

ZUR JUNGQUARTÄREN KLIMA- UND RELIEFENTWICKLUNG IN DER DANAKILWÜSTE (ÄTHIOPIEN) UND IHREN WESTLICHEN RANDGEBIETEN

Mit 1 Abbildung, 10 Photos und 1 Tabelle

ARNO SEMMEL

Summary: Early quaternary climate and relief development in the Danakil Desert (Ethiopia) and its western edges.

Weathering and erosion processes, typical of arid areas, are currently dominant in the Danakil Desert. At the same time there are traces of a once moister climate, shown mainly by fossil soils (latosols and tirs) and humous-rich silts which do not come from the damp highland area. Carbon 14 datings of these formations and of gastropod shells found on high-lying seashores indicate a middle to late holocene age. A similar carbon 14 age is possessed by humous-rich deposits in coarse gravel accumulations in the western highland. On the assumption that the carbon 14 dates at least approximate the real age, the conclusion can be drawn that this moister time period cannot be fully regarded as parallel to a phase of the last Central European ice age (Würm).

Während einer Forschungsreise in den Jahren 1959/60 durch die im Blauen Nil-Bogen liegende äthiopische Provinz Gojam wurden Beobachtungen darüber gesammelt, ob quartäre Klimaschwankungen eindeutige Spuren in diesem zwischen 1800 und 4000 m hohen Gebiet hinterlassen haben. Die Ergebnisse sind an anderer Stelle mitgeteilt worden (KULS & SEMMEL 1962; 1965; SEMMEL 1963; 1964). Danach haben sich in Gojam eventuelle Klimaschwankungen nicht in einem heute noch sicher erkennbaren Maße ausgewirkt. Diese Befunde stimmen nur zum Teil mit Angaben anderer Autoren überein, die in gleichen oder anderen Gebieten Äthiopiens gereist sind (MINUCCI 1938; NILSSON 1940; 1964; BÜDEL 1954; 1954 a; HÖVERMANN 1954; WERDECKER 1955; 1958; 1961; 1962; SCOTT 1958). Mit Ausnahme von HÖVERMANN wird in den angeführten Arbeiten damit gerechnet, daß während der letzten Kaltzeit die Schneegrenze in den äthiopischen Hochgebirgen nicht wesentlich unter 4000 m abgesunken und deshalb mit einer Depression gegenüber heute von maximal 800–1000 m zu rechnen ist. Darüber hinaus berichtet BÜDEL (1954, 147–148) von deutlich sichtbaren Solifluktionerscheinungen bis in Höhen um 2700 m, die durch die stärkere Durchfeuchtung während der letzten Pluvialzeit, die zeitlich der Würmvereisung entsprechen könnte, ausgelöst worden seien. Auch am Westrand der tiefgelegenen Danakilwüste fand BÜDEL (1954, 148–149) mit fossilen Schotterakkumulationen Anzeichen für ein ehemals feuchteres Klima.

Da im allgemeinen angenommen wird, eine nennenswerte Zunahme der Niederschläge in Trockenräumen führe zu einschneidenderen Veränderungen im Landschaftsbild als in feuchteren Gebieten (vgl. je-

doch WEISE 1970), wurde versucht, weitere Belege für ehemals feuchtere Zeitabschnitte in der Danakilwüste zu finden und den Wechsel dieser Erscheinungen zum benachbarten Hochland hin zu verfolgen¹⁾.

1. Beobachtungen in der Danakilwüste

Die Danakilwüste gehört zur Afarsenke, jener tektonischen Dreiecksscholle in Nordost-Äthiopien, die gegenüber den umgrenzenden Hochländern um mehrere km abgesunken ist. Hier treffen sich die Grabensysteme des Roten Meeres, des Golfes von Aden und Ost-Afrikas. Die jährlichen Niederschlagsmittel in diesem Gebiet liegen zwischen 50 und 200 mm und somit an der Grenze zur Vollwüste (BÜDEL 1954, 148). Neben Übergängen zur Wüstensteppe (subdesert steppe i. S. *Awash Report* II 1965, Land Use Map) sind denn auch großflächig fast alle bekannten Formen der Wüstenausbildung anzutreffen. Besonders weit verbreitet ist die Schutthammada (i. S. von MECKELEIN 1959, 40–41), die in der Regel auf den Basalten vorkommt. Im Bereich der (wohl vorwiegend quartären fluvialen Sedimente finden sich alluviale und eluviale Serire oder Ergs (ebenfalls i. S. MECKELEINS 1959, 52 ff; vgl. auch FÜRST 1965; andere Definitionen gibt dagegen STONE 1967).

Zu den hier gegenwärtig ablaufenden Formungsvorgängen seien Beobachtungen aus der Umgebung der Straße von Sardo nach Assab mitgeteilt (vgl. Abb. 1). In der Umgebung um Sardo, die zwischen 400 und 500 m hoch liegt, sind in den letzten Jahren jährlich zwischen 150 und 200 mm Niederschlag gefallen, die auf wenige Regen konzentriert waren²⁾. Große Teile der Oberfläche werden hier von Sandebenen eingenommen, die durch Basaltrücken voneinander getrennt sind. Da mehrere Wadis mit Schwemmfächern in die Ebenen münden, könnte man diese für Aufschüttungsformen halten. Das trifft für manche solcher tiefgelegenen Flachformen zu (vgl. *Awash Report*, II, 31 f.), jedoch bei weitem nicht für alle. In einigen der oft mehr als 10 km breiten Formen gibt es zahlreiche Stellen, an denen der Basalt zutage tritt und lokale Hammadainseln bildet, auf denen schwarzzindige Blöcke mit teilweise mehr als 50 cm Durchmesser liegen. Der dadurch bewiesene „Eluvialcharakter“ der Hammada zeigt zugleich, daß

¹⁾ Gelegentlich hierzu bot eine zweimonatige Forschungsreise Anfang 1969, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft dankenswerterweise unterstützt wurde.

²⁾ Nach Messungen der Baumwollplantage Tendaho.

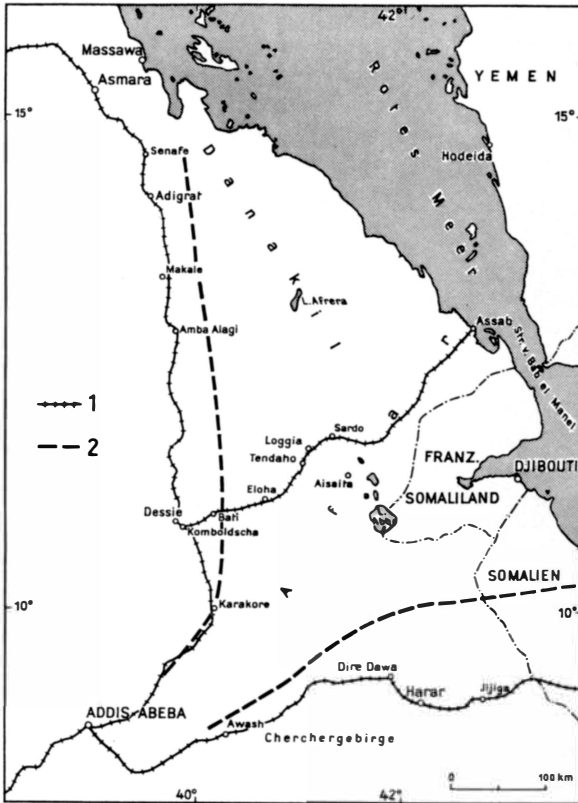


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebiets

1 Eisenbahn; 2 Die gerissenen Linien stellen die ungefähre Begrenzung der Afar-Senke dar.

Location of the study area

1 railway; 2 the broken lines indicate the approximate boundary of the Afar Depression.

in einer solchen Ebene die Abtragung überwiegt. Diese erfolgt einmal über zahlreiche, nur wenige dm eingetiefte Rinnen, zum anderen auch durch flächenhafte Abspülung. Die Rinnen münden entweder in flache Spülmulden, die den aus dem Hochland beschriebenen Formen (SEMMELE 1963, 180-181) ähnlich sehen oder direkt in Wadis, die oft 3-5 m eingeschnitten sind. Vereinzelt Andeutungen von Uferdämmen weisen auf gelegentliche Überflutungen hin. Aus diesem Befund ist zu folgern, daß lineare Flußerosion in den Wadis und flächenhaft wirkende Abtragung in der Ebene in einem gewissen Gleichgewicht stehen. Aber auch in Fällen, in denen die Hochwässer nicht mehr oder nur ganz selten die Wadis übertreten, fehlen Anzeichen für eine tiefreichende Zerschneidung der Ebenen. Es sind also offensichtlich lineare und flächenhaft wirkende Abtragung nebeneinander wirksam, wie es von MENSCHING (u. a. 1968, 69, auch Abb. 1) aus anderen Gebieten wiederholt beschrieben worden ist. Die flächenhafte Abtragung kann natürlich nur solange voll zur Geltung kommen, wie von der

Verwitterung das anstehende Gestein in genügendem Maße aufbereitet wird (auch WEISE 1970). Andernfalls werden wohl bald unverwitterte Gesteinspartien aus der Umgebung aufragen, vergleichbar den von BÜDEL (1952, 117-118; 1955, 102) erwähnten Inselbergen in den Sandschwemmebenen der Sahara.

Bei der Verwitterung ist neben der Insolation vor allem die Salzsprengung beteiligt. Der zerfallende Basalt ist von CaCO_3 durchsetzt, dessen Gehalt mit zunehmender Kornzerkleinerung ansteigt. Gleichzeitig hellt dabei die Farbe immer mehr auf. Da das feinere, schluffig-sandige Substrat stärker verspült werden kann, besitzen die zerfallenden Basaltblöcke dunklere Höfe, die nach außen aufhellen (Photo 1). Daneben wirken auch andere Formen der physikalischen Verwitterung mit. Eine Beteiligung von Frost darf allerdings zumindest für die letzten Jahre in diesem Gebiet ausgeschlossen werden (vgl. Temperaturangaben im *Awash Report I*, 1965, 60).

An manchen Orten ist im Feinmaterial und in dem in ihm liegenden Blöcken eine 5-10 cm starke CaCO_3 -Kruste nur wenige cm unter der Oberfläche ausgebildet. Diese Kruste spricht nur scheinbar gegen eine intensive Abtragung, denn solche Bildungen können relativ schnell entstehen (KNETSCH 1937, 183) und auch wieder zerstört werden, wie zahlreiche Krustenbruchstücke, die an der Oberfläche liegen, anzeigen. Neben Karbonat-Krusten gibt es auch NaCl -Ausscheidungen direkt an der Oberfläche, also typische Solontschake (Photo 2).

Der Eluvialcharakter der Hammada läßt den Schluß zu, daß in der Regel nur feinförnige Komponenten aus der Ebene abtransportiert werden. Größere Gerölle, vor allem aber Blöcke kommen offensichtlich nur unter besonders günstigen Bedingungen in Bewegung. Dazu trägt oft ein größeres Gefälle bei, das die Pedimente besitzen, die am Ebenrand zu den umgebenden Basaltrücken überleiten (Photo 3). Der wesentliche Abtragungsvorgang auf solchen Pedimenten ist aber ebenfalls der Transport von Schluff und Sand und nicht von größeren Komponenten. Das abgetragene Material wird auch hier über eine Vielzahl von Rinnen weiterverfrachtet. Die Rinnen heben sich häufig hier, wie auch in den Ebenen, deutlich durch die gelblich-braune Farbe des in ihnen liegenden Feinmaterials von dem dunklen Hammadaschutt ab. In dieser „Rinnenspülung“ ist mit WICHE (1963, 465) und anderen Autoren wohl ein Hauptganz der Abtragung auf den Pedimenten zu sehen. Deflation wirkt allem Anschein nach nur untergeordnet mit. Windkanter wurden bisher nicht gefunden. Mattierte Sandkörner sind selten. Dünen kommen ebenfalls nur sporadisch vor. In diesem Zusammenhang sei auch auf BÜDEL (1954 a, 69) verwiesen, der in unmittelbarer Nachbarschaft dieses Gebietes überhaupt keine Dünen gefunden hat. Selbstverständlich soll damit die starke Windwirkung in anderen Wüsten – wie sie etwa von HÖVERMANN



1

2

3

4

Photo 1: Zerfallende Basaltblöcke, umgeben von dunklem Feinmaterial, das in weiterer Entfernung (Mittelpunkt des Bildes) in helleres Substrat übergeht (n. Sardo, Danakilwüste).
Disintegrating basalt blocks surrounded by fine dark material which passes over into a lighter substratum in the further distance (centre of the picture) (near Sardo, Danakil Desert).

Photo 2: Salzböden (Solonchaks), im Hintergrund ein herausgehobener Basaltrücken (n. Sardo, Danakilwüste).

Salt soils (solonchaks) with an uplifted basalt ridge in the background (near Sardo, Danakil Desert).

Photo 3: Pedimentartige Übergänge am Ebenenrand zu einem herausgehobenen Basaltrücken (n. Sardo, Danakilwüste).
Pediment-like transitions on the level edge to an uplifted basalt ridge (near Sardo, Danakil Desert).

Photo 4: Zerschneidung eines älteren Niveaus, n. Lake Afrera. Die Form im Vordergrund wird zerschnitten, ohne daß ein größeres Hinterland vorhanden wäre. (Foto G. Knetsch).

Dissection of an older level north of Lake Afrera. The form in the foreground was dissected before a larger hinterland was present (photo G. Knetsch).

(1967, 151) und HAGEDORN (1968, 408 ff.) demonstriert wird – nicht bestritten werden³⁾.

Mancherorts ragen die Basaltrücken fast unzerschnitten über die Ebenen auf. Das könnte auf den geringen Einzugsbereich zurückzuführen sein, den diese Rücken besitzen. Das Photo 4 jedoch zeigt, daß noch kleinere Formen ohne Hinterland durchaus zerschnitten werden. Einen „Belt of no erosion“ i. S. von HORTON (1945, S. 316 ff.) gibt es hier offensichtlich nicht. Die geringe Zerschneidung wird auch nicht nur auf die relativ hohe morphologische Härte des Basaltes

zurückzuführen sein. Vielmehr handelt es sich bei diesen Basaltrücken um jungherausgehobene und deshalb wenig zerschnittene Schollen. Zu der gleichen Ansicht gelangte auch MOHR (1969, 22) bei seinen Untersuchungen in der östlich von Sardo liegenden Dobi-Grabenregion. Die dortigen Verwerfungen sollen mittel- bis jungpleistozänes Alter haben. Eine ¹⁴C-Datierung von humosem Ton, der unter einer herausgehobenen, nur 1,5 m starken Basaltdecke zwischen Loggia und Sardo gefunden wurde, ergab ein ¹⁴C-Alter von 19 430 ± 440 a. b. p. (Hv 2788).

Wenn dieses Ergebnis auch keineswegs als absolut gültig angesehen werden und schon gar nicht daraus ein ähnlich junges Alter für sämtliche herausgehobe-

³⁾ BANNERT et al. (1970) berichten von stärkerer Windwirkung im nördlichen Teil der Danakilwüste.

nen Basalte abgeleitet werden soll, so scheint doch nicht ausgeschlossen, daß hier jungpleistozäne Basalte wenigstens stellenweise vorliegen. MOHR (1969, 21) geht in seinem Arbeitsgebiet vorläufig von einem maximal pliozänen Alter der jüngsten Basalte aus. Im übrigen sei auf den rezenten Vulkanismus und die heftige Erdbeben-tätigkeit in diesem Gebiet hingewiesen⁴⁾.

Mit den vorausgegangenen Ausführungen sind m. E. typische Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge und die ihnen adäquaten Reliefformen des heutigen Wüsten- oder Halbwüstenklimas beschrieben. Darüber hinaus konnten jedoch an vielen Orten Erscheinungen beobachtet werden, die mit den rezenten klimatischen Bedingungen nicht in Einklang stehen. Hierzu sind vor allem die häufig gefundenen fossilen Bodenreste zu rechnen. Sie gehören entweder zu den rotbraunen Latosolen oder zu den schwarzen Tirsen. Zwei solcher Bodenreste sind beispielsweise in der Nähe von km 692 der Straße Addis Abeba-Assab in ca. 400 m Meereshöhe aufgeschlossen.



Photo 5: Rotbrauner Boden bei km 692 der Straße Addis Abeba-Assab
Redbrown soil at kilometre stone 692 on the Addis Ababa-Assab road

Das Profil des rotbraunen Bodens (Photo 5) liegt unter dunkelrindigen Basaltblöcken mit Durchmesser bis 0,5 m. Das Feinmaterial trägt eine 8 cm starke, weißliche Karbonatkruste, die auch die unteren Teile der Basaltblöcke durchsetzt. Darunter folgen 20 cm rötlich brauner (feucht 5 YR-3/4), schwach kalkhaltiger, toniger Lehm mit polyedrischem Gefüge, das

nach unten in ein säulig-grob-polyedrisches Gefüge übergeht. Bei 60 cm unter Flur schließt sich weißlich-rötlichbrauner Basaltersatz an, der karbonatringige Basaltblöcke enthält und ab 130 cm unter Flur in festen Basalt übergeht. Der Tongehalt dieses Bodens beträgt 46%, Hauptbestandteil ist Kaolinit. Ein solcher Boden entspricht den Klimaxböden in Bereichen des äthiopischen Hochlandes (SEMMELE 1964), die mindestens 600-700 mm Jahresniederschlag empfangen. Nur sind die dortigen Böden kalkfrei.

Bei den Tirsen handelt es sich um schwarze Böden mit einer polyedrisch-prismatischen Struktur, die in 1 bis 1,5 m Tiefe ebenfalls in weißrindigen Basalt übergehen, der innen allerdings noch recht frisch ist. Der Tongehalt dieser Böden beträgt 40 bis 50%, Hauptbestandteil ist Montmorillonit. Auch hier liegt ein schwacher Kalkgehalt vor. Die Tirse tragen stellenweise gleichfalls eine Blockhammada. Auch solche Böden sind im äthiopischen Hochland weit verbreitet, jedoch dort ebenfalls überwiegend kalkfrei.

Wenn man von dem sicher sekundär zustande gekommenen Kalkgehalt absieht, so sind mit den rotbraunen Kaolinit- und den schwarzen Montmorillonitböden die typischen Glieder einer Boden-Catena der wechselfeuchten Tropen gegeben. Damit stimmt überein, daß die schwarzen Böden gegenüber den rotbraunen bei km 692 im Relief etwas tiefer liegen, denn in der oben erwähnten Catena kommt der rotbraune Boden in der Regel auf den Hängen, der schwarze in den Mulden oder schlechter drainierten Ebenen vor. Dennoch erlauben die Aufschlußverhältnisse nicht eine sichere Verbindung beider Böden in dem angeführten Beispiel. Die Böden können also durchaus verschieden alt sein.

Selten ist bei den schwarzen Substraten in der Danakilwüste die Sicherheit gegeben, daß es sich um autochthone Böden handelt. Öfter liegen humose Sedimente vor. Aber auch diese entstehen nicht unter den gegenwärtigen Klimabedingungen und können deshalb als Zeugnis für ein ehemals feuchteres Klima angeführt werden. Nur muß dabei gesichert sein, daß sie nicht durch die aus dem Hochland kommenden Flüsse abgelagert worden sind.

Von den Tirsen und von den wenigen humosen Sedimenten, die mit Sicherheit nicht aus größerer Entfernung herangeführt wurden, liegen ¹⁴C-Datierungen vor. Die Tab. 1 zeigt, daß sämtliche Daten ins ältere bis mittlere Holozän gehören. Erfahrungsgemäß kommt ¹⁴C-Datierungen von humosen Substraten oft nur ein sehr begrenzter Aussagewert zu, zumal hier mit einer gewissen Beeinflussung durch sekundäre Karbonatisierung zu rechnen ist. Wenn trotzdem in diesem Fall die Abweichungen vom tatsächlichen Alter als relativ gering angesehen werden, so vor allem deshalb, weil ¹⁴C-Daten von Kalkschalern, die auf den hochliegenden Strandterrassen des Lake Afrera in der Danakilwüste gesammelt wurden, ebenfalls entsprechende Alter ergaben (BANNERT et al.

⁴⁾ Auf sehr junge Bewegungen macht auch TAZIEFF (1969) aufmerksam.

1970). Eine solche Übereinstimmung bei gänzlich verschiedenen Substraten spricht m. E. doch für eine weitgehende Annäherung an das tatsächliche Alter. Unter Zugrundelegung dieser Annahme liegt der Schluß nahe, daß eine durch die Bodenbildung und die humosen Sedimente angezeigte feuchtere Zeit in der Danakilwüste in das ältere bis mittlere Holozän fällt und somit zeitlich ungefähr dem von FAIRBRIDGE (1965) aufgrund seiner Untersuchungen im mittleren Nilgebiet angenommenen feuchteren Zeitabschnitt entsprechen könnte.⁵⁾ Die letzte „Pluvialzeit“ der Danakilwüste wäre demnach ein „tropisches Pluvial“ i. S. von FLOHN (1963, 155). Dieses kann unter Umständen schon im Würm begonnen haben.

Tabelle 1: ¹⁴C-Daten von humosen Proben
(Bestimmungen im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung)

Proben-Nr.	Herkunft	¹⁴ C-Alter a. b. p.
Hv 2783	Tirs ca. 500 m südlich km 692 der Straße Sardo-Assab	5775 ± 115
Hv 2784	humoser Schwemmlehm von einer Ebene ca. 16 km NE Sardo	8380 ± 100
Hv 2785	Tirs ca. 2 km SE von Probe H _v 2783	6335 ± 110
Hv 2786	Tirs von einer Ebene SE Sardo	6610 ± 100
Hv 2787	Tirs von einer Ebene bei km 670 der Straße Sardo-Assab	6350 ± 105

So bestechend dieser Gedanke auch scheint, wirft er doch Fragen auf, die im Zusammenhang mit den oben beschriebenen Böden stehen. Auf einigen von diesen liegt eine Basalt-Schutthammada mit teilweise sehr mächtigen Blöcken (Photo 6). Am leichtesten wäre es, die Hammada als Rest einer in situ verwitterten Basaltdecke zu deuten, die vormals über die Böden hinweggeflossen ist. Die Förderung der Basalte, ihre Verwitterung und weitgehende Abtragung müßten dann in den letzten 4000 bis 5000 Jahren erfolgt sein. Andernfalls lassen sich die Hammada Blöcke auch als aus den Böden herauspräparierte Verwitterungsrückstände deuten, eine Vorstellung, die Schwierigkeiten bereitet, wenn man den geringen Steingehalt in den noch vorhandenen Bodenresten berücksichtigt. Daß sich dennoch in ähnlicher Weise Blockanhäufungen an der Oberfläche bilden können, zeigen Blockfelder, die im äthiopischen Hochland



Photo 6: Basalt-Hammada über rotbraunem Boden bei km 692 der Straße Addis-Abeba – Assab
Basalt hammada overlying redbrown soil at kilometre stone 692 on the Addis Ababa–Assab road

durch die Bodenerosion aus rotbraunen Latosolen freigespült worden sind, in deren noch in situ befindlichen Resten nur wenige solcher Blöcke schwimmen. Die Blockfelder im Hochland besitzen indessen nicht so große Verbreitung wie die Hammadaflächen in der Wüste. Schließlich kann auch nicht ausgeschlossen werden, daß die Bodenbildung unter der Blockstreu stattfand. Eine Klärung dieser Fragen wird erst durch Datierung von Basalten aus der Hammada gelingen. Die bis jetzt vorliegenden K-Ar-Daten sind sämtlich älter als 1 Million Jahre (BANNERT et al. 1970) Mit den zur Zeit bei Basalten anwendbaren absoluten Meßmethoden kann allerdings ohnehin nicht in Altersbereichen gearbeitet werden, die in das jüngere Quartär hineinreichen.

Weiterhin bleibt die Frage offen, ob manche der rotbraunen Böden wirklich zeitlich den Tirsen entsprechen. Daß viele der Kaolinitböden wesentlich älter sind, steht außer Frage, denn sie sind auch in ältere Basaltstockwerke eingeschaltet, die sicher teilweise tertiäres Alter besitzen.

Die weite Verbreitung von rotbraunen Böden unter den Hammada-Flächen beweist, daß zur Zeit der Bodenbildung weite Ebenen bestanden, die größtenteils den Charakter von intramontanen Ebenen hatten. Das legt natürlich den Verdacht nahe, bei den eingangs beschriebenen, heute in Bildung begriffenen Ebenen handele es sich nur um „ererbte Flach-Formen“ i. S. von BÜDEL (1969, 169). Es fehlen aber solche Feuchtbodenrelikte zumindest auf weiten Flächen, und diese Formen stellen deshalb keine sandüberdeckten „Doppelten Einebnungsflächen“ dar, wie sie von ERGENZINGER (1968, 100) im südlichen Tibesti-Vorland gefunden wurden. Eine rezente flächenhafte Tieferlegung der Ebenen in der Danakilwüste ist augenscheinlich. Unklar ist, welchen Betrag diese Tieferlegung bisher erreichte und ob sie von echten „Doppelten Einebnungsflächen“ einmal ausging, so

⁵⁾ In diesem Zusammenhang sei auch auf BUTZER & HANSEN (1968) sowie BUTZER & THURBER (1969) verwiesen.

daß in diesem Falle die Abtragung nur die alten Böden entfernt haben könnte.

Neben den Bodenresten und humosen Ablagerungen lokaler Herkunft gibt es noch andere Merkmale, die auf mindestens eine frühere Phase mit höheren Niederschlägen hinweist. Es handelt sich dabei um relativ grobe Schotter, die z. B. zwischen Tendaho und Eloha wiederholt aufgeschlossen sind. Sie wurden bereits von BÜDEL (1954, 148) gefunden und entsprechend gedeutet. Wie BÜDEL betont, führen die heutigen perennierenden Flüsse nur feineres Material und sind in die älteren gröberen Schotterfluren deutlich eingeschnitten. Es liegt deshalb nahe, für den Transport der gröberen Schotter ein feuchteres Klima als das gegenwärtige verantwortlich zu machen, das für eine kräftigere Wasserführung der Flüsse sorgte. Indessen darf in diesem Gebiet, worauf auch BÜDEL hinweist, die Einwirkung junger Krustenbewegungen nicht außer acht gelassen werden. Das gröbere Material gelangte nach den bisherigen Beobachtungen ohnehin nicht weit über Tendaho hinaus, wurde also im wesentlichen in den Randbereichen der Danakilwüste abgelagert (vgl. auch BÜDEL 1954, 149). Von BÜDEL wurde auch schon erkannt (vgl. außerdem *Awash Report*, II, 32), daß über der eigentlichen Schotterflur Reste einer älteren fluviatilen Terrasse mit besonders groben Geröllen aufragen, in denen Relikte eines älteren Pluvials vorliegen sollen. Diese 10-15 m hohen Schotterriedel folgen nach meinen Beobachtungen jedoch dem NW-Streichen der jungherausgehobenen Basaltschollen, und es kann sich deshalb ebenfalls um aus dem Untergrund herausgehobene Kiese handeln. Daß unter der etwas feinkörnigen Schotterflur, die jünger ist, auch noch gröbere Kiese liegen, konnte in einem Aufschluß bei Eloha beobachtet werden. Schließlich bleibt noch zu berücksichtigen, daß die jüngere Schotterflur in der Regel nicht mächtiger als 0,5 m, meistens sogar nur 0,1-0,2 m stark wird. Ohne Zweifel stellt sie häufig lediglich einen Eluvial-Serir dar. Damit bietet sich eine dritte Möglichkeit der genetischen Deutung an: Die jüngere Schotterflur kann als Abtragungsfäche in die Kiese eingetieft worden sein, und die höheren Terrassenreste sind möglicherweise von dieser Ausräumung verschont geblieben. Ähnliche Vorgänge lassen sich heute wiederholt beobachten. So zeigt beispielsweise das Photo 7 die gegenwärtig ablaufende flächenhafte Tieferlegung eines älteren Fußflächenniveaus. Eine solche flächenhafte Abtragung kann auch hier in unmittelbarer Nachbarschaft tiefer eingeschnittener Flüsse über zahllose ganz flache Rinnen erfolgen⁶⁾. Somit bleibt also unklar, ob in den höheren Terrassenresten wirklich Zeugen eines älteren (vorletzten) Pluvials zu sehen sind.

⁶⁾ Bei Starkregen werden diese Ebenen häufig vollkommen von zügig fließendem Wasser überschwemmt, so daß dadurch sicher auch beträchtlicher Abtrag möglich ist.

Weitere Anzeichen für ein ehemals feuchteres Klima wären in alten Seenhochständen zu suchen. In Übereinstimmung mit den Verhältnissen an anderen Seen der äthiopischen Grabenregion (NILSSON 1940; 1963) sind auch an Seen in der Danakilregion alte Strandterrassen gefunden worden, die schon auf S. 202 erwähnt wurden (DAINELLI 1943, 527 ff.; außerdem MOHR 1964, 200 f.). Im nördlichen Danakilgebiet kann nach KNETSCH (mündliche Mitteilung vom 19. 2. 1970; vgl. auch BANNERT et al. 1970) ausgeschlossen werden, daß die Spiegelstände der dortigen Seen in jüngerer Zeit tektonisch beeinflusst worden sind. Die Folgerung läßt sich in Übereinstimmung mit BÜDEL (1954, 148 ff.) m. E. aber nicht auf die Awashendseen übertragen. Nach Aussagen von Bewässerungsfachleuten der Baumwollplantage Tendaho wirkten sich Erdbeben wiederholt auf die Spiegelstände aus. Ein Versuch, dieses Gebiet mit dem Landrover zu erreichen, mußte wegen der Unpassierbarkeit der bewässerten Baumwollfelder einige km südöstlich Assaita aufgegeben werden. Eigene Beobachtungen zur Frage pluvialzeitlicher Seenhochstände im Danakil-Gebiet können deshalb nicht angeführt werden. Nach den oben zitierten Untersuchungen von BANNERT et al. ist aber damit zu rechnen, daß im nördlichen Teil der Danakilwüste alte Strandterrassen vorliegen, die eine altholozäne feuchtere Periode anzeigen.

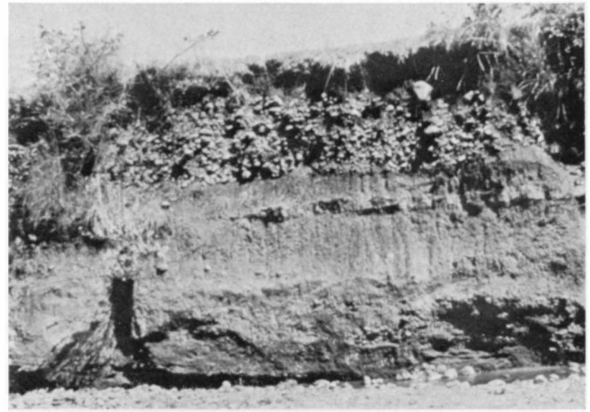
Insgesamt gesehen kann deshalb für die Danakil-Region mit einem feuchteren Abschnitt vor ca. 6000 a. b. p. gerechnet werden. Voraussetzung für diese Annahme ist, daß die aus Gastropodenschalen sowie humosen Böden und Sedimenten gewonnenen ¹⁴C-Daten zumindest näherungsweise das tatsächliche Alter erreichen. Vor einer Überbewertung dieser Klimaschwankung muß allerdings gewarnt werden (vgl. auch SCHWARZBACH 1954, 165). Für die Bildung von Tirsen genügt wahrscheinlich eine Zunahme des Niederschlags bei einer gleichbleibenden jahreszeitlichen Verteilung auf ca. 400 mm Jahresdurchschnitt. Ob im Jungpleistozän (Würm) humide oder aride Perioden vorherrschten, scheint zur Zeit noch unklar. Humose Lagen, die aufgrund ihres ¹⁴C-Alters in das Jungwürm gehören könnten, sind als Klimaindikator nicht uneingeschränkt verwendbar, denn hierbei ist nicht auszuschließen, daß es sich um Sedimente von Flüssen handelt, die aus dem Hochland kamen.

2. Beobachtungen in den westlichen Randgebieten der Danakil-Region

Die westliche Begrenzung der mittleren und südlichen Danakil-Region wird von der Bati-Scholle gebildet. Diese ist zum größten Teil mit sehr unregelmäßiger Lagerung aufgebaut, wodurch wohl auch das sehr unruhige Relief bedingt wird. Die Vegetation geht von der Strauchsteppe in der Umgebung von Eloha (*Steppa arbustata* nach PICHI-SERMOLLI,



7



8



9



10

Photo 7: Rezente flächenhafte Tieferlegung einer älteren Fläche n. Lake Afrera. (Photo G. Knetsch)
Recent widespread lowering of an older surface near Lake Afrera

Photo 8: Alte Schotter- und Lehmakkumulationen im Borchana-Tal n. Komboldscha
Old gravel and silt accumulations in the Borchana Valley near Komboldia

Photo 9: Fossile Hangschuttmassen n. Komboldscha
Fossil slope debris masses near Komboldia

Photo 10: Grobe Gerölle im Bett des Giara bei Majete n. Karakore
Coarse rubble in the bed of the Giara at Majete near Karakore

1957, 32 ff.) mit zunehmender Meereshöhe schnell in Dornstrauchsavanne über, die wiederum von der Combretazeen-Savanne abgelöst wird. TROLL & SCHOTTENLOHER (1939, 219 ff.) beschreiben eingehender ähnliche Profile vom nördlichen Westrand des Danakil-Tieflandes.

Mit den zunehmenden Niederschlägen entwickeln sich tiefgründigere Böden. So ist z. B. in der Dornstrauchsavanne vorwiegend ein mittelbrauner, kalkhaltiger Boden aus dem Basalt hervorgegangen, dessen Solum bis 30 cm mächtig wird. An feuchteren Stellen bilden sich schon tirsoide Böden. Zwischen den schütter stehenden Sträuchern bedeckt auch hier noch ein Steinpflaster den Boden und zeigt die starke Wirkung oberflächiger Abspülung an. Diese führte aber nicht zur Entwicklung von ebenen Formen, sondern das Relief ist sehr hügelig und die Flüsse haben sich tief eingeschnitten. Sie liegen im Winter trocken. Ausnahmen bilden wohl nur die Flüsse, die aus dem ei-

gentlichen Hochland kommen, das von der Bati-Scholle durch einen tektonischen Graben getrennt ist. In den trockenen Betten tritt das gröbere Material weitgehend zurück. Es überwiegen Sande mit Kiesbeimengungen mittlerer Korngröße. Größere Gerölle sammeln sich nur dort an, wo blockbedeckte Hänge direkt an das Flußbett treten.

An mehreren Stellen konnten ältere fluviatile Sedimente gefunden werden, die aus sehr groben Kiesen und Lagen von schluffigem Sand und Ton bestehen. Es handelt sich dabei um eine ältere Talverschüttung, die stellenweise bis unter die heutige Talsohle und andererseits bis 20 m über diese reicht. Vereinzelt ist noch eine jüngere Terrasse eingeschnitten, die möglicherweise eine Erosionsform darstellt. Ihr Material unterscheidet sich nicht von dem der höher reichenden Auffüllung. Die Basaltgerölle sind in beiden Fällen unverwittert, es handelt sich demnach um relativ junge Sedimente.

In der Umgebung von Bati herrschen auf den dortigen Ackerflächen braune, kalkfreie Böden vor. In Mulden finden sich Tirse. Die Bodenentwicklung ändert sich von hieraus bis in das eigentliche Hochland nicht mehr in den wesentlichen Zügen.

Auch in den Tälern der am höchsten liegenden Teile des westlichen Randgebietes der Danakil-Region sind häufig ältere fluviatile Akkumulationen anzutreffen. In besonders schöner Ausbildung zeigt sie das Borchana-Tal zwischen Dessie und Komboldscha. Im wesentlichen ist nur eine Terrasse ausgebildet, deren Oberkante ± 20 m über dem heutigen Flußbett liegt. Lagen von groben, gutgerundeten, frischen Basalt-*schottern* wechseln mit braunen, kalhaltigen Lehmen (Photo 8) und werden nach oben von schwarzen oder braunen Lehmen abgedeckt. Der heutige Fluß hat sich mit breitem, in der Trockenzeit nur teilweise wasserführendem Bett in diese Ablagerungen eingeschnitten, ohne deren Untergrund erreicht zu haben. Im Gegensatz zu den trockenen Gebieten werden hier bei Niederschlägen um 1000 mm und einer Meereshöhe von ca. 1800 m beträchtliche Schottermengen transportiert. Eine nennenswerte Akkumulation von Lehmen erfolgt gegenwärtig nicht im Flußbett. Diese setzt erst weiter flußabwärts ein, im zentraleren Teil des langgestreckten Grabens, der von Komboldscha bis nördlich Karakore zieht und dem der Borchana folgt. In diesen Graben ziehen große Schwemmfächer hinein, die überwiegend mit der alten Talauffüllung korrespondieren. Die Schwemmfächer werden von tiefen Rinnen durchzogen, die zeigen, daß stark humose Lehme mehrfach mit mächtigen Schmitzen von groben Schottern wechseln. Solche Lehme liegen auch auf den Schwemmfächern. Diese sind in dem fast ausschließlich ackerbaulich genutzten Gebiet einer kräftigen Bodenerosion ausgesetzt.

Eine in ca. 3 m Tiefe unmittelbar südlich des Flugplatzes bei Komboldscha entnommene Probe von stark humosen Lehm besitzt ein ^{14}C -Alter von 3865 ± 105 a. b. p. (Hv 2791). Selbstverständlich müssen auch hier wieder die üblichen Bedenken gegenüber solchen Daten geltend gemacht werden. Es ist aber doch nicht zu übersehen, daß sich zeitliche Parallelen zu den Ergebnissen aus den anderen Gebieten ergeben. Auch eine weitere Datierung von humosen Lehm aus einer bereits von HÖVERMANN (1954, 102) beschriebenen Grobschotterakkumulation in ca. 2000 m ü. NN bei Ende Medani Alem (nördlich der Amba Alagi) ergab ein ähnliches ^{14}C -Alter, nämlich 3670 ± 105 a. b. p. (Hv 2792). Demnach wären also diese Sedimente ebenfalls in das mittlere Holozän einzuordnen und wohl mit einer pluvialzeitlichen Erhöhung der Niederschläge zu verbinden. Diese braucht keinen besonders großen Umfang besessen zu haben, denn besonders ergiebige Regen zeigen auch heute noch in anschaulicher Weise, wie auf den steilen Hängen Schuttmuren entstehen und den Flüssen große Schuttmassen zugeführt werden (vgl. auch HÖVERMANN

1954, 103). An vielen Orte finden sich auch fossile Schuttmassen (Photo 9). Von ähnlichen Vorgängen in anderen tropischen Gebirgen berichten z. B. in jüngster Zeit MOUSINHO DE MEIS & DA SILVA (1968). Die verstärkte Schuttbildung scheint hier also nicht mit arideren Klimaphasen verbunden zu sein, wie es beispielsweise von TRICART (1959) aus Brasilien mitgeteilt wird. Von großer Bedeutung für die gegenwärtigen Abtragungsvorgänge dürfte auch die starke Lichtung der natürlichen Vegetation durch die amharische Pflugbaukultur sein.

Bedeutsamer und ein in seiner geomorphologischen Wirkung wohl kaum hoch genug einzuschätzender Faktor ist die unerhörte tektonische Aktivität dieses Gebietes, das ja den westlichen Grabenrand der Afar-Scholle bildet. Diese Aktivität, die sich durch häufige Erdbeben noch gegenwärtig äußert, hat gewaltige Gefällunterschiede und damit eine wesentliche Voraussetzung für starke Massenbewegungen geschaffen. Damit dürfte wohl auch ein wichtiger Unterschied zu den Verhältnissen in Godjam gegeben sein. Die großen Höhenunterschiede führen dazu, daß auch unter den jetzigen klimatischen Bedingungen viele der aus dem Hochland kommenden und die Verwerfungen querenden Wasserläufe ein mehrere 100 m breites Hochwasserbett besitzen, in dem gutgerundete Blöcke bis 1 m Durchmesser z. B. ca. 700 m transportiert worden sind. Ein anschauliches Beispiel dafür liegt mit dem Jiara-Tal bei Majete nördlich Karakore vor (Photo 10).

Von nachhaltigem Einfluß auf die fluviatile Akkumulation in diesem Gebiet könnte außerdem eine frühere weitreichende Schneegrenzdepression gewesen sein, wie sie von HÖVERMANN (1954, 104) angenommen wird. Aber selbst unter einem Aspekt, der davon ausgeht, die häufig über 2700 m Meereshöhe aufragenden Teile des Grabenrandes hätten während des Pleistozäns zweimal oberhalb der Schneegrenze gelegen, ist nicht zu erklären, weshalb die Talauffüllung auch in Tälern zu finden ist, deren Einzugsbereich vollständig unterhalb von 2000 m ü. NN liegt⁷⁾.

⁷⁾ Die nur kurzfristigen Untersuchungen im früheren Arbeitsgebiet HÖVERMANNs ergaben, daß Erscheinungen vorkommen, die zwar als glazigen interpretiert, m. E. jedoch auch anders gedeutet werden können. Das gilt vor allem für die von HÖVERMANN (1954, 88 ff.) angenommene winzige Plateauvergletscherung auf der Amba Terica bei Senafé. Grabungen an den dortigen Wällen zeigten, daß diese zumindest an ihren Innenseiten zum Zwecke der Wassergewinnung aufgeschüttete Dämme sind. Endgültige Klarheit ist wahrscheinlich von zukünftigen vollständigen Grabungsschnitten zu erwarten, die aus technischen Gründen 1969 nicht ausgeführt werden konnten. Es sei indessen betont, daß nur ein kleiner Teil der von HÖVERMANN als glazigen gedeuteten Bildungen besucht wurde. Von einer völligen Widerlegung der Angaben HÖVERMANNs kann deshalb nicht gesprochen werden.

Diese Gebiete erreichen also auch noch nicht die fossile und rezente Strukturbodengrenze i. S. von HÖVERMANN (1954, 105 ff.) und die von BÜDEL (1954, 146 ff.) angenommene Zone vorzeitlichen Bodenfließens. Wie eigene Beobachtungen ergaben, sind sowohl auf der Amba Terica in ca. 2700 m Meereshöhe als auch auf dem Gipfelplateau der Amba Alagi in ca. 3400 m vereinzelt Formen zu finden, die als frostbedingte nonsorted circles gedeutet werden können. In größerer Vorbereitung finden sich in den feuchteren Hochlandsbereichen Äthiopiens aber solche Formen erst oberhalb 4000 m. So kommen sie beispielsweise am Batu in Südäthiopien großflächig bei 4100 m vor (vgl. auch WERDECKER 1962, 140). Eindeutige Anzeichen für weitverbreitete fossile oder rezente Solifluktionsbewegungen auf flachen Hängen wurden im westlichen Randgebiet der Danakil-Region nicht gefunden. Die gelegentlich zu beobachtenden Steinlagen in den Böden haben hier zwar im Gegensatz zu den Befunden aus Gojam (KULS & SEMMEL 1965) manchmal eindeutig allochthonen Charakter, sie entstehen aber auch noch gegenwärtig und können deshalb hier nicht als unzweifelhafte Anzeichen eines Klimawechsels gedeutet werden, wie das in anderen Teilen der Tropen möglich ist (vgl. u. a. FÖLSTER 1969). Wiederholt war z. B. zwischen Makallé und Senafé zu beobachten, daß Oberflächen-Steinpflaster mit kolluvialen Bodenmaterial von roter, brauner oder schwarzer Farbe eingedeckt werden.

Die Beobachtungen in den westlichen Randgebieten der Danakilwüste ergaben also ebenfalls Anzeichen für mindestens eine feuchtere Phase im jüngeren Quartär. ¹⁴C-Daten machen auch hier ein mindestens mittelholozänes Alter wahrscheinlich, so daß sich eine zeitliche Parallelisierung mit den Befunden aus der Danakilwüste aufdrängt. Das würde bedeuten, daß sich dieses „tropische Pluvial“ nicht mit den mitteleuropäischen Kaltzeiten zeitlich gleichsetzen läßt. Daraus ergäbe sich eine weitere Konsequenz. Wenn die ehemaligen Schneegrenzdepressionen der afrikanischen Hochgebirge und hier besonders die einiger äthiopischer Berge den mitteleuropäischen Kaltzeiten entsprechen (vgl. z. B. WOLDSTEDT 1965, 17), dürften sie zeitlich nicht zumindest nicht voll mit dem hier angenommenen „Pluvial“ übereinstimmen. Es wäre dann aber auch zu bezweifeln, ob die vor allem von NILSSON (1964, 45 f.) vertretene Auffassung von der Zusammengehörigkeit zwischen ehemaligen Schneegrenzdepression und alten Seenhochständen in Äthiopien wirklich generell zutrifft. Die Beweiskraft der hier vorgelegten Beobachtungen und Datierungen reicht m. E. für eine endgültige Beantwortung dieser Fragen nicht aus. Zukünftige Untersuchungen sollen vor allem von der paläontologischen Seite her weitere Unterlagen schaffen, die für eine weitergehende Rekonstruktion der Klima- und Reliefentwicklung in diesem Gebiet unerlässlich sind.

Das gilt auch für die anschließend noch kurz er-

örterten anderen Randgebiete der Afar-Region. MOHR, (1964, 205) weist z. B. auf Terrassen mit „pluvialen Alluvium“ in der Umgebung von Addis Abeba hin⁸). Bei Awash-Station sind ebenfalls Reste älterer grober Schotter zu finden. Vom Nordrand des Chercher-Gebirges erwähnt SCHOTTENLOHER (1939, 269) solche Akkumulationen, hält sie aber für tektonisch bedingt. LEBLING & NOWAK (1939, 18 f.) fanden dagegen in dem von ihnen untersuchten Teil des Chercher-Gebirges keine Aufschüttungsterrassen. Gegenwärtig sind meist sehr feinkörnige ältere Akkumulationen mehrfach bei Dire Dawa und in den Tälern zwischen Harrar und Jijigga aufgeschlossen. Auf den Kalkgesteinen dieses Gebietes liegt über einer rötlichen Verwitterungszone oft ein kolluvialer schwarzer Boden. An der Grenze zwischen beiden Substraten ist eine dichte Kalkkruste ausgebildet. Von der gut herauspräparierten Kalk-Schichtstufe westlich Jijigga wanderte das schwarze Kolluvium über den tieferliegenden rötlichen Sandstein und das rötlichbraun verwitterte Kristallin hinweg. Die Höhe über NN beträgt hier stellenweise nur ca. 1600 m. Deshalb fällt es schwer, diese Erscheinungen mit dem von BÜDEL konstatierten „vorzeitlichen Bodenfließen“ in anderen Teilen Äthiopiens zu verbinden, das bekanntlich nicht unter 2600 m hinabgereicht haben soll. Es gelang bisher nicht, für diese Beobachtungen eine widerspruchsfreie Deutung zu finden. Deshalb soll auch ohne weitere Untersuchungen nicht versucht werden, sie klimageschichtlich auszuwerten.

Literatur

Awash Report: Vgl. Imp. Eth. Gov.

BANNERT, O., BRINCKMANN, J., KÄDING, K.-CHR., KNETSCH, G., KÜRSTEN, M., MAYRHOFER, H.: Zur Geologie der Danakil-Senke (nördliches Afargebiet, NW-Äthiopien). – Erscheint in Geol. Rdsch. 59, Stuttgart 1970.

BONNEFILLE, R.: Contribution à l'étude d'un niveau pleistocène de la haute vallée de l'Aouache (Ethiopie). – C. R. Acad. Sc. Paris, 266, 1968, Ser. D, 1229–1232, 1 Tab., Paris 1968.

BÜDEL, J.: Bericht über klimamorphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika. – Erdkde., 6, 104–132, Bonn 1952.

– : SINAI, „die Wüste der Gesetzesbildung“, als Beispiel für die allgemeine klimatische Wüstenmorphologie. – Mortensen-Festschr., Raumforsch. u. Landesplan., Abh., 28, 63–85, Bremen 1954 (1954a).

– : Klimamorphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953. – Erdkde., 8, 139–156, 1 Abb., Bonn 1954.

– : Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge (Zentrale Sahara). – Erdkde., 9, 100–115, 6 Abb., Bonn 1955.

– : Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. – Eiszeitalter und Gegenwart, 14, 161–187, 1 Abb., Öhringen 1963.

⁸) Vgl. hierzu auch neuerdings CHAVAILLON & TAIEB (1968); BONNEFILLE (1968); TAIEB (1970).

- : Das System der klimagenetischen Geomorphologie. - Erdkde., 23, 165-183, Bonn 1969.
- BUTZER, K. W. & HANSEN, C. L.: Desert and River in Nubia. - 562 S., zahlr. Abb., Univers. of Wisc. Press, Madison, Milwaukee and London 1968.
- BUTZER, K. W. & THURBER, D. L.: Some late Cenozoic Sedimentary Formations of the Lower Omo Basin. - Nature, 222, 1132-1137, 2 Abb., 1 Tab., St. Albans 1969.
- CHAVALILLON, J., et TAIEB, M.: Stratigraphie du Quaternaire de Melka Kontouré (vallée de l'Aouche, Ethiopie). - C. R. Acad. Sc. Paris, 266, 1968, Ser. D, 1210-1212, Paris 1968.
- DAINELLI, G.: Geologia dell' Africa Orientale. - Real. Acc. d'Italia, 7 Vol. 3, 748 S. 57 Fig., Rom 1943.
- ERGENZINGER, P.: Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. - Z. Geom., NF, 12, 98-104, Berlin 1968.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Eiszeitklima in Nordafrika. - Geol. Rdsch., 54, 399-414, 11 Abb., Stuttgart 1965.
- FLOHN, H.: Zur meteorologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 14, 153-160, Öhringen 1963.
- FÖLSTER, H.: Late Quaternary erosion phases in SW-Nigeria. - Bull. Ass. Sénégal. ét. Quatern. Quest Afr., 21, 29-35, 2 Fig., Dakar 1969.
- FÜRST, M.: Hammada-Serir-Erg.-Z.Geom., 9, 385-421, 2 Taf., 19 Abb., Berlin 1965.
- HAGEDORN, H.: Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. - Deutsch. Geogr. Tag Bad Godesberg 1967, Tag. Ber. u. wiss. Abh., 401-411, 3 Ktn., 2 Abh., Wiesbaden 1968.
- HÖVERMANN, J.: Über glaziale und „periglaziale“ Erscheinungen in Erithrea und Nordabessinien. - Mortensen-Festschr. Raumforsch. u. Landesplan., Abh., 28, 87-111, 10 Abb., 4 Fig., 1 Kte., Bremen 1954.
- : Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. - Les Congr. et Coll. de L'Univ. de Liège, 40, 193-156, Liège 1967.
- HORTON, R. E.: Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. - Geol. Soc. Am. Bull., 56, 275-370, New York 1945.
- IMPERIAL ETHIOPIAN GOVERNMENT, United Nation Special Fund Project: Report on Survey of the Awash River Basin. - 5 Bde., Rom 1965.
- KNETSCH, G.: Beiträge zur Kenntnis von Krustenbildungen. - Z. deutsch. geol. Ges., 89, 177-192, 2 Abb., 3 Taf., Berlin 1937.
- : Danakil-Reconnaissance 1968. - Erscheint in „Graben-Problems“, herausgegeben durch H. Illies.
- KULS, W. & SEMMEL, A.: Beobachtungen über die Höhenlage von zwei klimamorphologischen Grenzen im Hochland von Godjam (Äthiopien). - Peterm. Geogr. Mitt., 106, 279-284, 1 Taf., Gotha 1962.
- : Zur Frage pluvialzeitlicher Solifluktionvorgänge im Hochland von Godjam. - Erdkde., 19, 292-297, 5 Bilder, Bonn 1965.
- LEBLING, C. & NOWAK, E.: Geologische Forschungen im Tschertscher-Gebirge Ost-Abessiniens. - N. Jb. Min., Geol. Paläont., 81, Abt. B, 1-22, Stuttgart 1939.
- MECKELEIN, W.: Forschungen in der zentralen Sahara. - 1-181, 20 Abb., 61 Fotos, 2 Farbtaf., Braunschweig 1959.
- MENSCHING, H.: Bergflußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. - Geol. Rdsch., 58, 62-82, 10 Abb., Stuttgart 1968.
- MINUCCI, E.: Ricerche geologiche nella regione del Semién. - Missione di Studio al Lago Tana, Reale Ac. d'Ital., XVI, 37-46, 5 Fig., Rom 1938.
- MOHR, P. A.: The Geology of Ethiopia. - I-V, 1-268, 19 Fig., Asmara 1964.
- : Tectonics of the Dobi Graben Region, Central Afar, Ethiopia. - Smithsonian Inst., Astrophys. Obs. Cambridge, Mass. 02 138, 24 S., 8 Fig., Cambridge 1969.
- MOUSINHO DE MEIS, R. & SILVA, J. X. DA: Mouvements de masse récents, à Rio de Janeiro: une étude de géomorphologie dynamique. - Rev. Geom. dyn., XVIII e A., 145-151, 7 Fig., Paris 1968.
- NESBITH, L. M.: Danakil traversed from South to North in 1928. - Geogr. J., 76, 298-315, 1 Fig., London 1930.
- NILSSON, E.: Ancient changes of climate in British East Africa and Abyssinia. - Geogr. Ann., 22, 1-79, Stockholm 1940.
- : Pluvial lakes and glaciers in East-Africa. - Stockh. Contr. Geol., 11, 21-57, 14 Fig., 2 Tab., Stockholm 1964.
- PICHI-SERMOLLI, R. E. G.: Una carta geobotanica dell' Africa Orientale. - Webbia, XIII, n. 1, 15-132, 21 Fig., 1 Kte., Florenz 1957.
- SCHOTTENLOHER, R.: Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien. - Pet. Geogr. Mitt., 85 Jg., 265-277, 8 Abb., 2 Bild., Gotha 1939.
- SCHWARZBACH, M.: Das Alter der Wüste Sahara. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1953, 157-174, 3 Abb., Stuttgart 1954.
- SEMMEL, A.: Intramontane Ebenen im Hochland von Godjam (Äthiopien). - Erdkde., 17, 173-189, 4 Abb., 9 Bild., 1 Tab., Bonn 1963.
- : Beitrag zur Kenntnis einiger Böden des Hochlands von Godjam. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 8, 474-487, Stuttgart 1964.
- SCOTT, H.: Biographical research in High Simien (N. Ethiopia), 1952-1953. - Proc. Linn. Soc., London, 170, Part I, 1-91, 17 Taf., 2 Ktn., 6 Fig., London 1958.
- STONE, R. O.: A Desert Glossary. - Earth - Sci. Rev., 3, 211-268, 37 Fig., Amsterdam 1967.
- TAIEB, M.: Stratigraphie du Quaternaire de la vallée de l'Aouache (Ethiopie) et ses rapports avec la tectonique. - Bull. Liais., 25, 47-52, 4 Abb., Dakar 1970.
- TAZIEFE, M. H.: Tectonique de l'Afar septentrional (Ethiopie). - C. R. Acad. Sc. Paris, 268, 1969, 2030-2033, Paris 1969.
- TRICART, J.: Division morphoclimatique de Bresil Atlantique Central. - Rev. Geom. Dyn., IX, Nos 1-2, 1-22, Straßburg 1958.
- TROLL, C. & SCHOTTENLOHER, R.: Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien. - Pet. Geogr. Mitt., 85. Jg., 217-238, 1 Kte., Gotha 1939.
- WEISE, O.: Zur Morphodynamik der Pediplanation. - Erscheint in Z. Geom., Supplementbd., 10, Ende 1970.
- WERDECKER, J.: Beobachtungen in den Hochländern Äthopiens auf einer Forschungsreise 1953/54. - Erdkde., 9, 305-317, 1 Kte., 10 Bild., Bonn 1955.

- : Untersuchungen in Hochsemen. – Mitt. geogr. Ges. Wien, 100, 58–66, 1 Abb., 4 Bilder, Wien 1958.
- : Geographische Forschungen in N-Äthiopien. – Erziehung als Beruf und Wissenschaft, Festgabe f. F. Frost, 150–157, Frankfurt a. M. 1961.
- : Eine Durchquerung des Goba-Massivs (Südäthiopien). – Hermann v. Wissmann-Festschr., 132–145, 6 Abb., 1 Kartenskizze, Tübingen 1962.
- WICHE, K.: Fußflächen und ihre Deutung. – Mitt. österr. geogr. Ges., 105, 461–474, 3 Abb., 5 Bild., Wien 1963.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. – Bd. 3, 2. Aufl., 328 S., 97 Abb., 18 Tab., Stuttgart 1965.

LANDSCHAFTSÖKOLOGISCHE GRUNDLAGENFORSCHUNG IN TROCKENGEBIETEN. DARGESTELLT AN BEISPIELEN AUS DER KALAHARI UND IHREN RANDLANDSCHAFTEN¹⁾

Mit 3 Abbildungen, 4 Photos und 1 Beilage (IV)

HARTMUT LESER

Summary: Basic landscape ecology in arid regions

Landscape changes in South and South West Africa which have occurred as a result of overuse of arable or grazing land are as worthy of research in physical geography as the landscapes which have been little or entirely untouched by man. The investigation of landscape content forms part of an analysis of landscape ecology. Its values must be considered at all levels of landscape discussion so that a quantitative estimate will emerge from the general classification of natural physical units.

A determination of natural potential for economic development can emerge from the content analysis of natural physical units. In this way a proper, environmentally adjusted use can be achieved. Using the example of the peripheral landscapes of the Kalahari, it is shown that use has already made serious inroads into the landscape budget which will be difficult to correct. Because of this, a physiogeographical inventory should always precede planning and use; this inventory should not only encompass all the geofactors but also take into account the varying dimensions of the natural areas.

Die meisten südwest- und südafrikanischen Landschaften sind mit Wüsten-, Halbwüsten-, Savannen- und Steppenvegetation bedeckte Trockengebiete. Obwohl in vielen Fällen ausgedehnte Pflanzenformationen zu erwarten wären, erscheinen die meisten dieser Landschaften wie Halbwüsten. Als Ursache dafür müssen vom Menschen ausgelöste Änderungen im Naturhaushalt angenommen werden, die das natürliche Gleichgewicht so stark beeinflusst haben, daß sich die Landschaften von selbst nicht wieder regenerieren können. Dieses Zusammenspiel von natürlichen und anthropogenen Faktoren ist inzwischen so intensiv geworden, daß sich bei den Landschaftsschäden Ursache und Wirkung nicht mehr auseinanderhalten lassen. Für den Geographen erwächst daraus die Aufgabe, darzulegen, auf welche Weise in Zukunft vernünftig zu wirtschaften ist und wie das natürliche Gleichgewicht erhalten bzw. wiederhergestellt werden

kann. Vorschläge dazu besitzen jedoch nur dann Wirkung, wenn man sich unvoreingenommen über den gegenwärtigen Zustand der Landschaft Klarheit verschafft hat. In Wirklichkeit ignoriert aber der wirtschaftende Mensch die natürlichen Gegebenheiten und ihr Zusammenspiel in der Landschaft.

1. Die südafrikanischen Trockengebiete und ihre Stellung zu Mensch und Wirtschaft

Eine Abgrenzung der südafrikanischen Trockengebiete ist schwer: Allein nach Vegetation, Niederschlag oder anderen Faktoren vorzugehen, führt zu keinem Ziel. Am sinnvollsten ist die Abgrenzung immer noch nach Zahl der humiden und ariden Monate durchzuführen. Sie allein entscheidet über das Fortkommen der Vegetation oder der Feldfrüchte, da die thermischen Bedingungen auf dem südafrikanischen Subkontinent im Durchschnitt als günstig zu bezeichnen sind.

Die gesamte Westhälfte des Subkontinents hat weniger als vier humide Monate, wobei die Bilanz mancher Einzellandschaft für sich genommen noch wesentlich ungünstiger sein kann. Erst östlich der Höhe des Zusammenflusses von Vaal und Oranje nimmt die Zahl der humiden Monate zu und erst mit der Annäherung an das Große Escarpment wird die Klimatische Trockengrenze (6–7 humide Monate) erreicht. Wenn der aride Westen des Subkontinents hier als einheitlich betrachtet wurde, bedeutet das eine ziemliche Generalisierung. Tatsächlich breiten sich nämlich die Wüstenklimate der Namib weit nach Südosten bis an die Karroo aus, so daß der gesamte Südwesten jenseits der Linie Windhoek–Gobabis–Kimberley–Cradock – natürlich mit Ausnahme des (engeren) Kaplandes – außerhalb der Regenfeldbaugrenze liegt. Wüsten und Steppen, weiter im Norden auch Savannen, beherrschen diese Landschaften. Dabei handelt es sich zumeist um lichte Dorn- und Sukkulente-steppen bzw. -savannen, die mit Erreichen des Sandgebiets der Kalahari in Dornbaum- und Dornstrauch-

¹⁾ Die Forschungsreisen nach Südwest- und Südafrika waren nur durch großzügig gewährte Reisebeihilfen der Deutschen Forschungsgemeinschaft möglich, für die ich mich auch an dieser Stelle herzlich bedanken möchte.