

ÜBER ÄOLISCHE ABTRAGUNG UND FORMUNG IN DER SÜDOST-SAHARA

Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste

Mit 4 Luftbildern, 3 Bildern und 5 Abbildungen

HORST HAGEDORN

Summary: Aeolian removal and formation in the south east Sahara.

The Borkou mountain area in the south east Sahara lies on the south west edge of the geological Kufra Basin. The rocks of the mountain area are predominantly sandstones, deposited in succession from the Cambrian to the Cretaceous. The structural relief forms are therefore widespread structural terraces.

The climate of the area is completely arid and is ruled by the NE trade wind, which blows from September to May with extraordinary regularity and strength. Relief is characterised by wind corrosion forms, which also take in the basal portion of the mountain area. Wind relief is described and analysed with the help of some air photos. The dominant forms are wind alleys and aerodynamically formed ridges stretching NE/SW and owing their formation to the grinding activity or the trade wind. The grinding material is quartz sand, which is irregularly distributed over the mountain area. The most important removal process is corrosion; deflation plays only a subordinate role.

A series of relief levels is recognised and analysed with air photos, on the basis of surface forms from areas of varying altitude but with similar petrographic and tectonic composition. One level of aeolian formations below 600 metres is set against a fluvial formation above a boundary area at about 600 metres. The area of fluvial form type is characterised by gorge-like valleys. During the Quaternary the fluvial level more than once spread out to a lower level at the expense of the aeolian. This can be worked out through relict forms and corresponding humid-period sediments.

The serial nature of the relief levels is the expression of a climatic-morphological state of affairs in the desert which divides according to altitudinal criteria. This can also be observed in other parts of the Sahara.

Einleitung

Die abtragende und formende Kraft des Windes gekoppelt mit der Anhäufung und Verlagerung großer Sandmassen wurde von den ersten Bearbeitern der Geomorphologie in den Wüsten als eigentliches morphologisch wirksames Agens in den Trockengebieten der Erde aufgefaßt (z. B. WALTHER, 1900). Dieser Vorstellung wurde bald energisch widersprochen und als wichtigste morphologische Kraft für die rezenten Vorgänge in den Wüsten das fließende Wasser herausgestellt. Namentlich MORTENSEN (1927) kam nach seinen Untersuchungen in der chilenischen Wüste zu der Auffassung, daß in der Kernwüste der fluviale

Formenschatz dominiert und die äolischen Abtragungs- und Ablagerungsvorgänge nur in den Randbereichen der Wüste wirksam hervortreten. Das Vorkommen heftiger Winde stellte MORTENSEN auch in der Kernwüste fest, nur ist ihre Wirkung aufgehoben durch die Staubhaut, die sich auf Grund des hohen Verdunstungsdefizits bildet und die fluvialen Formen nach ihrer Entstehung sofort konserviert. Ähnliche Beobachtungen machte MECKELEIN (1959) in der Serir Tibesti, die er für eine Kernwüste nach der Klassifikation von MORTENSEN hält; allerdings ist hier die Staubhaut nicht so ausgebildet wie in der chilenischen Wüste, auch fehlen die ausgeprägten fluvialen Formen.

Die Bedeutung des Windes für den Formenschatz in der Wüste spielte eine große Rolle in den Diskussionen zwischen PASSARGE und KAISER (u. a. 1927), die beide Windwirkung beschrieben haben, sie aber letztlich nicht für sehr bedeutend hielten. Besonders eingehend hat sich KAISER (1926) bei der Behandlung der Wannen-Namib mit den äolischen Vorgängen befaßt. Korrasion und Deflation haben hier einen eigenen Relieftyp geschaffen, dessen Hauptmerkmale unzählige in Reihen angeordnete abflußlose *Wannen* sind. Voraussetzung für diesen Relieftyp und wichtigstes Glied in der Kausalkette ist jedoch die besondere geologische Struktur des Gebietes, welche von der selektiven Abtragung nur nachgezeichnet wird. Klimatisch gehört die Wannen-Namib zu den extrem wüstenhaften Gebieten mit hohem Verdunstungscoefficienten.

Das Vorkommen äolischer Abtragungsformen in der Extremwüste wird also festgestellt; die daraus zu ziehenden klimamorphologischen Schlüsse aber nicht getan, sondern die Formen als exzeptionell betrachtet. Auch BÜDEL (1954) räumt der äolischen Abtragung nur eine geringe Wirkung ein bei besonderen strukturellen und vor allen Dingen petrographischen Verhältnissen. Lediglich MAULL (1958) schreibt schon zu den Arbeiten von KAISER über die Wannen-Namib, daß aus den Karten ein Übergreifen der äolischen Abtragungsformen auf andere Gesteine stellenweise hervorgeht; die Formen sind nicht streng an die Strukturen gebunden.

Es stellt sich also die Frage: Sind äolische Abtragungsformen in der Wüste zufällige, durch günstige petrographische und strukturelle Verhältnisse bedingte

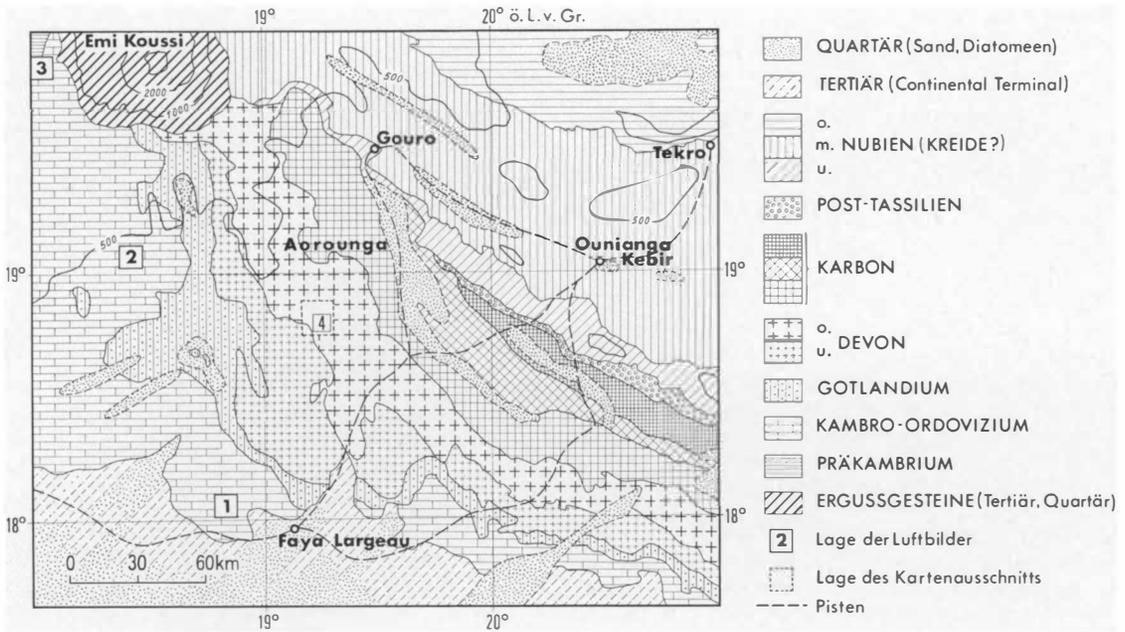


Abb. 1: Geologische Skizze des Borkou-Berglandes
(nach DE LESTANG 1965, WACRENIER 1958 und eigenen Untersuchungen)

Besonderheiten oder ein klimamorphologischer Relief-typ im Gesamtkomplex der Oberflächenformen in Trockengebieten?

Im folgenden werde ich einige Ausschnitte aus einer äolischen Abtragungslandschaft, die mir für das aufgeworfene Problem von Bedeutung zu sein scheinen, an Hand einiger Luftbilder vorführen. Die notwendigen Geländestudien konnte ich auf einer Anzahl mehrmonatiger Reisen in die zentrale und südöstliche Sahara in den Jahren 1962–1967 ausführen¹⁾.

Lage, Geologie und Klima des Untersuchungsgebietes

Die Luftbilder 1–4 zeigen Ausschnitte aus dem Borkou-Bergland, das sich südlich und südöstlich an das Ost-Tibesti anschließt und bis an den Nordrand des Tschadbeckens bei etwa 18° N heranreicht. Mit Höhen zwischen 800–900 m im Norden und 250–300 m im Südosten umgürtet das Bergland im Süden und Osten den Emi Koussi, mit 3415 m die höchste Erhebung des Tibesti-Gebirges. Das besonders im Süden oberflächennahe Grundwasser tritt in einer Anzahl Seen zutage und ist Grundlage für mehrere Oasenketten, die von den mit den Tubus des Tibestis verwandten Dazas bewohnt werden.

Die erste Schilderung der Landschaft und Bevölkerung verdanken wir G. NACHTIGAL (1879), der 1870 Borkou erreichte. Ausführliche geographische Berichte über das Gebiet veröffentlichte TILHO (1920), der es

auch dem damaligen französischen Kolonialgebiet in Zentralafrika einverleibte. Bei TILHO findet sich schon eine Beschreibung des Windreliefs; es blieb jedoch zunächst unbeachtet. Weitere Hinweise gibt BURTHE D'ANNELET (1932) zu diesem Thema in seinen Reise-notizen. Eine ausführliche landeskundliche Studie über das Borkou-Bergland legte CAPOT-REY (1961) vor, während sich SCHIFFERS (1957) eingehender mit den Bewohnern befaßte.

Eine umfassende Darstellung der Vegetationsverhältnisse hat QUEZEL (1964) in der „Carte International du Tapis Végétal, Feuille Largeau“ gegeben. In einer Anzahl Nebenkarten werden weiterhin Hypsometrie, Geologie, Pedologie, Klima und Bioklima des behandelten Gebietes erläutert. Die Karten vermitteln einen ausgezeichneten Überblick über die physisch-geographischen Gegebenheiten des Borkou-Berglandes und sind wertvolle Quellen für alle weiteren Forschungen.

Genauere Kenntnisse über die Geologie des Borkou-Berglandes erarbeiteten erstmalig WACRENIER und Mitarbeiter (1958); diese Arbeiten wurden erweitert und insbesondere auf den tieferen Untergrund ausgedehnt durch mehrere Prospektierungskampagnen der französischen Erdölgesellschaften SNPA und PETRO-PA seit 1960, über die DE LESTANG (1965) berichtete (Abb. 1).

Das Borkou-Bergland bildet den südwestlichen Randbereich des Kufrabeckens, das im strukturellen Aufbau eine große Mulde ist. Der Kern des Beckens wird von Schichtgliedern des Mesozoikums (Nubische Serien) und stellenweise des Känozoikums eingenom-

¹⁾ Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem Senator für Kunst und Wissenschaft in Berlin und dem Kurator der Freien Universität Berlin bin ich für die gewährte finanzielle Hilfe zu großem Dank verpflichtet.

men. Vorkommen aus dem letzteren Erdzeitalter werden auch in den Randgebieten auf teilweise erodierten älteren Ablagerungen angetroffen. Das überwiegend aus Sandsteinen bestehende Paläozoikum findet sich am Rande des Beckens; das sich hier an die Tibesti-Scholle im Westen und an die Waddai-Scholle im Süden des Beckens anlehnt.

In der zeitlichen Stellung der einzelnen Schichtglieder herrscht zwischen den einzelnen Autoren noch keine volle Übereinstimmung, die Differenzen sind aber für die hier zu behandelnden Fragen ohne Belang. Die Formationen des Beckens beginnen mit einem Sandsteinpaket, das – wie auf dem Luftbild 3 deutlich zu sehen ist – die Schiefer des Tibestien supérieur aus dem Grundgebirgskomplex diskordant überlagert. Diese Sandsteine ummanteln östlich, südlich und westlich das Tibesti-Gebirge und werden zusammenfassend in das Kambro-Ordovizium gestellt. Ihr eigentümlicher Verwitterungsstil, der von franz. Autoren treffend „alteration Cuir de Russie“ genannt wird, zeichnet sie vor den anderen Sandsteinen aus. Auf ihre Bedeutung für die Morphologie komme ich später zurück.

Tonstein- und Siltsteinserien des Gotlandiums und mächtige Sandsteinkomplexe des Devons bilden die Hauptmasse der Gesteine des Borkou-Berglandes. Im Nordosten kommen Sedimente karbonischen Alters hinzu, die ebenfalls überwiegend aus Sandsteinen bestehen; sie werden überlagert von Sandsteinserien des „Nubischen Sandsteins“.

Zu den jüngeren Formationen gehören die stellenweise vor den Stufen der älteren Schichten und im Süden Borkous am Rande des Tschadbeckens abgelagerten fluvialen und fluvio-lakustralen Sedimente, Laterite und Pisolithe des „Continental Terminal“, das ins Tertiär gehört. Die jüngsten Ablagerungen größeren Umfangs gehören ins Pleistozän; es sind dies die Diatomeen und Tonsteinserien des pleistozänen Tschads, dessen vorletzter Hochstand in tiefen Buchten bis in das Borkou-Bergland hineinreichte. Pleistozänen Alters sind auch ausgedehnte Schwemmfächer, lakustre Sedimente in der Umgebung der rezenten Seen und ein Teil der Dünen und Flugsandablagerungen.

Das Wüstenklima des Borkou-Berglandes spiegelt das Klimadiagramm von Faya-Largeau (Abb. 2) wieder, es ist allerdings auch das einzige, das für längere Beobachtungsperioden aus dem gesamten Gebiet existiert.

Die absoluten Maxima erreichen knapp den Wert von 50° C, während die Minima nie unter den Gefrierpunkt abgesunken sind.

Von großem Interesse für die Morphologie sind die Niederschläge, die mit 28 mm im Mittel der ganzen Meßperiode sehr gering sind. Sie fallen im Gefolge der südwestlichen Luftströmungen im Sommer, während der die I T C zeitweise bis an das Tibesti-Gebirge nach Norden wandert. Die Niederschläge ver-

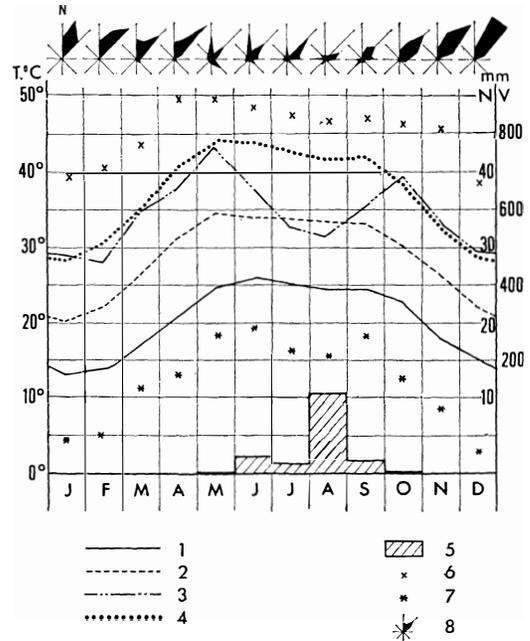


Abb. 2: Klimadiagramm Faya-Largeau

(nach CAPOT-REY 1961 u. DUBIEF 1959 u. 1963)

1 mittlere monatl. Temperaturminima; 2 mittlere Monats-temperatur; 3 mittlere monatl. Verdunstungshöhe (gemessen mit einem PICHE-Evaporimeter); 4 mittlere monatl. Temperaturmaxima; 5 Monatsmittel der Niederschlagshöhe; 6 absolute Temperaturmaxima der Monate; 7 absolute Temperaturminima der Monate; 8 Hauptwindrichtungen in den einzelnen Monaten (die Länge der Vektoren ist proportional der Dauer des Windes mit Windstärke ≥ 3)

Verwertete Beobachtungsperioden: Temperaturen 1946–52, Niederschläge 1937–58, Verdunstung 1951, 1955, 1956, Wind 1951

teilen sich zwar auf die sechs Monate von Mai bis Oktober, haben aber ein herausragendes Maximum im August; sie sind meist kurz und heftig und gleichen im Charakter tropischen Gewitterregen. Die für Verwitterungsprozesse wichtigen Verdunstungswerte gehören nach CAPOT-REY (1961) mit Werten von ~ 7800 mm im Jahr zu den höchsten Messungen der Sahara überhaupt. Diese hohen potentiellen Verdunstungswerte sind bei den für die Breite nicht außergewöhnlichen Temperaturen zunächst unverständlich; sie finden jedoch ihre Erklärung im Wind, der ein wesentlicher klimatischer Faktor in diesem Gebiet ist.

Der NE-Passat weht von Oktober bis April täglich mit Windstärke 3 und mehr. Morgens sanft beginnend, verstärkt er sich über Mittag und kommt erst in der Nacht zur Ruhe. In den Sommermonaten weht der Wind aus den südlichen Quadranten, wodurch den Barchanen Kronen mit umgekehrten Böschungsverhältnissen aufgesetzt werden; gelegentlich setzt sich der NE-Passat auch zu dieser Jahreszeit durch. 70 Tage Sandsturm [Definition nach DUBIEF (1952)]

im Jahr, Dauerstürme von 36 Stunden und mehr sind in Faya-Largeau keine Seltenheit. Exzeptionelle Kontinuität des Passats, das Zusammenfallen der Hauptwindperiode mit der kühlen Jahreszeit, hohe potentielle Verdunstung und geringe episodische Niederschläge sind die Merkmale des Klimas in diesem Bereich der Sahara, der von CAPOT-REY (1961) als ein zwischen Tibesti- und Ennedi-Gebirge gelegener „couloir hyperaride“ bezeichnet wird.

Die Strukturformen des Reliefs

Dem strukturellen Aufbau des Kufra-Beckens entsprechend bestehen die Strukturformen des Reliefs aus einer Schichtstufenabfolge, die – gebunden an die Ausbisse der widerständigen Schichten – enger oder weiter auseinanderstehen. Im Borkou-Bergland ist das Einfallen der Schichten dem umlaufenden Streichen folgend generell ENE über NE zum Kern der Mulde hin gerichtet. Für die Strukturformen von größerer Bedeutung sind Bewegungen einer herzynischen Orogenese, die sich durch Diskordanzen und Schichtlücken in den Sedimenten des Devons und Karbons abzeichnen. Eine Anzahl tektonischer Störungen, von denen die Ringstruktur von Arounga die auffälligste ist, ergeben Varianten des sonst einheitlichen Bildes der Rohformen.

Die Schichtstufen sind in ihrer Anlage schon sicher im Tertiär vorhanden wie geringmächtige, durch Fossilien einwandfrei datierte Sedimente am Fuße der Stufen beweisen. Wenig verfestigte Latosolreste, die weit verbreitet sind, können sowohl dem Tertiär als auch dem Pleistozän zugeordnet werden. Die Untersuchungen darüber sind noch zu spärlich, um ein abschließendes Urteil abgeben zu können.

Das Windrelief

Die eben skizzierten Strukturformen des Reliefs sind und werden noch kräftig vom Winde umgeformt. Der besondere Formungsstil des Windes hat im Borkou-Bergland einen Relieftyp geschaffen, der sich wesentlich von anderen Formengemeinschaften in der Wüste unterscheidet. Die Luftbilder zeigen einen Ausschnitt aus dem Windrelief, wie es uns gegenwärtig entgegentritt. Die Luftbilder 1–3 betreffen Ausschnitte aus den Bereichen, wo der kambroordovizische Sandstein an der Oberfläche liegt. So sind vom Gestein her in den drei Gebieten entsprechende Voraussetzungen gegeben; auch der strukturelle Aufbau ist in großen Zügen gleich. Unterschiedlich sind vor allen Dingen die durchschnittlichen absoluten Höhen und die orographische Lage der einzelnen Ausschnitte. Die Entfernung vom südlichsten Ausschnitt (Luftbild 1) bis zum nördlichsten (Luftbild 3) beträgt rd. 220 km.

Die beherrschende Erscheinung im *Luftbild 1* sind parallel in NE-SW-Richtung verlaufende helle und

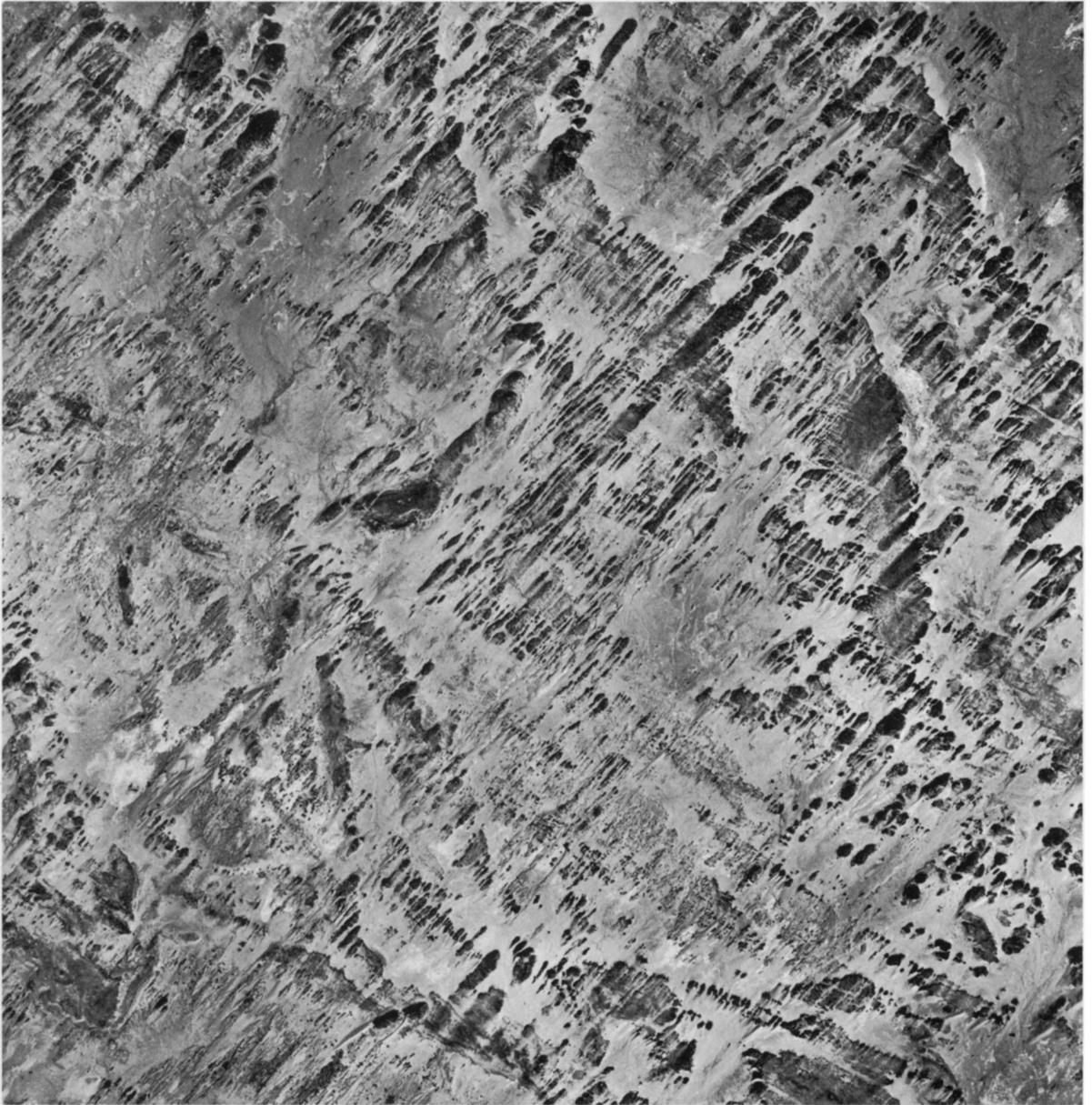
dunkle Streifen von unterschiedlicher Breite und die vielfach unterbrochenen, bogenförmig aus nordwestlicher in südöstliche bis östliche Richtung streichenden Plateau- und Stufenränder. Vor diesen Rändern sind die Streifen nur schwach erkennbar oder setzen ganz aus. An ihre Stelle tritt eine graue eintönige Fläche, die hier und dort Spuren einzelner Gerinne zeigt. Die Plateaus und Stufen sind alle durch Gassen in parallel zueinander gereichte Rücken aufgelöst. Die Rücken sind zu stromlinienförmigen Körpern unterschiedlicher Größe gestaltet worden (Bild 1). Wo sie mit einem breiten stumpfen Rand im Lee der aus NE kommenden Winde enden, ist ein langer Sandschwanz abgelagert, der so die Gesamtform strömungsgünstig macht. Die Plateaus und Stufen sind nur noch an wenigen Stellen als zusammenhängende Gebilde erhalten geblieben, so am südlichen Bildrand und im nordöstlichen Bildviertel. Die durch die dunkle Färbung kenntlichen Krusten auf den Sandsteinen sind auf den intakten Plateau- und Stufenflächen schon durch helle Streifen unterbrochen; die Korrasion dringt auch bei diesen Flächen „unter die Haut“.

Die langen Sandschwänze, der Treibsand auf den nicht von Vollformen eingenommenen Flächenresten und einige kleine Barchanenschwärme – z. B. im südwestlichen Bildviertel – zeigen die Tätigkeit und Hauptrichtung des Windes an.

Die Vollformen sind in ihrer aerodynamischen Form dem Windsystem vollständig angepaßt. Der Grundriß mit abgerundeter, breiter Stirn zum Wind hin und mit schmaler lanzettförmig auslaufender Rückseite im Lee ist unabhängig von der Größe und den lokalen petrographischen Varianten. Dort wo sich diese Form durch die Herausmodellierung aus dem Anstehenden noch nicht ideal ergeben hat, ergänzen Sandakkumulationen die für den Stromlinienkörper notwendigen Formteile. Das Längsprofil dieser Stromlinienkörper, Windhöcker, Walfischrücken usw. ist mit steiler Stirnseite und flach auslaufender Rückseite asymmetrisch. Die steile Stirnseite setzt häufig erst nach einem sehr flachen geradlinigen bis konkaven Anstieg an.

Wie das Bild zeigt, ist die Größenordnung der Stromlinienkörper sehr verschieden. Die Formen reichen von wenigen Metern Länge und Breite und 0,5–1 m rel. Höhe bis zu einer Größenordnung von mehreren hundert Metern Länge und über 50 m rel. Höhe. Wesentlich für die Charakterisierung erscheint mir, daß das Verhältnis von Länge zu Breite fast immer zwischen 5 : 1 bis 10 : 1 liegt.

Die Windgassen zwischen den Vollformen sind in Größe und Ausdehnung noch weiter gestreut als diese. Die Breite der Hohlform ist unabhängig von der Breite der Stromlinienkörper; sie korrespondieren nur in der entsprechend umgekehrten Form mit den Vollformen. Wo die perlschnurartig aufgereihten Stromlinienkörper aussetzen, wachsen die zwischen-



*Luftbild 1: Südrand Borkou-Bergland (NE-34-XIII, 002, Maßstab ca. 1:50 000)
(Cliché de l'Institut Géographique National – France)*

liegenden Gassen zusammen und ergeben breitere Formen. Der Boden dieser Formen ist aber zumeist nicht eben; die Verlängerung der Vollformen prägt sich als niedriger Kamm aus, wodurch diese im Grundriß eckigen Schalen auch in Streifen gefiedert sind. Der Boden der Windgassen, Schalen und Wannen ist höckerig und vielfach mit Flugsand bedeckt; das anstehende Gestein tritt nur fleckenhaft zutage – im Bild sind es überwiegend die weißen Flächen – und wird durch keine Kruste geschützt.

Deutlich erkennbar treten außerdem sehr schmale sanderfüllte Furchen auf, die senkrecht oder im spitzen

Winkel die dominierende NE-SW-Richtung schneiden. An diesen Lineamenten ist zu sehen, daß verschiedene Kluftrichtungen die Sandsteine durchziehen und nur die in der vorherrschenden Windrichtung liegenden vom Wind vertieft und verbreitert werden.

Die Stromlinienkörper sind alle am Fuß im Bereich des Übergangs zur Windgasse hellfarbig. Hier fehlt die Kruste, die sonst die aufragenden Vollformen überzieht. Dieser Bereich, der von 0,5–2 m reicht, wird vom Sandstrahlgebläse des NE-Passats laufend abgeschliffen. Der Wind stichelt, gräbt und riffelt die Sandsteinwände, die dabei mit schmalen, fingerdicken

Rillen ein Waschbrettmuster annehmen. Härtere Schichten, durch Krusten verhärtete Kluftwände und einzelne gröbere Bestandteile in den konglomeratischen Partien werden herausisoliert und ergeben bizarrere Gebilde, die von den Eingeborenen mit phantasievollen Namen belegt werden.

Je nach der Höhe und der sie nach oben abschließenden Gesteinspakete entstehen durch die Korrasion im unteren Teil der Rücken die verschiedenartigsten Formen. Die Skizze (Abb. 3) zeigt solche nebeneinanderliegende Formen, die hier unmaßstäblich im Quer- und Längsprofil nach der Natur gezeichnet worden sind.

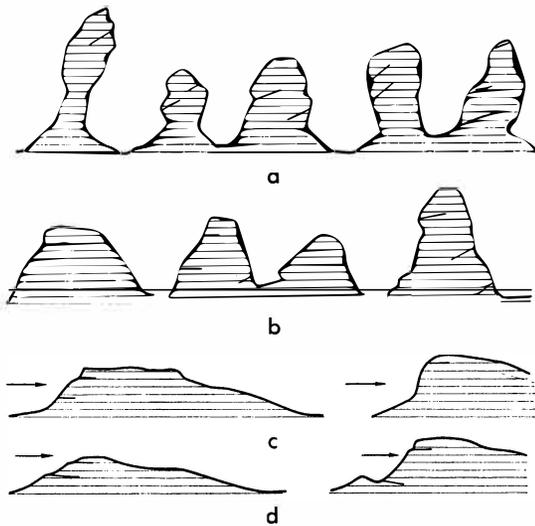


Abb. 3: Unmaßstäbliche Quer- und Längsprofile der Windgassen und Rücken im Borkou-Bergland

Die Pfeile geben die Windrichtung an; a und b sind Querprofile, c und d Längsprofile.

Die Windgassen, durch die der Wind den Sand treibt und die langen Tälern ähnlich sind, haben kein durchgehendes Längsgefälle. Das Längsprofil erscheint geradezu spiegelbildlich zu den Vollformen; wie dort die Stromlinienkörper, sind in den Windgassen die abflußlosen Senken hintereinander geordnet aufgereiht. Die Höhenschichtenkarte (Abb. 4) zeigt trotz ihres kleinen Maßstabs sehr schön dieses Bauprinzip.

Bild 1: Aerodynamisch geformte Rücken in karbonischem Sandstein (östliches Borkou)

Die Grenze zwischen den hellen, aktiv vom Windschliff betroffenen und den dunklen, mit Krusten bedeckten oberen Teilen der Rücken ist deutlich zu sehen. Vor den Rücken erstreckt sich eine Ausblasungsfläche (Serir). In den Fahrspuren kommt das unter den Grobkiesen liegende Feinmaterial an die Oberfläche, aus dem die feineren Fraktionen bis zum Grobsand schon wieder ausgeblasen sind.

Aufn. HAGEDORN, Mai 1967



1



2



3

Bild 2: Windgassen und Windhöcker in kambroordovizischem Sandstein nordwestlich von Largeau

Die mit Krusten bedeckten oberen Partien werden zum Teil unterschiffen und hängen über. Die unregelmäßige Verteilung des Sandes in den Windgassen ist gut zu erkennen. Links unten im Bild Fußspuren als Größenmaßstab.

Bild 3: Nahaufnahme des korradierten Sandsteins in Bild 2 Die Oberfläche ist waschbrettartig geriffelt und ausgefurcht. Abgesprengte Krustenteile und Reste der einstmaligen Sandstein bedeckenden Krusten bilden gemeinsam mit Klüften und härteren Gesteinspartien natürliche Hindernisse und beeinflussen das Mikrorelief auf der Korrasionsfläche.

Die Länge des Hammers beträgt 28 cm.

Aufn. HAGEDORN, Okt. 1962



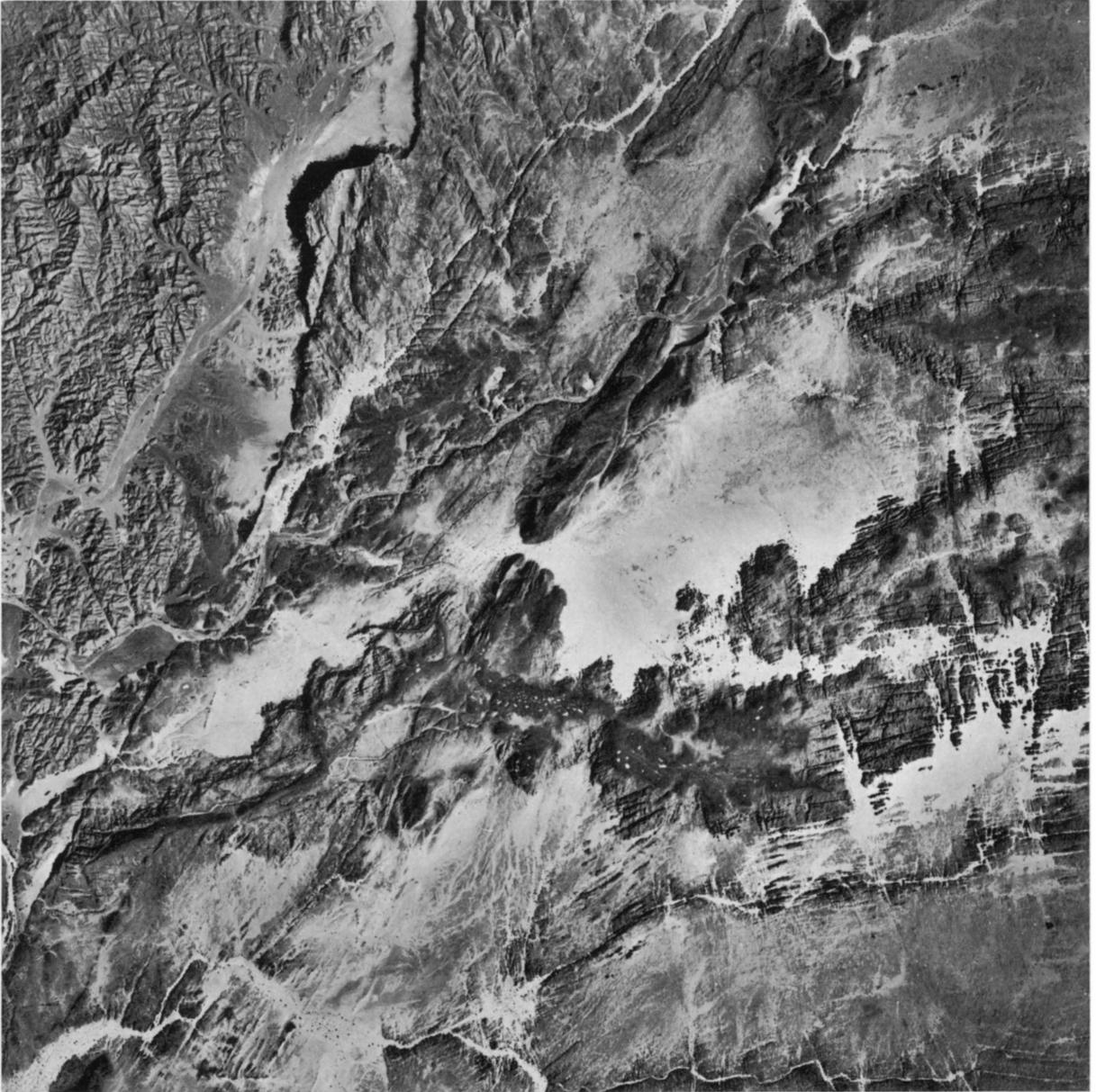
Luftbild 2: Mittleres Borkou-Bergland (NE-34-XIX, 055, Maßstab ca. 1:50 000)
(Cliché de l'Institut Géographique National – France)

Spuren rezenter fluvialer Tätigkeit sind nur in winzigen Gerinnen vorhanden. Ein fossiles Wadisystem, das möglicherweise im Bereich der Flächen vor den Plateau- und Stufenrändern ausgebildet gewesen sein kann, ist auf diesem Bild nicht zu erkennen.

Zu erwähnen ist noch, daß das schwache Einfallen der Schichten generell nach NE gerichtet ist. Die durch die besonders kräftig herausmodellierten Stromlinienkörper rekonstruierbaren Stufenränder sind – von Ausnahmen abgesehen – Achterstufen. Die eigentlichen Schichtstufen fallen dagegen wenig auf, was zu einem Teil auch eine Folge der Sandakkumulationen

ist. Die durchschnittliche absolute Höhe des Gebietes liegt bei rd. 300 m.

Luftbild 2 liegt ca. 120 km nordwestlich von dem in *Luftbild 1* dargestellten Oberflächenausschnitt. Der Untergrund wird von kambroordovizischen Sandsteinen gebildet. Die Kluftlinien sind deutlich zu erkennen; das Kluftnetz gleicht dem auf *Luftbild 1*. Eine Streifung ist über das ganze Bild verteilt; sie verläuft etwa ENE – WSW. Vollständig durchlaufende Windgassen fehlen. Die zerfransten Stufen und Plateaus sind nur an den dem Wind zugekehrten Rändern an den Vorsprüngen lanzettförmig zu-



*Luftbild 3: Südrand Tibesti-Gebirge (NE-34-XIX, 532, Maßstab ca. 1:50 000)
(Cliché de l'Institut Géographique National – France)*

geschliffen. In Kuppen und Stromlinienkörper mit kurzen durchgehenden Windgassen sind lediglich die kleineren höherragenden Plateaus umgeformt worden, wie im südwestlichen Viertel des Bildes zu sehen ist. Einzelne Gesteinsklötze, die das Gelände weit überragen, werden in den unteren Partien kräftig korradiert (Bild 2); das Kluftnetz verwischt jedoch die im Umriss erkennbaren Stromlinienkörper. Im Lee der Gesteinsklötze sind besonders im Bereich des nordöstlichen Bildviertels lange Sandschweife angelagert; in einem Fall zieht sich ein solcher Schweif fast über das ganze Bild hin und ist in entsprechen-

dem Abstand vom Strömungshindernis zu embryonalen, hintereinandergestaffelten Barchanformen aufgelöst.

Im Gegensatz zu Luftbild 1 ist das Windrelief auf Luftbild 2 nicht in so reiner Form vertreten. Unregelmäßig begrenzte Flächenreste mit zerlappten Rändern nehmen große Teile des Gebietes ein. Die tiefer gelegenen Flächenreste sind teilweise abflußlose Depressionen, ihr Umriss ist jedoch nicht gleichmäßig und glatt wie bei ausgeprägten Deflationswannen.

Als neues Formenelement zu den auch schon auf Luftbild 1 vertretenen Formen tritt auf Luftbild 2 ein

fluviales Relief. Im großen Bogen durchzieht von Norden aus dem Emi Koussi-Gebirge kommend knapp östlich der Bildmitte nach Osten umschwendend ein breites Wadi das Gebiet. Akazienreihen längs des Flußbettes und die hellen Sedimente bezeugen, daß das Wadi von den episodisch abkommenden Wässern noch benutzt wird. In der Nähe des Bildmittelpunktes ist zu sehen, daß das Wadi eine mit Vegetation spärlich erfüllte Wanne quert und sie in mehreren Ausläufen wieder verläßt. Die Sandschweife am Ostufer, die durchwandernden Dünen und streckenweise Auffüllung mit Treibsand lassen erkennen, daß sich das Wadi nur mühsam der äolischen Überformung erwehren kann. Während dieses Wadi – von Niederschlägen gespeist, die überwiegend außerhalb des dargestellten Gebietes fallen – noch die Spuren der fluvialen Aktivität zeigt, sind die übrigen großen und kleinen Trockenflußbetten, die auf dem Bild in großer Zahl zu sehen sind, überwiegend inaktiv und von Flugsand erfüllt. Der fluviale Formenschatz ist in seiner Grundform noch diagnostizierbar, er wird aber offensichtlich überprägt und umgeformt.

Die absolute Höhenlage des Gebietes liegt zwischen 450–550 m, also wesentlich höher als die von Luftbild 1.

Das *Luftbild 3* zeigt ein Gebiet westlich des Emi Koussi. Es liegt nördlich des eigentlichen Borkou-Berglandes und gehört schon zum angrenzenden Tibesti-Gebirge.

Auf dem Bild tauchen im nordwestlichen Viertel die Schiefer des Tibestien supérieur auf, die zu einer typischen Badland-Landschaft abgetragen worden sind. Der diskordant auflagernde kambroordovizische Sandstein bildet eine hohe Schichtstufe, die sich streckenweise an eine NE-SW verlaufende tektonische Linie hält. Diese Richtung tritt auch bei zwei weiteren durchgehenden Lineamenten auf, die durch langgestreckte Härtlingszüge die Sandsteinfläche überragen. Die im Talverlauf wenigstens teilweise von der Struktur unabhängigen großen Wadis durchbrechen die Härtlingszüge in schmalen Schluchstrecken; vor und hinter diesen sind Talerweiterungen von beträchtlicher Breite ausgebildet. Das helle Band des rezenten Flußbettes ist von linienhafter Vegetation begleitet, die punkthaft auf die dunkel gefärbten Terrassenflächen übergreift. Die kleinen Nebenflüsse und Erosionsrisse sind völlig strukturabhängig, wie besonders in der südlichen Bildhälfte zu erkennen ist.

Im Zusammenhang mit den oben beschriebenen Formen auf den Luftbildern 1 und 2 ist der östlich des fast diagonal verlaufenden Härtlingszuges gelegene Sandsteinkomplex interessant. Er ist im wesentlichen in zwei Niveaus gegliedert, von denen das höhere in eine Anzahl einzelner stark aufgelöster Teile zerfällt. Das tiefer liegende Niveau ist nahe der Bildmitte als intramontanes Becken ausgebildet mit einem Ausfluß, der den Härtlingszug durchbricht.

Unmittelbar am Fuße der zerlappten und lokal aufgliederten Stufe des höheren Niveaus liegt eine Sandschwemmebene, die nach Osten in eine schwach übersandete Felsfläche übergeht. Der höher gelegene Sandstein ist durch die Erosion entlang der Klüfte in zumeist langgestreckte fast rechteckige Klötze unterschiedlicher Größe zerlegt. Die einstmals den ganzen Bereich bedeckende tiefschwarz erscheinende Schicht ist nur noch auf den zusammenhängenden Plateaus erhalten. Aus der tiefer gelegenen Sandsteinschicht werden in der Nähe der Wadis ebenfalls rechteckige langgestreckte Gesteinsrücken entlang der Klüfte herauspräpariert.

In diesem Bereich sehen wir also die den in den ersten beiden Luftbildern erkannten analogen Formen, jedoch fluvialer Prägung. Die einzelnen Rücken sind eckig geformt und symmetrisch. Die „Gassen“ sind zumeist durchgehend gleichförmig und die Breite wechselt in jeder Richtung abhängig nur von der jeweiligen lokalen Höhenvarianz, die den Wasserabfluß und damit die Erosion längs der Klüfte steuert.

Die übergeordneten Komplexe wie Stufen, Plateaus usw. entsprechen denen auf den anderen Luftbildern, im Formenstil unterscheiden sie sich jedoch völlig von ihnen.

Die Höhe des Gebietes liegt zwischen 650 und 800 m; weiter ist auf die Lage im Windschatten des Emi Koussi hinzuweisen.

Die äolischen Abtragungsprozesse

Aus der Beschreibung des Formenschatzes ging hervor, daß für die Ausbildung des Windreliefs die Korrasion der dominierende Vorgang ist. Das Sandstrahlgebläse des NE-Passats hat die Klüfte vertieft und verbreitert, während die zwischenliegenden Rücken aerodynamisch zugeschliffen wurden. Dieser Abtragungsprozeß ist auch gegenwärtig noch nicht zum Stillstand gekommen, wie auf den Bildern deutlich zu sehen ist. Die Formen sind Arbeitsformen und nur dort, wo sie vorübergehend vom Flugsand eingehüllt sind, ruht für einen gewissen Zeitraum die Abtragung.

Das Muster der äolischen Korrasionslandschaft zeigt die Höhenschichtenkarte Abb. 4. Der große Isohypsenabstand verschluckt zwar die Feinheiten des Reliefs, die Grundzüge des Formengefüges werden aber deutlich erkennbar. Der Einfluß gibt sich an der NNW-SSE verlaufenden Ausbißlinie der Schichten des oberen Devons gegen die hier auch im Relief tiefer gelegenen des unteren Devons im Westteil der Karte zu erkennen.

Die schwach nach NE einfallenden Sandsteintafeln des Devons sind durch breite Windgassen in langgestreckte Plateaureste aufgespalten worden. Auf dem

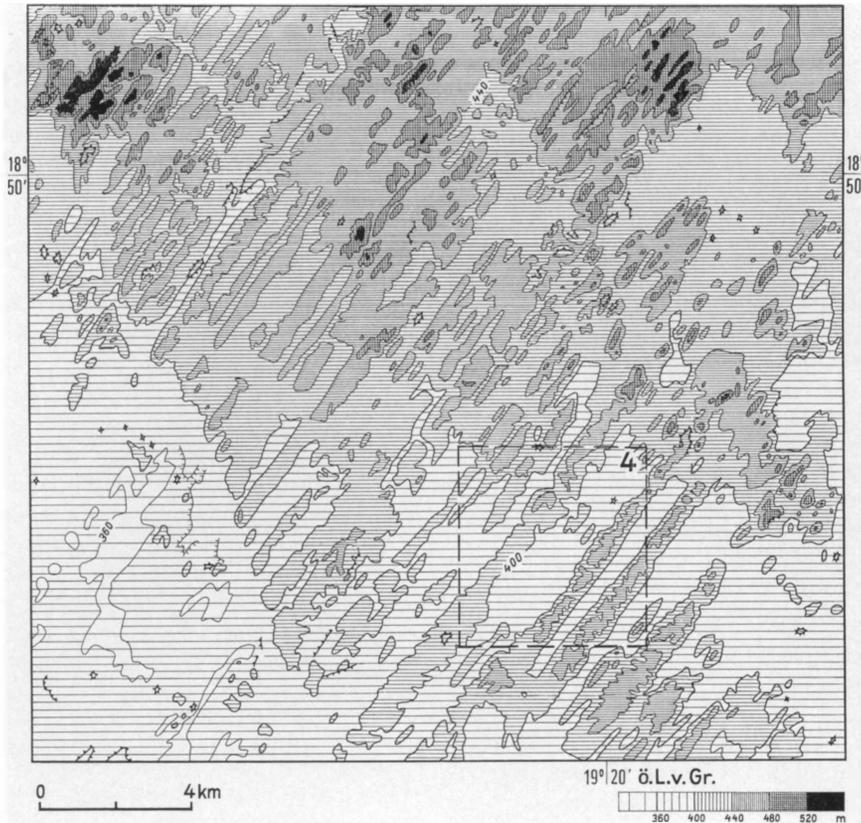


Abb. 4: Höhengschichtenkarte Bèmbéché (Ausschnitt)

Die Karte ist entworfen unter Verwendung der Carte de l'Afrique Centrale au 1/200 000 (Type région désertique) Rép. du Tchad – Feuille NE-34-XIV, herausgegeben vom I.G.N. Paris

Der Isohypsenabstand von 40 m läßt noch deutlich das System der Windgassen und aerodynamisch geformten Rücken hervortreten, die hier in Sandsteinen des oberen und unteren Devons angelegt sind. Die feinere Modellierung der in der Karte einheitlich erscheinenden Komplexe wird in Luftbild 4 sichtbar, dessen Lage in der Abbildung gerissen umrandet ist.

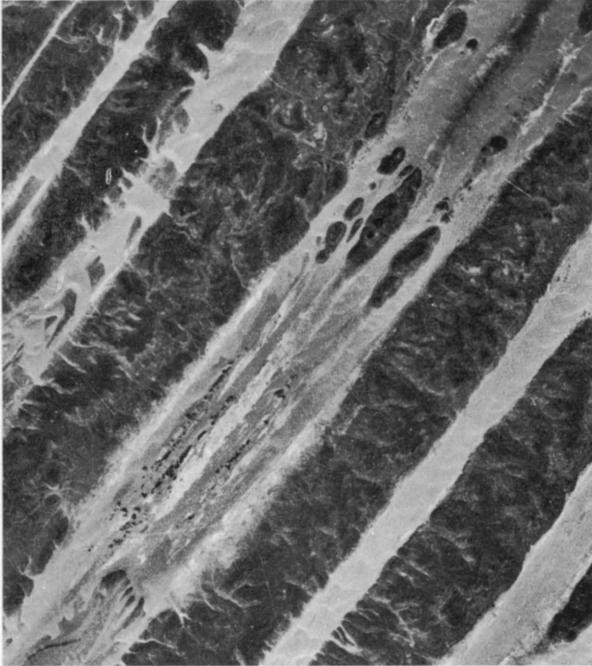
Luftbild 4, das einen Teil der Karte zeigt, sind diese Plateaureste zu sehen. Die Spuren der Korrasion heben sich als weiße Linien zwischen den schwarzen Rücken und den hellgrau gefärbten Treibsandmassen ab, die in den breiten Windgassen in Form hintereinandergestaffelter Barchane zu erkennen sind.

Die Ausgangssituation in *Luftbild 4* ist anders als in den vorhergehenden. Der Sandstein ist kompakter und neigt nicht zu der starken Auflösung entlang der unzähligen Klüfte. Die durch die Korrasion geschaffenen Formen sind daher auch eine Zehnerpotenz größer als im Gebiet von Luftbild 1; im Bauprinzip sind sie jedoch gleich. Die aerodynamisch geformten Rücken überragen hier die tieferen Windgassen und Wannen erheblich und zeigen noch deutlich die Spuren früherer fluvialer Tätigkeit, die dominierende Erscheinung ist aber die äolische Formung. Die abschleifende und ausschürfende Tätigkeit des Windes findet ihre untere Grenze wenig über dem

obersten Grundwasserhorizont, dessen Nähe auf dem Luftbild 4 in der breiten zusammengewachsenen Windgasse im westlichen Bildteil durch die in Streifen angeordnete Vegetation angezeigt wird.

Die Angriffstellen des Sandstrahlgebläses liegen am Fuße der Rücken bis zu 3 m über der Sohle der Windgassen, der ebenfalls abgeschliffen wird. Der Übergang von der Sohle zum Rücken hat konkave Form und ist relativ kurz und steil. Die Form des Hanges an den Rücken zur Windgasse hin ist unterschiedlich gestaltet. Es kommen gestreckte, gestufte und konvexe Hänge neben konkaven und solchen mit Hohlkehlen im unteren Hangteil vor. Die Formen sind abhängig vom Gestein, der Abständigkeit des Klufnetzes und der Ausgangsrohformen einschließlich der relativen Höhenunterschiede.

Das Schleifmittel ist ein gelbroter Sand, der auch die Barchane aufbaut. Die Untersuchung einer Probe



Luftbild 4: Zentrales Borkou-Bergland (Ausschnitt aus NE-34-XIV, 373, Maßstab ca. 1:60 000)
(Cliché de l'Institut Géographique National – France)

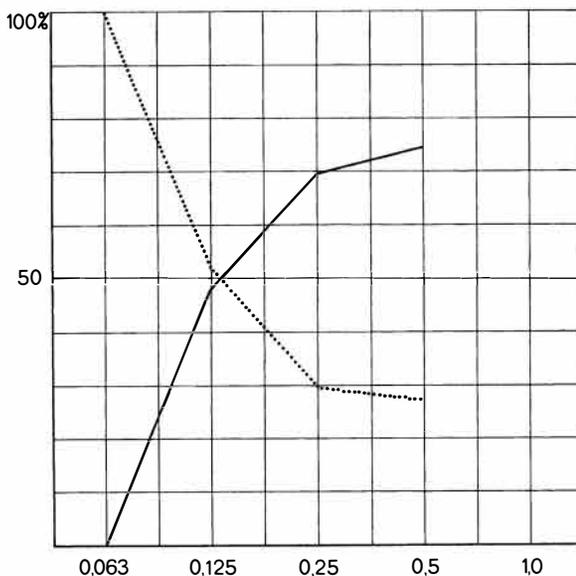


Abb. 5: Formen der Sandkörner aus einem Barchan nördlich von Faya-Largeau (nach PACHUR 1966)

Die punktierte Linie zeigt den Anteil der ungeformten Körner an, während die ausgezogene den Prozentsatz der vom Wind bearbeiteten Sandkörner wiedergibt. Die Korngrößen sind in mm angegeben. Die Schere zwischen beiden Kurven ist charakteristisch für äolische Formung.

aus einem Barchan bei Largeau durch H. J. PACHUR (1966) zeigt, daß die Korngröße von 0,25 mm mit 59,0 % (Gewichtsprozente) dominiert, die Größe unter 0,125 mm macht nur 8,4 % aus. Der äolisch geformte Kornotyp stellt den Hauptanteil in den Korngrößen, die auch die Gesamtmasse des Sandes ausmachen, wie Abb. 5 zeigt.

Der Sand geht in unregelmäßiger Verteilung und Volumen über die einzelnen Gebiete hinweg. Während an der einen Stelle das ganze Relief fast unter den Sandmassen zu ersticken droht, ist die wenige Kilometer oder sogar nur hundert Meter danebenliegende vom Sand leergefegt. In den Windgassen wechseln 4–10 m hohe Sandhaufen mit flacher Luv- und steiler Leeseite mit wenigen Dezimeter hohen Sandmassen, die je nach Korngröße höhere weitständige oder niedrigere engständige Windrippeln an der Oberfläche tragen.

Die großen Sandmassen ermöglichen Sandschliff bis zu 10 m Höhe über der Sohle der Windgasse. Hinderlich ist dagegen die Kruste, die oberhalb des ständig der Korrasion ausgesetzten Fußes die Hänge bedeckt. Die Kruste ist häufig in krakeligen Rissen gesprengt und verletzt. An diesen Stellen setzt die Deflation ein, die den bröckeligen, durch chemische Verwitterung angegriffenen Sandstein unter der Kruste ausbläst, so daß diese häufig nur noch mit einzelnen Stengeln an der Wand haftet. Erreicht ein durchwandernder Sandhaufen solche verletzten Wandpartien, so setzt die Korrasion das begonnene Zerstörungswerk fort.

Die Präsenz chemischer Verwitterung zeigen Alveolen und Wabenverwitterung in den Teilen der Gesteinswände, die vom Sandstrahl kaum oder gar nicht erreicht werden. Hier ist der dominierende Abtragsprozeß die Deflation; sie ist durchschnittlich von bedeutend geringerer Wirkung als die Korrasion, die sich in Kleinstformen wie Windstichen, Windrinnen usw. auf gesundem anstehenden Gestein manifestiert.

Die Korrasionswirkung habe ich im Gelände unzählige Male beobachtet und aufgenommen an den unterschiedlichsten Gesteinen und Ausgangsformen. Ich möchte daher noch einmal hervorheben, daß das Windrelief, wie es Luftbild 1 zeigt, in erster Linie von der Korrasion geschaffen worden ist und weitergebildet wird; die Deflation spielt dabei nur eine untergeordnete Rolle. KAISER (1926) beschreibt in der Wannen-Namib eine Deflationslandschaft, die der selektiv wirkenden chemischen Verwitterung mit anschließender Deflation ihre Entstehung verdankt. Daneben berichtet er allerdings auch von einer Korrasionslandschaft, was aber in der Literatur kaum beachtet worden ist. Dieses liegt zu einem guten Teil wohl daran, daß auch KAISER die eigentliche Windwirkung weniger beachtet und der chemischen Verwitterung den Vorrang bei der Formenbildung einräumt.

Vorzeitformen und Formengese

Eingangs habe ich darauf hingewiesen, daß die Großformen des Reliefs schon Ende des Tertiärs in Form von Schichtstufenlandschaften vorlagen. Welche formenbildenden Vorgänge im einzelnen dieses Bild geschaffen haben, läßt sich nicht mehr feststellen. Die allenthalben anzutreffenden fossilen Wadireste zeigen aber fluviale Erosion und Denudation an unter Klimabedingungen, die Lateritbildung zuließ.

Aus den Krusten an den Wänden in den Windgassen und der Sedimentation von Diatomeen, Tonstein und sonstigen lakustren Ablagerungen innerhalb des Windreliefs und noch relativ gering überformter Wadis in den höher liegenden Teilen der äolischen Korrasionslandschaft läßt sich auf mehrmaligen Wechsel der Abtragungsbedingungen schließen, hervorgerufen durch Klimawechsel.

Wie die feuchtzeitlichen Ablagerungen in den Windgassen und Wannern beweisen – sie umlagern Grundhöcker, die den Drumlins in Grund- und Aufriß gleichen, und andere äolische Korrasionsformen –, ist die Windkorrasion seit den tertiären mehr fluvialen Abtragungsprozessen nicht ununterbrochen tätig gewesen. Aus den Überlagerungen von verkrusteten durch Windkorrasion modellierten Stromlinienkörpern und feuchtzeitlichen Sedimenten, die ihrerseits schon wieder zu Yardangs umgeformt werden, ergibt sich ein mindestens zweimaliger Wechsel in den Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen, seit der teilweise tiefer als heute reichenden äolischen Ausschürfung, die auf die oben erwähnten tertiären Formenbildungsvorgänge folgte. Terrassenakkumulationen, Schwemmfächerbildungen und Fossilien in den lakustren Sedimenten z. B. bei Ounianga Kebir bestätigen die aus der Morphologie gewonnenen Ergebnisse; sie lassen weiterhin eine Einordnung der Klimawechsel ins Pleistozän zu.

Die vier Luftbilder zeigen Formen unterschiedlichen Stils aus verschiedenen Höhenstufen. Um die Versuchsanordnung einigermaßen überschaubar zu halten, wurden möglichst gleiche strukturelle und petrographische Verhältnisse ausgewählt. Als Ergebnis zeigt sich, daß das reine Windrelief, die ausgeprägte äolische Korrasionslandschaft, nur im untersten Stockwerk existiert. Im höchsten Stockwerk der hier vorgeführten Abfolge ist ein fluviales Abtragungsrelief ariden Typs ausgebildet. Dazwischen liegt eine Höhenstufe, die alle Züge eines Überganges vom fluvial zum äolisch bestimmten Zustand besitzt. Diese Formenabfolge kann als Modell für die Formengese dienen. Ein Ausgangsrelief fluvialer Prägung gerät unter den intensiven Einfluß äolischer Abtragung und wird mit einigen Schwankungen zu einem Windrelief umgestaltet. Diese Umwandlung hängt gesetzmäßig von den Klimabedingungen ab; ein zweiter Effekt ist die Lage im Luv oder Lee des Hochgebirges zu der vorherrschenden Windrichtung.

Die Ausdehnung der einzelnen Höhenstufen eigenen Formenstils schrumpfte und vergrößerte sich seit dem Tertiär mehrmals. Zeugen dieser Wanderungen sind Formen, die der jeweiligen Formungstendenz nicht entsprechen und als Fremd- oder Vorzeitformen überformt und umgewandelt werden; korrelate Sedimente bestätigen uns diesen Ablauf und tragen zu seiner zeitlichen Einengung bei.

Es muß noch darauf hingewiesen werden, daß äolische Korrasionslandschaften nicht nur in Sandstein – wie hier gezeigt – und sonstigen ‚leicht‘ korradierbaren Sedimenten vorkommen. In der Umgebung des Tibesti-Gebirges treten äolische Korrasions- und Deflationslandschaften in allen Gesteinen auf; bestimmend für das Vorkommen ist nur die Höhenlage. Auch aus anderen Bereichen der Sahara liegen Beobachtungen über äolische Abtragungsformen vor, was sich aus der vorliegenden Literatur, Karten und eigenen Feststellungen nachweisen läßt.

Ergebnisse

Als Ergebnisse können festgehalten werden: In der Südost-Sahara existiert in einem Gebiet, dessen Klimabedingungen nach allen Klimadaten als extrem arid bezeichnet werden müssen, ein Relieftyp – hier Windrelief genannt –, der seine Entstehung und gegenwärtige Formung der äolischen Korrasion verdankt. Die Korrasion wird als dominierende Formungskraft erkannt und in ihrer Wirkung beschrieben; die Deflation im Zusammenspiel mit chemischer und evtl. auch mechanischer Verwitterung ist ebenfalls wirksam, jedoch für die Formenbildung von weit geringerer Bedeutung.

Aus dem Vergleich dreier Gebiete mit gleicher petrographischer, struktureller und morphologischer Ausgangsform wird eine Stockwerkgliederung der gegenwärtigen Formenbildung abgeleitet. Aus Vorzeitformen und korrelaten Sedimenten wird auf eine mehrmalige Wanderung der Höhenstufen eigenen klimamorphologischen Formenstils geschlossen.

Es kann ein weiteres Beispiel für die schon von KAISER in Südwestafrika beschriebene äolische Abtragung im extrem ariden Teil einer Wüste beigebracht werden, jedoch wird der äolisch bestimmte Relieftyp nicht speziellen Bedingungen zugeschrieben, wie es KAISER in der Namib tut.

Das Windrelief ist Teil eines klimatisch-morphologischen Raumgefüges, das im weiten Umfang eine Gliederung in Höhenstufen erkennen läßt. (HÖVERMANN (1963), HAGEDORN (1966).

Im methodischen Ansatz wird von den angetroffenen Formen in der Wüste ausgegangen und versucht, die Gesetzmäßigkeiten ihrer Anordnung zu ermitteln. Dazu ist es notwendig, Vorzeitformen auszuscheiden und die Formengese zu rekonstruieren, wie es hier durchgeführt worden ist. Untersuchungen mit gleichem Ansatz – aber unterschiedlichen Voraussetzungen –

aus anderen Teilen der Südost-Sahara erzielten gleiche Ergebnisse und erhärten das gefundene Schema des klimatisch-morphologischen Raumgefüges.

Zitierte Literatur

- BÜDEL, J. (1954): Sinai, „die Wüste der Gesetzesbildung“, als Beispiel für die allgemeine klimatische Wüstenmorphologie. Mortensen-Festschrift, S. 63–85, Bremen-Horn.
- CAPOT-REY, R. (1961): Borkou et Ounianga. Inst. Rech. Sahar. Mém. No. 5, Alger.
- DE BURTHE D'ANNELET (1932): A Travers l'Afrique Française. Du Cameroun a Alger. Carnets de Route. Paris.
- DE LESTANG, J. (1965): Mitteilung über das Erdi-Becken. Vortrag Jahrestagung d. Deutsch. Geolog. Ges. Hannover (im Druck).
- DUBIEF, J. (1952): Le vent et le déplacement du sable au Sahara. Trav. Inst. Rech. Sahar., T. VIII, p. 123–164, Alger.
- (1959, 1963): Le Climat du Sahara. Inst. Rech. Sahar. Mém. T. I, T. II, Alger.
- HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: South-Central Libya and Northern Chad. A Guidebook to the Geology and Prehistory ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH. Petroleum Exploration Society of Libya, p. 53–58, Tripoli.
- HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, Jg. 94, H. 2, S. 126–135, Berlin.
- KAISER, E. (1926): Die Diamantenwüste Südwestafrikas. 2 Bde. Berlin.
- (1927): Über Wüstenformen, insbesondere in der Namib Südwestafrikas. Düsseldorfer Geogr. Vorträge u. Erörter. S. 68–78, Breslau.
- MAULL, O. (1958): Handbuch der Geomorphologie. 2. Aufl., Wien.
- MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. Braunschweig.
- MORTENSEN, H. (1927): Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. N. F. XII, 1. Berlin.
- NACHTIGAL, G. (1879): Sahara und Sudan. 2 Bd., Berlin.
- PACHUR, H. J. (1966): Untersuchungen zur morphologischen Sandanalyse, Berliner Geogr. Abh. H. 4, Berlin.
- PASSARGE, S. (1927): Die Ausgestaltung der Trockenwüsten im heißen Gürtel. Düsseldorfer Geogr. Vorträge u. Erörter. S. 54–66, Breslau.
- QUEZEL, P. (1964): Carte Internationale du Tapis Végétal, Feuille Largeau au 1 : 1 000 000. Publiée par le Gouvernement du Tchad, I.G.N. Paris.
- SCHIFFERS, H. (1957): Die innersaharische Landschaft Borku und ihre Bewohner. Die Erde, Jg. 88, H. 2, S. 81–109, Berlin.
- TILHO, J. (1920): The Exploration of Tibesti, Erdi, Borkou and Ennedi in 1912–1917; The Geogr. Journal, 56 p. 81–99, 161–183, 241–267, London.
- WACRENIER, PH. (1958): Notice explicative de la Carte Géologique provisoire du Borkou – Ennedi – Tibesti au 1 : 1 000 000. Direction des Mines et de la Géologie de l'AEF Brazzaville.
- WALTHER, J. (1900): Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Leipzig.
- Nachtrag:* Nach Drucklegung dieses Beitrags ist erschienen: MAINGUET, M. (1968): Le Borkou. Aspects d'un modèle éolien. Ann. de Géogr., 421, p. 296–322.

THE MOUND TOPOGRAPHY OF THE THIKA AND ATHI PLAINS OF KENYA: A PROBLEM OF ORIGIN

With 1 figure and 2 plates

FRANCIS F. OJANY

Zusammenfassung: Die Kleinhügeltopographie der Thika- und Athi-Ebenen von Kenya: das Problem ihres Ursprungs.

Der Aufsatz untersucht den Ursprung von kleinen, aber zahlreichen Hügeln, die auf den vulkanischen Ebenen unmittelbar im Osten und Nordosten des Flughafens Nairobi gut entwickelt sind. Frühere Erklärungen zum Problem des wahrscheinlichen Ursprungs dieser Kleinhügel (Gilgais und Reste von Termitenhügeln) haben sich nach Überprüfung als unzulänglich erwiesen.

Auf Grund der äußeren und inneren Morphologie der Kleinhügel wie auch des Befundes ähnlicher vom Verfasser untersuchter Erscheinungen in anderen vulkanischen Landschaften Nordtanzanias werden sie als umgelagerte vulkanische Schlammstromhügel erklärt. Sie erinnern an die gewaltigen vulkanischen Eruptionen und ihre Folgeerscheinungen, vom denen die Landschaft sich eben erst erholt.

Das hier behandelte Problem dient auch als Beispiel für die Notwendigkeit fortgesetzter interdisziplinärer Zusammenarbeit in der Forschung.

Introduction

The areas to the southeast, east and northeast of the City of Nairobi is dominated by four well-defined lava plains which are known locally as the Kapiti, Athi, Embakasi and Thika Plains (named from southeast to northeast). Elsewhere, the present author (1966) has simply termed these plains the Kapiti and Thika Plains. As might be expected, these plains are the constructional features of fissure lava eruptions which filled a region which was before that time, probably an irregular low-lying plain with a very gentle slope to the west and northwest (see GEVAERTS 1965).

Although the details of the evolution of the areas was more complex, than can be gone into in this paper, it is fairly safe to generalise and say that the