

BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

ZUR FRAGE PLUVIALZEITLICHER
SOLIFLUKTIONSVORGÄNGE IM HOCHLAND
VON GODJAM (ÄTHIOPIEN)

Mit 5 Bildern

WOLFGANG KULS und ARNO SEMMEL

Summary: The problems of pluvial solifluxion processes in the Godjam Highland, Ethiopia.

During a stay of some time in the highland of Godjam, northern Ethiopia, devoted to geographical research, the authors of this paper have made a number of observations relating to the question whether present land forms and soil profiles allow conclusions to be drawn as regards pronounced solifluxion processes due to frost action during the Pluvial period. It emerges, however, that the widely found shallow little valleys as well as the frequently occurring stonelayers may be explained equally well as the result of recent denudation and weathering processes without having to involve frozen ground.

Im Verlauf einer Forschungsreise durch die vom großen Nilbogen umschlossene nordäthiopische Provinz Godjam (10–12° nördl. Breite) konnten Beobachtungen zur Frage der pleistozänen Vergletscherung gesammelt sowie Untersuchungen über rezente und fossile frostbedingte Solifluktionerscheinungen vorgenommen werden.

An anderer Stelle wurde bereits mitgeteilt (KULS und SEMMEL 1962), daß sich innerhalb des Hochlandes von Godjam einschließlich der bis über 4000 m aufragenden Tschokeberge keine eindeutigen Belege für eine pleistozäne Vergletscherung finden lassen und daß das Bergland dieses Teiles Äthiopiens gegenwärtig unterhalb der unteren Grenze des frostbedingten Bodenfließens liegt. Diese Ergebnisse widersprechen nicht den Angaben, die von NILSSON (1935), MINUCCI (1938), BÜDEL (1954) und WERDECKER (1955, 1958) über die Verhältnisse in Hochsemen gemacht werden. Danach lag dort die Schneegrenze während der pleistozänen Depression bei 4200 m (mit Ausnahme von NILSSON sind sich die genannten Autoren darin einig, daß nur die Spuren einer Pluvialzeit nachzuweisen sind). Die rezente untere Strukturbodengrenze (= untere Grenze der frostbedingten Solifluktion) ist nach BÜDEL und WERDECKER etwa in der gleichen Höhenlage anzusetzen.

Bei Untersuchungen in Eritrea und Tigre ist HÖVERMANN (1954) indessen zu wesentlich anderen Ergebnissen gekommen. Er nimmt für diese Landesteile eine pleistozäne Schneegrenzdepression bis unter 3000 m an und setzt nach seinen Befunden die rezente untere Strukturbodengrenze mit rund 2600 m fest. Außerdem macht HÖVERMANN Angaben über die Lage der unteren Strukturbodengrenze während des Pleistozäns: sie hat seiner Auffassung nach nur 100 bis 200 m unterhalb der rezenten gelegen. Rezente und fossile untere Strukturbodengrenze fallen demnach also fast zusammen, während für die pleistozäne Schneegrenzdepression nach HÖVERMANN (1954, 105) eine Spanne von fast 1800 m anzunehmen ist¹⁾. Demgegenüber hält

BÜDEL (1954, 147) eine Schneegrenzdepression von nur rund 700 m für wahrscheinlich, doch soll die untere Grenze der frostbedingten Solifluktionerscheinungen während der Pluvialzeit gegenüber der Gegenwart um etwa 1600 m tiefer gelegen haben, womit man mit dieser Grenze etwa in den gleichen Höhenbereich gelangt, in dem auch HÖVERMANN die Untergrenze morphologisch wirksamer Solifluktionvorgänge während des Pleistozäns annimmt. Zu einer ähnlichen Auffassung wie BÜDEL gelangt auch WERDECKER (1961, 156).

Ein so tiefes Hinabgreifen der Solifluktionvorgänge ist nach BÜDEL nicht nur auf den Frost, sondern auch noch auf andere Wirkungen des pluvialzeitlichen Klimas zurückzuführen, so vor allem auf Niederschlagszunahme, Verkürzung der Trockenzeit und schwächere Verdunstung. Die daraus resultierende stärkere Durchfeuchtung der Erdmassen habe zu intensiven Bodenversetzungen geführt, was wiederum die Ursache für die Ausbildung eines besonderen Großformenschatzes auf den hochgelegenen Altlandflächen Äthiopiens gewesen sei. Die hier entstandene „Mulden- und Hügellandschaft“ weise eine funktionsbedingte Ähnlichkeit mit der mitteleuropäischen „Periglaziallandschaft“ auf.

Die in Godjam durchgeführten Untersuchungen, über die an dieser Stelle berichtet wird, sollten klären, inwieweit auch hier Anzeichen eines früheren Bodenfließens mit entsprechenden Auswirkungen auf die Oberflächengestaltung vorhanden sind und ob damit auch in diesem Landesteil oberhalb von 2500–2600 m die Ausgliederung eines mit den heutigen Formbildungsvorgängen nicht zu erklärenden vorzeitlichen Höhengürtels im klimamorphologischen Sinne notwendig ist.

Als besonders bemerkenswerte Erscheinungen dieses Höhengürtels, der also vornehmlich durch tiefgründige, unter dem Einfluß von pluvialzeitlichen Klimabedingungen zustandegekommene Bodenbewegungen geprägt sein soll, beschreibt BÜDEL einerseits gut ausgeprägte, mehr oder weniger breite Muldentäler, die allmählich und knicklos zu den steileren Seitenhängen hinanführen, und andererseits die an vielen Stellen aufgeschlossenen Bodenprofile mit Steinlagen.

Auch im Hochland von Godjam, das nur mit einem bescheidenen Flächenanteil über 3000 m aufragt, lassen sich ähnliche Talbildungen und Profile finden. Es lag deshalb nahe, hier an eine gleichartige Genese zu denken, auch diese Bildungen als Zeugnisse eines kühleren und feuchteren Klimaabschnittes während des Pleistozäns anzusehen. Bei näherer Untersuchung stellte sich jedoch heraus, daß innerhalb des Arbeitsgebietes weder die Bildung von zahlreich anzutreffenden Muldentälchen noch das Auftreten von Steinlagen in einen erkennbaren Zusammenhang mit fossilem Bodenfließen zu bringen ist, sondern daß sich die For-

¹⁾ HÖVERMANN rechnet überdies noch mit einer älteren pleistozänen Vereisung, deren Schneegrenzdepression etwa 2000 m betragen habe.

men und Profile aus gegenwärtig ablaufenden morphologischen Vorgängen erklären lassen. Im folgenden werden hierzu Einzelheiten mitgeteilt.

a) Muldentälchen

Zu den charakteristischen Großformen des Hochlandes von Godjam, insbesondere der südlich an die Tschokeberge angrenzenden Landesteile, in denen wir uns längere Zeit aufhalten konnten, gehören zahlreiche, über viele Kilometer hinziehende Bergrücken, die sich allmählich oder auch stufenweise abfallend, in ihrer Mehrzahl von den höchsten Erhebungen des Berglandes radial gegen das Nital hin erstrecken. Sie werden voneinander entweder durch breite und vielfach sehr tief eingeschnittene Kerbtäler – so vor allem im näheren Umkreis der Tschokeberge – oder durch weitgespannte Ebenen (SEMMELE 1963) getrennt. Die Flanken der Bergrücken bzw. die Hänge der großen Täler weisen nur selten ein gleichmäßiges Gefälle auf. Vielmehr treten an ihnen innerhalb des ganzen Untersuchungsgebietes sehr häufig ansehnliche unverwitterte Trapplagen zutage, die dann Steilhangpartien von beträchtlicher Höhe bilden. Für die Mehrzahl der Hänge ist also eine mehr oder weniger ausgeprägte Treppung charakteristisch. Steilhänge und -kanten sind nur an wenigen Stellen von schmalen, jedoch selten sehr tiefen Kerben und hier und da auch von Schluchten zerschnitten. Wo das der Fall ist, findet sich gewöhnlich ein kleiner Bach, der sich weiter abwärts in flachen Partien des Berghanges meist nur wenig eingeschnitten hat und so im ganzen ein äußerst ungleichmäßiges Gefälle aufweist. Die Quelle eines solchen Baches ist vielfach in einer unmittelbar oberhalb der Steilkante ausgebildeten flachen, muldenartigen Hohlform zu finden, die, selten mehr als einige hundert Meter lang, einem periglazialen Dellentälchen überaus ähnlich ist²⁾ (s. Bild 1).

Um den Aufbau und die Genese dieser zuletzt genannten Formen zu ergründen, wurden in mehreren Fällen Schürfe angelegt, so vor allem in der Gemarkung Tschabi etwa 25 km nördlich von Debra Markos in 2700–2800 m Höhe. Dabei zeigte sich, daß im Bereich des Talgrundes bis auf dessen Ausgang in der Regel nur tief zersetzter Basalt ansteht. Von vereinzelt vorkommenden Blöcken abgesehen, wurden keinerlei Schuttagerungen festgestellt, die sich als solifluidal bewegt deuten ließen. Im Gegensatz zu dem tiefen Basaltzersatz des Talgrundes findet man an den flachen konkaven Hängen öfters unverwitterte oder doch nur wenig angegriffene Basaltlagen als kleine Geländekanten ausgebildet. Vor derartigen, oft nur wenige Dezimeter hohen Kanten liegen dann zu meist zahlreiche gut gerundete Basaltblöcke, die als nicht transportierter Rest einer verwitterten Basaltdecke zurückgeblieben sind. Sie liegen unmittelbar dem in situ verwitterten Gestein auf. In keinem der Schürfe konnte irgendein Anzeichen für einen Transport dieser Blöcke durch Solifluktion erkannt werden.

Im Gegensatz zu den von BÜDEL beschriebenen Talformen, die in der Mehrzahl allerdings wohl beträchtlich größere Ausmaße haben, vor allem länger sind

und z. T. auch steilere Hänge aufweisen, können die hier geschilderten Muldentälchen ihre Entstehung also kaum einem vorzeitlichen Bodenfließen verdanken. Vielmehr wird man darin nach dem geschilderten Befund die Auswirkung der selektiven Verwitterung und der Abtragung unter den gegenwärtig herrschenden Klimaverhältnissen des Hochlandes zu sehen haben. Während sich im Bereich des freigelegten, unverwitterten Basalts in der Steilkante des Berghanges nur eine enge Schlucht ausbildete, schritt die Ausräumung in dem oberhalb davon gelegenen, tief verwitterten Gestein sehr viel rascher voran und schuf hier eine größere Hohlform.

Bei einem Vergleich der Formen mit den von BÜDEL geschilderten Talbildungen muß neben den sicher verschiedenartigen Größenverhältnissen noch berücksichtigt werden, daß die Muldentälchen im Hochland von Godjam nicht im Bereich der schwarzen bzw. dunkelbraunen Böden der Dega-Stufe, sondern in der Zone der roten Böden liegen. Letztere reichen in Godjam, wo oberhalb von 3000 m keine ausgedehnten Flächen erhalten sind, wesentlich höher (bis etwa 3000 m) hinauf, als es BÜDEL (1954, 144 f.) aus anderen Teilen Äthiopiens berichtet. Die höchstgelegenen Teile der Tschokeberge, die oberhalb der um 3600 m liegenden Anbaugrenze von *Erica*-Wäldern, dichten *Lobelia*-Beständen und an versumpften Stellen von *Carex*-Polstergräsern bedeckt sind, sind von jungen V-Tälern mit größtenteils steilen Hängen (oft über 20°) zerschnitten. Hier vielleicht einst vorhandene Solifluktionsdecken dürften durch die junge, sehr kräftige Talentwicklung beseitigt worden sein. Muldenartige Talformen gibt es hier nicht.

b) Steinlagen in den Basaltböden

Steinlagen oder – im Profil gesehen – Steinhorizonte sind in tropischen Böden häufig beobachtet und beschrieben worden, unter anderen von DE HEINZELIN (1955), RUHE (1959) und TRICART (1958). Auch auf Exkursionen, die anlässlich des XVIII. Intern. Geogr. Kongresses in Rio de Janeiro stattfanden, wurden im Gebiet des Itatiaia und in der Serra da Mantiqueira ähnliche Bildungen angetroffen (LEHMANN 1957, MACAR 1957 und RAYNAL 1957).

Aus den erwähnten Arbeiten muß man entnehmen, daß derartige Steinlagen auf sehr verschiedene Weise entstehen können. So erörtert DE HEINZELIN mehrere Bildungsursachen. Neben Erosions-, Sedimentations- und Bodenbildungsprozessen mißt er besonders der Tätigkeit der Termiten größere Bedeutung bei. Nach seiner Ansicht sind diese in den Savannen maßgeblich an der Entstehung der lockeren Überdeckung von Steinlagen beteiligt. RUHE, der auch Steinlagen in außertropischen Gebieten untersuchte, kommt zu dem Schluß, daß die Bildungen fossile Landoberflächen aufliegen, die später überlagert wurden. Die Steinlagen seien infolge Fortführung des feineren Materials durch spülendes Wasser entstanden, wörtlich: durch „erosion by running water“. Er wendet sich gegen Deutungen, wie sie etwa von SHARPE (1938) geäußert werden, der annimmt, daß sich die Steine im Gekriech anreichern.

Eine ähnliche Genese wie RUHE nimmt auch TRICART (1958) für Geröllhorizonte an, die in brasilian-

²⁾ Vgl. die Beschreibung ähnlicher Formen bei KULS und SEMMELE 1962, 282 f.

nischen Böden auftreten. Diese seien infolge eines Klimawechsels im Quartär entstanden. Trockeneres Klima habe dazu geführt, daß durch seltene, aber sehr heftige Regenfälle die oberflächige Abspülung sich viel intensiver auswirken konnte als unter den Bedingungen eines feuchteren Klimas. Als Folge davon seien Lagen von Sand oder größerem Material entstanden, die später bei feuchterem Klima wieder von feinkörnigem Sediment überlagert worden wären.

Auch BÜDEL deutet die an vielen Orten des äthiopischen Hochlandes in den Böden zu beobachtenden Steinlagen als Produkte eines quartären Klimawechsels. Die von ihm geschilderten, aus gerundeten Basaltblöcken bestehenden Steinlagen liegen in der Regel einem roten Lehm auf. Das Hangende der Steinlagen bildet dagegen ein schwarzer Boden. Die Entstehung des roten Bodens führt BÜDEL auf ein wärmeres Klima mit Rotlehm Bildung zurück, das wahrscheinlich in einer älteren Verwitterungsphase bis in größere Höhen gereicht habe. Während der Pluvialzeiten sei es dann zu tiefgründigen Bodenbewegungen und zu einer Überlagerung des roten Bodens mit Basaltblöcken gekommen. Auf diesen Blök-

ken hätte sich postpluvial der schwarze Boden entwickelt³⁾.

Ähnliche Profile sind im Hochland von Godjam an zahlreichen Orten zu beobachten. Für die hier anzutreffenden Steinlagen kann zunächst ohne Einschränkung die Definition gelten, die RUHE (1959, 223) gibt: „A stone line is a concentration of coarser rock fragments in soils; in cross section it may be a line, one stone in thickness, that generally is overlain by variable thickness of finer-textured sediment.“

Die an mehreren Profilen innerhalb des Arbeitsgebietes vorgenommenen Untersuchungen ergaben jedoch, daß die hier innerhalb des Basalttafellandes vorhandenen Steinlagen nicht auf eine der eben geschilderten Arten, sondern noch auf andere Weise entstanden sein müssen.

Hierzu die nähere Beschreibung eines Aufschlusses: er liegt wenige Kilometer westlich von Debra Markos, der Provinzhauptstadt Godjams, an der Straße nach Bure an der sanft abfallenden Stirnseite eines der eingangs geschilderten Bergrücken in etwa 2500 m

³⁾ Vgl. BÜDEL 1954, 146–147.



Bild 1: Muldentälchen in der Gemarkung Tschabi (etwa 2700 m).

Bild 2: Steinlage westlich Debra Markos an der Straße nach Bure (Höhe ü. NN \pm 2600 m; weißer Block links 40 cm lang).



Bild 3: Blick auf die freigelegte Oberfläche der Steinlage (Aufschluß westlich Debra Markos).

Bild 4: Nadelige Absonderung im gelblichbraunen tonigen Lehm im Liegenden der Steinlage (Aufschluß westlich Debra Markos).

Höhe (s. Bild 2). Im oberen Teil des Profils ist unter einer geschlossenen Decke von Hartgräsern ein 120 cm mächtiger schwarzer lehmiger Ton aufgeschlossen (Munsell-Wert 2.5 Y 4/2). In diesem liegen vereinzelt Basaltblöcke unterschiedlicher Größe mit einer weißen Rinde. Außerdem sind kleine Fe-Mn-Konkretionen zu beobachten. An der Basis des dunklen Bodens ist eine aus kleinen, gleichfalls weißgerindeten Basaltbrocken bestehende Steinlage ausgebildet. Im Gegensatz zu den Basaltblöcken im hangenden Teil des Profils, deren Basalt eine regellose Textur besitzt, zeichnet sich der Basalt der Steinlage durch eine horizontale Parallel-Textur aus. Die Brocken der Steinlage wirken sehr gut abgerundet und scheinen einen geröllähnlichen Habitus zu besitzen. Das Bild 3 zeigt jedoch, daß dieser Eindruck täuscht; die Oberfläche der einzelnen Steine ist vielmehr mit Löchern und Höckern übersät und zeugt von kräftiger chemischer Verwitterung. Das wird auch durch die Lage der Steine deutlich, die zu erkennen ist, wenn man das hangende Feinmaterial abräumt. Bild 3 gibt einen Blick auf die so freigelegten Basaltbrocken wieder. Eine besondere Einregelung ist nicht zu beobachten, vielmehr fällt auf, daß die einzelnen Brocken sehr dichtgelagert sind. Besonders klar ist das auf Bild 3 links unten zu beobachten. Geht man in die Richtung, in die das Messer zeigt, um eine gute Klinglänge weiter, so erreicht man einen Basaltbrocken, dessen konkave, zur unteren Bildkante geneigte Oberfläche sehr gut in die leicht konvexe Oberfläche des nach rechts anschließenden Brockens eingepaßt ist. Eine ähnlich gute Einpassung zeichnet auch viele der übrigen Steine aus. Der Gedanke, daß irgendein Transport diese Lagerung verursacht haben könnte, dürfte kaum zu vertreten sein. Die Aufnahme deutet indessen nur an, was am Profil selbst gut zu erkennen ist: die Steinlage ist der Rest einer in situ verwitterten Basaltdecke. Die einzelnen Brocken sind nur durch Korrosionsfugen voneinander getrennt, sie befinden sich noch im ursprünglichen Gesteinsverband.

Unmittelbar unter der Steinlage folgt, scharf abgesetzt, ein brauner toniger Lehm, der von zahlreichen, sich schneidenden Klüften durchsetzt ist. Eine nadel-förmige Absonderung steht senkrecht auf den Klüftflächen. Sie ist direkt an den Flächen am deutlichsten ausgeprägt und verliert sich nach ein bis zwei cm (s. Bild 4). Auf den Klüftflächen treten violette Mn-Fe-Anflüge auf.

Wahrscheinlich stellt der braune Lehm eine ältere Bodenbildung bzw. deren Relikt dar, über die eine jüngere basaltische Lava hinweggeflossen ist⁴⁾. Es ist anzunehmen, daß dabei als Folge des Kontaktes die Klüftung und die nadelige Absonderung entstanden. Die braune Farbe des Materials dürfte auf eine reduzierende Wirkung des Basaltkontaktes zurückzuführen sein, denn im liegenden Teil des Profils überwiegen rötlichbraune Farbtöne. In diesem Bereich werden auch die Klüftung und die nadelige Absonderung un-

deutlicher. Es wird also vor der jungen Basaltförderung ein rotbrauner Boden vorhanden gewesen sein, von dem nur der obere Teil durch den Basaltkontakt verändert worden ist.

Trifft diese Deutung zu, so liegen hier nicht nur zwei zeitlich, sondern auch zwei genetisch verschiedene Bodenbildungen übereinander, denn rotbraune und schwarzbraune Böden entsprechen in der rezenten Catena dieses Gebietes verschiedenen Standortsbedingungen. Während der dunkle Boden bevorzugt in schlecht drainierten Gebieten, z. B. in vielen Ebenen und an Unterhängen auftritt, ist der rotbraune Boden auf den besser drainierten Höhenrücken und deren Flanken verbreitet (SEMMELE 1964)⁵⁾.

Der dunkle Boden wird bei starker Durchfeuchtung tiefschwarz und steht in der Regenzeit unter dem Einfluß von Staunässe. In der Trockenzeit dagegen hellt seine Farbe stark auf und es entstehen zahlreiche Trockenrisse. Im Unterschied zu den dunklen Böden der Ebenen und der Unterhänge ist die durchschnittlich stärkere Durchfeuchtung des hangenden dunklen Bodens im Profil bei Debra Markos aber wohl nicht in erster Linie reliefbedingt, sondern sehr wahrscheinlich auf das Ausgangsgestein zurückzuführen. Der dichte, feinkörnige Basalt hat allem Anschein nach als Staukörper gewirkt, so daß der aus ihm hervorgegangene Boden eine Bildung „with impeded drainage“ im Sinne MOHR'S und VAN BARENS (1954, 185) darstellt.

Die mitgeteilten Untersuchungsergebnisse sprechen dagegen, daß klimatische Veränderungen die Unterschiede zwischen dem liegenden und dem hangenden Boden hervorgerufen haben.

Neben zahlreichen Aufschlüssen, in denen – wie in dem hier geschilderten Falle – an der Grenze vom dunklen zum rotbraunen Substrat eine Steinlage ausgebildet ist, gibt es auch einige, in denen die Steinlage fehlt, und solche, wo noch eine geschlossene Basaltdecke zwischen schwarzem und rotbraunem Boden erhalten ist (s. Bild 5). Es besteht kaum ein Zweifel, daß es sich hierbei nur um verschiedene Stadien des gleichen Verwitterungsprozesses handelt. Da solche Aufschlüsse aber selten sind, ist anzunehmen, daß das Verwitterungsstadium, in dem die Steinlagen entstehen, relativ lange andauert. Vielleicht begünstigt die erwähnte horizontale Parallel-Textur des Basaltes der Steinlagen die lange Erhaltung der einzelnen Steine.

Schwierigkeiten bereitet die Deutung der scharfen Grenze, die zwischen dem schwarzen und dem rotbraunen Substrat auftritt. Man sollte erwarten, daß das rotbraune Material von der jüngeren Bodenbildung überprägt wird, ein Vorgang, wie er etwa bei rotbraunen Böden Platz greift, deren Drainage sich verschlechtert. In solchen Fällen konnte oftmals eine von oben einsetzende Farbänderung festgestellt werden, die der „Tirsifizierung“ (KUBIENA 1957) verwandt zu sein scheint. Derartige Böden sind im trockenen Zustand dunkelgrau, im feuchten Zustand schwarz. Sie werden z. B. von TROLL und SCHOTTENLOHER (1939) aus dem nordöstlichen Äthiopien beschrieben. Dort hat sich auf der „Roten Tuffformation“ ein schwarzer Tonboden gebildet, der wasserundurchlässig ist und in der Regenzeit überschwemmt wird

⁵⁾ Das gilt nicht für die schwarzen und braunen Böden der Regionen oberhalb ± 3000 m ü. NN.

⁴⁾ Die jüngeren Trappförderungen dieses Gebietes gehören nach GRABHAM (1925, 239) der Magdala-Serie BLANFORD'S 1870, 183–189) an. Mit großer Wahrscheinlichkeit darf für sie ein jungtertiäres Alter angenommen werden (vgl. auch MERLA und MINUCCI 1938, 27 und 332–333; KRENKEL 1957, 159 und ABUL-HAGGAG 1961, 28–32).

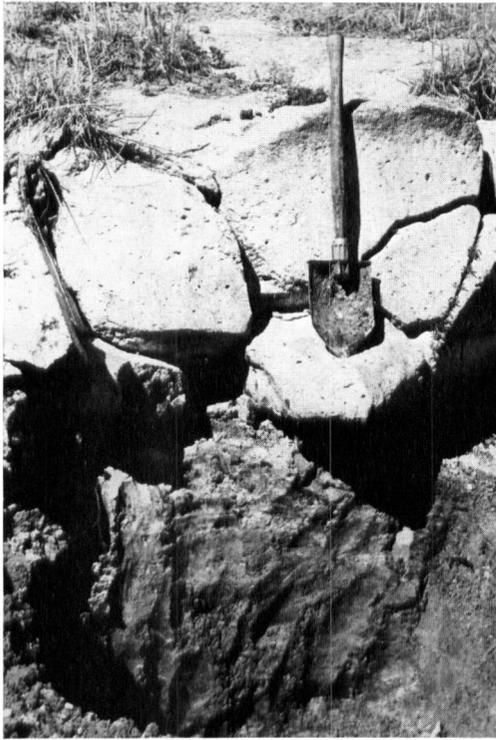


Bild 5: Erosionsanriß in der Ebene südlich Addis Abeba (Höhe ü. NN \pm 2200 m). Unter der geschlossenen Basaltdecke liegt ein 25 cm mächtiger Trachyttuff, der einen Rotlehm bedeckt. Der schwarze Boden über dem Basalt ist an dieser Stelle bis auf geringe Reste abgetragen worden.

(TROLL und SCHOTTENLOHER 1939, 228). In Ostafrika sind solche Böden unter der Bezeichnung „Mbugaböden“ bekannt (SCHOKALSKAJA 1953, 274). Sie dürften den „non calcareous black clays“ entsprechen, die MILNE (1936, 23) beschreibt.

Im Gegensatz zu diesen einschichtigen Bodenprofilen, die aus einheitlichem Ausgangsgestein hervorgegangen sind, stellen aber die Böden mit Steinlagen zweischichtige Profile dar, deren Schichtgrenze zwei verschiedene Bodenbildungen trennt. Für die Entwicklung des hangenden dunklen Bodens ist die zeitweilige starke Durchfeuchtung bestimmend. Diese verringert sich jedoch, sobald die Sickerwässer das liegende braune, gröbere oder klüftigere und daher durchlässigere Substrat erreichen. Die scharfe Grenze im Ausgangsmaterial verursacht also auch einen scharfen Schnitt in der bodengenetischen Entwicklung.

Auf Grund der vorstehenden Ausführungen dürfen die beschriebenen Steinlagen also mit großer Wahrscheinlichkeit als Produkte von gegenwärtig vor sich gehenden pedogenetischen Prozessen gelten. Sie sind nicht durch Solifluktion oder ähnliche Vorgänge entstanden und geben somit keinen Hinweis auf eine in postbasaltischer Zeit erfolgte Absenkung des Periglazialbereiches oder auf eine niederschlagsreichere (pluvialzeitliche) Periode. Unter „postbasaltisch“ ist für das Vorkommen bei Debra Markos die Zeit seit dem Altpleistozän zu verstehen.

Damit wird die Frage aufgeworfen, ob die von BÜDEL beschriebenen Profile nicht in gleicher Weise zu deuten sind. Dem steht vor allem entgegen, daß BÜDEL ausdrücklich betont, daß die Basaltblöcke der Steinlagen mit ihren Längsachsen in Richtung des Hanggefälles eingeregelt sind (BÜDEL 1954, 147). Danach kann ein solifluidaler Transport wohl kaum bezweifelt werden.

Profile, die den von BÜDEL beschriebenen in dieser Hinsicht gleichen, konnten von uns nur an wenigen Orten beobachtet werden. Ihnen allen ist gemeinsam, daß sie an sehr stark geneigten Hängen auftreten. Ein Beispiel ist in einem Straßenanschnitt 30 km östlich von Debra Markos in etwa 2400 m Meereshöhe freigelegt. Hier zieht in einer Schicht von Feinmaterial eine dünne Lage eingeregelter eckiger Basaltbrocken einen $\pm 30^\circ$ geneigten Hang hinab, auf dessen Oberfläche allerdings keine Anzeichen von Rutschungen zu erkennen sind. Mehrere ganz ähnliche Bilder lassen sich an den Böschungen der Straße studieren, die von Dedjen zur Brücke über den Nil hinunterführt. An einigen Stellen liegt über bröckeligen Kalken eine ein bis zwei Meter mächtige Decke schwarzen Feinmaterials, in der feste oolithische Kalkbrocken mit ihren Längsachsen in Richtung des Gefälles eingeregelt sind. An der Grenze des liegenden Sandsteins zum hangenden Kalk überdeckt diese schwarze, Kalkschutt führende Lage vielfach den rötlichen Sandstein. Die hier vorhandenen Rutschungen sind, da sie bis 1300 m hinabreichen, sicher auf das starke Gefälle und eine beträchtliche, durch reichliche Niederschläge der Regenzeit bedingte Durchfeuchtung zurückzuführen. Die Bewegungen am Hang vollziehen sich, wie der Geländebeobachtung zeigt, noch heute, sie sind nicht direkt als solifluktiv anzusehen, sondern werden wohl durch die Bezeichnung „Rutschung“ besser charakterisiert. BÜDEL betont jedoch, daß die von ihm erwähnten Steinlagen auf Hängen mit sehr geringer Neigung liegen und deshalb die Möglichkeit des Bodenfließens unter den heutigen Bedingungen mit großer Sicherheit auszuschließen ist.

Die Gründe für die abweichenden Befunde müssen zunächst offenbleiben. Es wird u. a. zu prüfen sein, inwieweit für das Gebiet von Godjam mit jungen, kräftigen Hebungen zu rechnen ist, durch die Teile des Berglandes erst im jüngsten Pleistozän bzw. im Holozän in die jetzigen Höhenbereiche gelangt sind. Außerdem wird man damit rechnen müssen, daß ähnliche klimatische Unterschiede, wie sie heute zwischen dem nordäthiopischen Hochland und Teilen der Somali-Tafel sowie des Kaffa-Hochlandes bestehen, auch im Pleistozän vorhanden waren. Für Godjam glauben wir mit einiger Berechtigung annehmen zu können, daß die Reliefentwicklung während des Pleistozäns nicht wesentlich anders abgelaufen ist als gegenwärtig. Eine flächenhaft verbreitete, tiefreichende Solifluktion sollte sich u. E. auch auf die fluviatilen Formung stärker ausgewirkt haben, d. h. infolge einer starken Schuttlieferung müßten von den Flüssen und Bächen ansehnliche Schotterkörper aufgeschüttet worden sein. Das trifft aber für die Täler des Hochlandes von Godjam nicht zu. Die Flüsse fließen meist in sohlenfreien, flachen Kerbtälern, und nur in den intramontanen Ebenen ist gelegentlich eine geringmächtige Schotter-

akkumulation zu beobachten, die aber temporär ist und heute noch erfolgt (SEMMELE 1963, 178).

Literatur

- ABUL-HAGGAG, Y.: A Contribution to the Physiography of Northern Ethiopia. London 1961.
- BLANFORD, W. T.: Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia. London 1870.
- BÜDEL, J.: Klimamorphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953. Erdkunde 8, 1954.
- DAINELLI, G.: Geologia dell Africa orientale. Publ. Reale Acc. d'Italia 1943.
- GRABHAM, G. W. and BLACK, R. P.: Report of the Mission to Lake Tana 1920-1921. Cairo, Government Press 1925.
- DE HEINZELIN, J.: Observations sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. Publ. l'INEAG, sér. sci. 64, Bruxelles 1955.
- HÖVERMANN, J.: Über glaziale und „periglaziale“ Erscheinungen in Eritrea und Nordabessinien. Abh. Ak. Raumf. u. Landespl., 28, MORTENSEN-Festschrift, Bremen 1954.
- KRENKEL, E.: Geologie und Bodenschätze Afrikas. Leipzig 1957.
- KUBIENA, W.: Neue Beiträge zur Kenntnis des planetarischen und hypsometrischen Formenwandels der Böden Afrikas. Stuttg. Geogr. Studien 69, 1957.
- KULS, W. u. SEMMEL, A.: Beobachtungen über die Höhenlage von zwei klimamorphologischen Grenzen im Hochland von Godjam. Pet. Mitt., 1962.
- LEHMANN, H.: Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra da Mantiqueria und im Paraiba-Tal (Brasilien). Abhdl. Geogr. Inst. F. U. Berlin 5, 1957.
- MACAR, P.: Notes sur l'excursion à l'Itatiaia (Brésil 1956). Z. f. Geom. N. F. 1. H. 3, 1957.
- MERLA, G. e. MINUCCI, E.: Missione geologica nel Tigray. R. Acc. d'Italia XVII, 1938.
- MINUCCI, E.: Ricerche geologiche nella regione del Semien. Missione di studio al Lago Tana, I, Rom 1938.
- MILNE, G.: A Provisional Soil Map of East Africa. Amani Memoirs, London 1936.
- MOHR, E. C. J. and VAN BAREN, F. A.: Tropical Soils. London 1954.
- NILSSON, E.: Traces of ancient changes of climate in East Africa. Geogr. Annaler XVII, 1953.
- RAYNAL, R.: Formations des pentes et évolution climatique dans la Serra da Mantiqueria. Z. f. Geom. N. F., 1, H. 3, 1957.
- RUHE, R. V.: Stone lines in soils. Soil. Sci. 87, 1959.
- SCHOKALSKAJA, S. JU.: Die Böden Afrikas. Berlin 1953.
- SEMMELE, A.: Intramontane Ebenen im Hochland von Godjam (Äthiopien). Erdkunde XVII, 1963.
- : Beitrag zur Kenntnis einiger Böden des Hochlandes von Godjam. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1964.
- SHARPE, C. F. S.: Landslides and related phenomena. Columbia Univ. Press, New York 1938.
- TRICART, J.: Division morphoclimatique du Brésil Atlantique Central. Rev. Geom. Dyn. 9, 1958.
- TROLL, C. u. SCHOTTENLOHER, R.: Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien. Pet. Mitt. 85, 1939.
- WERDECKER, J.: Beobachtungen in den Hochländern Äthopiens auf einer Forschungsreise 1953/54. Erdkunde IX, 1955.
- : Untersuchungen in Hochsemien. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 100, 1958.
- : Geographische Forschungen in N-Äthiopien. In: Erziehung als Beruf und Wissenschaft, Festgabe f. F. FROST, Frankfurt/M. 1961.

TOBACCO GROWING IN NIGERIA¹⁾

With 5 figures

J. T. COPPOCK

Zusammenfassung: Tabakanbau in Nigeria.

Obwohl Tabak nur eine relativ kleine Anbaufläche einnimmt, hat seine Produktion dennoch die Agrarlandschaft einiger Gebiete Nigerias in erheblichem Maße geprägt. Tabak war schon lange für den Eigenverbrauch angebaut worden, aber alle früheren Versuche, die Tabakkultur auf eine kommerzielle Basis zu bringen, scheiterten. Bis vor kurzem wurde die Entwicklung des Tabaks zum Handelsgewächs fast ausschließlich durch eine einzige Organisation, die Nigerian Tobacco Company, gefördert. Es war ihr seit 1934 gelungen, eine zunehmende Zahl von bäuerlichen Betrieben sowohl in West- als auch in Nordnigeria dazu zu bringen, luftgetrockneten Tabak zum Verkauf an die Gesellschaft zu produzieren. Seit 1942 wird in der Provinz Oyo – wenn auch in geringen Mengen – heißluftgetrockneter Tabak erzeugt. Die Tabakproduktion ist stark angestiegen und deckt nun den Bedarf der Nigerian Tobacco Company zu 80 %. Der Tabakanbau erfolgt in vielfältiger Weise in starker Abhängigkeit von der Niederschlagshöhe. Er ist nach wie vor in den Händen bäuerlicher Betriebe; die Gesellschaft selbst beschränkt sich auf Beratung, Lieferung des Saatgutes, Gewährung von Anleihen sowie Garantie des Absatzes. Den meisten Tabak erzeugen immer noch die kleinen individuell bewirtschafteten Betriebe. Die Aufzucht der Pflänzchen erfolgt jedoch in der Regel gemeinschaftlich. Eine Ausnahme hiervon bildet Südnigeria, wo sich die Bauern zu Erzeugergruppen zusammenschlossen, in deren Händen auch der Verkauf des Tabaks an die Gesellschaft liegt. In der Provinz Oyo besitzen diese Genossenschaften jetzt auch die Trockenöfen. Darüber hinaus haben dort die Bauern ihre Anbauflächen zusammengelegt, und in einigen Dörfern wird die Bodenbearbeitung bereits maschinell durchgeführt. Es ist sowohl aus politischen als auch aus wirtschaftlichen Gründen wahrscheinlich, daß sich die Tabakkultur in den Anbaugebieten weiter ausdehnen und auch auf neue Räume übergreifen wird.

Although tobacco is a tropical crop, the main centres of production now lie in the sub-tropics or in tropical lands where the climate is considerably modified by elevation. The chief reason is that although the rate of growth is highest in the humid tropics, a better quality leaf is obtained in areas where the crop matures more slowly; in the United States and in Southern Rhodesia, the principal areas of commercial production, some 90 days elapse between planting out and picking, compared with 50 days in southern Nigeria. Nevertheless, minor modifications of this pattern of production are taking place as the growing of tobacco as a peasant cash crop develops in newly independent tropical countries in response to an expanding home market, to government policy of developing and expanding indigenous industries and to

¹⁾ This paper is based largely on field observation and enquiry in 1964 and on information kindly supplied by past and present officers of the tobacco companies, to whom the author is most grateful. Thanks are especially due to Mr. M. V. MARTINEAU and his colleagues. Factual statements, for which no reference is given are attributable to these sources, but all opinions expressed about policy and all judgments are those of the author. The maps have been drawn by T. ALLAN and K. WASS at University College London.