Menschen für kultische oder auch andere Zwecke angelegt worden sind (Abb. 24 bis 26).

6. *Schlußfolgerungen*

Die vorstehenden Ausführungen über die fossilen Verwitterungs- und Bodenbildungen im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen mögen in aller Kürze verdeutlicht haben, daß solche Zeugnisse unter der Voraussetzung ihrer einwandfreien chronostratigraphischen Fixierung durchaus einen wertvollen Beitrag zu liefern imstande sind, um die Diskrepanzen der Auffassungen über den känozoischen Klimawandel arider Gebiete aufzuhellen. So dürften für den hier abgehandelten zentralsaharischen Wüstenraum während des Tertiärs durchgehend wechselfeucht-tropische Klimabedingungen mit gegen das Quartär hin zunehmender Aridität bestimmend gewesen sein. Das Quartär hingegen war offenbar durch den ziemlich regelmäßigen Wechsel von mal mehr von den mediterranen klimatischen Gegebenheiten der Westwindzirkulation bestimmten kühleren und langzeitigeren Nordpluvialen, mal mehr von den inner- bis randtropischen Verhältnissen monsunaler Zirkulation geprägten, wärmeren und kurzfristigeren Südpluvialen mit Trockenzeiten, die als den heutigen klimatischen Bedingungen und Abläufen gleichartig anzusehen sind, bestimmt. Es kann daraus aber weder eine strenge Persistenz von Wüstenkernräumen ohne maßgebliche Änderungen des Klimawandels während der neuzeitlichen Ära hergeleitet, noch auf so umgestaltend sich verändernde Klimaverhältnisse in der Art geschlossen werden, daß völlig und durchgehend begrünte Räume während der quartären Pluvialzeiten mit gegenüber heute gänzlich anderen Umweltsbedingungen existiert hätten. Wen man einmal von den pluvialzeitlichen Gegebenheiten der Tal- und Seensysteme und deren näheren Umgebungen absieht, so bleiben sowohl im Gebirgsraum als auch in den Becken- und Schwellenbereichen der Vorländer weit- aus größere Areale, welche als Hammada-, Serir- und Staubwüsten sowie als erosive und akkumulative Windwirkungsbereiche ausgewiesen sind, für die W. MECKELEIN (1959) den begründeten Nachweis erbrachte, daß hier im Klimawandel des Quartärs kaum merkliche Veränderungen erfolgten und somit auch während der quartären Feuchtzeiten weder als ausgeprägte Lebens- und Wirtschaftsräume des Vorzeitemenschen noch als feste Standorte von Wald- und Baumflora sowie daran geknüpfte Tiervergesellschaftungen in Erscheinung getreten seien.

Zusammenfassung

Eine von den gegenwärtigen Formungsdominanz ausgehende horizontal- und vertikalkräumliche, klima-geomorphologische Gliederung des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche — und damit auch die eines Wüstenraumes schlechthin — begründet sich weitestgehend auf Prozeßabläufen der ariden Verwitterung und Bodenbildung. Detaillierte Erkenntnisse über solche Wirkungsgefüge sind daher von ausschlaggebender Bedeutung.

Entgegen lange vertretener Auffassungen über die Hauptfaktoren, Gegebenheiten und Intensitäten arider Verwitterung erscheint es kaum weiterhin zugänglich, der physikalischen Verwitterung — namentlich der „trockenen“ Temperatur- sowie Hydratations- und Salzverwitterung oder deren Kombinationen — eine tragende Rolle zuzumessen. Vor allem aus dem Gesteinsinnern nach außen ablaufende chemische Prozesse dürften in all ihrer Komplexität und Kombination mit den mechanischen Wirkungen die Formungsprodukte der ariden Verwitterung — u. a. aride Musterböden sowie Gipfel- und Hangformen, Formungshinterlassenschaften der Hartrinden- und Kernverwitterung sowie der Schalen- und Hohlkehlenverwitterung (Bröckelöcher, Tafoni und verwandte Formen), Rand- bis Vollwüstenböden — maßgeblich bestimmen.

Fossile Verwitterungs- und Bodenbildungen — tiefgründige Kaolinisierungen und Verkieselungen sowie Lateritisierungen im Zusammenhang mit alttertiären Einrumpfungprozessen, Erscheinungen von Felsburgen und eines ausgeprägten Silikatgesteinskarstes im Zusammenhang mit alt- bis jungtertiären Formungsabläufen, vor allem in den quartären Feuchtzeiten ausgebildete Paläoböden, Karbonat-, Gips- und Kieselkrusten sowie Formen der Napfverwitterung (Opferkessel) — werden in ihrer Wertigkeit als Klimaindikatoren überprüft. Sie erscheinen durchaus geeignet, zur Aufhellung des känozoischen Klima- und Formenwandels wertvolle Beiträge zu liefern.

Résumé

Une des classifications climatogéomorphologiques dans le sens vertical et horizontal, issue des dominances des formes actuelles des monts du Tibesti et de leur voisinage — y inclus aussi une région désertique — est largement fondée sur la succession de processus de désagrégation en région aride, et sur la formation des sols. Des connaissances détaillées sur de tels processus sont donc particulièrement décisives.

Contrairement à des suppositions largement acceptées sur les facteurs principaux, les caractères et l'intensité de la désagrégation en milieu aride, il apparaît à présent difficile de vouloir encore considérer la désagrégation physique — c'est-à-dire les variations de température en milieu sec, de même que les désagrégations par hydratations et l'action des sels, ou leur effet combiné, comme jouant un rôle essentiel. Ce sont surtout les processus chimiques partant de l'intérieur des pierres vers

l'extérieur, qui devraient, dans toute leur complexité et en combinaison avec les actions mécaniques, déterminer essentiellement la production des formes de la désagrégation en milieu aride: entre autres, les sols typiquement arides, de même que les formes des sommets et des pentes, les formations résiduelles de la désagrégation des croûtes dures comme des noyaux, de même que des écailles et des formes en creux (dentelles de trous, taffonis et formes voisines) et des sols désertiques typiques de même que de ceux de bordure.

On a testé la validité comme indicateurs climatiques des altérations fossiles et de la formation de sols: kaolinisations profondes et silicifications, de même que latéritisations en relations avec les processus d'aplanissement de l'Eogène, apparition de tours rocheuses et un karst en roche silicatée bien développé en relation avec le développement de formes de l'Eogène au Néogène, restes de sols formés surtout dans les périodes humides du Quaternaire, croûtes carbonatées, gypseuses et siliceuses de même que les formes de la désagrégation en creux („Opferkessel“). Elles apparaissent particulièrement après à apporter une précieuse contribution à la connaissance des changements de climats et des formes du terrain pendant le Cénozoïque.

Summary

A vertical and horizontal subdivision of geomorphic regions in the Tibesti Mts. and their surroundings has to be primarily based on the processes of arid weathering and soil formation. A detailed knowledge of these processes is therefore indispensable.

Contrary to long-time established opinions physical weathering — i. e. insolation weathering, hydration and salt weathering in various combinations — can no longer be regarded as the dominant process in arid weathering.

Complex chemical processes acting from the interior to the outside of blocks etc., together with mechanical strains, are primarily responsible for the results of arid weathering. Among the forms discussed are desert polygons, forms of slopes and crests, relics of weathering rinds and case hardening, the various kinds of pits and cavernous weathering as well as desert and semi-desert soils.

A number of forms are tested for their value as indicators of a specific climate. They are: fossil weathering and soils — deep-reaching kaolinization, silification, and lateritization — in the context of early-tertiary planation processes, the formation of tors and well-developed silicate karst in relation to processes active during most of the Tertiary, and, finally, quaternary soils, carbonate, gypsum and siliceous crusts and their forms of destruction (Opferkessel). All the forms mentioned seem to be well-suited as means for a further clarification of climatic and morphologic changes during the Cenozoic.

Literaturverzeichnis

- BÖTTCHER, U.; ERGENZINGER, P.-J.; JAECKEL, S. H. & KAISER, K. (1972): Quartäre Seebildungen und ihre Molluskeninhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. — *Z. f. Geom.* 16, 2, 182-234, Berlin-Stuttgart.
- BREMER, H. (1965): Ayers Rock, ein Beispiel für klimagenetische Morphologie. — *Ebenda* 9, 3, 249-284, Berlin.
- BREMER, H. (1967): Zur Morphologie von Zentralaustralien. — *Heidelberger Geogr. Arb.* 17, Heidelberg.
- BRINKMANN, R. (Hrsg.) (1964): Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Bd. 1. — Stuttgart.
- BÜDEL, J. (1957): Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in feuchten Tropen. — *Z. f. Geom.* 1, 2, 201-228, Berlin.
- CALKIN, P. & CAILLEUX, A. (1962): A quantitative study of cavernous weathering (taffonis) and its application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica. — *Ebenda* 6, 3/4, 317-324, Berlin.
- FRAAS, O. (1867): Aus dem Orient. Geologische Beobachtungen am Nil, auf der Sinaihalbinsel und in Syrien. — Stuttgart.
- FRÄNZLE, O. (1971): Die Opferkessel im quarzitischen Sandstein von Fontainebleau. — *Z. f. Geom.* 15, 2, 212 bis 235, Berlin-Stuttgart.
- FRENZEL, G. (1965): Studien an mediterranen Tafoni. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 122, 313-323, Stuttgart.
- FÜRST, M. (1965): Hammada-Serir-Erg. Eine morphogenetische Analyse des nördlichen Fezzan (Libyen). — *Z. f. Geom.* 9, 4, 385-421, Berlin.
- FÜRST, M. (1966): Bau und Entstehung der Serir Tibesti. — *Ebenda* 10, 4, 387-418, Berlin.
- GANSSEN, R. & HÄDRICH, F. (1965): Atlas zur Bodenkunde. — Mannheim.
- GAVRILOVIC, D. (1968): Kamenice im magmatischem Gestein Jugoslawiens. — *Z. f. Geom.* 12, 1, 43-59, Berlin-Stuttgart.
- HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. — In: WILLIAMS, J. J. & KLITZSCH, E. (ed.): South-Central Libya and Northern Chad. A Guidebook to the Geology and Prehistory. — 8. Ann. Field Conf., Petrol. Explor. Soc. Libya, 53-58, Amsterdam.
- HAGEDORN, H. (1971): Untersuchungen über Reliefotypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. — *Z. f. Geom., Suppl.-Bd.* 11, Berlin-Stuttgart.
- HEDGES, J. (1969): Opferkessel. — *Ebenda* 13, 1, 22-55, Berlin-Stuttgart.
- HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. — *Die Erde* 94, 126-135, Berlin.
- HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). — *Arbeitsber. aus der Forschungsstat. Bardai/Tibesti* 1 (Berliner Geogr. Abh. 5), 7-10, Berlin.
- HÖVERMANN, J. (1972): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. — *Göttinger Geogr. Abh., Heft 60, HANS-POSER-Festschrift*, 261-283, Göttingen.
- JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). — *Berliner Geogr. Abh.* 9, Berlin.
- JANNSEN, G. (1972): Periglazialerscheinungen in Trockengebieten — ein vielschichtiges Problem. — *Z. f. Geom., Suppl.-Bd.* 15, Berlin-Stuttgart (im Druck).
- 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. 1. Geogr. Institut FU Berlin* 13 (Festschrift für J. H. SCHULTZE), 147-188, Berlin.
- KAISER, K. (1972 a): Zeugen arider Verwitterung im Sandstein von Fontainebleau. — *Göttinger Geogr. Abh.* 60 (POSER-Festschr.), 103-124, Göttingen.
- KAISER, K. (1972 b): Der känozoische Vulkanismus im Tibesti-Gebirge. — *Arbeitsber. aus der Forschungsstat. Bardai/Tibesti* 3, Berliner Geogr. Abh. 16, Berlin.
- KLAER, W. (1956): Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. — *Pet. Geogr. Mitt., Erg.-H.* 261, Gotha.
- KLAER, W. (1970): Formen der Granitverwitterung im ganzjährig ariden Gebiet der östlichen Sahara (Tibesti). *Tübinger Geogr. Stud.* 34 (WILHELMY-Festschrift), 71 bis 78, Tübingen.
- KNETSCH, G. (1950): Beobachtungen in der libyschen Sahara. — *Geol. Rundschau* 38, 1, 40-59, Stuttgart.
- KNETSCH, G. (1952): Geologie am Kölner Dom. — *Ebenda* 40, 1, 57-73, Stuttgart.
- KNETSCH, G. (1954): Allgemein-geologische Beobachtungen in Ägypten (1951-1953). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 99, 287-297, Stuttgart.
- KNETSCH, G. (1960): Über aride Verwitterung unter besonderer Berücksichtigung natürlicher und künstlicher Wände. — *Z. f. Geom., Suppl.-Bd.* 1, 190-205, Berlin.
- KNETSCH, G. & REFAI, E. (1955): Über Wüstenverwitterung, Wüsten-Feinrelief und Denkmalzerfall in Ägypten. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 101, 2, 227-256, Stuttgart.

- KRUMBEIN, W. E. (1969): Über den Einfluß der Mikroflora auf die exogene Dynamik (Verwitterung und Krustenbildung). — *Geol. Rundschau* 58, 2, 333-363, Stuttgart.
- KUBIENA, W. L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — Stuttgart.
- MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. — Braunschweig.
- MESSERLI, B. (1972 a): Grundlagen. — Hochgebirgsforschung (herausgegeben von der Arbeitsgemeinschaft für vergleichende Hochgebirgsforschung), Heft 2: Tibesti — Zentrale Sahara. Arbeiten aus der Hochgebirgsregion. 7-22, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck-München.
- MESSERLI, B. (1972 b): Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti. — Hochgebirgsforschung (herausgegeben von der Arbeitsgemeinschaft für vergleichende Hochgebirgsforschung), Heft 2: Tibesti — Zentrale Sahara. Arbeiten aus der Hochgebirgsregion. 23-86, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck-München.
- MESSERLI, B. & INDERMÜHLE, D. (1968): Erste Ergebnisse einer Tibesti-Expedition 1968. — *Verh. Schweiz. Naturf. Ges.* 1968, 139-142, Zürich.
- MOLLE, H.-G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). — *Berliner Geogr. Abh.* 13, Berlin.
- MORTENSEN, H. (1933): Die „Salzsprengung“ und ihre Bedeutung für die regionalklimatische Gliederung der Wüsten. — *Pet. Geogr. Mitt.* 79, 130-135, Gotha.
- OLLIER, C. D. (1965): Some features of granite weathering in Australia. — *Z. f. Geom.* 9, 3, 285-304, Berlin.
- PANZER, W. (1954): Verwitterungs- und Abtragungsformen im Granit von Hongkong. — *Abh. Akad. f. Raumforsch. u. Landesplanung* 28 (MORTENSEN-Festschr.), 41-60, Bremen.
- PENCK, A. (1894): Morphologie der Erdoberfläche. — 2 Bde., Stuttgart.
- SCHEFFER, F.; MEYER, B. & KALK, E. (1963): Biologische Ursachen der Wüstenlackbildung. — *Z. f. Geom.* 7, 2, 112-119, Berlin.
- SCHWARZBACH, M. (1953): Das Alter der Wüste Sahara. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 15-174, Stuttgart.
- SCHWARZBACH, M. (1964): Edaphisch bedingte Wüsten. Mit Beispielen aus Island, Teneriffa und Hawaii. — *Z. f. Geom.* 8, 4, 440-452, Berlin.
- WALTHER, J. (1924): Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. — 4. Aufl., Berlin.
- WILHELMY, H. (1958): Klimamorphologie der Massengesteine. — Braunschweig.

TAFEL I

Abb. 1 „Schild-Inselberg“ aus flachlagernden kambro-ordovizischen Sandsteinen am Rande einer Talniederung

Die Entwicklung zur im Bildvordergrund abgebildeten Form ist mit der allmählichen Rückverlegung der Sandstein-Talwände an Druckentlastungs-Kluftflächen zu erklären, wobei zunächst „Talwand-Zeugenberge“ (vgl. Abb. 2) entstehen, wie auch im Bildmittelgrund links und halbrechts zu erkennen ist. Mannigfaltige Verwitterungsprozesse erzeugten daraus Pfeiler-, flaschen- und pilzartige Formen, bis es in den unteren, stärker zermürbten und abgewitterten Gesteinspartien zum Versturz bzw. Abbruch kam. Bei größeren, jedoch ebenfalls aus zermürbtem Gestein bestehenden und zunächst kegelformartig geformten Sockelbereichen bilden sich vor allem nach Aussetzen von Schattenverwitterungsprozessen rasch Hartrinden, die dann einen beschleunigten Abbau bis zur völligen Einebnung der an sich sehr abtragungsfälligen „Gesteine“ darunter bremsen. Dennoch werden ständig bei diesen „Schild-Inselbergen“, die hier Sockeldurchmesser von 7 bis 10 m und Höhen von 2 bis 3 m erreichen, mehrere mm- bis einige cm-dicke Teile der insgesamt an der Oberfläche in der Art von Schildkrötenpanzern gemusterten Silizium-Eisen-Mangan-Hartrinden abgelöst, worauf aber jeweils darunter zu sofortiger Krusten-Neubildung veranlaßt wird.

Die so gemusterten Hartrinden mit der polygonalen Rißanordnung und den leicht aufgewölbten Bereichen im Innern der Rißmuster finden sich häufiger auch an sonnseitig oder luvseitig zum Nordostpassat exponierten Sandstein- (vgl. Abb. 3), Granit- und ähnlichen Festgesteins-Wänden. Sie dürften letztlich auf Austrocknungsprozesse im nur einige cm- bis wenige dm-dicken Außenhautbereich (mit schwankenden Austrocknungsfronten) von solchen freien Gesteinsoberflächen zurückzuführen sein. Nennenswerte Wirkungsunterschiede in Abhängigkeit von der Exposition liegen allerdings bei der im Bildvordergrund abgebildeten Form nicht vor, zumal hier weder kräftige Windwirkungen, wie sie etwa auf freien Flächen durch den Nordostpassat gegeben sind (vgl. Abb. 4 bis 8), noch Beeinträchtigungen hinsichtlich der Bestrahlung vorliegen. Man beachte aber die tafoni-artigen Unterschrägungen in den \pm nord- bis nordostseitigen Fußpartien, die offenbar doch auf verstärkte Schattenverwitterung zurückzuführen sind. Auffällig ist auch die Ausbildung von einer hier nur m-breiten und dm-tiefen „Randfurche“, die hauptsächlich durch Abspülvorgänge im Zusammenhang mit episodischen Starkregen erzeugt wird.

Zouarké-Niederung 15 km westlich Zouar im Südwestteil des Tibesti-Gebirges (ca. 750 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 2 „Talwand-Zeugenberg“ in flachlagernden kambro-ordovizischen Sandsteinen

Die Ausbildung des 10 m hohen („Flaschenhals“: ca. 3 m, kegelformartiges „Flaschenmundstück“: 70 bis 100 cm) und 3 bis 4 m Durchmesser messenden („Flaschenhals“: 130 bis 150 cm) „Flaschenfelsens“ nahm ihren Ausgang durch Rückverlegung einer hier nach \pm Südwesten exponierten Talwand vor allem durch Felsablösungen im Zusammenhang mit wandparallelen Druckentlastungs-Kluftflächen. Die vertikal unterschiedlich entwickelte und oft zu Untersteilungen führende Abwitterung mit horizontaler Ausbildung von Formen der Zellen- und Wabenverwitterung oberhalb des „Flaschenhalses“ kann auf bankige Gesteinsunterschiede (Wechsel gröberer bis konglomeratischer mit feinsandigeren Sandsteinpartien) zurückgeführt werden.

Die allseitigen Wandunterschrägungen im „Flaschenhals“ erklären sich als Hauptwirkungsbereiche aufsteigender Boden- bzw. Gesteinsfeuchte, wobei mit ständigen, durch Lö-

sungsvorgänge hervorgerufenen Substanzverlusten im Innern (Kernfäulnis) sowie effloreszenzartigen Ausfällungen aus solchen Lösungen an der Außenhaut (Verdunstungsfront) und deren fortwährendes Absanden vor allem durch Winderosion und gelegentliche Abspülung bei episodischen Starkregen insgesamt Gesteinszermürbung und bevorzugter Abbau (Abwitterung) erfolgt. Für die hier besonders zur Wandseite hin (\pm Nordosten) stärker fortgeschrittene Unterschrägung ist zusätzliche Schattenverwitterung verantwortlich zu machen. Der Abbruch des „Flaschenfelsens“ findet im Regelfalle oberhalb des „Flaschenmundstückes“ statt. Es bleibt dann zunächst ein 70 bis 100 cm hoher Kegelformstumpf aus stark zermürbtem Gestein zurück, der dann aber zumeist relativ rasch durch weitere Abtragungsprozesse vor allem im Zusammenhang mit Winderosion und Abspülvorgängen eingeebnet wird.

Nordseitiger Talrand der Zouarké-Niederung, 15 km westlich Zouar, im Südwestrahmen des Tibesti-Gebirges (ca. 750 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 3 In der Art von Schildkrötenpanzern gemusterte und von Hartrinden geschützte Sandstein-Wand im Südwestrahmen des Tibesti-Gebirges

Vor allem in den unteren Bereichen beiderseits hoher und nahezu senkrechter Wandbefassungen einer Schluchttal-Niederung werden die Ausbisse leicht quarzitischer, \pm horizontal gelagerter, kambro-ordovizischer Sandsteine zumindest bei mehr oder weniger sonnseitiger Exposition von limonitischen Hartrinden geschützt. Diese sind vorwiegend durch chemische Prozesse arider Verwitterung infolge zumeist hier aufsteigender Gesteins-, Berg- und Grundfeuchte entstanden. Dabei führten einerseits Lösungs- und Zersetzungs Vorgänge zu Kernfäulnis im Gesteinsinnern. Andererseits waren die Ausfällungen der Lösungsinhalte und deren Verhärtung an bzw. nahe den Verdunstungsfronten bestimmend, worauf die Hartrinden-Panzerungen der Sandstein-Talwandbereiche als „Außenhautverdichtungen“ beruhen.

Die unregelmäßig-polygonal in der Art von Schildkrötenpanzern gemusterte Oberfläche unterer und zumeist nur sonnseitiger Wandbereiche ist offenbar von den Kluftsystemen der Sandsteinfolgen mitbestimmt worden. Ansonsten dürfte es sich um subrezente Trockenrißmuster mit Polygondurchmessern von 10 bis 30 cm handeln. Offenbar haben auch von außen während episodischer Starkregenzeiten bewirkte Durchfeuchtungen mit durch Hydratisations-Prozesse veranlaßten Quellungen im Rahmen nachfolgender Austrocknung durch Vorgänge der Dehydratation ausgelöste Schrumpfungen solche Muster erzeugt. Im Gegensatz zu tonigen, lehmigen und feinsandigen, vielfach in wannenartigen Geländedepressionen oder aber den kolkartigen Ausraumzonen der Talsohlen zusammengeschwemmten Lockerabsätzen, wo sich solche Hydratisierungs- und nachfolgenden Austrocknungsprozesse bei jeder episodischen Starkregenzeit einstellen und dann jeweils erneut solche Muster erzeugen, dürften die hier abgebildeten Kleinformen während der Initialphase der Ausbildung limonitischer Hartrinden angelegt worden sein. Sie können somit heute als fossilisiert gelten. Zumeist an dasselbe Substrat geknüpft, finden sich hier ebenfalls solche in der Art von Schildkrötenpanzern gemusterten Hartrinden an der Gesamtoberfläche flachdomförmiger Schildinselberge nicht selten (vgl. Abb. 1).

Man beachte auch das leicht konvex aufgewölbte Innere der polygonalen Trockenriß-Muster. Darin dürfte in der Tat ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zu fossilisierten Frostbodenmustern gegeben sein, zumal in den Frostwirkungsbereichen überwiegend nur die aktiven Frostformen gleichartige Erscheinungs-Formen ausweisen, während ja dem-

gegenüber die offenbar zumeist allein fossilisierbaren Auftaformen durch ein konkav eingewölbtes Inneres zwischen den polygonalen Mustern gekennzeichnet sind. Zouarké-Niederung ca. 15 km westlich Zouar im Südwestrahmen des Tibesti-Gebirges (ca. 750 m über NN).

Photo: K. E. GRAEBNER, Januar 1967

Abb. 4 *Schalenverwitterung an früh- bis synorogenen Kalk-Alkali-Graniten der präkambrischen Oberen Tibesti-Gruppe*

An der aus der Serirfläche aufragenden und von präkambrischem Granit gebildeten, halbkugelförmigen Felsburg haben vor allem aus dem Gesteinsinnern und Boden aufsteigende Lösungen zu innerer Kernfäulnis und durch Ausfällungen von Lösungsinhalten und deren Verhärtungen an der Oberfläche (an bzw. nahe der Verdunstungsfronten) zur Ausbildung von Hartrinden als „Außenhautverdichtungen“ veranlaßt. Der Abbau der zumeist kieselsäure-gebundenen Eisen-Mangan-Krusten, nicht selten aber auch lediglich limonitischen Hartrinden, knüpft sich an konzentrisch ausgebildete Druckentlastungs-Klüfte (als teilweise „granittektonische“ Vorzeichnungen), Prozesse der Insolation- und Salzverwitterung sowie der Hydratation und Hydrolyse mit gelegentlicher Abspülung bei episodischen Starkregen und fortwährendem Abfeigen durch Windwirkung.

So erfolgt nach und nach ein Absanden und Abbröckeln sowie Abplatzen und Abschalen mal kleinerer, mal größerer Hartrindenteile an der Außenhaut. Im Lee des hier kräftig wirkenden Nordostpassats (vordere bis linke Bildseite) ist offenbar die „Außenhautverdichtung“ weit anfälliger, so daß hier der Schalenabbau schneller fortschreiten kann. Im Zusammenhang mit konzentrierter Windwirkung (Korrasion und Deflation vor allem durch die leeseitigen Wirbelwirkungen) und sich nach und nach einstellender Schattenverwitterung findet dann die Überleitung zu Seiten-Kavernierungen statt. Man beachte die verschiedenen Hartrinden-Generationen, wobei sich unter den unterhöhlten Randpartien äußerer und jeweils älterer Krusten bereits neue Hartrinden ausbilden. Im Bereich dunkler Xenolithe ist eine besonders kräftige selektive Auswitterung gegeben.

Windwirkungsbereich im Nordwestrahmen des Tibesti-Gebirges gegen den Südwestrand der Serir Tibesti südlich des Mourizidié-Passes (ca. 650 m über NN).

Photo: K. KAISER, September 1966

Abb. 5 *Seiten-Kavernierungen von Granit-Felsburgen*

An den aus früh- bis synorogenem Kalk-Alkali-Granit der präkambrischen Oberen Tibesti-Gruppe gebildeten Felsburgen sind die vor allem windlee-seitig wirksamen Prozesse der Seiten-Tafonierung schon weit fortgeschritten. Man beachte die mächtigen und die Hohlkehlen pilzdach-artig überkragenden Hartrinden insbesondere bei der im rechten Bildmittelgrund abgebildeten Form.

Windwirkungsbereich der Serir Tibesti (Granit-Serir) im Nordrahmen des Tibesti-Gebirges (NE des Ehi Arayé ca. 700 m über NN).

Photo: K. KAISER, Dezember 1966

Abb. 6 *Windlee-seitige Seitentafoni an einer Granit-Felsburg*

An der gleichen Lokalität (vgl. Abb. 5, linker Bildmittelgrund) hat der Kavernierungs-Prozeß bereits mehr als eine volle Hälfte im Windlee der halbkugelförmigen Granit-Felsburg erfaßt. Die annähernd senkrechten und meist wul-

stigen Rippen zwischen den Seitentafoni werden immer mehr verschmälert und zurückgewittert, bis schließlich Zusammenlegungen zu Halbhöhlen erfolgen. Abgesehen von Resten im Dachbereich wurden die Hartrinden zumindest im Windlee bereits völlig entblößt.

Photo: K. KAISER, Dezember 1966

Abb. 7 *Seitenkavernierungen an einer Granit-Felsburg im fortgeschrittenen Stadium*

In diesem weit fortgeschrittenen Stadium der windlee-seitig angesetzten, aber hier schon allseitig wirksam gewordenen Seitentafonierung ist auf der Windschattenseite durch zunehmende Verschmälern und Zurückverwitterung der einst die Hohlkehlen trennenden Rippen eine Zusammenlegung zu Halbhöhlen erfolgt. Auch die Hartrinden sind auf pilzhut-artige Reste im Dachbereich der Abtragung zum Opfer gefallen. Man beachte auch die zunehmende Anlage eines flachstumpffartigen Sockels im basalen Kernfäulnisbereich der Granit-Felsburg.

Benachbarte Lokalität der zuvor abgebildeten (Abb. 5 u. 6).

Photo: K. KAISER, Dezember 1966

Abb. 8 *Pilzfelsen aus früh- bis synorogenem Kalk-Alkali-Granit der präkambrischen Oberen Tibesti-Gruppe*

Hier hat die Weiterentwicklung einer halbkugelförmigen Granit-Felsburg durch Seitenkavernierung zur Ausbildung eines ca. 1,5 m hohen und 3 m Hutdurchmesser messenden Pilzfelsens geführt. Bei weiterem Abbau des Pilzschafes im Kernfäulnisbereich vor allem durch Winderosion sowie fortwährendes Absanden würde der aus Hartrinden zusammengesetzte Hutbereich an der Grenze der Außenhautverdichtung gegen den zermürbten Gesteinskern abkippen, verstürzen und dann nach und nach im Rahmen von Verwitterungsprozessen zerfallen und aufgelöst. Es bleibt ein säulen- bis kegelförmiger Flachstumpf aus zersetztem Gestein zurück, der unter der hier gegebenen Voraussetzung der raschen Abtragung vor allem durch Winderosion und gelegentliche Abspülung unterliegen würde, bis schließlich die völlige Ein ebnung und Einbeziehung in das aërodynamische Treibsand-Flachrelief bewirkt ist.

Unter bestimmten Voraussetzungen können massigere Stumpfbereiche aber auch in der Art von Schildkrötenpanzern gemusterten Flachschild-Inselbergen durch erneute Hartrinden-Überkleidungen dem raschen Zerfall entgegenwirken (vgl. Abb. 1).

Man beachte auch den rundlichen „Blockscherben-Schuttgipfel“ im linken Bildhintergrund.

Benachbarte Lokalität der zuvor abgebildeten (Abb. 5 bis 7).

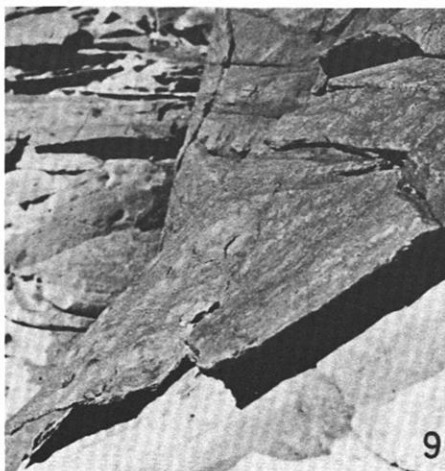
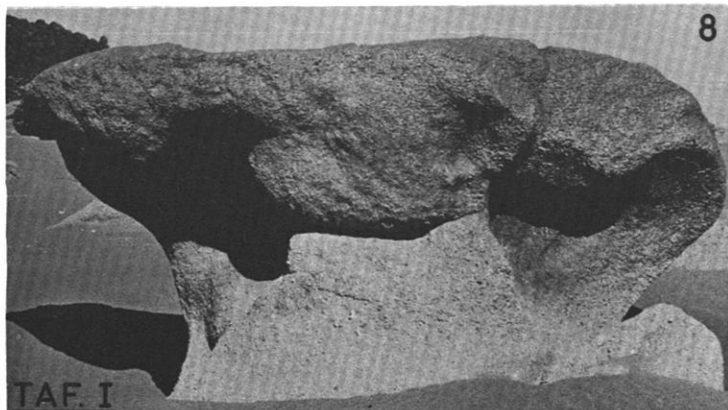
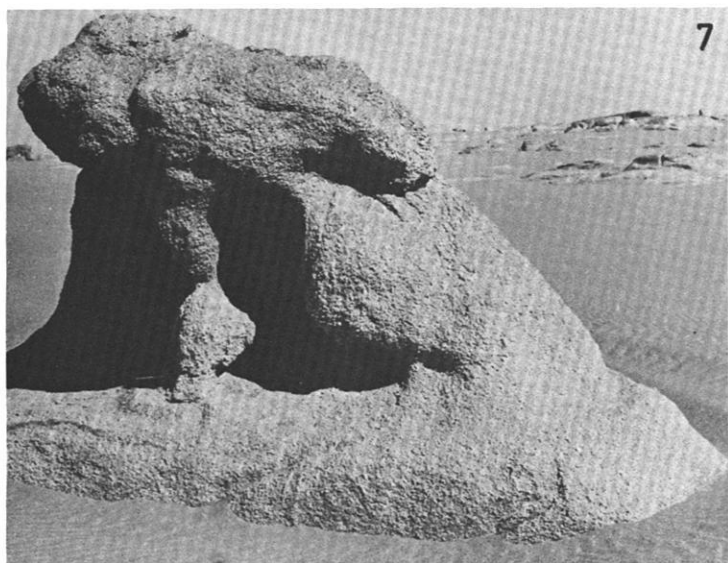
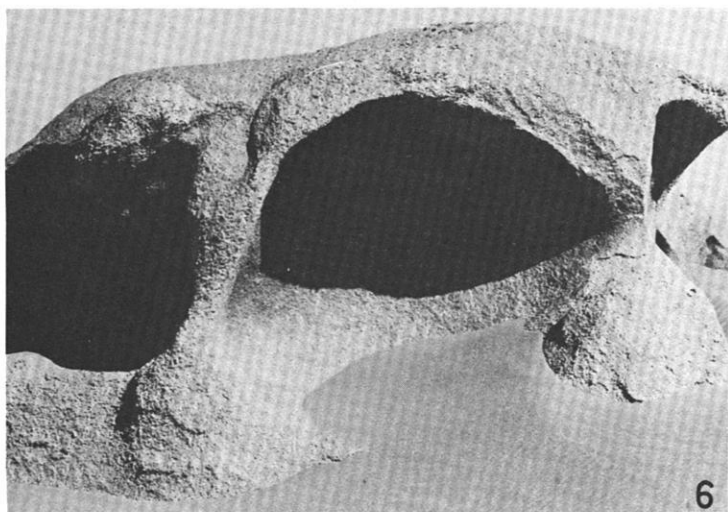
Photo: K. KAISER, Dezember 1966

Abb. 9 *Abbau von Hartrinden an einer aus flachlagernden kambro-ordovizischen Sandsteinen gebildeten und nach Westen exponierten Wand*

Im Zusammenhang mit Winderosion und gelegentlichen Abspülungen (bzw. Unterspülungen) werden hier die randlichen Partien noch nicht abgelöster, rostbrauner Hartrindenteile überwiegend limonitischer Zusammensetzung durch kombinierte Wirkungen mechanischer und chemischer Verwitterung unter maßgeblicher Beteiligung der Salzsprengung unterhöhlt, wobei nach und nach ein Abbröckeln und Abplatzen (Exfoliation) kleinerer und größerer Krustenteile von unten nach oben erfolgt. Schon unter den unterhöhlten Randpartien der sich abschalenden Hartrinden werden neue Krustengenerationen ausgebildet.

Westrand des Toussidé-Massivs in der westlichen Fußzone des Tibesti-Gebirges (ca. 750 m über NN).

Photo: K. E. GRAEBNER, Januar 1967



TAFEL II

Abb. 10 *Hohlkehlenverwitterung (Seitentafone und Nebentafoni) an einem Rhyolith-Block jungtertiären Alters*

Der Block wurde von einer westlich benachbarten Felswand abgelöst und einige Dezimeter tief (Unterkante) in mäßig geböschte Hangschuttmassen der Fußzone eingebettet. Bei den Kavernierungen handelt es sich um unter gegenwärtigen Klimaverhältnissen voll wirksame in situ-Bildungen. Die Seitentafone-Ausbildung ist weit fortgeschritten und hat offenbar ihren Ausgang von der Schattenseite (ca. 1000 m hohe Steilwände als Westeinfassung der Trou au Natron-Depression) genommen (Blickrichtung nach Nordnordwesten). Eine nennenswerte Windausformung liegt nicht vor, zumal hier nur schwache Lokalwind-Effekte (Berg-Talwind) gegeben sind. Die Außenhautverdichtung als schwarz-braune Hartrinde mit einige mm bis wenige cm betragender, jedoch unregelmäßiger Dicke ist an der rechten Blockaußenseite sichtbar. Abschieferungs-, Abbröckelungs- und Absandungserscheinungen finden sich hier selten.

Westrand der Trou au Natron-Depression im Toussidé-Massiv / Tibesti-Gebirge (ca. 1700 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 11 *Hohlblockverwitterung (Innentafone) an einem Ignimbritblock*

Der Block wurde von einer nach Norden exponierten und von mittelpleistozänen Ignimbriten trachytischer Zusammensetzung gebildeten Wand abgelöst und einige Dezimeter tief (Unterkante) in mäßig geböschte Hangschuttmassen am Rande gegen das Hochwasser-Niveau eines Gerinnebettes eingebettet. Da in den Ignimbrit-Wandbereichen dieser Lokalität keine Kavernierungen vorliegen, ist die abgebildete Hohlblockerscheinung als eine in situ-Bildung zu deuten, die gemäß der Lagebedingungen unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen fortschreitet. Die Kavernierung hat offenbar ihren Ausgang von der schattenspendenden Wandseite (Blickrichtung nach Norden) genommen. Eine nennenswerte Überformung der Höhlung durch Windkorrasion liegt nicht vor, zumal die hier herrschenden Winde quer zur Kavernierungsrichtung gerichtet sind (in Talrichtung nach Westen umgelenkter Nordostpassat). Die Außenhautverdichtung als ockerbraune Hartrinde mit kräftigen Abschalungserscheinungen (im Bilde auf der rechten Blockoberfläche sichtbar) ist offenbar nur geringmächtig entwickelt. Man beachte auch die vorwiegend auf Schattenverwitterung zurückzuführenden dunklen, effloreszenzen-artigen Krustierungen mit Absandungserscheinungen unterer Blockwandteile oberhalb der Bodenfläche.

Konfluenzbereich der Gonoa-Talungen ca. 15 km westlich Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1100 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 12 *Basis-Kavernierungen (Basis-Tafoni) an Ignimbrit-Großgeröllen einer Spülrinne.*

Im Gegensatz zur weiteren Umgebung ist hier im Bett einer Spülrinne ein verschärfter sowie öfters und länger wirksamer Wechsel von Durchfeuchtung und Austrocknung gegeben. Unter Beteiligung von „trockener“ Temperaturverwitterung und Hydratisierungs-Prozessen sowie Salz- und Schattenverwitterung bewirkt die in solchen optimalen Feuchtelagen gegenüber den weit weniger aktiven Verbänden darüber und darunter heraufgesetzte Hartrinden- und Kernverwitterung vermehrten Substanzverlust infolge verstärkten Absandens, Abschieferns, Abschalens und Abbröckelns, was schließlich

zu solchen Basis-Kavernierungen veranlaßt. Die Außenhautverdichtungen auf den Block-Oberseiten kennzeichnen sich als meist rauhe und ockerbraune Krustierungen. Die Abwitterung der Seitenwände von unten und innen führt zu Nachsackungen und Einstürzen, wobei dann jeweils Neuansätze von Basis-Kavernierungen bis zur endgültigen Aufzehrung der Blöcke erfolgen.

Nähe der Piste Zouar-Bardai auf der SW-Abdachung des Toussidé-Massivs ca. 20 km SW des Trou au Natron (ca. 1500 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 13 *Beginnende und fortgeschrittene Kavernierungen in einem von karbonatischen Sinterkrusten überzogenen, nach WSW exponierten und von verfestigten, vulkanischen Breccien tertiären Alters (Mittlere Helle Serie) gebildeten Wandbereich*

Lösungswirkungen und Wiederausfällungen bei episodischen Abspül-Vorgängen (bzw. Unterspülungen) von über diese Wandpartien abfließenden Wassermassen haben die wulstigen bis tropfenförmigen und oft mit wandabwärts verlaufenden Karren versehenen, gelbbraunen bis grauweißen Kalksinter-Überzüge bewirkt. Gemeinsam mit der polymikten Zusammensetzung und einer geringen Zerklüftung des Gesteins bilden sie offenbar die insgesamt unregelmäßigen Ansätze von hier mal initialen, dort mal fortgeschrittenen Kavernierungen nach Art von Bröckellöchern. In den dunkleren, unteren Wandpartien tritt das Breccien-Gestein mit dunklen, effloreszenzen-artigen Eisen-Mangan-Überkrustungen und rauher Oberfläche heraus, wo ein ständiges Absanden und Ausbröckeln erfolgt. Während kräftige Windwirkungen hier nicht gegeben sind, setzt nennenswerte Schattenverwitterung offenbar erst in einem fortgeschrittenen Stadium der Kavernierungen ein.

Über dem Gerinnebett einer rechten Yebbigué-Nebentalung östlich vom Fort Yebbi-Bou im östlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1300 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 14 *Hohlkehlenverwitterung im Wandbereich einer nach SSE exponierten und aus flachlagerndem Acacus-Sandstein (Silur) gebildeten Stufe*

Parallel zur Wandoberfläche liegen bandförmige und meist limonitische Ausfallungsstreifen vor, die vielleicht im Zusammenhang mit wandparallelen Druckentlastungs-Klüften als Hautverdichtungen auf Vorgänge der Hartrinden- und Kernverwitterung zurückzuführen sind (vgl. die am linken Bildrand sichtbare senkrechte Streifung an der Kavernen-Innenwand). Gelartige Verdichtungen der Zellenwände liegen offenbar nicht vor. Die zumeist durch Salzverwitterung und Hydratisierungs-Prozesse ausgelöste Hohlkehlen-Auswitterung durch Absanden und Abschiefern dürfte von schalenartigen Wanddepressionen ausgegangen sein. In dem hier sichtlich weit fortgeschrittenen Stadium der Zellen- und Wabenverwitterung ist es unter maßgeblicher Mitbeteiligung der Schattenverwitterung zur Ausbildung innen erweiterter Halbhöhlen gekommen. Windwirkung dürfte jedoch an der Ausgestaltung nicht nennenswert beteiligt sein.

Silur-Stufe ca. 10 km NW des Col Mouri Idé im südlichen Fezzan (ca. 600 m über NN).

Photo: K. KAISER, September 1966

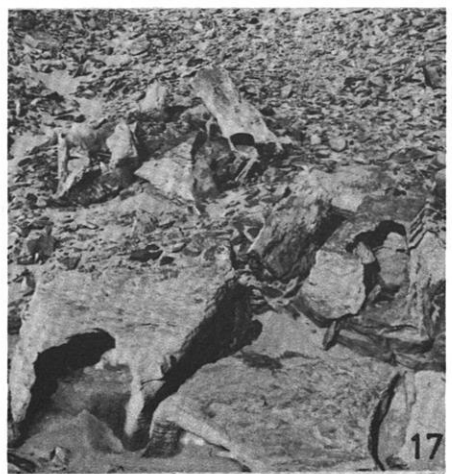
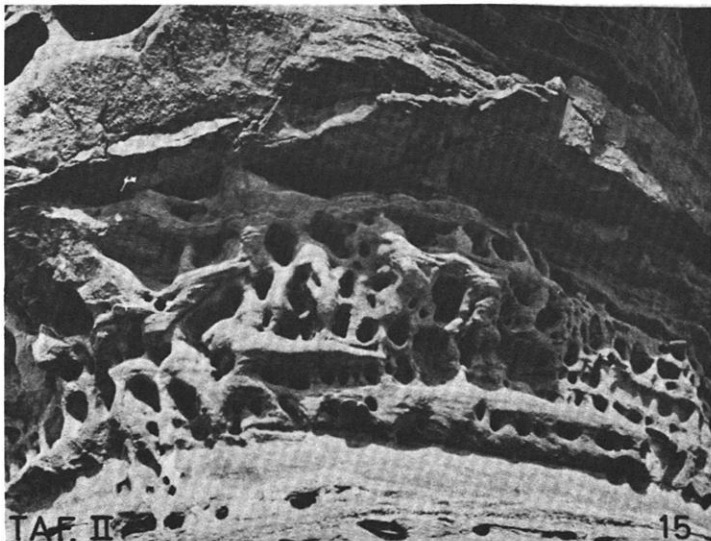
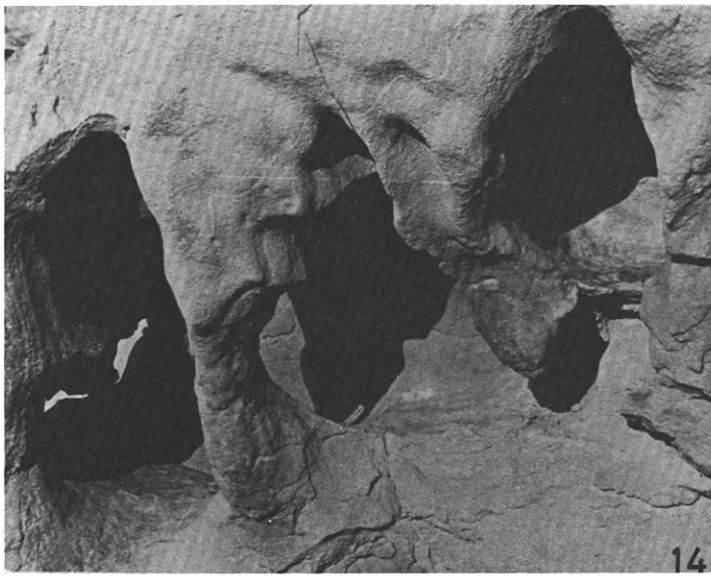
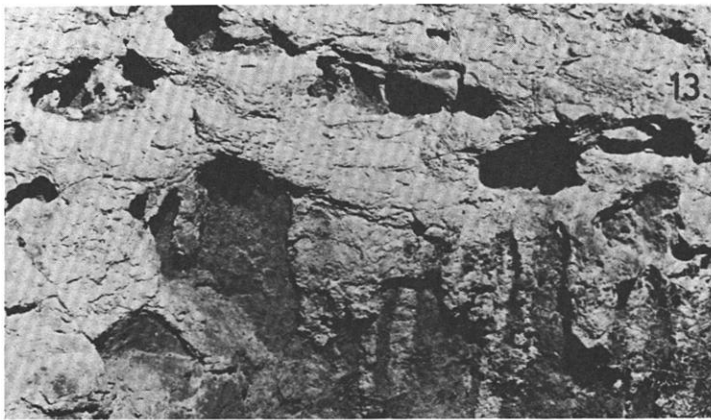
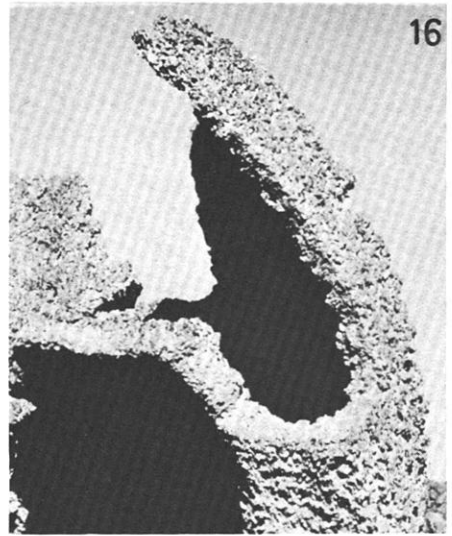


Abb. 15 *Zellen- und Wabenverwitterung an einer aus flach-lagerndem Bardai-Sandstein gebildeten „Flaschenfelsen“-Wand*

Die oft über 10 m hohen, pfeiler-, flaschen- und pilzförmigen Bardai-Sandstein-Einzelfelsen haben ähnliche Verwitterungs- und Formungsprozesse erfahren wie jene auf Abb. 14 dargestellten Formen. Die Bröckellöcher sind hier bevorzugt schattenseitig in den Fein- und Mittelsand-, nicht aber in den Grobsandbänken und Konglomeratlagen angelegt worden. Eine nennenswerte Panzerung der Felswände mit Hartrinden liegt im Regelfalle nicht vor.

Zentrales Tibesti-Gebirge ca. 5 km SSE Bardai (ca. 1100 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 16 *Hohlraumbildung an wurstartig endenden, parasitär-effusiven Lavasträngen (Trachyandesite)*

Die Hohlraumbildung mit der fischmaulartigen Öffnung unter der harten, mit einer rauhen Außenhaut versehenen „Pelle“ dürfte hier sicherlich schon im Rahmen der Erstarrung der Lavastränge bestimmt worden sein.

Unterer, vorwiegend von vulkanischen Breccien gebildeter Südhang des holozänen Toussidé-Vulkankegels (3264 m) im westlichen Tibesti-Gebirge (ca. 2500 m über NN).

Photo: W.-D. HECKENDORFF, Dezember 1966

Abb. 17 *Hohlblock-Verwitterung am Rande einer Spülrinne*

In einer mit Schutt verkleideten, sanft geböschten Schrägfläche am Wandfuß der aus silurischem Acacus-Sandstein gebildeten Schichtstufe wurden besonders am Rand einer subsequenten Gerinne-Sammelader Grobblöcke (zumeist feingeschichtete Siltsteine) von meist eckigen Umrisen angereichert, die ausgehend von Seiten- (Gerinnebett-Seiten) und Basis-Kavernierungen (Gerinnebett-Sohlen) zu Hohlblöcken ausgeformt wurden. Die gegenwärtig voll wirksamen Formungsprozesse sind als Kombination von Seiten- (vgl. u. a. Abb. 4 bis 8) und insbesondere Basis-Tafonierung (vgl. Abb. 12) zu verstehen.

Benachbarte Lokalität der in Abb. 14 dargestellten.

Photo: D. BUSCHE, September 1966

TAFEL III

Abb.18 *Rezente Wandverwitterung*

An einer nach Süden exponierten Hohlweg-Wand wurden in dunklen Hartrinden über mittelpleistozänen Ignimbriten trachytischer Zusammensetzung vom Vorzeitmenschen Felsgravuren angelegt. Die Darstellung eines Kriegers mit Schild und Speer entspricht einer mittleren Stilepoche, wo hier hauptsächlich Rinder zur Darstellung gelangten; sie ist auf ca. 5000 bis 3000 ¹⁴C-Jahre zu veranschlagen. Vor allem durch optimale Bergfeuchte-Effekte gegenüber den weit weniger begünstigten Partien darüber und darunter führt hier die so heraufgesetzte Hartrinden- und Kernverwitterung unter maßgeblicher Beteiligung von Salz- und Schattenverwitterung sowie nachrangig auch der „trockenen“ Temperatur-Verwitterung und von Hydratisierungs-Prozessen zu vermehrtem Substanzverlust, was sich als verstärktes Absanden, Abschiefern, Abbröckeln und Abschalen von meist effloreszenzen-artigen Krustenteilen dieser Steilwand-Partien und deren ständiger Neubildung darunter äußert. Auf diese Weise sind hier die Felsgravuren bereits nahezu unkenntlich gemacht worden.

Piste Bardai-Zouar am Nordhang des Oudingueur-Tales auf der Ostflanke des Toussidé-Massivs im westlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1200 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 19 *Ablösung von Hartrinden an einer Bardai-Sandstein-Wand*

Die in Eisen-Mangan-Hartrinden an einer nach Nordosten exponierten Bardai-Sandstein-Felswand auf Flächenwirkung abgestimmten und in grober Punztechnik durch den Vorzeitmenschen ausgeführten Darstellungen von „Tanzgruppen“ und Rindern in der offenbar auf 5000 bis 3000 ¹⁴C-Jahre zu veranschlagenden zweiten Stilepoche („Rinderperiode“, vgl. Abb. 18) einzuordnen. Während im Bereich der Gravuren nennenswerte Krusten-Neubildungen offenbar noch nicht erfolgt sind, zeigen sich im rechten oberen Bildausschnitt lokale Ablösungen von Hartrindenpartien und darunter Ansätze von Krusten-Neubildungen. Hier dürften Prozesse der „trocken“ Temperatur-, Salz- und Hydratations-Verwitterung im Zusammenhang mit Windeinwirkungen und gelegentlichen Abspülungen für die Ablösungen von Krustenteilen vor allem in der Art von Exfoliation verantwortlich sein. Andererseits ist anscheinend durch die hier auf Grund der Exposition und Lage (Höhe über dem Wandfuß) weniger aktive Hartrinden- und Kern- sowie Schattenverwitterung eine Stabilität alter Krusten garantiert.

„Tanzfelsen“ ca. 1 km NE Bardai im mittleren Tibesti-Gebirge (ca. 1050 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 20 *Ansätze fossiler Seiten-Kavernierungen über einem Bardai-Sandstein-Abri*

Die gesamten, hier nach W exponierten Bardai-Sandstein-Steilwände über dem eigentlichen Abri sind von dunklen Hartrinden überkleidet, in denen der Vorzeitmensch Felsgravuren (hier mit Kreide überzeichnete Rinder- und Krieger-Darstellungen der zweiten Stilperiode, vgl. Abb. 19 und 20) anlegte. Im unteren Bildabschnitt werden durch breite Sandsteinwülste getrennte Seitenkavernierungen sichtbar, die nach Art der in Abb. 4 bis 8 dargestellten und möglicherweise unter Beteiligung fluvialer Seitenerosion ausgebildet worden sein dürften. Sie sind ebenfalls von Hartrinden überkleidet, in denen gelegentlich auch Ritzzeichnungen der gleichen Stilperiode angelegt wurden. Hier liegen somit

fossile Formen der Hohlkehlen-Verwitterung vor, was offenbar im Zusammenhang mit einer merklichen Tieferlegung der fluvialen Erosionsbasis an dieser Lokalität bewirkt worden ist.

Felswände über einem Bardai-Sandstein-Abri am Enneri Dirennao ca. 20 km NE Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1100 m über NN).

Photo: D. BUSCHE, Januar 1967

Abb. 21 *Opferkessel in mächtigen Kalkkrusten über nordpluvialen Seeabsätzen im zentralen Tibesti-Gebirge*

Die Taloasen-Depression des Bardagué bei Bardai war gemäß geomorphologischer und sedimentologischer Befunde an zumeist karbonatischen und organogen gebildeten (Kalkalgen) Seeabsätzen einschließlich der vielfach humosen Verlandungs-Horizonte von ausgedehnten Vorzeitseen erfüllt. Gemäß der Untersuchung ihrer Mollusken-Inhalte und auf Grund von ¹⁴C-Datierungen war das hier — und ebenso in Talabschnitten ober- und unterhalb, wenn man von den rezenten und „neolithischen“ Endpfannen absieht — zuletzt im letzten Nordpluvial vor ca. 15 000 bis 10 000 ¹⁴C-Jahren der Fall. Über den Seeabsätzen wurden in einem nachfolgenden Interpluvial, welches allerdings im Verhältnis zur Gegenwart als wohl feuchterer und vielleicht auch kühlerer Zeitabschnitt zu werten ist, caliche-artige Kalkkrusten ausgebildet. Mit ihren liegenden Auslaugungs-Horizonten sind sie nicht selten einige m mächtig und zwei ¹⁴C-Datierungen erweisen ein Alter von ca. 8500 bis 7500 Jahren.

Die meist ebene Oberfläche der Kalkkrusten wird vielfach durch Lösungs-Hohlformen nach Art von Opferkesseln (Origangas) ausgewiesen. Diese unregelmäßig an der Oberfläche verteilten Erscheinungen sind von kreisrunder bis breitovaler Gestalt, haben obere Durchmesser von 30 bis 80 cm und besitzen Tiefen von 20 bis 50 cm. Eine beträchtliche und durch konzentrierte Lösungsvorgänge bewirkte Untersteilung unterhalb der wulstartig überhängenden Kessel-Einfassungen ist deutlich sichtbar. Unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen bewirken gelegentliche Überspülungen während der episodischen und meist sommerlichen Starkregenzeiten sowie vor allem die immerfort tätigen aërodynamischen Prozesse eine Verfüllung bzw. Übersandung und Überschotterung solcher Hohlformen. Man beachte insbesondere die allgemein starke windkorrosive Überarbeitung der auf der Krustenoberfläche bloßliegenden, zumeist basaltischen Schotterkomponenten (teilweise zu Windkantern). Ihre (zumindest optimale) Ausbildung fällt offenbar in das letzte (\pm neolithische) Südpluvial vor ca. 7500 bis 4000 ¹⁴C-Jahren, wo gemäß vielseitiger Befunde zwar ähnlich warme, jedoch wesentlich feuchtere Klimabedingungen als heute gegeben waren.

Fossile bzw. subrezente Lösungs-Hohlformen nach Art solcher Opferkessel — offenbar ähnlicher Zeitstellung, jedoch teilweise gegenwärtig während der episodischen Regenzeiten noch geringfügig weitergebildet — finden sich lokal auch auf Gesteinsoberflächen der ausgedehnten (und nicht selten leicht quarzitischen) Sandstein-Massive sowie vulkanischer Bildungen (u. a. basaltische Laven und vor allem Ignimbrite, vgl. Abb. 22 und 23) des Tibesti-Gebirges und seiner Rahmenbereiche. Allerdings wurden hier weit häufiger noch ähnliche Hohlformen solcher Gesteinsoberflächen künstlich durch den Vorzeitmenschen oder rezent von nomadisierenden Ziegenhirten der einheimischen Tibbou-Bevölkerung angelegt (vgl. Abb. 24 bis 26).

Taldepression des Bardagué ca. 5 km oberhalb Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1030 m über NN).

Photo: K. KAISER, November 1966

Abb. 22 *Opferkessel auf der Oberfläche eines Ignimbrit-Stromes*

Die kreisrunde Lösungshohlform auf der Oberfläche eines mittelpleistozänen Ignimbrit-Stromes hat einen oberen Durchmesser von ca. 50 cm, eine Tiefe von ca. 40 cm und zeigt keine Überkragungen im Bereich der oberen Kesselwandungen (vgl. Abb. 21). Am Kesselboden (helle Fläche) werden polygonale Trockenriß-Muster (15 bis 20 cm Durchmesser) sichtbar, die sich jedoch auch in den Kesselwandungen als senkrechte Risse bis an die Ignimbrit-Oberfläche fortsetzen, wo also ebenfalls solche Musterungen gegeben sind. Teile des großpolygonalen Abkühlungs-Kluftnetzes (Durchmesser bis zu einigen m) mit Spaltenbreiten von einigen cm (gelegentlich bis zu einigen dm) werden am linken oberen Bildrand sichtbar. Die dunkle Krustierung der Kesselwandung zeigt an, daß dieser Opferkessel unter anderen klimatischen Voraussetzungen gebildet wurde und somit als Vorzeitform zu werten ist. Lediglich im Bodenbereich dürfte während der gegenwärtigen episodischen Starkregenzeiten für jeweils nur wenige Tage eine geringfügige Weiterbildung erfolgen. Auch die fleckigen Reste von Dunkelkrusten-Partien der Ignimbrit-Oberfläche im Umkreis der Lösungs-Hohlform sind offenbar als Bildungen im Zusammenhang mit ehemaligen Flechtenbewuchs zu verstehen, was aber nur unter der Voraussetzung eines wesentlich regenreicheren Klimas während der Hauptbildungszeit dieser Form verständlich erscheinen würde. In der Umgebung liegen weitere Lösungshohlformen dieser Art vor.

Ignimbrit-Fläche über dem Wadi-Bett des Enneri Oudineur an der Piste Bardai-Zouar (ca. 25 km WSW Bardai) auf der Ostabdachung des Toussidé-Massivs im westlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1200 m über NN).

Photo: D. BUSCHE, Februar 1968

Abb. 23 *Napfartige Lösungs-Hohlformen auf der Oberfläche jungquartärer Talbasalte*

Die flachschaligen bis kesselartigen Hohlformen auf der Oberfläche eines jungquartären Talbasalt-Stromes haben scharfe Ränder und erreichen Durchmesser bis 20 cm sowie Tiefen bis 10 cm. An dieser Lokalität fanden sich weit über 200 solcher „Näpfe“ in teilweiser enger Vergesellschaftung. Der Ansatz zur Ausbildung dieser Formen ist offenbar in den selbst als Miniatur-Näpfe an der Basaltoberfläche erscheinenden Blasen-Hohlräumen der Basaltlava gegeben (vgl. den unteren, rechten Bildteil). Während die Basaltoberfläche (einschließlich der Blasen-Miniatur-Näpfe) durchgehend dunkel patiniert ist, tritt in den Lösungs-Hohlformen bis zum oberen Rand die blaugraue Basaltlava in völliger Gesteinsfrische heraus. Das mag darauf hinweisen, daß die Weiterbildung unter den gegenwärtigen Klimabedingungen (jeweils während der Regenzeiten) voll aktiv ist. Auch gelegentlich am Boden der Näpfe zusammenschwemmtes tonig-lehmiges Feinmaterial von gelblicher Farbe weist darauf hin. Bemerkenswert sind auch die Trockenriß-Muster, die mit Polygon-Durchmessern von 10 bis 15 cm die Basaltoberfläche (einschließlich der Näpfe) überziehen, während die polygonalen Abkühlungsflächen (soweit vorhanden) mittlere Durchmesser von 70 bis 80 cm erreichen.

Talbasalt-Oberfläche über dem Schluchtrand des oberen Yebbigué ca. 5 km südlich Yebbi Souma im östlichen Tibesti-Gebirge.

Photo: D. BUSCHE, Dezember 1966

Abb. 24: *Pseudo-Opferkessel auf einer Ignimbrit-Blockoberfläche*

Die kreisrunde Hohlform von ca. 20 cm Durchmesser und 10 cm Tiefe inmitten der Oberfläche eines größeren Ignimbrit-Blockes dürfte durch den Vorzeitmenschen in der Art von Reibe- und Stampfschalen (für Getreide etc.), möglicherweise aber auch zu kultischen Zwecken angelegt worden sein. Sie findet sich in zentraler Lage einer offenbar neolithischen (oder jüngeren) Siedlung, was durch Siedlungsreste mannigfaltiger Art, u. a. aber auch durch umfangreiche Artefaktfunde sowie durch zahlreiche Felsgravuren auf Fels- und Blockoberflächen der Umgebung dokumentiert werden kann.

Benachbarte Lokalität der in Abb. 22 dargestellten.

Photo: D. BUSCHE, Februar 1968

Abb. 25 *Flachschalige Hohlformen auf einer Bardai-Sandstein-Oberfläche*

Die mittlere Form hat einen Durchmesser von 35 bis 40 cm und eine Tiefe von wenigen cm, die vielfach symmetrisch dazu angelegten kleineren „Schalen“ besitzen Durchmesser von 5 bis 10 cm und Tiefen bis zu wenigen cm. Sie sind offenbar von hier kampierenden Ziegenhirten der einheimischen und teilweise noch nomadisierenden Tibbou-Bevölkerung mit Steingeräten und teilweise wohl auch Metallwerkzeugen hauptsächlich zur Ausübung bestimmter Spiele eingestanz worden.

Bardai-Sandstein-Felsoberfläche am Enneri Dirennao ca. 30 km nordöstlich Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1050 m über NN).

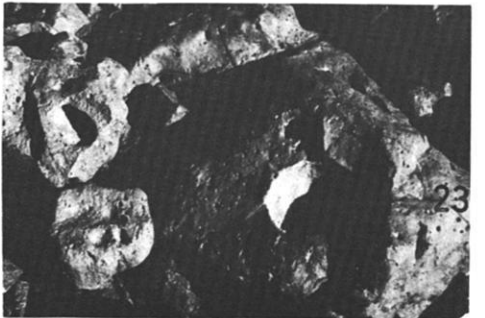
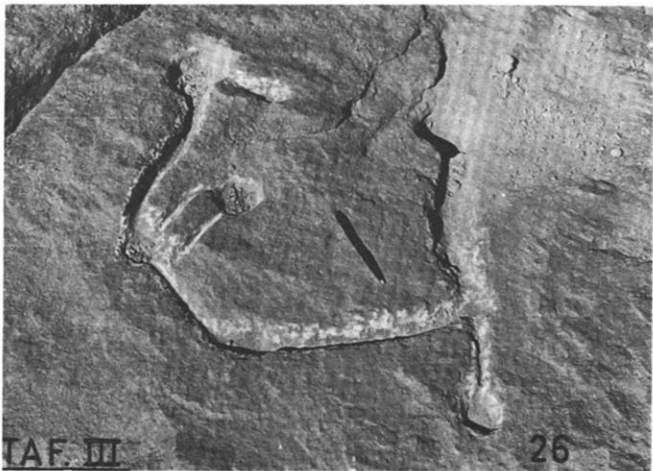
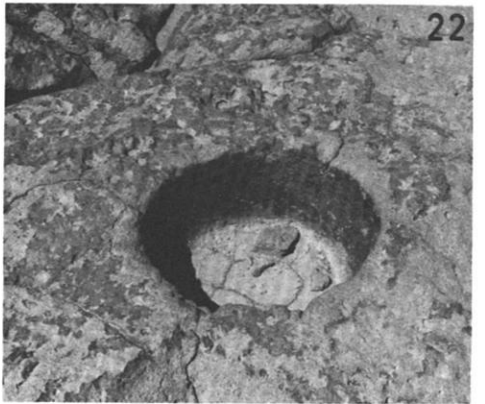
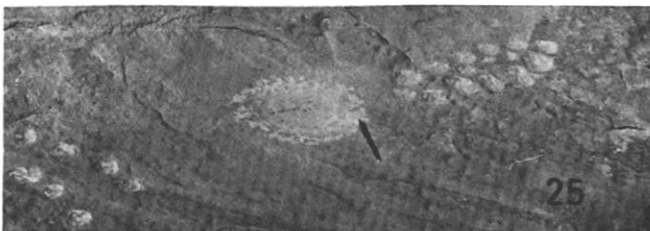
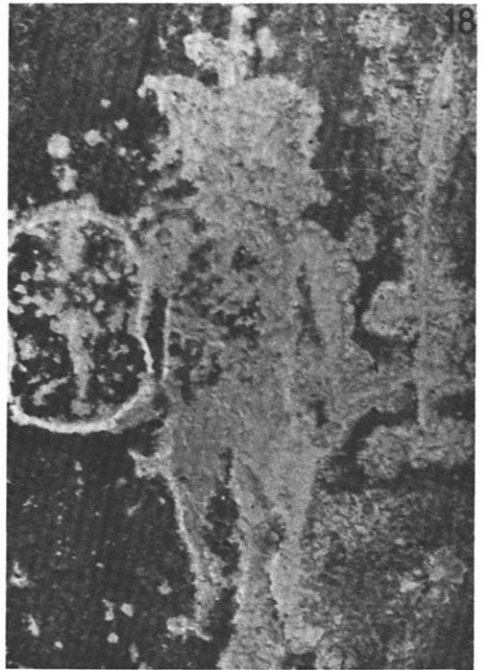
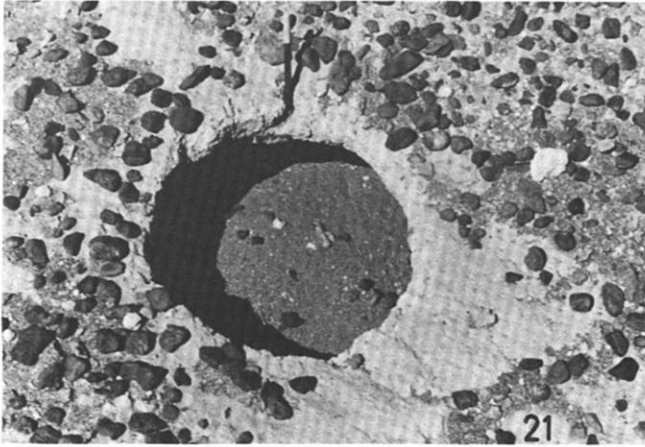
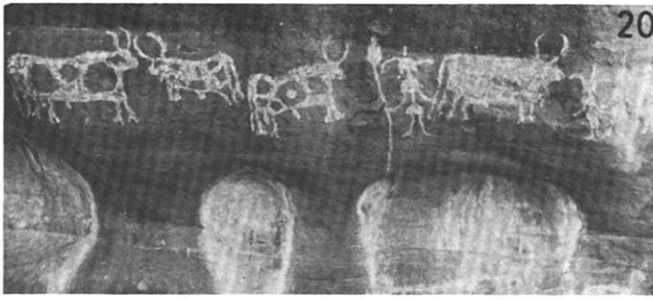
Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 26 *Durch Rinnen verbundene Hohlformen auf einer Bardai-Sandstein-Oberfläche*

Die in die Bardai-Sandstein-Oberfläche offenbar von nomadisierenden Hirten der einheimischen Tibbou-Bevölkerung mit Stein- und Metallwerkzeugen eingestanzten Kessel erreichen mittlere Durchmesser und Tiefen von ca. 10 cm, die sie verbindenden Furchen sind nur wenige cm breit und tief. Sie dienen offensichtlich im Rahmen von Schlachtungen (Ziegen) zum Auffangen des Blutes.

Benachbarte Lokalität der in Abb. 25 abgebildeten.

Photo: K. KAISER, Januar 1967



TAFEL IV

Abb. 27 *Wandversturz und Blockschutthalden*

Zumeist im Zusammenhang mit Druckentlastungsklüften vollziehen sich Ablösungen und Verstürze wandparalleler Gesteinspartien im Rahmen von Wandrückverlegungen — wie hier an aus flachlagerndem, permokarbonischem Bardaisandstein gebildeten Felswänden — nicht selten. Während die umgebenden Wandpartien durch Dunkelrinden geschützt erscheinen, machen sich die jungen Abrißflächen überwiegend durch frische Gesteinsfarben, jedoch mit Ansätzen einer neuen Hartrinden-Überkleidung besonders in den oberen Bereichen kenntlich. Die meist kegelartig ausgeprägten Blockschutt-Verstürzthalden (unterer Bildteil) sind hier im Regelfalle recht kurzlebig, indem sie durch kombinierte Vorgänge der mechanischen und chemischen Verwitterung intensiv und relativ rasch aufbereitet werden sowie vor allem durch Abspülvorgänge im Rahmen episodischer Starkregen völligen oder zumindest teilweisen Abtransport erfahren.

In westliche Richtungen exponierte Bardaisandstein-Felsen ca. 2 km nordöstlich Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1050 m über NN).

Photo: K. KAISER, Dezember 1966

Abb. 28 *Salzausblühungen im Uferbereich (Niedrigwasserbett) eines winterlichen Gerinnes*

Bei winterlich hier allgemein relativ hohen Grundwasserständen stellen sich in den Uferbereichen fließender und stehender Gewässer insbesondere der Taloasen-Depressionen regelhaft solche Effloreszenzen ein, die sich als Ausfällungen aus dem Grundwasserbereich aufgestiegener und an der Erdoberfläche verdunsteter Lösungen mit allgemein hohen Salzkonzentrationen erklären. Salzausblühungen dieser Art finden sich nicht selten in solchen flachen oder auch weniger flach geböschten Uferbereichen bis zu einigen m Höhe über dem Wasserspiegel. Die allgemein hohen Salzkonzentrationen in den zumeist hier nur im Winter stehenden oder fließenden Wasseransammlungen selbst dürften maßgeblich dazu beitragen, daß ein Gefrieren solcher Wasseroberflächen selbst bei nächtlichen Frostwerten unter -10°C unterbleibt.

Uferbereich eines winterlichen Gerinnes im Niedrigwasserbett des Bardagué ca. 2 km östlich Bardai im mittleren Tibesti-Gebirge (ca. 1000 m über NN).

Photo: K.-E. GRAEBNER, Januar 1967

Abb. 29 *Ausbildung caliche-artiger Karbonatkrusten in der Nordbekaa*

Die eigentliche, blaugraue Karbonatkruste (Bca-Horizont) mit einer zur Erdoberfläche hin deutlich zunehmenden Verhärtung erreicht Mächtigkeiten bis über 1 m (oberer Bildteil). Diese subrezentent bis rezenten Bildungen leiten nach unten mit einer Fleckenzone in viele m mächtige, weißgraue und mehrlartige Zersatzzonen (A-Horizonte) über. Die Kavernen unter den eigentlichen Krustenpartien (obere Bildmitte) wurden von den umliegenden Bewohnern zur Entnahme des Gesteinsersatzes hauptsächlich für Bauzwecke angelegt, ebenso die Gruben im Bildvordergrund. Ausgangsgesteine sind hier turone und senone Kalke, Mergelkalke und Mergel sowie vor allem eozäne Nummulitenkalke. Die Jahresniederschläge betragen in dieser Region nur ca. 250 mm bei einer durchschnittlichen Jahresmitteltemperatur von ca. 15°C .

El Manntar nordnordwestlich Baalbek in der nördlichen Bekaa/Libanon (ca. 1100 m über NN).

Photo: K. KAISER, September 1963

Abb. 30 *Verkieselte Hölzer aus dem Murzuk-Becken*

Solche verkieselten Stämme (Dadoxylon) wurden häufiger in der oberkretazischen Tekro-Formation als oberstem Glied der kontinentalen „Nubischen Serie“ vor allem im Nordostrahmen des Murzuk-Beckens (Fezzan/Libyen) gefunden. Solche Verkieselungen erfolgten offenbar im Zusammenhang mit Quarzitisierungen (als Lösungsausfällungen) vor allem in den Ausbißbereichen von solchen Sandsteinfolgen. Sie beruhen offensichtlich auf der langfristigen Wirksamkeit allitischer Verwitterungsprozesse unter humideren, wechselfeucht-tropischen Klimabedingungen alt- bis mitteltertiären Alters in landfesten Grundgebirgsbereichen und damit einhergehenden Vorgängen der Einrumpfung mit weiträumigen und tiefgründigen Kaolinisierungen sowie der dort nahezu vollständigen Lösung und Wegführung der Kieselsäure.

Garamanten-Museum in Sebha (Fezzan/Libyen).

Photo: K. KAISER, März 1967

Abb. 31 *Organogene Kieselsinter-Überzüge eines basaltischen Lavapfropfens*

Der kegelförmige Basaltlava-Pfropfen als herauspräparierter Abtragungsrest einer jungquartären Schlotfüllung („Obere Dunkle Serie“) wird nahezu allseitig von bis zu einigen cm dicken Kieselsinter-Panzern mit zumeist neriig-traubiger gestalteter Oberfläche überzogen. Die Überzüge sind offenbar organogener Natur und auf Kieselalgen (Diatomeen) während einer späten Seephase im Trou au Natron zurückzuführen. Unter den gegenwärtigen Verwitterungs- und Abtragungsprozessen werden von den einfassenden Bodenoberflächen ansetzende Kavernierungen in der Art von Seitentafoni ausgebildet.

Westliche Fußregion des Trou au Natron im westlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1600 m über NN).

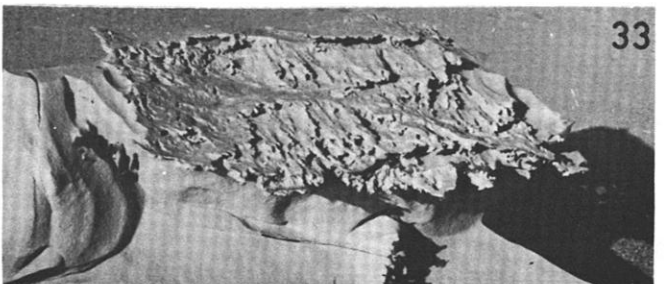
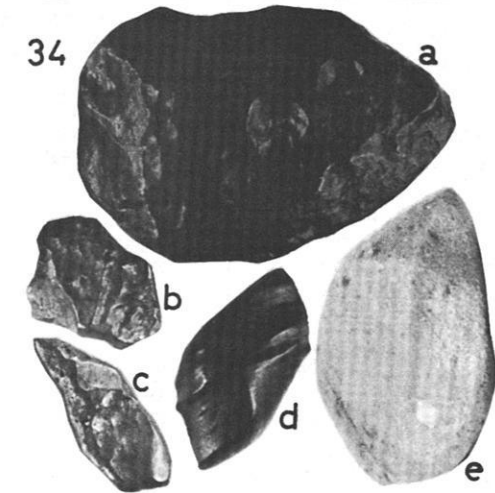
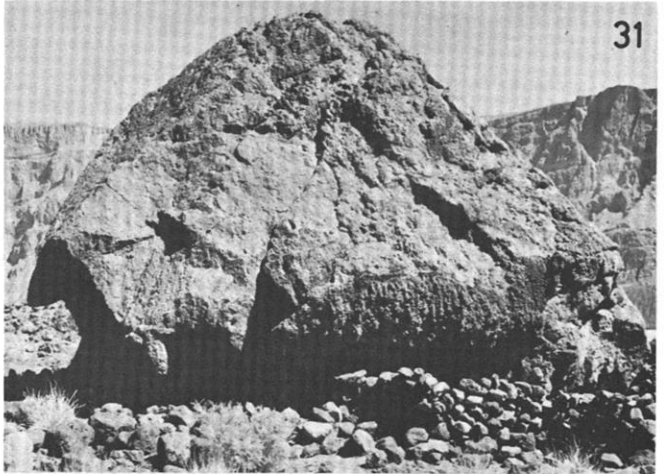
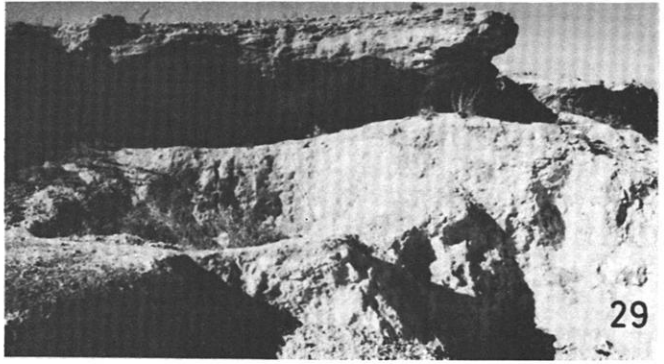
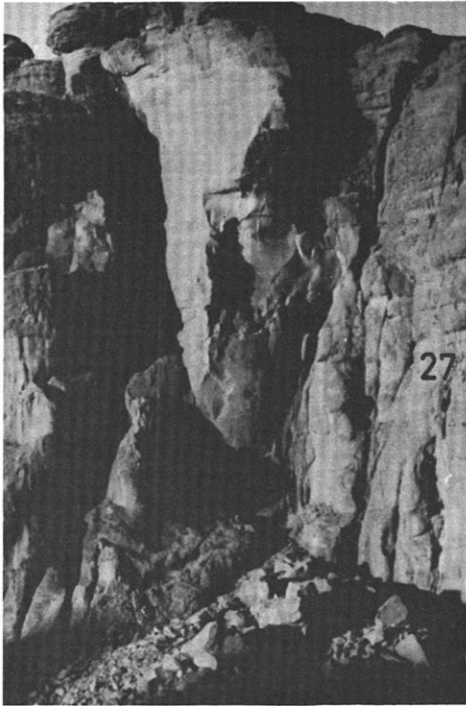
Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 32 *Anorganogene Kieselsinter-Bildungen*

Über einer Schluchttal-Felsterrasse — Ausbiß eines jungquartären Talbasaltstromes unter geringmächtigen basaltischen Tuffen — stellen sich hier blumenkohlartige Gebilde von Kieselsinter-Absätzen ein, die Basisdurchmesser bis ca. 10 m und Höhen bis zu mehreren m erreichen. Ihre Schichtenverbände werden teilweise durch \pm horizontallagige Aufbauten geregelt (mittlerer bis unterer Bildteil), überwiegend aber in großniriger Form mit konzentrisch-schaligen Anordnungen vorgestellt. Ihre subrezente (holozäne) Zeitstellung ist auf Grund talmorphologischer Befunde gewiß. Für ihre Ausbildung sind Ausfällungen aus an SiO_2 reichen Lösungen im Rahmen von Austritten juveniler Wässer oder aber auch Quellaustritten am unteren Schluchttal-Gehänge verantwortlich zu machen, die offenbar im Zusammenhang mit teilweise hier heute noch tätigen postvulkanischen Erscheinungen stehen.

Obere Yebbigué-Schlucht zwischen Yebbi Souma und Yebbi Bou im östlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1200 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967



cm: 1 2 3 4 5

TAF. IV

Abb. 33 *Windbearbeitete Kieselhydrogel-Krusten auf einem Sandstein-Block*

Die zumeist nur die windluvseitigen Teile der Blockoberflächen — es handelt sich um silurischen Acacus-Sandstein — dendritenartig überziehenden oder Kluftflächen ausfüllenden Kieselhydrogel-Krusten werden unter gegenwärtigen Klimabedingungen relativ rasch ausgebildet. Einmal liegen hier viele solche Blöcke südpluvialen (\pm neolithischen) und nachträglich in der Art von Grarets wannenartig ausgeblasenen Seeabsätzen auf (vgl. U. BÖTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL & K. KAISER, 1972: Photo 12). Andererseits zeigen frisch abgestürzte Blöcke (z. B. auf jungen Fahrspuren gelegen) schon Ansätze neuer Hartrinden in dieser Art. Die offenbar gleichzeitig einhergehende Windüberformung (insbesondere Vorgänge der Windkorrasion) erzeugt in der Hauptwindrichtung gassig ziselierte Voll- und Hohlformen mit lokalen Unterschneidungen tafoniartiger Kleinkavernen.

Fußbereich eines Zeugenberges der Acacus-Sandstein-Stufe 10 km nordwestlich des Col Mouri Idé im südlichen Fezzan/Libyen (ca. 550 m über NN).

Photo: K. KAISER, September 1966

Abb. 34 *Windbearbeitete Grobserir-Gerölle mit Kieselhydrogel-Häuten*

a-c = Basaltgerölle, d = Lyditgeröll, e = Quarzitgeröll. Fast überall oberseitig bei den bloßliegenden, windüberschliffenen Geröllen — teilweise als Windkanter (e) — der Grobserir-Flächen finden sich oft nur mm-Bruchteile messende und selten mm-Dicke übersteigende Kieselhydrogel-Überzüge, die sich als gelartige SiO₂-Niederschläge infolge „Ausschwitzung“ verstehen. Sowohl die Ausbildung der Kanten quer zur Hauptwindrichtung (e) oder von Fazetten und parallelen Kannelierungen auf den windpolierten Flächen in der Windrichtung (a-c) als auch die durch Glätte und Glanz ausgewiesenen Windpolituren sind demgegenüber der korrasiven Windeinwirkung (Staub- und Sandschliff) zuzuschreiben.

Grobserirflächen am Korizo-Paß im Nordweststrahlen des Tibesti-Gebirges (ca. 800 m über NN).

Photo: K. KAISER, März 1967

TAFEL V

Abb. 35 *Tiefgründig kaolinisierter Schieferkomplex im Tibesti-Gebirge*

Am Gehänge eines linear-erosiv gebildeten Kerbtals sind bis zu mehreren 10 m Tiefe Kaolinisierungen des präkambrischen Grundgebirges (Schieferkomplex der Oberen Tibesti-Gruppe) aufgeschlossen, wobei sich die Schieferungsflächen und Faltenstrukturen vollständig erhalten haben. Sie werden nur unter der langzeitigen Wirksamkeit allitischer Verwitterungsprozesse mit der nahezu vollständigen Lösung und Wegführung von SiO₂-Anteilen mineralischer Verbindungen im Rahmen eines humideren, wechselfeucht-tropischen Klimas und offenbar im Zusammenhang mit der Ausbildung weiträumiger Rumpfflächen alt- bis mittel-tertiärer Zeitstellung verständlich.

Ursprungnahes, östliches Nebental des Enneri Donou auf der Nordabdachung des Tarso Toon im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1300 m über NN).

Photo: K. KAISER, Februar 1967

Abb. 36 *Tiefgründig kaolinisierter Grundgebirgskomplex im Rheinischen Schiefergebirge*

Auch über den eingerumpften Mittelgebirgen Mittel- und Westeuropas sind unter der Voraussetzung langfristiger allitischer Verwitterungsprozesse und ähnlicher, wechselfeucht-tropischer Klimaverhältnisse (vgl. die Legende zu Abb. 35) weiträumige und tiefgründige Kaolinisierungen von Grundgebirgskomplexen (vor allem über kristallinen Gesteinen wie Graniten) erfolgt. Im Rheinischen Schiefergebirge, wo sie insbesondere über mächtigen und variszisch gefalteten Schiefer- und Grauwackenserien auftreten, kann ihre alt-tertiäre (prämitteloligozäne) Zeitstellung durch weitflächige Konservierungen mit entsprechend jüngeren und diskordant auflagernden Absätzen als gesichert angesehen werden (vgl. u. a. K. KAISER, 1972 a). Solche Kaolinerden werden hier — wie im Kannebäckerländchen — seit langem für die Herstellung von Tonwaren (insbesondere keramische Industrie) abgebaut.

Zwischen Ransbach-Baumbach und Höhr-Grenzhausen im Westerwald (ca. 350 m über NN).

Photo: E. HANNAPPEL, August 1967

Abb. 37 *Lateritische Krustenbildungen über Bardai-Sandstein*

In teilweise sehr mächtigen und nahezu vollständigen Profilen, teilweise aber auch gekappt und dann oft nur als geringmächtige Abtragungsreste erhaltene Laterite (Bildvordergrund) finden sich als fossile Bodenbildungen fast ausschließlich im Hangenden paläozoischer Sandsteine, vor allem über dem permokarbonischen Bardai-Sandstein. Dieser liegt in flacher Lagerung diskordant dem präkambrischen Grundgebirge auf und wird von vulkanischen Aufbauten vorwiegend neogener Zeitstellung gekrönt (mittlerer bis rechter Bildhintergrund). Zwar dürfte die Ausbildung solcher lateritischer Krusten ebenfalls unter wechselfeucht-tropischen Klimabedingungen erfolgt sein. Doch hätte man daran eine weit geringere Humidität zu knüpfen, wie sie für die langzeitigen Kaolinisierungsprozesse in den Grundgebirgsbereichen zu fordern wäre (vgl. die Legende zu Abb. 35). Dennoch dürften sie annähernd gleicher (alt- bis mittel-tertiärer) Zeitstellung und im Zusammenhang mit den Einrumpfungprozessen ausgebildet worden sein.

Südwestrand der Bardagué-Talweitung von Zoui ca. 15 km östlich Bardai im zentralen Tibesti-Gebirge (ca. 1050 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 38 *Lateritische Hartkrusten*

Die hellen Streifen und Schlieren im oberen Bildteil sowie die ebenfalls in den helleren Grautönen erscheinenden, unregelmäßiger verlaufenden Partien im mittleren Bildteil dürften der für Laterite so bezeichnenden Fleckenzone in basalen Teilen der Lateritpanzer über der eigentlichen Zersatzzone entsprechen. Somit sind hier offenbar höhere Krustenpartien der fossilen Bodenbildung bereits durch nachhaltige Abtragungsvorgänge gekappt worden. Die im Bildvordergrund heraustretende Gesteinsrippe verkörpert eine ursprünglich konglomeratische Lage in diesem Bardai-Sandsteinkomplex. Im Rahmen der Laterisierungsprozesse wurden bestimmte Gerölle darin völlig zersetzt und erhielten die hier sichtbare hellgraue Färbung.

Detailbild von Abb. 37 vom gleichen Aufnahmestandort.

Photo: K. KAISER, Januar 1967

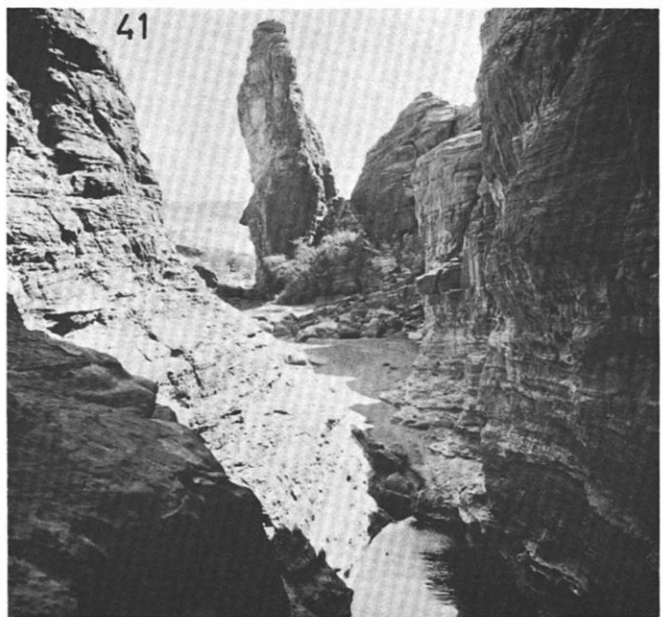
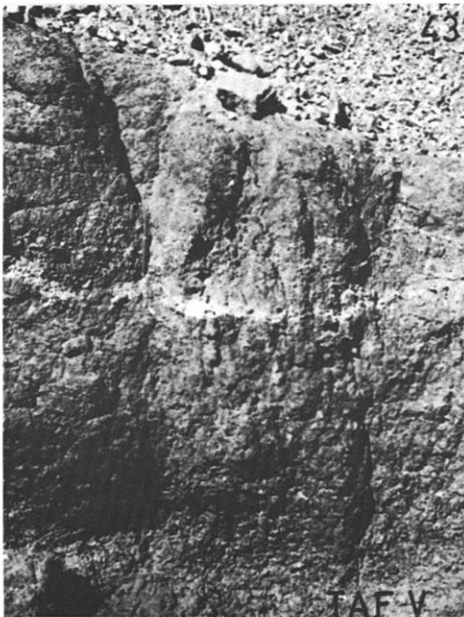
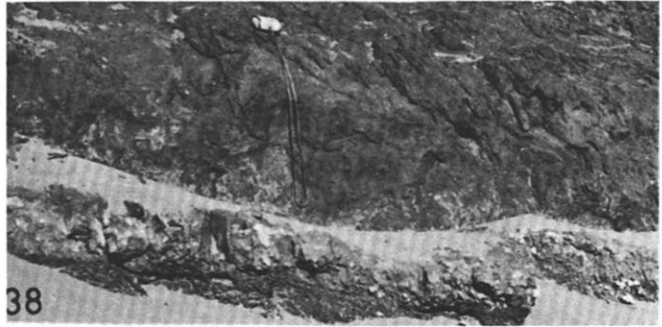
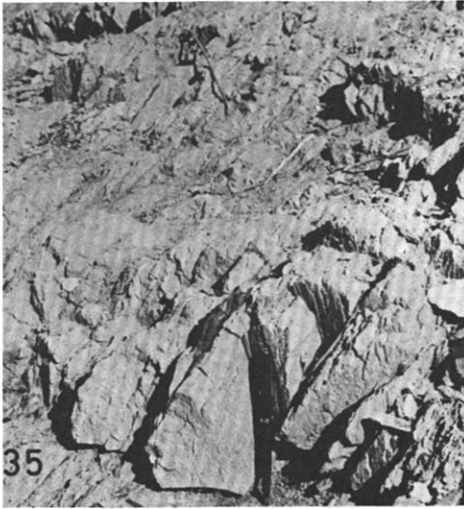


Abb. 39 *Granit-Felsburg am Westrand der Serir Tibesti*

Die aus den ebenen Windwirkungsbereichen der Feinserir herausschauenden Felsburgen aus präkambrischen Graniten werden hier vor allem durch Gruppen mehr oder weniger zusammenhängender Halbkugeln sowie dom- und seltener auch pfeilerartiger Gebilde in Höhen bis zu ca. 5 m vorgestellt. Ihre „kryptogene“ Anlage reicht sicherlich in die Zeit der alt- bis mitteltertiären Einrumpfungprozesse mit tiefgründigen, allitischen Verwitterungsvorgängen unter wesentlich feuchteren, wechselfeucht-tropischen Klimabedingungen zurück. Offenbar sind solche Formen aber erst im Rahmen der jungtertiären Abtragungsvorgänge von ihren zunächst einhüllenden Verwitterungsdecken entblößt worden. Ihre zunehmende Zerstörung und Abtragung durch kombinierte Prozesse der ariden Verwitterung unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen ist unverkennbar (vgl. auch die Abb. 4 bis 8).

Westrand der Serir Tibesti südlich vom Mourizidié-Paß in Südllyben (ca. 650 m über NN).

Photo: K. KAISER, September 1966

Abb. 40 *Granit-Felsburgen auf der Nordabdachung des Riesengebirgskammes*

In den Mittelgebirgen Mittel- und Westeuropas haben sich lokal Felsburgen vor späterer Abtragung bewahrt. Besonders in Granitgebieten wie im Kammereich des Riesengebirges (mittlerer bis rechter Bildhintergrund, im mittleren Bildhintergrund von der Schneekoppe überragt) sind solche Erscheinungen der „Wollsackverwitterung“ augenfällig. Ihre Anlage und Ausformung ist nahezu gleichartigen Verwitterungsprozessen unter ähnlichen klimatischen und zeitlichen Abläufen zuzuschreiben als den zuvor abgebildeten aus dem Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen (vgl. Abb. 39). „Pilgerfelsen“ auf der Nordseite des Riesengebirgskammes in den Sudeten (ca. 1400 m über NN).

Photo: K. KAISER, August 1961

Abb. 41 *Zeugnisse eines fossilen Silikatgesteins-Karstes im Südweststrahlen des Tibesti-Gebirges*

Die bis zu einigen 100 m tiefen und sehr steilwandigen Schluchten in flachlagernden kambroordovizischen Sandsteinen mit dem hier abgebildeten Schlucht-Ausgang gegen ein fast ebenes Vorland — Zouarké-Niederung im Südweststrahlen des Tibesti-Gebirges — dürften zumeist wohl durch Hangendversturz über unterirdischen Entwässerungs-Systemen als Anlagen im Silikatgesteins-Karst ausgebildet worden sein. Die enormen Unstetigkeiten mit den gewaltigen Übertiefungen — so im Bereich der im rechten Bildvordergrund abgebildeten Guelta — im Längsprofil der Schluchttal-Böden lassen sich in dieser Weise am zwanglosesten erklären. In Bereichen steiler Schluchtwände münden oberhalb oft mehr als 10 m hohler Steilstufen zweifellos durch fließendes Wasser im Zusammenhang mit Lösungs-Verwitterung angelegte Nebenschlucht-Systeme blind aus, die teilweise als offene Schluchten, vielfach aber noch als echte Höhlungen fungieren. Der Felsabsatz eines solchen blind austretenden Höhlungssystems ist im linken Bildvordergrund sichtbar. Offenbar war dieses unter noch wechselfeucht-tropischen Klimabedingungen im Neogen angelegte und hauptsächlich dann während der quartären Pluvialzeiten teilweise zu Schluchten weiter ausgeformte Zirkulations-System auf ein tiefes Vorfluter-Niveau im Bereich der möglicherweise als „Silikatgesteins-Karstrandebene“ angelegten, später aber vom Rande her durch Pedimente überprägten und heute als teilweise stark windüberformte „Treibsandschwemmebene“

ausgewiesenen Zouarké-Verebnungsfläche bei Zouar (mittlerer Bildhintergrund) eingestellt. Unter den gegenwärtigen Klimabedingungen vollziehen sich fluviale Ausformungen nur noch während der episodischen Starkregenzeiten. Ansonsten ist die rezente Weiterbildung regelhaft durch Schluchterweiterungen infolge Wandversturz im Zusammenhang mit wandparallelen Druckentlastungs-Klüften gekennzeichnet.

Guelta Sugeyezes am Rande des altpaläozoischen Sandstein-Massivs gegen die Zouarké-Niederung ca. 35 km nordöstlich Zouar am Südwestrand des Tibesti-Gebirges (ca. 800 m über NN).

Photo: K. KAISER, Januar 1967

Abb. 42 *Begrabener Paläoboden in mächtigen Talverschüttungen*

Imitten einer hier fluvial-erosiv angeschnittenen Talverfüllung mit Schottern und Sanden von nahezu 10 m Mächtigkeit findet sich ein ca. 2 m mächtiger Paläoboden. Er wird in oberen Abschnitten gekappt und von fluvialen Schottern begraben (die Erosionsdiskordanz ist unterhalb der Brustpartie des Tibbous deutlich sichtbar). Erhalten ist fast nur ein relativ heller, schmutziger bis braunroter und somit offenbar an wasserarmen, freien Eisenoxiden reicher B-Horizont, der sich weiterhin durch tonig-feinsandige Grundbeschaffenheit und Nährstoffarmut kennzeichnet sowie schwach sauer reagiert. Er entspricht somit im Habitus (B-Horizont) weitestgehend den roten mediterranen Böden, doch bedarf es noch der Bestätigung durch genauere geochemische Analysen. Immerhin zeigt die hier wohl sehr mächtige und offenbar voll ausgereifte, fossile Bodenbildung an, daß der vorliegende Akkumulationskörper insgesamt nicht einheitlich und kontinuierlich gewachsen sein kann und möglicherweise auch wohl kaum einer Zeitphase mit nahezu gleichartigem Klimageschehen zuzuordnen ist. Daraus ist offenbar nur der Schluß herzuleiten, daß die Ursachen des Wechselspiels von fluvialer Erosion und Akkumulation in diesen Räumen wohl keineswegs ausschließlich klimatisch verursacht sind, wie das u. a. von J. HOVERMANN (1967) postuliert worden ist. In der Tat dürfte die Gesamtverursachung der fluvialen Wirkungen im Wechsel von Aufschüttungen bzw. Verschüttungen mit tiefen und seitlichem Ausräum hier auch im klimazeitlichen Sinne äußerst komplex geregelt sein.

Hochtal auf der Westflanke des Toussidé-Massivs ca. 20 km südwestlich des Trou au Natron nahe der Piste Bardai-Zouar im westlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1800 m über NN).

Photo: K. KAISER, Dezember 1966

Abb. 43 *Unter basaltischen Hangschuttmassen begrabener Paläoboden*

Diese fossile Bodenbildung von fast 3 m aufgeschlossener Mächtigkeit und intensiver dunkel-ziegelroter Färbung zeigt starke Anklänge an den „Ferretto“ mediterraner Gebiete, obzwar genauere, vor allem geochemische Analysen dazu noch ausstehen. Obere Bodenpartien wurden auch hier durch nachhaltige Abtragungsprozesse geköpft, so daß offensichtlich nur ein nahezu vollständiges Profil des B-Horizontes erhalten geblieben ist. Die helleren, weißgrauen und ± horizontal-lagigen Streifen sind vor allem durch vermehrte Karbonatausfällungen ausgewiesen. Ihre Ausbildung erscheint offenbar während nordpluvialer Feuchtzeiten am verständlichsten.

Rechtes Oudingueur-Seitenttal ca. 5 km oberhalb seiner Einmündung nahe an der Piste Bardai-Zouar im westlichen Tibesti-Gebirge (ca. 1250 m über NN).

Photo: K. KAISER, November 1966

Petrographie ausgewählter quartärer Lockersedimente und eisenreicher Krusten der libyschen Sahara

von HEINRICH KALLENBACH

1. Einführung

Das Murzukbecken Südlibyens bildet eine der charakteristischen Strukturen der mittleren Sahara. Tektonisch im Paläozoikum angelegt und bis Ende des Mesozoikums durch eine Kombination von Trögen und Schwellen ausgeformt (KLITZSCH, 1970), stellt sich dieser Bereich heute als schüsselförmige Depression mit morphologisch hoch herausgehobenen Rändern dar.

Nach außen ist der Mittelteil des Beckens durch Steilstufen, die vorwiegend aus klastischen Sedimenten des Mesozoikums gebildet wurden, gegenüber den aus paläozoischen Sedimenten aufgebauten, breiten Beckenrandbereichen abgesetzt. Das Innere der zentralen Depression ist vor allem mit jüngeren, unverfestigten Sedimenten bedeckt, die als Abtragungsprodukte der erhöhten Randbereiche zu betrachten sind.

Zuordnung, Gliederung und Benennung der kontinentalen Sedimentfolge, die die innere Füllung des Murzukbeckens aufbaut, sind weitgehend noch ungeklärt. Die klastische kontinentale Sedimentation setzt über dem marinen Oberkarbon ein und dauert bis in die Kreide an. Der Mangel an Fossilien in diesen terrestrischen Sedimenten erschwert eine Korrelation über größere Entfernungen. In der Vergangenheit wurden diese Sedimentfolgen als kontinentales Posttassilien und Nubischer Sandstein bezeichnet.

Aus der Geologischen Karte von Libyen im Maßstab 1 : 2 000 000 von 1964 ist zu ersehen, daß die kontinentale Schichtfolge am Djebel Messak, dem Westrand des Murzukbeckens, vollständig entwickelt ist und anscheinend in Trias (Basis eventuell noch Perm), Jura und Kreide gegliedert werden kann. Diese Auffassung basiert unter anderem auf Literaturhinweisen (LE-LUBRE, 1952, S. 127), nach denen hier marine jurassische Fossilien innerhalb dieser Gesteinsfolge gefunden worden seien. Danach wäre zumindest mit kurzfristigen marinen Ingressionen innerhalb der sonst kontinentalen Ablagerungen zu rechnen.

Im Frühjahr 1969 unternahmen E. KLITZSCH (TU Berlin), H. HAGEDORN (Univ. Würzburg) und ich eine Exkursion in das mögliche Schlüsselgebiet am Djebel Messak am Westrand des Murzukbeckens (Fig. 1). E. KLITZSCH, der Erfahrungen durch langjährige Forschungen in anderen Teilen des Murzukbeckens besitzt, war der Initiator der Unternehmung und zeichnete vor allem für die Profilauswahl und -aufnahmen verantwortlich. H. HAGEDORN war in erster Linie an vergleichenden klimamorphologischen Studien interessiert. Meine Aufgabe bestand vor allem in sedimentpetrographischen Studien. Um Aussagen über das ursprüngliche Ablagerungsmilieu sowie post-sedimentäre Veränderungen zu erhalten, legte ich den Schwerpunkt der Untersuchungen auf die tonigen Zwischenschichten der Sandsteinfolge. Aus den Ergebnissen

der detaillierten Laboruntersuchungen hofften wir überdies Kriterien für die Untergliederung der Schichtfolge zu gewinnen.

Da nun die unverfestigten Akkumulationen im Beckeninneren weitgehend aus den Abtragungsprodukten des erhöhten Randbereiches bestehen, bot sich eine Ausweitung der Untersuchungen an. Es wurde die Entwicklung des Mineralbestandes dieser jüngeren Sedimente nach Umlagerung und Bodenbildung verfolgt und mit dem Mineralbestand der Gesteine der Liefergebiete verglichen. Insbesondere galt es, klimatisch bedingte Einwirkungen zu erfassen. Die Untersuchungen von eisenreichen Krustenbildungen der Hammada gehören zum gleichen Problemkreis. Zeit und technische Möglichkeiten begrenzten den Forschungsbereich, so daß eine Beschränkung auf eine kleine Zahl ausgewählter Proben notwendig war.

Darüber hinaus wurde ein überregionaler Vergleich mit annähernd gleichalten Sedimenten versucht, die ähnlichen Klimaeinflüssen während der Umlagerung und nach der Sedimentation ausgesetzt waren. Es sollte insbesondere geprüft werden, ob eine einheitliche Entwicklungstendenz der Mineralvergesellschaftung besteht. Die Lössе von Nordlibyen in der Küstenebene von Tripolis und auf der Hochfläche des Djebel Nefusa erwiesen sich als sehr geeignet für diese vergleichenden Untersuchungen.

2. Arbeitsmethodik

Die Proben wurden für die sedimentologischen Untersuchungen ausgeviertelt, über Ultraschall in wässrige Suspensionen überführt und durch Siebung, Sedimentation in Atterbergzylindern und Zentrifugieren in zehn Korngrößenfraktionen von $>2000 \mu$ bis $<0,2 \mu \phi$ quantitativ getrennt. Auf die Verwendung von Antikoagulationsmitteln mußte, um Veränderungen an den Tonmineralien vorzubeugen, verzichtet werden. Ein Koagulieren ließ sich in allen Fällen durch mehrfach wiederholte Waschgänge mit destilliertem Wasser vermeiden.

Der Mineralgehalt wurde quantitativ für jede Korngrößenfraktion bestimmt, und zwar in den Fraktionen $>2 \mu \phi$ vorwiegend lichtoptisch mit dem Phasenkontrastverfahren oder dem Polarisationsmikroskop (Durch- und Auflicht), und $<2 \mu \phi$ durch Röntgen-Diffraktometer-Aufnahmen und Differential-Thermoanalysen. Röntgen- und DTA-Bestimmung sind soweit als möglich im Vergleich zu Aufnahmen bekannter Testgemische getroffen worden und müssen als halbquantitative Schätzungen angesehen werden. Die Röntgenuntersuchungen führte ich mit Hilfe von Pulver- und Textur-Präparaten sowie Quellversuchen mit Glykol und Temperaturbehandlungen bis 600° durch.

Zur Bestimmung des Eisengehaltes konnten die tonigen Sedimente mit HCl und HNO₃, die schwerlöslichen Krusten mit Kaliumbisulfat aufgeschlossen und nach der Titriplex-Methode analysiert werden. Der Karbonatgehalt wurde volumetrisch durch CO₂-Austreibung, die Wasserstoffionen-Konzentration bei 20 ° elektrometrisch gemessen.

3. Ursprungsgesteine der jüngeren Lockersedimente des Murzukbeckens am Djebel Messak

In der Steilstufe des Djebel Messak am West- und Nordwestrand des Murzukbeckens sind kontinentale Sedimente des Mesozoikums aufgeschlossen. Die Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchung dieser Schichtfolge wurden in einer gesonderten Arbeit publiziert (KALLENBACH, 1972). Nur die für das vorliegende Thema wesentlichen Resultate sollen nachfolgend dargestellt werden.

3.1 Profilentwicklung

Über fossilbelegtem marinen Oberkarbon steht eine etwa 800 m mächtige kontinentale Sedimentfolge mit fluviatil-limnischem Charakter an. Marine Ingressionen haben offensichtlich nicht stattgefunden. Insgesamt wurden drei korrelierbare Profile an verschiedenen Stellen der Messak-Schichtstufe aufgenommen (Fig. 1). Das umfassendste Profil liegt bei etwa 24 ° 38' N — 11 ° 26' E.

Die Schichten des marinen Oberkarbons im Liegenden des Profils bestehen aus Mergeln, Kalken und Kalkareniten. In der auflagernden kontinentalen Schichtfolge dominieren vor allem graubraune bis rötliche Sandsteine, häufig grobkörnig oder konglomeratisch, bisweilen auch quarzitisches. Die speziellen Sandsteingefüge (Schräg- und Kreuzschichtung in parallelen Lagen und keilförmigen Überschneidungen) sprechen nach McKEE (1962, S. 559-564), der eine vergleichbare Schichtfolge am Nordrand des Murzukbeckens bei Ubari untersuchte, für typische fluviatile Ablagerungen mit wechselnden Wassergeschwindigkeiten und Fließrichtungen. Die Schüttung der Sande erfolgte von SW und SSW. Als Liefergebiet sind das Hoggar-Massiv und die Tihemboka-Schwelle zu betrachten.

In die Sandsteinfolge sind in unregelmäßigen Abständen bunte Schiefertone und tonige Siltsteine eingeschaltet. Sie werden im Unterteil der Folge bis zu 60 m mächtig; in höheren Lagen werden wenige Meter, in Ausnahmefällen nur einige Zentimeter erreicht.

Eine stratigraphische Untergliederung ist wegen Fossilarmut nicht möglich. Im Vergleich zu den Sedimentfolgen der benachbarten Teilbereiche des Murzukbeckens muß die aufgenommene Schichtfolge nach KLITZSCH (1971) vorwiegend ins Mesozoikum gestellt werden. Die dem Karbon auflagernden Basischichten, die eventuell noch permisches Alter haben, weisen keine Ähnlichkeit mit den Sedimentserien auf, die in anderen Bereichen des Murzukbeckens im Karbon auflagern. KLITZSCH (1971) schlägt daher eine Zweiteilung vor: die tonsteinreichen unteren 500 m der Schichtfolge werden Tilemsin-Schichten genannt (nach

dem benachbarten Wadi Tilemsin), während die oberen 300 m dem Messak-Sandstein zugeordnet werden, der die obere Steilstufe am West- und Nordrand des Murzukbeckens bildet.

3.2 Mineralbestand

Die Zweigliederung der äußerlich relativ gleichartigen Sedimentfolge wird durch die Ergebnisse der sedimentpetrographischen Untersuchungen weitgehend bestätigt. So ergeben sich kontrastreiche Unterschiede in der Mineralvergesellschaftung. Die durchschnittliche Mineralverteilung auf Basis der tonigen Zwischenschichten der Sandsteinfolge ist in Fig. 2 schematisch dargestellt. Die Profilentwicklung wird besonders deutlich, wenn zusätzlich zwischen Unteren und Oberen Tilemsin-Schichten unterschieden wird.

Das marine Oberkarbon zeichnet sich durch das gleichmäßige Auftreten von Montmorillonit, Montmorillonit-Illit-Wechselagerungsmineralen und Illit, neben untergeordnet Kaolinit und Chlorit in karbonatreicher Umgebung aus. Bemerkenswert ist ein relativ hoher Anteil von Plagioklasen, und zwar handelt es sich vorwiegend um autigen gebildete Plagioklase.

Die Tilemsin-Schichten, die im unteren Teil Abtragungsprodukte des Karbons enthalten, zeigen eine Entwicklung von vorherrschendem Montmorillonit über Montmorillonit-Illit-Mixed layers zu Illit. Der zunächst sehr geringe Kaolinitanteil nimmt allmählich zu und beginnt in den obersten Tilemsin-Schichten schließlich zu dominieren. Bemerkenswert ist ferner die selektive Feldspatverwitterung: Plagioklase werden zersetzt, Kalifeldspäte werden angereichert.

Die Tonsteine in der Messak-Sandsteinfolge zeigen eine ausgeprägte Kaolinvormacht neben geringfügigen Anteilen von Illit. Feldspäte sind bis auf Spuren zersetzt. Die Quarzkörner sind teilweise angeätzt. Der hohe Anteil von Hämatit, in den tonigen Substraten besonders angereichert, ist für alle Schichtglieder der kontinentalen Sedimentfolge kennzeichnend.

Die aufgezeigten Unterschiede sind durch einen allmählichen Klimawechsel im Abtragungsgebiet zu erklären. Die Tilemsin-Schichten bestehen aus terrigenen Komponenten, die von einem semiariden bis semihumid-tropischen Klima mit relativ milden Verwitterungsbedingungen geprägt wurden. Der Messak-Sandstein ist dagegen in Nubischer Fazies im engeren Sinne (oder siderolithischer Fazies im Sinne von MILLOT, 1970) ausgebildet und muß auf einen humid-tropischen Klimabereich mit lateritischer Verwitterung bezogen werden. Alle verwitterungsfähigen Silikate sind weitgehend zersetzt, und Kaolinit dominiert.

Es muß besonders betont werden, daß die angeführten Verwitterungsbedingungen sich nur auf die Abtragungsgebiete beziehen, nicht aber auf den Sedimentationsraum. Das Ablagerungsmilieu war in allen Schichtgliedern leicht karbonatisch. Das Vorkommen von Hölzern, die frühdiagenetisch im Sediment silifiziert wurden, zeugt davon, daß die heute im Profil gemessenen, schwach basischen pH-Werte um 8 wohl schon während der Sedimentation vorgeherrscht haben.

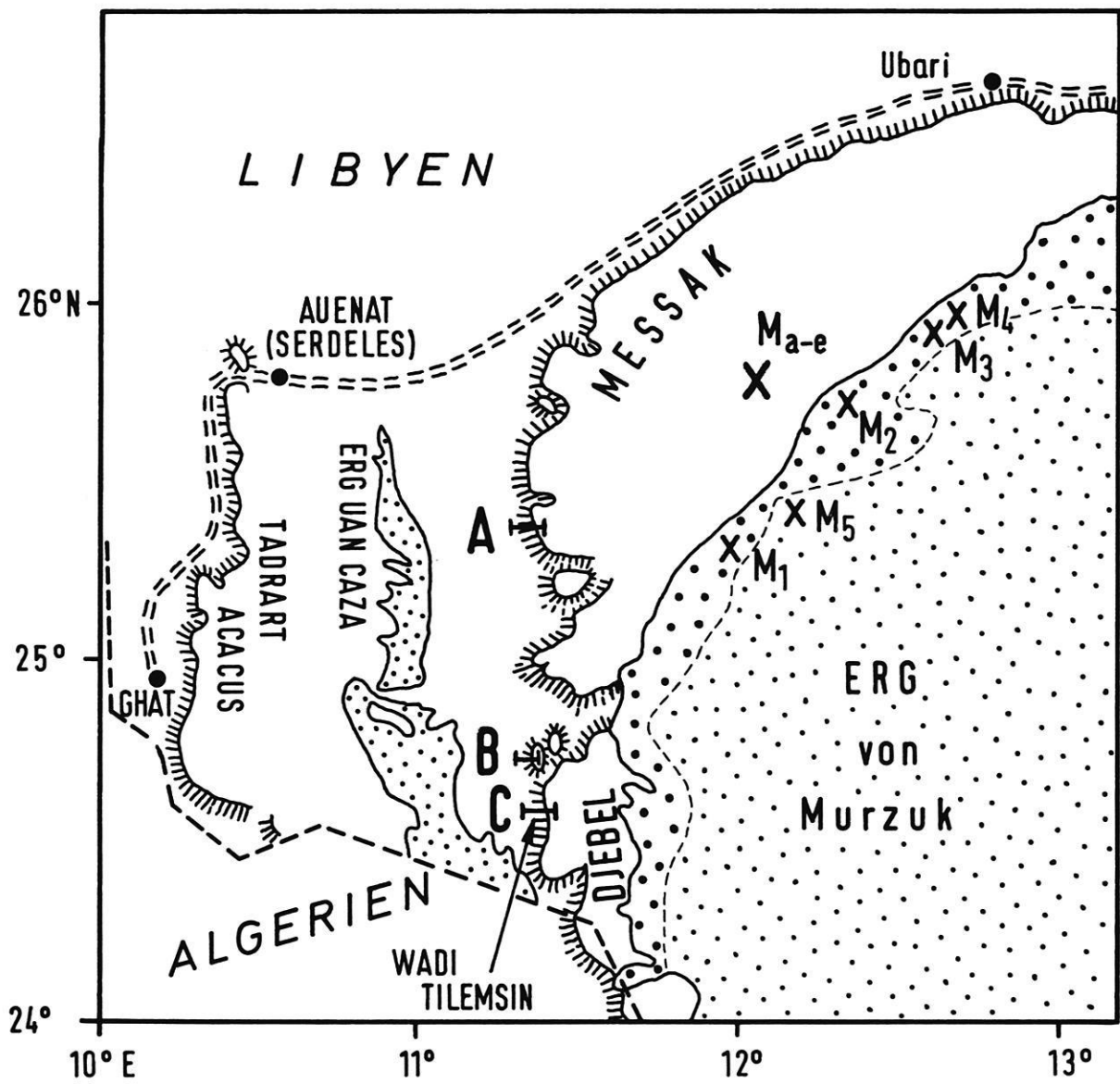


Fig. 1 Lageskizze der Untersuchungspunkte

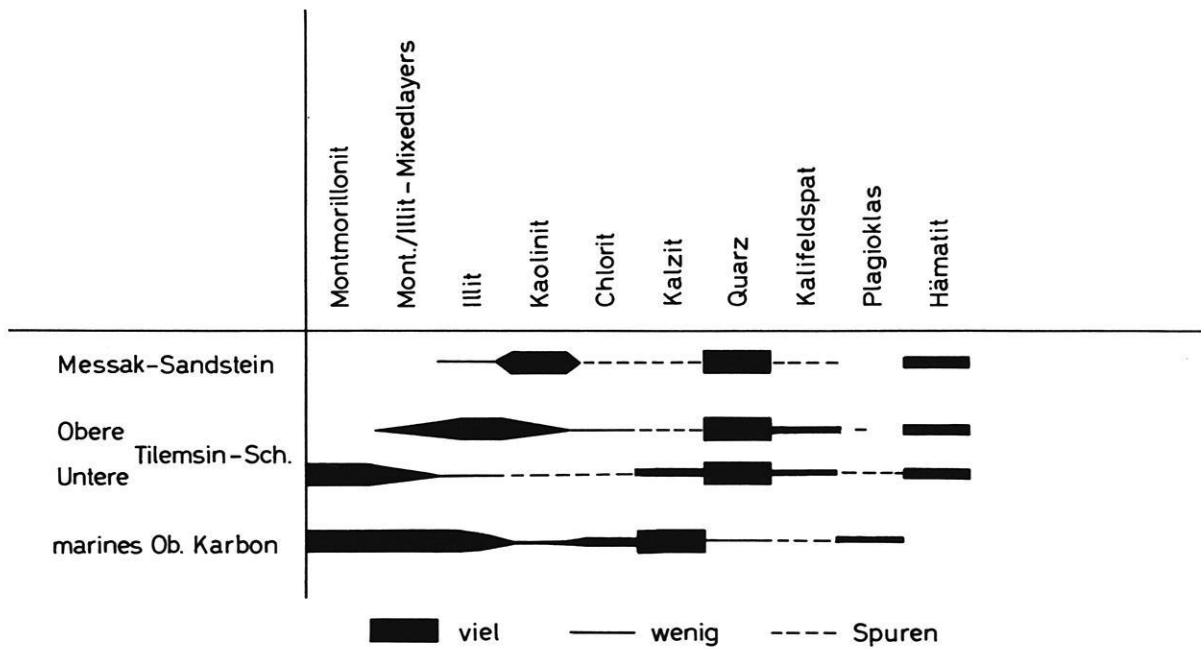


Fig. 2 Durchschnittliche Mineralverteilung der Tonsteinhorizonte in der mesozoischen Schichtfolge am Djebel Messak

Krusten	Chemische Bestimmungen in Prozenten					Lichtoptische und Röntgenuntersuchungen															
	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Ca CO ₃	MnO ₂	Diaspor	Goethit	Lepidokrokit	Hämatit	Quarz	Kalzit	Kaolinit	Glimmer	Feldspat	Maghemit	Zirkon	Rutil	Turmalin	Anatas	Graphit	
auf Messak-Sdst.																					
M _a	50,8	10,6	35,0	2,5	0,13	■	■		X	■	---				X	X	X	X	X		
M _b	25,5	14,9	55,5	3,6	0,21	■	■			■	---				X	X					
M _c	25,7	17,2	56,0	3,0	0,12	■	■		X	■	---				X		X				
M _d	28,2	17,4	46,5	8,8	0,26	■	■			■	---				X	X					
M _e	27,5	13,7	50,0	5,9	0,18	■	■			■	---				X		X				
auf Unt. Karbon Sdst.																					
K _a	30,7	15,0	50,2	2,0	0,20	■	■			■	---			X					X	X	
K _b	26,5	14,2	55,5	3,1	0,44	■	■			■	---			X	X						
K _c	30,9	16,9	43,0	8,2	0,26	■	■			■	---			X	X				X		

Fig. 3 Chemische Zusammensetzung und Mineralbestand von eisenreichen Krusten der Sandsteinhammada

Der bisher aufgeführte Mineralbestand bezieht sich ausschließlich auf die eingelagerten tonigen Zwischenmittel. In den besonders im oberen Teil des Profils dominierenden Sandsteinbänken wurden ergänzende Untersuchungen durchgeführt. Die Sandsteine sind teils kieselig, teils karbonatisch, überwiegend aber durch Hämatitverunreinigte Tonminerale gebunden. Die mitgenommenen Sandsteinproben reichen nicht aus, um die gesamte Sedimentfolge zu belegen. Offensichtlich ergeben sich vor allem im Feldspatgehalt Unterschiede gegenüber den Tonsteinhorizonten. Auch im Messak-Sandstein werden Bereiche mit weitgehend unverwitterten Plagioklasen und Kalifeldspäten angetroffen. Ich möchte dies durch Inhomogenitäten im Abtragungsgebiet erklären. Während die Tonsteine vorwiegend den von der Bodenbildung beeinflussten Horizonten des Abtragungsgebietes entstammen, dürfte zumindest ein Teil der Sandsteinkomponenten durch Tiefenerosion aus Bereichen gefördert sein, welche der Verwitterung weniger oder gar nicht ausgesetzt waren.

3.3 Beständigkeit der Minerale

Gegen eine bedeutende postsedimentäre Veränderung des ursprünglichen Mineralbestandes spricht die heterogene, aber stratigraphisch-faziell gebundene Zusammensetzung der Sedimentschichten. Dafür sind folgende Gründe maßgebend:

a) Die Mineralvergesellschaftung ist unter den gegebenen Verhältnissen als relativ stabil anzusehen. Der vorherrschende Kaolinit in der Nubischen Fazies (Messak-Sandstein) wurde zwar im sauren pH-Wertbereich gebildet, bleibt aber im jetzigen neutralen bis schwach basischen Milieu stabil, zumal wegen des weitgehenden Mangels an verwitterungsfähigen Silikaten eine Zufuhr von K oder Mg, die eine Neubildung der Dreischichttonminerale begünstigen würden, fehlt (FÜCHTBAUER und MÜLLER, 1970, S. 229). In den Tilemsin-Schichten sind die Montmorillonite und Illite weitgehend beständig. Lediglich durch Feldspatverwitterung tritt hier ein Kaliumüberschuß auf, der durch Austausch von Magnesium des Montmorillonits eine Entwicklung zum Illit begünstigt (POWERS in FÜCHTBAUER und MÜLLER, 1970, S. 226).

b) Der Einfluß der Verwitterung auf den Mineralbestand ist an der Steilstufe des Messak-Kliffes sehr gering, weil der vorherrschende physikalische Zerfall zu einem — allerdings sehr langsamen — Rückwärtswandern der Hangstufe führt. Die relative Frischerhaltung des Gesteins am Steilhang ist mit dem weitgehenden Fehlen von Verwitterungskrusten sowie Salzausscheidungen zu belegen. Lediglich hauchdünne Überzüge von Wüstenlack waren zu beobachten.

4. Verwitterungskrusten und quartäre Ablagerungen des nordwestlichen Murzukbeckens

Die morphologische Gestalt der Schichtstufe am Djebel Messak wird durch die lithologische Zusammensetzung bestimmt. An der Basis herrschen milde Geländeformen vor, da die Tilemsin-Schichten wegen des hohen Anteils von Tonsteinhorizonten erosionsempfindlich sind.

Der massive Messak-Sandstein baut die eigentliche Steilstufe auf und steht großflächig in der Tafelebene an. Die Hochfläche des Djebel ist leicht zum Beckeninneren geneigt. Sie zeigt die typischen Merkmale einer Sandstein-Hammada und wird vor allem durch die Vorgänge der mechanischen und chemischen Verwitterung geprägt.

4.1 Eisenreiche Verwitterungskrusten der Sandstein-Hammada

Eine auffällige Erscheinung der Hammada sind die weitverbreiteten dunkelbraunen Verwitterungskrusten von unterschiedlicher Dicke auf der Oberfläche der Sandsteine. Zum näheren Studium wurden unterschiedlich ausgebildete Krustentypen aus dem Bereich der Felshammada auf der Tafelebene des Djebel Messak für chemische und petrographische Untersuchungen ausgewählt. Die Probenentnahmestellen liegen auf der Nordseite des Wadi Mathendush (Fig. 1, Probenentnahmestelle Ma-e). Ferner versuchte ich durch einen überregionalen Vergleich der Krustenbildungen auf Sandsteinen des Unterkarbons im Wadi Cneir, das etwa 400 km nordöstlich vom Djebel Messak liegt, festzustellen, ob die analytischen Ergebnisse nur örtliche oder allgemeine Bedeutung haben.

Die aufgesammelten Krusten waren teils fester Bestandteil des anstehenden Sandsteins, teils lagen sie, von der Verwitterung herauspräpariert, lose an der Oberfläche. Es handelt sich weitgehend um oberflächennahe Bildungen. Sie konnten innerhalb der Sedimentfolge, die an der Steilstufe des Djebel Messak aufgeschlossen ist, nicht beobachtet werden. Für die Karbon-Krusten möchte ich gleichartige Verhältnisse annehmen. Folgende Ausbildungsformen wurden unterschieden:

Probe Ma: poröse, sinterartige Krusten, häufig schlackenartig ausgebildet, Dicke um 2,5 cm.

Probe Mb: knollig ausgebildete Flächenkrusten von unregelmäßiger Dicke (1 bis 3 cm).

Probe Mc: röhrenförmige Gebilde, zum Teil verzweigt. Die Formen sind oben und unten gekappt. Länge mehr als 10 cm.

Probe Md, Ka, Kc: massiv-dichte, äußerlich homogen erscheinende Flächenkrusten mit vorwiegend glatten Oberflächen. Dicke bis 5 cm.

Probe Me: dicht imprägnierter Sandstein, dessen Gefüge äußerlich erhalten geblieben ist. Dicke ca. 2 cm.

Probe Kb: tellerartige Konkretionen mit konzentrischen Fugen, Ausfüllung einer alten Sedimentstruktur, Dicke ca. 3 cm.

4.1.1 Chemische Zusammensetzung und Mineralbestand

Für die petrographischen Untersuchungen wurden Dünnschliffe und Anschliffe angefertigt. Nur durch die Kombination von lichtoptischen, Röntgen- und Differential-Thermoanalysen konnte ein befriedigendes Ergebnis erreicht werden, da der Nachweis einzelner Mineralphasen teilweise schwierig ist. So erwies sich der

Lepidokrokite als fast röntgenamorph, ließ sich aber optisch einwandfrei bestimmen. Andererseits waren Hämatit und Hydro-Hämatit vom Lepidokrokite in der Grundmasse von Goethit optisch schwer zu trennen.

Die Ergebnisse der chemischen und petrographischen Analysen sind in Fig. 3 dargestellt. Die Prozentzahlen sind teilweise aus mehreren Parallelproben gemittelt. Der außerordentlich geringe Mangananteil konnte nur spektralanalytisch im Vergleich an Standardproben mit bekannten Mn-Prozenten ermittelt werden¹.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die Struktur des ursprünglichen Sandsteins in allen Proben weitgehend erhalten geblieben ist (Abb. 1 bis 6). Die Quarzkörner gehören überwiegend zur Feinsandfraktion (200 bis 60 μ), einige Proben enthalten erhebliche Anteile von Schluff. Die Komponenten des Messak-Sandsteins werden durch verschiedene Bindemittel zusammengehalten, nämlich hämatitreiche Tone (hier vornehmlich Kaolinit), Kalzit und SiO_2 . Je nach Grad der Imprägnation werden örtlich unveränderte Sedimentteile beobachtet. Die Eisenhydroxydlösungen dringen auf Haarrissen und Korngrenzen vor und verdrängen von dort die Bindemittel. Zunächst werden die polykristallinen Komponenten und Körner aus siltigen Sedimenten angegriffen. Der langsame Zerfall ist mit allen Übergangsstadien zu beobachten. In der Endphase treten neben den monomineralischen Quarzkörnern der Feinsandfraktion scharfkantige Schluffanteile auf, die in der Eisenhydroxyd-Grundmasse eingebettet sind.

Feldspäte werden selten beobachtet. Sie sind weitgehend zersetzt und nur in Pseudomorphosen zu erkennen (Abb. 3). Das Verhalten der Quarze ist nicht einheitlich. Während unter anderem kieselige Bindemittel verdrängt werden, zeigen Quarze häufig glatte Korngrenzen ohne Spuren von Ätzwirkung. Quarzkörner mit zerfressenen Rändern werden dagegen auch in unveränderten Sediment-Bereichen beobachtet. Die Unterscheidung einer späteren Einwirkung ist deshalb schwierig. Sie wird nur dann als wahrscheinlich angesehen, wenn aggressive Lösungen offensichtliche Raumweitungen zu Lasten der Quarze bewirkten. Die aus dem Messak-Sandstein bekannten Schwerminerale haben keine Veränderung erfahren.

Unter den Eisenhydroxyd-Mineralen der Messak-Sandstein-Krusten dominiert Goethit ($\alpha\text{-FeOOH}$), teils ausschließlich, teils vorherrschend vor Lepidokrokite ($\gamma\text{-FeOOH}$), der bis zu einem Drittel des Goethit-Anteils erreichen kann. Lepidokrokite tritt auf entweder in Form von unregelmäßig verteilten Einsprenglingen oder relativ angereichert in speziellen Zonen wie Korngrenzen und Klüften. Durch sein besseres Reflexionsvermögen läßt er sich gut vom Goethit unterscheiden. Hämatit (Fe_2O_3) wurde in diesen Proben nur in polykristallinen Aggregaten gefunden, die aus dem Altbestand des Sandsteins stammen. Vergleichsweise wurde Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) als Relikt vormaliger Magnetite beobachtet.

¹ Die spektralanalytischen Bestimmungen wurden freundlicherweise vom Institut für Lagerstättenforschung der TU Berlin ausgeführt.

Der Gehalt an chemisch bestimmtem Aluminium — in Fig. 3 berechnet als Al_2O_3 — geht nur untergeordnet auf Kaolinit zurück. Das wichtigste aluminiumreiche Mineral ist Diaspor ($\alpha\text{-AlOOH}$), wie differential-thermoanalytisch durch eine starke endogene Reaktion bei 560° bis 570° bewiesen werden kann. Im Auflicht ist Diaspor durch ein etwas höheres Reflexionsvermögen von Quarz zu unterscheiden. Er tritt entweder in kleinen Aggregaten oder großflächig als Bindemittel zwischen den Quarzkörnern auf (Abb. 5). Das Aluminiumhydroxyd muß vor den Eisenhydroxyden in das Gefüge eingedrungen sein, da es von diesen zum Teil wieder verdrängt wird. Alle Proben führen Diaspor. Der Anteil schwankt zwischen ca. 8 und 15 %.

Der heute meßbare pH-Wert der Krustenproben liegt zwischen 7,4 und 8,0 im schwach basischen Bereich. Alle Proben haben einen Gehalt an Karbonat (2 bis 8,8 %). Es liegt als Kalzit vor und ist Bestandteil des übriggebliebenen Bindemittels oder sekundärer Ausscheidungen.

Viele Anschliffe zeigen Bitumen in Form von dunklen Flecken oder wurstartigen Schläuchen zwischen den Quarzkörnern (Abb. 6). Es handelt sich um Bitumenreste, die im Zentrum des früheren Porenraumes konzentriert sind. Von den Eisenhydroxydlösungen werden sie offensichtlich kaum angegriffen. Der Mengenanteil wurde nicht bestimmt, ist aber als sehr gering anzusehen.

Die Krusten auf den Sandsteinen des Unterkarbons zeigen einige wesentliche Unterschiede. Das Substrat ist im Gegensatz zum Messak-Sandstein reich an Feldspäten und Glimmern. Eine Probe fällt durch eingestreute Graphitfasern auf. Hämatit bzw. Hydrohämatit ist neben Goethit und Lepidokrokite wesentlicher, teilweise sogar dominierender Bestandteil des Zwischenmittels. Der Hämatit gehört hier nicht zum Altbestand. Er ist durch Entwässerung aus dem Goethit hervorgegangen.

4.1.2 Entstehungsmöglichkeiten

MECKELEIN (1959, S. 44) sieht in der Rindenbildung auf Sandsteinen eine Verwitterung in situ unter rezentem Klimaeinfluß. LINCK (1930, zitiert in S. J. SCHOKALSKAJA, 1953, S. 65) stellt sich die Entstehung folgendermaßen vor: Tränkung der Oberfläche des Gesteins mit Tau, Lösung mit Zersetzung der Minerale bei erhöhter Temperatur, Oxydation der Lösung durch Ozon und unter Mithilfe der im Tau gelösten Salze mit anschließender Austrocknung und Auskristallisation. Je feinkörniger das Gestein, desto dunkler und härter sei die Rinde.

Die Taubenetzung erreicht nur die äußere Oberfläche des Gesteins und reicht meines Erachtens nur für die Bildung dünner Wüstenlack-Häute aus, nicht aber für das Wachsen von Krusten größerer Dicke. Die Krusten des Messak-Sandsteins sind auf einer Hochfläche gebildet, die heute z. T. mehrere hundert Meter über dem Grundwasserspiegel liegt. Für einen Kapillarwasseranstieg, der bedingt durch die grobklastischen Einschaltungen im Messak-Sandstein sowieso nur von geringer Bedeutung sein kann, ist der Abstand zu groß.

Die sehr seltenen Niederschläge liefern keine anhaltende Durchfeuchtung. Die Entstehung dieser Krusten dürfte an feuchtere Perioden des Paläoklimas gebunden sein. Dafür kommen in Frage die quartären Pluvialzeiten und die feuchtwarmen Perioden des Tertiärs. In regenreichen Zeiten ist die Bildung eines oberflächennahen Grundwassers im Messak-Sandstein dank der wasserstauenden Tonzwischenschichten möglich. In den zwischenzeitlichen Trockenperioden ist ein vertikaler Stofftransport durch Kapillarwasser in den feinkörnigen Sandsteinen, in denen offenbar bevorzugt Krusten gebildet werden, denkbar. Es ist aber fraglich, ob die vertikale Stoffwanderung überhaupt oder ausschließlich zur Bildung der Krusten führt. Einige Erscheinungsformen deuten auf eine andersartige Entstehung hin.

Die knollig geformten Krusten lassen Schwundrisse erkennen, wie sie beim Erstarren von Gelen beobachtet werden. Die röhrenförmigen Gebilde mit Verzweigungen zeigen Andeutungen von Zentralkanälen. Ich deute sie als ehemalige Wurzelgänge, die von den Lösungen zur Inkrustation des umgebenden Sandsteins benutzt werden. Die Auflösung des kieseligen Bindemittels läßt eine begrenzte Fortführung der Kieselsäure erkennen. Die Bitumenreste in den Anschliffen weisen auf eine ehemalige Bodenbildung hin. Nach diesen Merkmalen könnte es sich um die Reste des B-Horizontes eines gekappten Bodenprofils handeln. Es ist an die Anfangsstadien einer lateritischen Verwitterung unter dem Einfluß eines wechselfeuchten Klimas mit beginnender Waldvegetation zu denken. Im Jungtertiär könnten diese Bedingungen erfüllt gewesen sein. Die Konzentration der Fe-Oxyde erfolgte durch Auswaschung aus dem A-Horizont und laterale Wanderung im Grundwasserbereich. Eine eigentliche Verhärtung des B-Horizontes tritt nach Erosion des Oberbodens und Exposition an der Oberfläche auf (MILLOT, 1970, S. 112 f.).

Für die Krusten auf den unterkarbonen Sandsteinen des Wadi Cneir kann nach der petrographischen Ausbildung eine gleichartige Entstehung angenommen werden. Der Übergang von Goethit zu Hämatit mag auf ein höheres Alter hindeuten.

Das vorliegende Probenmaterial reicht für eine eindeutige Entscheidung, ob die Entstehung durch Verwitterung in situ oder Bodenbildung bewirkt wurde, nicht aus. Weitere feinstratigraphische Untersuchungen besonders im Übergangsbereich zwischen Kruste und liegendem Gestein sind notwendig.

4.2 Quartäre Lockersedimente der Serir und der Sandsee

4.2.1 Um- und Ablagerung

Der Bereich der Hammada wird zum Beckeninneren abgelöst durch die kiesig-sandigen Flächen der Serir. HÖVERMANN (1967, S. 7) bezeichnet diese Region als Sandschwemmebene, die allerdings nicht nur durch Schwemmvorgänge, sondern ebenfalls durch Wind ausgeformt wurde. Am Nordwestrand des Murzukbeckens ist die Serir nur als schmaler, meist einige hundert Meter breiter Streifen ausgebildet. Er wird zum Becken-

inneren durch auflagernde Sanddünen begrenzt. Das Material der Lockersedimente wurde von der hochgelegenen Umrandung vorwiegend fluviatil ins Becken transportiert. Die Größe der Komponenten nimmt in Richtung zum Erg ab. Die Lagerungsverhältnisse, die schlechte bis fehlende Sortierung und die kantenverrundeten Komponenten weisen die oberen Sedimente nach FÜRST (1970, S. 136) als Fanglomerate, die unteren im Tiefsten der Absenkung als feinkörnige Seeablagerungen aus.

Die Sedimente der Serir erscheinen mir wegen ihrer mehrstufigen Entwicklung zur Untersuchung auf mögliche petrographische Veränderungen besonders geeignet. Die Komponenten waren zunächst einer Verwitterung im Ursprungsbereich ausgesetzt, unterlagen anschließend den Einflüssen der Umlagerung und wurden schließlich von der Bodenbildung auf Zwischenlagern oder an ihrem heutigen Sedimentationsort überprägt. Alle diese Faktoren müssen für den heutigen Mineralbestand von Bedeutung sein.

Die Lage der Probenentnahmestellen ist aus Fig. 1 zu ersehen. Mit Ausnahme des Dünenandes (Probe M₅) handelt es sich um Bodenproben, wenn man den Begriff Boden nach FÜRST (1965, S. 394) definiert als „ein lockeres, poröses, polydisperses System, das die substantielle Voraussetzung zum Gedeihen von Pflanzen bietet“. Nach MECKELEIN (1959) werden nach der Korngröße eine Grobserir (Hauptkomponenten 6 bis 60 mm) und eine Feinserir (Hauptkomponenten 2 bis 6 mm) unterschieden. Die Proben M₁ und M₂ müssen der letzteren und M₃ der ersteren zugeordnet werden. M₄ gehört zu einer Paläoroterde, die am Rande eines Wadis unter Flugsandbedeckung aufgeschlossen ist. Die Bodenprofile der Serir lassen sich vertikal in Lesedecke, Hauptzone, Übergangszone und Anstehendes gliedern (M. FÜRST, 1965, 1970). Die an der Oberfläche anstehende Lesedecke besteht vor allem aus größeren Komponenten der Kiesfraktion, die durch Ausblasung der feineren Komponenten angereichert wurde. In der darunter liegenden Hauptzone sind dagegen alle Korngrößengruppen vertreten. Aus diesem Grunde war dieser Horizont für die Mineraluntersuchungen im Rahmen dieser Arbeit besonders geeignet. Die Korngrößenverteilung (Fig. 4 c) zeigt ein Vorherrschen von schlechten Sortierungen auch in der Hauptzone. Das Doppelmaximum in der Mineralverteilungskurve M₃ (Fig. 4 b) läßt besonders deutlich den Einfluß einer selektiven Ausblasung bestimmter Kornfraktionen erkennen. Andererseits kann die deutliche Anreicherung von Tonkorngrößen (z. B. Probe M₁, Fig. 4 b) nicht allein durch Verwitterung in situ erklärt werden, sondern es muß zusätzlich mit gelegentlichen Einschwemmungen von Feinmaterial gerechnet werden.

In der Kornfraktion 0,5 bis 1 mm sind etwa 70 % aller Körner sehr gut verrundet und mattiert durch Feinhämmerung. Die übrigen 30 % zeigen Mattierungen nur auf Teilflächen, vorherrschend wird ihre Form durch scharfkantige Bruchflächen bestimmt. Auch diese Kriterien deuten auf einen Wechsel zwischen äolischem und fluviatilen Transport hin. Lediglich die Probe M₅,

die vom Kamm einer Strichdüne genommen wurde, besitzt eine Sonderstellung. Der ausgezeichnete Sortierungs- und Verrundungsgrad der mattierten Komponenten weist sie als rein äolisches Sediment aus.

Die oben angeführten Merkmale der untersuchten Serir-Akkumulationen stimmen mit den Beobachtungen anderer Verfasser wie MECKELEIN (1959), FÜRST (1965, 1970) und PACHUR (1966) überein. Die hier untersuchten Proben werden somit als typisch für den Sedimentationsraum angesehen.

4.2.2 Mineralbestand

In der Fig. 4 a ist der Mineralbestand quantitativ graphisch dargestellt. Wegen des allgemein sehr geringen Anteils der Tonminerale werden diese gegenüber den sonstigen Mineralen mit vierfach vergrößertem Maßstab aufgetragen.

Die Proben M_1 , M_2 und M_3 lassen keine wesentlichen qualitativen Unterschiede in der Zusammensetzung erkennen, sofern man von nicht immer vorhandenen Grobkiesanteilen, die vorwiegend aus Gangquarzen, Quarziten und verkieselten Siltsteinen bestehen, absieht. Quarz ist mit maximal 90 % das vorherrschende Mineral. Neben den reinen Quarzkörnern fallen rotbraun gefärbte Aggregate aus Siltkörnern auf, die durch Karbonathäutchen und Eisen(hydr)oxyde verkittet sind. Röntgenographisch und durch DTA-Aufnahmen konnten Hämatit, Goethit und Lepidokrokit, die besonders in der Tonmineralfraktion angereichert sind, nachgewiesen werden. Nach chemischer Bestimmung schwankt der Eisengehalt — gerechnet als Fe_2O_3 — zwischen 2,5 und 7 %. Der mäßige Karbonatgehalt (0,8 bis 1,6 %) ist ausschließlich an das Bindemittel der Silt-Aggregate gebunden. Die Feldspäte sind mit 3 bis 5 % am Mineralspektrum beteiligt, und zwar Plagioklasse und Kalifeldspäte (Orthoklas und Mikroklin) etwa zu gleichen Teilen. In einem Fall überwiegen die Plagioklasse leicht. Der Erhaltungszustand ist unterschiedlich; angewitterte Feldspäte sind neben relativ frischen zu beobachten. Unter den Tonmineralen dominiert der Kaolinit vor beachtlichen Anteilen von Illit und Montmorillonit-Wechselagerungsmineralien, die sich durch Röntgen- und DTA-Bestimmungen nachweisen lassen (Fig. 5). Während in der Grobtonfraktion um 2μ noch der Kaolinit überwiegt, wird er im Feintonbereich durch Illit und Mixed layers verdrängt. Das deutet auf eine mögliche Neubildung der letzteren hin.

Der Mineralbestand der fossilen Roterde zeigt gegenüber den oben beschriebenen Proben einige Abweichungen. Der Karbonatgehalt ist leicht erhöht und setzt sich aus Kalzit und etwas Dolomit zusammen. Die Feldspäte sind bis auf Spuren von Kalifeldspäten weitgehend zersetzt. Zu der bekannten Tonmineralvergesellschaftung tritt Chlorit als Nebengemengteil.

Der Dünen sand — Probe M_5 — ist frei von Feldspäten und besteht fast ausschließlich aus Quarzkörnern, die bisweilen in tieferen Ätznarben Reste einer früheren Hämatitverkrustung erkennen lassen. Daneben waren untergeordnet Körner von hämatitreichen, verkieselten Siltsteinen zu beobachten.

4.2.3 Schlußfolgerungen

Vergleicht man das Mineralspektrum der gesamten Schichtenfolge am Nordrand des Murzukbeckens mit den jüngeren Sedimenten im Beckeninneren, so ergibt sich kein wesentlicher qualitativer Unterschied. Es ist aber zu berücksichtigen, daß die montmorillonit- und illitreichen Tilemsin-Schichten ausschließlich den Unterteil des Djebel Messak aufbauen.

Diese Schichten sind als Abtragungsgestein vor allem für die jüngeren Akkumulationen im Vorland des Djebel Messak von Bedeutung. Eine äolische Zulieferung von Feinmaterial über die meist mehrere hundert Meter mächtige Steilstufe von SW ins Zentrum der Murzuk-Depression ist wahrscheinlich auszuschließen, zumal der NE-Passat hier die Windrichtung bestimmt. Einwehungen dürften jedoch gegenüber der vorwiegend fluviatilen Umlagerung von Sedimenten des oberen Beckenrandes ins Beckeninnere von untergeordneter Bedeutung sein. Die nach innen geneigte Tafelfläche wird durch den mehr als 300 m mächtigen Messak-Sandstein gebildet, der durch eine gewisse Verarmung der Mineralvergesellschaftung und bedeutende Kaolinitvormacht ausgezeichnet ist.

Der heute meßbare pH-Wert ist im Liefergestein und in den Abtragungssedimenten mit ca. 8 schwach alkalisch ausgeprägt. Der Karbonatgehalt ist in den Serir-Böden lediglich geringfügig erhöht. Dennoch dürften die Stabilitätsbedingungen der Minerale im Messak-Sandstein und in den Beckenakkumulationen Unterschiede aufweisen. Bedingt durch Transportaufbereitung und zwischenzeitlich intensive chemische Verwitterung verändern sich die physiko-chemischen Bedingungen in den unverfestigten Sedimenten und erleichtern Umsetzungen.

Der Feldspatgehalt der normalen Serirproben mit maximal 5 % ist absolut gesehen gering, aber im Vergleich zu den Tonsteinen des Messak-Sandsteins erhöht. Die Ursache hierfür liegt in den primären Unterschieden der Gesteine im Ursprungsgebiet. Mehr oder minder starke Bodenbildung begünstigten die teilweise Zersetzung der Feldspäte. Damit standen in beschränktem Maße Kationen und Anionen für die Neubildung von Tonmineralen zur Verfügung. Bei Kalium- und Magnesiumzufuhr dürfte Kaolinit auch schon im schwach alkalischen Milieu zunehmend instabil werden und eine Neubildung von Illit und Montmorillonit-Illit-Mixed layers über Ionenlösungen beginnen (FÜCHTBAUER und MÜLLER, 1970, S. 229). Das Kaolinit-Illit-Verhältnis im Messak-Sandstein verschiebt sich von durchschnittlich 12 : 1 auf 2 : 1 bis 1 : 1 in den Serir-Sedimenten, wenn man Illit und Mixed layers als eine Gruppe zählt. Für eine Neubildung spricht auch das Vorherrschen des Illits und der Mixed layers im Feinton ($<0,2 \mu$). Der an die größeren Kornfraktionen gebundene Kaolinit wird als Detritus angesehen. Äolisch eventuell zugelieferte Minerale aus den Tilemsin-Schichten würden keine wesentliche Veränderung erfahren, da für sie die Stabilitäts-Bedingungen annähernd gleichbleiben.

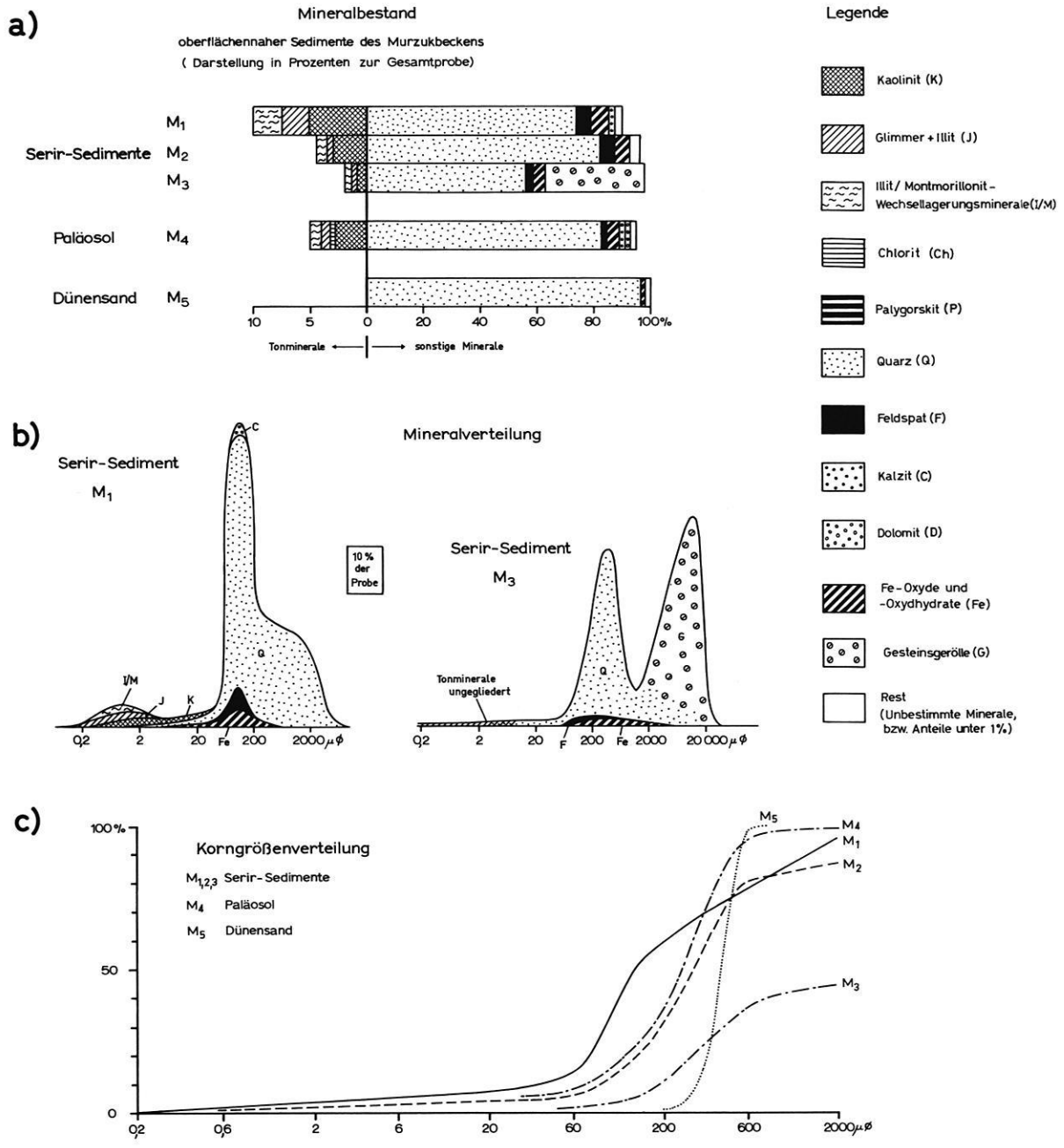


Fig. 4 Mineralbestand, Mineralverteilung und Korngrößenverteilung von jüngeren Sedimenten des inneren Murzuk-Beckens

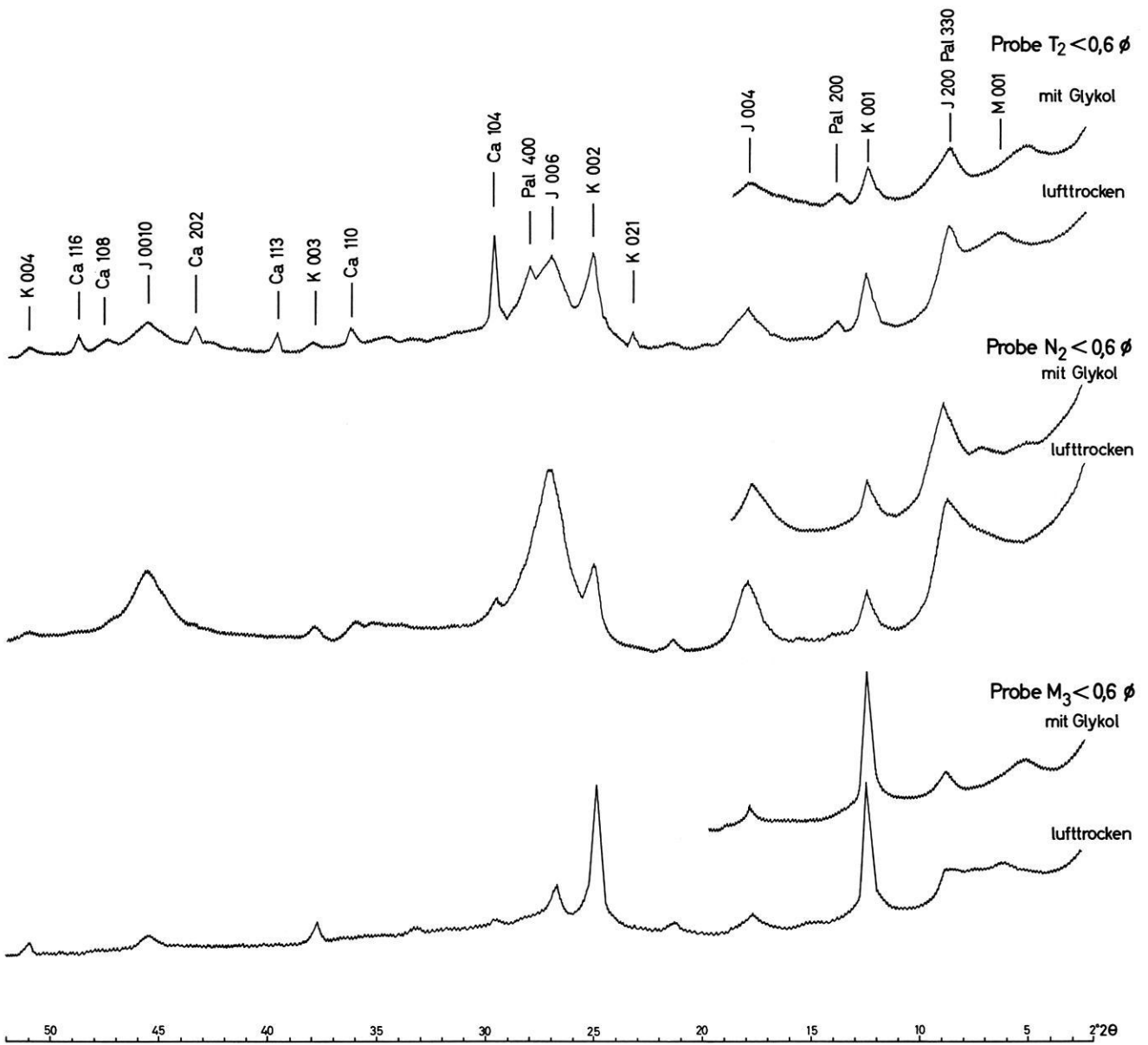


Fig. 5 Röntgen-Diffraktometer-Aufnahmen von quartären Lockersedimenten der libyschen Sahara (M₃ = Serirboden aus dem Murzukbecken, N₂ = Löß vom Djebel Nefusa, T₂ = Löß von Tripolis, M = Montmorillonit, I = Illit, K = Kaolinit, Pa = Palygorskit, Ca = Kalzit)

Die Verwitterung der Silikate und die Neu- bzw. Umbildung der Tonminerale wurde durch Bodenbildung, die klimaabhängig ist, wesentlich beeinflusst. Das heutige vollaride Wüstenklima fördert die Zersetzung der Silikate und die Neubildung der Tonminerale nur wenig. Prozesse dieser Art benötigen für die Ionenwanderung relativ langzeitige Befeuchtungen. Seltene Niederschläge oder Taubildung an der Oberfläche reichen dafür sicherlich nicht aus; zumindest werden die Umsetzungen sehr stark verlangsamt. Entscheidende Bedeutung kommt ohne Zweifel dem Paläoklima zu, und zwar in der Summe der Einflüsse vor und während der Abtragung und nach der letzten Sedimentation. Dies entspricht im vorliegenden Fall der Zeit vom Tertiär — evtl. sogar der Oberkreide — bis heute.

Aus der Literatur ist zur Klima-Entwicklung keine einheitliche Meinung zu ersehen: Überwiegend wird ein leichtes Schwanken der Klimaverhältnisse angenommen. Nach SCHWARZBACH (1953) war das Klima im Tertiär überwiegend trocken, aber zeitlich und örtlich könnten sich in feuchteren Perioden sogar Savannen gebildet haben. MECKELEIN (1959) glaubt an die Existenz von solchen, allen Klimaänderungen gegenüber resistenten Zonen im Inneren der Sahara. Während der feuchteren Pluvialzeiten käme es nur zur zeitweiligen Einengung des nordafrikanischen Wüstengürtels. Danach müßte das Murzukbecken im Randbereich eines eigentlichen Sahara-Kernraumes, der in der Serir Tibesti gesehen wird, liegen. BAKKER (1966) hält größere Klimaschwankungen für wahrscheinlich. Er deutet am Hoggar-Massiv von BÜDEL (1955) aufgefundene kaolinitreiche Rotlehme als Produkte eines rein feucht-tropischen Klimas im späten Eozän oder frühen Pliozän. Insgesamt muß zumindest eine längere Feuchtzeit im Jungtertiär als gesichert gelten. Für das Altquartär ist von BELLAIR (1947, in MECKELEIN, 1959) durch die sogenannten „Murzukkalk“ eine weitere relative Feuchtphase bewiesen. Für den Fezzan sieht MECKELEIN (1959) in den Pluvialzeiten nur etwas regenreichere Perioden, in denen ein Wüstensteppenklima wie heute in Nordlibyen geherrscht habe.

Die untersuchte Paläo-Roterde (Probe M₄) kann aufgrund ihrer tiefgründigen Verwitterungszone von mehr als 4 m der jungtertiären Feuchtzeit zugeordnet werden. Es handelt sich allerdings nicht um eine lateritische Verwitterung im Sinne von BAKKER (1966), vielmehr ist diese Roterde das Produkt einer Rubifizierung unter dem Einfluß eines wechselfeuchten Klimas. Typische Kennzeichen sind: Zersetzung der Plagioklase, teilweise Erhaltung der Kalifeldspäte, Neubildung von Dreischicht-Tonmineralen.

Eindeutige Hinweise auf eine lateritische Verwitterung fehlen in den Bodenproben. Da der Messak-Sandstein bereits vorwiegend als das Produkt einer mesozoischen humidtropischen Verwitterung gelten muß, ist eine zweite gleichartige Überprägung schwierig nachzuweisen. Die vorhandenen Feldspäte müßten völlig zersetzt und die Kaolinite noch stärker vertreten sein. Dies ist jedoch nicht der Fall. Die ererbte Kaolinitvormacht der Serir-Sedimente wurde im Gegenteil gemindert. Die

Neubildung von Illit und Montmorillonit-Illit-Mixed layers deutet auf ein wechselfeuchtes Klima semiariden bis subtropischen Charakters. Für die jüngeren Böden dürften die Pluvialzeiten mit saisonalen Niederschlägen von entscheidendem Einfluß gewesen sein.

5. Löss des Küstenbereiches bei Tripolis

Es soll ein Vergleich versucht werden zwischen den quartären Akkumulationen des Murzukbeckens mit etwa gleichaltrigen Sedimenten eines anderen Ablagerungsraumes, der aber einem ähnlichen Paläoklimaeinfluß unterlag. Die Wahl fiel aus nachfolgenden Gründen auf den Löß der Küstenregion bei Tripolis. Diese Lössen müssen als rein äolische Bildung auf ein weiträumiges petrographisch heterogenes Ausblasungsgebiet bezogen werden. Die Mineralkomponenten waren vor und während der Auswehung und nach der endgültigen Sedimentation einer klimaabhängigen Verwitterung ausgesetzt. Die wechselfeuchten Perioden dürften im Vergleich zum Murzukbecken durch die nähere Lage zum Meer stärker betont gewesen sein. Ziel der Untersuchung war die Feststellung einer möglichen Entwicklungstendenz in der Mineralvergesellschaftung.

5.1 Sedimentationsbedingungen und Mineralbestand

Die Lößdecke von Tripolis erreicht nach RATHJENS (1928) eine Mächtigkeit von mehr als 80 m. Sie deckt ein älteres quartäres Relief ab und bildet die Küstenebene auf weite Erstreckung. Stellenweise ist die Lößdecke von Sanddünen überweht. Auch die Hochfläche des Djebel Nefusa, einer südlich von Tripolis gelegenen Schichtstufe, wird von Löß überlagert.

Die Lößdecke nimmt heute an Mächtigkeit nicht mehr zu, vielmehr ist Abtragung — hauptsächlich durch Tiefenerosion — festzustellen. Die Ursache liegt darin, daß die Hauptliefergebiete — Hammada und Serir — unter den heutigen Klimaverhältnissen durch Ausbildung von oberflächlichen Schutzrinden und vor allem Lesedecken gegen Ausblasung weitgehend geschützt sind. Im wechselfeuchten Pluvialklima kam es dagegen zur großflächigen Sedimentation von umgelagertem Material. Die chemische Verwitterung in den trockenen Intervallen führte durch aufsteigende Salzlösungen zu weiterem Zerfall. Mit dem Ausklang des Pluvials und Übergang zu trockenen ariden Verhältnissen waren beste Bedingungen für die Ausblasung der Feinanteile gegeben. Die höhere Feuchtigkeit im Küstenbereich — im Löß durch zahlreiche Schalen von Landschnecken belegt — bewirkte eine gute Haftung des sedimentierten äolischen Materials auf dem Untergrund. Die heutigen Sandstürme, die im Halbwüsten-Küstenbereich besonders häufig sind, transportieren nur wenig Material, so daß die Verluste der Abtragung (Flächenspülung und Tiefenerosion) der Lößdecke nicht ausgeglichen werden können.

Die untersuchten Lößproben entstammen zwei Profilen: das erste liegt in der Küstenebene am Westrand von Tripolis (Stadtteil Giorgimpopoli), das zweite ist Bestandteil der Hochfläche vom Djebel Nefusa und wurde an der Straße nördlich von Garian aufgenommen (Fig. 6).

Die wesentlichen Merkmale und das äußere Erscheinungsbild sind durchaus den mitteleuropäischen Lössen ähnlich. Gegenüber den mir näher bekannten Lössen in Bayern (KALLENBACH, 1965) fällt auf, daß der Schwerpunkt der Korngrößenverteilung, der bei bayerischen Lössen in der Fraktion 60 bis 20 μ liegt, zum Feinsandbereich 200 bis 60 μ verschoben ist (vgl. Fig. 7 c). Der Sortierungsgrad ist außerordentlich gut, die Tonfraktion ausgenommen. Die relative Anreicherung der Feinbestandteile dürfte weniger auf Verwitterung und Mineralneubildung zurückzuführen sein als vielmehr auf eine bessere Haftfähigkeit der Tonminerale auf dem leicht angefeuchteten Untergrund (Fig. 7 b). Es handelt sich dabei um eine primäre Selektion während der Anwehung.

Die Niederschläge des nordafrikanischen Küstenklimas reichten aus, um den Karbonatgehalt in den obersten Profilhorizonten erheblich zu reduzieren. Karbonate finden sich heute in Form von sekundären Ausscheidungen als „Lößkindeln“ oder sogar als massive Krusten in tieferen Horizonten wieder (vgl. Fig. 6). Die relativ große Standfestigkeit der Lößwände ist auf die Verkittung der Komponenten durch Karbonat zurückzuführen.

In den größten Kornfraktionen ist der Kalkgehalt vorzugsweise an kantengerundeten Fossilschutt gebunden. Im Profil Tripolis sind vor allem umgelagerte, ziemlich große Foraminiferen zu finden, die — da die Gehäuse teilweise nicht mit Sediment ausgefüllt sind — ein relativ geringes spezifisches Gewicht haben und leicht durch den Wind zu transportieren waren. Planktonische Foraminiferen sind selten (u. a. *Globigerina sp.*, *Globigerinoides sp.*, *Turborotalia sp.*) und benthonische sehr häufig (*Milioliden*, *Elphidium sp.*, *Rotalia sp.*, *Cibicides sp.*)². Diese vorwiegend litorale Faunengesellschaft spricht für ein Alter von Miozän und älter. Die Lössе vom Djebel Nefusa enthalten keine Foraminiferen, sondern nur in geringer Menge Schalenbruchstücke von Muscheln und Schnecken, vermutlich aus Oberkreide und Alttertiär. Daneben treten in beiden Profilen gerundete Körner von Kalk, Dolomit und Sandsteinen mit karbonatischem Bindemittel auf.

Absolut gesehen dominiert unter den Mineralien der Quarz (Fig. 7 a und b). Er besitzt einen Verteilungsschwerpunkt bei ca. 100 μ ϕ und ist relativ scharfkantig ausgebildet. Äolische Bearbeitungsspuren sind in diesen Korngrößenbereichen nicht mehr nachzuweisen. Die Feldspäte erreichen 1/10 bis maximal 1/6 des Quarzanteils am Mineralbestand. Plagioklase und Kalifeldspäte sind etwa gleichmäßig beteiligt, bisweilen überwiegt Kalifeldspat geringfügig. Spuren von Zersetzung sind kaum zu beobachten.

Im Profil Tripolis ist der Eisengehalt vorwiegend an sekundär gebildete Eisen-Mangan-Konkretionen gebunden und liegt als Goethit vor. Die Rotfärbung der Lössе vom Djebel Nefusa geht dagegen auf primäre Hämatit-Verkrustungen der eingewehten Mineralkörner zurück.

² Bestimmung freundlicherweise durch A. v. HILLEBRANDT, TU Berlin.

Unter den Tonmineralen hält der Kaolinit zwar den absolut höchsten Anteil, doch besitzt er insgesamt nur noch eine relative Vormachtstellung. Er ist vorwiegend an den Korngrößenbereich 6 bis 0,6 μ gebunden. Im Feintonbereich dominieren dagegen Illit und Montmorillonit - Illit - Wechsellagerungsminerale. Daneben tritt im Profil Tripolis ein untergeordneter Gehalt an Palygorskit auf. Das Kaolinit-Verhältnis zu den übrigen Tonmineralen schwankt zwischen knapp 1 : 1 und 1 : 2.

5.2 Genetische Deutung

Die heutigen Mineralspektren der beschriebenen Lössе sind durch die Ausgangsgesteine der Liefergebiete wesentlich vorgeprägt. Nach dem Fossilinhalt sind die Haupt-Ausblasungsgebiete der Lössе bei Tripolis im jüngeren Tertiär im Tiefland westlich der Syrtebucht zu suchen. Die fossilarmen Lössе auf der Hochfläche des Djebel Nefusa bei Garian dürften dagegen ihren Ursprung im südlich anschließenden Homrabecken finden. Über den Mineralbestand dieser Liefergebiete liegen mir nur unvollkommene Informationen vor. In der Wüste Negev fanden BENTOR, BODENHEIMER und HELLER (1963) in oberkretazischen und alttertiären Folgen Tonmineralspektren mit wechselnden Vorherrschaften von Montmorillonit, Illit und Kaolinit. Auch Palygorskit, den ich vergesellschaftet mit Dolomit in der transgressiven Oberkreide von Libyen feststellen konnte, wird von ihnen in dieser Folge mehrfach nachgewiesen. In den Lössen von Tripolis ist der Palygorskit ohne Zweifel eine detritische Komponente.

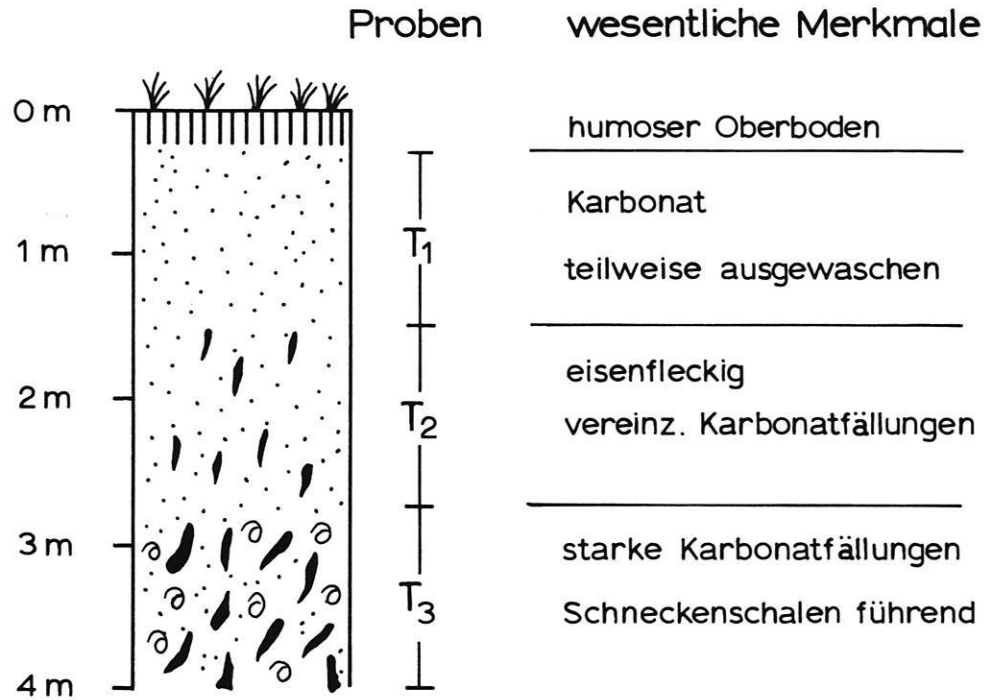
In der relativen Vormachtstellung des Kaolinites in den Lössen ist ein detritisches Erbe der Ursprungsgesteine zu vermuten, da Kaolinit wegen der geographischen Lage Nordafrikas in vielen Perioden gebildet wurde und daher in den küstennahen Ablagerungen häufig dominiert. Andererseits könnte man in dem Kaolinit-Maximum der Lössе auch ein Relikt einer lateritischen Verwitterung am Ende des Eozäns im Sinne von BAKER (1966) sehen. Der relativ hohe Gehalt an unverwitterten Feldspäten läßt dies m. E. allerdings weniger wahrscheinlich erscheinen. Eine endgültige Entscheidung ist erst nach genauer Kenntnis des Mineralspektrums der Liefergebiete möglich.

Die empfindlichen Montmorillonit-Illit-Wechsellagerungsminerale hätten eine längere humidtropische Phase sicher nicht überstanden. Ein wesentlicher Teil der Illite und Mixed layers muß vielmehr unter dem Einfluß des wechselfeuchten Pluvialklimas neugebildet worden sein, und zwar vor allem während der Zwischenlagerung der heutigen Lößkomponenten auf den Serir- und Hammada-Flächen. Die Entwicklung setzt sich nach der Auswehung und Sedimentation der Lössе unter der Wirkung des rezenten Klimas fort.

6. Zusammenfassung

Der Einfluß von Umlagerung und Klima wird an eisenreichen Verwitterungskrusten und quartären Lockersedimenten untersucht. Im Schwerpunkt stehen die jüngeren Akkumulationen des nordwestlichen Murzuckbeckens im Fezzan, deren Liefergebiet in der Hochfläche des Djebel Messak zu suchen ist.

Tripolis



Djebel Nefusa

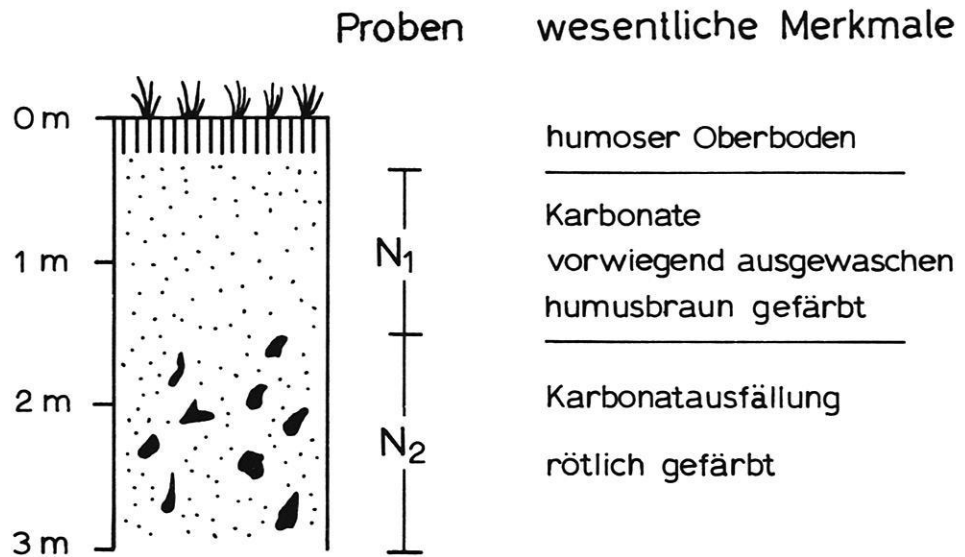
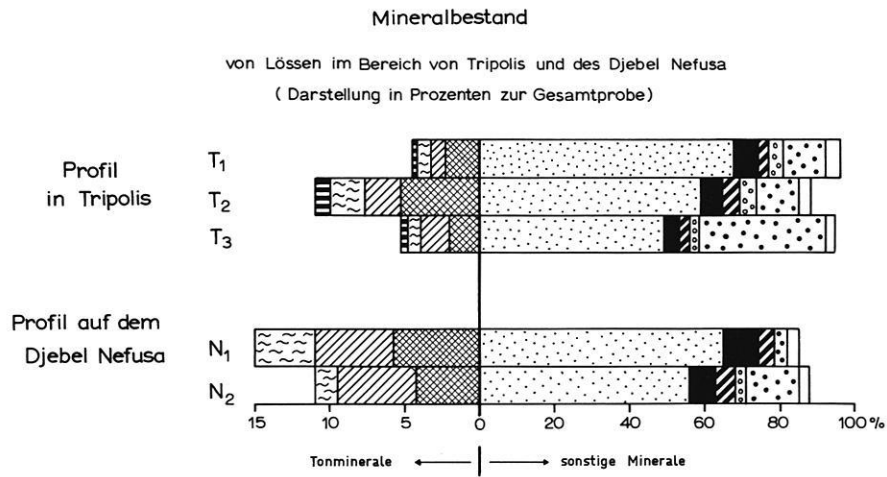
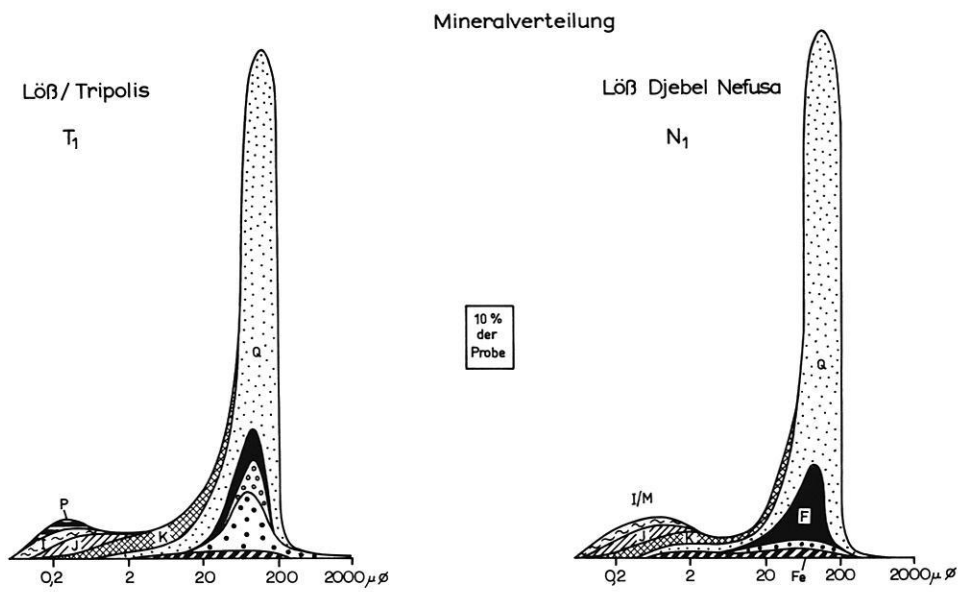


Fig. 6 Lößprofile in der Küstenebene bei Tripolis und auf der Hochfläche vom Djebel Nefusa

a)



b)



c)

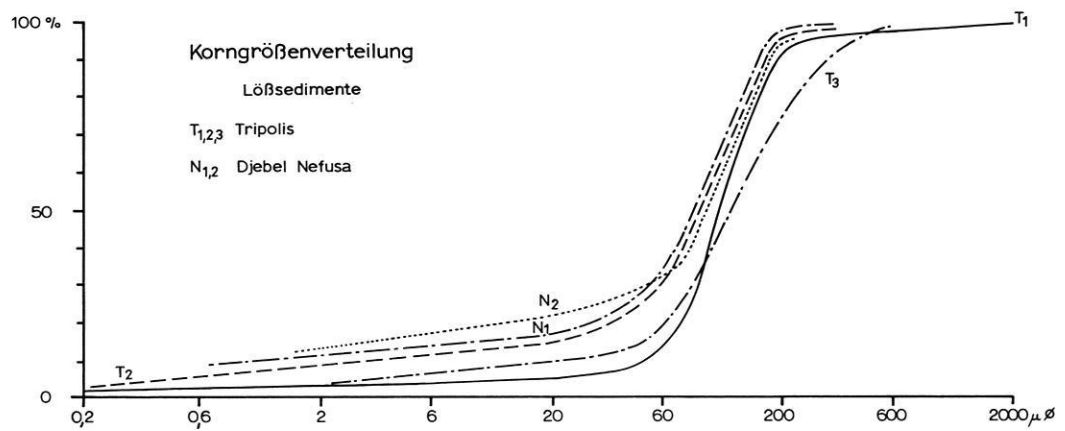


Fig. 7 Mineralbestand, Mineralverteilung und Korngrößenverteilung der Lössen von Tripolis und auf der Hochfläche des Djebel Nefusa

Das Ursprungsgestein, der Messak-Sandstein, vertritt den jüngeren Teil einer Schichtfolge, die dem kontinentalen Mesozoikum angehört. Die Tonsteinhorizonte, welche den Sandsteinbänken zwischengelagert sind, zeichnen sich durch vollständige Feldspat-Zersetzung und absolutes Vorherrschen des Kaolinites aus. Das Mineralpektrum wird durch die Abtragungsprodukte eines humdtropischen Klimabereiches bestimmt. Die Sandsteine zeigen dagegen im Teilbereich geringe Feldspatgehalte, offensichtlich weil ihre Komponenten auch aus tieferen, von der lateritischen Verwitterung nicht erreichten Zonen erodiert wurden.

Unterschiedlich ausgebildete, eisenreiche Krusten der Sandstein-Hammada wurden petrographisch und chemisch untersucht. Eine ausschließliche Entstehung durch Verwitterung in situ unter rezentem Klimaeinfluß muß angezweifelt werden, da zumindest einige Krustenproben Merkmale einer früheren Bodenbildung aufweisen. Eine Deutung als fossiler B-Horizont eines gekappten Bodenprofils, das von einer längeren Feuchtheit im Tertiär geprägt ist, wird als wahrscheinlich angesehen.

Die Mineralvergesellschaftung der quartären Lockersedimente im Inneren des Murzukbeckens ist durch untergeordnete Gehalte an Feldspat, einer ererbten Kaolinitvormacht und einer beachtlichen Neubildung von Illit und Montmorillonit-Illit-Wechselagerungsmineralen gekennzeichnet. Die quartären Böden der Serir wurden vor allem durch wechselfeuchtes Klima der Pluvialzeiten geprägt.

Ein überregionaler Vergleich mit jungpleistozänen Lössen der nordlibyschen Küstenebene bei Tripolis bestätigt die aufgezeigte Entwicklung. Die Ausblasungsgebiete der Lössen sind, wie z. T. durch äolisch umgelagerte Fossilien belegt werden kann, in den Sedimentfolgen der Oberkreide und des Tertiärs von Nordlibyen zu suchen. Im Vergleich zu den Sedimenten des Murzukbeckens haben die Lössen einen höheren Gehalt an verwitterungsfähigen Silikaten. Illit und Montmorillonit-Illit-Wechselagerungsminerale werden unter dem Einfluß der heute noch wirksamen wechselfeuchten, semiariden Witterungsbedingungen neugebildet. Gegenüber dem detritischen Kaolinit ist der Anteil der Dreischichttonminerale deutlich erhöht.

Nach der einheitlichen Entwicklungstendenz der Mineralspektren muß während der pleistozänen Pluvialzeiten im Fezzan ein Klima geherrscht haben, das dem heutigen in Nordlibyen weitgehend entspricht.

Die gemeinsame Forschungsreise mit H. HAGEDORN und E. KLITZSCH zum Murzukbecken war durch die großzügige finanzielle Unterstützung des Geomorphologischen Laboratoriums der FU Berlin möglich. Herrn Prof. Dr. J. HÖVERMANN gilt dafür unser bester Dank. Die sedimentologischen Untersuchungen wurden im Institut für Geologie und Paläontologie der TU Berlin durchgeführt. Herrn Prof. Dr. W. ZEIL und den Mitarbeitern des Instituts danke ich herzlich für die erhaltene Unterstützung. Herrn Prof. Dr. E. SEELIGER bin ich für erzmikroskopische Mineralbestimmungen und Mikroaufnahmen im Auflicht zu großem Dank verpflichtet.

Summary

The influence of redeposition and climate is investigated in ferruginous residual crusts and Quaternary loose sediments. Emphasis lies on the more recent accumulations of the northwestern Murzuk basin in Fezzan, the source areas of which are assumed to be in the Djebel Messak plateau.

The parent rock, the Messak Sandstone, represents the upper part of a sequence of layers belonging to the continental Mesozoics. The shales intercalated into the sandstone beds are distinguished by complete decay of feldspar and by an absolute predominance of kaolinite. The mineral spectrum is characterized by the erosion products of a humid-tropical climate. In contrast, the sandstones show in part low feldspar contents, apparently because their components were eroded also from deeper horizons unaffected by lateritic weathering.

Various ferruginous crusts of the sandstone hammada were analyzed petrographically and chemically. Origin exclusively by weathering in situ under recent climatic influence is unlikely, since at least some samples indicate earlier soil formation. Interpretation of these crusts as fossil B horizons of truncated soil profiles, affected by extended humid periods during Tertiary time, is suggested.

The mineral association of the Quaternary loess sediments in the centre of the Murzuk basin is characterized by minor contents of feldspar, an inherited predominance of kaolinite and a remarkable new formation of illite and montmorillonite-illite mixed-layer minerals. The Quaternary soils of the serir were primarily affected by alternately humid climate of pluvial times.

A comparison with late Pleistocene loesses of the coastal plain near Tripoli confirms the development outlined in this paper. Source areas of the loesses are assumed to be the sedimentary sequences of the Upper Cretaceous and Tertiary strata of Northern Libya, as is indicated in part by fossils redeposited under aeolian conditions. As compared to the sediments of the Murzuk basin, the loesses contain a higher degree of silicates capable of weathering. Illite, and montmorillonite-illite mixed-layer minerals are newly developed under the influence of the conditions of alternately humid, semi-arid climate prevailing until to-day. As compared to the detritic kaolinite, the content of the 2:1 clay minerals is distinctly increased.

On the basis of the uniform development of the mineral spectra, the climatic during the Pleistocene pluvial times in the Fezzan is concluded to have been similar to that prevailing at present in Northern Libya.

Résumé

L'influence de la dé-stratification et du climat est examinée sur des croûtes ferrugineuses de décomposition et des sédiments meubles. Au centre des travaux sont les accumulations récentes du bassin de Mourzouk au Fezzan, dont la région livrante est le haut plateau du Djebel Messak.

La roche d'origine, le grès de Messak, représente la partie plus jeune d'une série de couches, qui appartient au mésozoïque continental. Les horizons d'argile, qui sont intercalés entre les grès, se distinguent par la décomposition totale du feldspath et par la prédominance du kaolinite. Le spectre des minéraux est déterminé par les produits d'enlèvement d'un climat humide-tropical. Les grès au contraire montrent partiellement un contenu insignifiant de feldspath, sans doute parce que leurs composantes étaient érodés dans des zones plus profondes, qui n'étaient pas atteintes par la décomposition latéritique.

Différentes croûtes ferrugineuses du hamada de grès ont été examinées pétrographiquement et chimiquement. Une genèse exclusive par une décomposition «in situ» sous l'influence du climat récent doit être mis en doute, parce que quelques échantillons de croûtes ont des indices d'une formation de sol antérieur. L'interprétation comme horizon B fossile d'un profil de sol tronqué marqué par une longue époque pluviale au tertiaire, semble être vraisemblable.

L'association des minéraux des sédiments meubles au centre du bassin de Mourzouk se distingue par un contenu faible en feldspath, par une hégémonie héritée de kaolinite et par une formation nouvelle remarquable

d'illite et d'un minéral interstratifié d'illite et de montmorillonite. Les sols quaternaires de la serir sont marqués avant tout par un climat pluvial-changeant des époques pluviales.

Une comparaison avec des loess pleistocènes supérieurs de la plaine littorale près de Tripoli au nord de la Libye confirme le développement noté.

Les régions d'origine des loess sont à chercher, comme les fossils déplacés par le vent le montrent en partie, dans les suites de sédiments du crétacé supérieur et du tertiaire du nord de la Libye. En comparaison avec les sédiments du bassin de Mourzouk les loess ont un contenu plus grand en silicates. Des illites et les minéraux interstratifiés de montmorillonite et d'illite se développent sous l'influence des conditions du climat pluvial-changeant et sémiaride d'aujourd'hui.

Les minéraux du groupe illite et montmorillonite ont une part beaucoup plus grande que le kaolinite détritique.

D'après la tendance uniforme du développement des spectres minéraux on doit supposer un climat pluvial pleistocène au Fezzan similaire au climat actuel du nord de la Libye.

Literatur

- BAIRD, D. W. and KLITZSCH, E. (1969): Stratigraphy and Paleohydrology of the Germa Area, Southwest Libya. Guidebook to the Geology and Archaeology of Southwestern Libya, Tripoli (Petroleum Exploration Society of Libya), 67-80.
- BAKKER, J. P. (1966): Paläogeographische Betrachtungen auf Grund von fossilen Verwitterungserscheinungen und Sedimenten in Wüsten und Steppen im Bereich des Mittelmeergebietes. Nova Acta Leopoldina, Neue Folge Nr. 176, 31, 45-66.
- BENTOR, Y. K., BODENHEIMER, W. and HELLER, L. (1963): A reconnaissance survey of the relationship between clay mineralogy and geological environment in the Negev (Southern Israel). Journal of Sedimentary Petrology, 33, 4, 874-904.
- BROWN, G. (1961): The x-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. 544 S., London (Mineralogical Society).
- BÜDEL, J. (1955): Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge (zentrale Sahara). Erdkunde, IX, 100-115.
- CONANT, L. C. and GOUDARZI, G. H. (1964): Geological Map of the Kingdom of Libya, 1 : 2 Mill. USGS, Misc. Geol. Invest. Map 1-350 A, Washington.
- FÜCHTBAUER, H. und MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. 726 S., Stuttgart (Schweizerbarth).
- FÜRST, M. (1965): Hammada - Serir - Erg. Zeitschr. für Geomorphologie, N. F., 9, 4, 385-421, Stuttgart.
- FÜRST, M. (1970): Beobachtungen an quartären Buntsedimenten der zentralen Sahara. Abhdl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 56, Horst-Falke-Festschrift, 129-150.
- GANSSEN, R. (1957): Bodengeographie. 219 S., Stuttgart (K. F. Koehler).
- HECHT, F., FÜRST, M. und KLITZSCH, E. (1963): Zur Geologie von Libyen. Geol. Rundsch., 53, 413-470, Stuttgart.
- HOVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). Berliner Geogr. Abhandlungen, H. 5, 7-10, Berlin.
- JASMUND, K. (1955): Die silikatischen Tonminerale. 193 S., 2. Aufl., Weinheim/Bergstraße (Verlag Chemie).
- KALLENBACH, H. (1965): Mineralbestand und Genese südbayerischer Löss. Geol. Rundsch., 55, 582-607, Stuttgart.
- KALLENBACH, H. (1972): Beiträge zur Sedimentologie des kontinentalen Mesozoikums am Westrand des Murzukbeckens (Libyen). Geol. Rundschau 61, 302-322, Stuttgart.
- KLITZSCH, E. (1963): Geology of the North-East Flank of the Murzuk Basin (Djebel Ben Ghnema — Dor el Gussa Area). Rev. Inst. Franc du Pétrole, 18, 10/11, 97-113, Paris.
- KLITZSCH, E. (1966): Comments on the Geology of the Central parts of Southern Libya and Northern Chad. South-Central Libya and Northern Chad, 1-17, 19-32, 75-87, Tripoli (Petroleum Exploration Society of Libya).
- KLITZSCH, E. (1970): Die Strukturgeschichte der Zentralsahara. Geol. Rundsch., 59, 459-527, Stuttgart.
- KLITZSCH, E. (1971): Problems of Continental Mesozoic Strata of Southwestern Libya. Proceedings 1st Conf. on African Geology 1970, Ibadan.
- KÜBLER, B. (1963): Untersuchungen über die Tonfraktion der Trias der Sahara. Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf., 10, 319-324, Krefeld.
- KUBIENA, W. (1955): Über die Braunlehmrelikte des Atakors (Hoggar-Gebirge, Zentralsahara). Erdkunde, IX, 115-132.
- LELUBRE, M. (1952): Aperçu sur la Géologie du Fezzan. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, travaux récents des collaborateurs, III, 109-148, Algier.
- LUCAS, J. (1962): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, 23, Université de Strasbourg.
- MACKENZIE, R. C. (1970): Differential Thermal Analysis. Vol. 1, 775 S., London-New York (Academic Press).
- McKEE, E. D. (1962): The origin of the Nubian and similar Sandstones. Geol. Rundsch., 52, 551-587, Stuttgart.
- MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. 151 S., Braunschweig (Westermann).
- MILLOT, G. (1970): Geology of Clays. 425 S., New York-Heidelberg-Berlin (Springer), Paris (Masson), London (Chapman & Hall).
- MÜLLER, G. (1967): Methoden der Sedimentuntersuchung. 303 S., Stuttgart (Schweizerbarth).
- PACHUR, H. J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geograph. Abhandl., H. 4, 1-35.
- PILLER, H. (1955): Phasenkontrastmikroskopie zur Bestimmung feinkörniger, speziell dünner, transparenter Minerale. Heidelberger Beitr. f. Miner. u. Petrographie, 3, 307-308.
- POMEYROL, R. (1968): „Nubian Sandstone“. Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., 52, 4, 589-600.
- RATHJENS, C. (1928): Löß in Tripolitanien. Z. Ges. Erdkunde, Nr. 5/6, 211-228, Berlin.
- SCHMIDT, K. G. (1955): Die Phasenkontrastmikroskopie in der Staubtechnik. Staub, H. 41, 436-468, Düsseldorf.
- SCHOKALSKAJA, S. J. (1953): Die Böden Afrikas. 408 S., Berlin (Akademie-Verlag).
- SINDOWSKI, K. H. in MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara, 152-181, Braunschweig (Westermann).
- SCHWARZBACH, M. (1953): Das Alter der Wüste Sahara. Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., 157-174, Stuttgart.
- SCHWARZBACH, M. (1953): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. 275 S., 2. Aufl., Stuttgart.
- WEAVER, C. E. (1956): The distribution and identification of mix-layer clays in sedimentary rocks. Amer. Mineralogist, 41, 202-222.
- WHITEMAN, A. J. (1970): Nubian Group: Origin and Status. Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull. 54, 522-526.

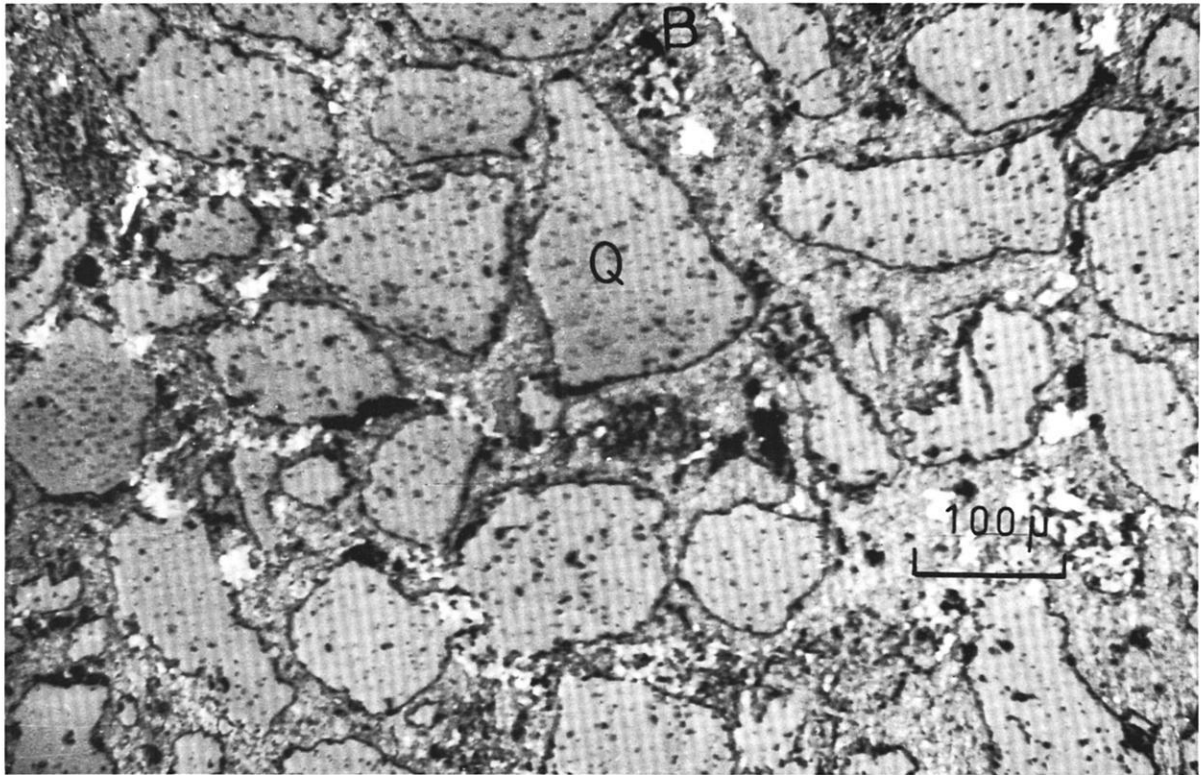


Abb. 1 Ansliffaufnahme einer Verwitterungskruste auf Messak-Sandstein. In Teilbereichen der Kruste ist der ursprüngliche Sandstein erhalten geblieben. Erste Aufspaltung von Goethit (sehr hell reflektierende Mineralkörner) leitet die Verdrängung des karbonatisch-tonigen Bindemittels (B) zwischen den Quarzkörnern (Q) ein.

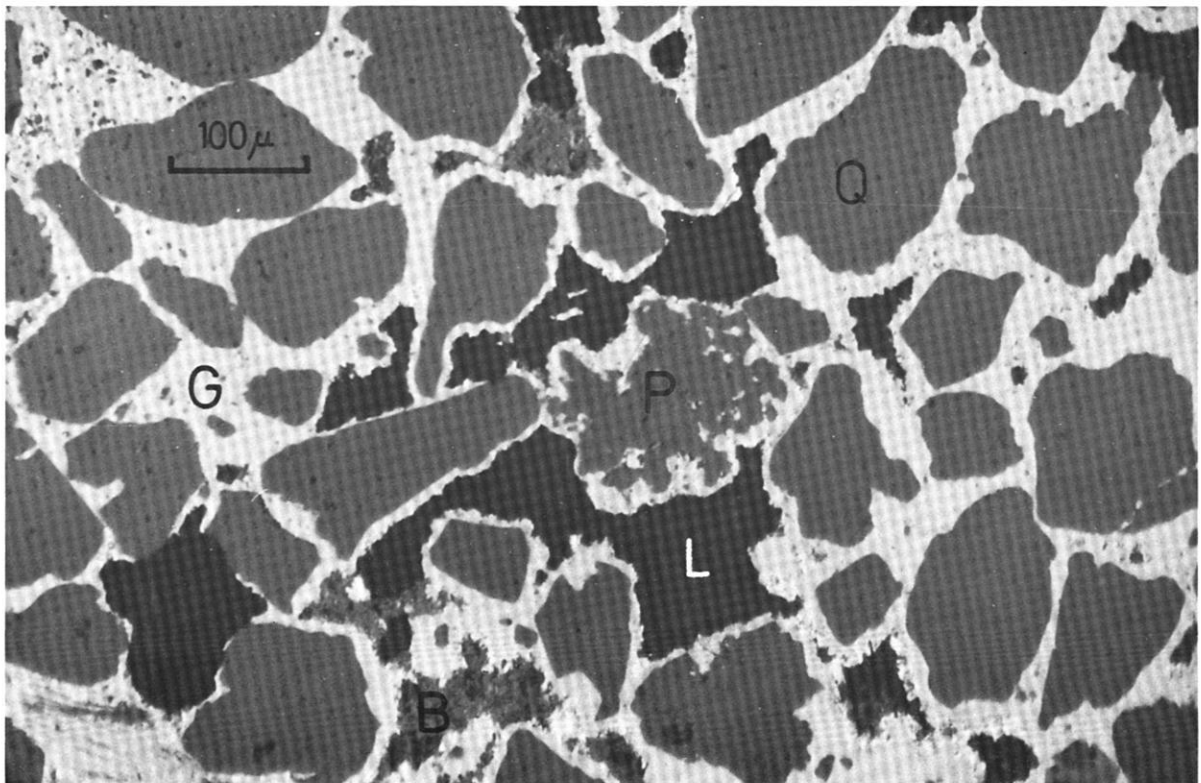


Abb. 2 Ansliffaufnahme einer Verwitterungskruste auf Messak-Sandstein. Sandstein, dessen toniges Bindemittel zwischen Quarzkörnern (Q) weitgehend durch Goethit (G) und untergeordnet Lepidokrokit ersetzt ist. Reste des Bindemittels (B) sind noch erhalten. Aus den schwarzen Flächen (L), die Vertiefungen im Ansliff darstellen, wurde das weiche Bindemittel durch den Schleifvorgang entfernt. Goethit dringt auf Intergranularen von polykristallinen Körnern (P) vor.

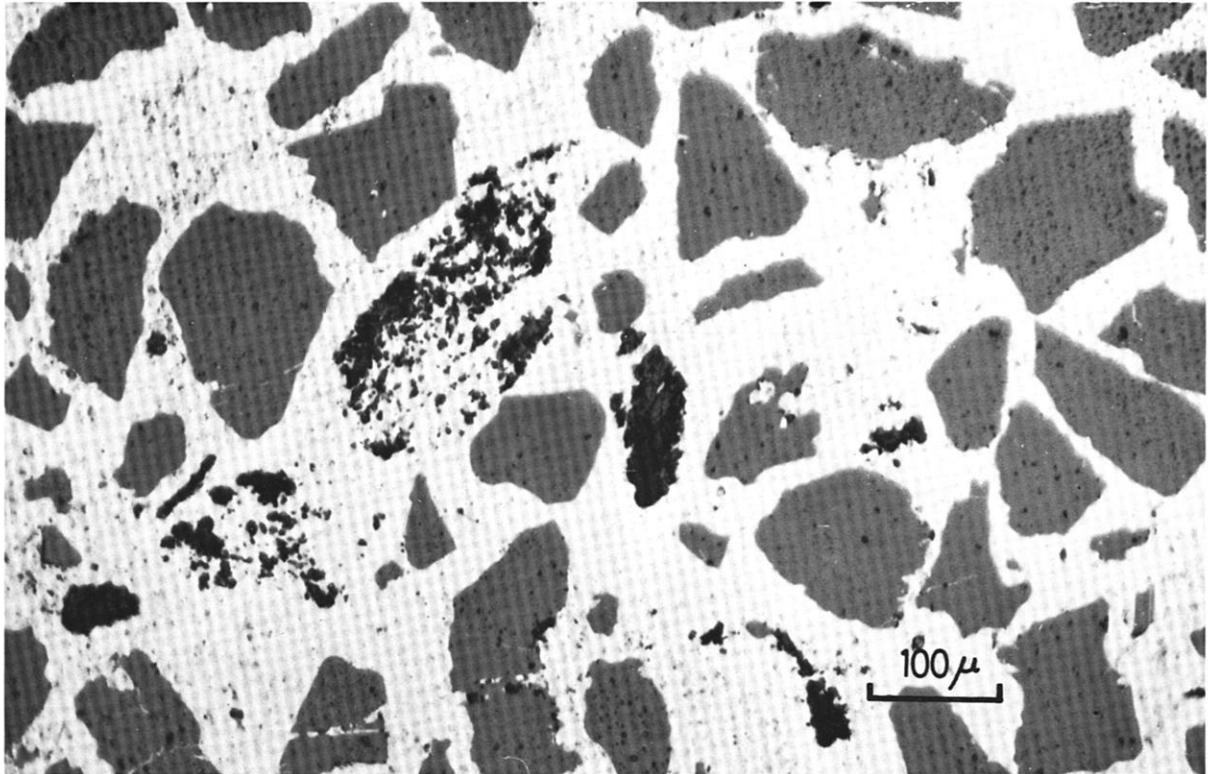


Abb. 3 Ansliffaufnahme einer Verwitterungskruste auf Messak-Sandstein.
Quarzkörner liegen in einer Grundmasse von Goethit. Feldspäte sind zersetzt und nur noch in Pseudomorphosen zu erkennen.

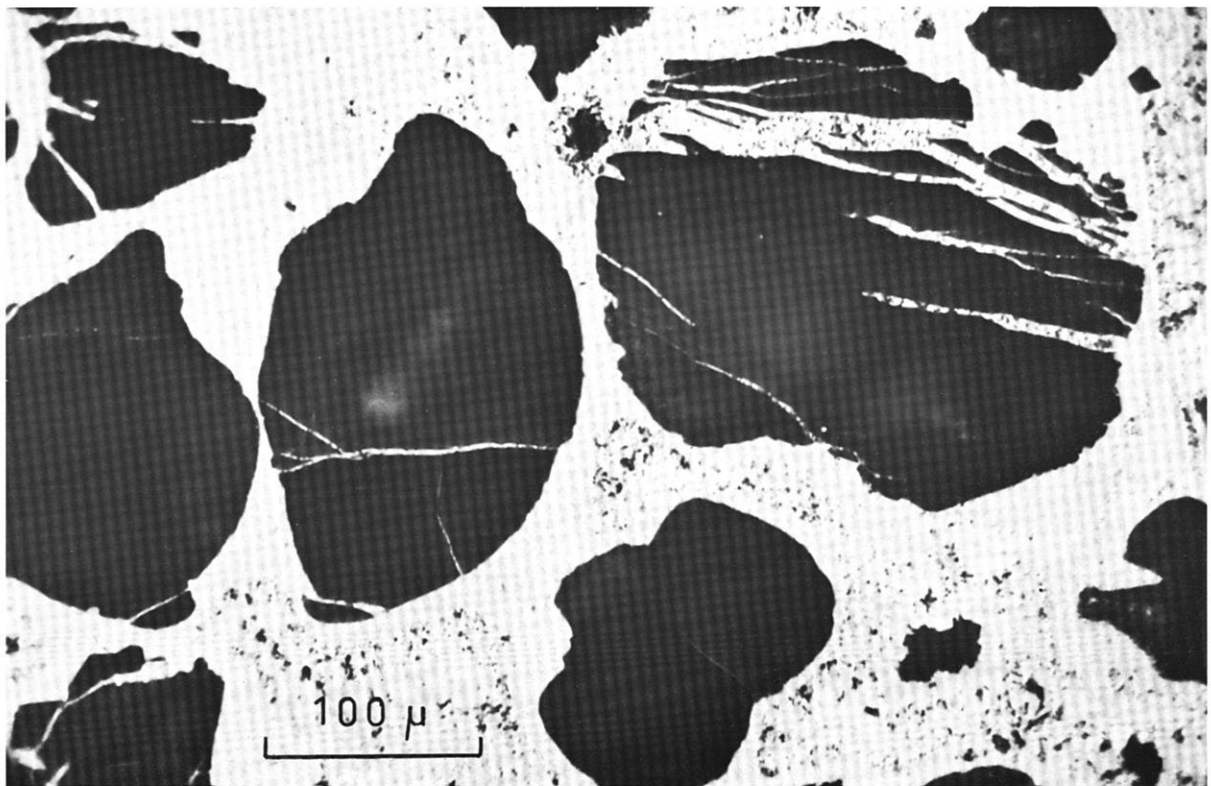


Abb. 4 Ansliffaufnahme einer Verwitterungskruste auf Messak-Sandstein.
Eindringen von Goethit auf Haarrissen von Quarzkörnern führt zum Zerfall derselben.

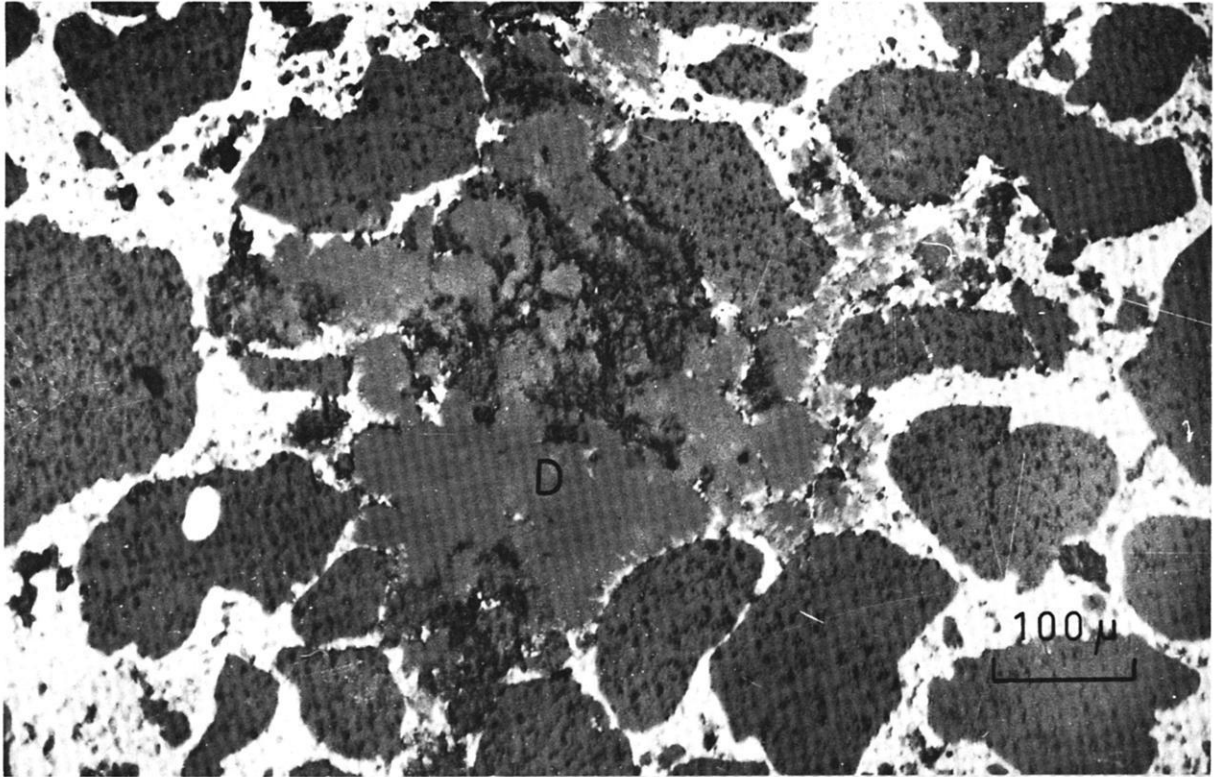


Abb. 5 Ansliffaufnahme einer Verwitterungskruste auf Messak-Sandstein. Diaspor (D) füllt stellenweise den Raum zwischen den Quarzkörnern aus. Randlich, insbesondere auf Korngrenzflächen, wird Diaspor durch Goethit verdrängt.

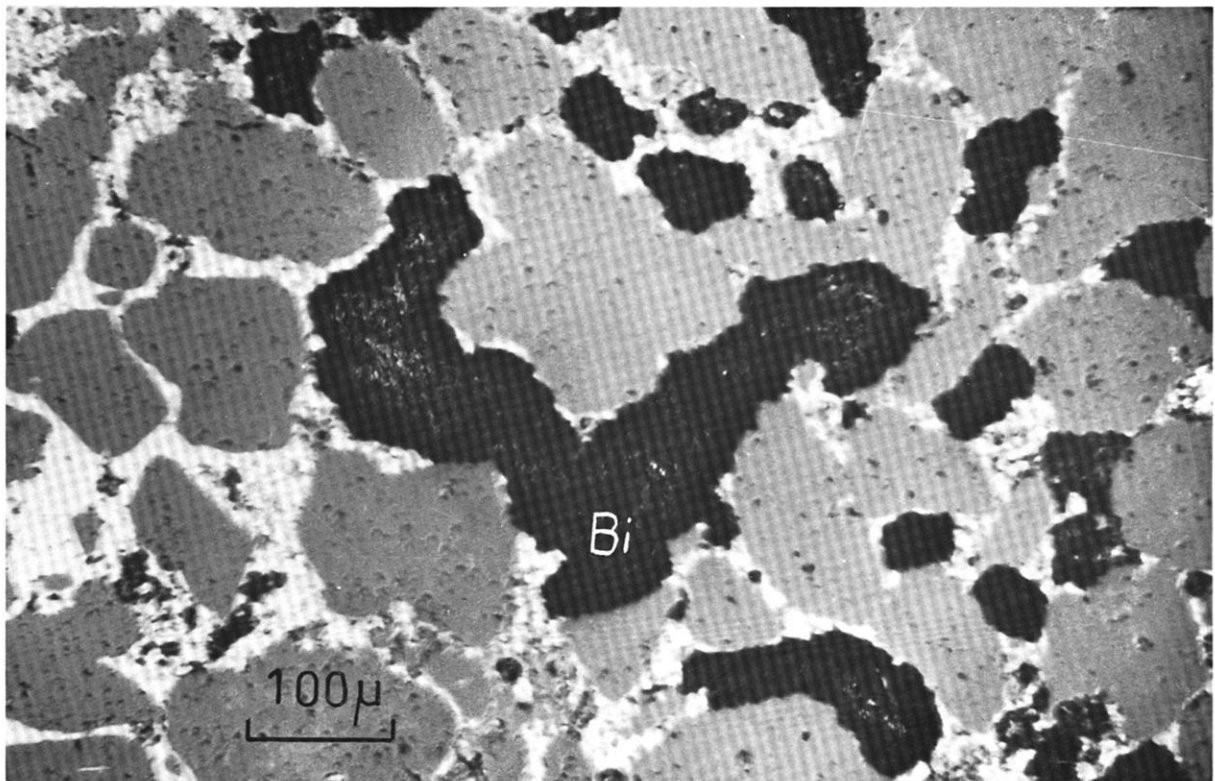


Abb. 6 Ansliffaufnahme einer Verwitterungskruste auf Messak-Sandstein. Dunkle Bitumen-Einlagerungen (Bi) in Intergranularen.

Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an Schwemmfächern auf der Nordabdachung des Tibestigebirges, République du Tchad von DETLEF BUSCHE

1. Einführung

Die bisher vorgelegten Arbeiten zur quartären und holozänen Abfolge von Erosion und Akkumulation im Tibesti und deren klimageschichtliche Interpretation beziehen sich vorwiegend auf die Terrassenabfolge der großen Flüsse des Gebirges und deren wichtigste Nebenflüsse (Zoumri-Bardagué-System mit den Nebenflüssen Oudingueur, Gonoa, Dirennao, östlich davon der Yebbigué und der nach Süden abfließende Misky mit dem Enneri Wouri [vgl. das Literaturverzeichnis bei JAKEL, 1971]). Da für alle untersuchten Flüsse die Hochregion der Tarsos ein wesentlicher Teil ihres Einzugsgebiets ist, die wie in der Gegenwart — mit Ausnahme des Tarso Ourari nördlich des Gebirgshauptkammes, aus dem das Enneri Dirennao kommt — mit großer Wahrscheinlichkeit auch in der Vergangenheit immer feuchter als die tieferen Gebirgslagen war, lassen ihre Terrassen in Bereichen geringerer Meereshöhe nur bedingt Schlüsse auf das tatsächliche Vorzeitklima der betreffenden Höhenstufen zu, und es läßt sich im Einzelfall schwer abschätzen, inwieweit sie als für das Lokalklima wenig aussagekräftige Formen von Fremdlingen aufzufassen sind.

Angaben über das Vorzeitklima innerhalb der einzelnen Höhenstufen lassen sich durch die Untersuchung der in praktisch jeder Höhenlage vorhandenen Schwemmfächerbereiche gewinnen, die folgende Gemeinsamkeiten haben: das Einzugsgebiet der einzelnen, sie aufbauenden Wasserläufe liegt meist unter 1 qkm; das Einzugsgebiet liegt meist nur wenige Zehner von Metern höher als der Akkumulationsbereich am Fuße der jeweiligen Stufen oder Plateaureste; die Lithologie der einzelnen Einzugsgebiete ist meist einheitlich oder doch leicht überschaubar, so daß die Bedeutung der Petrovarianz für das Geschehen im Schwemmfächerbereich relativ gut faßbar ist; wegen der randlichen Lage zu den Tiefenlinien mit stärkster rezenter und vorzeitlicher Erosion bei eigenem, kleinem Einzugsgebiet ist die Erhaltung alter Akkumulationen, wie sich ergeben hat, besser gewährleistet als an den Flüssen (eine Ausnahme stellt die differenzierte Terrassenabfolge des Enneri Dirennao dar, in der anscheinend auch Oszillationen ihren Niederschlag gefunden haben, auf die die Schwemmfächer nicht sichtbar angesprochen haben); die Schwemmfächerbereiche verzahnen sich mit Resten von Hangschuttdecken und mit Flußterrassen und erleichtern dadurch deren zeitliche Zuordnung.

Die meist unter 1 km langen Schwemmfächer liegen im Bereich alter, in das Anstehende eingeschnittener Pedimente, deren Zerschneidung schon vor dem Mittelpleistozän eingesetzt hat (BUSCHE, 1972) und deren Reste unter verschiedenen alten Schwemmfächerakkumulationen verschieden gut erhalten sind. Dieses vorgegebene Flachrelief wurde durch Ausräumung in einer höherliegenden, den Nordabfall des Gebirges überspan-

nenden Pediplain geschaffen, die teilweise an sehr viel älteren tektonischen Leitlinien orientiert war (STOCK, 1972). Der mehrfache Wechsel von Erosion und Akkumulation im Schwemmfächerbereich hat die vorgegebenen Flächen nur im Sinne weitergehender Zerstörung überformt. In Bezug auf die Großform stehen die noch erhaltenen Fanglomeratdecken aber in keinem genetischen Zusammenhang zu ihrem Felssockel.

Nur selten haben die Schwemmfächer eine ideale Dreiecksform (im Grundriß). In den Akkumulationsphasen wurde das Flachrelief gleichzeitig von Schutt aus vielen, relativ engständigen Gerinnen unterschiedlicher Größe und von den an sie anschließenden Hängen selbst überschüttet, so daß ein geschlossener Akkumulationsraum entstand. Diese meist als Glacis bezeichneten Säume sollen hier als Schwemmfächerbereiche bezeichnet werden, um die genetischen Implikationen des Glacis-Begriffs, besonders die angenommene genetische Beziehung zum Felssockel, zu vermeiden.

Die Ausgliederung einzelner „Dreiecke“ wird auch dadurch erschwert, daß der größte Teil eines Schwemmfächerbereichs fossil ist und seine Oberfläche seit der Zeit regelmäßiger Überspülung verschieden stark umgestaltet worden ist. Teilweise haben die den fossilen Schwemmfächerbereich rezente durchschneidenden Fließrinnen wohl die Tiefenlinie zwischen aneinanderstoßenden Fächerteilen nachgezeichnet, aber spätere Anzapfungen etc. haben das ursprüngliche Bild soweit verändert, daß im Gelände versuchte Ausgliederungen sich bei einer stereoskopischen Überprüfung im Luftbild meist als optische Täuschungen herausstellen.

2. Die rezenten Flächenteile

Für die Formungsgeschichte der Schwemmfächerbereiche ist das Verständnis der Prozesse wichtig, die unter dem gegenwärtigen, voll-ariden Klima ablaufen (zum Klima vgl. HECKENDORFF in diesem Band, Seite 123 ff.). Die aus den Schluchten und Kerbtälern des Hinterlandes kommenden Wasserläufe durchziehen die fossilen Flächenteile als unterschiedlich breite, sich verschieden stark trichterförmig ausweitende Bänder („washes“ der amerik. Lit.) mit einem Netz anastomosierender Rinnen.

Ihre Breite und damit der Anteil der rezente überflossenen Fläche nimmt mit der Feinkörnigkeit des bereitgestellten Materials — überwiegend älteres Fanglomerat — zu. Außerdem ist sie davon abhängig, wie tief die ‚washes‘ infolge Einstellung auf die rezente Subsequenzlinie in die älteren Akkumulationen eingeschnitten sind. So finden sich schmale Schläuche im Bereich grober Basaltfanglomerate bei gleichzeitiger Eintiefung bis zu mehreren Metern unter das fossile Hauptniveau; stark ausgefächerte Fließbereiche dagegen dort, wo das Einzugsgebiet in weichen rhyolithischen Tuffen liegt und die Sprunghöhe zum nächsten Niveau nur nach Dezimetern zählt.

In Lagen unterhalb 1000 m Meereshöhe werden in den langen Zeiträumen zwischen zwei Regenfällen Rinnen und Hangfüße von Flugsand überdeckt, der auch bei geringer Abflußmenge leicht umgelagert und verschwemmt wird. So entsteht gerade im trockensten Bereich des Gebirges, der schon in der Übergangszone von dominanter fluviatiler zu äolischer Formung liegt, gemessen an dem hohen rezente überflossenen Anteil der Flächenbereiche der Eindruck besonders intensiver Schwemmfächerprozesse.

Ebenfalls eine Sonderstellung nehmen die Schwemmfächerbereiche im Sandstein des Beckens von Bardai ein, die aus leicht umzulagerndem Sandsteingrus aufgebaut sind. Für eine Verschwemmung reicht schon die direkt auf die Flächenreste fallende Wassermenge aus, so daß sich nebeneinander mehrere Meter tiefe Sohlentäler finden, die aus dem rückwärtigen Stufenbereich kommen und ohne Gefällsbruch auf das rezente Vorfluterbett eingestellt sind, und daneben ein weites Netz flacher Rinnen, teils dendritisch, teils anastomosierend, auf dem höheren Stockwerk der Sandgrusakkumulation, soweit die Flächen groß genug sind oder noch Hanganschluß haben. GAVRILOVIC (1970) beschreibt die Überspülung einer solchen Sandsteingrusfläche bei Bardai.

Da bei den heutigen Niederschlagsverhältnissen im Tibesti aus den kleinen Einzugsgebieten der Schwemmfächerbereiche nur geringe Wassermengen abfließen, werden größere Flächen wie die Abdachung um einen Sandsteininselbergkomplex am Westrand der Flugplatzebene von Bardai nur bis zu ihrem Mittelteil vollständig überspült. Weiter unterhalb konzentriert sich die Wassermenge infolge der geometrisch bedingten Flächenzunahme und der Versickerung und Verdunstung auf einige Rinnen zwischen unbedeutend höheren, aber nur noch selten überspülten Bereichen, die sich durch etwas dunklere Färbung als Zeichen leichter Patinierung und als glattere Fläche abheben.

Die „washes“ bestehen, wie mehrfach in der Literatur beschrieben, aus einem Netz anastomosierender Rinnen. Schon im Gebirgsbereich weitet sich ein Hauptwasserlauf durch Unterschneidung der Felswände bzw. -hänge zum Bergrand hin trichterförmig aus. In diesem Bereich liegt der Übergang von dem gewundenen Lauf einer Rinne zum anastomosierenden Lauf eines Rinnennetzes. Eine ausgeprägte Verzweigung setzt erst beim Eintritt in die Lockermaterialien der älteren Fanglomerate ein, während die Menge des aus dem Einzugsgebiet mitgebrachten Schutts nur gering ist.

Nach BAULIG (1957) und anderen lassen sich die einzelnen Rinnen als eine Abfolge flacher Kegel zusammenfassen, auf denen das abkommende Wasser sich ausbreitet, Fracht liegenläßt, sich am unteren Ende sammelt und zusammen mit einer oder mehreren anderen Sammelrinnen unterhalb einen neuen Kegel aufbaut bzw. überfließt. Dieses Muster ist in den rezenten Schwemmfächerteilen des Tibesti nur unvollkommen ausgeprägt und erinnert nur von fern an das deutliche Muster derartiger Miniaturschwemmfächer in sogenannten „braided streams“, wie es mit Abwandlungen OBENAUF (1971) auch für die Niedrigwasserbetten

der großen Flüsse des Tibesti beschrieben hat. Auch das gewölbte Querprofil, wie es für einen einzelnen Fächer zu erwarten wäre, ist meist kaum zu erkennen. Deshalb soll bei der Diskussion der Kleinformen im rezenten Bereich von einem System von Rinnen und Riedeln statt von einzelnen flachen Kegeln gesprochen werden.

Die Riedel erheben sich im Proximalbereich der ‚washes‘ bis zu 50 cm über die sie umgebenden Rinnen; im Distalbereich sind sie nur noch als flache Wellen vorhanden. Ihre Größe nimmt von einigen Zehnern auf einige hundert Quadratmeter zu. Sie sind ebenso wie die Haupttrinnen in sich untergliedert.

Die 1 bis 2 m breiten Rinnen sind meist in zwei Niveaus untergliedert, die nur einige Zentimeter auseinander liegen. In ihnen wachsen bevorzugt vereinzelt Gräser, Kräuter und kleine Akazien. Solche dürftigen Vegetationsbänder treten hauptsächlich im oberen Drittel der rezenten Fließbereiche auf, sofern die Rinnen dort nicht das Anstehende schneiden; unterhalb der Vereinigung von zwei größeren Rinnen und im Distalbereich, in dessen feineren und mächtigeren Alluvionen sich das oberhalb versickerte Wasser sammelt.

Der Feinmaterialgehalt ist in den Rinnen viel größer als auf den Riedeln, wahrscheinlich weil dort bis zum Ende einer Flut Wasser abfließt, das bei abnehmender Tiefe und Geschwindigkeit nur noch Feinmaterial verfrachten kann; oder aber das abkommende Wasser reicht nur zu einer partiellen Rinnenfüllung aus, und fast während der ganzen Flut reicht die Schleppkraft außerhalb der Canyonstrecken im Bergbereich für die Verfrachtung groben Materials nicht mehr aus.

Grobmaterial — vorwiegend im Proximalbereich — ist in den Rinnen dachziegelartig quer zur Strömung eingeregelt. Auf den Riedeln tritt eine Grobschotterhäufung im Randbereich zu den sie oberhalb umfließenden Rinnen auf, wobei die Schotterdichte vom oberen zum unteren Ende eines Riedels abnimmt. Die ihn überziehenden kleinen Rinnen sind nur wenige Dezimeter breit, wenige Zentimeter tief, und ihr Boden ist mit Feinmaterial bedeckt. Sie setzen über der Unterschneidungskante der tieferliegenden Hauptrinne ein, ziehen sich leicht geschwungen, bei größeren Riedeln auch sich verzweigend, über die Fläche und gehen subparallel — bei größerem Höhenunterschied mit Erosionskerben — auf das Niveau der die untere Riedelseite umfließenden Hauptrinne über.

Es scheint, daß auf dem Höhepunkt der Flut das mitgerissene Grobmaterial an den Rinnenbegrenzungen in der Art von Uferwällen aufgeworfen wird, und zwar sowohl an Prallhängen als auch dort, wo das steigende Wasser plötzlich der Abkürzung und damit dem stärkeren Gefälle über dem Riedel folgen kann, die Schleppkraft aber — hauptsächlich wegen der schlagartig abnehmenden Wassertiefe — nur noch ausreicht, um am oberen Rand des überflossenen Riedels einen Wall groben Materials aufzuwerfen. Dahinter kann das sich in flachen Rinnen sammelnde Wasser nur noch Feinmaterial verfrachten. Die Kerben des unteren Riedelrandes

scheinen eingeschnitten zu werden, während sich die Rinnen mit dem restlichen Wasser der kleinen Flächen zum Ende einer Flut auf den absinkenden Wasserstand der Hauptrinnen einstellen.

Der Grad der Überflutung höherer Flächenteile läßt sich an der leichten Veränderbarkeit der Patinafarben von Basalt abschätzen. Der im Anschlag blauschwarze Basalt hat bei offensichtlich über lange Zeit ungestörter Lage, z. B. auf fossilen Schwemmfächerteilen, eine schokoladenbraune, mattglänzende Rinde, die einige Zehntel Millimeter dick werden kann und dann einen narbigen Charakter hat. Bei einer Flut nur wenig bewegte Gerölle und langsam wandernder Hangschutt haben eine mattglänzende Ockerfarbe. Bei stärkerem Abrieb werden Ecken und Kanten unsauber graublau, bis schließlich bei noch stärkerer Bewegung die blaugraue Farbe der echten Gesteinsfarbe nahekommt und das ganze Geröll überzieht. Dieselbe Farbe findet man auch an den Wänden enger Schluchtstrecken bis zur Oberkante der letzten Flut. Dieses Blau unterscheidet sich wiederum deutlich von dem anders texturierten, glänzend stahlblauen, durch Windschliff bearbeiteten Basalt des Vorlandes.

Die groben Komponenten auf den Riedeln zeigen überwiegend dieselbe ockergelbe Farbe wie der gröbere Schotteranteil in den Rinnen, wenn auch der Abrieb der Kanten meist weniger ausgeprägt ist. Im Distalbereich als Folge der Rinnenkonzentration nur selten von einer Flut erreichte Bereiche ergeben einen im Ganzen etwas dunkleren Farbeindruck, der sich auch in der Grautönung des Luftbilds ausdrückt, obwohl am einzelnen Schotter kaum ein Tonunterschied festzustellen ist. Die meisten Riedel werden also bei jeder Flut überspült; die zuletzt genannten dunkleren Bereiche und nur wenige Zentimeter über dem normalen Riedelniveau liegende Partien mit ebenfalls etwas dunklerer Farbe zeigen an, wie geringmächtig die Wasserschicht während einer Flut in der Regel ist. Es scheint, daß sich die rezenten Bereiche wegen der geringen Gesamtniederschlagsmenge und auch wegen der geringen Intensität einzelner Regen nahe einem Stadium befinden, in dem die abkommende Wassermenge nur noch die Hauptrinnen füllt und von einer morphologisch wirksamen Gesamtüberflutung kaum noch gesprochen werden kann. Bei mehrfacher Wiederholung tiefen sich die durchflossenen Rinnen gegenüber den nicht überarbeiteten Riedeln ein, wodurch eine Überflutung zunehmend erschwert wird, die Entwässerung auf wenige festliegende Hauptbahnen konzentriert wird und der Schwemmfächer als solcher zerschnitten und fossilisiert wird (vgl. ALIMEN bei JOLY, 1953).

In Höhen über 1000 m, in denen die Einschneidung nicht mehr durch Sandeinwehung in den Trockenzeiten ausgeglichen wird, haben sich vereinzelt bereits derartige dominante, stärker eingetiefte Rinnen ausgebildet, die sich u. a. durch relativ zusammenhängende Vegetationsbänder auszeichnen, während der Pflanzenbesatz in den Rinnen des eigentlichen Haupt-„Stockwerks“ gegenüber dem von häufiger durchflossenen Rinnen zurücksteht.

Ein Merkmal aktiv weitergebildeter Schwemmfächer ist die häufige Verlagerung von Rinnen dadurch, daß das mitgeführte Material bei örtlich abnehmender Transportkraft temporär abgelagert wird und die damit bewirkte Verstopfung eines Abflußweges Veränderungen in benachbarten Rinnen zur Folge hat. Für die rezenten Schwemmfächerteile des Tibesti ist dagegen Rinnenkonstanz kennzeichnend, die ebenfalls für die geringe Intensität der fluviatilen Prozesse spricht. Ein Vergleich der Rinnenmuster auf Luftbildern verschiedener Jahre scheidet an der unzureichenden Auflösung des zur Verfügung stehenden Bildmaterials, aber folgende Indizien sprechen zusätzlich zu der schon erwähnten scharfen Trennung von Rinnen und Riedeln für eine konstante Lage der Rinnen:

Akazien und mehrjährige Kräuter stocken nur in den größeren Rinnen, während die Riedel praktisch vegetationsfrei sind. Für die geringe Intensität der Materialbewegung in den Rinnen spricht, daß die Pflanzen nicht, wie bei stärkerer Strömung zu erwarten und an den Flüssen des Gebirges zu beobachten, randlich zur Hauptfließrinne als Galerie wachsen, sondern direkt in ihr und in keinem Fall nennenswerte Beschädigungen an Baumstämmen durch Gerölltrieb festgestellt worden sind.

Bei Yebbi Zouma (ca. 1200 m Meereshöhe) im Distalbereich gegrabene Profile zeigen auch im Untergrund die an der Oberfläche sichtbare unterschiedliche Korngröße von Rinnen- und Riedelmateriale. Das feinere Rinnenmateriale ist deutlich gebändert und enthält keine Hinweise episodischer Rinnenverlegung. Bei Fochi (ca. 950 m ü. M.), wo die Sandeinwehung schon eine große Rolle spielt, setzen sich unterschiedliches Rinnen- und Riedelmateriale ebenfalls scharf voneinander getrennt in den Untergrund fort. In den Rinnen findet sich eine ständige Abfolge von einigen Zentimetern verschwemmtem Flugsand mit eingelagerten Schuttpartikeln und darüberliegenden dünnen Tonhäuten. Letztere werden anscheinend am Ende eines jeden Abkommens in den Rinnen abgesetzt, durch Flugsandeinwehung geschützt und vielfach bei der geringen Intensität der nächsten Flut nicht einmal mehr zerstört.

Diese Beobachtungen werden, soweit sie die geringe Niederschlagsintensität und -effektivität betreffen, natürlich durch die selten auftretenden Starkregen relativiert (vgl. GAVRILOVIC, 1970), die eine große morphologische Wirksamkeit haben können. Sie wirken sich jedoch gegenwärtig — wahrscheinlich wegen der ungenügenden Menge bereitgestellten Lockermaterials — im Sinne verstärkter Zerschneidung aus, wie u. a. die Pistenbeschädigungen in Schwemmfächerbereichen nach Starkregen des Sommers 1966 oder die völlige Zerschneidung der Flugzeuglandepiste nördlich der Oase Aozou bei einem Regenschauer zeigen. Bei den „normaleren“ Niederschlägen und den daraus resultierenden Fluten wird dagegen bei Fochi ein nur 20 cm höheres Niveau im Distalbereich, das zu einer älteren Akkumulation gehört, nicht mehr überflossen.

Von Rinnenkonstanz kann aber nur in dem Sinne gesprochen werden, in dem auch ein perennierender Fluß

festliegt, über einen längeren Zeitraum gesehen jedoch seine Windungen seitlich und flußabwärts verlegt. In diesem Sinne sind bei Fochi und im Trou au Natron durch seitliche Verlegung einzelner Rinnen limnische Absätze gekappt und in die Schwemmfächer mit einbezogen worden.

Es wurde schon erwähnt, daß sich die rezent durchflossenen Bereiche in der Laufrichtung trichterförmig verbreitern. Dies geschieht aber nicht, wie JOHNSON (1932) angenommen hat, durch starkes seitliches Pendeln eines einzelnen Wasserlaufs (stream) von einer randlichen Fächerbegrenzung zur anderen, sondern durch Prallhangunterschneidung überall dort, wo eine Rinne des anastomosierenden Netzes direkt gegen das höhere Niveau einer älteren Akkumulation oder gegen Fels stößt. Entweder unterschneidet solch eine Rinne selbst das Hindernis, oder das über einen Riedel geflossene Wasser sammelt sich an dessen unterem Rand zu einer Rinne tieferen Wassers, die ihrerseits einen Abschnitt unterschneidet. Bei der Unterschneidung ausgesparte Bereiche müßten bei stärkerer Aktivität entweder im Zuge plötzlicher Rinnenverlegungen während einer Flut erreicht werden oder im vorliegenden Fall der nahezu konstanten Rinnen durch das langsame Verlegen der Prallhänge in der Abdachungsrichtung erreicht werden. De facto ist die rezent Rinnenverlegung jedoch so gering, daß der senkrechte Abfall unterschrittener Hangteile oder Fanglomeratkörper, die gegenwärtig zwischen zwei Prallhangabschnitten liegen, durch Kriech- und Spülprozesse von der Oberkante her ausgeglichen, der scharfe Knick zur Schotterfläche modelliert und die Oberfläche des betreffenden Schwemmfächerteils leicht patiniert wird.

In den aktiven Prallhangbereichen ist die Unterschneidung leistungsfähig genug, um in Fanglomeraten frische Anschnitte zu bewahren. In geringerem Maße werden aber auch herausragende Pedimentreste sowie Felswände am Austritt größerer Wasserläufe aus dem Hinterland unterschritten. Im ersten Fall finden sich scharfe Hangknicke, im zweiten werden die um 25° geneigten Hänge in ihren unteren 2 bis 3 Metern durch senkrechte Wände abgelöst. Wie weit auch diese Wände vererbte Formen sind, die bloß erhalten werden, läßt sich nur vermuten. Frische Abbrüche oder bei Basalten die blaue Farbe als Zeichen stärkeren Abriebs finden sich nur in sehr engen Schluchtstrecken von 1 bis 2 Metern Breite.

Zusammenfassend kann die Gegenwart mit ihrem hochariden Klima nicht als eine Zeit kräftiger Schwemmfächerbildung angesehen werden. Das Lockermaterialangebot der kleinen Einzugsgebiete ist so gering, daß ein Netz anastomosierender Rinnen nur im Bereich älterer Fanglomerate existiert, die mit geringer Intensität zerschnitten und auf lange Sicht aufgezehrt werden. In lockermaterialfreien Gebieten — wie z. B. im Gebiet freigelegter Pedimentflächen — oder generell bei Starkregen herrscht lineare Zerschneidung vor. Auch die Untersuchung der Kleinformen zeigt, daß die rezenten Schwemmfächerbereiche nur beschränkt dem Bild aktiver Schwemmfächer entsprechen. In Lagen

unter 1000 m ü. M. spielen Sandeinwehungen und Verschwemmung dieses Sandes rezent eine wesentliche Rolle und leiten zu den Sandschwemmebenen des nördlichen Vorlandes über.

Oberhalb 1000 m (nach eigenen Beobachtungen bis 1650 m, nach Luftbildern und Gesprächen mit Kollegen auch darüber, mit der möglichen Ausnahme der Bereiche über 3000 m) laufen im wesentlichen die gleichen Prozesse ab, wobei die Intensität mit zunehmender Höhe leicht zunimmt. Der rezente Anteil an der Gesamtfläche einzelner Schwemmfächerbereiche wird jedoch überall von der Art der aufzubereitenden älteren Akkumulationen, der Lage zum Vorfluter und der Größe der Einzugsbereiche einzelner Schwemmfächersegmente bestimmt und nicht durch die mit der Höhe etwas weniger ausgeprägte Aridität. Ebenfalls fällt die zum Hauptkamm des Gebirges (oberer Yebbigué) etwas zunehmende Schuttproduktion an den Hängen der Basaltgebiete (s. S. 99) kaum ins Gewicht.

3. Hangschuttdecken und fossile Flächenbereiche

Die rezenten Schwemmfächerbereiche gehen, wie beschrieben, von aus dem Hinterland kommenden Tälern und größeren Hangkerben aus, die gegenwärtig zwischen den Talausmündungen die Hänge zerschneiden.

Im Gegensatz dazu gehen die älteren Akkumulationen, in die die rezenten Fließbereiche eingeschnitten sind, in entsprechend alte Hangschuttdecken über, soweit diese der auf den steilen Hängen stärker als auf den Flächen wirksamen Abtragung widerstanden haben. Im Bereich der epimetamorphen Schiefer um und unterhalb 1000 m sind z. B. alte Hangschuttdecken nur dort erhalten, wo mächtiger feingebankter Basissandstein den Schiefer schützend überlagert. Weiter im Vorland haben Basaltdecken über Schiefer oder Granit häufig dieselbe Wirkung. Die teilweise noch mehrere Meter mächtigen Decken gehen in sanftkonkavem Übergang von den um 25° geneigten Hängen auf die 6° bis 2° geneigten Schwemmfächerbereiche über. Der Felsuntergrund ist im Übergangsbereich dem Profil der Oberfläche angepaßt. Hangknicke finden sich nur dort, wo rezent ein Hang unterschritten wird.

In Fällen, in denen auf den Hängen keine Reste alter Decken mehr zu finden sind und die rezent Schuttproduktion gering ist, wie überwiegend im Becken von Bardai, besteht der gleiche sanftkonkave Übergang, nur eben zwischen Fels und Oberfläche des Akkumulationskörpers, und das die Flächen überziehende Wüstenpflaster (s. S. 100) sieht genauso aus wie im Bereich erhaltener Hangschuttdecken. Es muß also nach der Ablagerung der betreffenden Hangschutt- und Schwemmfächergeneration und vor der Ausbildung des Wüstenpflasters eine Zeit überwiegend flächenhafter Hangschuttabtragung gegeben haben, die vielleicht mit den von RÖNNESETH (frdl. mündl. Mitteilg.) und PACHUR (1970) beschriebenen älteren flachmuldigen Hangschutteinschnitten an der Schiefer-Sandsteinstufe bei Kadoua zu verbinden wäre. Eine zeitliche Eingrenzung wäre über eine noch ausstehende Altersbestimmung der Wüstenpflasterbildung möglich.

In Höhen über 1400 m bei Yebbi Bou und Yebbi Zouma im Osten des Gebirges fehlen alte Hangschuttdecken ganz. Dafür läuft eine gegenüber den tieferen Gebirgslagen stärkere rezente Hangschuttbildung ab, so daß eine geschlossene, bis zu einigen Dezimetern mächtige Hangschuttdecke die Hänge überzieht. Für ihre langsame Abwärtsbewegung spricht die allseitig ockergelbe Patina der Basaltstücke, die zwar etwas dunkler als rezent fluviatil bewegtes Material ist, sich aber in ihrem helleren Farbton im Gelände und im Luftbild eindeutig von dem in Ruhe befindlichen Wüstenpflastermaterial unterscheidet.

Es fragt sich, ob die stärkere Hangschuttbildung allein ein Resultat der Höhenlage ist oder ob nicht Exposition und Gestein ausschlaggebend sind. GABRIEL (1970 a) konnte in derselben Höhenlage auf dem Tarso Ourari nur in Ruhe befindlichen und stark patinierten Hangschutt finden. Die für eine stärkere Verwitterung ausschlaggebenden Niederschläge kommen heute überwiegend aus dem Süden. Sie können den Hauptkamm, besonders zwischen den einzelnen Tarsos, etwas überschreiten; der 80 bis 100 km nördlich gelegene Tarso Ourari hat aber für diese Niederschläge eine ausgesprochene Leelage. Zum anderen scheint Basalt auch in Höhen um 1000 m (bei Bardai) stärker als Sandstein oder Schiefer zu verwittern oder zumindest wegen der glatten, die Reibung herabsetzenden Oberfläche der einzelnen Schuttpartikel im Sinne eines „dry creep“ oder auch bei schon geringer Durchfeuchtung mobiler zu sein als die anderen Gesteine.

Im Übergangsbereich vom Hang zu den fossilen Flächenresten sind die beschriebenen ockergelben Hangschuttpartikel mit den dunklen Stücken des Wüstenpflasters vermischt. In kleinen Hangmulden wird Material bei Regen herabgespült und breitet sich in Form kleiner, steiler Schwemmfächer auf den älteren Flächen aus. Das über sie in flachen Rinnen ablaufende Wasser trägt zur weiteren Flächenzerstörung bei. In den um 20° steilen Hangmulden findet nicht wie in den tieferen Gebirgslagen eine Runsenbildung und damit Zerstörung der Hangschuttdecke statt, sondern die Hangschuttschicht reicht trotz Materialexport scheinbar ungestört bis an die Tiefenlinie der Mulde heran.

An anderen, längeren Hängen waren wenige Monate nach einem Starkregen murenartige Rinnen mit seitlichen Wülsten im Basalthangschutt zu erkennen. Bei genauerer Untersuchung zeigten ein leicht gewellter Isohypsenverlauf und leichte Farbunterschiede entlang eines isohypsenparallelen Profils als Folge verschieden starken Abriebs der ockerfarbigen Patina, daß die ganze Hangschuttdecke aus nebeneinanderliegenden Murengängen unterschiedlichen Alters besteht, die durch „dry creep“ und vielleicht auch bei durch geringe Befeuchtung unterstützter Bewegung verwischt und ausgeglichen werden. Auf derartigen „mobilen“ Hängen sind natürlich alte Hangschuttdecken kaum mehr zu erwarten.

Nach den Ausführungen über das Verhältnis alter Hangschuttdecken und Schwemmfächerbereiche ließe sich zweifeln, ob die fossilen Schotterflächen überhaupt

als Schwemmfächerteile anzusprechen sind oder ob sie nicht vielmehr durch dieselben Kriech- und Verspülungsprozesse wie auf den steileren Hangbereichen als verlängerte Schuttdecken im Vorland ausgebreitet worden sind.

Dieser Auffassung widerspricht aber, daß sich die Fanglomerate, etliche Meter über dem rezenten Niveau, als Terrassen in die trichterförmigen Ausmündungen der Täler auf die Fläche hineinziehen. Einregelungsmessungen von Schottern ergaben dort, im mittleren und im unteren Teil der Schwemmfächerbereiche eine deutliche dachziegelartige Schichtung bei einem Vorherrschen von quer zur Hauptfließrichtung eingeregelter Schottern. Diese Hinweise auf fluviatilen Transport werden noch durch mehrfach festgestellte Feinmaterialbänderung unterstützt, während in den alten Hangschuttbereichen mit Ausnahme der oberen 20 cm (PACHUR, 1971) eine chaotische Lagerung mit der für Solifluktionsvorgänge typischen Einregelung längs zur Bewegungsrichtung angetroffen wird. Im Hangfußbereich mischen sich Hangschutt und Schwemmschutt, nur ist wegen der kurzen Transportwege beider eine Trennung der Komponenten aufgrund der unterschiedlichen Gestalt oder Zurundung anders als an den Terrassenrändern der großen Flüsse nicht möglich. Aufschlüsse mit kaum erkennbarer Schichtung lassen analog zu der heutigen Murenbildung auf die Mitwirkung von „mudflows“ bei der Schwemmfächerbildung schließen.

Aufschlüsse in den Fanglomeratdecken zeigen nirgendwo das deutlich getrennte Nebeneinander von feinem Rinnen- und grobem Riedelmateriale, wie es für die rezenten Bereiche typisch ist. Vielmehr zeigen sie durchweg in feiner Matrix gleichmäßig verteilte grobe Schotter, die etwa die Größe des Riedelschotters im Proximalbereich haben, mit Längsachsen bis zu 25 cm, sofern es sich nicht um die schon erwähnten Grusakkumulationen handelt, oder aber in das Grobmaterial sind Feinmaterialbänder eingelagert, die eine Periode im Aufbau des Schwemmfächers reflektieren, in der generell vorwiegend Feinmaterial verschwemmt wurde. Einzelne Feinmateriallinsen als Anschnitte einstiger Rinnen finden sich kaum, so daß mit einer ständigen Rinnenverlagerung und Wiederaufarbeitung oberflächlich abgelagerten Materials während der Akkumulation gerechnet werden muß. Im rezent äolisch beeinflussten Bereich fehlt in den Fanglomeraten ein Äquivalent zu der rezenten Flugsandanreicherung in den Rinnen, so daß der äolische Bereich zumindest weiter ins Gebirgsvorland verschoben gewesen sein muß, sofern er überhaupt noch existiert hat. Eine Gleichsetzung der Prozesse, die die Fanglomeratakkumulationen aufgebaut haben, mit den rezenten Prozessen ist wegen der großen Unterschiede nicht möglich.

Am rezenten Geschehen gemessen sind die örtlich im Proximalbereich bis zu 10 m mächtigen Fanglomeratdecken bei der Kleinheit der Einzugsgebiete beachtlich; ebenso wie die Tatsache, daß derartige Akkumulationen und die zugehörigen Hangschuttdecken weit in das Gebiet der heutigen Sandschwemmebenen im nördlichen Vorland hin vorkommen, wo sie auf zerschnittenen Pe-

dimenten und an den Hängen des Ehi Aray und anderer Plateaureste nachweisbar sind. Im Vergleich zu den weitgespannten Glaciterrassen der nordafrikanischen Gebirge fallen sie jedoch wenig ins Gewicht und deuten auch für die feuchteren Vorzeitepochen immer auf eine größere Aridität als in den mittelmeeernen Gebirgen. Den beträchtlichen Höhenunterschieden zwischen verschiedenen alten Glacis entsprechen im Tibesti nur geringe Eintiefungsbeträge zwischen den einzelnen Akkumulationsphasen. In allen Ausräumungsphasen seit der einsetzenden Zerschneidung der alten Pedimente ist der Felssockel nur an wenigen Stellen vollständig verschwunden, wenn er auch unter älteren Akkumulationen besser und höher aufragend erhalten ist als unter den jüngeren. Hauptsächlich als Folge der geringen Einschneidungsbeträge liegen die Oberflächen verschieden alter Fanglomeratkörper häufig in derselben Höhenlage nebeneinander, so daß eine Zuordnung nur über den unterschiedlichen Sedimentcharakter möglich ist.

Bei der jüngsten Akkumulationsphase dagegen sind die Sprunghöhen zum rezenten Niveau so gering (oft unter 1 m), daß erst eine Anzahl übereinstimmender Beobachtungen in allen Höhenlagen des Gebirges die Sicherheit gab, daß es sich bei diesen Absätzen wirklich um die Überreste einer auch im Bereich der Flußterrassen nachweisbaren Akkumulation handelt, die von der Gegenwart durch eine Zeit der Einschneidung getrennt ist, und nicht um zufällig seltener überspülte Teile des rezenten Fließbereichs.

Alle verschieden alten Flächenteile tragen dieselbe Oberfläche: ein gut ausgebildetes Wüstenpflaster („desert pavement“) von dunkelbrauner Farbe.

Während im rezenten Bereich als Folge ständigen Komponentenaustausches bei abnehmender Energie des fließenden Wassers eine Abnahme der mittleren Partikelgröße im Längsprofil zu beobachten ist, bleibt der Durchmesser der das Wüstenpflaster aufbauenden groben Partikel über die ganze Fläche gleich. Auf vorwiegend aus Basaltschottern bestehenden Flächen liegen große Stücke bis zu 30 cm Längsachse in einem fast lückenlosen Pflaster kleinerer Partikel bis zu feinem Grus. Einen großen Anteil haben Stücke zwischen 5 und 10 cm. Die Stücke sind meist kantiger als rezent transportiertes Material oder das unterliegende Fanglomerat. Verschiedentlich liegen Bruchstücke zerfallener Gerölle noch nahe beieinander. Alle Bruchstücke, auch ihre Kanten und die Bruchflächen sind mit einer mattglänzenden, vielfach rissigen braunen Eisen-Manganrinde überzogen. Frisch zerfallene Stücke mit hellerer Patinierung an den Bruchflächen sind selten; meist handelt es sich um Teile besonders großer Stücke.

Die Ausbildung des Wüstenpflasters scheint weitgehend abgeschlossen zu sein. Anzeichen für eine oft postulierte rezente Insolationssprengung fehlen nahezu ganz, obwohl die täglichen Temperaturschwankungen der dunklen, meist weniger als ein Drittel im Boden steckenden Pflastersteine groß sein dürften (zur Diskussion der Wüstenpflasterbildung vgl. COOKE, 1970).

Das Wüstenpflaster, das nur aus einer Lage von Steinen besteht, läßt sich leicht mit dem flachen Hammer fortschieben. Unter ihm erscheint eine 1 bis 5 cm dünne, grauweiße, tonig-siltige Schaumbodenschicht (VOLK und GEYGER, 1970). In Mulden ist dieses Material zu größerer Mächtigkeit zusammengeschwemmt und von Trockenrissen durchzogen. Ebenfalls etwas mächtiger ist die Schicht unter dem patinierten Feinmaterial von wenige Zentimeter flachen Rinnen mit sanften, ausgeglichenen Rändern, bei denen es sich um Reste eines alten Netzes anastomisierender Rinnen zu handeln scheint.

Die Höhenunterschiede im rezenten Bereich sind hier fast vollständig ausgeglichen, so daß die weich-federnde Oberfläche überall ohne Schwierigkeiten mit dem Landrover befahren werden kann. Die flachen Rinnenreste werden noch zur Abführung des direkt auf die Flächenreste fallenden Niederschlags benutzt, wie ihr gelegentliches Übergehen in frische Kerben an den Rändern zum rezenten Fließbereich zeigt. Auf größeren, noch zusammenhängenden Flächenresten hat sich ein eingekerbtes, dendritisches Rinnennetz ausgebildet, das im Laufe seiner Zurückverlegung den oberhalb verlaufenden rezenten Fließbereich anzapfen und somit die Fläche in einzelne, grob stromlinienförmig umgrenzte Inseln zerlegen kann.

Außerhalb der Wasserrisse reicht die Kraft des noch unkonzentrierten Wassers offensichtlich nur für die Unterspülung einzelner Partikel aus. Der Schaumboden, der stark wasseraufsaugend ist und nach der Durchfeuchtung zu einem mobilen Brei wird (COOKE, 1970), scheint die geringe Abwärtsbewegung zu unterstützen. Sie scheint aber geringer als die beschriebene Materialbewegung an den Hängen zu sein, denn die Patina wird bei der Verlagerung nicht verändert. (Sie ändert sich übrigens auch nicht in den flachen Rinnen.) Jedoch sind Fußpfade, die seit einigen Jahren nicht mehr benutzt worden sind und als Meßmarken für die Schuttbewegung dienen können, von einzelnen Pflasterstücken überwandert worden, ohne daß dabei die etwas heller patinierte, im Schaumboden steckende Unterseite eines Steins nach oben gedreht wäre.

Das Wüstenpflaster bedeckt alle verschieden hohen und alten Akkumulationsreste und zwischen ihnen ausgebildete Hänge, bei etwas unterschiedlicher Ausbildung in den Sandsteingrubbereichen. Überall finden sich als Komponenten dieser Decke — überwiegend — neolithische Steinwerkzeuge, Keramikscherben und Bruchstücke von Straußeneischalen; daneben schwer bestimmbare Gebäudereste und Hügelgräber (Tumuli), oft mit einer noch erhaltenen, jedoch geöffneten tonnenförmigen Grabkammer in der Spitze (Schwemmebene von Yebbi Bou). Ebenso wie die Artefakte sind auch die Gräber voll in das Wüstenpflaster einbezogen und offensichtlich vor seiner Ausbildung auf die Flächen gekommen bzw. dort errichtet worden. Einzelne Gräber liegen an den Abhängen zum jüngsten Akkumulationsniveau, sind also jünger als die ihm vorausgehende Einschneidungsphase.

Einen Hinweis zur Altersbestimmung der Wüstenpflasterbildung und der Patinierung geben die zylinderstumpfförmigen Grabbauten, die bei Zoui und Aozou in großer Zahl auftreten (GABRIEL, 1970 b). Dieser wahrscheinlich jüngere Grabtyp wurde nicht auf den Schwemmfächern selbst, aber in ihrer Nähe auf ebenfalls mit einem Wüstenpflaster überzogenen Hängen gefunden. Sie heben sich im Luftbild deutlich durch einen sie umgebenden, wenig patinierten und grobmaterialarmen Ring ab, sind also im Gegensatz zu den in das Pflaster einbezogenen Tumuli nach der Wüstenpflasterbildung angelegt worden. Leider liegen zur Zeit noch keine zuverlässigen ^{14}C -Daten für diese Gräber vor.

4. Zur Altersbestimmung der fossilen Schwemmfächer
Altersangaben für die einzelnen Akkumulationen sind bis jetzt nur näherungsweise möglich, da für eine Radiokarbondatierung geeignetes Material in ihnen nicht gefunden wurde.

Für die Reste der ältesten, im Gelände durch die kräftig rote Grusfarbe unter dem Wüstenpflaster auffallenden Akkumulation ist eine grobe zeitliche Einordnung dadurch möglich, daß sich nur über ihr quarzitisches Artefakte finden, die mit großer Wahrscheinlichkeit mittelpaläolithisch sind. Im Wüstenpflaster der jüngeren Fanglomeratdecken finden sich nur die erwähnten neolithischen Kulturspuren.

Ob zwischen dieser vor das Spätpaläolithikum anzusetzenden Akkumulationsphase und der rotbraunen Fanglomeratakkumulation noch weitere, nur noch nicht gefundene Phasen liegen, muß offenbleiben.

Das höhere Alter der rotbraunen Akkumulation gegenüber der graubraunen wird durch den durchweg noch höheren und besser erhaltenen Pedimentsockel, örtlich durch diskordante Anlagerung des grauen Fanglomerats an das rotbraune und in erster Linie durch die intensive Verwitterung und die von ihr abhängige Färbung belegt. Diese Akkumulation wurde im Schiefer, im Sandstein und im Basalt vom nördlichen Gebirgsrand bis auf 1500 m Meereshöhe gefunden, wenn auch oft nur in kleinen Resten. Die Verwitterung ist in den Basaltfanglomeraten am ausgeprägtesten.

Unter dem gelbgrauen Schaumboden erscheint mit scharfer Grenze rotbraunes, grusiges bis toniges Feinmaterial, in dem erst mit zunehmender Tiefe gröbere Komponenten häufiger werden, bis unterhalb 30 bis 50 cm eine dichte Fanglomeratpackung in rotbrauner Matrix erreicht ist. Der Verwitterungsgrad und die Färbung sind bis zum Anstehenden gleichmäßig und setzen sich in dasselbe kaum, höchstens an Klüften, fort. Die einzelnen Gerölle haben, wie das rezente Material oder das der jüngeren Fanglomerate, wenig zugerundete Kanten (kleinster Radius meist um 1 bis 2 mm), sind im Durchschnitt gröber als die Partikel des Wüstenpflasters, das wahrscheinlich aus zerfallenen Geröllen aufgebaut ist. Sie sind von einer rötlich-gelben Verwitterungshaut umgeben, die sich schmierig anfühlt.

Angekratzte Stellen erscheinen grau gelb; darunter folgt ein bis zu 2 cm starker weißlicher Bleichhorizont, der scharf gegen das Blau des frisch erscheinenden Basalts abgesetzt ist. Viele Gerölle sind je nach der Basaltvarietät (das Hinterland ist im beschriebenen Fall aus mehreren unterschiedlichen Basaltlagen der SN-I-Serie aufgebaut) in situ völlig zu Grus aufgelöst oder sind in Schalen zerfallen, zwischen denen rotbrauner Ton sitzt. Es finden sich keine Hinweise auf ungewöhnliche Salzkonzentration. Die Gerölle sind im Verband verwittert und fallen oft erst beim Herausnehmen auseinander. Die Verwitterung reicht auch dort, wo das Fanglomerat noch in einigen Metern Mächtigkeit erhalten ist, ohne Horizontierung bis an die Basis. In diese Akkumulation gehen die rezent von Kerben zerschnittenen rotbraunen Hangschuttdecken über. Eine Rotverwitterung vor der Ablagerung erscheint aufgrund der eindeutigen In-situ-Verwitterung unwahrscheinlich, so daß mögliche Klimarückschlüsse aus der Art der Verwitterungsprodukte (Bildung der entsprechenden Tonminerale bei mindestens 200 mm Jahresniederschlag, PACHUR, 1971) nichts über das Klima zur Zeit der Fanglomeratablagerung aussagen.

Weitere Altersangaben sind schwierig, weil eine entsprechende rotbraun verwitterte Flußterrasse im Zoumri-Badagué-System fehlt bzw. ihre möglichen Reste in stratigraphisch nicht aussagekräftiger Situation gefunden wurde, und eine derartige Terrasse im Yebbigué (GRUNERT, 1970) und Misky (BÖTTCHER, 1969) als sogenannte Oberterrasse zwar gut erhalten ist, aber nur als um einen unbestimmten Zeitraum älter als die dortige Hauptterrasse bestimmt worden ist. Die gelegentlich — von den rotbraunen Hangschuttdecken ausgehende — versuchte Verknüpfung mit der Oberterrasse des Zoumri-Badagué ist mit Sicherheit auszuschließen, denn ihr fehlt u. a. die entsprechende Verwitterung.

Der Grobschotteranteil der nächstjüngeren Akkumulation läßt sich wegen der geringen Verwitterung von dem der jüngsten Akkumulation nur durch die unterschiedliche Höhenlage trennen, wie an einigen Stellen bei Yebbi Bou und Yebbi Zouma. Stärker braunverwittertes Material läßt sich nach dem Aussehen der Schotter nicht sicher abtrennen und kann entweder lokale Ursachen haben oder aber einer entsprechend braunverwitterten Terrassenakkumulation im Enneri Dirennao (GABRIEL, 1970 a) entsprechen, die dort jedoch nicht sicher stratigraphisch einzuordnen ist.

Die einzelnen Gerölle des graubraunen Fanglomerats tragen eine gelbgraue, abreibbare Verwitterungshaut, sind aber sonst intakt. Die Unterseite von Geröllen ist bis in eine Tiefe von ca. 50 cm durch Salz angeätzt und zeigt die frische Gesteinsfarbe. Die Matrix ist mineralfarben.

Die zeitliche Fixierung wird dadurch erleichtert, daß im Mittelteil der Aufschlüsse in allen Untersuchungsgebieten ein oder zwei feinmaterialreiche Bänder erscheinen, die bei Schwemmfächern mit relativ großem Einzugsgebiet als 2 bis 3 m mächtige, hell-ocker farbene Siltakkumulation im Distalbereich ausgebildet sind

(Westrand der Flugplatzebene von Bardai). Sie wird durch eine zunehmend grobere Fanglomeratschicht konkordant abgeschlossen. Bei Yebbi Bou ist über die Feinmaterialbänder eine Verzahnung mit der dortigen Hauptterrasse möglich, die wahrscheinlich der Ober- und Mittelterrasse des Zoumri-Bardagué entspricht.

Die Siltablagerungen der Flugplatzebene erscheinen auf den ersten Blick wie die mittelterrassenzeitlichen Seeabsätze, sind jedoch im Gegensatz zu diesen völlig kalkfrei (Einzugsbereich in den metamorphen Schiefen), enthalten keine Schilfrhizome oder Schnecken und lassen sich deutlich als im Schwemmfächer zu dessen Wurzel hin ansteigende Bänder verfolgen.

Sie reflektieren also zumindest für den Höhenbereich über 800 m eine Feuchtzeit, in der selbst aus kleinem Einzugsgebiet beträchtliche Mengen zu Ton und Silt verwitterten Materials geliefert werden konnten.

Pollenuntersuchungen von E. SCHULZ, Berlin, aus diesem Material ergeben eine weitgehende Übereinstimmung mit den Pollen der Mittelterrasse bei Bardai, die auf eine feuchtzeitliche Vegetation mit Pflanzen des Sahel und der Mediterraneis schließen lassen. Damit ist einmal ein weiteres Indiz für die Gleichzeitigkeit der graubraunen Schwemmfächerakkumulation mit der Mittelterrasse gegeben und zum anderen noch wahrscheinlicher gemacht, daß der Pollengehalt der Mittelterrasse nicht die Vegetation der Höhenregion, sondern die der unmittelbaren Umgebung (um 1000 m) repräsentiert. Schließlich wird die feuchtzeitliche Stellung der Schwemmfächerakkumulation belegt.

Pollen aus dem Feinmaterial des rotbraunen Fanglomerats sprechen ebenfalls für feuchtzeitliche Bedingungen zur Zeit der Schüttung dieser Akkumulation, auch im Falle der Akkumulation von Grobmaterial.

In den tieferen Gebirgslagen, die rezent, wie erwähnt, im Kampfbereich äolischer und fluvialer Formungsdominanz liegen, folgt dem Abschluß der haupt- bzw. mittelterrassenzeitlichen Schwemmfächerakkumulation eine trockene, den heutigen Bedingungen vergleichbare Zeit. Über dem Fanglomerat liegen noch etwa 50 cm mächtige Reste einer steinfreien Flugsandschicht. Sie ist nach ihrer Ablagerung wieder auf der ganzen Länge des Schwemmfächerbereichs von einigen hundert Metern mit verschwemmtem Hangschutt überdeckt worden, der den Sand als Wüstenpflaster überlagert. Sandeinwehung und Überspülung scheinen älter als die letzte Einschneidungsphase vor dem jüngsten Fanglomerat zu sein, denn die Überspülung war nur bei noch intaktem Hanganschluß und durchgehenden Flächen möglich.

Die jüngste, nur wenige Dezimeter hohe und in schmalen Bändern längs der rezenten Bereiche erhaltene Fanglomeratterrasse findet sich wie die älteren in jeder untersuchten Höhenlage des Gebirges. Ihre Verzahnung mit Flußschottern am oberen Yebbigué erlaubt ihre zeitliche Gleichstellung mit der Niederterrasse. Eine der Oberterrasse des Bardagué entsprechende Fanglomeratgeneration fehlt ebenso wie im Misky und Bardagué. Diesem Befund entsprechen für die Schwemmfächerbereiche die Ergebnisse JAKELs (JAKEL, 1971), nach

denen ein Teil der Oberterrasse unter mit heute vergleichbaren Bedingungen als Akkumulationskörper eines Fremdlingsflusses abgelagert worden ist. Für eine Schwemmfächerakkumulation war es in den tieferen Lagen des Gebirges ebenso wie heute zu arid.

Schwierigkeiten treten bei der relativen zeitlichen Einordnung der Schwemmfächerakkumulationen im Sandstein auf, dessen grusige Verwitterung sich mit den Zeiten der Hangschuttbildung in Basalt und Schiefer nicht völlig zu decken braucht. Ein unter leicht gelblich-braun verwittertem und verbackenem Grus liegender rotbrauner Grus muß nicht automatisch gleichzeitig mit der rotbraunen Hang- und Schwemmfächerdecke sein, denn an den Schiefer-Sandsteinstufenhängen bei Kadoua (PACHUR, 1970) und vereinzelt auch auf den Flächen erscheint auch nicht-quarzitierter Sandstein als Geröll und nicht als Grus.

Die gelbbraune Grusakkumulation, deren Oberfläche, wie erwähnt, bei jedem Regen noch weitergebildet wird und die verschiedentlich analog zu den Formen des Gebirgsvorlandes als Sandschwemmebene bezeichnet wurde (MOLLE, 1971), verzahnt sich zwar auf der Flugplatzebene mit dem mittelterrassenzeitlichen Fanglomerat, das aus dem Schieferbereich geschüttet worden ist; aber dabei kann es sich um Verschwemmung einer viel älteren Grusakkumulation handeln, denn auf der Sandfläche östlich der Station Bardai liegen mit Sicherheit der Oberterrasse zugehörige Schotter der gelbbraunen Grusakkumulation auf. Sie ist also älter als diese und repräsentiert eine Schwemmfächerakkumulationsphase, die in Schiefer- und Basaltgebieten bis jetzt nicht gefunden worden ist.

5. Zusammenfassung

Die Beschreibung der rezenten Schwemmfächerbereiche und der auf ihnen ablaufenden Prozesse im Vergleich zu Aussehen und wahrscheinlicher Genese der älteren Fanglomerate hat gezeigt, daß die fossilen Schwemmfächerbereiche nicht unter ariden Klimabedingungen wie in der Gegenwart aufgebaut worden sein können. Rezent werden sie, wenn auch mit geringer Geschwindigkeit, zerstört, und ein tieferes Niveau bildet sich aus, wobei vielfach in den Distalbereichen temporär akkumuliert wird.

Die Pollenuntersuchungen und die Verzahnungen mit der eindeutig feuchtzeitlichen Mittel- bzw. Hauptterrasse stützen das Argument für eine feuchtzeitliche Stellung der Fanglomeratakkumulation.

Die Aufbereitung von Grobschutt an den Hängen war in jenen Zeiten um ein Vielfaches stärker als heute. Für die Hochregion ließe sie sich, ausgehend von den heutigen Verhältnissen (JANNSEN, 1970), mit periglazialen Bedingungen erklären. Das Auftreten derartiger Schwemmfächer und zugehöriger Hangschuttdecken bis hinab auf mindestens 600 m Meereshöhe erschwert diese Deutung.

Das Vordringen der äolischen Formung unter voll-ariden Bedingungen mindestens bis in 950 m Höhe in der Zeit zwischen der Akkumulation der mittelterrassen-

senzeitlichen Schwemmfächer und der prä-niederterrassenzeitlichen Zerschneidung entspricht etwa den heutigen Bedingungen.

Das überall anzutreffende, wenn auch geringmächtige niederterrassenzeitliche Fanglomerat paßt zu den vorgeschichtlichen Befunde GABRIELS für feuchtzeitliche Klimabedingungen bis ins Gebirgsvorland zu jener Zeit.

Ein Vergleich mit den vorliegenden Flußterrassengliederungen zeigt, daß in Bereichen mit kleinem Einzugsgebiet die Fanglomeratkörper die gleiche Abfolge wie die Terrassen des oberen Yebbigué und des Misky zeigen. Ob die Hauptterrasse als Körper der Ober- und Mittelterrasse des Zoumri-Bardagué-Systems entspricht, erscheint nach den Ergebnissen über die unterschiedlichen Klimabedingungen während der Akkumulation der beiden fraglich. Wahrscheinlich entspricht an Yebbigué und Misky der Oberterrassenakkumulation wie in den Schwemmfächerbereichen eine Zerschneidungsphase. Inwieweit sich bei diesem Unterschied der Terrassengeschichte Höhenlage und Größe des Einzugsgebiets oder andere Faktoren auswirken, bleibt zu untersuchen.

Für das Bardagué-Zoumri-System macht es die gute Erhaltung der rotbraunen Schwemmfächergeneration in diesem Gebiet außerhalb der erosionsgefährdeten Tiefenlinien wahrscheinlich, daß auch dort eine entsprechende rotbraun verwitterte fluviatile Akkumulation vorhanden war, jedoch heute als morphologischer Terrassenkörper nicht mehr erhalten ist. Dafür sprechen auch die bei Bardai die Mittelterrasse an mindestens einer Stelle unterlagernden derartigen Reste und die Terrassenabfolge des Enneri Dirennao.

Summary: Alluvial Fan Studies on the North Slope of the Tibesti-Mountains. Medium-size alluvial fans, unlike rivers with a hinterland extending up into the high mountain zone, only reflect the local climatic history in their depositional and erosional phases and are not subject to influences from a most likely different climatic zone. The study of those fossil alluvial fans and the recent washes cutting through them was conducted at altitudes between 1.800 and 5.000 ft. in the Tibesti Mts. Present conditions — rather inactive washes destroying older fill by lateral erosion, eolian activity below about 3.000 ft., almost dead or dissected slopes below 4.500 ft. etc. — reveal that the older fanglomerate beds cannot have been accumulated under highly arid conditions.

A well-developed desert pavement, which antedates late (?) neolithic tombs and artifacts, covers remnants of at least four periods of fan accumulation. Their surfaces often reach to the same level, so that they may only be distinguished by the various degrees of dissection of the underlying much older pediment remnants and by their degree of weathering. Red-colored traces of the oldest fans underlie late paleolithic quartzite artifacts. The next youngest shows a reddish-brown color and thorough in-situ weathering and is related to blankets of slope debris of the same color. It corre-

sponds to the oldest river terrace of the Misky and Yebbigué watersheds, which seems to be absent in the Bardagué system.

The next fanglomerate can be correlated with the middle terrace of the latter and, like it, reflects moist sahel-mediterranean conditions during the time of its accumulation, as do pollens obtained from samples of the reddish-brown accumulation. The youngest weakly developed body corresponds to the lower terrace (Niederterrasse) of the rivers. There is no equivalent to the upper terrace (Oberterrasse) of the Bardagué system, and it is suggested that, like today, conditions outside the high mountain zone were too arid for fan accumulation.

All fanglomerate bodies are found at all altitudes. The more humid conditions they represent may be traced far out into the low-lying northern foreland, into the realm of modern dominant eolian activity.

Résumé

Les glacis d'accumulation sur le flanc nord du Tibesti: L'objet de mes recherches, les glacis d'accumulation anciens sur le flanc nord du Tibesti entre 600 et 1500 m d'altitude, grâce à leurs petites aires d'alimentation ne sont dus qu'à des conditions climatiques locales et non pas au régime climatique de la haute montagne, comme c'est le cas des grands enneris. La destruction actuelle de l'ancienne couverture des glacis par un réseau anastomosé presque inactif, la forte action éolienne au-dessous de 1000 m d'altitude et une production de débris de pente extrêmement modeste même sur les versants à une altitude d'environ 1500 m, tout indique que ces nappes de fanglomerate ne furent pas accumulées sous un climat aride comme celui d'aujourd'hui. Un reg patiné brun-noir s'est développé sur ce que reste d'au moins quatre phases d'accumulation. Ce reg précède certainement le type le plus «moderne» des tombeaux préislamiques.

Souvent les surfaces des accumulations différentes se trouvent au même niveau, mais on les distingue facilement par leurs différents degrés d'altération.

Des traces d'une accumulation plus ancienne de couleur rouge vif ont été trouvées sous des outils du type atérien. Les éboulis de l'accumulation suivante sont fortement altérés *in situ* et enrobés d'une matrice de limons brun-rouge. Ce sédiment se trouve lié à une accumulation du même type préservée sur quelques versants, et à une terrasse brun-rouge dans les bassins versants du Misky et du Yebbigué, terrasse qui, pour des raisons encore inconnues, ne semble pas exister dans celui du Zoumri-Bardagué.

Le fanglomerate suivant, de couleur grise, correspond à la terrasse moyenne du Bardagué et à son pendant au Yebbigué. L'aspect des sédiments et l'étude des pollens indiquent que, pendant sa phase d'accumulation, le climat fut assez humide, par rapport à celui d'aujourd'hui, avec un couvert végétal du type sahélo-méditerranéen. Les mêmes résultats ont été obtenu par l'analyse des pollens trouvés dans l'accumulation brun-rouge.

La phase d'accumulation la plus récente et la phase d'érosion qui la précède n'ont affecté qu'une petite part des anciennes accumulations. Elle correspond à la basse terrasse des enneris. L'absence de l'équivalent de la terrasse supérieure du Bardagué peut s'expliquer par un climat trop aride pour la formation des glacis d'accumulation, du moins au-dessous la haute montagne.

Des vestiges de toutes ces phases d'accumulation ont été trouvés à la bordure Nord du Tibesti aussi, à environ 600 m d'altitude, ce qui prouve le régime d'anciens climats locaux quaternaires assez «humides» dans une région qui est au présent dominée par l'action du vent.

Literaturverzeichnis

- BAULIG, H. (1957): Penepains and Pediplains. *Bulletin, Geol. Society of America*, Vol. 68, S. 913-930.
- BÖTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des Enneri Misky (Südtibesti). *Berl. Geogr. Abh.*, Heft 8, S. 7-21.
- BUSCHE, D.: Untersuchungen zur Pedimententwicklung im Tibesti-Gebirge (République du Tchad). *Zeitschr. f. Geomorph.*, NF. Suppl.-Bd. 15, S. 21-38.
- COOKE, R. U. (1970): Stone Pavements in Deserts. *Annals, Assoc. of American Geographers*, Vol. 34, 1970, S. 560 to 577.
- CZAJKA, W. (1958): Schwemmfächerbildung u. Schwemmfächerformen. *Mitt. d. Geogr. Gesellsch. Wien*, Bd. 100, S. 18-31.
- GABRIEL, B. (1970 a): Die Terrassen des Enneri Dirennao. Beiträge zur Geschichte eines Trockentales im Tibestigebirge. Diplom-Arbeit am II. Geogr. Inst., FU Berlin. Unveröffentl. Manuskript.
- GABRIEL, B. (1970 b): Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibestigebirge (Zentrale Ostsahara). *Acta Praehistorica et Archaeologica*, Bd. 1, S. 1-28.
- GAVRILOVIC, D. (1970): Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahr 1968 (Tibesti, Rep. du Tchad). *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N. F., Band 14, Heft 2, S. 202-218.
- 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. Inst., FU Berlin.
- HECKENDORFF, D. (1972): Zum Klima des Tibesti-Gebirges. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 123-142. Berlin.
- 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, Berlin.
- JÄKEL, D. und SCHULZ, E. (1972): Spezielle Untersuchungen an der Mittelterrasse im Enneri Tabi, Tibestigebirge. *Zeitschr. f. Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 15, S. 129-143.
- JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 9, Berlin.
- JOHNSON, D. W. (1932): Rock Fans of Arid Regions. *American Journal of Science*, 5th Series, Vol. 76, S. 389 to 420.
- JOLY, F. (1953): Quelques Phénomènes d'Écoulement sur la Bordure du Sahara, dans les Confins Algéro-Marocains, et les Conséquences Morphologiques. *Comptes Rendus*, 19. Congr. Internat. Geol., Alger 1952, Fasc. VII, Sect. VII.
- MOLLE, H. G. (1971): Gliederung und Aufbau fluvialer Terrassenakkumulation im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 13, Berlin.
- OBENAU, 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, Berlin.
- PACHUR, H. J. (1971): Habilitationsvortrag 10. 11. 1971, FB 24 der FU Berlin.
- PACHUR, H. J. (1970): Zur Hangformung im Tibestigebirge (République du Tchad). *Die Erde*, 101. Jg., Heft 1, S. 41-54.
- STOCK, P. (1972): Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-sahara, Tchad. Diss. FU Berlin, 1970, *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 14, Berlin.
- VOLK, H. und A. GEYGER (1970): Schaumböden als Ursache der Vegetationslosigkeit in ariden Gebieten. *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N. F., Bd. 14, S. 79-95.



Abb. 1 Schwemmfächer auf Talbasalt bei Yebbi Zouma, oberer Yebbigué. Rezent gelegentlich überspülte Flächen erscheinen hell; darin eingelagert festliegende Haupt- rinnen mit Vegetationsbesatz. Ältere Fanglomeratdeckenreste mit Wüstenpflaster erscheinen dunkel.

Aufn. Busche, Dezember 1966

Abb. 2 Schwemmfächersaum auf der Ebene südlich Yebbi Bou. Die niveaugleichen, patinierten Decken der rotbraunen und grauen Fanglomeratakkumulation werden von Rinnen zerschnitten, die sich im Distalbereich mit den stärker geneigten, älteren Niveaus verschneiden und trichterförmig ausfächern. Die größere Rinne im Vordergrund ist ca. 8 m tief eingeschnitten; der Terrassenabsatz gehört in die Niederterrassenphase. Das Gerinnebett ist im Bereich des Austritts aus der Stufe in den Basalt eingeschnitten. Die Oberfläche rechts zeigt noch verwaschene Spuren eines älteren, anastomosierenden Gerinnenetzes. Der Hang links ist außerhalb des Einschneidungsbereichs mit einer dünnen, im Gegensatz zur dunkelbraunen Fläche ockerfarbenen Schuttdecke überkleidet. In der Mitte des unteren Bildrandes ein der älteren Akkumulation aufsitzender kleiner Schwemmfächer, zerschnitten. Mehrjährige Kräuter in der dominierenden Abflußbahn, die sich nach rechts über die Fläche verfolgen läßt.

Aufn. Busche, Dezember 1966



Die jungpleistozänen und holozänen Flußterrassen des oberen Enneri¹ Yebbigué im zentralen Tibesti-Gebirge (Rép. du Tchad) und ihre klimatische Deutung

von JÖRG GRUNERT

1. Einführung

Zu Beginn meiner Untersuchungen über die Genese der jüngeren Talterrassen des oberen Enneri Yebbigué im Herbst 1966 lagen bereits detaillierte Terrassenuntersuchungen aus dem Einzugsbereich des Enneri Bardagué im nordwestlichen Tibesti-Gebirge (D. JÄKEL, 1967, H. G. MOLLE, 1969, K. P. OBENAUF, 1967) sowie des Enneri Misky im Süden des Gebirges (U. BÖTTCHER, 1969, P. ERGENZINGER, 1969) vor.

Alle Geländebefunde sprachen dafür, daß die Entstehung der Flußterrassen nur klimatische Ursachen haben konnte, in der Weise, daß ein mehrmaliger Wechsel von feuchteren und trockeneren Klimaperioden im Pleistozän und Holozän einen Wechsel von Akkumulation und Erosion verursachte.

Die Ergebnisse der Untersuchungen aus den beiden Flußsystemen unterschieden sich jedoch beträchtlich, sowohl hinsichtlich der Gliederung der jeweiligen Terrassensysteme, als auch der klimatischen Deutung der einzelnen Akkumulations- und Erosionsphasen. Es war daher unsicher, ob eine einheitliche, das ganze Gebirge umfassende Stratigraphie, wie es ursprünglich vermutet wurde, überhaupt vorhanden wäre.

Eine Klärung dieser Fragen schien am ehesten möglich durch neue Untersuchungen in einem Flußgebiet, das an beide der erwähnten Flußgebiete grenzt. Dies trifft im Falle des oberen Enneri Yebbigué und seiner südlichen sowie westlichen Nebenflüsse zu.

2. Lage und Beschreibung des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet, gelegen im östlichen Zentral-Tibesti, erstreckt sich annähernd in Nord-Süd-Richtung vom Vulkanmassiv des Tieroko (2910 m) im Süden bis etwa 10 km unterhalb von Yebbi Souma, einer Flußoase im Yebbigué-Tal, im Norden (1000 m). Es umfaßt damit einen Höhenbereich von nahezu 2000 m.

Das Gebiet läßt sich von Süden nach Norden in folgende große Reliefeinheiten gliedern:

1. Das bis 2910 m hohe Vulkanmassiv des Tieroko,
2. die etwa 10×5 km große, schwach geneigte Schotter-
schwemmebene in dessen nordöstlichem Vorland, und
3. das eigentliche Yebbigué-Tal mit den Flußoasen
Yebbi Bou, Yebbi Souma und dem Brunnen Kiléhégé.

1. Das Vulkanmassiv des Tieroko, das nach Ansicht von P. VINCENT (1963) einen Schildvulkan vom Hawaii-Typ („bouclier hawaiiien“) darstellt, wird auf seinen Flanken von zahlreichen, radial verlaufenden Schluchten zerschnitten. Der zentrale Teil des Massivs wird von einer 9×6 km großen Haupt-Caldera eingenommen; eine weitere, nur etwa 5×2 km große Neben-Cal-

dera liegt auf dessen Ostflanke. Hier, in rund 2000 m Höhe, beginnt der von mir kartierte Quellfluß des Enneri Yebbigué und durchbricht dann in einer etwa 10 km langen, am Calderen-Ausgang 300 m tief eingerissenen Schlucht den mächtigen Basaltmantel der nordöstlichen Abdachung. In 1650 m Höhe mündet die Schlucht unvermittelt in einen ausgedehnten fossilen Schwemmfächer aus, der in die dem Tieroko vorgelagerte Schotter-
schwemmebene überleitet.

2. Die Anlage dieser weiten Ebene erklärt sich zwanglos aus den Lagerungsverhältnissen des Gesteins des Untergrundes. Es handelt sich hierbei um eine mächtige Serie fast horizontal lagernder Vulkanite (überwiegend Rhyolithe), die von P. VINCENT (1963) mit SCI (1. „série claire“) bezeichnet wurde.

Die an den Tieroko im Nordosten angrenzenden Teile dieses Flachreliefs stellen für die das Vulkanmassiv entwässernden Schluchten eine lokale Erosionsbasis und damit einen ausgedehnten Sedimentationsraum dar. Infolgedessen wurde das Vorland im Verlauf einer wahrscheinlich bis ins Jungtertiär zurückreichenden Entwicklung zu einer schwachgeneigten Schotter-
schwemmebene umgestaltet. Sie setzt sich aus den großen Schwemmfächern mehrerer Tieroko-Flüsse zusammen, auf denen die gegenwärtige fluviale Aktivität allerdings auf sehr schmale Streifen entlang der Hauptgerinne beschränkt ist (siehe hierzu D. BUSCHE, S. 95 in diesem Heft).

Das durch die Vereinigung aller Gerinne entstehende breite Sammelgerinne wendet sich dem Nordostende der Schotter-
schwemmebene zu, wo, in etwa 1500 m Höhe, ganz unvermittelt Zerschneidung in Form einer tief eingerissenen Basalt-Schlucht einsetzt. Hier beginnt 3. der Schluchtbereich des oberen Yebbigué, der sich stets an Basalte (Talbasalte) gebunden, ohne Unterbrechung etwa 40 km weit verfolgen läßt und in rund 1000 m Höhe endet.

Bei den Talbasalten handelt es sich nach P. VINCENT (1963) um junge SN-4-Basalte (4. „série noire“), die ein mittelquartäres Alter besitzen sollen. Sie flossen in ein bereits vorhandenes, tief eingeschnittenes und daher vermutlich viel älteres Tal von annähernd Sohlentalcharakter ein, welches in der horizontal lagernden SCI-Serie ausgebildet war. Dabei wurde der Talboden dieses älteren, sich nach Norden stark verbreiternden Tales teilweise bis zu 40 m hoch von Basalt verschüttet, was angesichts der Höhe der Talhänge von 200 bis 300 m jedoch relativ gering erscheint.

Im Verlauf der nachfolgenden Zerschneidung des Talbasaltes entstand die heutige Schlucht mit Wandhöhen von durchschnittlich 30 bis 40 m.

Diese gesetzmäßige Abfolge zweier ineinandergeschachtelter, ihrer Form und Größe nach sehr unterschiedlicher Talgenerationen ist charakteristisch für das obere Enneri Yebbigué, einschließlich seiner östlichen Nebenflüsse.

¹ Der Begriff „Enneri“ stammt aus der Sprache der eingeborenen Toubous und bedeutet soviel wie Trockental, Wadi.

Das Alter dieser Talgenerationen ist unsicher. So soll sich nach P. VINCENT (1963) die ältere, sehr ausgeprägte Talbildung in wahrscheinlich mehreren Stufen an der Wende Tertiär/Quartär ereignet haben. Dagegen kann die jüngere erst nach dem Ausfluß der SN-4-Basalte, also post-mittelquartär erfolgt sein.

Die nachfolgend beschriebenen Flußterrassen sind alle jünger als diese sehr junge Talbildung und werden daher als „jüngere“ Terrassen bezeichnet. Ihnen stehen die „älteren“ Terrassen gegenüber, die in Resten an den Hängen des alten Tales zu finden sind. Sie werden in dieser Arbeit nicht behandelt.

3. Beschreibung der Flußterrassen

3.1 Die Oberterrasse (OT)

als älteste der jüngeren Terrassen und so genannt, weil sie die größte Sprunghöhe bezogen auf das rezente Niedrigwasserbett (20 bis 25 m) aufweist, konnte nur im Bereich der Basaltschlucht des oberen Enneri Yebbigué nachgewiesen werden. So finden sich beispielsweise im Raum Yebbi Bou einzelne Reste in annähernd 25 m Höhe über dem rezenten Talboden. Stets sind sie auf erosiv erniedrigte, schluchtnahe Partien der Talbasaltoberfläche beschränkt und meist auch geringmächtig. Häufig bestehen sie nur aus einer Lage einzelner Schotter.

Die Schotter sind verwittert, von einer dicken schwarzbraunen Rinde überzogen und liegen in einem rotbraunen, fossilen Boden, wodurch sie sich von den nur schwach verwitterten und niemals in einem solchen Boden liegenden Schottern der jüngeren Flußterrassen unterscheiden.

Dieser rotbraune fossile Boden konnte überall auf der blockübersäten Oberfläche des Talbasaltes nachgewiesen werden, ebenso auf fossilen Schwemmfächern im Raum Yebbi Bou, wo er bis zu 2 m mächtig werden kann. Hier wurde er von D. BUSCHE (Aufsatz BUSCHE, S. 95 ff.) näher untersucht, der die betreffende Schwemmfächergeneration als „rotbraune Akkumulation“ bezeichnete.

Eine Verknüpfung der OT-Reste mit eben diesen Schwemmfächern sowie mit Hangschuttdecken konnte nicht eindeutig nachgewiesen werden. Erklärt werden kann dies mit einer nachfolgenden kräftigen Überprägung des OT-zeitlichen Reliefs, worauf die weiteren Befunde hindeuten.

3.2 Die Hauptterrasse (HT)

Die nächstjüngere Flußterrasse ist die Hauptterrasse (HT). Sie wurde so bezeichnet, weil sie im gesamten Einzugsbereich des oberen Enneri Yebbigué hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und der Geschlossenheit ihres Vorkommens die übrigen Flußterrassen weit übertrifft. Eine Ausnahme von dieser Regel macht nur die Schotter-schwemmebene im Tieroko-Vorland, wo die HT gegenüber der dort flächenmäßig vorherrschenden Niederterrasse (NT) stark zurücktritt. Im einzelnen hat die HT folgenden Verlauf:

Sie beginnt in der erwähnten Caldera des Tieroko in 2000 m Höhe als 30 m hohe Akkumulationsterrasse. Danach führt sie durch eine 10 km lange Schluchtstrecke, an deren Ausgang und damit dem Übergang zur Schotterschwemmebene ihre Höhe nur noch etwa 20 m beträgt. Auf der 1650 bis 1500 m hoch gelegenen, schwach geneigten Ebene, die als lokale Erosionsbasis dient, nimmt die Sprunghöhe rasch ab auf weniger als 10 m und erreicht am gebirgsfernen, sehr gefällsarmen Nordostende der Ebene nur noch knapp 2 m. Hier, unmittelbar oberhalb des tiefen Einrisses der Yebbigué-Schlucht in 1500 m Höhe, wird die Akkumulation von einzelnen, flachen Schotterbänken gebildet.

Im gesamten anschließenden Schluchtbereich des Enneri Yebbigué beträgt die Sprunghöhe der HT durchschnittlich 15 bis 17 m. Eine Ausnahme allerdings liegt im Mündungsbereich des Enneri Timi, wenig südlich von Yebbi Souma vor. Hier steigt die Sprunghöhe auf kurzer Strecke bis 25 m an, was mit einer zur HT-Zeit extrem starken Schüttung des direkt aus der Hochregion kommenden Enneri Timi und damit mehr oder weniger als Lokaleffekt erklärt werden kann. Ähnliche Beobachtungen machten D. JÄKEL (1971) und K. P. OBENAUF (1971) im Flußgebiet des Bardagué im westlichen Tibesti-Gebirge.

Der HT-Körper besitzt folgenden typischen Aufbau:

An der Basis liegen teilweise stark verfestigte, kreuzgeschichtete Kies- und Schotterbänke, die nach oben zunehmend schluffreicher werden. Den Mittelteil der Akkumulation bilden hellgraue Schluff-, sowie bräunliche, bodenartige Bänke. Daneben sind Horizonte aus reinem Bimsstaub zwischengeschaltet. Nach oben gehen diese feinkörnigen Sedimente wiederum allmählich in Kies- und Schotterbänke über, die den Abschluß der Akkumulation bilden.

Trotz des auffälligen Fazieswechsels innerhalb der Akkumulation konnte eine Diskordanz der Feinsedimente des Mittelteils zu den abschließenden und insbesondere zu den basalen Grob-sedimenten nicht nachgewiesen werden, woraus der Schluß zu ziehen wäre, daß diese ziemlich heterogen aufgebaute Akkumulation in einem Zuge, d. h. in einer einzigen Akkumulationsphase, gebildet wurde.

Kennzeichnend für die HT-Akkumulation sind ferner:

1. Ein extrem hoher Anteil an feinem, eckigem Schutt, wie er weder in der Niederterrasse-Akkumulation noch in der rezenten Talakkumulation auch nur entfernt vorhanden ist.

2. Sehr viel Schluff und Ton auch in den Kies- und Schotterbänken. Wo Schluffbänke rein auftreten, enthalten sie meist große Mengen an Fossilien, insbesondere Schneckenschalen und Schilfabdrücke. Häufig sind sie auch von einem Netzwerk von Röhren durchzogen, die teilweise als Tiergänge, teilweise als Wurzelröhren interpretiert werden können.

3. Ein beachtlicher Verfestigungsgrad, der in dem meist ziemlich standfesten Material zur Ausbildung von manchmal mehrere Meter hohen, senkrechten Prallhängen führte.

4. Eine starke Berindung der an der Oberfläche liegenden Grobbestandteile, die infolgedessen eine braune, bei Basalt schwarzbraune Färbung aufweisen.

Der dreigliedrige Aufbau des HT-Körpers (grob-fein-grob) zeigt in den einzelnen Flußabschnitten folgende Abwandlungen:

1. In der gefällsreichen, aus der Caldera des Tieroko kommenden Schlucht (1900 m) ist die Akkumulation ziemlich einförmig aufgebaut; im wesentlichen aus wechsellagernden, schluff- und grusreichen Feinschotter-, Kies- und Feinschuttbänken. Insbesondere der Mittelteil enthält jedoch mehrere bräunliche, bodenartige Bänke sowie Bänder von hellgrauem Schluff. Auch Linsen von groben Schottern und Blöcken sind gelegentlich zwischengeschaltet. Diese sind aber vermutlich durch örtliche Felsabbrüche in die Akkumulation hineingeraten. Einen Eindruck von der HT-Akkumulation vermittelt Abb. 1, die am Calderen-Ausgang aufgenommen wurde.

2. Erst am Übergang zur Schotterschwemmebene des Vorlandes bildet sich eine deutliche Dreigliederung der HT-Akkumulation heraus, indem die bodenartigen Sedimente sowie die Schluffbänder des Mittelteils zunehmend mächtiger werden und sich gegenüber der basalen sowie abschließenden Grobakkumulation besser abgrenzen lassen.

Im gebirgsfernen, gefällsarmen Teil der Schotterschwemmebene wurde die abschließende Grobakkumulation auf weiten Flächen abgetragen und die helle Schluffakkumulation freigelegt. Deren oberste, hier seekreideähnliche Schicht trägt an der Oberfläche eine sehr harte, 4 bis 7 cm, im Extremfall bis 10 cm mächtige schützende Kalkkruste, die von einem polygonalen Trockenrißmuster durchzogen ist (siehe Abb. 2).

Im einzelnen setzt sich diese Schluffakkumulation zusammen aus:

a) Mehreren bodenartigen Schichten von dunkelgrauer, bei einigen dünnen Bändern fast schwarzer Farbe, die zahlreiche dünne Röhren, sowie massenhaft Abdrücke von Sumpfpflanzen (*Typha* etc.) enthalten. Daneben aus meist einer oder zwei kalkreichen Schichten, die teilweise sehr viele Schneckenschalen² enthalten (S. H. JAECKEL, 1969). Diese Schicht bzw. Schichten können im sehr flachen, beckenähnlichen Teil der unteren Schotterschwemmebene als echte Seekreiden angesprochen werden und bilden dort, wie erwähnt, weithin sichtbar den Abschluß der Akkumulation.

Alle diese Schichten enthalten auch Pollen in nennenswerter Menge von heute nicht mehr im Tibesti-Gebirge vorkommenden Baumarten, wie *Betula*, *Alnus*, *Quercus*, *Juniperus* und *Pinus*.

b) Meist einer relativ mächtigen, hellgrauen, bimsstaubartigen Schicht im unteren Teil der Akkumulation. Sie besitzt keine Fossilien und weist auch keine Spuren fluviabler Verschwendung auf; sie kann daher wohl nur in Form eines Aschenregens niedergegangen sein. Die hangende, wiederum deutlich bodenartige Schicht enthält Frittungsreste in Form kleiner, ziegelrot gebrannter Brocken, die von eingebackenen Schilfröhren durchzogen sind.

Die Schluff-Akkumulation läßt sich mit ähnlichen Bildungen aus anderen Teilen des Gebirges vergleichen, so beispielsweise mit den Sedimenten aus dem Mittelteil der „Hauptterrasse“ des unteren Enneri Misky (P. J. ERGENZINGER, 1969), aber auch mit den Sedimenten der „Mittelterrasse“ des Enneri Bardagué (D. JÄCKEL, 1971, H. G. MOLLE, 1971) und der „unteren Mittelterrasse“ des Enneri Dirennao, einem rechten Nebenfluß des Enneri Bardagué (B. GABRIEL, 1970, 1972).

3. Beim Übertritt in den Schluchtbereich des Enneri Yebbigué sind die abschließenden Grobsedimente der HT-Akkumulation, ähnlich wie auf der unteren Schotterschwemmebene, erodiert. Abweichend davon entwickelt sich aber nun die Schluffserie des Mittelteils, die vor dem Schluchtanfang nur knapp einen halben Meter mächtig, jedoch auch schon stark verkrustet war, unvermittelt zu einer mehrere Meter mächtigen Sinterakkumulation³ (Abb. 3), die sich knicklos über eine am Schluchtanfang vorhandene, 9 m hohe Stufe in die Schlucht hineinzieht. Nach etwa 300 m führt sie erneut knicklos über eine weitere, diesmal sogar 11 m hohe Stufe hinweg.

2 Die von Prof. S. H. JAECKEL 1969 durchgeführten Schneckenuntersuchungen (siehe Literaturverzeichnis unter: U. BÖTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL [†] und K. KAISER) ergaben für die Fundorte von der unteren Schotterschwemmebene (1500 m) südlich von Yebbi Bou folgende durchschnittliche Verteilung:

1 a) SÜSSWASSER-FORMEN (holarktisch):
Pisidium milium (3,9 %), *Galba truncatula* (7,0 %) und *Armiger crista* (32,9 %).

1 b) SÜSSWASSER-FORMEN (afrikanisch):
Pisidium ovampicum (0,1 %), *Bulinus truncatus* (0,6 %), *Lymnaea natalensis* (2,1 %), *Anisus dallonii* (0,8 %) und *Segmentorbis angustus* (0,5 %). In der anschließenden Yebbigué-Schlucht treten noch die Süßwasser-Formen: *Valvata tilhoi* (afrik.) und *Biomphalaria pfeifferi* (afrik.) sowie die Brackwasser vertragenden Formen: *Hydrobia peraudieri* (nordafrik.-mediterran) und *Melanoides tuberculata* (afrik.-orientalisch) hinzu.

2 a) LAND-FORMEN (holarktisch):
Vertigo antivertiga (1,5 %), *Vallonia pulchella* (25,2 %), *Vallonia enniensis* (9,2 %) und *Zonitoides nitidus* (2,0 %).

2 b) LAND-FORMEN (afrikanisch):
Succinea chudeaui (14,2 %). Alle fünf Landformen sind hygro- oder mesophil. In der anschließenden Yebbigué-Schlucht treten noch die Landformen: *Vallonia enniensis* (holarkt.), *Euconulus fulvus* (holarkt.) und *Pupoides coenopictus* (afrik.) hinzu.

Allgemein ergeben sich für die Fundorte in der Yebbigué-Schlucht gegenüber der Schotterschwemmebene folgende Abweichungen:

1. Die Landformen treten gegenüber den Wasserformen zurück und
2. Der Anteil der afrikanischen (wärmeliebenden) Formen nimmt zu.

3 Es handelt sich dabei ganz überwiegend um Kalksinter (vgl. hierzu P. ROGNON, 1961). Nach den Beobachtungen von K. KAISER (freundl. mündl. Mitteilung) sollen daneben auch Kieselsinter vorkommen.

Wenig unterhalb dieser Stufe wurde das folgende, für die Sinterakkumulation typische Profil aufgenommen:

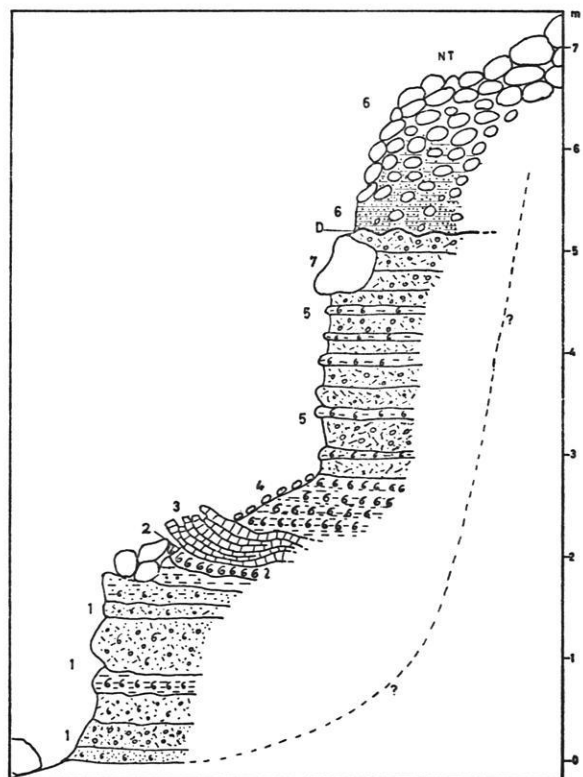


Fig. 1

- 1 Verbackene Feinschutt-Basisschichten, nach oben schluffreicher werdend,
 - 2 stark schneckenführender Schluffhorizont,
 - 3 harte, gefrittete Schluffbank,
 - 4 Schneckenreiche Schluffschichten; eine 14-C-Datierung der Schnecken schalen ergab ein Alter von 8180 ± 70 Jahren B. P. (Heidelberg, Nr. 2939-2357),
 - 5 Wechsel von verbackenen Schutt- und lockeren Schluffhorizonten,
 - D Diskordanz,
 - 6 lockere, an der Basis schwarzgraue Sand-Kies-Schotter-Akkumulation, nach oben in reine Sinterschotterakkumulation übergehend,
 - 7 eingebackener (angelagerter) Sinterblock,
- NT undeutlich ausgebildete Niederterrassen-Fläche.

Hier ist, infolge zunehmender Verbreiterung der Schlucht, die abschließende Grobakkumulation der HT-Akkumulation teilweise noch vorhanden. Anhand ihrer Reste läßt sich ein Talboden rekonstruieren, der sich in einem höheren Niveau als die Sinterakkumulation, aber ebenfalls völlig knicklos über die Stufe hinwegzieht.

Demnach verlief der in Lockersedimenten ausgebildete Talboden zur HT-Zeit an dieser Stelle glatt über eine hohe Stufe hinweg; allein das Gefälle nahm geringfügig zu. Der Talboden war außerdem erheblich breiter als das rezente, ins Anstehende eingeschnittene Fluß-

bett. Es müssen daher zu jener Zeit völlig andere Abflußverhältnisse geherrscht haben.

Von besonderem Interesse ist hierbei die 14-C-Datierung der Schnecken schalen des Mittelteils der Akkumulation, die ein Alter von 8180 ± 70 Jahren B. P. ergab.

4. Im weiteren Verlauf der Yebbigué-Schlucht wurde die Sinterakkumulation durch Erosion weitgehend ausgeräumt. Reste sind meist nur noch an der Einmündung von Nebenflüssen vorhanden, wo die Sinterbildung offenbar bevorzugt erfolgt war. Beispiele sind die Einmündung des Enneri Timi in 1250 m sowie eines kleinen linksseitigen Nebenflusses in 1050 m Höhe.

Daher ist die HT über größere Strecken als reine Schotterterrasse ausgebildet und läßt — zumindest äußerlich — nichts mehr von der erwähnten Dreigliedrigkeit erkennen. Aufschlüsse in dem unterhalb an die Schluchtstrecke anschließenden, gefällsarmen Talabschnitt (1000 m Höhe) zeigen jedoch wieder die für die HT-Akkumulation typischen Merkmale, wie gute Schichtung, sehr viel Feinschutt und Schluff.

Häufig liegt die Basis der HT-Akkumulation dicht über dem rezente Bett, was bedeutet, daß die zwischen OT-Akkumulation und HT-Akkumulation gelegene Erosionsphase etwa bis auf die Höhe des rezente Talbodens hinabreichte und folglich sehr kräftig war.

Die HT-Akkumulation läßt sich mit einer mächtigen Hangschuttdecke verknüpfen, die im folgenden als „ältere Hangschuttdecke“ bezeichnet werden soll (Abb. 4).

Von der Form her stellen die solche Schuttdecken tragenden Hänge annähernd Glatthänge dar (vgl. hierzu H. HAGEDORN, 1969, J. HÖVERMANN, 1967 b, und H.-J. PACHUR, 1970), die mit flachkonkavem Fuß in die Terrassenfläche der HT übergehen. Einen ganz ähnlichen Befund teilte G. JANNSEN (1970) aus dem 2000 bis 2500 m hoch gelegenen Gebiet des Tarso Voon im zentralen Tibesti-Gebirge mit. Vergleichbar hiermit sind auch die Befunde von B. GABRIEL (1970) aus dem Enneri Dirennao im westlichen Tibesti-Gebirge, wonach sich dort die „untere Oberterrasse“ mit einer mächtigen „älteren Schutthangeneration“ verzahnt. Wahrscheinlich entsprechen auch die von P. ROGNON (1967) aus dem Hoggar-Gebirge beschriebenen jüngsten Solifluktionshänge diesen Hängen, ungeachtet der Tatsache, daß sie vom Autor ins ältere Quartär gestellt und damit als viel älter angesehen werden.

Auf der Schotterschwemmebene im nördlichen Tieroko-Vorland konnte außerdem eine Verzahnung der HT-Akkumulation mit einer entsprechenden Schwemmfächerakkumulation nachgewiesen werden. Es handelt sich hierbei um die von D. BUSCHE (Aufsatz BUSCHE, S. 95 ff.) untersuchte „graue bis braunverwitterte Schwemmfächerakkumulation“.

Die Schlußfolgerung aus solchen Befunden kann daher nur sein, eine zur HT-Zeit gleichzeitige Bildung von Hangschuttdecken, Schwemmfächer-Akkumulationen und Talbodenakkumulationen großen Ausmaßes anzunehmen.

3.3 Die Niederterrasse (NT)

Die Niederterrasse als jüngste aller Flußterrassen weist eine durchschnittliche Sprunghöhe von 5 bis 7 m auf. Ihr Akkumulations-Körper ist meist nur 1 bis 2 m mächtig und besteht in der Regel aus groben, gut gerundeten, chaotisch gelagerten Schottern. Die Akkumulation ist nahezu unverwittert und zeigt keine Anzeichen einer Verfestigung. Weiterhin typisch ist ihre Lagerung auf einem stark erniedrigten HT-Sockel. Die Basis der NT-Akkumulation liegt daher in der Regel höher als das rezente Hochwasserbett; die Lagerung der Akkumulation, bezogen auf das rezente Bett, ist demnach hängend, was bedeutet, daß sie in die mächtige HT-Akkumulation eingeschachtelt ist (Abb. 5). Einen ähnlichen Befund teilte U. BÖTTCHER (1969) aus dem Oberlauf des Enneri Misky mit. Der Enneri Misky entwässert den Südteil des Tieroko-Massivs.

In diesem Zusammenhang sei auch die Untersuchung über die Zurundung von Schottern erwähnt, die H. G. MOLLE (1971) im Flußgebiet des Enneri Zoumri-Bardagué durchführte. Sie hatte zum Ergebnis, daß die Schotter der NT-Akkumulation, verglichen mit den Schottern der übrigen fossilen Akkumulationen sowie den Schottern des rezenten Bettes, die durchschnittlich beste Zurundung aufweisen. Da die NT des Enneri Zoumri-Bardagué aber der Form sowie dem Aufbau nach der NT des Enneri Yebbigué entspricht und ihr damit gleichgesetzt werden kann, ergibt sich bei einer

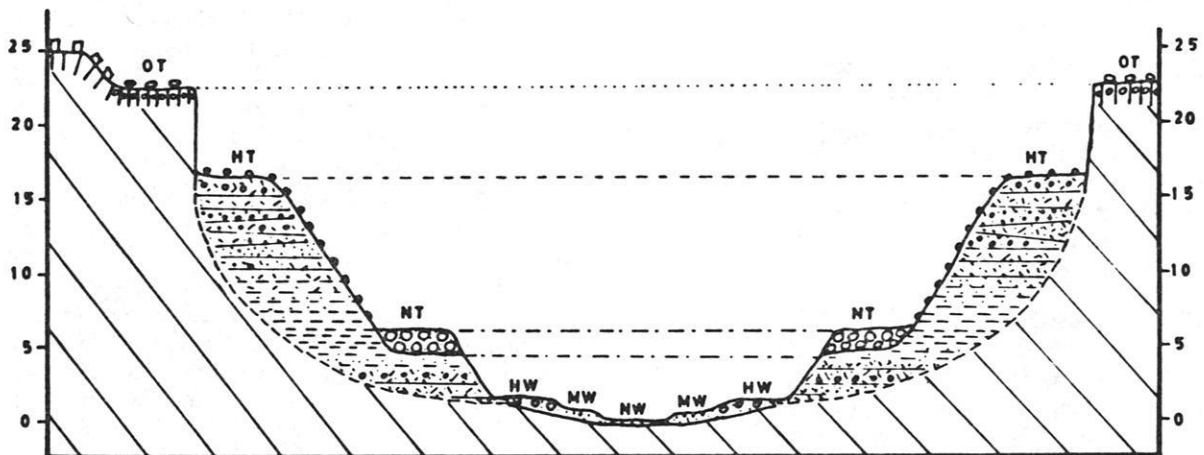
Übertragung des Feldbefundes vom oberen Enneri Yebbigué auf dieses Untersuchungsergebnis eine Deutung in dem Sinne, daß die NT-zeitlichen Gerinne zum überwiegenden Teil bereits vorgerollte Schotter einer älteren Akkumulation vorfanden, die dann infolge erneuten Transports nochmals zugerundet wurden.

Auf der Schotterschwemmebene im nordöstlichen Tieroko-Vorland konnte eine Verzahnung der NT-Akkumulation mit Schwemmfächern nachgewiesen werden. Diese sind aus kaum verwittertem Lockermaterial aufgebaut und als relativ schmale Streifen längs der Hauptschwemmfächergerinne ausgebildet. Nach D. BÜSCHE (S. 95 ff.) handelt es sich hierbei um die „jüngste Schwemmfächerakkumulation“.

Unsicher ist dagegen eine Verzahnung der NT-Akkumulation mit Hangschuttbildungen. Eine Phase verstärkter Schuttproduktion an den Hängen konnte zwar nachgewiesen werden; sie hatte aber bei weitem nicht das Ausmaß wie zur HT-Zeit. Gelegentlich ziehen sich die NT-zeitlichen Schwemmfächerstreifen entlang der Gerinne noch auf die unteren Teile von flacheren Hängen hinauf, so daß der Eindruck entsteht, als ob sich zumindest in diesem Bereich der Hänge die NT-zeitliche Hangformung im Sinne überwiegender Abspülung von vorhandenem Grobmaterial auf die vorhandenen Tiefenlinien konzentriert hat.

Vergleichbar mit diesen Hangschuttbildungen ist die „jüngere Schutthanggeneration“ im

IDEALPROFIL



LEGENDE

- OT-Talboden
- HT- und prä-HT-Talboden
- NT- und prä-NT-Talboden

- Schotter
- Kies Sand
- Feinschutt
- Schluff und Ton
- Rotbrauner Boden

Fig. 2

Enneri Dirennao im West-Tibesti (B. GABRIEL, 1970), welche auf die sog. „obere Mittelterrasse“ eingestellt ist, sowie die „Phase starker Hangschuttproduktion“ im Tarso-Voon-Gebiet im Zentral-Tibesti (G. JANNSEN, 1970), die mit der sog. „Niederterrasse“ korrespondiert.

In der folgenden Übersicht wird die Entstehung der jüngeren Flußterrassen kurz dargestellt:

1. Bildung der OT-Akkumulation, deren ursprüngliche Mächtigkeit anhand der wenigen noch vorhandenen Reste nicht bestimmt werden konnte. Die Terrasse besitzt im Schluchtbereich des oberen Yebbigué eine mittlere Sprunghöhe von 25 m.
2. Die nachfolgende OT-Zerschneidung erreichte etwa die Höhe des rezenten Talbodens.
3. Wahrscheinlich während der Zerschneidung entstand der mehr als 1 m mächtige, rotbraune Boden.
4. Danach setzte die Schüttung des HT-Körpers ein. Die dreigliedrige Akkumulation wurde, da klare Diskordanzen nicht nachgewiesen werden konnten, off. in einem Zuge gebildet. Die Terrassensprunghöhe beträgt 15 bis 17 m.
5. Es folgte erneut eine ausgeprägte Erosionsphase, in deren Verlauf die HT-Akkumulation bis auf etwa ein Viertel ihrer ursprünglichen Mächtigkeit zerschnitten wurde.
6. Danach setzte die von kräftiger Lateralerosion begleitete Schüttung der NT-Akkumulation ein. Die Terrasse besitzt eine Sprunghöhe von 5 bis 7 m.
7. Die nachfolgende Erosion dauert mit einer kurzen Unterbrechung bis zur Gegenwart an. Im Verlauf dieser Untersuchung wurde geringfügig akkumuliert, was zur Bildung eines nur wenig über der rezenten Hochwasserlinie gelegenen Subniveaus führte. B. GABRIEL (1970, 1972) deutete ein ähnliches Niveau im Enneri Dirennao im West-Tibesti als „Niederterrasse“.

Über die aus dem Mittelteil der HT-Akkumulation stammende ¹⁴C-Datierung, die ein Alter von 8180 ± 70 Jahren B. P. ergab, läßt sich das absolute Alter der gesamten Terrassenfolge ungefähr abschätzen. Demnach mußte in einem relativ kurzen Zeitraum von ungefähr 8000 Jahren die HT-Akkumulation bis zu ihrer endgültigen Mächtigkeit aufgeschüttet worden sein. Danach muß ihre Zerschneidung, die Schüttung der NT-Akkumulation und schließlich noch deren Zerschneidung erfolgt sein. Somit kann wahrscheinlich frühestens vor etwa 5000 Jahren B. P. mit dem Einsetzen der NT-Schüttung gerechnet werden. Die OT-Akkumulation und der rotbraune Boden lassen sich altersmäßig zwar nicht eingrenzen, können aber auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse nicht sehr viel älter als die HT-Akkumulation sein. Sie besitzen daher mit aller Wahrscheinlichkeit ein jungpleistozänes Alter.

4. Vergleich mit Terrassen-Stratigraphien aus anderen Teilen des Tibesti-Gebirges:

1. Ein Vergleich der oben dargestellten Terrassen-Abfolge mit der Stratigraphie des Misky-Tales im Süden des Tibesti-Gebirges (U. BÖTTCHER, 1969, P. ERGENZINGER, 1969) und des über 2000 m hoch gelegenen Tarso-Voon-Gebietes im zentralen Teil des Gebirges (G. JANNSEN, 1970) ergibt weitgehende Übereinstimmung. Auch hier wurden beispielsweise eine „Haupt-“ und eine „Niederterrasse“ festgestellt, deren Beschreibung mit den jeweiligen Terrassen des Yebbigué-Gebietes gut übereinstimmt.

2. Etwas abweichend davon werden die Verhältnisse im Zoumri-Bardagué-Gebiet im West-Tibesti dargestellt (D. JÄKEL, 1967, 1971, H. HAGEDORN und D. JÄKEL, 1969, H.-G. MOLLE, 1969, 1971, K. P. OBENAUF, 1967, 1971), wonach dort eine Hauptterrasse in der hier beschriebenen Form nicht existiert, eine Niederterrasse in der hier beschriebenen Form jedoch vorhanden ist. Anstelle einer Hauptterrasse wurde dort eine mächtige, 15 bis 20 m hohe Grobschotterterrasse („Oberterrasse“) und eine überwiegend aus Feinsedimenten, wie etwa Schluff und Seekreiden, bestehende Terrasse („Mittelterrasse“) festgestellt. Zwischen „Mittel-“ und „Oberterrasse“ bestehen eindeutige Diskordanzen (D. JÄKEL, 1971, H.-G. MOLLE, 1971).

Ungeachtet dieser abweichenden stratigraphischen Gliederung liegt aber auf Grund der Form, des Aufbaues, des Fossiliengehaltes (Schnecken⁴, Pollen⁵) und der bisherigen ¹⁴C-Datierungen⁶ ganz offensichtlich eine Übereinstimmung dieser „Mittelterrasse“ mit der Schluff- bzw. Sinterfazies der Hauptterrasse des Yebbigué-Gebietes vor. Ob allerdings die „Oberterrasse“ mit der unteren Grobschotterfazies der Yebbigué-Hauptterrasse übereinstimmt, ist fraglich. Mit Sicherheit entspricht sie aber nicht der dortigen Oberterrasse, die auf Grund ihrer Lage und Rotverwitterung älter sein muß.

3. Noch stärker abweichend ist die Terrassengliederung im Enneri Dirennao, einem rechten Nebenfluß des Enneri Bardagué (B. GABRIEL, 1970). Bei einem Vergleich mit der Terrassenstratigraphie des Enneri Yebbigué lassen sich aber folgende Zuordnungen erkennen: Der Haupt- und Nieder-Terrasse des Enneri Yebbigué entsprechen hier sehr wahrscheinlich zum Teil die „untere Oberterrasse“ und die „obere Mittelterrasse“. Die „Niederterrasse“ des Enneri Dirennao wäre dann ein Äquivalent zu dem bereits erwähnten, nur wenig über der rezenten Hochwasserlinie gelegenen Subniveau des Enneri Yebbigué, das dort als subrezent angesehen wird.

Ferner besteht eine offensichtliche Übereinstimmung der „unteren Mittelterrasse“ des Enneri Dirennao mit der „Mittelterrasse“ des Enneri Zoumri-Bardagué, sowie dem Mittelteil der Hauptterrasse bzw. der Sinterterrasse des Enneri Yebbigué. Sie enthält nämlich ein ähnliches Spektrum an Schneckenarten und Pollen und lieferte auch vergleichbare ¹⁴C-Datierungen.

5. Versuch einer klimatischen Interpretation

1. Die Entstehung des rotbraunen Bodens geht mit Sicherheit auf ein feuchteres Klima zurück, denn unter den gegenwärtigen fast ariden Verhältnissen ist die Bildung oder Erhaltung solcher Böden nachweislich an keiner Stelle im Gebirge möglich. Über das Maß der Feuchtigkeit, das für die Entstehung dieses Bodens notwendig war, läßt sich nichts Eindeutiges aussagen; über den Zeitraum nur soviel, daß er angesichts der Bodenmächtigkeit von bis zu 2 m vermutlich ziemlich ausgedehnt war.

Eine ähnliche „Rotverwitterung“ auf Hangschuttdecken beschreibt auch H.-J. PACHUR (1970) aus dem West-Tibesti. Über deren Bildung wird jedoch ebenfalls nur ausgesagt, daß sie in einer „feuchteren Klimaphase“ erfolgt sei.

4 Die von Prof. S. H. JAECKEL 1969 durchgeführten Schneckenuntersuchungen (siehe Literaturverzeichnis unter: U. BÜTTCHER, P.-J. ERGENZINGER, S. H. JAECKEL [†] und K. KAISER) ergaben beispielsweise für die Fundstellen des Enneri Baradgué unterhalb von Bardai (800 bis 1000 m) folgende durchschnittliche Verteilung:

1 a) SÜSSWASSER-FORMEN (holarktisch):
Armiger crista (17,1 %).

1 b) SÜSSWASSER-FORMEN (afrikanisch):
Valvata tilhoi (18,9 %), *Bulinus truncatus* (4,0 %), *Lymnaea natalensis* (1,1 %), *Biomphalaria pfeifferi* (3,2 %), *Anisus dallonii* (7,3 %) und *Segmentorbis angustus* (0,5 %). Daneben kommen die beiden Brackwasser vertragenden Formen: *Hydrobia peraudieri* (nordafrik.-mediterr., 33,1 %) und *Melanooides tuberculata* (afrik.-orientalisch, 13,5 %) vor.

2 a) LAND-FORMEN (holarktisch):
Vertigo antivertiga (0,3 %), *Vallonia pulchella* (0,7 %), *Zonitoides nitidus* (0,2 %) und *Euconulus fulvus* (0,1 %). Alle vier Landformen sind hygro- oder mesophil; afrikanische Landformen kommen nicht vor.

Im Vergleich zur Schottereschwemmebene südlich von Yebbi Bou und dem oberen Enneri Yebbigué (1350 bis 1500 m) kommen hier im Enneri Bardagué (800 bis 1000 m):

1. höhere Anteile an wärmeliebenden und
2. höhere Anteile an wasserlebenden Formen vor.

Ersteres läßt sich zwanglos mit der unterschiedlichen Höhenlage erklären, letzteres mit der geographischen Situation: So ist anzunehmen, daß sich im breiten Tal des Bardagué größere Stillwasserbereiche und Seen entwickeln konnten als im Oberlauf-Gebiet des Yebbigué.

5 Neben zahlreichen Nicht-Baumpollen konnten im Zoumri-Bardagué-Gebiet auch nennenswerte Mengen an Baumpollen nachgewiesen werden, wie z. B. *Betula*, *Alnus*, *Quercus*, *Juniperus*, *Pinus* (E. SCHULZ, 1970, zit. bei D. JÄKEL, 1971).

6 Die inzwischen zahlreichen 14-C-Datierungen aus der „Mittelterrasse“ des Bardagué-Zoumri-Gebietes liegen fast alle zwischen 7000 und 13 000 Jahren B. P. mit einem ausgeprägten Maximum bei 8000 Jahren B. P. Sie lassen sich daher gut mit der erwähnten 14-C-Datierung aus dem Mittelteil der HT-Akkumulation vom oberen Enneri Yebbigué vergleichen, die ein Alter von 8180 ± 70 Jahre B. P. ergab.

2. Dagegen können die klimatischen Bedingungen, die zur Bildung der HT-Akkumulation führten, recht gut rekonstruiert werden:

a) Die an mehreren Stellen, so beispielsweise im Tieroko in 1900 m Höhe, zu beobachtende gute Schichtung und meist auffällige Feinkörnigkeit des Materials lassen auf ein relativ schwaches, jährlich vielleicht mehrmaliges Abkommen schließen. Dies konnte aber nur bei überwiegend geringer Regenintensität möglich sein. Man kann daher durchaus annehmen, daß die Niederschläge ganz im Gegensatz zu heutigen Verhältnissen⁷ meist als Landregen fielen. Auch H. ZIEGERT (1969) vertritt beispielsweise diese Auffassung.

b) Der extrem hohe Anteil an eckigem Feinschutt sowie die Verzahnung der HT-Akkumulation mit mächtigen Hangschuttdecken, die nur durch kräftige, flächenhafte Schutt-Erzeugung und -Umlagerung entstanden sein können, lassen sich durch eine intensive winterliche Frostverwitterung, verbunden mit ausgeprägter Solifluktion, erklären. Hierzu ist aber neben großer Frostwechselhäufigkeit, wie sie rezent noch im Gebirge auftritt (W. D. HECKENDORFF, in diesem Heft), auch ein gewisses Maß an Feuchtigkeit notwendig, worauf besonders K. KAISER (1970) hinwies.

Es ist daher zu vermuten, daß die Regen zumindest teilweise, wenn nicht gar überwiegend, im Winterhalbjahr fielen und dann ihr Auftreten wahrscheinlich an nordwestliche Winde gebunden war. Das würde aber bedeuten, daß zu jener Zeit ein sogenanntes Nordpluvial existierte (vgl. hierzu G. JANNSEN, 1970, sowie P. ROGNON, 1967).

c) Ferner weisen auch die zahlreichen Fossilien des Mittelteils, wie beispielsweise Schnecken- und Schilfreste, auf generell feuchtere Klimabedingungen hin. Ihre Verbreitung deutet an, daß zeitweilig Sumpfbereiche und kleine, flache Seen vorhanden waren an Stellen, die heute völlig wasserlos sind, wie etwa auf der unteren Schottereschwemmebene. Sehr wahrscheinlich enthielt auch die gesamte Yebbigué-Schlucht zahlreiche kleine Seen, die durch verschilfte Flußabschnitte verbunden waren. Relikte davon finden sich heute noch südlich der Oase Yebbi Bou und bei der Oase Yebbi Souma⁸.

7 Heute fallen die Niederschläge ganz überwiegend als episodische Starkregen (W. D. HECKENDORFF, in diesem Heft) und bewirken ein ruckweises Abkommen, wodurch neben Sand und Kies auch sehr viele grobe Schotter transportiert werden.

8 Etwa 2 km südlich von Yebbi Bou tritt am Fuße der hier fast 50 m hohen Talbasaltwand eine stark schüttende Quelle aus, die ein bis zur Oase abkommendes, perennierendes Gerinne erzeugt. Das Flußbett ist fast auf der gesamten Länge mit Schilf (*Typha*) dicht bewachsen und weist an Übertiefungen kleine, langgestreckte Seen, sogenannte Gueltas, auf. Im Falle der Oase Yebbi Souma tritt das Grundwasser im Flußbett an die Oberfläche und erzeugt ein etwa 1 km langes perennierendes Gerinne. Wie bei Yebbi Bou sind auch hier mehrere Gueltas vorhanden.

d) Ebenfalls auf feuchtere, zugleich aber auch erheblich kühlere Klimabedingungen weisen die gewiß zum überwiegenden Teil autochthonen Pollen von *Betula*, *Alnus*, *Quercus*, *Juniperus* und *Pinus* aus dem Mittelteil hin. Besonders *Betula* und *Alnus* können als Anzeiger eines möglicherweise sogar kühlhumiden Klimas angesehen werden, was allerdings einen extremen Kontrast zum heutigen trockenheißen Klima bedeuten würde. Nach Ansicht von E. SCHULZ (1970), der mehrere Pollenproben aus dem Tibesti-Gebirge und dessen Vorland untersucht hat, lassen sich für jene Zeit am ehesten Klimaverhältnisse von im weiteren Sinne mediterranem Charakter annehmen.

Eine Klimahypothese zu erstellen, ist besonders deshalb schwierig, weil sie sich nicht ohne weiteres auf das Gebirge als Ganzes anwenden läßt. Die heutigen Niederschlagsverhältnisse zeigen beispielsweise eine rasche Abnahme von der Hochregion zu den tieferen Gebirgslagen der Nordabdachung hin, was dazu führt, daß die Hochregion noch als semiarid gelten kann, die tieferen Gebirgslagen der Nordabdachung unterhalb 900 m und insbesondere das nördliche Vorland jedoch bereits als hocharid gelten müssen. Eine allein schon durch die Feuchtigkeitsabstufung hervorgerufene Gliederung des Gebirges in verschiedene Höhenzonen (H. HAGEDORN, 1969, J. HÖVERMANN, 1967 a, b) hat aber mit Sicherheit auch unter allen Vorzeitklimaten existiert. Es ist daher gut möglich, daß wir zur HT-Zeit in der über 2000 m hoch gelegenen Hochregion fast humide, im 700 bis 800 m hoch gelegenen Vorland dagegen nur semiaride Klimaverhältnisse hatten.

Eine gewisse Bestätigung dieser Hypothese liefern die Untersuchungsergebnisse von P. ERGENZINGER (1968) von dem mit seinen Rändern 2500 m hoch gelegenen Trou au Natron (Caldera) im West-Tibesti, wonach in der Zeit vor etwa 13 000 Jahren B. P. auf dessen 5x5 km großem Boden ein maximal 500 m tiefer See stand. Heute bildet sich nur noch nach stärkeren Regenfällen ein sehr flacher See auf dem ansonsten trockenen Boden des Trou au Natron aus.

3. Völlig andere klimatische Bedingungen müssen dagegen zur Zeit der NT-Akkumulation geherrscht haben. Die Akkumulation, obwohl nur geringmächtig, besteht ganz überwiegend aus groben, gut gerundeten und chaotisch gelagerten Schottern, die im Durchschnitt erheblich größer sind als die Schotter des rezenten Bettes. Daraus kann auf ein, gemessen an HT-zeitlichen sowie an heutigen Bedingungen viel kräftigeres Abkommen und damit auf stärkere Regenfälle geschlossen werden. Da aber die gegenwärtigen Regen, wenn überhaupt, meist in Form sommerlicher, gewittriger Starkregen fallen, liegt die Annahme nahe, daß sie zur NT-Zeit ebenfalls als solche Starkregen fielen, nur eben bedeutend intensiver. Hierfür spricht auch die weitgehende Übereinstimmung der NT-Sedimente mit denen der rezenten Talböden, die ebenfalls aus Sand, Kies und Schotter bestehen und keinerlei Fossilien enthalten.

Für die Annahme von Klimabedingungen zur NT-Zeit, die den heutigen etwa vergleichbar sind, sprechen außerdem zahlreiche Befunde (Seeablagerungen, Skelettfunde sudanischer Großtiere) aus der südlichen Sahara, wonach deren Südgrenze in einer etwa zwischen 5000 und 3000 Jahren B. P. gelegenen und als „neolithische Feuchtpfase“ (H. FAURE, 1966, R. MAUNY, 1956) bezeichneten Zeit um einige 100 km nach Norden verschoben war. Dies würde bedeuten, daß die sommerliche Monsunfront erheblich weiter nach Norden vorrückte, als dies heute der Fall ist (Südpluvial) und insbesondere der Hochregion des Tibesti-Gebirges viel intensivere, wahrscheinlich auch regelmäßige Starkregen in Form einer kurzen Regenzeit brachte.

Für die Annahme eines solchen Südpluvials, das im übrigen auch G. JANNSEN (1970), P. ROGNON (1967) u. a. vermuten, spricht noch die weitere Beobachtung, daß eine nennenswerte Hangentwicklung zur NT-Zeit offenbar nicht vorhanden war. Wahrscheinlich spielte die winterliche Frostverwitterung und damit verbunden Solifluktion, im Gegensatz zur HT-Zeit, keine oder nur eine geringe Rolle.

6. Zum Problem Erosion / Akkumulation

Die bisher dargestellten Befunde sagen aus, daß feuchtere Klimabedingungen (bezogen auf die gegenwärtigen Verhältnisse) in der Vergangenheit in allen Höhenzonen des zwischen 1000 m und etwa 3000 m Höhe gelegenen Untersuchungsgebietes auf den Talböden stets zur Akkumulation führten. Auf diese Weise entstanden die HT-Akkumulation und die NT-Akkumulation.

Die jeweils zwischengeschalteten kräftigen Erosionsphasen, in deren Verlauf die Talbodensedimente zu Terrassen zerschnitten wurden, können folglich nur trockeneren Klimaphasen vom Typ etwa des gegenwärtigen, fast ariden Klimas zugeordnet werden. Für diese Annahme spricht im wesentlichen die Beobachtung, daß gegenwärtig im Tibesti-Gebirge oberhalb einer ungefähren Höhengrenze von 1000 m die linienhafte Zerschneidung dominiert, wobei allerdings in Höhen über 2000 m flächenhafte Formungsprozesse eine zunehmende Bedeutung gewinnen (H. HAGEDORN, 1969, J. HÖVERMANN, 1967 b).

Unterhalb von etwa 1000 m Höhe wird jedoch gegenwärtig auf den Talsohlen der großen Flüsse akkumuliert. Dies ergaben Untersuchungen über die Abflußverhältnisse des Enneri Bardagué bei Bardai (G. JANNSEN, 1969) und weiter flußabwärts (D. JÄNKEL, 1967) sowie eigene Beobachtungen im Enneri Yebbigué, wo in 1000 m Höhe Akazienbäume teilweise bis zur Krone in rezenten Talbodensedimenten stecken und offenbar noch weiterhin kräftig eingesedimentiert werden.

Es ist somit offensichtlich, daß die Akkumulation auf diesen Talböden gegenwärtig im Sinne einer rückschreitenden Akkumulation weiter gegen die höheren Bereiche des Gebirges vorrückt und damit die Untergrenze

des Erosionsbereiches nach oben verschiebt. Dies kann aber mit einem ständig schwächer werdenden und weniger weit reichenden Abkommen der Flüsse erklärt werden, was wiederum auf ein Nachlassen der Starkregenfälle und damit auf eine allgemeine Zunahme der Aridität zurückgeführt werden kann.

In der Tat erreichen gegenwärtig die großen Flüsse, wie das Enneri Bardagué oder das Enneri Yebbigué beim Abkommen nur noch selten ihre am Gebirgsrand gelegenen Endpfannen (D. JÄKEL, 1971), was auf eine außerordentlich geringe Transportkraft in den Unterläufen dieser Flüsse schließen läßt. Ihre Sedimentationsräume liegen demnach heute weitgehend innerhalb des Gebirges. Eine Zunahme der Transportkraft, wie sie durch ein stärkeres Abkommen bewirkt werden kann, müßte daher in diesen Bereichen zur Einschnidung führen. Verallgemeinert würde das bedeuten, daß höhere Niederschläge, also ein Humiderwerden des Klimas im Tibesti-Gebirge, in den Unterläufen der großen Flüsse Erosion, ein Ariderwerden des Klimas dagegen Akkumulation zur Folge hätte (D. JÄKEL, 1967, K. P. OBENAUF, 1967, 1971).

Entgegengesetzt sind die Verhältnisse oberhalb etwa 1000 m Höhe. Hier wird gegenwärtig in den Tälern kräftig erodiert, während die Aufschüttung der Terrassensedimente eindeutig unter feuchteren Klimabedingungen erfolgte. Diese Aufschüttung erfolgte aber nicht, wie die gegenwärtige in den Unterläufen, von unten her, sondern von oben her, d. h. sie rückte beim Humiderwerden des Klimas von der Hochregion aus gegen die schluchtartigen Talmittel- und schließlich auch Talunterläufe vor. Hierbei spielte die Zunahme der Verwitterung und Hangabtragung in der Hochregion die entscheidende Rolle⁹. Auf diese Weise, also im Sinne einer von der Hochregion ausgehenden Vorschüttung, entstanden die bis mindestens zum Gebirgsrand durchgehend zu verfolgenden Akkumulationen der Haupt- und Niederterrasse (U. BÖTTCHER, 1969). Verglichen damit ist die gegenwärtige Aufschüttung von Feinsedimenten in den Unterläufen sehr gering. Es wäre daher unzutreffend, von einer gegenwärtigen Akkumulationsphase im gesamten Tibesti-Gebirge zu sprechen.

Gestützt wird diese Aussage noch durch den Befund, daß die zahlreichen kleinen Nebenflüsse der Unterläufe großer Flüsse in der Regel Erosionsbetten besitzen, sofern sie nicht vom Hauptfluß her aufgestaut oder in Vorlandnähe bereits äolisch eingesandet werden. Dies deutet darauf hin, daß auch in tieferen Gebirgslagen heute die Tendenz zu linearer Zerschneidung vorhanden ist. Folglich sind die großen Flüsse, in denen hier nach-

weislich die Tendenz zur Akkumulation besteht, nicht repräsentativ für die gesamte fluviale Formung in diesem Bereich.

Unter den gegenwärtigen fast ariden Klimaverhältnissen dominiert demnach im gesamten Gebirgsbereich — mit Ausnahme der Unterläufe größerer Flüsse — die fluviale Erosion, sofern sie nicht, wie in tiefen Gebirgslagen durch äolische Prozesse (Einsandung) und in hohen Gebirgslagen durch solifluidale Prozesse (flächennahe Schuttbewegungen größeren Ausmaßes), überlagert beziehungsweise ganz verhindert wird.

Flächenhaft wirksame Prozesse sind also gegenwärtig nur in hohen Gebirgslagen von Bedeutung, während sie in allen übrigen Gebirgsbereichen gegenüber der linienhaft wirksamen Erosion völlig zurücktreten. Der Hauptteil des Gebirges befindet sich daher, was die Hangabtragung betrifft, in einem Zustand weitgehender Formungsruhe (vgl. hierzu J. HOVERMANN, 1967 b). Demnach könnte die gegenwärtige trockene Klimaperiode, die im Vergleich zu früheren Feuchtzeiten eine Interpluvialzeit darstellt, durchaus im Sinne von H. ROHDENBURG (1970) als „morphodynamische Stabilitätszeit“ interpretiert werden.

Im großen Stil reliefgestaltende Formungsprozesse, wie etwa eine intensive Hangabtragung, traten zumindest im Bereich des oberen Enneri Yebbigué zuletzt während der Periode der HT-Akkumulation auf, worauf die bis in tiefere Gebirgslagen herabreichenden HT-zeitlichen Schutthänge hinweisen. Infolgedessen könnte diese Periode, die bedeutend feuchter war als der gegenwärtige Klimaabschnitt, und somit eine Pluvialzeit darstellte, entsprechend als „morphodynamische Aktivitätszeit“ (H. ROHDENBURG, 1970) interpretiert werden.

Die Phase der Bildung der NT-Akkumulation mag in diesem Schema eine Mittelstellung einnehmen, obwohl die nachweislich schwachen Hangprozesse zu jener Zeit eher auf einen Zustand überwiegender Reliefstabilität hindeuten.

Für die zwischen HT-Akkumulation und NT-Akkumulation sowie wahrscheinlich auch für die zwischen OT-Akkumulation und HT-Akkumulation gelegenen Erosionsphasen könnte man dann, analog zu gegenwärtigen Verhältnissen, ebenfalls interpluvialzeitliche Bedingungen und damit eine „morphodynamische Stabilitätszeit“ annehmen.

7. Zusammenfassung

In dem zwischen 1000 m und 2910 m Höhe gelegenen Untersuchungsgebiet wurden drei verschiedene Flußterrassen unterschieden: Oberterrasse (OT), Hauptterrasse (HT) und Niederterrasse (NT), wobei diese die jüngste ist. Die Terrassen besitzen durchschnittliche Sprunghöhen von etwa 25 m (OT), 15 bis 17 m (HT) und 5 bis 7 m (NT).

⁹ Zu ganz ähnlichen Ergebnissen kamen L. B. LEOPOLD, W. W. EMMETT und R. M. MYRICK (1966) im semiariden Westen der USA (Neu Mexiko): Sie stellten fest, daß die Akkumulation in einem Flußsystem stets von einer erheblichen Zunahme der Denudation („sheet erosion“) auf allen Hängen, insbesondere den flacheren Hängen im Wasserscheiden-Bereich, verursacht wird.

Ihre Akkumulationskörper haben folgenden Aufbau: Die OT-Akkumulation ist nur noch in wenigen Resten vorhanden. Ihre stark verwitterten Schotter liegen immer in einem rotbraunen Boden.

Die sehr gut erhaltene HT-Akkumulation besitzt einen dreigliedrigen Aufbau mit Schottern an der Basis, darüber Schluffen und bodenähnlichen Bänken und abschließend wieder einer Schotterakkumulation. Die Schluffe enthalten zahlreiche Fossilien. Sie gehen beim Beginn der Yebbigué-Schlucht unvermittelt in eine Sinterakkumulation über, die sich knicklos über zwei hohe Stufen hinwegzieht. Eine ^{14}C -Datierung von Schneckenschalen aus dem Mittelteil der Sintersedimente ergab ein Alter von 8180 ± 70 Jahren B. P.

Die NT-Akkumulation ist geringmächtig. Sie besteht überwiegend aus gutgerundeten Schottern, die diskordant auf einem stark erniedrigten HT-Sockel ruhen.

Die klimatische Interpretation der Terrassen ergab, daß sowohl die HT- als auch die NT-Akkumulation unter feuchteren Klimabedingungen (bezogen auf die gegenwärtigen) entstanden sind. Für die Entstehung der HT-Akkumulation wurde ein sog. Nordpluvial mit einem Niederschlagsregime, das von dem gegenwärtigen verschieden war (meist Landregen), angenommen; für die Entstehung der NT-Akkumulation wurde dagegen ein sog. Südpluvial vermutet, in dem eine der heutigen vergleichbare Niederschlagsverteilung herrschte (sommerliche Starkregen).

Die Erosionsphasen waren, zumindest in meinem Arbeitsgebiet, dagegen an trockenere Klimabedingungen vom Typ etwa der gegenwärtigen gebunden (Interpluvialzeiten). Dies gilt für den Bereich oberhalb 1000 m Höhe, während unterhalb dieser Höhengrenze etwas andere Verhältnisse herrschen. Dort wird gegenwärtig, zumindest in den Unterläufen größerer Flüsse, akkumuliert. Dies wird aber nicht als allgemeine Akkumulationsphase für das gesamte Gebiet gedeutet.

Die Pluvialzeiten, in denen eine gleichzeitige Bildung von Hangschuttdecken, Schwemmfächer- und Talbodenakkumulationen erfolgte, wurden in Anlehnung an H. ROHDENBURG (1970) als „morphodynamische Aktivitätszeiten“, die Interpluvialzeiten, in denen diese Akkumulationen zerschnitten wurden, dagegen als „morphodynamische Stabilitätszeiten“ bezeichnet.

Résumé

Les recherches dans la région centrale du Tibesti, située à une hauteur entre 1000 m et 2910 m, ont mené à une distinction de trois terrasses fluviales: Terrasse haute („Oberterrasse“, OT), terrasse principale („Hauptterrasse“, HT) et terrasse basse („Niederterrasse“, NT); celle-ci est la plus jeune. Les hauteurs majeures des terrasses au dessus du lit récent sont de 25 m (OT), 15—17 m (HT) et de 5—7 m (NT).

Les corps d'accumulation ont la structure suivante:

L'accumulation de la OT ne se montre plus qu'en quelques restes. Ses conglomérats fortement altérés se trouvent toujours dans un sol rouge brun.

L'accumulation de la HT, qui est bien conservée, se divise en trois parties superposées: à la base des conglomérats et des galets, ensuite une série de limons et des bancs semblable à des sols, enfin une autre série de conglomérats et de galets. Les limons contiennent de nombreux fossiles. Au début de la gorge de l'enneri Yebbigué les limons passent sans transition à une accumulation de travertin, qui passe par deux hautes échelons. Une datation à la méthode de ^{14}C de coquilles d'escargot, pris de la partie centrale des travertins, fixait leur âge à 8180 ± 70 ans B. P.

L'accumulation de la NT est peu épaisse. Elle consiste surtout de conglomérats bien arrondis, qui sont discordant sur un socle de HT fortement baissé.

L'interprétation climatologique des terrasses a montré que les accumulations de la HT et la NT doivent être formées sous un climat plus humide que le présent. L'accumulation de la HT devrait avoir eu lieu à l'époque d'un soi disant pluvial nord, avec un régime de précipitations différant de celui d'aujourd'hui (le plus de pluie généralisée). On suppose que l'accumulation de la NT s'est formée à l'époque d'un soi disant pluvial sud avec une distribution des précipitations comparable à la situation actuelle (de fortes averses en été).

Les phases d'érosion, au moins dans la région en question, étaient liées à un climat plus aride, comparable aux conditions actuelles (temps interpluviaux). C'est valable pour le secteur au dessus de 1000 m. Au dessous d'une altitude de 1000 m, les circonstances sont différentes: Ici on trouve une accumulation actuelle au moins dans les courses inférieures des grands fleuves (Enneris). L'auteur n'interprète pas ce fait comme une phase d'accumulation générale dans le Tibesti.

Conformément à H. ROHDENBURG (1970) on a appelé „morphodynamische Aktivitätszeiten“ les temps pluviaux, qui sont caractérisés par une formation parallèle de couches de débris sur les pentes, de pédiments d'accumulation et d'accumulations au fond des vallées, de même „morphodynamische Stabilitätszeiten“ les temps interpluviaux, au cours desquels ces accumulations ont été découpés.

Summary

Studies in the East Central Tibesti Mts. between 1000 m and 2950 m above sea-level have revealed three generations of river terraces: an Upper Terrace (Oberterrasse, OT), a Principal Terrace (Hauptterrasse, HT) and a Lower Terrace (Niederterrasse, NT), the last one being the youngest. Only a few relics remain of the OT-accumulation. The rather weathered pebbles are imbedded in a red-brown soil.

The well-preserved HT-accumulation has a tripartite structure, with pebbles and coarse angular particles at its base, silt and soil-like layers in the middle section and another pebble-accumulation on top. The silt layers contain numerous fossils. At the head of the Yebbigué gorge they are replaced by a synchronous sinter-accumulation, the relics of which can be traced

across two vertical falls in the present (exhumed) riverbed almost without change of gradient. A ^{14}C -analysis of snail shells taken from the middle section of the sinter sediment yielded an age of 8180 ± 70 y. b. p.

The thin body of the NT-terrace is built up of well-rounded and possibly reworked pebbles resting on the considerably lowered bedrock-base of the HT-terrace. A climatic interpretation of the terraces showed that both the HT- and the NT-terraces were accumulated under more humid conditions (humid as compared to the present dry climate). A so-called cool Northern Pluvial with most low-intensity winter-rainfalls is postulated for the HT-accumulation, whereas a Southern Pluvial with precipitation distribution similar to that of today (heavy summer rainstorms) is thought to be responsible for the building of the NT-accumulation.

The intervening erosional phases seem to be related to drier climatic phases, similar to the present one (interpluvial periods). This is true for the region above 1000 m altitude, whereas in the lower parts of the mountains all major rivers are upgrading their beds. The latter observation is not taken to prove a general phase of accumulation for the whole mountain region.

The pluvial periods with their simultaneous development of debris covers on slopes, alluvial fans, and bodies of accumulation in the valley-bottoms are „morphodynamische Aktivitätszeiten“ in agreement with ROHDENBURG's (1970) terminology, whereas the inter-pluvial phases with their predominance of linear dissection are regarded as „morphodynamische Stabilitätszeiten“.

Literaturverzeichnis

- BÖTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des Enneri Misky (Südtibesti). — Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 7-21, Berlin.
- BÖTTCHER, 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, H. 2, S. 182-234.
- BUSCHE, D. (1972): Untersuchungen an Schwemmfächern auf der Nordabdachung des Tibestigebirges, République du Tchad. Berliner Geogr. Abh., H. 16, S. 95-104, Berlin.
- 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.
- ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. — Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, S. 412-427, Wiesbaden.
- FAURE, H. (1966): Evolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. — Quaternaria, 8, S. 167-175.
- GABRIEL, B. (1970): Die Terrassen des Enneri Dirennao — Beiträge zur Geschichte eines Trockentales im Tibesti-Gebirge. — Dipl.-Arbeit am II. Geogr. Inst. d. FU-Berlin, 93 S., Berlin.
- GABRIEL, B. (1972): Terrassenentwicklung und vorgeschichtliche Umweltbedingungen im Enneri Dirennao (Tibesti, östliche Zentralsahara). — Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 113-128.
- 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.
- HAGEDORN, H. (1971): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. — Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 11, 251 S.
- 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.
- HECKENDORFF, W. D. (1972): Zum Klima des Tibesti-Gebirges. — Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 123 ff. Berlin.
- HÖVERMANN, J. (1967 a): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 7-10, Berlin.
- HÖVERMANN, J. (1967 b): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. — Les congrès et colloques de l'Université de Liège, Vol. 40. L'Evolution des versants, S. 139-156, Liège.
- JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. — Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 39-49, Berlin.
- 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.
- 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, Berlin.
- JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). — Berliner Geogr. Abh., Heft 9, 36 S., Berlin.
- 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, Dietrich Reimer, Berlin.
- LEOPOLD, L. B.; EMMETT, W. W. and MYRICK, R. M. (1966): Channel and Hillslope Processes in a Semiarid Area New Mexico. — Geological Survey Professional Paper 352-G, Washington, p. 191-253.
- MAUNY, R. (1956): Préhistoire et Zoologie: La grande „Faune Ethiopienne“ du Nord-Ouest africain du Paléolithique à nos jours. — Bull. Inst. Franç. Afr. Noire, XVIII, A, p. 246-279.
- MOLLE, H. G. (1969): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). — Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 23-31, Berlin.
- MOLLE, H. G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). — Berliner Geogr. Abh., Heft 13, 53 S., Berlin.
- OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. — Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 27-37, Berlin.
- OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nema Yesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. — Berliner Geogr. Abh., Heft 12, 70 S., Berlin.
- PACHUR, H. J. (1970): Zur Hangformung im Tibestigebirge (République du Tchad). — Die Erde, Jg. 101, H. 1, S. 41-54, de Gruyter, Berlin.
- ROGNON, P. (1961): Les types d'encroûtements calcaires dans les vallées du Nord de l'Atakor. — Bull. de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord, T. 52, p. 94-103, Alger.
- ROGNON, P. (1967): Climatic Influences on the African Hoggar During the Quaternary, Based on Geomorphologic Observations. — Ann. of the Ass. of Americ. Geogr., Vol. 57, No. 1, S. 115-127.
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 21, S. 81-96.
- SCHULZ, E. (1970): Bericht über pollenanalytische Untersuchungen quartärer Sedimente aus dem Tibesti-Gebirge und dessen Vorland. — Manusk. am Geomorph. Lab. der FU Berlin, Berlin.
- VINCENT, P. (1963): Les Volcans Tertiaires et Quaternaires du Tibesti Occidental et Central (Sahara du Tchad). — Mém. Bureau Rech. Géol. et Min. 23, Paris.
- ZIEGERT, H. (1969): Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturenfolge in der zentralen Sahara. 164 S., Steiner, Wiesbaden.

Abb. 1 Blickrichtung flußauf in das Innere der Nebencaldera des Tie-roko-Massivs (Standort in etwa 1900 m Höhe). — Das Flußbett (Vordergrund) enthält hier sehr viel groben Schutt, daneben Kies und Grobsand. Es zeigt keine klare Gliederung in Hoch- und Niedrigwasserbett, was auf heftiges Anastomosieren während des Abkommens schließen läßt. Das Gefälle beträgt etwa 6 ‰.

Die HT-Akkumulation (linke obere Bildhälfte) dagegen besteht aus viel feinerem Material, das eine sehr regelmäßige Schichtung erkennen läßt. Die Akkumulation ruht auf einem etwa 4 m hohen Sockel aus Basalt, der auch im Vordergrund rechts auf dem Bild als schwarze Masse in Erscheinung tritt. Die Sprunghöhe der HT beträgt hier etwa 30 m.

Im Hintergrund ist die etwa 500 m hohe Wand der Caldera erkennbar, an deren Fuß noch die Reste der HT-zeitlichen Schutthänge vorhanden sind. Diese laufen als flachkonkave Schuttstreifen auf die HT-Fläche aus. (Aufn. J. Grunert, Januar 1967)



Abb. 2 Unteres Ende der Schotterschwemmebene, etwa 200 m oberhalb des Einschnitts der Yebbigué-Schlucht (1500 m Höhe). — Der etwa 80 cm hohe Aufschluß in der hier sehr niedrigen HT-Akkumulation zeigt folgende Gliederung: An der Basis der Akkumulation ist splittiger Schutt erkennbar, der nach oben zunehmend feiner wird und allmählich in eine bodenähnliche Bank übergeht (Farbe: grau-bräunlich). Darüber (doppelte Länge des Hammers) folgt eine Bank, die äußerlich stark verkrustet ist (Farbe: hellgrau-rötlich, innen jedoch dunkelgrau). Im frisch gegrabenen Aufschluß läßt sie einen Aufbau aus wenigen, undeutlich gegeneinander abgegrenzten Schluffschichten erkennen, deren oberste ausgesprochene Seekreideähnlichkeit besitzt. Es zeigt sich weiterhin, daß diese verkrusteten Schichten, die diskordant auf der bodenähnlichen Bank aufzuliegen scheinen, ebenfalls nur undeutlich gegen diese abgesetzt sind. Der Verlauf der äußerlich scheinbar vorhandenen Diskordanz entspricht etwa der Höhe der rezenten Hochwasserlinie, oder zumindest der Obergrenze der rezenten Spritzzone. Der untere Teil der Akkumulation wird daher beim Abkommen des Flusses angegriffen und zurückverlegt, wodurch der obere Teil allmählich überhängend wird und dann in Brocken abbricht (siehe Hintergrund rechts).

(Aufn. J. Grunert, Januar 1967)

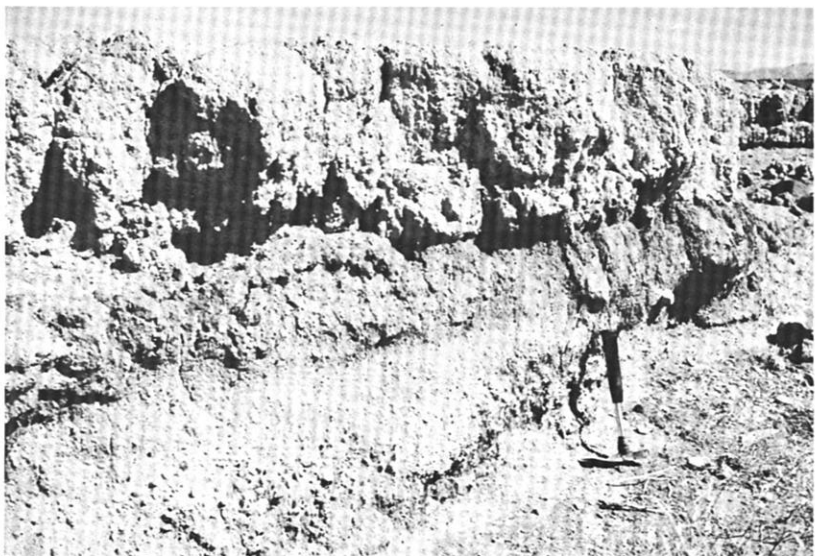


Abb. 3 Schlucht des Enneri Yebbigué, 5 km südlich von Yebbi Bou (1400 m Höhe). Blick schräg von unten auf die überhängende Wand der an dieser Stelle etwa 8 m hohen Sinterakkumulation. — Diese setzt sich hier überwiegend aus feinem, fest zusammengesintertem Schutt und Kies zusammen, enthält aber auch reine, fossilienreiche Schluffbänke. Deutlich erkennbar sind die tropfsteinähnlichen Formen am oberen Bildrand, die bei Regenfällen rezent noch weitergebildet werden.

(Aufn. J. Grunert, Januar 1967)

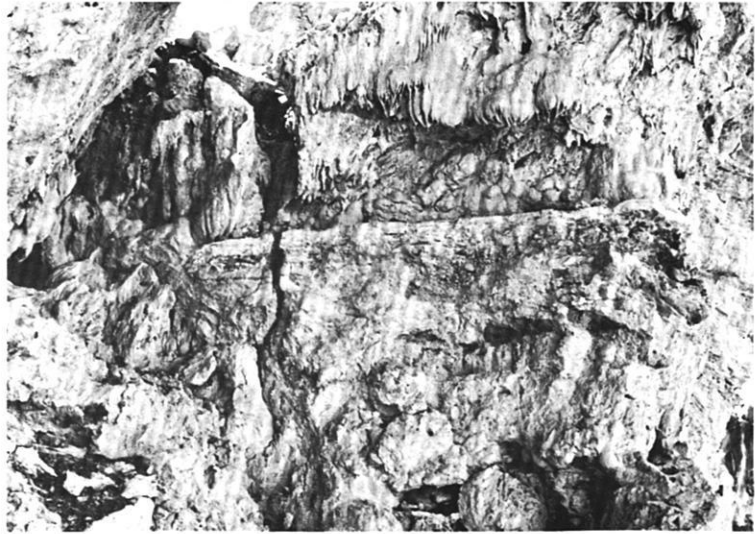


Abb. 4 Yebbigué-Tal, etwa 5 km unterhalb von Yebbi Souma (1150 m Höhe). — Die leicht zur Talmitte hin abfallende HT-Fläche im Vordergrund ist von zahlreichen schlecht gerundeten Schottern bedeckt, die in einer Decke aus feinem Schutt stecken. Der gegenüberliegende Talhang zeigt einen bereits stark zerstörten, zumindest teilweise HT-zeitlichen, also fossilen Schuttang. Die Fossilität des gesamten Hanges läßt sich besonders gut mit dem links im Bild erkennbaren dreiecksförmigen Hangrest belegen, der an seinem oberen Ende durch einen breiten Einschnitt vom höherliegenden Hang abgetrennt ist. Gegenwärtig wird der Hang noch weiter zerschnitten, wie das Gerinne im Mittelteil des Bildes erkennen läßt. Es ist daher offensichtlich eine Tendenz zur allgemeinen Reliefverteilung vorhanden.

(Aufn. J. Grunert, Januar 1967)



Abb. 5 Schlucht im Tieroko-Massiv, etwa 1 km oberhalb der Ausmündung auf die Schotterschwemmebene, Blickrichtung flußab (1750 m Höhe). — Das im Querprofil nahezu ebene Flußbett grenzt scharf an den fast senkrechten HT-Prallhang (links im Bild). Die aus relativ feinem Material aufgebaute, gut gebankte und stark verfestigte HT-Akkumulation wird in etwa 4 m Höhe von groben, gut gerundeten Schottern diskordant überlagert. Diese bilden ein Paket von etwa 2 m Mächtigkeit und stellen die NT-Akkumulation dar. Die über diesem Schotterpaket ausgebildete Fläche (Sprunghöhe 6 m) ist die NT-Fläche.

(Aufn. J. Grunert, Januar 1967)



Emi Koussi - Tibesti: Eine topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara

von BRUNO MESSERLI, MAX ZURBUCHEN, DANIEL INDERMÜHLE

1. Grundlagen und Problemstellung

Das höchste Massiv des Tibesti und der gesamten Sahara ist der gewaltige Vulkanbau des Emi Koussi, dessen Kubatur auf rund 2500 km³ geschätzt wird (GEZE, 1957). In seiner Fußzone auf 500 bis 800 m Höhe hat er einen Durchmesser von 60 bis 80 km, in seiner Gipfelzone auf 3100 bis 3400 m beträgt der Durchmesser der imposanten Einbruchscaldera 10 bis 13 km (Abb. 1). Diese läßt sich deutlich in zwei Stockwerke gliedern: Eine primäre oder externe Caldera mit einer Bodenhöhe von 3000 m, die nur noch im Nordteil erkennbar ist, und eine sekundäre oder interne Caldera mit einer Bodenhöhe von 2900 m, die vom Zentrum zum Südteil langsam ansteigt. Zahlreiche junge Sekundärkegel sind über die gesamte Gipfelzone verstreut. In der Caldera haben sich drei Explosionskrater eingetieft, wovon der bedeutendste der Era Kohor mit seinem Salzsee auf rund 2650 m ist (Abb. 2). Die gesamte Caldera hinterläßt jedem Besucher einen gewaltigen Eindruck, der wohl durch die Vielfalt an Kleinformen in der Einheit der Großform bedingt ist (Abb. 1 und 2).

In der Tibesti-Literatur spielt der Emi Koussi eine bedeutende Rolle, sowohl in der Entdeckungs- wie in der Erforschungsphase. Am 14. September 1916 betrat der französische Oberst TILHO als erster Europäer diesen Gipfelraum, fertigte eine erste Skizze der Caldera an (Abb. 3), maß den höchsten Punkt der Sahara ein und hielt seinen Eindruck auf dem nördlichen Calderarand in seinem Tagebuch folgendermaßen fest: „... as I stood on it, there lay before my eyes, for the first time, the mysterious Tibestian chains that no explorer had ever gazed on yet in their majestic entirety“ (TILHO, 1920, S. 173). Nach weiteren topographischen Verifikationen durch verschiedene Mitarbeiter und Nachfolger Tilhos folgten vor und nach dem zweiten Weltkrieg zahlreiche größere wissenschaftliche Expeditionen, von denen wir nur die wichtigsten aufzählen: Mission au Tibesti 1930-31 unter der Leitung von DALLONI, die alle Forschungsbereiche umfaßte (DALLONI, 1934), mission de reconnaissance géologique et minière 1954 bis 1957 (WACRENIER, 1958), mission botanique au Tibesti 1956 (QUEZEL, 1958), mission volcanologique 1956-57 (GEZE, HUDELEY, VINCENT, WACRENIER, 1957, 1959) usw. Alle diese Expeditionen haben den Emi Koussi erreicht, seine geologisch-vulkanologische Schlüsselstellung erkannt oder seine hochinteres-

sante endemische Flora im Zentrum der Sahara bearbeitet. Alle aber standen vor dem gleichen Problem wie wir: Wie konnten die Ergebnisse der Feldarbeit genau kartiert und optimal ausgewertet werden? (Vgl. GEZE, 1959, Fig. 1, S. 137 oder QUEZEL, 1958, S. 288). Daraus stellte sich in unserer Vorbereitungsarbeit die zweite Frage: Müßte nicht eine topographische Karte zu einer künftighin noch intensiveren Erforschung und Bearbeitung dieses höchsten Sahara-Stockwerkes anregen?

2. Vorarbeiten

Mit dieser Fragestellung wurden die Vorbereitungen aufgenommen; Flugaufnahmen des Institut Géographique National Paris standen zur Verfügung (Aufnahmen NE 34-XIX, No. 425-431, 437-443, 450-456). Zwei Voraussetzungen waren begleitend: Erstens konnten die Feldaufnahmen nicht von Geodäten gemacht werden, und zweitens mußte mit großer zeitlicher und physischer Beanspruchung gerechnet werden; gesamthaft gesehen durfte also möglichst wenig Unvorbereitetes passieren. Am Steereoskop wurde ein Netz von Kontrollpunkten festgelegt, die auf dem Luftbild gut definiert und im Gelände leicht identifiziert werden konnten. Eine durch direkte Längenmessung zu bestimmende Basis wurde im flachen Gelände westlich Era Kohor so angelegt, daß eine Winkelmessung auf beiden Endpunkten zu zwei benachbarten Kontrollpunkten eine Verlängerung der Basislinie ermöglichte. Die Nordrichtung sollte mit Hilfe des Polarsternes ermittelt werden. Um ein sauberes und fehlerfreies Anvisieren der Punkte zu gewährleisten, sollte möglichst jeder Punkt durch Steinmann signalisiert werden. Auf Grund eines Netzplanes, eingetragen auf einem Photomosaik, konnten sämtliche vorgesehenen Satz- und Höhenwinkelmessungen genau vorbereitet werden, ja selbst ein Arbeits- und Zeitprogramm wurde so weit vorgetrieben, daß wir praktisch in einem bekannten Gelände ankommen und mit der Arbeit unverzüglich beginnen konnten. Im Rückblick beurteilt sind wir überzeugt, daß wir nur dank dieser Vorarbeit das Projekt in kürzester Zeit und durch alle nicht vorhersehbaren Schwierigkeiten hindurch realisieren konnten.

3. Feldarbeit

Unverzüglich nach unserer Ankunft am 12. Juni 1968 setzten die Vermessungsarbeiten ein, kombiniert mit geomorphologischen Beobachtungen. Sechs Arbeitstage (drei Tage zu zweit, jeder allein) brauchte das Signalisieren der Kontrollpunkte, sechs Arbeitstage (drei Tage zu zweit, beide zusammen) verwendeten wir für gemeinsame Vermessungsarbeiten und drei Arbeitstage (einer allein) benötigten wir für gewisse Ergänzungsmessungen, Nachkontrollen usw.

Photogrammetrische Auswertung und kartographische Bearbeitung mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

Druck der Karte mit Unterstützung der Fritz-Thyssen-Stiftung.

Verkauf der Karte: Arbeitsgemeinschaft für vergleichende Hochgebirgsforschung (Prof. Dr. W. Hellmich, Schloß Nymphenburg, München).

In dieser minimalen Zeit begingen wir fast die gesamte Gipfel- und Calderazone, trugen die wichtigsten Angaben für die Karte auf vergrößerten Luftbildern ein und versuchten unsere mikroklimatischen und klimamorphologischen Beobachtungen zu vervollständigen. Die verfügbare Arbeitszeit konnte nicht beliebig verlängert werden, weil die Wasserversorgung äußerst schwierig war und die physische Beanspruchung der Kamele keinen mehrtägigen Pendeltransport ermöglichte (vgl. ähnliche Probleme bei TILHO, 1920). Dazu stellte die Vermessungsarbeit kurz zusammengefaßt folgende Probleme:

Steinsignale: Höhe mindestens 1,5 m und Markierung mit Fähnchen für Visuren auf größere Distanz oder bei wenig akzentuiertem Relief.

Meßprobleme: Große Insolation oder hohe Windgeschwindigkeiten erschwerten ein rasches Arbeiten. Oftmals mußte das Instrument in windgeschützter Lage exzentrisch aufgestellt werden.

Basislinie: Diese Messung mit Polyestermeßband wurde mehrmals durchgeführt unter Berücksichtigung der sehr schwachen Neigungen.

Ausgangsazimut: Die Bestimmung der Nordrichtung erfolgte in mehreren Messungen während einer Nacht.

Die gesamte Vermessung stand unter ständigem Zeitdruck und war auch physisch sehr belastend, weil für die Begehung der Kontrollpunkte keine Tragtiere eingesetzt werden konnten und Träger nicht zur Verfügung standen. Nur für die Bestimmung der Basis und die Vermessung der Hauptpunkte arbeiteten wir zu zweit, alle übrigen Aufnahmen mußten im Alleingang bewältigt werden.

4. Berechnung und Auswertung

Die Basis ergab nach Berücksichtigung der Bandkorrektur, der Neigung und der Meereshöhe eine Länge von 679,82 m, sie wurde durch Winkelmessungen auf 3423,62 m verlängert. Die Satz- und Höhenwinkelmessungen wurden überprüft und nach Elimination der unsicheren Visuren, die kaum 5 % betrug, konnten alle vorhergesehenen Punkte bestimmt werden, d. h. 7 Hauptpunkte und 12 Kontrollpunkte. Das Azimut der Basis wurde mit Hilfe des Polarsternes ermittelt. Die Luftbilder von IGN Paris, 19 mal 19 cm, $f = 124,78$ mm, wurden am Autographen Wild A 5 im Maßstab 1 : 25 000 ausgewertet, Aequidistanz der Höhenkurven 10 m. Kartiert wurde direkt auf ELTE-Gravurfolie. Aus 11 Luftbildpaaren mit 5 bis 6 Einpaßpunkten pro Plattenpaar wurde eine Fläche von 192 km² ausgewertet. Der Nullpunkt des lokalen Koordinatennetzes wurde im SW außerhalb des kartierten Gebietes angenommen.

Die geographischen Koordinaten konnten vom Festpunkt Tiribon 2943 m (gemäß IGN Paris: Breite $19^{\circ} 57' 14''$, Länge $18^{\circ} 28' 12''$) nördlich der Emi-Koussi-Caldera abgeleitet und auf den kartierten Raum übertragen werden. Die Angaben von Tilho waren nicht verwendbar, weil sich für seine astronomische

Längen- und Breitenbestimmung auf dem westlichen Kraterrand kein eindeutiger Fixpunkt identifizieren ließ (Abb. 3 und DALLONI, 1934, S. 23). Dafür übernahmen wir die bereits von TILHO festgelegte Höhe 3415 m auf dem südlichen Calderarand (DALLONI, 1934; Abb. 3), die auch auf den neuesten Übersichtskarten im Maßstab 1 : 1 000 000 unverändert als höchster Punkt figuriert (Blatt Largeau NE 34, 1961). Sehr wahrscheinlich wurde diese Höhe barometrisch bestimmt und es ist zu befürchten, daß bei künftigen genaueren Vermessungen Fehler von 10 bis 25 m auftreten könnten (schriftliche Mitteilung des IGN Paris). Auf die genauere Wiedergabe des Netzplanes und der Vermessungsprotokolle soll an anderer Stelle ausführlicher eingegangen werden (Sonderheft der Arbeitsgemeinschaft für vergleichende Hochgebirgsforschung).

5. Kartographische Probleme

Die früheren kartographischen Darstellungen des Emi Koussi werden wir an anderer Stelle besprechen. Wir beschränken uns auf einige wenige Angaben, die das kartographische Problem zeigen und unsere Lösung erklären soll.

Nomenklatur, Pisten, Refuges troglodytes: Bei den Bewohnern des östlichen Tibesti hörten wir oft die Benennung Koussou (franz. Schreibweise), nicht Koussi. Wir behielten jedoch die Bezeichnung bei, die bereits in der ersten Tilho-Skizze festgelegt wurde (Abb. 3) und auf allen Karten bis heute gebräuchlich blieb. Überhaupt schien es uns wenig sinnvoll, eigene Namen einzuführen, obwohl wir uns, selbst nach Befragung der Eingeborenen, in einem fast namenlosen Gebirge befanden. Zahlreiche Begriffe TILHOs wie „vallée septentrionale, - occidentale“ und „- orientale“ schienen uns den beckenartigen Geländeformen nicht angepaßt und wurden deshalb nicht weiter verwendet. Auch die Bezeichnung „mare temporaire“ (Abb. 3) für die abflußlosen, periodisch oder episodisch feuchten, mit einer Bimssteindecke überschütteten Niederungen schien uns wenig treffend, obschon sie für einen scharfsinnigen und gebildeten Beobachter zeugen. Alle diese Formelemente sind im Reliefbild der Karte mit Koordinatenangaben eindeutiger zu beschreiben und zu bezeichnen. Dafür übernahmen wir von TILHO die Namengebung für die markanten Übergänge, die den Einstieg von Süden (Porte de Yono, Oase am S-Fuß des Koussi), von Osten (Porte de Modiounga, Oase am E-Fuß) und von Norden (Porte de Miski, Großtalung im NW) sehr charakteristisch wiedergeben. Dazu haben wir weitere Kamelpisten eingetragen, die den westlichen und östlichen Calderarand überqueren. Allerdings müssen wir einschränkend beifügen, daß wir einige kleine Segmente der Caldera im NW und ENE nicht begangen und einige schlecht gepfadete Pisten nicht kartiert haben.

Eingetragen haben wir zwei Bergnamen: Erstens den Emi Koussi 3415 m als höchsten Punkt, obschon mit Emi Koussi eigentlich das gesamte Massiv bezeichnet wird und zweitens den von TILHO geprägten Namen „montagne blanche“ für einen faszinierenden,

vollständig von Lockermaterial überschütteten (Cinerit, Ignimbrit) weißen Berg (Abb. 1, 3, 4). Schließlich schrieben wir den 300 bis 400 m tiefen Explosionskrater „Era Kohor“ an, der bei allen Toubous bekannt ist. Auf seinem Grund leuchtet in reinem Weiß ein Salzsee auf, unter dessen verkrusteter Decke wir einen dunklen und stark durchfeuchteten SchwemmhORIZONT aufgraben konnten (Chemismus vgl. DALLONI, 1934, S. 141).

Einer Idee TILHOs folgend haben wir die Hirten-siedlungen der Toubous eingezeichnet (Abb. 3), aber nicht als „villages“, sondern als „refuges troglodytes“. An die Bezeichnung „village“ haben wir viel zu hohe Erwartungen geknüpft, handelt es sich doch um sehr primitive und kleine Felshöhlen in Ignimbriten, Cineriten oder Tuffen, oft sogar nur um niedrige und locker aufgeschichtete Steinmüerchen in windgeschützter Wandfußlage. Sie zeugen von einem zeitweiligen, niederschlagsbedingten Weidegang mit Ziegen und Kamelen, wobei die Pisten auf die Einwanderung von allen Seiten hinweisen. Tatsächlich scheinen auch verschiedene Clans oder Splittergruppen davon auf dem Emi Koussi ein Weiderecht zu haben, was für seine vegetationsmäßige und klimatische Sonderstellung zeugt. Umgekehrt gelten diese Leute als „meskin“, d. h. als arme Leute (FUCHS, 1961, S. 112 und 117), was die „refuges troglodytes“ zu bestätigen scheinen und vielleicht mit der Beschwerlichkeit der Zugangswege, insbesondere für Kamele, zusammenhängen könnte. Zweifellos haben wir lange nicht alle bestehenden Unterschüpfte kartiert, da sie oft gut versteckt in verschiedensten Höhenlagen auftreten.

Wasser und Vegetation: Die unterschiedlichsten fluvialen Formen kommen auf unserem Kartenausschnitt zur Darstellung: Flächenhafte Spülvorgänge zeichnen in unzähligen Adern die interne südliche und westliche Caldera, rückwärts greifend frißt sich ein imposantes Schluchtnetz von der Porte de Modiounga in den Calderaboden ein, reich zerfurcht präsentieren sich die Flanken der Steilhänge, usw. Dazu kommen ehemalige Seebecken, in der Caldera von Bimsstein überschüttet, im Krater von einer Salzkruste überzogen. Wie sollten wir diese Elemente kartieren? Ist eine Darstellung von Wasserformen überhaupt sinnvoll, wenn sie nicht einmal periodisch, sondern höchstens episodisch aktiv sind? Hätte eine Eintragung dieses reichen fluvialen Formenschatzes mit der üblichen blauen Farbe nicht dem gesamten Kartenbild eine völlig falsche Prägung gegeben?

Die Vegetation erreicht im lockeren Calderaboden eine einzigartige Dichte, wobei *Artemisia Tilhoana* und *Ephedra Tilhoana* als Vertreter einer typischen Steppenvegetation dominieren und eindrücklich darauf hinweisen, daß wir uns keinesfalls mehr in einem extrem saharischen Klimaraum befinden (QUEZEL, 1958, S. 287). Wenn dieses Vegetationsbild auch ganz einzigartig ist und in seiner Dichte sogar den Hoggar übertrifft (QUEZEL, 1958), so stellte sich doch für die Kartierung ein ganz besonderes Problem. Bei welcher Dichte sollten wir die Vegetation kartieren, um be-

sonders intensive Bewuchszonen herauszuheben, d. h. bei 1, 2 oder 5 m Abstand der Sträucher und Gräser? Sollten wir die Vegetation mit den üblichen Grüntönen eintragen, auch wenn sie nur periodisch wirklich grünt und den größten Teil des Jahres in dürrerem Zustand überdauert? Bäume gibt es in dieser Höhenstufe ohnehin keine mehr, sie haben ihre Obergrenze zwischen 1800 und 2400 m.

Grüne und blaue Farbtöne sind Kennzeichen eines humiden Klimaraumes und dürfen nicht unbesehen in die aride Zone übertragen werden. Wenn wir sie aber übertragen, dann müssen wir die Bedeutung der Symbole und Farben genau definieren, weil sie keinesfalls wie bei uns einem dauernden und gesicherten Zustand entsprechen.

Geologie und Geomorphologie: Hier standen wir ganz einfach vor der Tatsache, daß wir uns auf keine bestehende Detailkartierungen der Koussi-Caldera stützen konnten und daß wir in der verfügbaren Zeit diese Arbeit auch nicht selber vollbringen konnten. Wie sollten wir also den eindrucksvollen Farbenreichtum im Kartenbild darstellen? Extreme Weiß- und Schwarztöne müßten doch in einer mehrfarbigen Karte zum Ausdruck kommen. Wie sollte dann aber die Legende aussehen, wenn genaue geologisch-mineralogische Analysen fehlten? Extrem helle bis weiße Farben können zum Beispiel einen trockenen Salzsee bedeuten, aber ebenso eine besonnte Bimssteindecke, einen fast schneeweißen Diatomeenhorizont eines ehemaligen Süßwassersees (Abb. 4), einen pedimentartigen Hangschutt aus Tuff und Ignimbrit oder schließlich eine Deckschicht aus explosiv ausgeworfenem Cinerit auf dem Gipfelplateau 3415 m (vgl. Panoramaaufnahme). Genau gleich müßte die Farbe der Caldera, zum größten Teil aus Trachyt bestehend, in Andesit der tieferen Lagen und Rhyolith der höchsten Lagen differenziert werden. Schließlich wären auch die dunklen Sekundärkegel mit ihren Basaltströmen nach Farbe und Form zu unterscheiden, und das alles setzt eine genaue Kenntnis bereits voraus. Genau gleich konnten wir die geomorphologischen Formelemente nicht im einzelnen bearbeiten, und damit standen wir wiederum vor dem gleichen Problem: Wie sollten Formen und Farben kartiert werden, wenn ihr Inhalt und ihre Bedeutung noch nicht geklärt sind?

Die Diskussion mit dem Kartographen führte uns auf das Problem, welche Elemente in einer topographischen und nicht thematischen Karte dargestellt werden können, ohne den wahren Landschaftscharakter durch eine subjektive Interpretation zu entstellen und dem künftigen Benutzer möglichst objektive Grundlagen bereitzustellen. Dabei erinnerten wir uns an zahlreiche Expeditionskarten aus Hochgebirgen, auf denen Gletscher, Wasser, Fels, Schutt, Moränen, Baumgrenze, usw. als klare Form- und Farbelemente heraustreten. Warum ließ sich diese Darstellungsart nicht auch auf den Emi Koussi übertragen? Die Antwort dürfte etwa lauten: Weil die Form- und Farbgegensätze eine komplexe geologisch-geomorphologische Legende verlangen und weil die Form- und Farbgegensätze keinem gesicherten und

dauernden Zustand entsprechen. Aus diesen Gründen suchten wir eine andere Lösung: Durch Entzerrung einer Anzahl Luftbilder auf Grund ausgewerteter Paßpunkte haben wir versucht, einen Photoplan zu erstellen und dem Kurvenbild in einem zurückhaltenden Druckton zu unterlegen. Die Besonnung und Beschattung, wie auch die Scharung der Kurven ergeben einen guten Reliefeindruck. Die Bodenverhältnisse sind wahrheitsgetreu wiedergegeben. Da aber auch der Photoplan neben der Reliefkarte und der reinen Kurvenkarte zur Verfügung steht, sind wir überzeugt, daß wir einer künftigen Feldarbeit optimale topographische Grundlagen bereitgestellt haben.

6. Probleme der Expeditionskartographie — Probleme der afrikanischen Kartographie

Karten mit Maßstäben größer als 1 : 30 000 wären heute für Forschungs-, Erschließungs- und Planungsaufgaben von grundlegender Bedeutung. Afrika ist davon mit 0,5 %, Südamerika mit 0,6 %, Asien mit 4,6 %, Nordamerika mit 16,7 % und Europa mit 49,1 % seiner Fläche erfaßt, das ergibt als Erddurchschnitt bloß 6,9 % (EVERS, 1970, S. 9). Diese Zahlen, speziell auf Afrika bezogen, geben uns im Blick auf Entwicklungsprobleme zu denken, dürfen aber nicht

Summary

Emi Koussi, with its 3145 m above sea-level the highest Saharan mountain, is presented in a topographic map at the scale of 1:25 000. Detailed preparatory work with the aid of vertical air photographs allowed the completion of the field work within fifteen days: setting up stations and measuring a triangulation network, fixing a baseline, and determining True North by observation of the Polar Star, in addition to taking notes on the topographic situation. Field work was followed by the most important phase of photogrammetric mapping. The origin of the coordinate grid was placed at the station Tiribon, 2943 m (IGN Paris). Water and vegetation features could not be shown on the map because of their ephemeral character, where-

Résumé

L'Emi Koussi 3145 m, le point le plus élevé du Sahara est l'objet d'une carte topographique à l'échelle 1 : 25 000. Un travail préliminaire précis à l'aide de photographies aériennes permit de venir à bout du travail dans le terrain en quinze journées de travail: signalisation et mensuration d'un réseau de points de contrôle, délimitation d'une ligne de base, détermination de la direction nord à l'aide de l'étoile polaire et annotation des données topographiques. La mise en valeur photogrammétrique représenta ensuite la phase décisive de tout le travail. Les coordonnées furent déduites du point fixe Tiribon 2943 m (IGN Paris).

Vu que la représentation des très grands contrastes dans les formes et couleurs aurait nécessité des connaissances géologiques-géomorphologiques plus approfondies et qu'en plus les indications concernant l'eau

darüber hinwegtäuschen, daß für die meisten Gebiete Luftaufnahmen in Maßstäben um 1 : 50 000 vorliegen (ERGENZINGER, 1966, S. 42). Leider werden sie in zunehmendem Maße Geheimsache und damit wird die rasche Entwicklung eines großmaßstäblichen Kartenwerkes gebremst oder blockiert. Zweifellos wird aber diese riesige Aufgabe nur mit einer raschen und rationalen Luftbildauswertung lösbar sein. Damit wird wohl die Kartographie zu ganz neuen Dimensionen gezwungen sein, indem die vollen Möglichkeiten der heutigen Vermessung und Photogrammetrie, aber auch der Rationalisierung und Automation ausgeschöpft werden müssen (IMHOF, 1968; VOSS, 1968; MEIER, 1969; FELLE und RÖSEL, 1969; usw.).

Selbstverständlich hat sich unsere kartierte Gebirgszone für eine luftphotogrammetrische Auswertung und eine luftphotographische Darstellung außerordentlich gut geeignet. Solche Möglichkeiten wären aber gerade in Afrika über weite Flächen und an entscheidenden Stellen gegeben. Vor allem aber wollen wir nochmals festhalten, daß wir ohne die Anwendung dieser Methoden weder die Geländearbeit in der vorgegebenen kurzen Zeit, noch die Auswertungen in dieser präzisen, raschen und finanziell günstigen Art hätten vollenden können. In diesem Sinne soll unser bescheidener Beitrag auf künftige Möglichkeiten und Aufgaben hinweisen.

as a cartographic presentation of the contrasting geological and geomorphological units had to be abandoned because of insufficient data. It was therefore decided to place a rectified photo mosaic underneath the contours. This procedure gives a fair impression of the actual relief and other terrain features. For future work in the area separate prints of both the photo mosaic and the contour plan are available.

At present only about 0.5 % of Africa are covered by maps at a scale larger than 1:30 000, although they would be of enormous importance for research and planning purposes. Future cartographic work in these regions will have to make full use of all the advances of measuring techniques, photogrammetry and automation.

et la végétation ne sauraient montrer un état permanent, il fut renoncé à les rédiger, et un plan photographique redressé fut placé sous le plan de courbes. Il en résulte une impression de relief qui, en plus, indique véritablement la configuration du sol. Pour de futurs travaux dans le terrain, il est possible d'obtenir non seulement la carte de relief mais aussi un plan photo et un plan de courbes.

L'Afrique n'a actuellement que 0,5 % de sa surface qui soient recouverts par des cartes à une échelle plus grande que 1:30 000, bien que celles-ci soient fondamentales pour les travaux de recherches et de planification. Les futurs ouvrages cartographiques dans ces régions devront certainement davantage tenir compte des possibilités actuelles de la mensuration et de la photogrammétrie, mais aussi de la rationalisation et de l'automatisation.

Literaturverzeichnis

- DALLONI, M. (1934): Mission au Tibesti 1930-31, dirigé par . . . Mém. de l'Ac. des Sciences de l'Inst. de France, Paris. Bd. 61, Sér. 2.
- ERGENZINGER, P. (1966): Die Landkarten Afrikas. Kartographische Miniaturen. Nr. 2, Kiepert, Berlin.
- EVERS, K. (1970): Zum Kampf gegen Hunger fehlen Landkarten. Deutscher Forschungsdienst, Bad Godesberg. 17. Jg., Nr. 28.
- FELLE, K. und RÜSEL, W. (1969): Automatische Erzeugung von Höhenschichtenlinien bei der Herstellung von Orthophotos. Bildmessung und Luftbildwesen H. 5, S. 219.
- FUCHS, P. (1961): Die Völker der Südosahara. Wien.
- GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, Ph. (1957): Morphologie et dynamisme des grands volcans du Tibesti. C. r. Soc. géol. France. Nr. 7, p. 117-120.
- GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, Ph. (1959): Les volcans du Tibesti. Bulletin volcanol., C. r. de la XI^e Assemblée Gen. à Toronto 1957.
- GEZE, B.; HUDELEY, H. et VINCENT, P. (1957): Le volcan de l'Emi Koussi dans le Tibesti oriental. C. r. des séances de l'Ac. d. Sc. t. 245, p. 2064.
- HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. Die Erde, H. 4.
- HAVELAND, H. (1963): Weiße Flecken im dunklen Erdteil. Westermanns Monatshefte, Nr. 5.
- HÖVERMANN, J. (1967): Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai-Tibesti. Berliner Geogr. Abhandlungen, H. 5, S. 7-10.
- IMHOF, E. (1968): Landkartenkunst gestern, heute, morgen. Neujahrsblatt der Naturf. Ges. Zürich.
- MEIER, H. K. (1969): Die Entwicklung im photogrammetrischen Instrumentenbau während der letzten 30 Jahre, dargestellt am Beispiel der Zeiss-Geräte. Zeiss Mitt. 5. Bd., 3. H.
- QUEZEL, P. (1958): Mission botanique au Tibesti. Mém. no. 4. Inst. de Rech. Sah., Alger.
- TILHO, J. (1920): The exploration of Tibesti, Erdi, Borkou and Ennedi in 1912-1917. The Geogr. Journal, Vol. LVI, No 2.
- VOSS, F. (1968): Die Herstellung von Orthophotokarten 1 : 5000 in Nordrhein-Westfalen. Nachrichten aus dem öffentl. Verm.dienst Nordrhein-Westf., H. 1.
- WACRENIER, Ph. (1958): Notice explicative de la carte géol. prov. du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 000 000. Inst. équatorial de rech. et d'études géol. et minières. Brazzaville.

Kartenverzeichnis

- Institut Géogr. National: Carte de l'Afrique, Largeau NF 34, 1 : 1 000 000, Paris 1961.
- Institut équatorial de rech. et d'études géol. et minières: Emi Koussi, NE-34-XIX, 1 : 200 000, Croquis photogramétrique, Brazzaville 1959.
- PÖHLMANN, G. (1967): Bardai 1 : 4000, Ingenieurakademie für Bauwesen, Berlin.
- WACRENIER, Ph.; HUDELEY, H. et VINCENT, P. (1958): Carte géol. prov. du Borkou-Ennedi-Tibesti, 1 : 1 000 000. Dir. d. Mines et de la Géol., Brazzaville.
- QUEZEL, P. (1964): Carte internat. du tapis végétal, Largeau NE 34, 1 : 1000 000, IGN Paris.

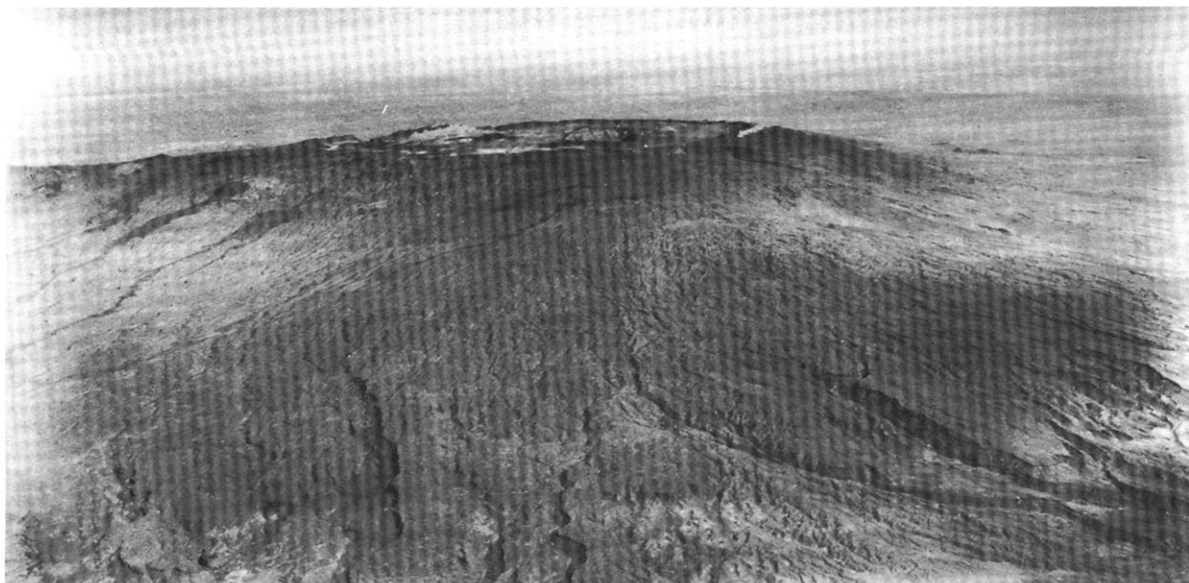


Abb. 1 Luftaufnahme des Emi Koussi, Blick von W nach E. — Rechts auf dem Calderarand die weiße Cineritdecke mit dem höchsten Punkt 3415 m, im Zentrum der Explosionskrater Era Kohor, links im Hintergrund die „montagne blanche“ und am linken Bildrand der Höhenrücken zum Tarso Ahon. Einsetzen der Erosionsrinnen auf 2800 m, Eintiefen der Schluchten unterhalb 2000 bis 2500 m.

(Cliché de l'Institut Géographique National — France, No. 001 Emi Koussi 4001, OBL-AEF-23-11-56.)

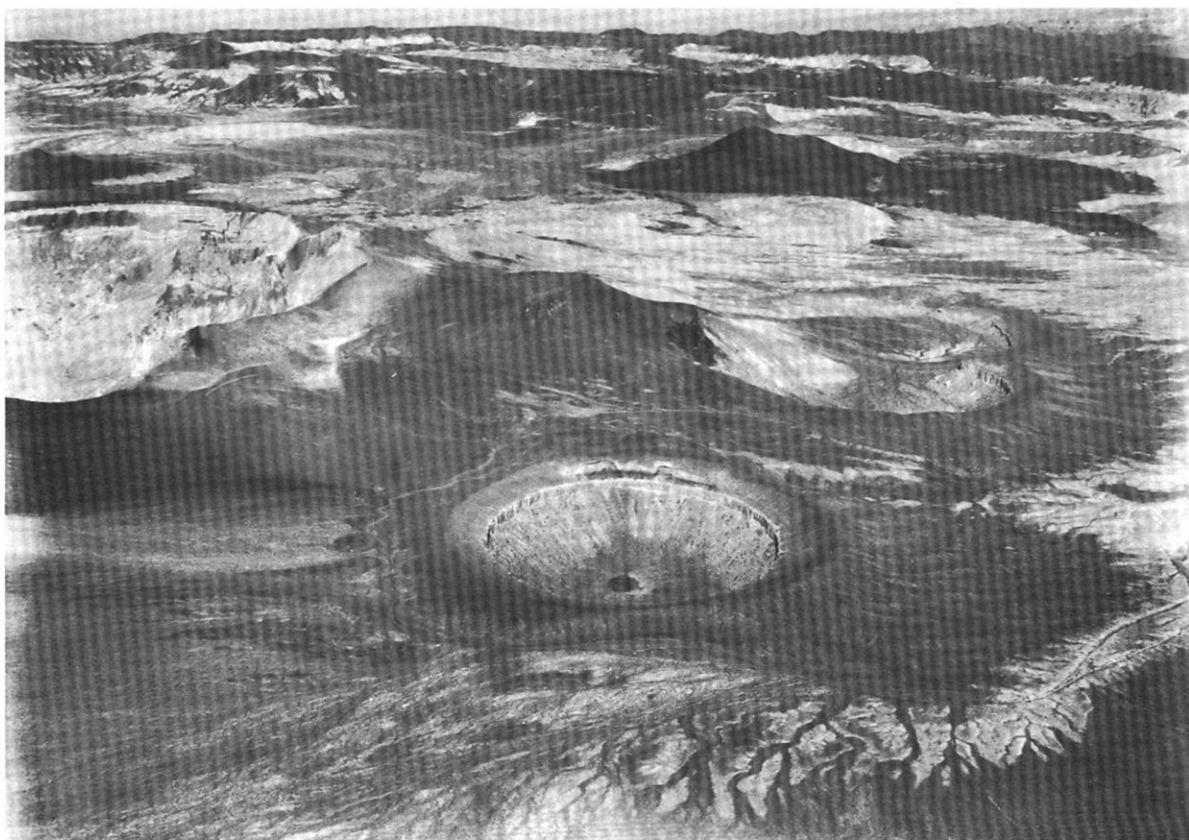


Abb. 2 Luftaufnahme von SE nach NW in die Caldera des Emi Koussi. — Im Vordergrund ein kreisrunder Explosionskrater (Durchmesser 400 bis 500 m), am linken Bildrand Era Kohor, unmittelbar dahinter ein abflußloses Seebecken, rechts davon ein weißer Diatomeenhorizont eines ehemaligen Seespiegels (Abb. 4), rechts im Zentrum ein jüngster Kegel mit Basaltstrom. Im Vordergrund verschiedene Phasen der Hang- und Flächenbildung.

(Cliché de l'Institut Géographique National — France, No. 002 Emi Koussi 4002, OBL-AEF-23-11-56.)

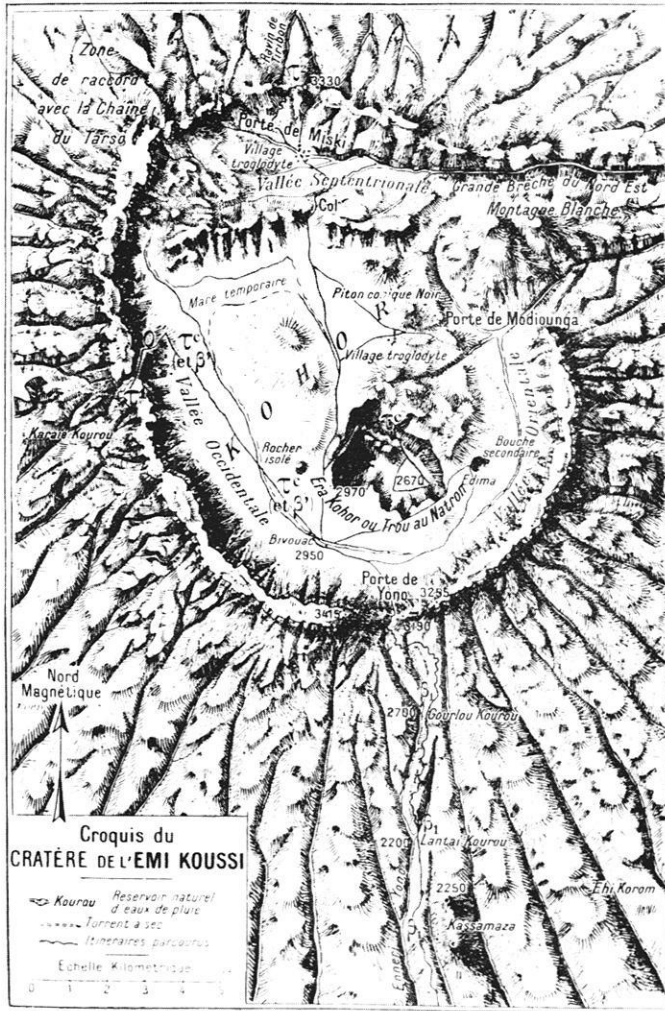


Abb. 3 Reiseskizze von J. TILHO (aus DALLONI, 1934). Erstbegehung 1916; Punkt 3415 eingetragen.



Abb. 4 Farben und Formen als kartographische Probleme. — Im Vordergrund weiße Diatomeenhorizonte als weit verbreitete Kennzeichen ehemaliger Seespiegelstände, im Hintergrund die von Cinerit-Ignimbrit-Lockermaterial überschlüttete „montagne blanche“.

Zum Klima des Tibesti-Gebirges

von WOLF DIETRICH HECKENDORFF

1. Einleitende Bemerkungen

Vom September 1966 bis zum März 1967 wurde dem Verfasser die Möglichkeit gegeben, auf der Außenstation Bardai des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin tätig zu sein, um hier im Gelände klimatische Messungen und Beobachtungen durchzuführen.

Diese bilden neben weiteren Messungen, die von 1964 bis 1968 auf der Station und im Gelände von verschiedenen Beobachtern durchgeführt wurden, die Grundlage des vorliegenden Aufsatzes, der jedoch durch Literaturoswertungen erweitert wurde.

Die vorliegende Arbeit hat den Sinn, einen Überblick der klimatischen und meteorologischen Verhältnisse im Tibesti-Gebirge zu geben. Obwohl diese in der Sahara als Großraum schon von vielen Autoren dargestellt wurden (s. Literaturverzeichnis), fehlte bisher eine solche Beschreibung speziell für das Tibesti-Gebirge. Es soll versucht werden, diese Lücke hiermit zu schließen.

Das Tibesti-Gebirge, in der mittleren Sahara gelegen, erstreckt sich ca. 500 km von West nach Ost ($14,5^\circ$ bis $19,7^\circ$ E), sowie ebensoweit von Nord nach Süd ($22,8^\circ$ bis $18,1^\circ$ N). Die Entfernung zum Mittelmeer beträgt ungefähr 1100 km, zum Nil 1400 km, zum Tschadsee 900 km und zum Hoggar-Gebirge im Westen 1200 km. Die geographische Lage von Bardai: $21,5^\circ$ N, $17,0^\circ$ E, 1020 m über NN.

Das Gebirge erhebt sich aus den 500 bis 700 m hohen Randlandschaften bis auf 3415 m (Emi Koussi), ausgedehntere Bereiche liegen über 2000 m hoch. Das stark gegliederte Massiv wird fast allseitig von großen Serir- und Ergflächen begrenzt, im Norden durch die Serir Tibesti, im Süden durch die Flächen des Borkou und im Osten durch das Kufrabecken.

2. Analytische Betrachtung der Klimaelemente

2.1 Strahlung

Die Beleuchtung oder das Photoklima — die Voraussetzung für die Energieeinstrahlung der Sonne an einem bestimmten Punkt der Erdoberfläche und damit die energetische Grundlage aller Klimabedingungen und Klimadifferenzierungen — wird reguliert durch die astronomischen Konstanten der Erdbahnelemente.

So ist im Wechsel der Jahreszeiten die Länge des längsten Tages in Bardai ($21,5^\circ$ N) mit etwa 13 Std. 30 Min. anzusetzen, der kürzeste mit 10 Std. 40 Min.

Der Steilheit der Tagesbögen gegen den Horizont wegen ist die Dämmerung, wie in den Tropen, recht kurz, in 20° N dauert sie nur 20 bis 30 Minuten, im Sommer ist sie kürzer als im Winter, am kürzesten ist sie jedoch zu den Äquinoktien.

J. DUBIEF (1959) gibt die Sonnenscheindauer am Boden für das Tibesti-Gebirge — eine Resultante aus

den oben erwähnten astronomischen Beleuchtungsbedingungen und dem mittleren Bewölkungsgrad (s. u.) — mit 10 Std./Tag im Jahresdurchschnitt an. In den höheren Lagen sind es 9 Std., im Januarmittel 9 Std. und im Juni 11 Std., das sind 80 % bis 85 % der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer.

Der Strahlungshaushalt im Tibesti, bestimmt einerseits durch die Insolation, andererseits durch den Ausstrahlungsverlust, zeigt einen ausgeglicheneren Jahresgang als in mittleren Breiten.

Da neben der hohen eingestrahnten Energiesumme die Albedo der Wüstenflächen des Tibesti-Gebirges geringer ist (Sand 12 % bis 15 %, Gestein 7 % bis 30 %, dazu die geringe mittlere Bewölkung) als der Durchschnitt der Erde, ergibt sich (nach RAETHJEN, 1950) ein Strahlungsbilanzüberschuß für 20° N von ca. 30 Kcal/cm²/Jahr, der auf advektivem Wege an kühlere Breiten abgegeben werden muß.

Im Tagesverlauf ist der Strahlungshaushalt abhängig von der Sonnenhöhe, nachts hingegen von der durch den relativ geringen Wasserdampfgehalt und der dadurch kaum geminderten starken Ausstrahlung.

G. TETZLAFF (1969) führte in Bardai verschiedene Strahlungsmessungen durch und kam dabei zu folgenden Ergebnissen:

Der Trübungsfaktor Tg ist bei bestimmten Wetterlagen (Einfluß äquatorialer Luftmassen) größer als in Berlin. Der Mittelwert des Trübungsfaktors in Bardai betrug für den Meßzeitraum (April—Juni 1967) 3,6 (Berlin: 3,2). Die höheren Trübungsfaktoren in Bardai deuten zusammen mit den niedrigeren Intensitäten der Rotstrahlung auf einen höheren absoluten Wasserdampfgehalt der Atmosphäre hin, dies ist besonders auffällig bei Süd- und Westströmungen und bei Frontpassagen (Tg bis 9).

Der Mittelwert der Tagessummen der Globalstrahlung wurde für den Meßzeitraum mit 700 cal/cm²/Tag für Bardai bestimmt (Berlin: 370 cal/cm²/Tag).

Der Mittelwert der Tagessummen der Globalbeleuchtungsstärke betrug im Meßzeitraum 870 klux/Tag (Berlin: 490 klux/Tag).

2.2 Lufttemperatur

2.2.1 Tagesgang

Die kontinuierlichen Messungen der automatischen Instrumente zeigen, daß der Tagesgang der Lufttemperaturen (im folgenden sind hier nur die Hüttentemperaturen gemeint) direkt von der Bilanz zwischen Ein- und Ausstrahlung an der Erdoberfläche abhängig ist, aber durch modifizierende Faktoren, wie Wind, Bewölkung, Verdunstung, Luftmassenwechsel, geographische Breite und Kontinentalität der Lage sehr stark beeinflußt werden kann.

Die periodische Tagesschwankung der Temperatur umfaßt in Bardai 20,1° (im Mittel aus 31 Monaten, Jan. 1966 bis Juli 1968).

Die Tagesamplitude der Schwankungen ist wegen der ungestörten Ein- und Ausstrahlung infolge geringerer Bewölkung im Winter deutlich höher (22° bis 23°) als im Sommer, am höchsten im Februar. Dieses Ergeb-

nis steht im Gegensatz zu J. DUBIEF (1959), der für das Tibesti die maximale durchschnittliche Tagesschwankung in den Monat Mai legt. Im Sommer ist sie durch stärkere Bewölkung und Luftmassenwechsel verringert (auf 15° bis 17°). Bisher gemessene Extreme: 30,4° am 7. 11. 1967 als Maximum und 6,3° am 23. 5. 1966 als Minimum.

Tab. 1 *Tagesschwankungen der Lufttemperatur im Durchschnitt der einzelnen Monate in Bardai*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1966	23,3	23,9	21,9	20,8	15,7	17,9	18,9	18,9	19,0	19,3	21,7	20,3
1967	22,0	22,1	20,4	20,6	21,3	19,0	18,1	17,2	18,6	21,4	21,1	20,4
1968	20,9	23,7	24,2	17,0	20,9	16,6	18,1					
	22,1	23,2	22,2	19,5	19,3	17,8	18,4	18,1	18,8	20,4	21,4	20,4

Die verringerten Tagesschwankungen auch an klaren Sommertagen dürfte durch den im Sommer höheren absoluten Wasserdampfgehalt der Atmosphäre bedingt sein, durch den am Tage eine höhere Trübung der Einstrahlung, in der Nacht eine verminderte Ausstrahlung erfolgt.

Mit zunehmender Höhe ergeben sich deutliche Veränderungen: Der Tagesgang der Temperaturen an der Trou-Station (2515 m) zeigt eine gegenüber Bardai (1020 m) verringerte Schwankungsbreite, die im Gegensatz zu Bardai im Sommer am größten ist. Der Jahresdurchschnitt beträgt etwa 10°, im Winter 7° bis 9° und im Sommer 11° bis 12° bei folgenden Extremen: 4,6° am 23. 12. 1967 und 13,1° am 22. 7. 1967. Die jahreszeitlichen Unterschiede sind geringer als in Bardai. Auf dem 3265 m hohen Gipfel des Toussidé wurde nur noch maximal 7,1° tägliche Schwankung gemessen (am 20. 1. 1967, an diesem Tage in Bardai 19,9°, an der Trou-Station 10,7°), im Durchschnitt mehrerer Tage 3,4°.

Tab. 2 *Monatsmitteltemperaturen von Bardai*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1966	14,4	15,9	20,2	25,1	27,8	30,9	31,6	27,0	30,4	26,7	20,3	13,6
1967	11,6	16,8	19,2	28,4	28,8	30,3	30,2	30,0	29,4	24,3	18,0	14,0
1968	13,9											
	13,3	16,4	19,7	26,8	28,3	30,6	30,9	28,5	29,9	25,5	19,2	13,8

Das Jahresmittel beträgt in Bardai 23,5°, die Jahreschwankung der Monatsmitteltemperaturen etwa 18°, doch muß auf die sehr geringe statistische Grundlage dieser Werte hingewiesen werden, die durchaus erst vorläufigen Charakter tragen.

Der jährliche Gang der Temperaturen wird auch beeinflusst vom Jahresgang der Bewölkung und von der Art und Verteilung der Luftmassen. Auffällig ist in Bardai der annähernd gleichhohe Stand der Mittelwerte vom Mai bis einschließlich September, was durch äquatoriale Luftmassen hervorgerufen sein dürfte, obwohl man durch den im August—September schon deutlich niedrigeren Sonnenstand eine geringere tägliche Erwärmung erwarten sollte. Ende September bleiben die äquatorialen Luftmassen aus und auch die etwas dichtere Bewölkung, die Mitteltemperaturen fallen plötz-

lich deutlich ab und ändern sich in Anpassung an die Einstrahlungskurve. Ein Vergleich der Jahresschwankung von Bardai mit der der Trou-Station ergibt bei gleichem Typ der Jahresgänge eine geringere Schwankungsbreite in der Höhe; die Januar-Mitteltemperatur beträgt etwa 8°, die des Juni etwa 18°, die Jahresschwankung also nur noch etwa 10°. Die Bedeutung des Jahresganges steigt gegenüber der des Tagesganges bei absolut verringerten Amplituden (Trou: Jahresschwankung 18°, Tagesschwankung 10°; Bardai: Jahresschwankung 18°, Tagesschwankung 20°).

2.2.2 Jahresgang

Der jährliche Gang der Lufttemperaturen folgt auch im Tibesti dem der jährlichen Einstrahlung. Die kontinentale Lage der Station zeigt sich an der nur geringen Phasenverschiebung des Eintrittes der Extreme im Gefolge des Sonnenhöchst- und Tiefstandes. So werden die tiefsten Tagesmittel Anfang Januar gemessen (z. B. 17. 1. 1967: 5,8°), die höchsten im Juni und Juli (z. B. 27. 7. 1966: 35,8°).

lich deutlich ab und ändern sich in Anpassung an die Einstrahlungskurve.

Ein Vergleich der Jahresschwankung von Bardai mit der der Trou-Station ergibt bei gleichem Typ der Jahresgänge eine geringere Schwankungsbreite in der Höhe; die Januar-Mitteltemperatur beträgt etwa 8°, die des Juni etwa 18°, die Jahresschwankung also nur noch etwa 10°. Die Bedeutung des Jahresganges steigt gegenüber der des Tagesganges bei absolut verringerten Amplituden (Trou: Jahresschwankung 18°, Tagesschwankung 10°; Bardai: Jahresschwankung 18°, Tagesschwankung 20°).

Im Vergleich mit den Breitenkreismittel der Jahreschwankung (etwa nach PAFFEN, 1964) sind die im Tibesti gemessenen Werte um etwa 10° höher, ein Hinweis auf die klimatische Kontinentalität des Tibesti-Gebirges.

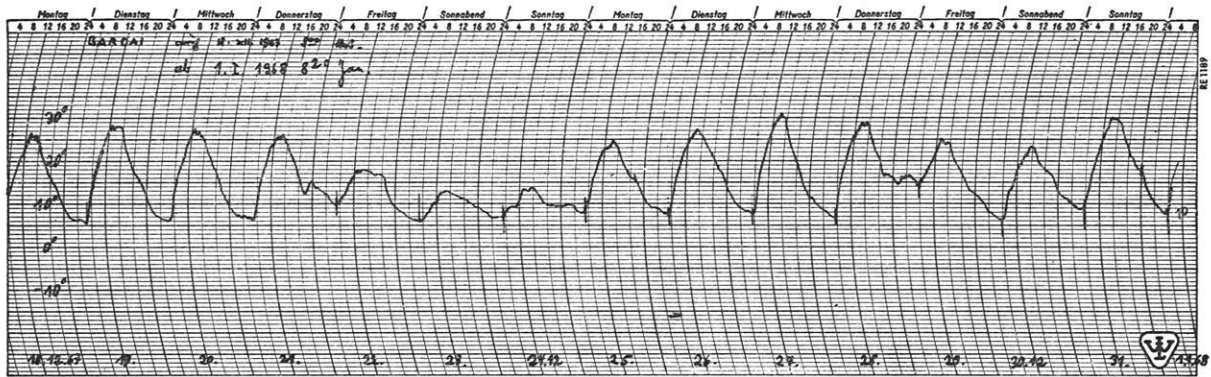


Fig. 1 Thermographenaufzeichnung von Bardai (1020 m) 18. 12. 1967 bis 1. 1. 1968

Vom 18. bis zum 21. 12. zeigt die Kurve einen rein strahlungsbedingten Tagesgang; in den Maximalbereichen schwankt die Kurve etwas infolge des thermokonvektionellen Luftmassenaustausches mit der Höhe. Am 21. 12. erfolgt gegen 22 Uhr ein Kaltlufteinbruch mit starker Bewölkung aus NW, der bis zum 25. 12. andauert. Durch die aufziehende Wolkendecke wird die Abkühlung in der Nacht vom 21. zum 22. 12. vermindert, in den folgenden Tagen die Tageserwärmung. Mit dem 25. 12. setzt sich wieder der Strahlungstyp durch, besonders am 27. 12. Vom 28. zum 29. 12. wird die nächtliche Abkühlung durch aufkommenden Wind beim Durchzug einer schwachen Regenfront, die für die beiden folgenden Tage stärkere Bewölkung bringt, stark vermindert. Der 31. 12. zeigt wieder den normalen Verlauf.

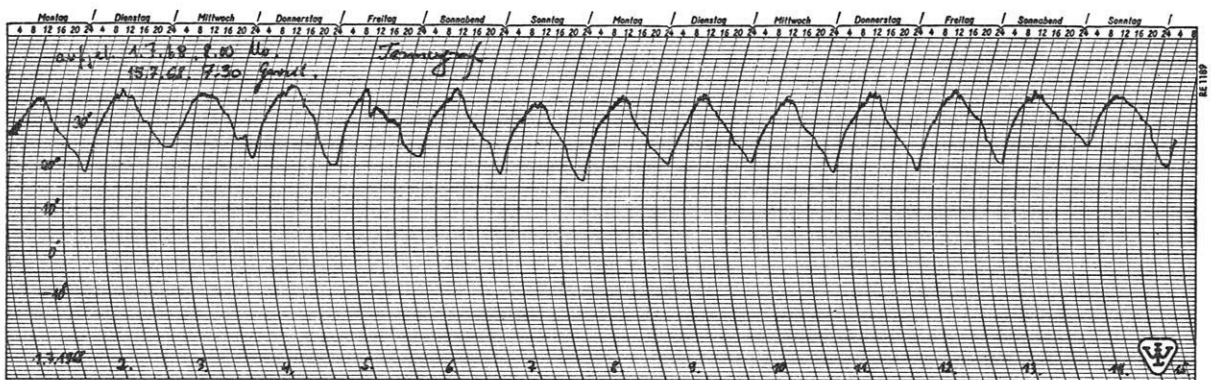


Fig. 2 Thermographenaufzeichnung von Bardai 1. 7. bis 15. 7. 1968

Die Schwankungsbreiten sind im Vergleich zum Winter gemindert. Die Maximalbereiche der Kurven sind durch das Aufkommen mittäglicher Quellbewölkung deutlich abgeflacht (sichtbar am 2., 3. und 7. 7.). Auch die nächtliche Abkühlung wird durch Wolkfelder gedämpft (so in der Nacht vom 2. zum 3. und vom 5. zum 6. 7.). Der Temperaturanstieg in der Nacht vom 3. zum 4. 7. wird durch leichten Wind verursacht, der einen seichten Kaltluftsee, in dem sich die Station befindet (Bardagué-Tal), ausbläst. Der tägliche Höchstwert der Lufttemperaturen wird nicht zum Zeitpunkt der größten Einstrahlung erreicht, sondern erst zwischen 13 und 15 Uhr, weil die Luft ihre Wärme erst durch Leitung von der erwärmten Erdoberfläche erhält. Die größte Abkühlung in der Nacht wird nicht erst unmittelbar vor Sonnenaufgang erreicht, sondern etwas früher (Wärmedämmung).

2.2.3 Unperiodische Schwankungen

Neben den regelmäßigen Tages- und Jahresveränderungen treten auch im Tibesti Temperaturschwankungen unregelmäßiger Art auf, die im Wechsel des Wettergeschehens begründet sind. Sind nur die periodischen Vorgänge von Interesse, dann müssen die Störungen der aperiodischen Veränderungen durch Mittelbildung und durch den Rechenvorgang der harmonischen Analyse ausgeschaltet werden.

Die Figuren 1 und 2 zeigen, daß unperiodische Veränderungen sehr abrupt eintreten können oder sich auf mehrere Tage verteilen, je nach Art des Witterungsumschwunges. Fig. 2 zeigt z. B. eine plötzliche Temperatursenkung um 5° in Bardai beim Durchzug einer kleinen Kaltfront mit kurzem Regen am 5. 7. 1968 gegen 14 Uhr. Dieser Temperatursturz erfolgte innerhalb von 20 Minuten. Derartige interhoräre Schwan-

kungen treten in Bardai nach den bisherigen Meßreihen nur im Sommerhalbjahr beim Durchzug lokaler Niederschlagsfronten auf, wie es z. B. am 12. 6. 1965 um 13.45 Uhr der Fall war, als eine Gewitterfront innerhalb weniger Minuten eine Temperatursenkung von 14° bei 4 mm Niederschlag brachte, am Trou von 11,3° bei 6,5 mm.

Tab. 3 Häufigkeit deutlicher interhorärer Temperaturschwankungen in Bardai (April 1965 bis August 1968)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1965					1	2	1	4	2				
1966					5	2			2	1			10
1967					1			1	1				3
1968					1	1	2						
					2	1	1	2	2				7

Längerdauernde unperiodische Schwankungen der Temperaturen werden im Tibesti hauptsächlich im Winterhalbjahr durch ektropische Kaltluftmassen bewirkt.

Tab. 4 Häufigkeit deutlicher interdiurner Temperaturschwankungen in Bardai (Februar 1965 bis August 1968)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1965		2	3	1	2				1		1	4	3
1966	1	3	3	1	1					1	2	3	15
1967	2	3	3	1	1							2	15
1968	2	2	2	2	1	2							
	2	3	3	1	1	1				1	3	3	15

Bei dem Kaltlufteinbruch vom 21. bis zum 24. 12. 1967 in Fig. 1 handelte es sich, wie eine Betrachtung des Wolkenzuges, der Windrichtung, des Luftdruckes und nordhemisphärischer Wetterkarten ergab, um eine sich abschwächende mittelmeerische Zyklone. Bei dem bisher stärksten erfaßten Kaltlufteinbruch aus N am 31. 12. 1965 sank in Bardai die Tagesmitteltemperatur von 20,3° am 30. 12. auf 11,8° am 31. 12., das Tagesmaximum von 33,0° auf 17,8°, das Minimum hingegen nur von 6,1° auf 1,3°. Gleichzeitig stieg der mittlere Luftdruck um 2 mm Hg an.

In der Höhe der Trou-Station scheint bei gleichem Jahresgang auch die interdiurne Variabilität etwas deutlicher ausgeprägt zu sein, ihre relative Bedeutung ist größer als in Bardai (gleiche Schwankungsbreite bei absolut geringeren Temperaturen).

2.2.4 Mittelwerte

Bereits in der Tabelle 2 sind für Bardai die Monats- und Jahresmittel der Temperaturen gegeben, in Tabelle 5 für die Trou-Station:

Tab. 5 Monatsmittel der Temperaturen auf der Trou-Station (2515 m) aus automatischen Meßstreifen (in ganzen Graden)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1965				17	18	19	18	17	17	13	11	10	
1966	10	9	14	15	16	17	19	18	17	16	12	9	
1967	7	9	10	16	16	18	17	16	15	12	10	10	
1968	7	10	11	14	17	17	16						

Mittel 8 9 12 15 17 18 17 17 16 13 11 10 13,6

Das Temperatur-Jahresmittel beträgt an der Trou-Station etwa 14°.

Gegenüber Bardai sind die Jahresmitteltemperaturen um 10° gesenkt, die Wintertemperaturen weniger (um 5°), die Sommertemperaturen mehr (um 13°).

Für eine exakte Mittelwertbildung sind die zwei oder drei Jahre der verfügbaren Meßreihen natürlich viel zu kurz, international üblich ist ein Zeitraum von 30 Jahren; LANDSBERG (1951) gibt einen notwendigen Zeitraum von 15 Jahren für Stationen in Gebirgslage an. So sind alle bisherigen und folgenden Mittelwerte dieser Arbeit mit einiger Zurückhaltung zu betrachten, sie können naturgemäß nur eine erste Annäherung an die tatsächlichen Verhältnisse ergeben und eine erste Vorstellung über Gang und Höhe vermitteln.

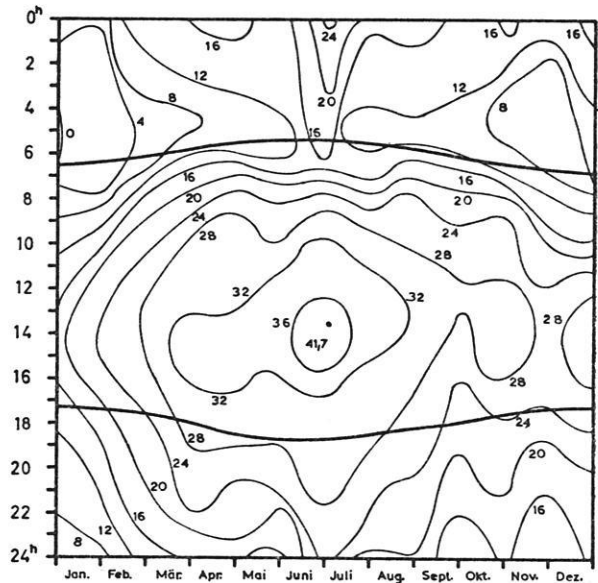


Fig. 3 Thermoisoplethendiagramm von Bardai für das Jahr 1967

Dieses Diagramm wurde aus den Thermographenmeßwerten eines Jahres konstruiert. Es ist das eines Klimas mit ausgeprägten täglichen und jährlichen Temperaturschwankungen. Die sommerliche Erwärmung wird abgestumpft durch die vermehrte Bewölkung (nur selten mit etwas Regen) monsunaler Luftmassen, hier auch noch im September. Im Oktober überwiegt wolkenloses Wetter, die Temperaturen steigen noch einmal für ein paar Wochen an, um dann mit der fortgeschrittenen Jahreszeit zu sinken. Das Bild wird allerdings von der Zufälligkeit eines einzigen Jahresganges, wie dem hier ungewöhnlich warmen Dezember, sehr stark geprägt.

Die verwendeten Tages-, Monats- und Jahresmittel sind, soweit nicht aus den Kurven automatischer Meßinstrumente direkt gemittelt wie in Tabelle 5, nach der in Deutschland üblichen Formel $7^{00} + 14^{00} + 2 \times 21^{00}$ berechnet worden. Dies ergibt auch im Tibesti noch brauchbare Werte, so ergaben zwei ausplani-metrierte Tageskurven eines Thermographen für den 19. und 20. 8. 1967 für Bardai Abweichungen von 0,3° von den errechneten Termin-Mittelwerten.

Die Tabellen 6 und 7 zeigen die Anzahl der Frosttage für Bardai und für die Trou-Station:

Tab. 6 Zahl der Frosttage in Bardai (Dezember 1964 bis Juli 1968)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1964													1
1965	14	9										4	10
1966	8	6											6
1967	15	1											16
1968	14												
Mittel	13	4										1	4

Tab. 7 Zahl der Frosttage an der Trou-Station (Januar 1965 bis Juli 1968)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1965													1
1966		4	1										5
1967	5												5
1968	3												

Es fällt auf, daß trotz der tieferen Lage von Bardai die Zahl der Tage mit Frost erheblich größer ist als an der Trou-Station. Dies ist auf die Tallage von Bardai, die die Bildung von Kaltluftseen begünstigt, zurückzuführen; nächtliche Minustemperaturen kommen nur bei Windstille vor, am Tage sind noch niemals Temperaturen unter dem Gefrierpunkt gemessen worden. Die Trou-Station weist dagegen Hanglage mit tagesperiodischen Hangwindssystemen auf, die extrem positive wie negative Temperaturen verhindert. Für beide Stationen beträgt die Dauer der frostfreien Zeit etwa acht Monate.

Die Kurven automatischer Instrumente zeigen, daß die Frostwechselhäufigkeit um etwa 10 % größer ist als die doppelte Anzahl der Frosttage, da an wenigen Frosttagen die Temperaturen durch Windeinfluß mehrere Male um den Gefrierpunkt schwanken.

Eistage mit einem Maximum unter 0° sind im Tibesti bisher nicht registriert worden.

Die Tabellen 8 bis 10 geben die Anzahl der Sommertage (mit einem Maximum über 25°), der Tropentage (mit einem Maximum über 30°) und die der Tage mit einem Maximum über 40° wieder:

Tab. 8 Zahl der Sommertage in Bardai und an der Trou-Station

BARDAI (November 1964 bis Juli 1968)													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1964													19 17
1965	19	17	23	29	31	30	31	31	30	27	11	5	284
1966	11	18	28	29	29	30	31	31	30	31	30	9	309
1967	4	22	27	30	31	30	31	31	30	31	26	25	295
1968	6	24	31	30	30	30	31						
Mittel	10	20	27	29	30	30	31	31	30	30	22	14	296

TROU-STATION (Mai 1965 bis Juli 1968)													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1965					5	11							
1966					6	2	7						15
1967			1	10	9								20
1968				7	4	2							
Mittel				7	6	2							17

Tab. 9 Zahl der Tropentage in Bardai (November 1964 bis Juli 1968)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1964											12	8	
1965	2	10	13	26	31	30	31	31	30	27	2	3	236
1966	1	7	15	27	28	30	31	31	30	31	17	1	249
1967	2	6	9	30	31	30	31	31	30	30	19	11	260
1968	2	12	26	29	31	30	31						
Mittel	2	9	16	28	30	30	31	31	30	29	13	6	248

Tab. 10 Zahl der Tage mit einem Temperaturmaximum von 40° in Bardai (November 1964 bis Juli 1968)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1964													
1965					6	13	2	2					23
1966					5	2	5						12
1967				3	1	10	3						17
1968					1	13	2						
Mittel				1	3	9	3						17

An der Trou-Station wurden keine Temperaturen von 40° und mehr gemessen.

Die Temperaturen an der Trou-Station sind durch die größere Höhe gegenüber Bardai gemindert, und die Schwankungsbreiten sind durch den Einfluß der freien Atmosphäre bei im Mittel erhöhten Windstärken verringert.

2.2.5 Extreme

Es ist nur von begrenztem Interesse, die absoluten Extreme zu erkennen, viel wichtiger ist die Kenntnis der flächenhaften Verbreitung mittlerer Extreme, welche z. B. die Vegetation und die Prozesse der Gesteinsverwitterung nachhaltig beeinflussen. Die einzelnen absoluten Extreme sind nur das Ergebnis lokaler, oft auf kleinstem Raum beschränkter Konstellationen; sie treten bevorzugt an windgeschützten und strahlungsexponierten Stellen auf.

Die bisher gemessenen Extreme (in 2 m Höhe) im Tibesti sind 44,0° am 5. 5. 1968 in Bardai und -15,2° am 17. 9. 1915 durch TILHO gemessen am Emi Koussi (3415 m).

In geringerer Höhe über dem Boden wird die Schwankungsbreite der Extreme größer; während in Bardai in der Hütte innerhalb eines etwa vierjährigen Zeitraumes (1965 bis 1968) nur -4,5° als absolutes Minimum gemessen werden konnte, sind im selben Zeitraum im Gelände in geringeren Höhen über dem Boden mehrere Male Temperaturen von -10° und weniger gemessen worden. So stellte der Verfasser in einer Kaltluftseelage am 21. 1. 1967 am Fuße des Toussidé in 2400 m Höhe ein nächtliches Minimum von -11,2° etwa 60 cm über dem Boden fest.

Es seien ein paar absolute Extreme der beiden Stationen Bardai und Trou angegeben:

BARDAI

Maximum

42,2° am 29. 5. 1965
43,7° am 10. 6. 1965
42,1° am 17. 7. 1966
44,0° am 5. 5. 1968

Minimum

-1,5° am 3. 2. 1966
-4,5° am 27. 12. 1966
-4,5° am 27. 1. 1967
-3,4° am 14. 1. 1968

TROU-STATION

Maximum

31,2° am 17. 5. 1965
32,1° am 29. 5. 1965
30,7° am 20. 5. 1965

Minimum

-3,2° am 7. 3. 1966
-2,4° am 12. 3. 1966
-6,8° am 15. 1. 1967
-1,0° am 24. 1. 1967
-1,9° am 15. 1. 1968

Der jahreszeitliche Verlauf der absoluten Extreme in Bardai wird aus den Tabellen 11 und 12 ersichtlich.

Tab. 11 *Jahresgang der absoluten Maxima in Bardai (Januar 1966 bis Juli 1968)*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1966	29,3	31,9	36,5	38,0	40,8	40,3	42,1	39,4	39,3	38,0	34,2	30,3
1967	30,3	34,5	33,5	40,7	40,4	41,6	41,7	38,6	40,2	35,0	32,4	33,6
1968	32,5	31,8	37,8	38,8	44,0	41,8	40,2					

Tab. 12 *Jahresgang der absoluten Minima in Bardai (Januar 1966 bis Juli 1968)*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1966	-1,4	-1,5	2,5	7,2	12,7	16,2	16,2	14,5	14,0	9,7	5,4	-4,5
1967	-4,5	-0,7	2,7	12,0	11,8	14,2	16,3	16,8	13,9	2,7	0,6	0,2
1968	-3,4	0,6	3,5	11,5	12,2	17,0	17,4					

Der jahreszeitliche Verlauf der mittleren Extreme wird in den Tabellen 13 und 14 wiedergegeben:

Tab. 13 *Jahresgang der mittleren Maxima in Bardai*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1966	24,5	26,6	29,7	34,3	35,4	38,3	38,6	36,8	37,4	34,7	30,2	22,9
1967	21,9	27,1	28,2	37,2	37,0	38,9	38,3	37,9	36,9			27,5

Tab. 14 *Jahresgang der mittleren Minima in Bardai*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1966	1,2	2,7	7,8	13,5	19,2	20,1	19,7	19,3	18,5	15,4	8,5	2,6
1967	-0,1	5,0	7,9	16,6	15,8	19,9	20,1	20,2	18,7			7,1

Im Jahresverlauf folgen die mittleren Extreme in Bardai der Kurve der Mitteltemperaturen im Abstand von etwa 10°. In den Wintermonaten ist die Abweichung besonders der Minima vom Mittelwert etwas größer (bis 12°), in den Sommermonaten ist wohl infolge der stärkeren Trübung der Atmosphäre der Abstand der mittleren Temperaturen zu den Maxima geringer (etwa 8°).

2.2.6 Äquivalenttemperatur und Schwüle

Nach der Näherungsformel $A = T + 2e$ (T = Hütten-temperatur, e = Dampfdruck) wurden für Bardai folgende Äquivalenttemperaturen bestimmt (nach HEYER, 1963):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1966							41,2	39,4	45,6	30,5	27,1	19,7
1967	16,2	22,2	24,0	38,5	35,2	29,7						

Kein Monat erreicht im Mittel den Bereich von 56° und mehr, in dem Schwüle empfunden wird (BLÜTHGEN, 1966).

Selbst im Sommer mit seinen feuchteren Luftmassen äquatorialer Herkunft sind nur sehr wenige Tage als schwül zu bezeichnen, und dann auch oft nur für wenige Stunden in der Mittagszeit (Fig. 4).

2.2.7 Temperatur und Exposition

Zahlreiche Messungen im Gelände ergaben, daß auch im Tibesti die Schwankungsbreite der meisten Klimaelemente, besonders der Temperaturen, sowohl im Tages- als im Jahresverlauf am größten ist in windgeschützten und strahlungsexponierten Lagen. So stellte z. B. der Verfasser am 21. 1. 1967 in einer windgeschützten Kaltluftseelage am Toussidé in 2500 m Höhe ein Minimum von 0,4° und ein Maximum von 17,1° in 2 m Höhe über dem Boden fest, zur selben Zeit in gleicher Höhenlage und nur wenig entfernt in windexponierter Lage ein Minimum von 3,2° und ein Maximum von 12,5°.

2.2.8 Temperaturabnahme mit der Höhe

Im Tibesti ist eine grobe Bestimmung der vertikalen Temperaturgradienten durch vergleichende Messungen in Bardai (1020 m), an der Trou-Station (2450 m) und auf dem Toussidé (3265 m) möglich geworden. Im Jahresverlauf ergibt sich im Winter ein flacherer Gradient von 0,5° und weniger, im Sommer ein steilerer von 0,8° und mehr auf 100 m Höhenunterschied. Dabei sind die Temperaturgradienten am Tage steiler als in der Nacht, in trockenen Luftmassen größer als in feuchten.

2.2.9 Inversionen

Inversionen bilden sich in windgeschützten Kaltluftlagen des Tibesti zu allen Jahreszeiten in verschiedener Stärke, besonders gut ausgeprägt sind sie im Winter. Der Verfasser konnte mehrere Talinversionen im Winter 1966/67 im Gelände erfassen; eine großräumige Inversion ergab sich z. B. am 24. 1. 1967, als an der Trou-Station um 13 Uhr 9,2° gemessen wurde, auf dem um fast 1000 m höheren Toussidé-Gipfel zur sel-

ben Stunde 13,1°. Im Winter sind häufig in der Oase Bardai Inversionen an schichtförmig sich ausbreitenden Rauchscheiden dicht über dem Baumwipfelniveau zu erkennen.

rel. Feuchte

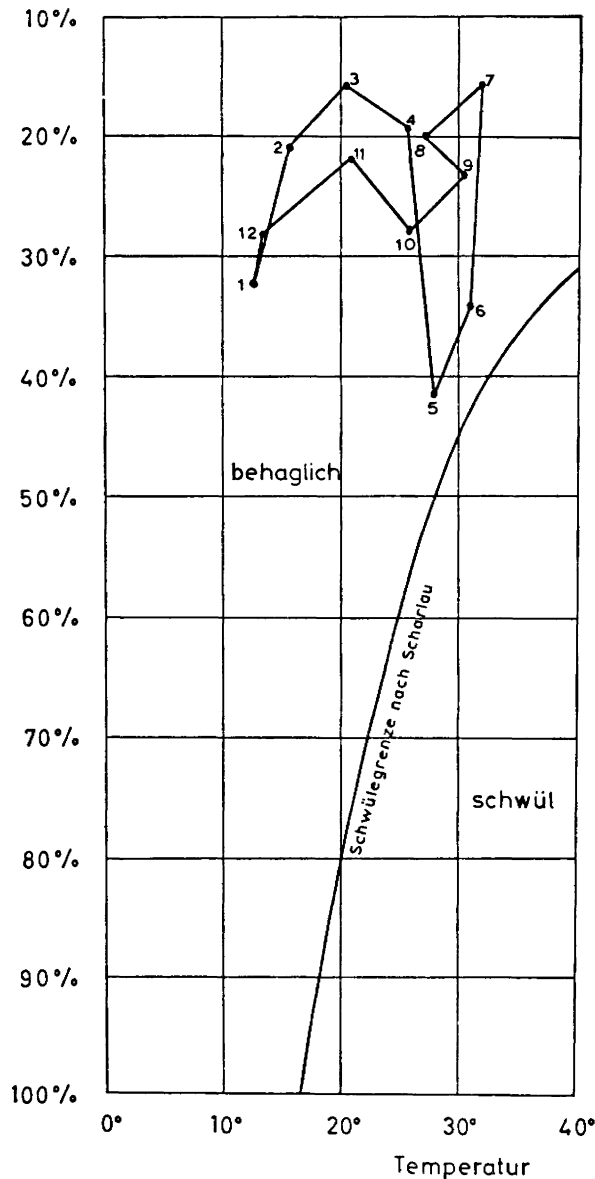


Fig. 4 Schwülediagramm von Bardai nach SCHARLAU für die Zeit von Mai 1966 bis April 1967 (Monatsmittel)

In keinem Monat wird die Grenze der Schwüle erreicht, auch nicht in den relativ feuchteren Sommermonaten, wobei die Monate Mai und Juni 1966 als überdurchschnittlich feucht anzusehen sind.

2.3 Bodentemperaturen

2.3.1 Tagesgang

Die Isoplethendarstellung der Figur 5 gibt einen vollständigen Tagesgang der Bodentemperaturen für verschiedene Tiefen bis 30 cm in Bardai. Die daran bereits ersichtlichen Gesetzmäßigkeiten werden durch weitere Beobachtungsreihen im Tibesti bestätigt:

Der Boden, besonders trockener, erwärmt sich bei Tage weit über die Lufttemperatur (in 2 m Höhe), bei Nacht erkaltet er aber nur verhältnismäßig weniger unter die Temperatur der überlagernden Luftschichten. An der Bodenoberfläche tritt die niedrigste Temperatur (wie jene der Luft) kurz vor Sonnenaufgang ein, in zunehmender Tiefe jedoch mit wachsender Verspätung, die in 30 cm Tiefe schon fast einen halben Tag ausmacht. Die höchste Temperatur wird ca. eine Stunde nach dem Sonnenhöchststand (etwa 1 bis 2 Stunden vor dem Maximum der Lufttemperatur) erreicht.

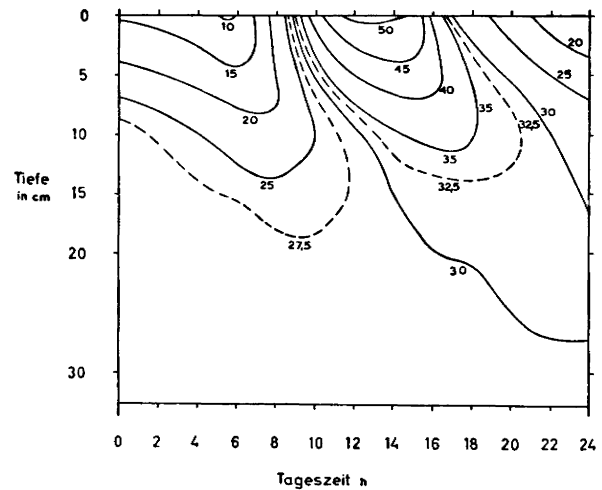


Fig. 5 Isoplethendarstellung der Bodentemperaturen in Bardai vom 30. 10. 1966 (nach stündlichen Messungen)

Die Bodentemperaturen zeigen in dieser Skizze die bekannte, immer stärkere Verzögerung der Extreme in zeitlicher Hinsicht und die Verringerung der Schwankungsbreiten mit zunehmender Tiefe.

Das Maximum der Lufttemperatur betrug an diesem Tage 32,8°, das Minimum 9,6°, das Maximum der Bodentemperatur an der Oberfläche 63,8°, das Minimum 9,8°.

Von der Bodenoberfläche dringen die täglichen Wärmeänderungen nur bis in geringe Tiefen vor; in 30 cm Tiefe beträgt die tägliche Schwankung maximal nur noch 0,7° C, meist aber weniger. Messungen in großen Tiefen fehlen, aber man darf annehmen, daß in spätestens 1 m Tiefe keine täglichen Temperaturvariationen mehr auftreten.

Gleichzeitige Messungen auf eng benachbarten verschiedenen Bodenoberflächen ergaben charakteristische, von der Gesteinsfarbe und -beschaffenheit abhängige Unterschiede. Heller Sand erhitzt sich wegen seiner schlechten Wärmeleitfähigkeit und geringen Wärmekapazität stärker als selbst dunkles Gestein. Am 3. 1. 1967 maß der Verfasser am Ostrand der Erg von Bilma in 700 m Höhe über NN um 13 Uhr auf hellem Sand 34,0°, auf dunklerer Sandsteinfläche 31,4°, in der folgenden Nacht um 5.40 Uhr auf Sand 4,7°, auf Sandstein jedoch 8,1°.

Im Winter schwanken die Temperaturen an der Bodenoberfläche zwischen einem täglichen Minimum von ca. 2° bis -5° und einem täglichen Maximum von 40° bis 55°, im Sommer 10° bis 20° als Minimum und 60° bis 70° als Maximum.

2.3.2 Jahresgang

Für den Jahresgang der Bodentemperaturen ließe sich ein ähnliches Isoplethendiagramm aufstellen wie für den Tagesgang, mit im Prinzip denselben charakteristischen Gesetzmäßigkeiten. So beträgt die zeitliche Verzögerung der Extreme in 30 cm Abstand von der Bodenoberfläche fast 2 Monate zu den Sonnenhöchst- und -tiefstständen, während die Oberflächentemperaturen direkt der Stärke der Einstrahlung folgen.

2.3.3 Schwankungen

Bei wolkenlosem Himmel wurden in Bardai häufig tägliche Schwankungen bis zu 55° gemessen, im Einzelfall darüber (am 1. 3. 1966: 60,4°; Min. -0,3°, Max. 60,1°). Bei Bewölkung ist die tägliche Schwankung

viel geringer (am 23. 5. 1966 bei Regenwetter nur 12,2°; Min. 14,6°, Max. 26,8°).

Die Tagesschwankungen sind im Winter etwas größer, ca. 50° bis 55° (zwischen -5° und +50°), im Sommer kleiner, ca. 45° bis 50° (zwischen 15° bis 65°).

Es wurde an der Bodenoberfläche eine mittlere Jahreschwankung der täglichen Maxima von ca. 35°, der täglichen Minima von ca. 25° festgestellt, eine absolute Jahreschwankung der Maxima von 51,0° 1966 und eine der Minima von 32,1° im Jahre 1966.

In 30 cm Tiefe ist die Jahreschwankung mit etwa 15° anzusetzen bei einem Minimum im Februar von 19° und einem sommerlichen Maximum im August von 35°.

2.3.4 Mittelwerte

In der Tabelle 15 werden die Mittelwerte der Bodentemperaturen in Bardai an der Bodenoberfläche sowie in 30 cm Tiefe für das Jahr August 1967 bis Juli 1968 gegeben:

Tab. 15 Monatsmittel der Bodentemperaturen in Bardai in 0 cm und in 30 cm Tiefe

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0 cm												
1967								38,2	36,3	32,1	26,6	22,8
1968	21,1	23,7	29,2	33,4	35,3	37,4	37,1					
30 cm												
1967								34,9	34,5	31,3	26,1	22,5
1968	19,9	19,8	25,8	29,6	31,7	33,8	34,4					

2.3.5 Extreme

In den Sommermonaten werden Temperaturmaxima von 60° bis 65° auf Sand an der Bodenoberfläche häufig erreicht, selten von 70°. Das absolute, bisher am Boden gemessene Maximum in Bardai brachte der 26. 7. 1966 mit 73,5° (!), das absolute Minimum der 25. 1. 1967 mit -7,7°; das sind mehr als 80° absoluter Jahreschwankung.

2.4 Luftdruck

2.4.1 Tagesgang

Der Luftdruck zeigt im ganzen Gebirge, doch am ausgeprägtesten in Bardai und in anderen tieferen Lagen, die regelmäßige gezeitenähnliche Doppelwelle mit zwei Maxima und Minima, die das Bild der Registrierungen in niederen Breiten bestimmen, hervorgerufen nach KELVIN (1882) und MARGULES (1893) durch die tägliche Schwankung der Lufttemperatur.



Fig. 6 Bardai (1020 m) Barograph 18. 12. bis 30. 12. 1967

Ebenso wie die Temperaturkurve in Figur 1 zeigt die des Luftdruckes vom 18. 12. bis zum 21. 12. einen rein strahlungsbedingten Tagesgang mit Schwankungen bis zu 3 mm (19. 12.). Der Kaltlufteinbruch vom 21. bis zum 25. 12. ist durch höheren Luftdruck gekennzeichnet, die halbtäglichen Schwankungen werden deutlich unterdrückt, besonders am 21. (um 22 Uhr Eintritt der Kaltluft) und 22. 12. Vom 25. bis zum 28. 12. liegen wieder normale, strahlungsbedingte Verhältnisse vor. Die schwache Regenfront vom 28. 12. bringt eine geringe Druckverminderung um 1 mm. Es dürfte sich hierbei um eine sehr abgeschwächte mittelmeerische Zyklone gehandelt haben.

Die Amplituden dieser Halbtagswellen betragen im Tibesti im Mittel 2 bis 3 mm Hg, oft sogar mehr, sie sind in tieferen Lagen größer (Bardai 2 bis 3 mm), in höheren geringer (Trou-Station 1 bis 2 mm). Die größte Schwankung wurde in Bardai am 24. 3. 1966 mit 4,2 mm gemessen, am Trou am 3. 3. 1966 mit 2,7 mm, die kleinste in Bardai am 25. 6. 1965 mit 1,3 mm, am Trou mit 0,4 mm am 30. 7. 1968. Das Vormittagsmaximum ist in der Regel höher als das Abendmaximum, das Nachmittagsmaximum tiefer als das in der Nacht.

2.4.2 Jahressgang

Der jährliche Gang des Luftdruckes ist sehr ausgeglichen und zeigt keine charakteristischen Eigenheiten. In Bardai bewegt er sich zumeist zwischen 680 und 690 mm Hg, an der Trou-Station zwischen 560 und 570 mm. Der gleichförmige Gang wird hingegen öfter deutlich von barometrischen Maxima und Minima beeinflusst. Der mittlere Luftdruck ist in Bardai im Winter um 2,5 mm höher als im Sommer, am Trou nur noch um 1 bis 1,5 mm. An beiden Stationen sind die Schwankungen der täglichen Doppelwelle im Sommer in der Regel geringer als im Winter.

2.4.3 Unperiodische Schwankungen

Die unperiodischen Schwankungen des Luftdruckes können wie die der Temperatur in kurzzeitige und in längerdauernde getrennt werden. Sehr kurzdauernde Druckveränderungen von zumeist auch geringer Größe sind an das Auftreten sommerlicher Kaltfronten mit Regen gebunden, wie die vom 5. 7. 1968. Am 12. 6. 1965 erhöhte sich der Luftdruck in Bardai beim Durchzug einer Gewitterfront innerhalb von 30 Minuten um fast 3 mm (!).

Längerdauernde Druckveränderungen kommen im Tibesti zwar auch im Sommer infolge seichter Zyklonen äquatorialen Ursprungs vor, doch sind sie im Winter viel häufiger und kräftiger ausgeprägt. Kaltluftvorstöße aus Norden führen dann zu sehr deutlichen mehrtägigen Druckanstiegen. Zyklonen der Westwinddrift können im Winter, wie am 4. bis 6. Dezember 1966, mehrtägige Druckverminderungen bringen.

2.4.4 Mittelwerte und Extreme

Für Bardai kann der Luftdruck im Sommer mit 683 mm Hg, im Winter mit 684,5 mm und im Jahresmittel mit 683,5 mm angegeben werden. Am Trou kann man im Sommer ein Luftdruckmittel von 567 mm, im Winter von 567,5 mm annehmen, im Jahr eins von 567 mm.

Die höchsten wie die tiefsten Extreme des Luftdruckes in Bardai und an der Trou-Station treten im Winter und im Frühjahr ein. In Bardai wurde als absolutes Maximum am 18. 11. 1967 689,6 mm Hg gemessen, als absolutes Minimum am 23. 4. 1965 676,5 mm, die absolute Schwankungsbreite des Luftdruckes ist also recht gering.

2.4.5 Druckabnahme mit der Höhe

Auf Grund der obigen Jahresmittel ergibt sich zwischen Bardai und der Trou-Station (Höhenunterschied 1500 m) eine Luftdruckabnahme von 117,5 mm, was

einer Druckabnahme von 7,8 mm auf 100 m Höhenunterschied entspricht (1 mm Druckdifferenz gleich einer Höhenänderung von 12,8 m).

2.5 Luftbewegung

2.5.1 Tagesgang

Der Wind zeigt einen recht gleichmäßigen Tagesgang in Richtung und Stärke. Obwohl die Windrichtung in Bardai orographisch beeinflusst ist (die Station liegt in dem NW-SE ausgerichteten, von Bergketten begleiteten Bardagué-Tal), kann man gegen Mittag eine deutliche Rechtsdrehung feststellen. Sie geht parallel mit der mittäglichen Konvektion, durch deren turbulente Reibung eine Angleichung der Windrichtung in bodennahen Luftschichten an die höherer erfolgt. Dennoch können Richtung und Stärke sehr schwanken. In der Nacht und am Morgen ist es häufig windstill, oder es geht nur ein schwacher Luftzug. Mit steigender Sonne erhöht sich die Windstärke und erreicht in der Regel von 12 bis 15 Uhr ihr Maximum, um bereits am späten Abend fast auf das Nachtminimum zurückzugehen.

Stündliche Windbeobachtungen an der Trou-Station und am Ostrand der Erg von Bilma (700 m) zeigen dieselben Ergebnisse; auf dem Toussidé-Gipfel hingegen weht der Wind ständig aus nordwestlichen Richtungen mit zu den tieferen Stationen inversem Tagesgang.

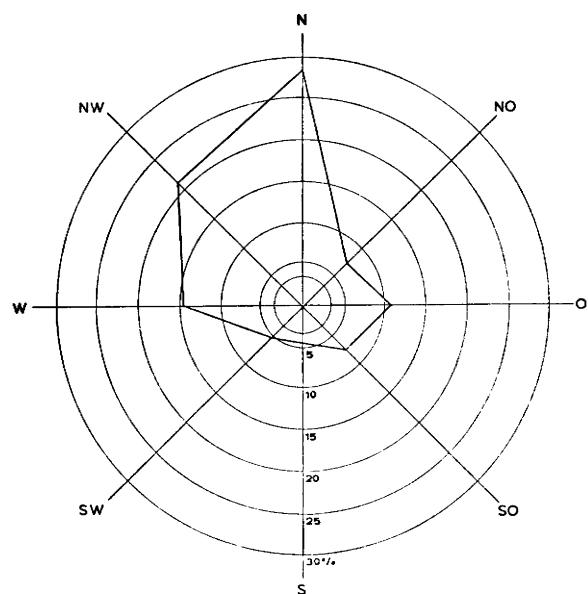


Fig. 7 Prozentuale Häufigkeit der Windrichtungen im Jahresmittel für Bardai

Als Grundlage der Skizze dienten 787 Einzelmessungen. Die orographisch bedingte Bevorzugung nordwestlicher und südöstlicher Richtungen wird deutlich. Die Station ist durch einen Bergzug nach NE, durch einen anderen nach SW abgeschirmt. Doch dürfte auch die mit zunehmender Höhe ihren Einfluß verstärkende Westwinddrift die Windrichtungen mitbestimmen.

2.5.2 Jahresgang

Der Jahresgang der Windrichtungen ist im Tibesti-Gebirge von der Höhe der betrachteten Meßstation abhängig, denn die Passat-Inversion, die Obergrenze der regelmäßigen Winde aus NE, liegt nach SCHERHAG (1960) in 20° N zwischen 1000 und 2000 m Höhe, was der Verfasser durch eigene Beobachtungen bei mehreren Toussidé-Aufstiegen (3265 m) bestätigen konnte. Darüber weht im Winter ständig die ektropische Westwinddrift, im Sommer die südöstliche passatische Ausgleichsströmung.

In tieferen Bereichen des Gebirges oder seiner Ränder ist die Regelmäßigkeit der Winde aus N bis NE sehr ausgeprägt. In Borkou (ca. 300 m über NN) am Südostrand des Tibesti weht z. B. der Wind mehr als sieben Monate im Jahr (von Oktober bis April) mit einer Stärke von mindestens 3 m/sec aus diesen Richtungen (nach H. HAGEDORN, 1968, und J. DUBIEF, 1963).

In den eigentlichen Gebirgsbereichen um 1000 m und darüber sind im Mittel die N- und NE-Komponenten der Windrichtungen nicht mehr so deutlich, weil einerseits die Abschwächung der Passatströmung mit der Höhe, andererseits eine orographische Ablenkung erfolgt.

In Bardai sind, durch die orographische Lage bedingt, nördliche bis nordwestliche Winde das ganze Jahr bei im Sommer höheren Windstärken vorherrschend. Die unregelmäßig über das ganze Jahr verteilten Winde mit südlicher Komponente (mit schwachem Sommermaximum), die u. U. feuchtere äquatoriale Luftmassen heranbringen, treten an Bedeutung zurück.

Tab. 16 Monatsmittel der Windstärken in Bardai in m/sec

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966			1,4	1,9	2,1	2,0	2,2	2,0	2,0	1,6	1,0	0,5	
1967	1,0	1,0	1,7	1,2	1,4	2,0	1,9	2,0	1,8	1,4	1,1	0,7	1,4
1968	0,6	0,7											
Mittel	0,8	0,9	1,5	1,6	1,7	2,0	2,0	2,0	1,9	1,5	1,1	0,6	1,5

Tabelle 16 gibt den Jahresgang der Windstärken in Bardai an:

2.5.3 Mittelwerte

Das Jahresmittel der Windstärken beträgt für Bardai 1,5 m/sec. Nördliche und nordwestliche Windrichtungen überwiegen, daneben in geringerem Maße südöstliche; die Richtungen NE, S und SW erscheinen unterdrückt. Hierin kommt die orographische Lage der Station Bardai (Figur 7) mit der Ablenkung der Winde in Talrichtung zum Ausdruck.

Mittelwerte für die Trou-Station oder für andere Orte im Tibesti können infolge zu geringer Anzahl der Beobachtungen noch nicht mit Sicherheit gegeben werden. Die wenigen Beobachtungen für die Trou-Station deuten auf etwa 3,5 m/sec Jahresmittel, die für den Toussidé-Gipfel auf mindestens 8 m/sec.

2.5.4 Extreme

In Bardai wurde, Gewitterböen und Kleintromben ausgenommen, ein absolutes Maximum stetiger Windgeschwindigkeit am 22. 7. 1968 mit 12 m/sec (aus NE) gemessen.

Nordwinde erreichen im Sommer selten mehr als 8 m/sec, im Winter selten mehr als 5 m/sec. Die höchste Stärke südlicher Winde wurde am 4. 6. 1966 mit 7 m/sec (aus SW) gemessen; jedoch werden 3 m/sec nur selten überschritten. Das höchste Tagesmittel wurde in Bardai am 2. 5. 1966 mit 6,7 m/sec ermittelt. In einer Regenböe wurde am 2. 5. 1966 eine Windgeschwindigkeit von 13 m/sec (aus E) erreicht.

Am Trou hat der Verfasser im Winter 1966/67 mehrere Male um die Mittagszeit 13 m/sec gemessen, er hat auf dem Toussidé-Gipfel einen stetigen Wind aus NW von 12 bis 14 m/sec, an einigen Tagen (22. und 23. 1. 1967) eine mittlere Windgeschwindigkeit von 20 m/sec mit Spitzenwerten um 25 m/sec festgestellt.

2.5.5 Lokale Winde und Windsysteme

Lokale Berg-, Tal- und Hangwindsysteme sind an vielen Stellen des Tibesti ständig entwickelt. Der Verfasser konnte unter anderem im Winter 1966/67 über längere Zeit am westlichen Hang des Toussidé am Tage einen bergauf wehenden Wind von 8 m/sec messen, in der Nacht einen Bergwind von 1 m/sec.

2.5.6 Sandstürme und Staubwinde

Großräumige Sandstürme wurden im Tibesti noch nicht beobachtet, wohl bedingt durch den Mangel an großen Sandflächen. Der Verfasser beobachtete das Abheben größerer Sandmengen (von mittlerer Korngröße, sehr feine Korngrößen wie auch grobe wurden nicht vom Wind aufgenommen) und deren Verdriftung um viele 100 m oder einige Kilometer bei Windgeschwindigkeiten über 3,5 m/sec.

Staubangereicherte Winde aus großen Sandgebieten des Tibesti-Vorlandes (Erg v. Bilma, Serir Tibesti) können schwere Staubtrübungen der Luft im Tibesti hervorrufen. So sank bei recht schwachen Winden aus NW am 8. 12. 1966 die Sichtweite durch Trockendunst auf 10 km.

2.5.7 Sonstige Windphänomene

Hier sind die häufigen Kleintromben zu erwähnen, die an heißen Tagen zumeist in der Mittagszeit entstehen und mit der allgemeinen Winddrift wenige oder auch hunderte von Metern mitwandern, ehe sie sich wieder auflösen. Es scheint, als wenn diese Staubtromben (sie nehmen Sand, kleine Äste und dergleichen auf), von wenigen Metern Durchmesser und bis zu einigen hundert Metern Höhe, bestimmte Bahnen im Gelände bevorzugen.

Der Verfasser hat in einer solchen Kleintrombe am 4. 11. 1966 in Bardai eine Windgeschwindigkeit von 14 m/sec gemessen. Im Sommer 1970 konnte er mehrere Tromben von Tornadogröße beobachten, eine davon lief über das Meßfeld und brachte am 18. 6. 1970 gegen 13.55 Uhr eine Druckerniedrigung von 1,5 mm und eine maximale Windgeschwindigkeit von 44 m/sec.

2.6 Luftfeuchte

2.6.1 Relative Feuchte

2.6.1.1 Tagesgang

Der Tagesgang der relativen Feuchte ist, wie überall auf der Erde, auch im Tibesti invers zu dem der Temperatur mit einem Minimum am Nachmittag und einem Maximum kurz vor Sonnenaufgang; Sommer und Winter weisen darin keinen Unterschied auf. Luftmassenwechsel und Windsprünge können diesen einfachen Tagesgang verändern, jedoch nicht ganz ausschalten.

Die tägliche Schwankungsbreite ist im Winter höher als im Sommer. Im Winter sinken die Minima bis auf 0° und weniger ab, die relative Feuchte wird dadurch sehr erhöht, während die Werte tagsüber annähernd gleichbleiben.

In der Höhe des Toussidé-Gipfels (3265 m) wird das Maximum der relativen Feuchte, wie mehrere eigene Meßreihen ergaben, erst am Mittag erreicht, offensichtlich durch dann konvektiv aufsteigende bodennahe, absolut feuchtere Luftmassen, die adiabatischer Abkühlung unterliegen.

2.6.1.2 Jahresgang

Die bisher vorliegenden Angaben lassen zwei Typen der Jahresgänge im Tibesti erkennen: In trockenen Jahren erreicht die relative Feuchte, wie in allen kontinentalen Klimaten, in den kalten Wintermonaten ihren Höchstwert; den größten Teil des Jahres hingegen ist sie sehr gering. In Jahren mit erhöhten Niederschlägen (durch ein weites nordwärtiges Ausgreifen des SW-Monsuns im Sommer verursacht, wie z. B. im Mai 1966) oder mit vermehrter meridionaler Zirkulation tritt neben das nun sekundär werdende Wintermaximum ein Sommermaximum.

Der mittlere Jahresgang enthält zwei Maxima (im Januar mit 31 %, im Juni mit 34 %) und zwei Minima (im März mit 22 % und im November mit ebenfalls 22 %, alle Werte aus Bardai), von denen das Sommermaximum und das Frühjahrsminimum kurz vor dem Einsetzen monsunaler Wetterlagen am ausgeprägtesten erscheinen (Tab. 16).

2.6.1.3 Mittelwerte

Die Tagesmittelwerte der relativen Feuchte in Bardai schwanken zwischen 10 % und 40 %, sie können jedoch bei geeigneten Wetterlagen darüber oder darunter liegen.

Einige Monatsmittelwerte für Bardai sind in der Tabelle 17 wiedergegeben, deren Werte bereits eine notwendige Höhenkorrektur enthalten:

Tab. 17 Einige Monatsmittelwerte der Luftfeuchte in Bardai

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966	30	28	37	29	58	34	16	20	24	27	22	28	29
1967	32	21	16	19	11								23
Mittel	31	25	22	23	36								25

Monatsmittelwerte für andere Orte im Tibesti liegen nicht vor.

Das Jahresmittel in Bardai dürfte zwischen 22 % und 25 % liegen, das angegebene Jahr 1966 ist überdurchschnittlich feucht gewesen.

Eigene Messungen auch an der Trou-Station und auf dem Toussidé-Gipfel ergeben mit zunehmender Höhe eine Abnahme der relativen Feuchte in homogenen Luftmassen; doch sind wegen der dann zu vergrößerten Korrekturwerte und den bei tieferen Temperaturen unzuverlässigeren Feuchtemessungen Angaben kritisch zu betrachten.

Es wurde z. B. gemessen am

14. 1. 1967 um 7 Uhr in Bardai 51 % und am Trou 26 %, am

23. 1. 1967 um 13 Uhr in Bardai 23 % und auf dem Toussidé 18 %.

Im Vergleich mit dem Breitenkreismittel (ca. 75 % nach HAURWITZ und AUSTIN, 1944) ist die relative Feuchte in Bardai um fast 50 % geringer, ein Hinweis auf die extreme Kontinentalität des Tibesti-Klimas.

2.6.1.4 Extreme

Extrem geringe relative Feuchten von 5 % und weniger sind vom Verfasser und auch von anderen Beobachtern so häufig in Bardai und im Gelände unter immer wieder kontrollierten Meßbedingungen und mit korrigierten Berechnungen festgestellt worden, daß Zweifel an ihrem Vorkommen nicht mehr aufrecht erhalten werden können.

In Bardai wurden am 11. 12. 1966, am 6., 7. und am 12. 3. 1967 2 % relative Feuchte gemessen, mehrmals waren es 3 %, wie z. B. am 28. 2. 1967. 4 % und 5 % wurden schon so häufig festgestellt, daß eine Aufzählung nicht mehr erfolgen kann.

Für den 18. 5. 1967 wurde für Bardai ein Tagesmittel von 6 % errechnet, für den 13. 3. 1967 ein solches von 5 % (!).

Im Gelände stellte der Verfasser viele Male bei geeigneten Wetterlagen (NE-Passat, starke mittägliche Erwärmung, keine Bodenfeuchte) relative Feuchten um 2 % fest (mit Höhenkorrektur), am Toussidé-Fuß in 2500 m Höhe am 27. 1. 1967 1 % (!).

Es erhebt sich allerdings hier die Frage, ob die Berechnungsgrundlage der Psychrometertabellen, die Psychrometerformel nach FINDEISEN (1933) und anderen sowie die Luftdruckkorrektur nach SPRUNG in diesen extremen Bereichen noch einwandfreie Werte ergeben.

Luftfeuchten von 100 % kommen im Tibesti in jedem Jahr regelmäßig vor, nicht nur an den wenigen Tagen mit morgendlichem Taufall, sondern auch tagsüber, wenn die Luft bei seltenen stärkeren Niederschlägen feuchtigkeitsgesättigt ist.

2.6.2 Dampfdruck

2.6.2.1 Tagesgang und Jahresgang

Im Tagesgang des Dampfdruckes tritt in Bardai die tägliche Doppelwelle wasserarmer, festländischer Berge in Erscheinung. Am 30. 10. 1966 hatte die Doppelwelle in Bardai folgende Extrempunkte:

um 7 Uhr 3,4 mm Hg, um 11 Uhr 5,2 mm Hg,
um 17 Uhr 3,1 mm Hg und um 22 Uhr 4,5 mm Hg.

Tab. 18 Einige Monatsmittel des Dampfdruckes (in mm Hg) in Bardai

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966							4,8	6,2	7,6	6,9	3,4	3,1	
1967	2,8	2,7	2,4	5,1	3,2					5,0			

Im Gegensatz zur relativen Feuchte ist die tägliche Schwankung der absoluten Feuchte im Sommer größer als im Winter; treten im Winter Veränderungen des Dampfdruckes von 2 bis 3 mm innerhalb eines Tages auf, so erreichen diese im Sommer bis zu 6 mm Hg, wie z. B. am 26. 7. 1966.

Über den Jahresgang der absoluten Feuchte lassen sich noch keine gesicherten Angaben machen; die Werte in der Tabelle 18 sind wenige und zufallsbedingte Einzelwerte. Es scheint sich ein Sommermaximum herauszubilden.

Jahresmittel (grob geschätzt): 5 mm Hg

2.6.2.2 Extreme

In Bardai wurde der geringste Dampfdruck am 22. 12. 1967 gegen 13 Uhr mit 0,5 mm Hg, am 10. 12. 1966 sogar nur mit 0,2 mm (!) bestimmt, der höchste je festgestellte Dampfdruck betrug 11,2 mm am 29. 9. 1966 um 13 Uhr.

2.6.2.3 Verdunstung

Es muß die aktuelle Verdunstung von der potentiellen unterschieden werden. Dabei kann die aktuelle Verdunstung naturgemäß nicht größer sein als die Menge der im Tibesti fallenden Niederschläge abzüglich geringer Abflüsse und Versickerungen. G. JANNSEN beobachtete am 12. 6. 1965 in Bardai, daß ein Regen von 4 mm Ergiebigkeit nur etwa 3 cm tief die obersten Bodenschichten durchfeuchtete und bald wieder verdunstete (nach frdl. Mitteilung an den Verfasser). Nur an wenigen Tiefenlinien, wo größere Wassermengen durch Oberflächenabfluß zusammenkommen, findet Grundwasserbildung dicht unter der Oberfläche statt.

Über die Höhe der vom Sättigungsdefizit abhängigen potentiellen Verdunstung gibt es unterschiedliche Auffassungen: QUEZEL (1965) gibt für die mittlere Sahara ca. 7000 mm/Jahr an, DUBIEF (1950) 5000 bis 6000 mm/Jahr, TILHO (1919) etwa 1800 mm/Jahr und BRUEL wieder ca. 8000 mm/Jahr. Französische Messungen über mehrere Jahre in Sebha (ca. 600 km nördlich des Tibesti) ergaben eine jährliche Verdunstungskraft von fast 5000 mm bei Jahresniederschlägen von nur 8,7 mm (nach MECKELEIN, 1959).

Im Dezember 1966, als infolge verhältnismäßig tiefer Tagestemperaturmittel die Verdunstungskraft eingeschränkt war, führte der Bardagué-Fluß an einigen Stellen unterhalb von Bardai etwas Wasser, obwohl keine Niederschläge gefallen waren. Nachdem es einige Wochen später wieder wärmer wurde, verschwanden die Wasserflächen.

2.6.2.4 Kondensation

Wegen des zumeist sehr hohen Sättigungsdefizites der Luft kommt es nur selten im Tibesti zu bodennaher Kondensation in Form von Tau oder Nebel. Der Ver-

fasser konnte beobachten, daß das Kondensationsniveau in der Atmosphäre (durch die glatte Unterseite von Cumulus-Wolken gut zu sehen) in der Regel sehr hoch lag. Durch örtliche Konvektion entstandene Cumulus-Bewölkung hatte im Winter 1966 ein unteres Kondensationsniveau von über 3000 m über NN, einige Male sogar über 3500 m.

2.6.2.5 Nebel

Nebel ist im Tibesti außerordentlich selten; während einer fast dreijährigen Beobachtungszeit ist in Bardai nur ein einziges Mal, am 30. 11. 1966, ein leichter morgendlicher Bodennebel erfaßt worden. Aus dem Gelände liegen verschiedene Beobachtungen vor, so wurde am 15. 11. 1967 auf der Flugplatzebene östlich von Bardai um 6 Uhr früh eine Bodennebelbank gesichtet. D. JAKEL berichtete dem Verfasser über ein Nebelvorkommen am Ehi Mousgou im Januar 1970. TILHO (1916/17) stellte sogar nässende Nebel im Tibesti mit einer Ergiebigkeit von 0,1 bis 0,5 mm fest. QUEZEL (1965) gibt die Nebelhäufigkeit im Tibesti mit 3 bis 4 Tagen im Jahr an, was dem Verfasser jedoch als zu hoch erscheint.

2.6.2.6 Tau

Das gelegentliche Vorkommen von Tau am Boden oder dicht darüber ist im Tibesti sicher; der Verfasser beobachtete am 30. 11. 1966 schwachen Taufall in Bardai, weiterer Taufall wurde am 15. und 16. 11. 1967 festgestellt. Das sind innerhalb von mehr als 2 1/2 Jahren nur drei Tau-Beobachtungen. Aus dem Gelände werden wenige Taufälle beschrieben, so von H. J. PACHUR im Januar 1965 ein nässendes Nebelreißen auf der Hochebene südöstlich der Trou-Station (nach frdl. mündl. Mitteilung an den Verfasser). KANTER (1952) gibt für das nordöstliche Tibesti im Winter (Dezember bis Februar) durchschnittlich acht Tage im Monat Taufall an, was dem Verfasser zu hoch erscheint.

2.7 Bewölkung

2.7.1 Tagesgang

Die Bewölkung im Tibesti zeigt im Tagesverlauf nicht nur das auffällige Nachmittagsmaximum (14 Uhr bis

16 Uhr), sondern auch ein weniger auffälliges Maximum am Morgen gegen Sonnenaufgang (5 Uhr bis 8 Uhr). Ist das Nachmittagsmaximum vor allem auf Cumulus- und cumulogene Formen der Bewölkung zurückzuführen, so wird das Morgenmaximum von stratiformen und stratigenen Wolken hervorgerufen.

2.7.2 Jahrgang

Der Grad der Himmelsbedeckung ist im Sommer etwas größer als im Winter, aber nicht so ausgeprägt, wie man es auf Grund des thermischen Jahresganges der Konvektion erwarten könnte, denn die relativ dünne, aber langdauernde Cirrus-Bewölkung des Winterhalbjahres kann ebenso hohe Bedeckungsgrade erreichen wie die Cumulus-Bewölkung des Sommers. Es scheinen zwei

Bewölkungsmaxima vorzuliegen, eins im späten Frühjahr (mit Cu und Ac) und eins im Spätsommer (mit Cu, Sc und Ac), getrennt durch eine hochsommerliche Periode geringerer Bewölkung (Tabelle 19).

Der Tagesgang der Bewölkung ist im Sommer deutlich stärker ausgeprägt als im Winter, was durch die Unterschiede in der Genese und Art der Bewölkung zu erklären ist. Die sommerliche Konvektionsbewölkung ist streng abhängig von der Tageszeit. Hingegen sind die winterlichen stratiformen Wolken dynamischer Hebung- und Aufgleitvorgänge von der Tageszeit weniger beeinflusst.

Für Bardai wurden auf Grund zweijähriger Beobachtungen vorläufige Monatsmittelwerte des Bewölkungsgrades errechnet, die in Tabelle 19 wiedergegeben sind:

Tab. 19 Monatsmittelwerte der Bewölkung in Bardai in Zehnteln der Himmelsbedeckung

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966			1,5	2,3	4,3	1,4	0,6	1,1	1,8	1,5	0,7	0,9	
1967	0,4	2,1	1,7	3,0	1,2	1,7	1,4	2,6	1,9	0,4	0,3	3,8	1,5
1968	1,5	1,0											
Mittel	0,9	1,5	1,6	2,6	2,7	1,6	1,0	1,9	1,8	1,0	0,5	2,3	1,5

Das Jahresmittel beträgt in Bardai etwa 1,5/10.

2.7.3 Art und Höhe der Bewölkung

Im Tibesti kommen alle bekannten Wolkenformen vor. Das Relief des Gebirges verursacht dazu häufig lokale Sonderformen, wie Leewellen und Wolkenstraßen (HECKENDORFF, 1972, in H. SCHIFFERS: Die Sahara und ihre Randgebiete, Bd. 3). Es überwiegen jedoch im Jahresmittel Cirrus, Cirrostratus und Altostratus im Vergleich zu Cumulus oder Stratocumulus. Cumulonimben sind, dem Wüstenklima gemäß, recht selten.

Das Kondensationsniveau der einzelnen Wolkenarten, besonders von Cu, scheint im Tibesti überdurchschnittlich hoch zu sein, wohl auch als Auswirkung des Massenerhebungseffektes. Der Verfasser konnte viele Male Konvektionsbewölkung (Cu hum, med und con) beobachten, die mit ihrer Unterseite noch über den höchsten Berggipfeln, also über 3200 m hoch, lag. Auf Grund der Taupunktdifferenz ließen sich in Bardai die Höhen von Cumuli grob abschätzen (Höhe der Wolkenunterseite über Grund = $[T - td] \times 100$); dabei ergaben sich häufig Höhen zwischen 1800 bis 2100 m über Grund.

2.7.4 Zugrichtung der Wolken

Südwestliche bis westliche Richtungen sind im Tibesti dominierend, besonders bei hoher Bewölkung (Ci und Ac), die entweder mit der oberen Rückströmung des Passatkreislaufes, mit äquatorialen Luftmassenvorstößen oder schon mit den südlichen Randbereichen der Westwinddrift ziehen.

Zugrichtungen aus NE, E und SE sind im Tibesti nur selten beobachtet worden, in den Vorländern jedoch häufiger, wenn sich flache Cumuli noch innerhalb der geringmächtigen Passatströmung bilden.

2.8 Niederschlag

2.8.1 Flüssige Niederschläge

2.8.1.1 Tagesgang

Obwohl Niederschläge großen zeitlichen und örtlichen Schwankungen unterliegen, so daß erst längere Meßreihen verlässliche Ergebnisse liefern, zeigen schon die bisherigen Messungen im Tibesti den ausgeprägten Tagesgang kontinentaler Stationen. Der Tagesgang der Niederschläge (deren Anzahl, nicht Ergiebigkeit) hat in Bardai das Hauptmaximum am Nachmittag und ein sekundäres Maximum in den frühen Morgenstunden, das Hauptminimum zwischen Mitternacht und dem Morgen, ein zweites am Nachmittag (Figur 8).



Fig. 8 Die tageszeitliche Verteilung der Niederschläge in Bardai

Der Skizze liegen die 69 Einzelniederschläge des Meßzeitraumes zu grunde, deren Menge und Intensität nicht berücksichtigt sind.

Die Intensität der Niederschläge (mittlere Niederschlagsmenge in der Zeiteinheit) ist in Bardai im allgemeinen vormittags am geringsten, nachmittags und abends am größten (Schauer).

2.8.1.2 Jahresgang

Die geringen Niederschläge im Tibesti fallen fast ausschließlich im Sommerhalbjahr, doch mit deutlich unterschiedlicher Menge in den einzelnen Monaten. Der Mai ist neben dem Juli nach den bisher vorliegenden Messungen der regenreichste Monat in Bardai (Tab. 20 und 21). Im Juni ist ein kleines, aber deutliches Niederschlagsminimum ausgebildet. In der zehnjährigen Beobachtungsreihe der Tabelle 20 ergibt sich noch ein drittes geringes Regenmaximum im Winter.

Die Genese der Niederschläge in der Zentralsahara steht in engem Zusammenhang mit den jahreszeitlichen Verschiebungen der innertropischen Konvergenzzone (ITC). Im Winterhalbjahr dringt mit der Südverlagerung der Klimazonen der NE-Passat bis zum Sudan

vor, wo er trockenes Wetter bedingt. Aus der nachrückenden ektropischen Westwindzone stoßen Zyklonen und Kaltlufttropfen bis zum Tibesti und weiter südlich vor, dort die seltenen und geringen Winter-niederschläge hervorrufend.

2.8.1.3 Unperiodische Schwankungen

Die relativen Schwankungen der Monats- und Jahres-summen der Niederschläge sind sehr groß. So fielen z. B. in Bardai 1966 60,7 mm Regen, in den Jahren 1970 und 1962 kein Niederschlag.

2.8.1.4 Mittelwerte

Erste Monats- und Jahresmittelwerte für drei Orte im Tibesti werden in den Tabellen 20 bis 22 gegeben:

Tab. 20 Monats- und Jahresmittel der Niederschläge in Bardai (1957 bis 1968, nach Service Météorologique de la République du Tchad) in mm

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
	0,7	0,2	0,6	0,4	5,7	0,8	2,2	0,1	0,2	0,0	0,0	0,7	11,9

Tab. 21 Monats- und Jahresmittel der Niederschläge an der Trou-Station (Januar 1966 bis Juli 1968)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966				5,1	121,9	6,9		3,0	27,7				171,6
1967			58,7	0,6		0,2	5,9	2,9	4,1				72,4
1968				0,4	2,9	9,0	6,8	6,4					
			19,6	2,0	43,9	5,4	4,0	4,1	10,6				126,8

Tab. 22 Monats- und Jahresmittel der Niederschläge in Zouar (1946 bis 1948, 1950 bis 1958, nach DUBIEF, 1963)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
	0,2	0,0	0,0	0,8	5,1	1,3	17,1	22,0	1,4	0,4	1,4	0,0	49,0

Eine der Hauptursachen für die geringen Jahressummen der Niederschläge in den tieferen Bereichen des Tibesti liegt nach den Beobachtungen des Verfassers in der

extrem hohen atmosphärischen Verdunstung; viele deutlich sichtbare Fallstreifen erreichen nicht den Boden, sondern verdunsten vorher (Abb. 1).

Tab. 23 Anzahl der Tage mit Niederschlägen in Bardai (Januar 1966 bis Juli 1968)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966				4	17		7		6	1	1		36
1967		2	2			1	2						7
1968				3	6	2	1						
Mittel		0,7	0,7	2,3	7,7	1,0	3,3						

Tage mit mehr als 10 mm Niederschlag in 24 Stunden wurden in Bardai während des Meßzeitraumes zwei gezählt: der 23. 5. 1966 mit 15,5 mm und der 26. 5. 1966 mit 16,8 mm.

2.8.1.5 Extreme

Extrem hohe Niederschläge sind im Tibesti sehr selten. Nach HERVOUET (1958) fielen im Mai 1934 in Aozou im Nordosten des Gebirges 370 mm Regen innerhalb von drei Tagen. Im Mai 1966 fielen in Bardai 59,9 mm Regen, ein vielfaches der normalen Jahresniederschlagsmenge. Vier nur jeweils wenige Minuten dauernde Starkregen brachten bereits ca. 35 mm (am 22. 5. 1966 8,6 mm, am 25. 5. nochmals 8,6 mm, am 26. 5. 8,2 und 9,9 mm).

2.8.1.6 Typen und Intensitäten

Niederschläge mit geringen Erträgen sind zahlenmäßig häufiger als solche mit hohen, die dennoch als Starkregen innerhalb kurzer Zeit die Hauptregenmenge liefern. Im Winter und am Morgen überwiegen weniger heftige, aber ausdauernde Niederschläge, im Sommer und am Nachmittag kurze kräftige Schauer. Es sei aber noch einmal auf die insgesamt sehr geringen Niederschlagsmengen hingewiesen.

2.8.2 Feste Niederschläge

2.8.2.1 Hagel

In den Jahren 1965 bis 1968 und 1970 bis 1971 ist in Bardai wie im ganzen Tibesti kein Hagel beobachtet worden.

2.8.2.2. Schnee

Schneefälle scheinen im Tibesti gelegentlich aufzutreten. Nach Aussagen der ortsansässigen Bevölkerung fielen im Winter 1961/62 am Tarso Voon einige Zentimeter Schnee.

2.8.2.3 Reif

Vorkommen von Reif im Tibesti sind verschiedentlich beschrieben worden. KANTER (1958) berichtet über Reif aus dem östlichen Tibesti in 1750 m Höhe am 22. 2. und 5. 3. 1958, am 6. 2. 1958 sogar aus nur 750 m Höhe (in Uri). G. JANNSEN (freundl. mündl. Mitteilung) beobachtete am 7. 11. 1965 um 6 Uhr am Tarso Idri in 2100 m Höhe Reifbildung. Dabei waren alle am Boden liegenden Steine bereift, auch der hölzerne Stiel eines Feldhammers; die Temperatur in 2 m Höhe betrug $+1^{\circ}$, am Boden 0° .

2.9 Sicht

2.9.1 Tagesgang

Ein typischer Tagesgang der Sichtweiten ist im Tibesti nur schwer zu erkennen. Der Verfasser beobachtete in Bardai wie auch am Trou eine Verbesserung der Sicht mit zunehmender Tageserwärmung, wenn Konvektion leichten Bodendunst in die Höhe führte. Verschiedentlich verringerte sich aber auch die Sichtweite tagsüber, wenn Kleintromben und Wind, die beide um die Mittagszeit am stärksten sind, Staub und Sand in großem Umfange aufwirbelten.

2.9.2 Jahrgang

Im Herbst, Winter und Frühjahr ist die Luft im Tibesti zumeist extrem klar und nur selten durch Staub- und Sandstürme getrübt, die aus sandreichen Vorlandsgebieten kommen.

Der Verfasser konnte im Winterhalbjahr 1966/67 innerhalb von 6 Monaten im Tibesti nur einen Tag mit einer Sichtweite von weniger als 50 km verzeichnen (am 8. 12. 1966, als starke Westwinde aus Sandwüstenbereichen Staubbunst heranzführten).

Im Sommer hingegen sinkt die Sichtweite häufig, wenn äquatoriale Luftmassen der ITC mit ihren absolut recht hohen Wasserdampfgehalten die bekannte milchigweiße Trübung beginnender Kondensation (Feuchtedunst) zeigen.

2.9.3 Szintillation

Der Verfasser konnte während seiner astronomischen Beobachtungen im Tibesti feststellen, daß die die Fernrohrbeobachtungen so störende Szintillation dort nur schwach ausgeprägt ist. Die durch die Bewegungen verschiedener Solenoide bedingte Luftunruhe nimmt mit zunehmender Höhe ab, so daß sich die günstigsten Beobachtungsbedingungen in windstillen Nächten an der 2500 m hohen Trou-Station in Hochebenenlage ergaben.

2.10 Gewitter

2.10.1 Häufigkeit

In Bardai sind vom Januar 1966 bis Juli 1968 zehn Gewitter direkt über der Station, elf in der näheren und sechs in der weiteren Umgebung beobachtet worden. Das ergibt eine Gewitterhäufigkeit von etwa vier Gewittern im Jahr.

2.10.2 Tages- und Jahrgang

Die wenigen Gewitterbeobachtungen lassen noch keine gesicherten Aussagen über deren täglichen Gang im Tibesti zu, doch ist eine Häufung der Gewitter am späten Nachmittag erkennbar. Einige Gewitter dauerten bis in die Nacht, eins bis in die Morgenstunden (am 22. Mai 1966), so daß der Vormittag als die gewitterärmste Zeit erscheint.

Ebensowenig können über den Jahrgang gesicherte Aussagen gemacht werden. Von insgesamt 27 Gewitterbeobachtungen in Bardai fallen allein 24 in die außerwöhnlich feuchte Periode Ende April bis Mai 1966, eine in den Mai 1968 und zwei in den September 1966.

3. Synthetische Betrachtung der Klimaelemente

3.1 Druckgebilde und Fronten

Die witterungsklimatischen Bedingungen im Tibesti werden stärker von Druckgebilden und Fronten beeinflusst, als man es wegen der relativ äquatornahen Lage im allgemeinen annimmt.

Durch Form und Verteilung der afrikanischen Landmasse ist die innertropische Konvergenzzone das ganze Jahr gegenüber dem geographischen Äquator nach Norden verschoben; im Winter nur wenig, im Sommer bis zu 20° . Die äquatoriale Tiefdruckfurche spaltet überdies laufend seichte Teiltiefs ab, die mit der schwachen Westwinddrift in der ITC ostwärts verlagert werden und das Wetter in äquatornäheren Bereichen durchaus wechselhaft gestalten. Die jahreszeitliche Verlagerung der ITC bedingt auch charakteristische Unterschiede im Witterungsablauf des Tibesti-Gebirges:

Das nordwärtige Ausgreifen der ITC und der dadurch ermöglichte Vorstoß monsunaler Luftmassen im Sommer bringen dem Tibesti-Gebirge den Hauptteil der wenigen Jahresniederschläge. Nordhemisphärische Wetterkarten (Met. Inst. FU Berlin) zeigen im Durchschnitt mehrerer Jahre eine deutliche Verstärkung zyklonaler Einflüsse während der Annäherung der ITC im Frühjahr und Sommer.

Im Hochsommer, wenn sich die ITC nur wenig südlich des Tibesti befindet, sind wetterwirksame Teiltiefs sichtlich schwächer ausgebildet, offensichtlich wegen der dann gleichmäßigeren Erwärmung großer Gebiete der Sahara.

Im Herbst, wenn sich die ITC wieder vom Tibesti entfernt, wirken äquatoriale Tiefdruckgebiete erneut stärker auf das Wetter ein.

Im Winter sind tropische Tiefs, die sich über dem mittleren Atlantik, dem Golf von Guinea oder auch über Ostafrika bilden und die sich über dem im Mittel kühleren nördlichen Festland auffüllen, im Tibesti nur wenig wetterwirksam.

Überraschend groß ist nach der Auffassung des Verfassers der Einfluß mittelmeerischer Zyklonen auf das Wettergeschehen im Tibesti besonders im Winter.

Die Teilhochs der subtropischen Zone über der nördlichen Sahara werden für das Tibesti bedeutungsvoll, indem sie besonders im Winter den NE-Passat verstärken und kühle Luft aus dem Mittelmeergebiet bis in die Randtropen lenken.

Warmfronten sind nur sehr schwach ausgebildet, wohl auch deshalb, weil die Luft in Bodennähe infolge der starken Aufheizung über den Wüstenbereichen im Mittel wärmer ist als über den nördlich und südlich angrenzenden Bereichen und so fast jede eindringende Luftmasse als kühl erscheinen läßt.

Kaltfronten ektropischer Zyklonen und Kaltlufttropfen treten nicht nur im Winter häufig auf; sie beein-

flussen deutlich das Wetter, vor allem die Temperaturen, und bringen die seltenen Niederschläge außerhalb der sommerlichen monsunalen Regenperiode (soweit man bei den geringen Jahresmengen im Tibesti überhaupt von einer solchen sprechen kann).

Der Verfasser hat an Hand von Bodenwetterkarten (Met. Inst. FU Berlin, Wetterämter Fort Lamy und Dakar) die Anzahl der Kalt- und Warmfronten im Tibesti für einen sechzehnmonatigen Zeitraum zu bestimmen versucht. Dabei sind Kaltfronten in den Karten relativ leicht zu erkennen, Warmfronten sehr viel schwieriger, so daß bei verschiedenen Bearbeitern durchaus Unterschiede in der Interpretation ein und derselben Wetterlage auftreten können.

Tab. 24 Zahl der Kaltfrontdurchgänge in den einzelnen Monaten in Bardai (Januar 1966 bis April 1967)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966	5	3	5	2	3	2	5			2	3	5	33
1967	3	5	2	3									

Tab. 25 Zahl der Warmfrontdurchgänge in den einzelnen Monaten in Bardai (Januar 1966 bis April 1967)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966				1	2	1					2	1	7
1967	1	2		5									

P. OBENAUF (1969) kommt bei einer Auszählung für das Jahr 1965 zu ähnlichen Ergebnissen.

3.2 Luftmassen

Allochtone äquatoriale Luftmassen sind häufig nicht oder nur sehr schwer von den autochthonen des Tibesti-Gebirges zu unterscheiden. Nur wenn der Feuchtegehalt ersterer überdurchschnittlich hoch ist, werden sie im Sommer stärker wetterwirksam und bringen bei ihrem Auftreffen auf das Gebirge Steigungs- und Konvektionsregen, selten Frontalregen. Die Niederschlags-genese im Tibesti ist wesentlich verwickelter, als in diesen kurzen Ausführungen dargestellt wurde. Spezielle Untersuchungen des Verfassers hierzu sind im Gange.

Kaltluftvorstöße und Kaltlufttropfen sogar hochpolaren Ursprunges dringen das ganze Jahr über, bevorzugt jedoch im Winterhalbjahr, bis in den südsaharischen und sudanesischen Bereich vor. Sie erzeugen im Tibesti oft markante kurzfristige Veränderungen im Gang der Klimatelemente.

In Jahren mit ausgeprägter meridionaler Zirkulation sind Kaltluftvorstöße aus Norden im Tibesti stärker und zahlreicher ausgeprägt als in normalen Jahren. Es scheint, als wenn die winterlichen Kaltlufttropfen eine Zugbahn in der östlichen Zentralsahara bevorzugen, die westliche Sahara und den Nil-Bereich jedoch meiden.

Eine Auszählung außersaharischer Luftmassen im Tibesti für den Zeitraum von Januar 1966 bis April 1967 zeigt deutlich das Überwiegen kalter Luftmassen.

Tab. 26 Zahl ektropischer Kaltluftmassen im Tibesti für den Zeitraum Januar 1966 bis April 1967

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966	5	3	4	2		1	3				1	3	22
1967	2	1	2										

Tab. 27 Zahl äquatorialer Luftmassen im Tibesti für den Zeitraum Januar 1966 bis April 1967

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Jahr
1966			2	1	2		1	1		1	2	1	11
1967				2									

3.3 Witterungsunterschiede in den Jahreszeiten

In witterungsklimatischer Hinsicht kann das Jahr in vier ungleich lange Abschnitte unterteilt werden, für die die einheimischen Toubou besondere Bezeichnungen haben (OBENAUF, 1971, aus CHAPELLE, 1957):

Borro (März bis Mai): heiß und trocken

Sigeni (Juni bis September): Regenzeit

Ebere (Sept. bis Mitte November): heiß und trocken

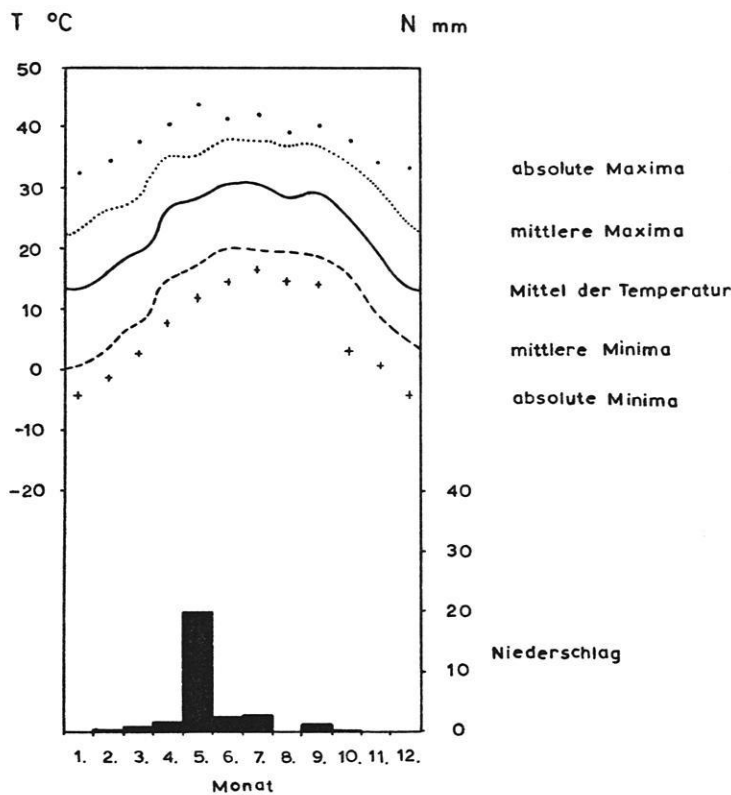
Domoso (Mitte Nov. bis Febr.): kühl und nachtkalt

Im Winter ist der NE-Passat vorherrschend, verstärkt durch die Ausbildung winterlicher Hochs über der NW-Sahara. Die Temperaturen sind der verminderten Einstrahlung gemäß nicht sehr hoch, Kaltlufteinbrüche bringen spürbare Temperaturstürze. Kaltfronten führen Wolkenfelder mit sich, die unter Umständen etwas Regen bringen. Im Mittel ist die Bewölkung jedoch gering. In klaren Nächten können Fröste auftreten; am Boden friert es fast jede Nacht.

Im Frühjahr schwächt sich der Einfluß des NE-Passates ab, erste Vorstöße der ITC führen monsunale Luftmassen aus S oder SW heran, außertropische Fronten werden seltener. Mit steigender Sonne nimmt die Einstrahlung rasch zu, die Bewölkung ist noch gering, es ist die wärmste Zeit des Jahres.

Im Sommer nähert sich die ITC dem Tibesti; tropische Randstörungen beeinflussen mit ihren Fronten das Wetter und bringen oft dichte Bewölkung, die noch durch Stau und Konvektion verstärkt wird. Der weitest große Teil der Jahresniederschläge fällt in dieser Zeit. Winde aus südlichen Richtungen sind relativ häufig, doch ist der NE-Passat nicht völlig unterdrückt. Die Tagesmaxima werden durch die Bewölkung gedämpft, die Nachtminima sind recht hoch.

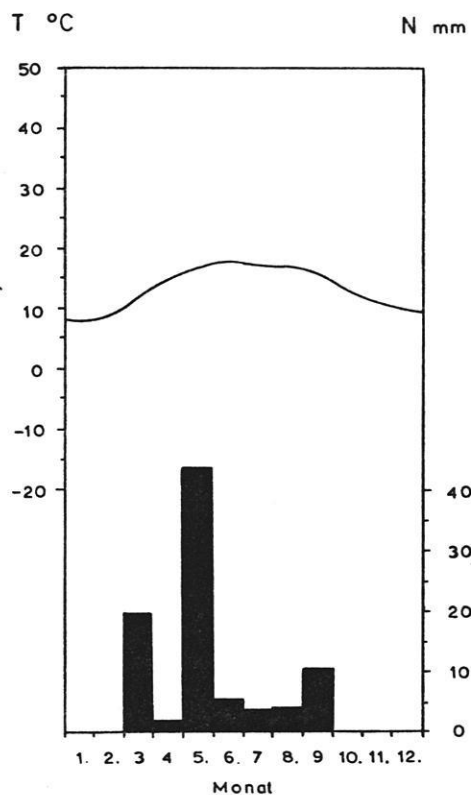
Im Herbst gewinnt der NE-Passat wieder die Oberhand, die ITC zieht sich nach Süden zurück, die Temperaturen sinken ab. Kaltluftmassen und Kaltfronten wirken sich wieder deutlicher auf das Wetter aus. Die Bewölkung ist fast ebenso gering wie im Frühjahr.



Bardai (21,5°N, 17,0°E, 1020m)

Fig. 9 Klimadiagramm von Bardai (Mittel der Jahre 1966, 1967 und Januar bis Juli 1968)

Die fünf Temperaturkurven verlaufen alle annähernd gleichsinnig und zeigen deutliche jahreszeitliche Besonderheiten. Vornehmlich an den Mittelwertkurven fällt der steile Anstieg im April auf, verursacht durch die im Frühjahr ungestörte Einstrahlung. Im Mai setzt dichtere Bewölkung ein, der Anstieg der Temperaturen verlangsamt sich. Im Hochsommer und besonders im Spätsommer sind die Temperaturen durch die letzten nördlichen Ausläufer der sudanesischen Regenzeit gedämpft, wenn sie auch, absolut gesehen, die höchsten des Jahres sind. Im Oktober, nach dem Rückzug der ITC und der Verminderung des Einflusses äquatorialer Luftmassen, fallen die Temperaturen steil ab. Die Schwankungsbreite der Temperaturen ist im Winter am größten.



Trou (21,1°N, 16,6°E, 2515m)

Fig. 10 Klimadiagramm der Station Trou au Natron (Mittel der Jahre 1966, 1967 und 1. 1. bis 31. 7. 1968)

Der Gang der Klimaelemente ist der gleiche wie in Bardai. Auch hier fallen der Mai, aber auch der März auf Grund einmaliger extremer Niederschläge durch zu hohe Mittelwerte auf. Dies ist ein Hinweis auf die eigentlich zu kurze Zeit (2 1/2 Jahre), für welche die dem Diagramm zugrundeliegende Mittelbildung durchgeführt wurde.

Die Niederschläge ergeben eine annähernd gleichmäßige flache Kurve (mit winterlicher Trockenzeit und geringen sommerlichen Regenfällen), in die sich auch der Mai einfügen würde, ließe man die außergewöhnlich hohen Niederschläge des Jahres 1966 (besonders des Mai) unberücksichtigt.

3.4 Das Klima in historischer Zeit

Zahlreiche Klimazeugen und historische Überlieferungen sprechen für ein im großen und ganzen ähnlich gebliebenes Klima der Sahara in der von der Geschichte überschaubaren Zeit. Allerdings weisen viele Indizien (s. b. B. GABRIEL, 1964) auf etwas günstigere Nie-

derschlagsverhältnisse vergangener Jahrhunderte und Jahrtausende hin.

Durch einen deutlichen Rückgang der Vegetation auch an nicht beweideten Stellen gewann der Verfasser im Tibesti-Gebirge den Eindruck, daß sich die Austrocknung der Sahara zur Zeit noch weiter fortsetzt.

4. Zusammenfassung

Es wird ein knapper Abriss von Klima und Witterung im Tibesti-Gebirge gegeben. Zunächst werden die analytischen Klimaelemente einzeln behandelt, danach wird eine kurze synthetische Witterungsbeschreibung versucht. Der Arbeit liegen die ersten, noch wenig-jährigen, vollständigen Meßreihen und Beobachtungen der Klimastation Bardai, daneben Geländemessungen und Literaturangaben zugrunde.

Das Klima im Tibesti-Gebirge erweist sich als hoch-arides thermisches Jahreszeitenklima, bedingt durch exzessiven Strahlungseinfluß. Die Unterscheidung von hygrischen Jahreszeiten dagegen ist nur von zweitrangiger Bedeutung. Der Einfluß und die Häufigkeit ektropischer atlantischer und mediterraner Störungen ist besonders im Winter größer als bisher angenommen.

Durch die Höhenlage des Tibesti-Massivs im Gegensatz zu den umliegenden Serir- und Ergflächen erscheint es als eine Klimainsel mit geringfügig erhöhten Niederschlägen und verringerten Temperaturen.

Die Jahresmitteltemperatur in Bardai (21,5° N, 17,0° E, 1020 m) beträgt 23,5° C. Die mittlere Tages-schwankung (ca. 20°) ist etwas höher als die mittlere Jahresschwankung (ca. 17°, Temperaturmittel im Juli 30,9°, im Januar 13,3°). Die mittlere Bewölkung im Jahr kann mit 2/10 angegeben werden. Die Jahresniederschläge (in Bardai ca. 11,2 mm) fallen fast ausschließlich im Sommerhalbjahr; in der Höhenregion (z. B. in 2515 m Höhe am Toussidé-Massiv) können um oder über 100 mm erreicht werden.

Résumé

L'auteur donne un abrégé du climat et de la température du Tibesti. Premièrement l'auteur travaille particulièrement les éléments climatiques analytiques et ensuite il essaye une courte description synthétique de la température. La base de ce travail était les premières séries de mesurages et d'observations complètes de la station météorologique de Bardai, à côté de mesurages au terrain et de la littérature.

Il est établi que le climat au Tibesti est un climat thermique saisonnier extrême aride, stipulé par l'influence de rayonnement excessif. La distinction de saisons hygriques au contraire est d'une importance peu considérable. L'influence et la fréquence des perturbations ektropiques atlantiques et méditerranéennes est surtout

en hiver plus grand qu'on avait supposé jusqu'à maintenant. Le massif du Tibesti se montre par sa hauteur en opposition aux plaines de serirs et ergs comme une île de climat avec des pluies insignifiants élevés et avec des températures diminuées.

La température moyenne de l'année à Bardai (21,5° N, 17° E, 1020 m) est 23,5° C. L'oscillation moyenne de la journée (20° C) est un peu plus augmentée que l'oscillation moyenne de l'année (17° C). La température moyenne au juillet est 30,9° et en janvier 13,3° C. Les nuages moyens par année sont déclarés avec 2/10. Les pluies par année (à Bardai 11,2 mm) tombent exclusivement en l'été: sur les hautes montagnes (p. e. au Toussidé à 2515 m) tombent jusqu'au 100 mm ou plus.

Summary

The paper gives a short outline of the weather and climate in the Tibesti Mts. A separate treatment of the analytic elements of climate is followed by a short synthetic description of a typical weather situation. The paper is based on the first complete series of meteorological data and observations recorded at the climatic station at Bardai. The data, which are available for only a few years as yet, are completed by measurements taken in the field, and by the available literature. The climate of the Tibesti Mts. is hyperarid with thermic seasons, due to the extreme dominance of solar radiation. Hygric seasons are of minor importance. Ectropic atlantic and mediterranean disturbance — especially in winter — are much more influential than

has hitherto been supposed. Because of its high elevation above the lowland ergs and serirs, the Tibesti appears as a climatic "island", with slightly higher precipitation and slightly lower temperatures than the surroundings.

The annual mean temperature in Bardai (21.5° N, 17° E, alt. 1020 m) is 23.5° C. The mean daily temperature variation (ca. 20° C) is somewhat higher than the mean annual variation (ca. 17°, july mean 30.9° C, january mean 13.3° C). The mean annual cloud cover is about 2/10. The annual precipitation falls almost exclusively in summer (Bardai 11.2 mm). 100 mm or more may fall in the highest parts of the mountains (e. g. in the Toussidé Massif at 2515 m alt.).

Literaturverzeichnis

- CAPOT-REY (1953): *Le Sahara Français*. Presses Univ. Paris, 564 p. Paris.
- DALLONI, M. (1935/36): *Mission au Tibesti (1930-31)*. Ac. Sc. l'Inst. France, tm 60 et 61, 373 S., Bd. 61. Paris.
- DUBIEF, J. (1947): *Les Pluies au Sahara Central*. Trav. Inst. Rech. Sah. VI, S. 7-23, Alger.
- DUBIEF, J. (1959, 1963): *Le Climat du Sahara*. Inst. du Rech. Sahar., 2 Bde., Bd. 1, 312 S., Bd. 2, 270 S., Alger.
- GABRIEL, B. (1964): *Das Problem der Austrocknung der Sahara*. Staatsexamensarbeit an der Univ. Freiburg, 125 S., 7 Karten, 11 Abb., 7 Tab., Freiburg.
- GAVRILOVIC, D. (1969): *Klimatabellen für das Tibesti-Gebirge, Niederschlagsmenge und Lufttemperatur*. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, 47/48, Berlin.
- GAVRILOVIC, D. (1970): *Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahre 1968 (Tibesti/Rép. du Tchad)*. Zeitschr. f. Geomorphologie, NF. Bd. 14, Heft 2, S. 202-218, Stuttgart.
- HAGEDORN, H. (1968): *Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara*. Erdkunde 22, S. 257 bis 269.
- HECKENDORFF, W. D. (1970): *Klima und Witterung im Tibesti-Gebirge*. Staatsexamensarbeit an der FU Berlin, 217 S., zahlr. Abb., Tab. u. Photos, Berlin.
- HECKENDORFF, W. D. (1972): *Eine Wolkenstraße im Tibesti*. In: H. SCHIFFERS u. a. *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. 3, Photos und Abbildungen, München.
- HECKENDORFF, W. D. (1972): *Zum Klima des Tibesti-Gebirges*. In: H. SCHIFFERS u. a. *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. 3, 10 S., 7 Abb., München.
- HERVOUET, M. (1958): *Le B. E. T.* 108 S., Fort Lamy.
- INDERMÜHLE, D. (1969): *Mikroklimatische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge*. Dipl.-Arbeit am Geogr. Inst. d. Universität Bern, Bern.
- JANNSEN, G. (1969): *Einige Beobachtungen zu Transport- und Abfluvvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966*. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 41-46, Berlin.
- 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. 1. Geogr. Inst. FU Berlin, Bd. 13, (Festschrift f. J. H. SCHULTZE), S. 147-188, Verlag D. Reimer, Berlin.
- KANTER, H. (1963): *Eine Reise in NO-Tibesti (Rep. Tchad) 1958*. PM CVII 1, S. 21-30, Gotha.
- LEFRANC, J. F. (1954): *Reconnaissance automobile aux marches septentrionales du Tibesti*. Trav. Inst. Rech. Sahar., tm 11, S. 95-110, Alger.
- MECKELEIN, W. (1959): *Forschungen in der zentralen Sahara. I. Klimageomorphologie*. 181 S. Braunschweig.
- MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D. (1968): *Erste Ergebnisse einer Tibesti-Expedition 1968*. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1968, S. 139-142, Zürich.
- MESSERLI, B. (1970): *Tibesti/Zentrale Sahara. Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbild-Interpretation*. Jahresbericht der Geogr. Ges. von Bern, Bd. 49, Jg. 1967 bis 1969, Bern.
- NACHTIGAL, G. (1879): *Sahara und Sudan*. 3 Bde., Berlin.
- OBENAU, K. P. (1971): *Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nordwestlichen Tibesti*. Berliner Geogr. Abh., Heft 12, 70 S., Abb., Photos u. Karten, Berlin.
- QUEZEL, P. (1965): *La végétation du Sahara. Du Tchad à la Mauritanie*. 333 S., Stuttgart (Geobotanica selecta II).
- ROHLFS, G. (1875): *Expedition zur Erforschung der Libyschen Wüste*. Kassel.
- TETZLAFF, G. (1969): *Messungen solarer Strahlung und Helligkeit in Berlin und Bardai/Tibesti*. Dipl.-Arbeit am Meteorolog. Inst. der FU Berlin, Berlin.
- TILHO, J. (1919): *Une Mission scientifique au Tibesti, Borkou et Ennedi*. In C. R. Ac. Sc., tm 168, S. 984-988 und 1081-1085, Paris.

Es wurden nicht alle in der Arbeit zitierten Werke in das Literaturverzeichnis übernommen; nur solche, die speziell auf das Tibesti-Gebirge eingehen. Es sei deshalb auf

BLÜTHGEN, J. (1966): *Allgemeine Klimageographie*. Bd. 2 des Lehrbuches der Allgemeinen Geographie, 724 S., 177 Abb., Berlin
verwiesen.

Abb. 1 *Fallstreifen*

Cu con cum Virga, Cu frac. Bardai
12. 6. 1970, 17.05 Uhr nach SSE

Links von der Spitze des Ehi Mousgou reichen Fallstreifen bis weit unterhalb des Gipfelniveaus, weiter links oberhalb verdunsten sie bereits in der Luft.

In einer leichten Luftströmung aus SW von bis zu 4 m/sec am Boden hatten sich schon seit 11 Uhr Vormittags dichte Quellwolken mit Fallstreifen gebildet, die in Bardai und Umgebung den Boden jedoch nicht erreichten. Es ist aber nicht ausgeschlossen, sogar wahrscheinlich, daß an diesem Tag in höheren Gebirgstteilen einige Niederschläge fielen.



Abb. 2 *Zur Sichtweite*

Blick vom Toussidé in 2700 m Höhe nach SW, 24. 2. 1966, 14.30 Uhr

Die am Horizont rechts erkennbaren, bis zu 600 m hohen dunklen Inselberge sind 50 bis 80 km in der Luftlinie vom Aufnahme-Standpunkt entfernt, ebenso das rechts erkennbare helle Sandfeld.

Im linken Bildteil ist am Horizont als heller Streifen bereits die Erg von Bilma mit ihren Sandflächen in einer Entfernung von mehr als 100 km zu erkennen.

Im Bild sind zwei von den drei klimamorphologischen Höhenstufen nach HÖVERMANN (1965) zu sehen: im Mittelgrund die fluvial zerfurchte Westabdachung des Tibesti, im Hintergrund die vornehmlich windgeformten tiefliegenden Sandflächen.

Abb. 3 *Blick vom Toussidé-Gipfel*
(3265 m) nach NE
(21. 1. 1967, 17.45 Uhr)

Die rechts im Bild dicht unter dem Horizont als helle Fläche erkennbare Flugplatzebene nordöstlich von Bardai ist etwa 80 km in der Luftlinie vom Aufnahme-Standort entfernt, der dunkle Berg im Vordergrund, der Ehi Timi, etwa 20 km. Die Berge am Horizont sind 120 km (rechter Bildrand) bis über 150 km entfernt (Horizont in Bildmitte). Noch größere Sichtweiten scheinen nur durch die Erdkrümmung verhindert.



Untersuchungen an vorgeschichtlichem Skelettmaterial aus dem Tibestigebirge (Sahara)

Von BERND HERRMANN und BALDUR GABRIEL¹

Während über die rezenten Saharabewohner bereits recht umfassende anthropologische Daten vorliegen², sind die Kenntnisse über die prä- und protohistorische³ Bevölkerung eher spärlich, obgleich nach der Fülle der Kulturhinterlassenschaften zu urteilen der Raum zu verschiedenen Zeiten relativ dicht besiedelt gewesen sein muß. Besonders im Meso- und Neolithikum scheinen Jäger- und Hirtenvölker die Sahara durchquert oder in ihr gelebt zu haben. Die Rassengeschichte und die Hauptbewegungsrichtungen sind aber noch weitgehend im Dunkeln.

In den Jahrhunderten um und nach Christi Geburt bis ins Hohe Mittelalter hinein haben in manchen Gebieten der Wüste noch Menschengruppen gelebt, deren Anwesenheit durch umfangreiche Gräberfelder dokumentiert wird. Im Wadi Adjal im Fessan (PACE et al.) und bei Bardai-Zoui (Tibesti) gehen die formal recht einheitlichen Gräber in die Tausende. Trotzdem ist aus dem Zeitraum, der zwischen dem Australopithecus von der Falaise d'Angamma südlich des Tibesti (COPPENS) und den rezenten Verhältnissen liegt, sehr wenig über die Biologie der vorgeschichtlichen Menschengruppen bekannt.

Der Wandel eines ursprünglich siedlungsfreundlichen Areals zu einem durch extrem arides Klima geprägten Biotop führt zu physiologischen und morphologischen Anpassungserscheinungen beim Menschen. Weil der Siedlungsraum immer ungastlicher wird, kann mit einer verminderten Zuwanderung und vermindertem Genaustausch gerechnet werden. Nach einer gewissen Zeit ist so eine „quasi stabile“ Bevölkerung erreicht, in der Anpassungserscheinungen immer deutlicher zutage treten; daher ist es wichtig, einen möglichst großen Beobachtungszeitraum überblicken zu können.

Dies gilt für Refugialgebiete, wie es das Tibestigebirge offensichtlich von jeher war. In anderen Teilen der Wüste hat auch noch in geschichtlicher Zeit immer wieder ein Genfluß stattgefunden, sei es nun z. B. durch die Araberinvasionen im frühen Mittelalter oder durch die Negersklaven in jüngerer Zeit. Zudem vermittelte unter den Existenzbedingungen der letzten Jahrhunderte die nomadisierende Wirtschaftsform optimale Überlebenschancen, so daß die Bevölkerungsgeschichte der Sahara recht kompliziert sein dürfte⁴.

Probleme wie Einwanderungsrichtung und Siedlungskontinuität sowie die Frage der Anpassungserscheinungen werden jedoch erst befriedigend geklärt werden können, wenn die Lücken in unserem Wissensstand über das prähistorische Skelettmaterial sich einigermaßen schließen. Insofern wäre zu wünschen, daß die Gräberfelder des Tibesti in Zusammenarbeit von Anthropologen und Prähistorikern systematisch untersucht und eine Serie von datierten Skeletten vorgelegt werden könnten. Erst dann lassen sich auch Vergleiche mit anderen bisher bekannt gewordenen Populationen aus diesem Raum⁵ ziehen.

Wegen der Unzugänglichkeit des Gebietes waren und sind systematische Ausgrabungen selten. Vorgeschichtliche Menschenreste verdanken wir eher zufälligen Entdeckungen. CHAMLA hat 1968 einen Katalog einschließlich Diskussion der meisten bisher bekannten vorgeschichtlichen Skelettfunde der westlichen und zentralen Sahara vorgelegt und damit wesentlich zur Verbesserung des Informationsstandes beigetragen.

Bei ihren Feldforschungen im Tibestigebirge sind die Mitarbeiter der Außenstelle Bardai des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin verschiedentlich auf vorgeschichtliche Humanskelette gestoßen⁶. Die schwierigen Umstände, unter denen eine Bergung und der Transport vorstatten ging, haben — neben den naturgegebenen Dekompositionserscheinungen — die Aussagefähigkeit des Materials stark beeinträchtigt.

CHAMLA konnte für das gleiche Gebiet nur fünf protohistorische Skelette anführen. Daher erscheint die Publikation eines auch nur beschränkt aussagefähigen Materials berechtigt, zumal gegenwärtig eine Überprüfung und Materialergänzung im Tibesti nicht möglich ist. — Weitere, bisher offensichtlich unbearbeitete Skelettfunde aus dem Tibestimassiv werden z. B. bei WYSS-DUNANT und im vorläufigen Bericht der belgischen Tibesti-Expedition 1961 (siehe „Expédition belge . . .“) gemeldet. Zusätzlich zu den Funden bei CHAMLA sind von LEBLANC vier Skelette beschrieben worden, die aus präislamischen Gräbern bei Aozou stammen. Sie werden als Negroide oder Mischtypen angesprochen.

1 Prähistorischer Teil und Fundsituation: B. GABRIEL. — Anthropologischer Teil: B. HERRMANN. — Herrn Prof. Dr. E. C. BÜCHI, Direktor des Instituts für Anthropologie der Freien Universität Berlin, sei für vielfältige freundliche Unterstützung gedankt.

2 Vgl. vor allem BRIGGS.

3 „Protohistorisch“ meint in der französischen Literatur über Nordafrika etwa die Zeit ab 1000 v. Chr. — Vgl. z. B. CAMPS.

4 Vgl. den Versuch einer Rekonstruktion von BRIGGS.

5 Vgl. BIETAK, MUKHERJEE et al. sowie PACE et al.

6 Wir danken den Mitarbeitern der Forschungsstation Bardai, daß sie uns bereitwillig Fundmaterial, Photos und Aufzeichnungen zur Publikation überlassen haben.

Beschreibung der Funde

(In der Reihenfolge ihres — z. T. nur vermuteten oder erschlossenen — Alters. Anthropologische Maße und Indices siehe Tabelle 1.)

1. ENDPFANNE I (Abb. 1)

Fundort:

Endpfanne Bardagué, 22° 47' N — 16° 42' E.

Fundumstände:

In fossilem Seeboden eingebettetes Skelett, rezent durch Deflation wieder freigelegt und anerodiert.

Lage:

Gestört, Hockerbestattung?

Beigaben:

Straußeneierperlen, Fragment eines aus Stein geschliffenen Armreifs.

14-C-Alter:

6930 ± 370 B. P. (Hv 2195)

Finder:

G. BRUSCHEK, H. HAGEDORN, D. JÄKEL,
Juli 1965.

Literatur:

JÄKEL, 1971, Bild 53 und 54.

Anthropologische Beschreibung und Einordnung:

Geborgen wurde ein unvollständiges, stark versinter-tes Skelett, das teilweise ausgedehnte äolische Erosionsspuren trägt.

Nach der engen *Incisura ischiadica major* des fast intakten rechten Beckens ist das Individuum männlich. Verschlusstendenzen der Nähte in Bregmanähe lassen ein spätadultes Alter vermuten.

Neben einer unvollständigen mittelgroßen, niedrigen, offenbar dolichocranen Calva sind vom Schädel noch der Maxilloalveolarbogen und der fast unversehrte Unterkiefer erhalten. Das Dauergebiß war prä mortal vollständig. Im Vorderteil des Gebisses ist die Mehrzahl der Zähne durch Verwitterung verloren gegangen, wobei aber oft die Wurzelreste zurückblieben. Die *Fossae mandibulares* fehlen, jedoch kann ihre Lage ziemlich genau geschätzt werden. Plaziert man den Unterkiefer (Asthöhe: 60, Astweite: 36) entsprechend, entsteht der Eindruck eines prognathen Gesichtes, was durch die alveolare Prognathie von Ober- und Unterkiefer unterstützt wird. Soweit aus diesen Merkmalen Schlüsse zulässig sind, weisen sie eher auf einen negroiden Typus.

Die Körperhöhe kann nur aus dem inkompletten rechten Humerus (geschätzte Länge 286) und der rechten Ulna (geschätzte Länge 273) in grober Annäherung bestimmt werden. Sie läßt sich mit Hilfe der Formeln von PEARSON sowie TROTTER und GLESER unter Einbeziehung des Radiusköpfchens (Chr. MÜLLER) auf etwa 162 cm schätzen. Die Wandstärke der Extremitätenknochen spricht eher für ein robustes Individuum.

2. ENDPFANNE II (Abb. 2 a-b, 13)

Fundort:

Endpfanne Bardagué, 22° 53' N — 16° 41' E.

Fundumstände:

Wie Nr. 1.

Lage:

Extremer Hocker, links liegend; intentionelle Totengrube nicht erkennbar, wahrscheinlich im Sumpf versenkt.

Beigaben:

Dolchklagenartiger Knochenspatel, 13,5 cm lang.

Alter:

Ähnlich wie 1 (vermutet); 14-C-Daten von Faunenresten in gleicher stratigraphischer Lagerung:

a) Elefant (22° 40' N — 16° 40' E): 6435 ± 225 B. P. (Hv 2773)

b) Giraffe, Büffel u. a. (22° 52' N — 16° 40' E): 7455 ± 180 B. P. (Hv 2775)

Finder:

D. BUSCHE, B. GABRIEL, Dez. 1966

Literatur:

GABRIEL, 1970, Fig. 31.

Anthropologische Beschreibung und Einordnung:

Zur Bearbeitung gelangt ein bis auf das fehlende Becken im wesentlichen vollständiges Skelett, das durch Windschliff teilweise erheblich in Mitleiden-schaft gezogen wurde.

Nach den Schädelmerkmalen, wie stark entwickelter Glabellarpartie und kräftigem Unterkiefer, handelt es sich um ein männliches Individuum. Die Nähte sind endocranial nahezu verstrichen; während ekto-cranial die Hinterhauptsnaht noch deutlich offen ist, weisen Kranz- und Pfeilnaht in einzelnen Bereichen Verschluserscheinungen auf. Das Sterbealter lag etwa bei frühmatur.

Der Hirnschädel ist lang, eher niedrig und breit. Über das Hinterhaupt sind keine näheren Angaben möglich, da es infolge der Korrosion weitestgehend fehlt. Die Überaugenbögen sind kräftig, das Gesicht euryprosop und ausgesprochen orthognath. Die Nase scheint schmal, der relativ hohe Nasalindex mag auf die Rekonstruktion zurückgeführt werden.

Die typologisch besten Anschlußmöglichkeiten für dieses Individuum bestehen für nichtnegroide Gruppen NE-Afrikas.

Die teilweise schwärzlichen Verfärbungen an Schädel und Extremitäten und der Klang der Fragmente, besonders der äolisch anerodierten Stücke, ließen eine mögliche Feuerbehandlung des Skelettes nicht ausgeschlossen erscheinen, wobei an die sogenannte Lei-

chendörrung gedacht wurde. Nach HORMANN war diese noch bis in jüngste Zeiten besonders im westafrikanischen Küstenbereich und im Niger-Gebiet verbreitet. Die röntgenstrukturanalytische Untersuchung des Knochenminerals erbrachte jedoch keinen Hinweis auf eine Feuerbehandlung⁷.

Deskriptiv ist noch der retinierte \bar{C} bemerkenswert. Mit einem Robustizitätsindex von (11.2) ist das Individuum sehr grazil; als Schätzwert für die Körperhöhe ergibt sich mit der PEARSON-Formel 170 cm.

3. ENNERI DIRENNAO (Abb. 3)

Fundort:

Enneri Dirennao, Gabrong, 21° 30' N — 17° 08' E.

Fundumstände:

Im Profil der „unteren Mittelterrasse“, dessen unterste Schicht mit 8065 ± 100 B. P. (Hv 2748) und oberste mit 1440 ± 150 B. P. (Hv 2189) bzw. 1570 ± 100 B. P. (Gif 1316; 14-C-Datierungen von Holzkohle) angegeben ist. Wohl ursprünglich in Steinsetzung eingebettet.

Age:

Gestört; nicht eindeutig erkennbar, da lediglich Profilschnitt durch einen Teil der Ablagerungen.

Beigaben:

Unsicher, da im gleichen Schichtzusammenhang viele Obsidangeräte, Faunenreste, Schmuckfragmente, Keramikbruchstücke usw.

Alter:

Zwischen 8000 und 1500 B. P., nach der Begleitkultur wohl eher zwischen 5000 bis 6000 B. P.

Finder:

B. GABRIEL, Okt. 1966

Literatur:

GABRIEL, 1972, Fig. 4 und Photo 3.

Anthropologische Beschreibung und Einordnung:

Aus den geborgenen Skelettresten konnte lediglich der Unterkiefer eines etwa 10jährigen Kindes größtenteils rekonstruiert werden, bei dem die zweiten Dauermolaren offensichtlich vorzeitig durchgebrochen sind. Die Unterkieferform ist der des Individuums „Endpfanne I“ ähnlich und weist eher auf einen negroiden Typus.

⁷ Allgemein verdient im deskriptiven Bereich bei den hier beschriebenen Objekten der Umstand Beachtung, daß bei zunehmender Liegezeit die Knochen Veränderungen zeigen, die denjenigen an Leichenbränden ähnlich sind. Zu diesen Dekompositionerscheinungen, die durch das extrem aride Klima bedingt sind, zählen besonders die polygonal aufgebrochenen *Laminae externae* und der hell-metallische Klang der Fragmente.

4. YEBBIGUE (Abb. 4)

Fundort:

Am Yebbigué, 21° 30' N — 17° 50' E.

Fundumstände:

Eine von ca. 4 m Flußschottern bedeckte und durch spätere Erosion wieder freigelegte und zerstörte Grabanlage, deren Form nicht mehr zu erkennen war.

Age:

Rechts liegende Hockerbestattung?

Beigaben:

Keine.

14-C-Alter:

2540 ± 225 B. P. (Hv 2774)

Finder:

D. LUCK, Okt. 1967.

Anthropologische Beschreibung und Einordnung:

Das inkomplette Skelett stammt von einem weiblichen Individuum, wie aus der weiten *Incisura ischiadica maj.* des rechten Beckens hervorgeht. Die Schädelnähte sind endocranial obliteriert. Während ektocranial die Hinterhauptsnäht noch offen ist, sind Kranz- und Pfeilnaht bereits überwiegend verstrichen. Damit ist ein mittel- bis spätmaures Sterbealter anzunehmen.

Die Calva ist, auch unter Berücksichtigung der geringen seitlichen Deformation, dolichocran. Das Schädeldach fällt hinter dem Vertex deutlich ab, die Oberschuppe des Hinterhauptes ist ausgezogen. Eine derartige Schädelform ist bei Negern selten, so daß es sich hierbei vermutlich nicht um einen Negroiden handelt. Zur Typologie können keine weiteren Aussagen gemacht werden, weil das aussagefähige Gesichtsskelett fehlt.

Der intakte Unterkiefer zeigt Intravitalverluste der Molaren, die Prämolaren tragen den Usurengrad 4 (Pulphöhle eröffnet). Die Wirbelsäule ist bis auf zwei Lumbalwirbel vollständig. Daneben liegen noch die langen Knochen der oberen Extremitäten vor, die auf einen ausgesprochen grazilen Körperbau schließen lassen. Auch das *Foramen epitrochleare* am linken Humerus kann als Hinweis auf Grazilität gewertet werden. Die Körperhöhe wurde aus den Knochen der oberen Extremitäten unter Anwendung der Formeln von TROTTER und GLESER sowie der PEARSON-Formeln auf etwa 159 cm geschätzt.

5. ENDPFANNE III (Abb. 5 a-b, 13-14)

Fundort:

Endpfanne Bardagué, Basaltstufe, 22° 53' N — 16° 40' E.

Fundumstände:

In einem ungestörten „Kompaßgrab“⁸.

⁸ Zu den Grabformen vgl. GABRIEL, 1970.

L a g e :

Schräg nach rechts gesunkene Sitzhockerbestattung.

B e i g a b e n :

Ungewiß, da mangels Konservierungsmittel nicht vollständig ausgegraben.

A l t e r :

Ungewiß, vermutlich um Chr. Geb. ± 500 Jahre (nach typologischem Vergleich der Grabform mit solchen aus anderen Teilen der Sahara).

F i n d e r :

B. GABRIEL, Dezember 1967.

L i t e r a t u r :

GABRIEL, 1970, Fig. 16 bis 19.

A n t h r o p o l o g i s c h e B e s c h r e i b u n g u n d E i n o r d n u n g :

Dieser Fund besteht aus einem weitgehend rekonstruierbaren Cranium, der bis auf den 3. Halswirbel vollständigen HWS, dem ersten Brustwirbel sowie Knochen der oberen Extremitäten. Die kräftige Überaugenregion, die großen Warzenfortsätze, das kräftige Muskelrelief an der Unterschuppe, die gerundeten Oberränder der *Orbitae* und der massige Unterkiefer sprechen für männliches Geschlecht. Die Schädelnähte sind ektocranial nur noch in der Lambdagegend schwach wahrnehmbar, deutlicher aber noch die lateralen Abschnitte der Hinterhauptsnaht. Damit ist ein mindestens spätmatures Alter anzunehmen. Zu dieser Altersdiagnose steht in gewissem Widerspruch, daß aus dem Dauergebiß lediglich 1 | und | 5 als In-travitalverluste abgingen und die noch recht gut erhaltenen Molarenkronen keinen höheren Abkautungsgrad als 2 aufweisen. Da keine erkennbare Ursache auf vorzeitigen Nahtverschluß weist, darf wohl auf abriebarme Kost geschlossen werden.

Der Hirnschädel beeindruckt durch seine Größe (errechnete Kapazität 1524 cm³), der Schädel ist lang, eher niedrig und mittelbreit. Die Glabella und die Überaugenbögen sind stark entwickelt. Die Kurvatur des Hinterhauptes entspricht dem von TOBIAS als Durchschnitt für hamitische Gruppen angegebenen Verlauf. Die Nase ist mittelbreit, erscheint aber hoch. Das Obergesicht ist orthognath. Es scheint sich also bei diesem Individuum nicht um einen negroiden Typus zu handeln.

Einzelne Merkmale wie die hohen *Orbitae*, der niedrige Schädel und der mittelhohe Interorbitalindex erschweren die Einordnung des Fundes (vgl. Diskussion unten). Die Frage, ob das Individuum eher an NW- oder NE-afrikanische Gruppen anzuschließen sei, soll daher offengelassen werden.

Die Wirbelkörper der HWS zeigen ausgedehnte Exostosen, als deren Ursache Abnutzungserscheinungen vermutet werden können (BUSS und KOELBLING). Die aus der Ulna mit der Formel von TROTTER und GLESER berechnete Körperhöhe beträgt 187 cm. Aus den schlank erscheinenden Armknochen kann ein graziles Individuum vermutet werden.

6. ZOU I

F u n d o r t :

SE von Zoui, 21 ° 19' N — 17 ° 05' E.

F u n d u m s t ä n d e :

In einem durch Erosion halb zerstörten Einzelgrab (Redjem) in der Nähe aufgelassener Siedlungen. Nordhanglage.

L a g e :

Soweit noch erkennbar: Auf der rechten Seite liegender Hocker, Kopf im W.

B e i g a b e n :

Keine.

A l t e r :

Ungewiß, aber präislamisch.

F i n d e r :

J. GERMER, Nov. 1970.

A n t h r o p o l o g i s c h e B e s c h r e i b u n g u n d E i n o r d n u n g :

Es liegt das unvollständige Skelett eines Kindes vor. Das Geschlecht ist nicht bestimmbar. Der erste Dauermolar befindet sich in der Durchbruchphase, das Kind ist demnach etwa 5jährig. Neben dem schadhaften Schädel sind noch Reste des Schultergürtels, der Hals- und Brustwirbelsäule, Rippen und der oberen Extremitäten erhalten.

Der Hirnschädel ist dolichocran (LBI: 37.4), hoch gewölbt und die Nase schmal. Eine derartige Merkmalskombination ist im Durchschnitt eher bei mediterranen Langkopfpopulationen anzutreffen; eine Zugehörigkeit zum negroiden Formenkreis kann weitgehend ausgeschlossen werden.

Am Schädel fallen die zahlreichen Nahtknochen in der *Sutura lambdoidea* auf.

7. ZOU I I

F u n d o r t :

Gräberfeld von Zoui, 21 ° 20' N — 17 ° 05' E (vgl. Abb. 6 und 7).

F u n d u m s t ä n d e :

In einem durch Erosion halb zerstörten, zylinderstumpfförmigen Grab vom Choucha-Typ.

L a g e :

Gestört, nicht mehr erkennbar, wahrscheinlich liegender Hocker, da in allen bisher aus dem Tibesti bekannten Fällen die Toten in den Chouchet in dieser Stellung begraben waren, vgl. Abb. 7.

B e i g a b e n :

Keine.

1 4 - C - A l t e r :

2065 \pm 320 B. P. (Hv 4498), d. h. nach dendrochronologischer Korrektur aus der Zeit zwischen 525 vor und 225 nach Christus.

F i n d e r :

D. JÄKEL, März 1970

Anthropologische Beschreibung und Einordnung:

Aus den Resten des unvollständigen, stark fragmentarischen Skeletts kann auf ein weibliches Individuum geschlossen werden. In diese Richtung weisen die sehr schwache Wölbung des Kreuzbeines, die nach den Beckenfragmenten vermutlich weite *Incis. isch. major* und die scharfkantige rechte *Margo orbitalis*. Die proximalen Epiphysenfugen am Femur sind verschlossen, diejenigen am Humerus jedoch noch nicht. Ebenso sind auch die Knochenkerne auf den Darmbeinkämmen und Sitzbeinhöckern noch frei. Das Individuum ist demnach etwa 16 bis 18 Jahre alt geworden.

Vom Schädel läßt sich nur ein Teil des rechten Frontale rekonstruieren. Aus dem wohl eher langen Frontale könnte ein dolichocraner Schädel vermutet werden.

8. ARMACHIBE (Abb. 8 a-b)

Fundort:

Armachibé bei Bardai, 21° 21' N — 16° 59' E.

Fundumstände:

In einem durch Erosion z. T. zerstörten Grab vom Redjem-Typ auf steilem Nordhang.

Lage:

Gestört, nicht erkennbar.

Beigaben:

1 durchbohrter Gazellenlangknochen: Pfeife?

Alter:

Ungewiß, nach Erhaltung der Knochensubstanz relativ jung, wohl kaum über 500 Jahre, aber wegen Grabform älter als die Einführung des Islam vor ca. 200 Jahren (KRONENBERG).

Finder:

B. GABRIEL, Dezember 1966.

Anthropologische Beschreibung und Einordnung:

Vorhanden ist ein unvollständiges Cranium sowie die Diaphysen beider Ulnae und des rechten Radius.

Dieses Individuum war anscheinend männlich, da die Glabellarpartie und das Nackenrelief kräftig ausgebildet sind, ebenso die Warzenfortsätze. Die Schädelnähte sind ektocranial offen, lediglich die Pfeilnaht zeigt leichte Verschlusstendenzen. Nach dem Nahtverschluß und dem Abkauungsgrad der Zähne im Oberkiefer dürfte das Individuum etwa im mitteladulten Alter, d. h. etwa 30jährig, gestorben sein.

Der Hirnschädel ist schmal, lang und hoch, die Oberschuppe des Hinterhauptes leicht ausgezogen. Die Überaugenwülste sind kräftig. Das knöcherne Nasendach springt zunächst vor, biegt dann stark nach unten ein, so daß der Nasenrücken beim Lebenden ein hakiges Profil zeigen mußte. Frontal gesehen ist die Nase hoch und schmal, der Interorbitalindex niedrig. Eine derartige Merkmalskombination ist für negroide Gruppen atypisch. Obwohl der Ganzprofil-

winkel schwach mesognath ist, handelt es sich um ein Individuum, das an die mediterranen Langschädelformen NE-Afrikas angeschlossen werden kann.

Am Hirnschädel fehlen Teile der Scheitelbeine. Die *Lamina externa* ist von zahlreichen „weathering cracks“ (TAPPEN) durchzogen und stellenweise oberflächlich abgeblättert. Im linken Abschnitt der Lambdanaht befinden sich einige Nahtknochen.

Im Oberkiefer können noch alle Zähne nachgewiesen werden, lediglich |1 und 8| sind postmortal ausgefallen. Beide M 1 waren infolge entzündlicher Prozesse nicht mehr funktionsfähig. |4 und |5 tragen fortgeschrittene Usuren, an den übrigen Zähnen fehlen die Kronen.

Am Unterkiefer fehlt der rechte Teil hinter dem *Foramen mentale*. Die linken Molaren gingen als Intra-vitalverluste ab. Die mediale Alveolarpartie ist fast bis zum Unterkiefercorpus erodiert, so daß über diesen Gebißbereich keine Aussagen gemacht werden können.

Auch aus den Langknochendiaphysen können wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes keine weiterreichenden Angaben gemacht werden; vermutlich war das Individuum relativ grazil.

9. TROU AU NATRON (Abb. 9 a-c, 10-12)

Fundort:

SE-Rand des Trou au Natron, 20° 58' N — 16° 35' E.

Fundumstände:

In einem geöffneten Grab vom Redjem-Typ.

Beigaben:

Keine.

Alter:

Vgl. Nr. 8.

Finder:

B. GABRIEL, August 1967.

Anthropologische Beschreibung und Einordnung:

Erhalten sind in diesem Fall eine oberflächlich korrodierte *Calva* und das distale Ende der rechten *Tibia*.

Wie aus den schwach entwickelten Überaugenbögen, der eher scharfkantigen *Margo orbitalis* der rechten *Orbita* und dem kleinen Warzenfortsatz zu schließen ist, handelt es sich um ein weibliches Individuum. Die Schädelnähte sind endocranial verschlossen und ektocranial im Verstreichen begriffen, so daß ein mittel-matures Alter angenommen werden darf. In der Schädelform ist das Objekt dem vom Yebbigué ähnlich. Hier wie dort fällt das Schädeldach hinter dem Vertex ab und ist die Oberschuppe des Hinterhauptes ausgezogen. Die *Calva* ist länglich, was sich etwa mit dem LBI von 75.3 deckt. Im ganzen scheint es sich auch hier eher um keine negroide Form zu handeln.

In der occipitalen Hälfte des rechten Scheitelbeines befinden sich zwei erfolgreich durchgeführte Tre-

panationen. Die vermutlich zuerst vorgenommene Trepanation liegt mit ihrem Zentrum ca. 2,5 cm neben der Sagittalnaht und 5 cm neben der Lambdanaht; das Zentrum der zweiten Trepanationsöffnung 5 cm neben der Sagittalnaht und 3 cm neben der Lambdanaht. Beide Öffnungen liegen in elliptischen Gruben (große Achse parallel der Sagittalebene — siehe Schemazeichnung). Die Eingriffe wurden in Schabertechnik ausgeführt.

Das Individuum hat beide Eingriffe überlebt, denn die erste Trepanation zeigt deutliche, wenn auch unregelmäßige Heilungsspuren; die zweite weist lediglich an den Wundrändern leichte Verschlusserscheinungen auf, hier war jedoch die *Diploe* bereits abgedeckt. Man darf somit vermuten, daß die Eingriffe nicht gleichzeitig vorgenommen wurden.

Diskussion

Eine allgemeine Bemerkung zur typologischen Einordnung der Objekte erscheint angebracht.

Merkmale sind in ihrer Ausprägung und Häufigkeit im Sinne einer Gauß-Kurve über die Individuen einer Population (Rasse) verteilt. Zwei Populationen unterscheiden sich also durch verschiedene Mittelwerte ihrer Verteilungskurven. Die Mittelwerte (Typen) sind statistisch gewonnene Kennzeichen, von denen die Individuen (Varianten) der Population mehr oder weniger abweichen.

Bei der Zuordnung eines Individuums zu einer bestimmten Population wird eine Variante mit dem Durchschnittswert verglichen. Wegen der Überschneidung der Merkmalsverteilung zwischen den Populationen ist die Typusdiagnose recht schwierig. Die grundsätzliche Problematik des Typusverfahrens ist besonders von MAYR und neuerdings von SHAW diskutiert worden.

Die Typusdiagnose wird um so sicherer, je umfassender ihre Kategorien sind, z. B.: Das Skelett eines Individuums der Population PA kann im Typusverfahren mit hoher Wahrscheinlichkeit der Überpopulation P zugeordnet werden, aber nur noch mit geringerer Wahrscheinlichkeit der Population PA. Zeigt das Objekt eine entsprechende Merkmalskombination oder -ausbildung, ergeben sich unter Umständen stärkere Anklänge an die Population PB als an PA.

Damit wird verständlich, daß die typologische Zuordnung der hier beschriebenen Objekte sich auf die auch von CHAMLA benutzte Unterteilung in „negroid“ und „nicht negroid“ beschränkt. Die Funde weichen hinsichtlich zeitlicher und lokaler Stellung stark voneinander ab. Sie konnten daher nicht in einer Einheit zusammengefaßt mit Nachbarpopulationen verglichen werden, was die Diagnose wesentlich erleichtert hätte.

Die Einzeldiagnose ergab mit hoher Wahrscheinlichkeit:

<i>nicht negroid</i>	<i>negroid</i>	<i>keine Aussage</i>
Endpfanne II	Endpfanne I	Zoui II
Endpfanne III	Enneri Dirennao	
Yebbigué		
Armachibé		
Zoui I		
Trou au Natron		

Von den als „nicht negroid“ klassifizierten Objekten zeigen Armachibé und Endpfanne II Anklänge an nicht negroide Gruppen NE-Afrikas. Bei dem Individuum Endpfanne III erscheint eine Zuordnung sowohl zu NE-afrikanischen (Oberägypten?) als auch zu in der Küstenregion des Mittelmeeres siedelnden NW-afrikanischen Gruppen nicht ausgeschlossen. Damit wären drei Funde mit hoher Wahrscheinlichkeit in den von BRIGGS als „*African Mediterranean*“ bezeichneten Formenkreis zu stellen. Auch die übrigen als „nicht negroid“ klassifizierten Funde gehören vermutlich dieser Gruppe an, jedoch können aus dem schlecht erhaltenen Material keine sicheren Informationen gewonnen werden, welche diese Auffassungen stützen.

Die beiden Objekte aus Zoui stammen von präislamischen Gräbern. Bisher enthielten die zylinderstumpfförmigen Gräber (Chouchet) stets auf der rechten Seite liegende Hockerbestattungen ohne Beigaben⁹. Ob diese Gräber zeitlich bis unmittelbar an die Islamisierung im Tibesti heranreichen, die um 1800 n. Ch. anzusetzen ist (KRONENBERG), und ob es sich demnach bei den Toten um Angehörige der Tubuvölker handelt, muß offen gelassen werden. Nachdem im Tibesti wohl seit dem Neolithikum die Bestattung in Hockerlage üblich war, wurden die Toten nach der Einführung des Islam in gestreckter Rückenlage beigesetzt.

Über die Ursache oder den geistigen Hintergrund der Hockerbestattung gibt es zahlreiche Auffassungen. Die Toten sind offenbar in dieser Weise zusammengeschnürt worden. Man kann dies als Ausdruck der Furcht der Angehörigen vor einer Wiederkehr des Verstorbenen interpretieren: als Fesselung. Vielleicht sollte aber auch der Mensch in der gleichen Haltung seine letzte Ruhe finden, die er im Mutterleibe besaß: in Fetalhaltung. Man kann sie auch als Schlafstellung interpretieren. Oder die primitiven Grabtechniken zwangen zur Ökonomie: die Grube mußte möglichst klein sein.

Von speziellem Interesse ist die zweifache Trepanierung des Schädels vom Trou au Natron. Er stammt aus einem bereits offen vorgefundenen Grabe, das am SE-Rand des Trou au Natron, in 2470 m Meereshöhe, etwa 200 m oberhalb der Piste an der zeitweilig installierten Wetterstation lag (vgl. Abb. 11). Der aus Gesteinsbrocken unregelmäßig zusammengeworfene Tumulus war der größte in einer Gruppe von 4 bis 5 Hügeln, neben denen sich außerdem eine kleine Steinsetzung befand, wie sie bei zeremoniellen Tierschlachtungen der Tubu üblich ist. Grabform (Redjem), Begleitumstände („Opferplatz“ der Tubu) und Erhaltungszustand der Knochen machen wahrscheinlich, daß der Fund nicht sehr alt ist, aber immerhin aus präislamischen Zeiten stammen dürfte.

Trepanationen an menschlichen Schädeln kommen bereits seit dem Neolithikum in zahlreichen Kulturen der Alten und der Neuen Welt vor¹⁰. Sie scheinen durchaus nicht immer nur medizinisch-kurativen Zwecken ge-

⁹ Vgl. WYSS-DUNANT sowie Abb. 7.

¹⁰ Vgl. z. B. HENSCHEN, KAROLYI, WOELFEL, ULLRICH und WEICHMANN, LISOWSKI.

dient zu haben — etwa bei Schädelverletzungen oder bei Krankheiten, deren Ursache im Kopf oder im Gehirn lokalisiert wurde —, sondern standen offenbar vielfach im Zusammenhang mit magisch-religiösen Kulturen und Vorstellungen. Medizinische Praktiken und magisch-religiöse Vorstellungen sind jedoch im Kulturleben der Naturvölker ohnehin kaum zu trennen. — Makroskopisch lassen sich keine Veränderungen am hier vorliegenden Schädel beobachten, die auf die mögliche Ursache der Eingriffe hindeuten könnten.

In Nordafrika war die Trepanation auch in jüngster Zeit noch bei verschiedenen Völkern üblich, so bei den Chaouias im Algerischen Atlas¹¹ und bei den Tubu im Tibesti selbst¹². Als Bodenfund unbestimmten Alters wird von CHABEUF aus Djanet (östl. Hoggar) ein trepanierter Schädel eines weiblichen Individuums beschrieben, der anthropologisch zum „*African Mediterranean*“-Kreis (nach BRIGGS) zu stellen ist.

In der Gruppe der drei ältesten — der neolithischen — Skelettreste finden sich die beiden einzigen negroide Merkmale tragenden Individuen. Nach CHAMLA sind vom Südsaum der Sahara vorwiegend negroide Formen aus dieser Zeit bekannt: acht Funde von negroiden Neolithikern stehen zwei indifferenten oder Mischtypen gegenüber. Insofern ist der Fund Endpfanne II besonders bemerkenswert. Nach stratigraphischer Lagerung und den übrigen Fundumständen gehört er in die gleiche Zeit wie Endpfanne I, von dem er nur ca. 6 km entfernt lag. Er scheint die These zu bestätigen, wonach im Neolithikum gerade am Südrand der Sahara eine Kontaktzone zwischen europiden und negroiden Gruppen existierte, woraus verschiedene bäuerliche Negerkulturen hervorgegangen sind (HABERLAND).

Überhaupt dürfte die Neolithisierung Nordafrikas von diesem Gürtel ausgegangen sein, wobei das Tibesti eine wesentliche Rolle gespielt haben muß (ARKELL); dies wird jedenfalls nach den inzwischen zahlreich vorliegenden 14-C-Daten immer deutlicher (CAMPS et al.). Die Daten für das Neolithikum sudanischer Tradition reichen fast 2000 Jahre weiter zurück (bis ca. 9000 B. P.) als diejenigen des Mittelmeer-Neolithikums oder des Neolithikums mit Capsien-Tradition. Fraglich ist allerdings, ob hierbei der Begriff „*Neolithikum*“ von der Wirtschaftsweise (Ackerbau, Viehzucht, Sesshaftigkeit) oder lediglich von der Technik (Keramikherstellung, Steinschliff) her zu verstehen ist.

Jedoch sind die hier vorliegenden Skelettreste zu spärlich und inhomogen, um zu den angeschnittenen vor- und frühgeschichtlichen oder anthropologischen Problemen einen klärenden Beitrag liefern zu können. Sicher werden uns künftige Untersuchungen größeren Maßstabes der Lösung dieser Fragen etwas näher bringen.

11 Vgl. MALBOT und VERNOT, die von dort u. a. einen trepanierten Schädel beschrieben, der aus einem Grabe stammte.

12 Vgl. PETIT. In Yebbi Bou konnte die an einer Ziege demonstrierte Trepanation sogar gefilmt werden.

Zusammenfassung

Aus dem Tibestigebirge werden Skelettreste von neun Individuen beschrieben. Von drei ins Neolithikum zu datierenden Individuen werden zwei als „negroid“ und eines als zum „African-Mediterranean“-Kreis (BRIGGS) gehörig angesehen. Von den vier protohistorischen Skeletten ist eines ebenfalls dem „African-Mediterranean“-Kreis anzuschließen, zwei weitere sind lediglich als „nicht negroid“ zu klassifizieren, und bei einem Individuum können zur Typologie keine Aussagen gemacht werden. Die restlichen beiden Funde sind zumindest präislamisch. Einer davon dürfte dem „African-Mediterranean“-Kreis angehören. Der andere ist wiederum nur als „nicht negroid“ einzustufen; er weist eine zweifache Schädelreparation auf.

Résumé

Quelques ossements humains préhistoriques de la montagne du Tibesti (Sahara).

Les auteurs décrivent de la région du Tibesti les restes de 9 squelettes humains préhistoriques. Deux de trois individus qui sont d'âge néolithique appartiennent au cercle négroïde, l'autre au cercle africain-méditerranéen (BRIGGS). De quatre squelettes protohistoriques l'un appartient de même au cercle africain-méditerranéen, deux autres ne peuvent être classifiés que „non negroid“ et la typologie du dernier ne peut pas être déterminé. — Il y a enfin deux squelettes, qui sont d'un âge au moins préislamique. L'un est probablement relié au cercle africain-méditerranéen, tandis que l'autre ne peut être classifié que „non negroid“. Il présente une double trépanation du crâne.

Summary

On prehistoric human skeletal remains from the Tibesti Mountains (Sahara).

The authors describe prehistoric skeletal remains of 9 humans from the Tibesti Mountains. They belong to various prehistoric times. Three are of neolithic age, one of which is related to the „African-Mediterranean-Group“ (BRIGGS); the other ones are negroid. Four individuals are of protohistoric age; one of them also corresponds to the „African-Mediterranean-Group“, two other skeletons can only be classified as „non-negroid“, and the fourth one is indeterminable. — One of the two remaining individuals which are of at least preislamic age belongs to the „African-Mediterranean-Group“, whereas the other one can only be described as „non-negroid“. The skull of the latter was trepanned twice.

Literaturverzeichnis

- ARKELL, A. J. (1955): „The relations of the Nile Valley with the southern Sahara in neolithic times.“ — *Actes de l'le Congr. Panafr. d. Préhist.*, Alger 1952, p. 345-346.
- BERRY, A. C.; BERRY, R. J. und UCKO, P. J. (1967): „Genetical change in ancient Egypt.“ — *Man* 2: 551-568.
- BIETAK, M. (1966): „Ausgrabungen in Sayala — Nubien 1961-65. Denkmäler der C-Gruppe und der Pan-Gräber-Kultur.“ — *Österr. Akad. d. Wiss., Philos.-Hist. Kl., Denkschr.* 92, (= Berichte des Österr. Nationalkomitees der UNESCO-Aktion für die Rettung der Nubischen Altertümer, III). Wien, 100 p.
- BRIGGS, L. C. (1957): „A review of the physical anthropology of the Sahara and its prehistoric implications.“ — *Man* 57: 20-23.
- BRIGGS, L. C. (1958): „The living races of the Sahara desert.“ — *Papers of the Peabody Museum of Archeology and Ethnology, Harvard Univ.*, Vol. 28 (2).
- BUESS, H. und H. KOELBING (1964): „Kurze Geschichte der ankylosierenden Spondylitis und Spondylose.“ — *Documenta Geigy, Acta rheumatologica* 22, 84 p.
- CAMPS, G. (1970): „Notes de protohistoire nord-africaine et saharienne. V. Dates absolues concernant la protohist. d. Maghr. e. d. Sah.“ — *Libyca A.P.E.* 18: 235-239.
- CAMPS, G.; DELIBRIAS, G. u. THOMMERET, J. (1968): „Chronologie absolue et succession des civilisations préhistoriques dans le Nord de l'Afrique.“ — *Libyca A. P. E.* 16: 9-28
- CHABEUF, M. (1969): „Un crâne trépané trouvé à Djanet.“ — *Libyca A. P. E.* 17: 9-15.
- CHAMLA, M. C. (1968): „Les populations anciennes du Sahara et des régions limitrophes.“ — *Mém. Centr. Rech. Anthropol. Préhist. Ethnogr.* 9, Paris, 248 p.
- CLARK, J. D. (1967): „Atlas of African prehistory.“ — The University of Chicago Press, Chicago and London.
- COPPENS, Y. (1961): „Découverte d'un australopithecine dans le Villafranchien du Tchad.“ — *C. R. hebdom. des Séances de l'Acad. des Sc.*, 252: 3851-3852.
- EICKSTEDT, E. v. (1944): „Die Forschung am Menschen.“ — Teil 2, Ferdinand Enke, Stuttgart.
- „Expédition belge au Tibesti en 1961. Extrait du rapport de l'expédition.“ — *Bulletin de la Société Royale de Géographie d'Anvers*, 1963, 75: 15-28.
- GABRIEL, B. (1970): „Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ostsahara).“ — *Acta Praehistorica et Archaeologica* 1: 1-28.
- GABRIEL, B. (1972): „Terrassenentwicklung und vorgeschichtliche Umweltbedingungen im Enneri Dirennao (Tibesti, östliche Zentralsahara).“ — *Z. f. Geomorphologie, N. F., Suppl.-Bd.* 15: 113-128.
- HABERLAND, E. (1970): „Bemerkungen zur Herkunft der Negerrassen und zum Problem der ‚staatenbildenden Viehzüchtervölker‘ in Afrika.“ — *Homo* 21: 1-10.
- HENSCHEN, F. (1966): „Der menschliche Schädel in der Kulturgeschichte.“ — Springer Verlag, Berlin u. a. (Verständliche Wissenschaft, 89), 116 p.
- HÖRMANN, K. (1930): „Vorgeschichtliche Leichendörrung, die Mittelstufe zwischen Bestatten und Verbrennen.“ — *Schumacher-Festschr.*, 1930: 77-79. (Ed.: Direktion des Römisch-German. Zentralmuseums, Mainz).
- HUARD, P. und CHARPIN, M. (1960): „Contribution à l'étude anthropologique des Teda du Tibesti.“ — *Bull. Inst. Française d'Afrique Noire* 22-B: 179-201.
- JÄKEL, D. (1971): „Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns.“ — *Berliner Geogr. Abh.*, 10, 55 p.
- KAROLYI, L. v. (1968): „Das Trepanationsproblem.“ — *Homo* 19: 90-93.
- KAROLYI, L. v. (1971): „Über das Trepanationsproblem (in der Vor- und Frühgeschichtsforschung Deutschlands).“ — *Hundert Jahre Berliner Gesellschaft für Anthropologie, Ethnologie und Urgeschichte*, Bd. 3: 344-348.
- KRONENBERG, A. (1958): „Die Teda von Tibesti.“ — *Wiener Beitr. zur Kulturgeschichte und Linguistik* 12, Vlg. F. Berger, Horn-Wien, 160 p.
- LEBLANC, E. (1936): „Etude de fragments de squelettes provenant d'Aozou (Tibesti).“ — *In: M. DALLONI, „Mission au Tibesti“*, 2: 223-230 (*Mém. de l'Acad. des Sciences de l'Institut de France* 62).
- LISOWSKI, F. P. (1967): „Prehistoric and early historic trepanation.“ — *In: D. BROTHWELL und A. T. SANDISON: „Diseases in Antiquity.“* Thomas, Springfield (Ill.): 651-672.
- MALBOT, H. und VERNOT, R. (1897): „Les Chaouias et la trépanation du crâne dans l'Aurès.“ — *L'Anthropologie* 8: 1-18 und 174-204.
- MARTIN, R. und SALLER, K. (1957 ff.): „Lehrbuch der Anthropologie.“ — Bd. I-II, Gustav Fischer, Stuttgart.
- MAYR, E. (1967): „Artbegriff und Evolution.“ — Paul Parey, Hamburg, Berlin.
- MUKHERJEE, R.; RAO, C. R. und TREVOR, J. C. (1955): „The ancient inhabitants of Djebel Moya (Sudan).“ — *Cambridge*, 123 p. Occasional Publications of the Cambridge University Museum of Archeology and Ethnology 3 (Cambridge University Press).
- MÜLLER, Ch. (1958): „Schätzung der Körperhöhe bei Funden v. Leichenbränden.“ — *Ausgrab. u. Funde* 2: 52-58.
- NIELSEN, O. V. (1970): „Human Remains.“ — *The Scandinavian Joint Expedition to Sudanese Nubia*, Vol. 9, Scandinavian University Books, Odense.
- OLIVIER, G. (1969): „Practical Anthropology.“ — Charles C. Thomas, Springfield/Ill.
- PACE, B.; CAPUTO, G. und SERGI, S. (1951): „Scavi Sahariani. Ricerche nell'Uadi el Agial e nell' Oasi di Gat della missione Pace-Sergi-Caputo.“ — *Monumenti Antichi, Accademia Nazionale dei Lincei* 41: 151-551.
- PETIT, J. (1958): „Une mission ethnographique et archéologique au Tibesti.“ — *Trav. de l'Inst. de Recherches Sahariennes* 17: 219-220.
- RÖSING, F. W. (1970): „Prädynastische Menschenreste von der Nilinsel Elephantine vor Aswan, Ägypten.“ — *Homo* 21: 210-220.
- SHAW, A. B. (1969): „Adam and Eve, Paleontology, and the non-objective Arts.“ — *J. Paleont.* 43: 1085-1098.
- TAPPEN, N. C. (1969): „The relationship of weathering cracks to split-line orientation.“ — *Am. J. Phys. Anthropol.* 31: 191-198.
- TOBIAS, Ph. V. (1959): „Studies on the occipital bone in Africa IV.“ — *Human Biology* 31: 138-161.
- TOBIAS, Ph. V. (1960): „Studies on the occipital bone in Africa II.“ — *Z. Morph. Anthropol.* 50: 9-19.
- ULLRICH, H. und WEICHMANN, F. (1965): „Prähistorische Trepanationen und ihre Abgrenzung gegen andere Schädeldefekte.“ — *Anthropol. Anz.* 29: 261-272.
- WOELFEL, J. (1925): „Die Trepanation. Studien über Ursprung, Zusammenhänge und kulturelle Zugehörigkeit der Trepanationen I.“ — *Anthropos* 20: 1-50.
- WYSS-DUNANT, E. (1949): „Schweizer Expedition im Tibesti.“ — *In: Berge der Welt*, IV, Bern, p. 96-158.

Maße und Indices

Tabelle 1

	Endpfanne II	Endpfanne III	Yebbigué	Armachibé	Trou au Natron
1. Schädellänge	(189)	201	188	185	178
5. Schädelbasislänge	—	107	—	103	—
7. Länge d. Foramen magnum	—	44	—	35	—
8. Gr. Hirnschädelbreite	(140)	140	138	127	134
9. Kl. Stirnbreite	86	102	90?	96	94
16. Breite d. Foramen magnum	—	33	—	32	—
17. Basion-Bregma-Höhe	(130)	(134)	—	136	—
20. Ohr-Bregma-Höhe	110	(115)	(118)	113	105
38. Schädelkapazität (berechnet)	1400	1524	1450	1380	1225
Längen-Breiten-Index	(74)	69.7	73.4	68.6	75.3
Längen-Höhen-Index	(68.8)	(66.8)	—	73.1	—
Breiten-Höhen-Index	(92.9)	(95.6)	—	107.1	—
Längen-Ohrhöhen-Index	(58.2)	(57.2)	(62.8)	61.1	59.0
Transv. fronto-Par. Index	(61.4)	72.9	(62.2)	75.6	70.2
40. Gesichtslänge	(93)	101	—	103	—
44. Biorbitalbreite	93	109	—	96	—
45. Jochbogenbreite	(132)	(140)	—	(136)	—
47. Gesichtshöhe	118	(123)	—	—	—
48. Obergesichtshöhe	73	75	—	67	—
50. Vordere Interorbitalbreite	20?	(27)	—	21	—
51. Orbitalbreite	(40)	44	—	41	—
52. Orbitalhöhe	33	38	—	33	—
54. Nasenbreite	28?	26	—	25	—
55. Nasenhöhe	52	54	—	49	—
65. Kondylenbreite d. Unterkiefers	—	(122)	(121)	—	—
66. Winkelbreite d. Unterkiefers	(95)	(109)	88	—	—
69. Kinnhöhe	29	—	—	—	—
70. Asthöhe d. Unterkiefers	61	73	57	—	—
71. Astbreite d. Unterkiefers	43	37	32	—	—
72. Ganzprofilwinkel	88 °	86 °	—	81 °	—
Gesichtsindex	(89.4)	(87.9)	—	—	—
Obergesichtsindex	(55.3)	(53.5)	—	(49.3)	—
Orbitalindex	(82.5)	86.3	—	80.5	—
Interorbitalindex	(21.5)	(24.8)	—	21.9	—
Nasalindex	(53.9)	48.2	—	51.0	—
Breitenindex d. Unterkiefers	—	(89.3)	(72.8)	—	—
Index d. Unterkieferastes	70.5	50.7	56.1	—	—
Transvers. Craniofacial-Index	(94.3)	(100)	—	(107)	—
Jugofrontalindex	(65.2)	(72.7)	—	(70.6)	—
Jugomandibularindex	(72.0)	(77.9)	—	—	—
Länge d. linken Humerus	—	—	304	—	—
Länge d. rechten Ulna	—	304	—	—	—
Länge d. linken Ulna	—	—	254	—	—
Länge d. linken Radius	—	—	231	—	—
Länge d. linken Femurs	(461)	—	—	—	—
Länge d. rechten Tibia	(365)	—	—	—	—
Länge d. linken Tibia	(368)	—	—	—	—



Abb. 1 Endpfanne I

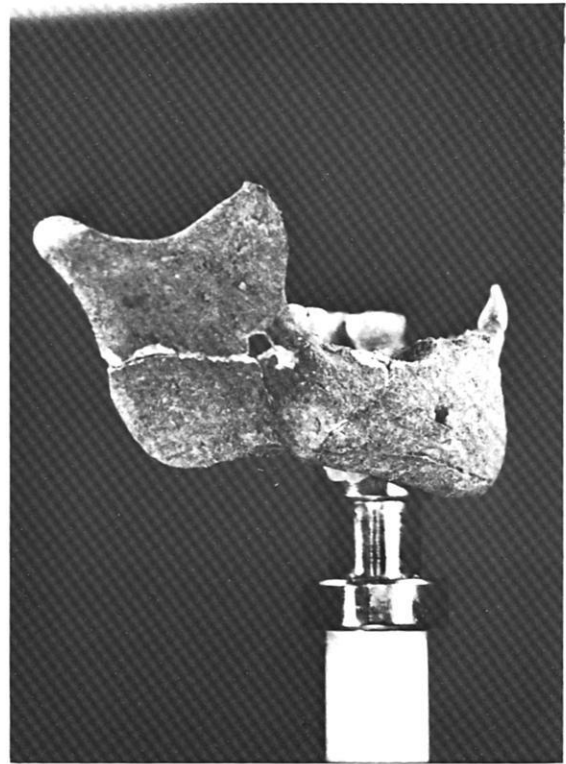


Abb. 3 Enneri Dirennao

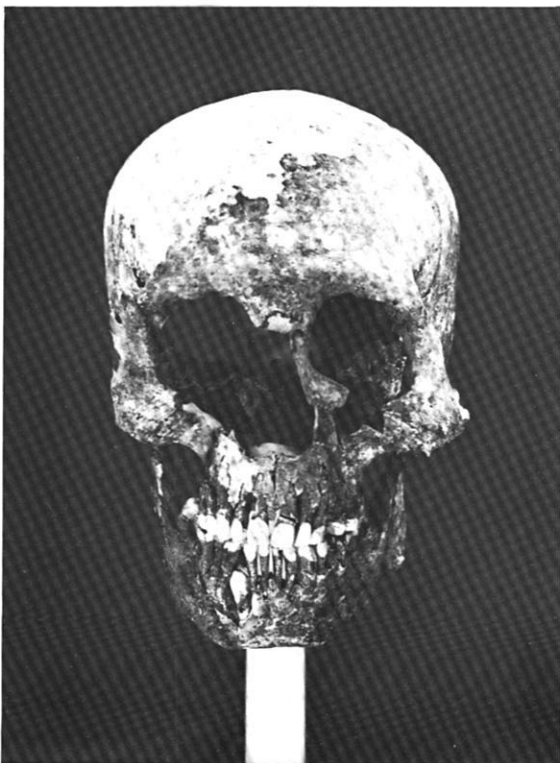


Abb. 2 a Endpfanne II

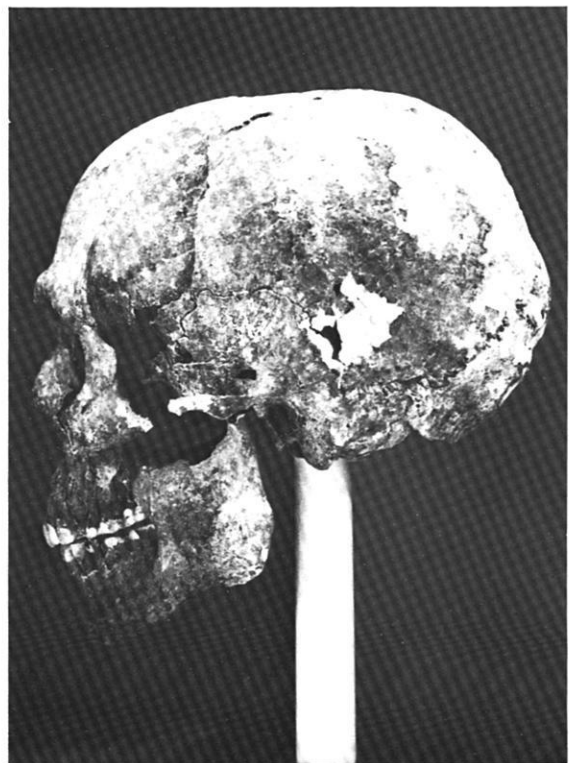


Abb. 2 b Endpfanne II

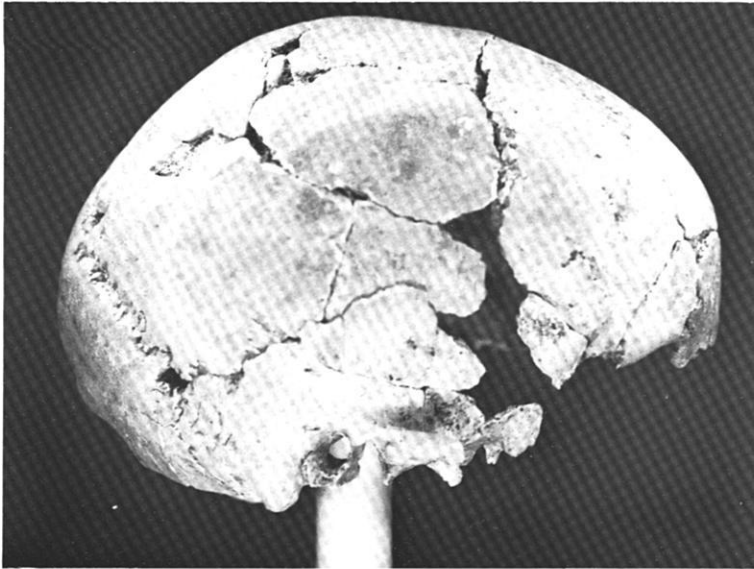


Abb. 4 Yebbigué

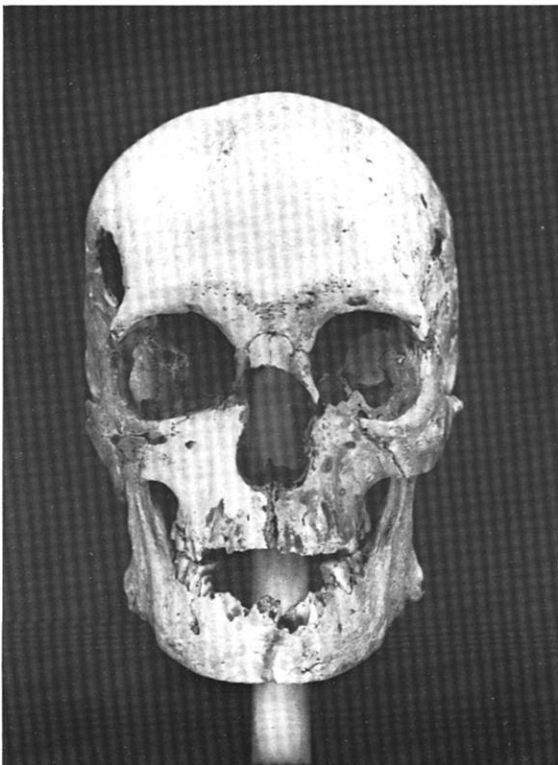


Abb. 5 a Endpfanne III

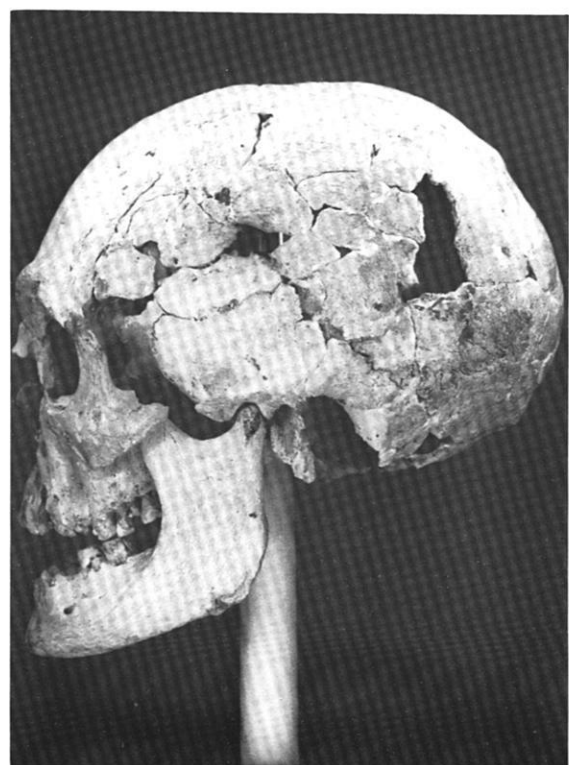


Abb. 5 b Endpfanne III



Abb. 6 Teil des präislamischen Gräberfeldes nördlich von Zoui. Die aus Schutt und Geröll aufgebauten Chouchet mit Durchmessern bis zu 8 m ziehen sich unregelmäßig verteilt die Hänge hinauf. Teilweise sind sie von Erosionsrinnen angeschnitten.

Aufnahme: K. Kaiser, Dezember 1966

Abb. 7 Eine in situ befindliche Hockerbestattung bei Kadoua/Bardai am Nordhang südlich der Piste nach Gonoa. — Bei dem präislamischen Grabhügel handelt es sich um eine kegelstumpfförmige Chouchet-Variante von 2,9 m Durchmesser. Die Höhe betrug hangabwärts 1 m und hangaufwärts 0,6 m. Das Skelett ohne Beigaben lag in Feinmaterial eingebettet in einer Kammer, die von einer trapezförmigen Sandsteinplatte (Größe: ca. 0,4 × 0,8 m) bedeckt war. Lediglich die unbedeckte linke Seite des Hirnschädels war stark erodiert. Die Richtung der Wirbelsäule wurde mit N 23° E ermittelt, so daß das Gesicht etwa nach W gerichtet war. Über der Deckplatte befand sich eine 40 cm mächtige Schicht von Kies und Schutt, die das Grab nach oben abschloß. In ihr wurde ein kleines, aus Steinen gesetztes Kämmerchen gefunden, das Tierknochen enthielt. (Nach Angaben von H. G. MOLLE; freigelegt von H. G. MOLLE und P. RO-STANKOWSKI, April 1968.)

Aufnahme: H. G. Molle, April 1968



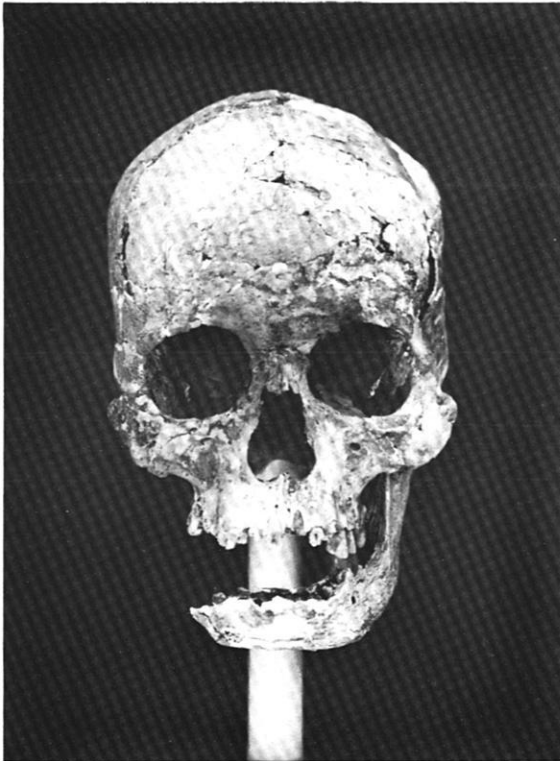


Abb. 8 a Armachibé

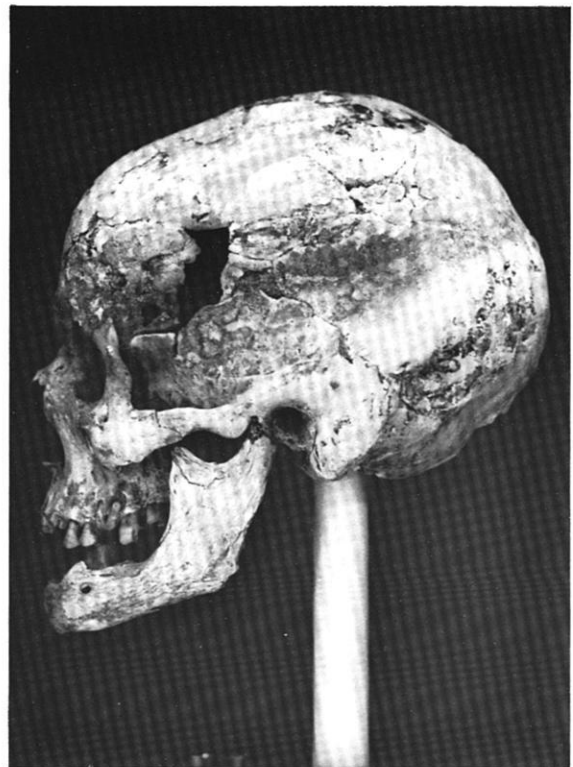


Abb. 8 b Armachibé

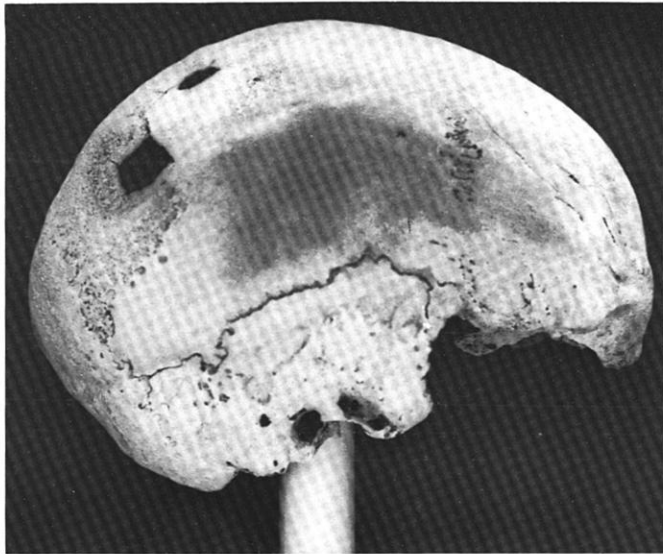


Abb. 9 a Trou au Natron

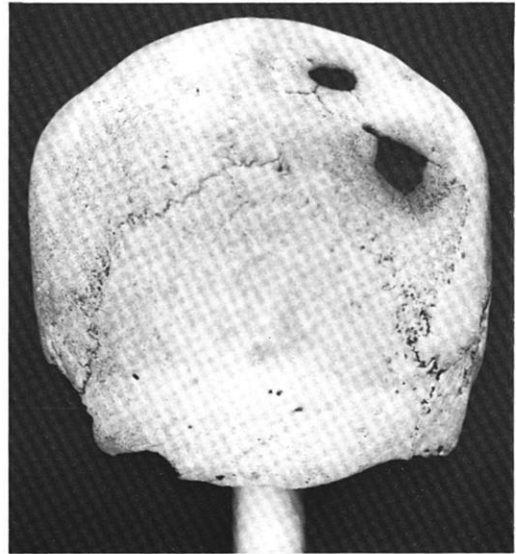


Abb 9 b Trou au Natron

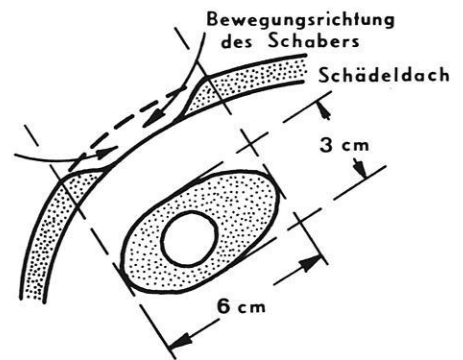


Abb. 10 Schemazeichnung zur Trepanation am Schädel vom Trou au Natron

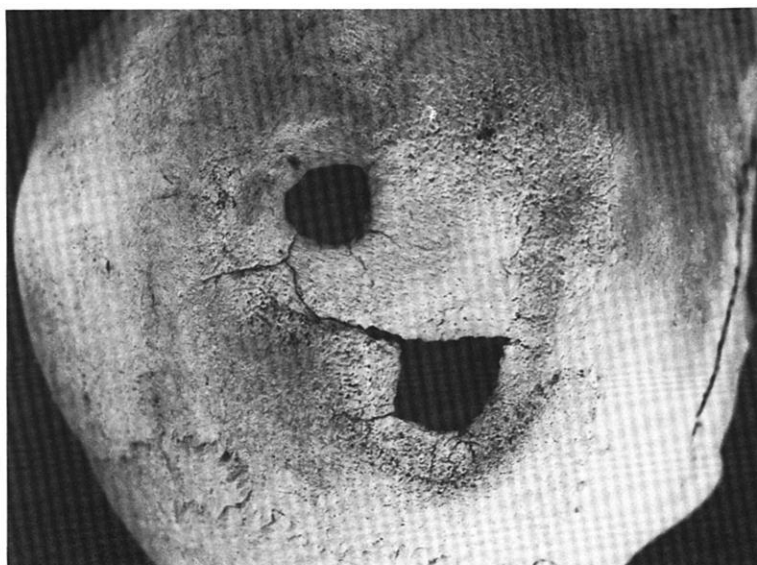


Abb. 9 c Trou au Natron

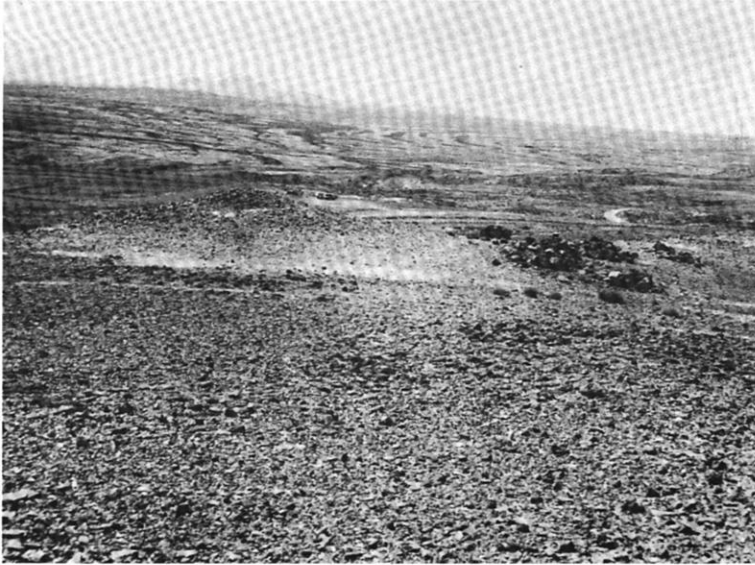


Abb. 11 Lage der Grabhügel mit trepaniertem Schädel am Trou au Natron. — Blick nach SSE auf den Tarso Toussidé. Rechts im Mittelgrund die Tumulusgruppe, wobei der Schädel aus dem größten Hügel vorn links stammt. Rechts darüber erkennt man einen Teil der Piste Bardai-Zouar, links oberhalb der Bildmitte zwei Fahrzeuge der Forschungsstation Bardai, die an der meteorologischen Station (2450 m ü. M.) halten.

Aufnahme: B. Gabriel, August 1967

Abb. 12 Tumulusgruppe am Trou au Natron. — Blick nach NE. Der trepanierte Schädel stammt aus dem größeren Hügel hinten, der an der Ostseite geöffnet war. Im Vordergrund rechts sind Steinplatten in einer Weise zusammengelegt bzw. aufgerichtet, wie es bei den Tubus noch in rezenter Zeit bei rituellen Schlachtungen üblich war.

Aufnahme: B. Gabriel, August 1967



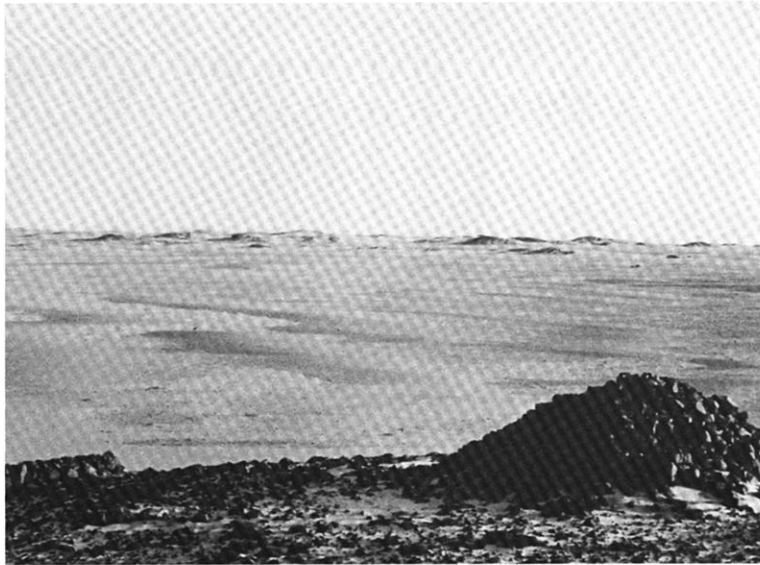


Abb. 13 Fundsituation an der Basaltstufe nördlich der fossilen Endpfanne des Bardagué-Arayé. — Blick von der Stufe nach S über die sandüberwehten, ca. 40 m tiefer liegenden Endpfannensedimente aus der Zeit um 7000 B.P., in welchen die Skelette Endpfanne I und II gefunden wurden. Endpfanne III dagegen stammt aus einem Grab auf der Stufe selbst (Abb. 14). Rechts und links im Vordergrund zwei weitere Gräber — rechts ein regelloses Redjem, links ein Choucha, dessen Oberfläche aber unüblicherweise parallel zur Hangneigung verläuft (vgl. die Chouchet in Abb. 6, wo sie waagrecht sind).

Aufnahme: B. Gabriel, Dezember 1966



Abb. 14 Kompaßgrab auf der Basaltstufe. — Die Nadel im Vordergrund weist nach ESE. In der Mitte der Flachgrabanlage befand sich unter einer Deckplatte eine Sitzhockerbestattung (Endpfanne III).

Aufnahme: D. Busche, Dezember 1966

Neuere Ergebnisse der Vorgeschichtsforschung in der östlichen Zentralsahara

von BALDUR GABRIEL

Während aus der westlichen Sahara und dem Hoggar dank französischer Forschungen bereits zahlreiche Untersuchungen zur vor- und frühgeschichtlichen Problematik vorliegen, ist die östliche Sahara in dieser Hinsicht noch relativ wenig bekannt, obgleich 1952 A. J. ARKELL¹ auf die Schlüsselposition hinwies, die das Tibestigebirge für die Entstehung und Verbreitung neolithischer Kulturen in Nordafrika offensichtlich einnehme. Die naturgegebene Unzugänglichkeit und die politische Unsicherheit des Gebietes bewirkten, daß die Forschung erst in den zwanziger Jahren unseres Jahrhunderts einsetzen konnte.

Das größte Interesse fand zunächst die vorgeschichtliche Parietalkunst². Andere, nicht so augenfällige Kulturhinterlassenschaften wurden oftmals nicht beachtet; Ausnahmen davon machten z. B. M. DALLONI oder A. J. ARKELL³, aber auch P. HUARD⁴, die zahlreiche paläolithische, neolithische und protohistorische⁵ Funde aus dem Tibesti und den östlich angrenzenden Gebieten meldeten.

In jüngerer Zeit wurden durch G. BAILLOUD, Y. COPPENS, J. COURTIN und J. L. SCHNEIDER

die neolithischen und späteren Kulturen der südlich des Tibesti liegenden Gebiete Ennedi, Djourab und Borkou bekannt und mit Seespiegelschwankungen des jung-quartären Tschadmeeres verknüpft⁶. Hauptsächlich aus dem östlichen Fessan, dem Djebel ben Ghnema und der Dor el Gussa, legte H. ZIEGERT eine Reihe von Beobachtungen vor⁷. Aus dem mittleren Fessan mit den relativ gut zu bereisenden Oasengebieten um Sebha—Mursuk existierten schon einige Arbeiten; im Vordergrund des Interesses hatten aber entweder die Felsbilder oder archäologische Probleme im Zusammenhang mit den Römern und den Garamanten gestanden⁸.

Im Rahmen geomorphologischer Arbeiten wurden ab 1964 von Mitgliedern der Deutschen Forschungsstation Bardai im Tibesti und in den nördlich angrenzenden Gebieten der östlichen Zentralsahara eine Reihe von Beobachtungen gesammelt, die die bisherigen Kenntnisse erweiterten und mit paläoklimatischen, geomorphologischen, quartärstratigraphischen oder mit paläökologischen Fragestellungen verbunden waren⁹.

1 A. J. ARKELL „The Relations of the Nile Valley with the Southern Sahara in Neolithic Times“. — Actes du IIe Congrès Panafricain de Préhistoire, Alger 1952 (1955), p. 345-346.

2 *Im Fessan*: L. FROBENIUS „Ekade Ektab. Die Felsbilder Fessans“, Leipzig 1937 (Nachdruck Graz 1964). — P. GRAZIOSI: „L'arte rupestre della Libia“, Neapel 1941 (2 Bde.). — F. MORI: „Arte preistorica del Sahara libico“, Rom 1960. U. a. — *Im Djebel Auwenat*: H. RHOTERT „Libysche Felsbilder“, Darmstadt 1952. — *Im Tibesti*: Vor allem P. HUARD in zahlreichen Aufsätzen, zuletzt zusammengefaßt in: P. BECK und P. HUARD „Tibesti. Carrefour de la préhistoire saharienne“, Paris 1969.

3 M. DALLONI „Mission au Tibesti“, Paris 1934-36 (Mém. Acad. des Sciences de l'Inst. de France, 61/62). — M. DALLONI und Th. MONOD „Mission scientifique du Fezzân 1944-1945. VI.“, Algier 1948 (Inst. de Rech. Sah.). — A. J. ARKELL „Wanyanga and an Archaeological Reconnaissance of the SW-Libyan Desert“, London 1964.

4 a.a.O.

5 Unter „protohistorisch“ wird in der französischen Saharaliteratur die Zeit etwa ab 1000 v. Chr. verstanden. Vgl. z. B. G. CAMPS „Notes de protohistoire nord-africaine et saharienne. V. Dates absolues concernant la protohistoire du Maghreb et du Sahara.“ Libyca A. P. E., 18, 1970, p. 225-239. Der Begriff ist mit unserem „metallzeitlich“ oder „frühgeschichtlich“ zu vergleichen.

6 Mehrere Beiträge in verschiedenen Zeitschriften, zuletzt zusammengefaßt in: „Actes du Premier Colloque Inter-

national d'Archéologie Africaine — Fort Lamy 1966.“ Etudes et Documents Tchadiens, Mémoires I, Fort Lamy 1969. — Siehe auch in: Bull. de l'Inst. Fr. Afr. N., 31, A, 1969.

7 Z. B. in: „Dor el Gussa und Gebel ben Ghnema“, Wiesbaden 1967. Oder in: „Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti“, Wiesbaden 1969.

8 Vgl. die neueren Beiträge von M. S. AYOUB, C. M. DANIELS, P. GRAZIOSI, L. P. KIRWAN und F. MORI in „Libya in History. Historical Conference 16-23 March 1968. University of Libya, Faculty of Arts“, Beirut o. J., ed. F. F. GADALLAH, sowie in „Geology and Prehistory of Southwestern Fezzan, Libya“, Petroleum Exploration Society of Libya, 11th Annual Field Conference, 1969, ed. W. H. KANES.

9 Siehe besonders: B. GABRIEL „Baeuelemente präislamischer Gräbertypen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ostsahara)“ — Acta Praehistorica et Archaeologica, Bd. I, Berlin 1970, p. 1-28. — Ders.: „Terrassenentwicklung und vorgeschichtliche Umweltbedingungen im Enneri Dirennao (Tibesti, östliche Zentralsahara)“ — Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 15, 1972, p. 113-128. — B. HERRMANN und B. GABRIEL „Untersuchungen an vorgeschichtlichem Skelettmaterial aus dem Tibestigebirge (Sahara)“ — Berliner Geogr. Abh., H. 16, p. 143-152 (vorl. Heft). — D. JÄKEL und E. SCHULZ „Spezielle Untersuchungen an der Mittelterrasse im Enneri Tabi, Tibesti“ — Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 15, 1972, p. 129-143. — H.-J. PACHUR „Geomorphologische Untersuchungen in der Serir Tibesti“ — Habil.-Schrift am Fachbereich 24, Geowissenschaften, der Freien Universität Berlin, 1971, 70 p. (Mskr.). — Vgl. aber auch die weiteren Veröffentlichungen, die bisher aus der Forschungsstation Bardai hervorgegangen sind. (Ein vollständiges Verzeichnis befindet sich am Schlusse dieses Heftes.)

1. Paläolithikum

Vornehmlich bei Bardai (Tibesti) wurde eine Anzahl von primitiven Faustkeilen, Spaltern etc. mit begleitenden Abschlägen gefunden, an anderen Stellen des Gebirges (z. B. bei Gonoa) auch pebble tools und Sphäroide. Oft waren zu Füßen der Basalt- und Sandsteinhänge die Schlagplätze zu erkennen, an denen die Werkzeuge hergestellt worden waren. Ihre zeitliche Einordnung aufgrund typologischer Merkmale erscheint aber unzweckmäßig, da Anzeichen dafür vorliegen, daß die lokale Typenchronologie einige Besonderheiten aufweist.

Ebenso unsicher ist die Zeitstellung einer weit verbreiteten Abschlagskultur mittelpaläolithischen Gepräges. Eindeutige Werkzeugtypen — außer Klängen — und Retuschen fehlen fast ganz. Im Randbereich der Serir Tibesti kommen diese Werkzeuge zwar auf den höheren Regionen und Inselbergen vor, nicht aber auf den Serirflächen selbst. Die Pisten am Mourizidié-Paß sind stellenweise wie gepflastert mit groben quarzitischen Abschlägen. Man kann daraus auf eine jüngere flächenhafte Überformung der Serir Tibesti schließen, während die Oberfläche der Serir el Gattusa älter zu sein scheint, da in ihr gelegentlich Schlagplätze und Einzelfunde dieser Formengruppe anzutreffen sind.

Außerordentlich häufig sind paläolithische Artefakte in der Umgebung von Sebha und im Wadi Adjal. Die Schutthänge der Schichtstufenränder sind manchmal übersät von Quarzitabschlägen, von schaberartigen Werkzeugen, von gelegentlichen Faustkeilen und Kernsteinen. Die Schlagplätze, oft auf kleinen Vorsprüngen oder Verebnungen des Hangs, vermischen sich im Wadi Adjal mit den zu Hunderten zählenden präislamischen Gräbern.

2. Neolithikum

Der Übergang zu neolithischen Techniken (Steinschliff, Keramikherstellung) hat im Tibesti bereits im 7. Jahrtausend v. Chr. eingesetzt. „Dotted-wavy-line“-Keramik¹⁰ kommt zusammen mit Obsidianabschlägen, Reibesteinen und Resten von Büffel und Gazelle in der untersten Schicht eines 2,50 m hohen Profils unter einem Abri im Enneri Dirennao/Tibesti vor (Abb. 1). Eine 14-C-Datierung darin sich befindlicher Holzkohle ergab

10 Vgl. dazu A. J. ARKELL „The Distribution in Central Africa of one Early Neolithic Ware (Dotted Wavy Line Pottery) and its Possible Connection with the Beginning of Pottery.“ Actes du IVe Congrès Panafricain de Préhistoire et de l'Etude du Quaternaire, Léopoldville 1959, Section III, p. 283-287, Tervuren 1962.

11 Für die im folgenden genannten Datierungen aus dem 14-C-Labor des Niedersächs. Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, sei dessen Leiter, Herrn Dr. M. A. GEYH, besonderer Dank ausgesprochen. Die Faunenbestimmungen nahmen dankenswerterweise Mme. V. EISENMANN und M. Y. COPPENS, Paris, sowie Prof. H. POHLE, Berlin, vor. — Zum extremen Alter des Neolithikums am Südrande der Sahara vgl. z. B. G. CAMPS und G. DELIBRIAS und J. THOMMERET „Chronologie et succession des civilisations préhistoriques dans le Nord de l'Afrique.“ Libyca A. P. E.,

ein Alter von 8065 ± 100 Jahren B. P. (Hv 2748)¹¹. Im 6. bis 4. Jahrtausend v. Chr. waren die Täler und die Endpfannen an den Gebirgsrändern sowie auch die Serirflächen von Menschengruppen besiedelt, die auf Großsäuger Jagd machten und gut entwickelte Techniken der Steinbearbeitung und Keramikherstellung besaßen.

Die Gefäßform ist im allgemeinen der Kumpf; Flaschen und Teller werden gelegentlich gefunden; Schnurösen sind häufig. Böden, Henkel, Tüllen usw. fehlen fast ganz; sie treten in größerem Umfange erst bei der sub-rezenten Keramik der Tubuvölker auf. Meist sind die Gefäße ritz- oder stichverziert oder mit Zahnstock- bzw. Rollenmustern bedeckt; auch Verzierung im Innern der Gefäße kommt vor. (Bei Gonoa wurde ein einziges bemaltes Gefäß gefunden, das aber, wie einige terra-sigillata-artige Fragmente vom Puits Tirenno/Tibesti, späteren Zeiten angehören dürfte.)

Ritzverzierte Straußeneier aus dem Djebel Eghei lassen Verbindungen zur NW-Sahara und zum Maghreb vermuten. Zahlreiche Handmühlen und andere Hinweise machen Ackerbau und Viehzucht wahrscheinlich. Grabbauten sind noch unbekannt; die Toten wurden in Hockerlage offensichtlich im Sumpf versenkt oder in einer einfachen Grube bestattet. Schon damals lag offenbar die Kontaktzone zwischen Negroiden und Nicht-Negroiden in diesem Gebiet¹².

Ein Unterschied wird jedoch deutlich: Während die Kulturreste im Gebirge und an dessen Rand ein reiches Formenspektrum aufweisen, sind die menschlichen Spuren in den großen Ebenen, der Serir Tibesti, Serir el Gattusa und Serir Calanscio, zwar ebenfalls sehr zahlreich, aber erheblich ausdrucksloser. Es handelt sich hier meist um Steinplätze, in deren Nähe sich fast immer wenigstens Abschläge, oft aber auch Läufersteine für Handmühlen, unverzierte Straußeneischerben und gelegentlich Pfeilspitzen und Speisereste (Knochen) finden. Keramik, geschliffene Beile, Schmuck, Handmühlen und die Masse der sorgfältig gearbeiteten Klängen, Schaber, Spitzen etc. fehlen gewöhnlich.

Die Steinplätze selbst sind gruppenhaft auftretende, künstliche Steinansammlungen, unregelmäßig rund, mit Durchmesser von 0,5 bis 4 m (Abb. 2 und 3), wobei die Steine selbst im allgemeinen unter Faustgröße blei-

16, 1968, p. 9-28. Die dort aufgeführten 14-C-Daten für das Neolithikum sudanischer Tradition sind bis zu 2000 Jahre höher als die für das Mittelmeer-Neolithikum oder das Neolithikum mit Capsien-Tradition. Siehe auch die frühen Daten in: G. CAMPS „Amekni, Néolithique ancien du Hoggar“, Mém. du CRAPE, Alger, X, Paris 1969, sowie in: F. MORI „Tadrart Acacus. Arte rupestre e culture del Sahara preistorico.“ Turin 1965. — Neuerdings gibt es aber auch im westlichen Mittelmeer relativ frühe, 14-C-datierte Keramik, vgl. G. CAMPS „A propos du Néolithique ancien de la Méditerranée occidentale“, Bull. Soc. Préhist. Fr., 68. 1971, p. 48-50.

12 Vgl. dazu auch E. HABERLAND „Bemerkungen zur Herkunft der Negerrassen und zum Problem der staatenbildenden Viehzüchervölker in Afrika.“ Homo, 21, 1970, p. 1-10.

ben. Da sie aber dennoch größer sind als das feine Serirmaterial und gelegentlich sogar nach einer einheitlichen Farbe ausgewählt sind, heben sie sich deutlich von ihrer Umgebung ab.

Sie scheinen ein spezifisches Element des zentralsaharischen Neolithikums zu sein. Besonders zahlreich wurden sie an den südlichen und östlichen Rändern der Serir Tibesti angetroffen, aber sie kommen noch weit im Norden vor, so im südlichen Hongraben und in der nördlichen Serir Calanscio. Die Küstenbereiche sowie große Teile der östlichen und südlichen Serir Calanscio und Hammada-Gebiete sind offenbar frei von Steinplätzen. In den nördlichen Teilen von Dor el Gussa und Djebel ben Ghnema treten sie nur sporadisch auf.

Überwiegend findet man sie auf den Sandschwemmebenen des Gebirges oder in den Senken der flachwelligen Serirebenen, dort deutlich gehäuft entlang den etwas tieferen Rinnen ehemaliger Entwässerungssysteme.

Ihre Funktion ist noch ungeklärt. Deutungen als Wegemale, Schlachtplätze, Arbeitsflächen, Grabstätten für Leichenaussetzung, Hüttenreste oder Speicher befriedigen nicht. Am ehesten wird man sie als Herdstellen interpretieren können, denn in den meisten davon lassen sich wenigstens Spuren von Asche oder Holzkohle finden. Eine erste Datierung eines Steinplatzes aus der Serir Calanscio (bei 26° 15' N, 19° 20' E) ergab ein 14-C-Alter von 5510 ± 370 Jahren B. P. (Hv 4113), also zeitgleich oder jünger als die auf eher sedentäre Lebensweise hindeutenden Vorkommen im Gebirge (z. B. am Enneri Dirennao, s. o.), an den Endpfannen und an bevorzugten Punkten der Serir.

Aus den sehr reichhaltigen Fundplätzen an den Endpfannen von Yebbigué und Bardagué (Nordabdachung des Tibesti) liegen bisher folgende 14-C-Datierungen vor: a) Faunenreste von Elefant, Giraffe, Büffel, Rind, Antilope, Schaf, Gazelle und Strauß bei 22° 52' N, 16° 40' E: 7455 ± 180 B. P. (Hv 2775, Kollagenbestimmung); b) ein menschliches Skelett in Hockerlage bei 22° 47' N, 16° 42' E: 6930 ± 370 B. P. (Hv 2195, Apatitbestimmung); c) ein Elefantenskelett bei 22° 40' N, 16° 40' E: 6435 ± 225 B. P. (Hv 2773, Koll.); d) Reste von Büffel und Gazelle bei 22° 50' N, 18° 10' E: 5125 ± 185 B. P. (Hv 3766, Koll.).

Drei Holzkohledatierungen von Siedelplätzen an den Ufern des Wadi Behar Belama in der Serir Calanscio (27° 25' N, 21° 10' E) mit wenig Keramik und einem größeren Spektrum an Artefakten sowie zahlreichen Speiseabfällen in Form von zerschlagenen Knochen erbrachten Werte von 6625 ± 750 B. P. (Hv 4115), 5680 ± 95 B. P. (Hv 4116) und 5410 ± 250 B. P. (Hv 4117), die Kollagenbestimmung eines Elefantenknochens von dort lieferte dagegen den etwas zweifelhaften Wert von 2385 ± 490 B. P. (Hv 4037). Allerdings haben in etwa der gleichen Zeit auch im Tibesti noch Elefanten gelebt, wie aus dem Fund eines Femurs in den Schottern der Niederterrasse des Enneri Dirennao (21° 32' N, 17° 10,5' E) hervorgeht (2690 ± 435 B. P., Hv 2260, Apat.), und so ist es wahrscheinlich, daß das Gebirge und die nördlich daran anschließenden Be-

reiche noch bis ins letzte Jahrtausend v. Chr. den Großsäugern afrikanischer Steppen und Savannen genügend Lebensmöglichkeiten boten.

Wenigstens entlang feuchterer Rinnen muß Baumvegetation diesen Raum durchzogen haben, da Elefanten und Giraffen ja nicht am Boden grasen, sondern von höheren Bäumen und Sträuchern leben, wobei sie täglich einen Bedarf von mehreren Zentnern Grünfutter haben. Und da ein Tier allein nicht existieren kann, sondern zur Fortpflanzung mindestens eine kleine Herde vorauszusetzen ist, muß der Baumbestand einigermaßen beträchtlich gewesen sein. Er setzte sich im Tibesti zur Zeit der „Mittelterrasse“ oder „unteren Mittelterrasse“ (vor 7000 B. P.) u. a. aus Tamarisken, Akazien, Kiefern, Zedern, Wacholder, Erlen, Eichen sowie Linden, Birken und Ahorn zusammen, wie den Pollenspektren aus diesen Akkumulationen zu entnehmen ist.

Dokumentiert sich in den unterschiedlichen Fundlagen vielleicht nicht so sehr ein zeitlicher als vielmehr ein in der Wirtschaftsweise differierender oder sogar ethnischer Gegensatz? Man ist versucht, die reicheren Fundplätze den wahrscheinlich eher negroiden Trägern des sudanischen Neolithikums, die Steinplätze jedoch nomadisierenden Rinderzüchtern zuzuordnen, die aus dem Osten oder Norden kamen.

3. Jüngere Epochen

Noch in späterer Zeit waren die ökologischen Bedingungen in der zentralen Sahara erheblich günstiger als heute, wenn es auch zwischendurch immer wieder Zeiten gibt, aus denen die Hinweise bisher fehlen. Insofern dürfte die Vorstellung von einem „Wüstenkernraum“ in diesem Gebiet¹³, der auch während der saharischen Feuchtzeiten Vollwüste gewesen sein soll, nicht mehr aufrechtzuerhalten sein.

Holzkohle aus einem Lagerplatz in der südlichen Serir Calanscio (26° 25' N, 19° 40' E) hatte ein 14-C-Alter von 3900 ± 550 Jahren B. P. (Hv 4114). Das Datum steht in diesem Zeitabschnitt noch ziemlich isoliert da; sollte es sich auch in Zukunft als singulär erweisen, wird man es eher einem Lagerplatz durchziehender Nomaden oder Karawanen zurechnen können, die es ja auch in trockeneren Perioden gegeben haben mag.

In die gleiche Zeit wie die beiden erwähnten Datierungen von Elefantenresten aus dem letzten Jahrtausend v. Chr. gehört ein menschliches Skelett, das unter den Akkumulationen einer jungen Schotterterrasse des mittleren Yebbigué gefunden wurde (21° 30' N, 17° 50' E: 2540 ± 255, Hv 2774, Koll.).

Überhaupt stammen aus der nun beginnenden protohistorischen Zeit zahlreiche Gräberfelder im Fessan und im Tibesti mit teilweise komplizierten Graboberbauten (Abb. 4). Ihre relative oder absolute Chronologie sowie ihre Zuordnung zu den übrigen Kulturhinterlassenschaften gestaltet sich noch schwierig. Im Tibesti dürften sie aber bis in die Zeit unmittelbar vor Ein-

13 W. MECKELEIN „Forschungen in der zentralen Sahara. I. Klimageomorphologie.“ Braunschweig 1959.

führung des Islam (möglicherweise erst vor 200 Jahren) fortgeführt worden sein. Die bis dahin geübte Sitte der Hockerbestattung wurde aufgegeben und die Toten langgestreckt in Rückenlage unter ovalen Steinhaufen begraben. Aus einem der präislamischen Gräber am Trou au Natron (Tibesti) stammt ein zweifach trepanierter menschlicher Schädel.

In den ersten nachchristlichen Jahrhunderten existierten am Nordrand des Tibestigebirges bis weit in die Serir hinein noch zahlreiche Tamariskenhügel in Gengen, die heute der Vollwüste zugerechnet werden müssen. 14-C-Messungen von Holzresten ergaben: Aus einem Tamariskenhügel bei 23° 30' N, 17° 28' E: 1435 ± 50 B. P. (Hv 2874), bei 22° 52' N, 16° 40' E: 1840 ± 60 B. P. (Hv 2749) und bei 22° 33' N, 16° 39' E: 1780 ± 60 B. P. (H 2936 — 2372). Im Gebirge siedelten unter dem bereits erwähnten Abri am Enneri Dirennao (Abb. 1) Menschen, die wahrscheinlich die Eisenverhüttung kannten (Paralleldatierungen von Holzkohle aus der jüngsten Schicht des Profils: Hv 2198 = 1440 ± 150 B. P. und Gif 1316 = 1570 ± 100 B. P.).

Dort wie auch in anderen Teilen des Gebirges finden sich in den Sandsteinfelsen Reibeschalengeräte und künstliche Loch- oder Loch-/Rinnen-Anordnungen, wie sie als Schalensteine auch aus Mitteleuropa und anderen Teilen der Welt bekannt sind. Ihre Zeitstellung und ihr Zweck — wenn es kein kultischer war — sind aber hier wie dort rätselhaft. Desgleichen gibt es im Tibesti allenthalben Ruinen von Rundhütten und andere Steinsetzungen, die chronologisch schwer einzuordnen sind. Einzelne Obsidian-Abbaugruben (z. B. eine in der Südwest-Wand des Trou au Natron) werden vornehmlich aus der neolithischen und der unmittelbar folgenden protohistorischen Zeit stammen.

Insgesamt weist die östliche Zentralsahara also eine Fülle von Hinterlassenschaften des prähistorischen Menschen auf. In Verknüpfung mit paläökologischen und landschaftsgeschichtlichen Untersuchungen lassen sich daraus besonders für die Zeit des frühen Neolithikums interessante Erkenntnisse gewinnen.

Zusammenfassung

Durch die Arbeiten, die im Rahmen des Forschungsprogramms der Station Bardai im Tibestigebirge und den nördlich daran anschließenden Gebieten durchgeführt wurden, sind eine Reihe von Beobachtungen zur Kulturentwicklung und zum ökologischen Wandel während des Quartärs in diesem Raum bekannt geworden.

Weit verbreitet sind paläolithische Abschlagskulturen, deren chronologische Stellung aber unsicher ist. Neolithische Techniken (z. B. „dotted wavy line“-Keramik) waren bereits im 7. Jahrtausend v. Chr. im Gebrauch. Im 6. und 5. Jahrtausend v. Chr. erreichte das Neolithikum einen Höhepunkt. Zahlreiche Reste finden sich u. a. an den damaligen Endpfannen der aus dem Gebirge austretenden Flüsse. Eine im Vergleich zu heute üppige Vegetation ermöglichte das Leben von Großsäugern der äthiopischen Fauna (z. B. Elephant) noch bis ins letzte Jahrtausend v. Chr.

Im 4. Jahrtausend v. Chr. war in der zentralen Sahara eine Nomadenkultur weit verbreitet, deren Relikte in Form von Steinplätzen auf Sandschwemmebenen und Serirflächen erhalten sind. Aus protohistorischer Zeit stammen zahlreiche Gräber. Schalensteine und manche Arten von Siedlungsresten lassen sich zeitlich nicht einordnen.

Résumé

Recherches préhistoriques récentes dans l'Est du Sahara central.

Les recherches géomorphologiques de l'Université Libre de Berlin, exécutés au Tibesti et dans les régions avoisinantes au nord, ont fourni de nombreuses observations sur le changement des civilisations et de l'écologie pendant le quaternaire.

Des industries paléolithiques à éclats sont bien représentées, mais leurs positions stratigraphiques sont douteuses. Des techniques néolithiques (dotted wavy line pottery etc.) étaient déjà en emploi depuis le 7^e millénaire av. J. C. Au 6^e et au 5^e millénaire la civilisation néolithique était bien poussée. On trouve beaucoup de restes néolithiques surtout aux bords des anciennes zones d'inondation des fleuves, qui descendaient de la montagne du Tibesti. Une végétation luxuriante (en comparaison avec celle d'aujourd'hui) rendait possible la vie des grands mammifères de la faune éthiopienne (éléphant p. ex.) jusqu'au dernier millénaire av. J. C.

Pendant le 4^e millénaire une civilisation des nomades existait au Sahara central; leurs reliques surtout sous forme de plats amas de pierres se trouvent sur les plaines de sable et sur les serirs. — Dans la montagne il y a beaucoup de tombes protohistoriques. L'âge des pierres à cupules ainsi que de quelques restes des anciens lieux d'habitation est inconnue.

Summary

Recent Prehistoric Research in the Eastern Central Sahara.

Among the results obtained in the course of the Bardai Research Program in the Tibesti Mts. and their northern foreland there are numerous observations relating to the cultural development and ecological changes having occurred during the Quaternary.

Paleolithic flake industries occur in many places, but their chronological position is still unknown. Neolithic techniques (including dotted wavy line pottery) were employed as early as 6000 years B. C. The climax of the neolithic period was reached in the 6th and 5th millennium B. C. Numerous relics are spread — among other locations — along the margins of the interior deltas (Endpfannen), where the mountain streams of that period came to an end. The vegetation — luxuriant by modern standards — enabled the existence of large mammals of the Ethiopian fauna such as elephants up to the last thousand years B. C.

A nomadic civilisation existed in the Central Sahara in the 4th millennium, relics of which are preserved as circular stone places on the serir and the sand-drift plains. Numerous tombs in the mountains belong to the protohistoric period. Cup-marked stones and several kinds of ruins are of uncertain age.



Abb. 1 Grabung durch ein Profil der unteren Mittelterrasse im Enneri Dirennao/Tibesti ($21^{\circ} 30' N$, $17^{\circ} 08' E$). — Die unterste (sandige) Schicht enthielt u. a. das Schulterblatt eines großen Büffels (in situ am Fuße des 2-m-Zollstocks) und „dotted-wavy-line“-Keramik. Sie wurde mit 8065 ± 100 B. P. (Hv 2748) ^{14}C -datiert. Die mittleren lakustren Sedimente hatten ein ^{14}C -Alter von 6130 ± 90 Jahren B. P. (Hv 3709, Kalkkrustendatierung). Darüber folgte eine reiche Fundschicht, in die eine Grube eingelassen war. Holzkohle aus dieser Grube hatte ein ^{14}C -Alter von 1440 ± 150 (Hv 2198) bzw. 1570 ± 100 (Gif 1316).

Aufnahme: B. GABRIEL, 1966



Abb. 2 Gruppenhaft auftretende Steinplätze am Südrand der Serir Tibesti in der Nähe der Endpfanne des Yebbigué.

Aufnahme: B. GABRIEL, 1967



Abb. 3 Einzelner Steinplatz an der Piste von Wau el Kebir nach Majedoul zwischen Djebel ben Ghnema und Dor el Gussa.
Aufnahme: B. GABRIEL, 1972



Abb. 4 Straßengrab auf der Basaltstufe nördlich der Endpfanne des Bardagué.

Aufnahme: B. GABRIEL, 1966

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)
- BRUSCHEK, G. J. (1972): Vulkanische Bauformen im zentralen Tibesti-Gebirge, Soborom—Sou-radom—Tarso Voon, und die postvulkanischen Erscheinungen von Soborom. *Berliner Geogr. Abh.*, Heft 16, S. 37-58. Berlin. (A)
- BUSCHE, D. (1972): Untersuchungen an Schwemmfächern auf der Nordabdachung des Tibestigebirges (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)
- 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 Exploration 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 Tibestigebirges. *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 (Nordwesttibesti). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 15, S. 93-112. Stuttgart. (A)
- GABRIEL, B. (1970): Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ostsahara). *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)
- 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. (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)

- 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)
- 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)
- 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 congrés 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. (1971): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. Manuskript, Poser Festschrift 1972. Im Druck.

- HOVERMANN, J. (1972): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. Göttinger Geogr. Abh., Heft 60 (Hans-Poser-Festschr.), S. 261-283. 4 Abb. Göttingen. (A)
- INDERMÜHLE, D. (1972): Mikroklimatische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge (Sahara). Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 121-142. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- JAKEL, 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)
- JAKEL, 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)
- JAKEL, 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)
- 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 Nemaayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 12, 70 S. Berlin. (Mo)
- 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)
- 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)
- 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)
- 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. (1971): Einige botanische Ergebnisse einer Forschungsreise in die libysche Sahara (April 1970). Willdenowia, 6/2, S. 341-369. 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.; PÖHLMANN, G. (1969): Ofouni 1 : 50 000. Geologisch-morphologische Luftbildinterpretation. Selbstverlag G. Pöhlmann, Berlin.
- 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 bzw. im Druck befindliche Arbeiten:

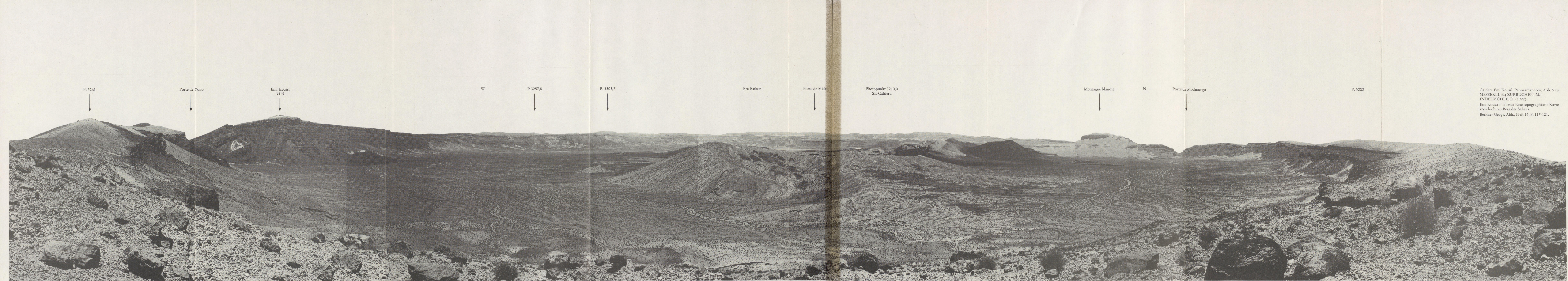
- BÜTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin. Berlin.
- BRIEM, E. (1971): Beobachtungen zur Talgenese 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.

- BUSCHE, D. (1972): Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. Unveröff. Diss. am FB 24 der FU Berlin. 208 S.
- 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.
- GABRIEL, B. (1972): Von der Routenaufnahme zum Gemini-Photo. — Die Tibestiforschung seit Gustav Nachtigal. Mit 5 Abb., 8 Karten und ausführlicher Bibliographie. Ca. 60 S., im Druck: Kartographische Miniaturen Nr. 5. Kiepert KG, Berlin.
- GABRIEL, B. (1972): Zur Situation der Vorgeschichtsforschung im Tibestigebirge. In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): *Paleoecology of Africa* (im Druck). (A)
- GABRIEL, B. (1972): Zur Vorzeitfauna des Tibestigebirges. In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): *Paleoecology of Africa* (im Druck). (A)
- GEYH, M. A.; JAKEL, D. (1972): Die spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte Nordafrikas auf Grund zugänglicher 14-C-Daten (in Vorbereitung).
- 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, Wüstenlaken 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.
- HECKENDORFF, W. D. (1972): Zum Klima des Tibesti-Gebirges. In: H. SCHIFFERS (Hrsg.): *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. III, Weltforum-Vlg., München. Im Druck.
- HECKENDORFF, W. D. (1972): Eine Wolkenstraße im Tibesti-Gebirge. In: H. SCHIFFERS (Hrsg.): *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. III, Weltforum-Vlg., München. Im Druck.
- 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.
- KAISER, K. (1972): Das Tibesti-Gebirge in der zentralen Ostsahara und seine Rahmenbereiche. Geologie und Naturlandschaft. — In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): *Die Sahara und ihre Randgebiete*, Bd. III, 140 Manuskript-Seiten, 1 Karte und 1 Tab. je als Falttafel, 3 Karten und 9 Profile als Text-Fig., 40 Photos auf 6 Photo-Tafeln, Autoren-, Orts- und Sachregister, Weltforum-Verlag, München. Im Druck.
- KAISER, K. (1972): Die Gonoa-Talungen im Tibesti-Gebirge der zentralen Ostsahara. Über Talformungsprozesse in einem Wüstengebirge. Ca. 50 S. Mskr., 1 Karte, 14 Fig., 12 Photos, 2 Tab. In Vorbereitung.
- PACHUR, H. J. (1970): Zur spätpleistozänen und frühholozänen geomorphologischen Formung auf der Nordabdachung des Tibestigebirges. Im Druck.
- PACHUR, H. J. (1972): Geomorphologische Untersuchungen in der Serir Tibesti. Habil.-Schrift am Fachbereich 24, Geowissenschaften, der FU Berlin.
- SCHULZ, E. (1970): Bericht über pollenanalytische Untersuchungen quartärer Sedimente aus dem Tibesti-Gebirge und dessen Vorland. Manuskript am Geomorph. Labor d. FU Berlin.
- SCHULZ, E. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen pleistozäner und holozäner Sedimente des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara). In: E. M. Van Zinderen Bakker (ed.): *Paleoecology of Africa* (im Druck). (A)

- STRUNK-LICHTENBERG, G.; OKRUSCH, M. und GABRIEL, B. (1972): Prähistorische Keramik aus dem Tibesti (Sahara). Physikalische und petrographische Untersuchungen. Vortrag auf der 50. Jahrestagung der Deutschen Mineralog. Gesellschaft, Karlsruhe. Zur Veröffentlichung in: Zeitschr. der Deutschen Keramischen Gesellschaft.
- 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 Aufbau 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:

- 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)
- 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)
- VERSTAPPEN, H. Th.; VAN ZUIDAM, R. A. (1970): Orbital Photography and the Geosciences — a geomorphological example from the Central Sahara. Geoforum 2, p. 33-47, 8 Fig. (A)
- WINIGER, M. (1972): Die Bewölkungsverhältnisse der zentral-saharischen Gebirge aus Wetter-satellitenbildern. Hochgebirgsforschung — High Mountain Research, Heft 2, S. 87-120. Univ. Vlg. Wagner. Innsbruck—München. (A)
- WITTE, J. (1970): Untersuchungen zur Tropenakklimatisation (Orthostatische Kreislaufregulation, Wasserhaushalt und Magensäureproduktion in den trocken-heißen Tropen). Med. Diss., Hamburg 1970. Bönecke-Druck, Clausthal-Zellerfeld, 52 S. (Mo)
- ZIEGERT, H. (1969): Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturreihenfolge in der zentralen Sahara. Mit 34 Abb., 121 Taf. und 6 Karten, 164 S. Steiner, Wiesbaden.



P. 3261

Porte de Yono

Emi Koussi
3415

W

P. 3257,8

P. 3303,7

Era Kohor

Porte de Miski

Photopunkt 3210,0
SE-Caldera

Montagne blanche

N

Porte de Modiounga

P. 3202

Caldera Emi Koussi. Panoramaphoto, Abb. 5 zu
MESSERLI, B.; ZURBUCHEN, M.;
INDERMÜHLE, D. (1972):
Emi Koussi - Tibesti: Eine topographische Karte
vom höchsten Berg der Sahara.
Berliner Geogr. Abh., Heft 16, S. 117-121.

EMI KOUSSI

TIBESTI-SAHARA



Ausgangspunkt zur Luftbestimmung: O. Thibon
(1908 - France) Geogr. Breite 19° 52' 14" Geogr. Länge 18° 28' 12"
Ausgangspunkt zur Höhenbestimmung: Emi Koussi 3415 m

1:25 000
0 1 2 km
Arquidistans der Höhenkurven 10m 4cm:1km

Grundlagen: Luftbilder des Institut Géographique National-France, 1956/57
Geodätische Arbeiten mit Unterstützung der Auswertung des Geographischen
Laboratoriums der Freien Universität Berlin, in Berlin:
H. Meuserl, D. Indenmühle Geographisches Institut der Universität Bonn
Vermessungsabteilung M. Zurbachsen Bonn
Photogrammetrische Auswertung und kartographische Bearbeitung mit
Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissen-
schaftlichen Forschung, Bureau für Photogrammetrie und Vermessungen
M. Zurbachsen Bonn

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.
- Heft 2:** ERGENZINGER, Peter
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald)
(1965). 48 S., 62 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandkosten.
- 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.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandkosten.
- Heft 4:** PACHUR, Hans-Joachim
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.
(1966). 35 S., 37 Diagr., 2 Tab., 21 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandkosten.
- Heft 5:** Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
I Feldarbeiten 1964/65.
(1967). 65 S., 34 Abb., 1 Kte.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandkosten.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Heft 14: STOCK, Peter
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges,
Zentral-Sahara, Tchad.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1972). 73 S., 47 Abb., 4 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandkosten.
- Heft 15: BIEWALD, D.
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen
mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe.
(1972). Arbeit im Druck.
- Heft 16: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
III Feldarbeiten 1966/67.
(1972). 156 S., 133 Abb., 41 Figuren, 34 Tabellen, 1 Karte.