GOTTINGER BODENKUNDLICHE BERICHTE 20

H. Fölster

Ferrallitische Böden aus sauren metamorphen Gesteinen in den feuchten und wechselfeuchten Tropen Afrikas

1971

Im Selbstverlag der Anstalten für Bodenkunde der Universität Göttingen

Herausgeber: B. Meyer und B. Ulrich

Schriftleitung: P. Hugenroth

Bestellungen über:

Institut für Bodenkunde, Göttingen, von Siebold-Str. 4

Institut für Bodenkunde und Waldernährung, Göttingen, Büsgenweg 2 oder den Buchhandel (Gewährung von Wiederverkäufer-Rabatt) Selbstkostenpreis DM

GÖTTINGER BODENKUNDLICHE BERICHTE

H. Fölster

Ferrallitische Böden aus sauren metamorphen Gesteinen in den feuchten und wechselfeuchten Tropen Afrikas

1971

Fölster, H.

Ferrallitische Böden aus sauren metamorphen Gesteinen in den feuchten und wechselfeuchten Tropen Afrikas

Eine Untersuchung der Bildungsprozesse und der Bildungsgeschichte ferrallitischer Böden im südlichen Sudan und in Südnigeria

Göttinger Bodenkundliche Berichte 20, 1-231 (1971) Als Habilitationsschrift auf Empfehlung der Forstlichen Fakultät der Universität Göttingen gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

INHALTVERZEICHNIS

| 1 | Finführung | |
|----|---|----|
| , | 1.1 Aufrehenstellung und Cliedemung | 1 |
| | 1.1 Aufgabensterlung und Gilederung | 1 |
| | 1.2 WISSEnschaltsgeschichtlicher Ruckblick | 7 |
| 2 | Einführung in die physisch-geographischen und geo- | |
| | morphologischen Verhältnisse der Untersuchungsgebiete | • |
| | 2.1 Physisch-geographische Einführung | |
| | 2.1.1 Süd-Sudan | 17 |
| | 2.1.2 SW-Nigeria | 20 |
| | 2.2 Beziehungen zwischen Boden- und Landschafts- | |
| | geschichte | |
| | 2.2.1 Hang-Pedimentation und Pedisedimente | 24 |
| | 2.2.2 Pleistozäne und holozäne Erosionsge- | |
| | schichte | 30 |
| | 2.2.3 Gesteinszersatz als Ausgangsmaterial | |
| | der Bodenbildung | 37 |
| 7 | Oberfläsherrete bederenstische Desses | |
| 2 | Oberilachennane bodengenetische Prozesse | - |
| | 3.1 Texturdillerenzierung (Tonverarmung) | 39 |
| | 3.2 Oberilachennane Horizontlerung | 44 |
| 4 | Grundzüge der morphogenetischen Bodenentwicklung und | |
| | Profilgliederung im autochthonen Zersatzmaterial | |
| | 4.1 Der Gesteinszersatz oder Saprolith | 47 |
| | 4.2 Homogenisierung | 54 |
| | 4.3 Der Diffusionshorizont | |
| | 4.3.1 Morphologische Abgrenzung | 62 |
| | 4.3.2 Konkretionen und Pseudokonkretionen | 68 |
| 5 | Methodik | |
| | 5.1 Entnahme und Aufbereitung der Proben | 74 |
| | 5.2 pBestimmung | 75 |
| | 5.3 Skelett- und Eisenverteilung | 76 |
| | 5.4 Textur | 77 |
| | 5.5 Mineralanalysen: Silikate | 78 |
| | 5.6 Mineralanalysen: Übrige | 81 |
| ч, | 5.7 Textur-Korrekturen | 84 |
| | | _ |

6 Bodensequenzen und Einzelprofile aus SW-Nigeria

| | 6.1 | Böden der jüngsten stabilen Phase A3∞ | |
|-----|--------|--|-----|
| | | 6.1.1 Einführung | 86 |
| | | 6.1.2 Ife f | 89 |
| | | 6.1.3 Ife a-c | 90 |
| | 6.2 | Bodenbildung seit der instabilen Phase A2 $lpha$ | |
| | | 6.2.1 Einführung | 104 |
| | | 6.2.2 Hydro-Topo-Sequenz Asejire 4 | 106 |
| | | 6.2.3 Hydro-Topo-Sequenz Asejire 7 | 123 |
| | | 6.2.4 Mittelhang-Sequenz Asejire 6 | 132 |
| | 6.3 | Bodenbildung seit A1a | 145 |
| 7 | Boder | nsequenzen und Einzelprofile aus dem Südsudan | |
| | 7.1 | Einführung | 152 |
| | 7.2 | Eisenkrusten | 155 |
| | 7.3 | Vergesellschaftung verschieden alter Böden | |
| | | östlich von Yei (Südsudan) | 158 |
| | 7.4 | Einzelprofile | |
| | | 7.4.1 Mundri 5 | 167 |
| | | 7.4.2 Einzelprofile auf dem B-Pediment | 174 |
| 8 | Zusa | nmenfassung und Diskussion | |
| | 8.1 | Bodenbildung und Verwitterung | 188 |
| | 8.2 | Texturverändernde Teilprozesse | 194 |
| | 8.3 | Eisendynamik | 202 |
| | 8.4 | Verteilung von Hämatit und Goethit | 206 |
| | 8.5 | Versuch einer hydrologischen Deutung | 209 |
| | 8.6 | Vertikale und horizontale Gliederung des Bodens | 214 |
| | 8.7 | Regionalvergleich: Zentrale Regenwaldzone | 219 |
| Li | terati | ur | 222 |
| Anl | hang | (Legende) | 230 |
| | 0 | | |

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN UND TABELLEN

| Abb. | 1 | Karte Süd-Sudan 19 |
|------|----|--|
| Abb. | 2 | Karte Südwest-Nigeria 22 |
| Abb. | 3 | a Schichtaufbau ferrallitischer Böden 27 |
| Abb. | 3 | b Modell des Pedimentationsvorganges 28 |
| Abb. | 4 | Altersgliederung der Flächen und Böden auf |
| | | komplexen Pedimenten |
| Abb. | 5 | Anlage der Ausräumungs-Basisfläche im Saprolith 36 |
| Abb. | 6 | Tonverteilungskurven in Pedisedimenten 41 |
| Abb. | 7 | Beziehung zwischen Gefügeelementen des |
| | | Gesteins und des Saprolith in Ife e 40 49 |
| Abb. | 8 | Verteilung ferromagnesischer Minerale im |
| | | Migmatit 55 |
| Abb. | 9 | Fotos (Color) 57 |
| Abb. | 10 | Fotos (Schwarzweiß) 59 |
| Abb. | 11 | Fotos (Color) 65 |
| Abb. | 12 | Fotos (Schwarzweiß) 66 |
| Abb. | 13 | Fotos (Schwarzweiß) 67 |
| Abb. | 14 | Gliederung der Fleckenreste und Pseudo- |
| | | konkretionen 73 |
| Abb. | 15 | Hangschnitt Ife a und f 87 |
| Abb. | 16 | Analytische Daten: Ife f 91 |
| Abb. | 17 | DTA des Tons von Ife a_c102 |
| Abb. | 18 | Analytische Daten: Ife a-c (Faltblatt)103 |
| Abb. | 19 | Karte von Asejire105 |
| Abb. | 20 | Hangschnitt zu A4107 |
| Abb. | 21 | Eisenverteilung in A4111 |
| Abb. | 22 | Analytische Daten: A4a114/115 |
| Аър. | 23 | Analytische Daten: A4b116/117 |
| Abb. | 24 | Analytische Daten:A4c118/119 |
| Аър. | 25 | Analytische Daten: A4d120/121 |
| Abb. | 26 | DTA, Ton und Skelett, A4122 |
| Abb. | 27 | Hangschnitt zu A7124 |

| Аър. | 28 | Eisenverteilung in A7 | 126 |
|------|----|--|-----|
| Abb. | 29 | Analytische Daten: A7 | 131 |
| Abb. | 30 | Hangschnitt zu A6 | 132 |
| Abb. | 31 | Eisenverteilung in A6 | 134 |
| Abb. | 32 | Analytische Daten: A6a | 139 |
| Abb. | 33 | Analytische Daten: A6b | 141 |
| Abb. | 34 | Analytische Daten: A6c | 143 |
| Abb. | 35 | DTA des Tons von A6 | 144 |
| Abb. | 36 | Hangschnitt zu Abeokuta 7 | 148 |
| Арр. | 37 | Analytische Daten: Ibadan E | 154 |
| Abb. | 38 | Lageplan und Bodensequenz Yei (Faltblatt) | 166 |
| Авр. | 39 | Lageplan und Flächengliederung: Mundri 5 | 167 |
| Аър. | 40 | Analytische Daten: Mundri 5 | 173 |
| Арр. | 41 | Eisenverteilung in Yei 1 und Kagelu | 181 |
| Abb. | 42 | Analytische Daten Yei 1 | 183 |
| Abb. | 43 | Analytische Daten: Kagelu | 184 |
| Abb. | 44 | Fotos (Schwarzweiß) Yei | 185 |
| Abb. | 45 | Fotos (Schwarzweiß) Eisenkrusten | 186 |
| Abb. | 46 | Hydrologisches Modell | 211 |
| Abb. | 47 | Modell pedogenetischer Prozesse und Horizonte. | 218 |
| | | an a la tra a | |
| Tab. | 1 | Klimadaten aus Süd-Sudan und SW-Nigeria | 20 |
| Tab. | 2 | Folge alternierender Abtragungs- und | |
| | | Bodenbildungsphasen in SW-Nigeria | 32 |
| Tab. | 3 | Korrigierte Tonwerte: Ife a-c | 92 |
| Tab. | 4 | Korrigierte Tonwerte: A4 | 109 |
| Tab. | 5 | Korrigierte Tonwerte: A7 | 125 |
| Tab. | 6 | Korrigierte Tonwerte: A6 | 133 |
| Tab. | 7 | Fleckenreste und Pseudokonkretionen Abeokuta 7 | 148 |
| Tab. | 8 | Korrigierte Tonwerte: Ibadan E | 151 |
| Tab. | 9 | Zusammensetzung grauer Krustenrinden | 156 |
| Tab. | 10 | Selektive Grobsandanreicherung | 196 |
| | | | |
| | | | |

1 EINFÜHRUNG

1.1 AUFGABENSTELLUNG UND GLIEDERUNG

Unter den verschiedenen Bodenformen der niederen Breiten hat eine Gruppe von Böden schon früh das besondere Interesse der Erdwissenschaftler und Biologen auf sich gezogen. Bekanntgeworden unter den Bezeichnungen Laterit, Rotlehm, Roterde, Lateritic soil, Latosol, Sol Ferrallitique, Kaolisol, Oxisol, u.a. scheinen diese bevorzugt wenn auch nicht ausschließlich in den wechselfeuchten und immerfeuchten Tropen beheimateten Böden durch zwei Merkmale geprägt:

- a) Eine hochgradige und tiefgründige Verwitterung des Muttergesteins.
- b) Die Neigung zu einer morphologisch vielfältigen Anreicherung von Eisen, bisweilen auch Aluminium.

Obwohl diese Merkmale oft gemeinsam vorkommen, sind sie keineswegs zwangsläufig verknüpft. Die morphologische Streubreite dieser Bodengruppe ist deshalb recht groß. Sie reicht von sehr tiefgründig verwitterten, wenig differenzierten, gleichmäßig roten (eisenreichen), braunen oder graugelben (eisenarmen) Böden bis zu massiven Eisenkrusten, die reich an unzersetzten Primärsilikaten sind und unmittelbar dem frischen Muttergestein aufsitzen. Ich werde für diese Bodengruppe im folgenden den allgemeinen Begriff "ferrallitischer Boden" verwenden, ohne mich an die engen Abgrenzungen zu halten, welche in der französischen Klassifikation gebräuchlich waren. Wie weiter unten erwähnt, scheint diese Abweichung gerechtfertigt, denn die jüngste Umstellung in der französischen Klassifikation zeigt, wie sehr die Diskussion um den Begriffsinhalt und die Abgrenzung des ferrallitischen Bodens wieder aufgeflammt ist.

Unter den für die Vielfalt der morphologischen Formen der ferrallitischen Böden verantwortlichen Bodenbildungs-Faktoren müssen hier das Gestein und die boden- und klimageschichtlichen Einflüsse besonders hervorgehoben werden. Das Gestein deshalb, weil wissenschaftsgeschichtlich das bodenkundliche Denken von der Vorstellung bestimmt wurde und noch wird, daß mit zunehmender Verwitterung der Gesteinseinfluß abnimmt und schließlich relativ bedeutungslos wird. Es ist deshalb auch keineswegs überraschend, wenn bis vor kurzem die Art des Muttergesteins in vielen Beschreibungen tropischer Böden kaum Beachtung fand. Einem unvoreingenommenen Betrachter wird jedoch recht schnell bewußt, daß diese Vorstellung zumindest in bezug auf die morphologische Profilausbildung falsch ist, daß es vielmehr sehr viele gesteinsbedingte Merkmale gibt, die auch im fortgeschrittenen Stadium erhalten bleiben. Man braucht nur die möglichen Unterschiede im Verwitterungspotential (Reichtum an verwitterbaren Silikaten), im Eisengehalt und in der Verwitterungsresistenz verschiedener Gesteine in Erwägung zu ziehen, um diesen Sachbezug zu verstehen. Beispielsweise werden Tonsteine oder quarzitische Sandsteine wegen ihrer Verwitterungsresistenz auch in den Tropen vorzugsweise einen flachgründigen Verwitterungsmantel besitzen und bei flacher Hangneigung durch hydromorphe Merkmale geprägt sein. Sandsteine mit wenig oder relativ leicht löslicher Kittsubstanz dagegen entwickeln hydromorphe Merkmale nur bei höher anstehendem Grundwasser, normalerweise entstehen aus ihnen tiefgründige und homogen gefärbte Böden. Dagegen kann man in Gesteinen mit primär sehr unregelmäßiger Verteilung des Eisens, beispielsweise in metamorphen Gesteinen mit stark segregierten ferromagnesischen Mineralen, nur dann eine solche Farbhomogenität erwarten, wenn eine mechanische Durchmischung - z.B. im Bereich der Wurzelzone - erfolgt. Daß man diesen Zusammenhängen in der Vergangenheit so wenig Beachtung geschenkt hat, ist zweifellos ein wichtiger Grund dafür, daß das Beziehungsgefüge dieser morphologisch doch außerordentlich vielfältigen Bodengruppe noch recht wenig bekannt ist. Die betonte Beschränkung der vorliegenden Arbeit auf Böden aus metamorphen Gesteinsformationen findet darin seine Begründung. Sie erscheint aber auch deshalb zweckmäßig, weil jede Gesteinsgruppe ihren spezifischen Formenschatz von Zersatz- und Eisenanreicherungs-Morphologie besitzt, in deren Mannigfaltigkeit man sich einarbeiten, und deren Spielraum man erkennen muß. Die metamorphen Gesteine des in Afrika flächenmäßig dominierenden präkambrischen "basement complex" verwittern in der Regel, d.h. bei Abwesenheit eines höher stehenden Grundwassers, zu einem fleckigen Gesteinszersatz, der in seinem Fleckungsmuster die Struktur des Ausgangsgesteins mehr oder weniger gut widerspiegelt. Dieser Zersatz bildet in der Mehrzahl der Fälle das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Er wird von der Oberfläche her pedogenetisch verändert, und zwar einmal durch eine auf die Durchwurzelungszone beschränkte mechanische Durchmischung (oder Homogenisierung), zum anderen durch Auflösung und Umlagerung von Eisen. Die letztgenannten Vorgänge erzeugen zwischen Gesteinszersatz und Homogenisierungshorizont einen mit zunehmendem Alter mächtiger werdenden Horizont, den wir vorläufig als Diffusionshorizont bezeichnen werden. In ihm erfolgt auf lösungschemischem Wege eine Umverteilung des Eisens aus den primären Fleckengerüsten des Zersatzhorizontes. Die

- 3 -

Primärflecken verschwinden, oder ihre eisenreichen Kerne runden sich ab, reichern sich mit Eisen an, zerkleinern sich und bilden die unter den Begriffen <u>Konkretionen</u>, <u>ferruginous nodules, Pisolithe</u> und <u>Pseudokonkretionen</u> bekanntgewordenen Skelettelemente. Die Grundzüge dieser Profilentwicklung habe ich im Abschnitt 4 generell abgehandelt. Gesondert steht im vorhergehenden Abschnitt 3 die Besprechung einiger oberflächennaher Prozesse, insbesondere der Texturdifferenzierung und der Bleichung.

Auch der boden- und klimageschichtliche Einfluß muß, wie gesagt, hervorgehoben werden, da er mehr noch als das Gestein in der Vergangenheit nur mangelhaft berücksichtigt worden ist. Zwar sind viele Laterit- und Bauxitvorkommen schon frühzeitig als Bodenrelikte (Tertiär) angesprochen worden, aber man hat weder das Ausmaß und die Häufigkeit von klimatisch ausgelösten erosiven Verjüngungsphasen noch ihren Einfluß auf die heutige Bodendecke erkannt. Hangsedimente - oft stratigraphisch komplex - bilden einen selten fehlenden Bestandteil der Bodendecke. Da es sich meist um stark verwitterte, präsedimentär durch Bodenbildung vorgeformte, teils durchmischte, teils sortierte Ablagerungen handelt, sind auch den postsedimentären Veränderungen in ihnen viel engere Grenzen gesetzt als dem liegenden autochthonen Gesteinszersatz. Abgesehen von den in Abschnitt 3 besprochenen oberflächennahen Prozessen sind es insbesondere hydromorphe Einflüsse, die ihnen eine morphologische Veränderung aufzwingen. Obwohl Hangsedimente und autochthoner Gesteinszersatz natürliche Bestandteile eines Profilganzen sind, erzwingt schon die Vielfalt möglicher Überlagerungskombinationen eine getrennte Darstellung der pedogenetischen Prozesse im autochthonen Gesteins-

- 4 -

zersatz. Die postsedimentäre Änderung der Hangsedimente wie auch das Beziehungsgefüge zwischen Prozessen in Hangsedimenten und autochthonem Gesteinszersatz findet später eine gebührende Berücksichtigung.

- 5 -

Die eingehende Untersuchung der Hangsedimente, ihrer Herkunft und ihres Ablagerungsmodus war für die vorliegende Arbeit eine wesentliche Voraussetzung (FÖLSTER, 1964 a. FÖLSTER, 1969). Wie im Glacial- und Periglacialraum bedarf der Bodenkundler der Kenntnis geologischer Prozesse, um eine eindeutige Unterscheidung von allochthonen und autochthonen Materialien und pedogenen Merkmalen zu treffen. Erst nachdem klar definiert ist, was an Ort und Stelle entstand, kann auch die Bodenbildung untersucht werden. Darüberhinaus stellen aber die Hangsedimente den Schlüssel für die Erfassung boden- und klimageschichtlicher Einflüsse dar, da sie die wichtigsten Hinweise für eine Unterscheidung zwischen Böden und pedogenen Merkmalen unterschiedlichen Alters liefern. Die für die Kenntnis dieser Zusammenhänge grundlegenden Arbeiten aus dem Südsudan und Westnigeria sind in Abschnitt 2.2 referiert.

Nachdem so in den Abschnitten 2-4 die Voraussetzungen und Grundzüge der Pedogenese dargestellt sind, wird im folgenden Teil anhand von Profilsequenzen und Einzelprofilen versucht, die durch Bodenbildungsfaktoren bedingten Varianten herauszuarbeiten. Naturgemäß ist das Untersuchungs- wie insbesondere das Beobachtungsmaterial selektiert. Es basiert auf umfassenden Geländearbeiten, die ich einmal 1961/62 während eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Aufenthaltes im Südsudan, und dann während meiner 2 1/2-jährigen Tätigkeit an der Landwirtschaftlichen Fakultät der University of Ife in Westnigeria durchführen konnte. Während meiner Zeit in Nigeria war ich außerdem mit der Anfertigung einer Bodenkarte Südnigerias, Maßstab 1:1 Mill., für das Thematische Kartenwerk Afrika, Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft, beschäftigt. Die Erfahrungen dieser Tätigkeit, aber auch die während z.T. wiederholter Reisen in Nord- und Ostnigeria, Ghana und der Elfenbeinküste gesammelten Beobachtungen sind in das hier vorgestellte Grundkonzept mit eingegangen.

Durch die ja zum Teil zufällige Auswahl der beiden Arbeitsgebiete wird ein Klimabereich überstrichen, der von der Sudan Savanne über die Guinea Savanne bis in den immerfeuchten Regenwald reicht (900 bis 1900 mm Jahresniederschlag, 5 bis 1 Trockenmonate, siehe Abschnitt 2.1). Selbstverständlich kann nicht der Anspruch erhoben werden, hiermit den ganzen bodenkundlichen Formenschatz dieser, geschweige denn anderer Regionen erfaßt und sämtliche bodenkundliche, ja selbst bodengenetische Aspekte berücksichtigt zu haben. Die gestellte Aufgabe lautete vielmehr, die Grundzüge des morphologischen Formenwandels der aus den metamorphen Gesteinen dieser Region hervorgegangenen ferrallitischen Böden zu beschreiben sowie einige der wichtigen pedogenetischen Teilprozesse und ihre Abwandlungen herauszuarbeiten und zu definieren.

Hervorheben möchte ich die zeitweilige und sehr wertvolle Zusammenarbeit mit den Herren Dr. E. KALK, N. MOSHREFI, T.A.O. LADEINDE und G. OYENUGA und auf geomorphologischem Gebiet mit Dr. H. ROHDENBURG. Finanziell wurde diese Arbeit durch die mehrfache und großzügige Unterstützung seitens der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht, wofür ich an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte.

- 6 -

1.2 WISSENSCHAFTSGESCHICHTLICHER RÜCKBLICK

Die Bemühungen der letzten 150 Jahre, die Morphologie der ferrallitischen Böden kennenzulernen und zu beschreiben, sie zu klassifizieren und ihre Entstehung zu erklären, ist auf das Innigste mit der Geschichte des Laterit-Begriffs und den Auseinandersetzungen um seinen Begriffsinhalt verbunden (eingehende Literaturübersicht bei PRESCOTT und PENDLETON, 1952, MOHR und van BAREN, 1954, und MAIGNIEN, 1966). Zu Beginn des 19. Jahrhunderts hatten BUCHANAN und BABINGTON (s. MAIGNIEN, 1966) den Ausdruck verwandt, um ein ungeschichtetes eisenhaltiges Substrat zu beschreiben, welches - in frischem Zustand in Blöcke geschnitten - an der Luft irreversibel verhärtet und als Baumaterial benutzt wird. Diese enge morphologische Materialdefinition erweiterte sich im Laufe des Jahrhunderts durch Einbeziehung von Substraten, in denen eine irreversible Verhärtung bereits im Profilverband vorlag, weniger ausgeprägt war oder fehlte. bzw. sich auf isolierte Bestandteile des Substrats beschränkte. Neben kohärenten, harten Eisenkrusten wurden Ablagerungen oder weiche Verwitterungsprodukte verschiedener Ausgangsgesteine mit zellularen, plattigen oder schwammig-diffusen eisenhaltigen Flecken oder rundlichen Nodulen (Konkretionen, Pisolithe) beschrieben. Chemische und z.T. auch mineralogische Analysen lieferten seit der Jahrhundertwende neue Informationen und Erkenntnisse, die den Boden zu einem vorwiegend chemischen Verständnis des "Laterit" bereiteten. Diese Zeit, insbesondere die ersten drei bis vier Jahrzehnte dieses Jahrhunderts, brachte durch den Einschluß eines Großteils der unverhärteten eisenreichen Böden (Rotlehme) eine gewaltige Aufblähung des Laterit-Begriffs, aber auch ein verstärktes Interesse an profilmorphologischer und damit pedologischer Betrachtungsweise, sowie ein allgemeines pedogenetisches Konzept der "Lateritisierung".

Auf die ersten ausführlichen chemischen Analysen (BAUER, 1898) aufbauend hatten bereits GLINKA (1899), HOLLAND (1903) und FERMOR (1911) verallgemeinert, daß unter den die chemische Verwitterung begünstigenden Klimabedingungen der Tropen Entbasung und Entkieselung rasch voranschreiten, während wässerige Oxide des Eisens und Aluminiums als Residualprodukte im Verwitterungsmaterial angereichert werden. Kaolinit tritt hierbei als mehr oder minder stabile intermediäre Neubildung auf (HARRISON, 1910). Das Nebeneinander von sesquioxidreichen und kaolinitreichen Verwitterungsprodukten einschließlich aller Übergänge erleichterte allerdings eine chemische Neufassung des Laterit-Begriffs keineswegs. LACROIX (1923) schlug eine Einteilung nach Sesquioxidgehalt vor, die von HARRASSOWITZ (1926) mit abgewandelten Gruppenbezeichnungen übernommen wurde.

| wä | ssrige Fe- d Al-Oxide | LACROIX | HARRASSOWITZ | | | |
|----|--------------------------|-----------------------|---------------------|--|--|--|
| > | 90 % | Laterit | Allit | | | |
| 90 | - 50 % | silikatischer Laterit | siallitischer Allit | | | |
| 50 | - 10 % | lateritischer Ton | allitischer Siallit | | | |
| < | 10 % | | Siallit | | | |

Für HARRASSOWITZ wie für MARTIN und DOYNE (1927) lag jedoch die entscheidende Information in dem Verhältnis von Kieselsäure zu Aluminium. Der SiO_2/Al_2O_3 -Quotient sollte über die Anwesenheit freier Aluminiumoxide und damit den Verwitterungsgrad (= Entkieselungsgrad) Auskunft geben. Trotzanalytischer Probleme und anhaltender Auseinandersetzung über seinen Aussagewert (s.u.) führte sich der SiO_2/Al_2O_3 -Quotient - z.T. auch der SiO_2/R_2O_3 -Quotient - nicht nur zur Charakterisierung des Verwitterungsproduktes gut ein, sondern wurde

- 8 -

sehr weitgehend auch als wichtiges, z.T. übergeordnetes Kriterium in Bodenklassifikationen übernommen (BENNETT und ALLISON, 1928, JOACHIM und KANDIAH, 1941, BOTELHO da COSTA, 1954, AUBERT, 1954, AUBERT und DUCHAUFOUR, 1956, CAMARGO und BENNEMA, 1962). HARRASSOWITZ (1930) untergliederte die gelbbraunen bis roten Böden der Tropen in enger Anlehnung an MARBUT (in SHANTZ und MARBUT, 1923), BENNETT (1926) und insbesondere MOHR (s. HARRASSOWITZ, 1930, S. 368) in folgender Weise:

| Unreife Rot- und Braunlehme | | | Rot- un Braunle | d hme | Allitische Rotlehme | Laterit |
|--------------------------------|-------|--------|--------------------|----------|------------------------|---------|
| Sio | 2/412 | 03 | | | | |
| | 2 | | 2 - | 2 | 2 - 1.3 | 1.3 |
| | Ð | Siall: | it | | Al | lit |

Offensichtlich lag der Grund für den Anklang, den das SiO_/ Al₂O₃-Verhältnis fand, in dem Verständnis einer einheitlichen Entwicklungsrichtung roter tropischer Böden, welche eine solche Gliederung verbreitet induziert hat. Innerhalb einer solchen, durch Entkieselung und residuelle Anreicherung von Sesquioxiden gekennzeichneten Entwicklungsreihe würden siallitischer und allitischer Rotlehm als Übergangsstadien eines für die Tropen typischen Bodenbildungsprozesses zu gelten haben, als deren Endprodukt der Laterit selbst anzusehen war. Von diesem Verständnis her scheint es erklärlich, wenn sich statt des begrifflich korrekten Terminus "allitischer" Rotlehm die Bezeichnung "lateritischer" Rotlehm (lateritic red loam, lateritic clay, lateritic soil) einbürgerte (und in Abwesenheit chemischer Analysen wahrscheinlich ebenso oft auf siallitische Rotlehme übertragen wurde), während mit "Lateritisierung" der Bodenentwicklungsprozeß bezeichnet wurde.

Obwohl HARRASSOWITZ selbst dieser Entwicklung teilweise folgte, entsprach sie nicht eigentlich seinen Intentionen. Für ihn wie für viele Bodenkundler seiner Zeit war die obige Gliederung Ausdruck einer klimamorphologischen Differenzierung der Bodenentwicklung, die sich zumindest teilweise auch in einer unterschiedlichen Profilmorphologie der Bodengruppen widerspiegelte. Die klimaspezifischen Böden der immerfeuchten äquatorialen Regenwaldzone waren die oft tiefgründig roten oder braunen siallitischen Rotlehme. Die Entkieselung und die an ein neutrales pH gebundene residuelle Anreicherung von Sesquioxiden kann hier mit der schnellen Entbasung nicht Schritt halten. Sie wird vielmehr durch die eintretende Versauerung arretiert. VAGELER (1938) beobachtete verbreitet eine mehr oder minder auffällige Podsolierung. d.h. hier Bleichung des Oberbodens, unter Einwirkung organischer Substanzen. Mit Annäherung an das wechselfeuchte Klima der Savannenzone sinkt das SiO2/Al203-Verhältnis. Freies Al₂O_z - typischer Bestandteil allitischer Rotlehme tritt verstärkt in Erscheinung. Klimaxbildung der Savannenzone ist der eigentliche Laterit. Seine charakteristische Profilausbildung wird - meist in der von WALTHER (1915) geschaffenen Horizont-Nomenklatur - wie folgt beschrieben:

| WALTHER | LACROIX | HARRASSOWITZ |
|---------|---------|--------------|
| (1915) | (1923) | (1930) |

Eisenkruste

Fleckenzone (mottled zone)

Bleichzone (pallid zone) Gestein zone de concrétions zone de départ Anreicherungszone

Zersatzzone

Konkretionäre bis kohärente Anreicherung von Eisen und/oder Aluminium in den oberen Profilabschnitten (Anreicherungszone)

27 2 wird hier also als essentielles Merkmal der Profilmorphologie typischer Laterite angesehen. Zur Erklärung der Unterlagerung des Anreicherungshorizontes durch den Eluvialhorizont (Bleichzone) wird eine Umkehrung des Podsolprozesses vorgeschlagen (MACLAREN, 1906, LACROIX, 1923, HARRISON, 1933, HARRASSOWITZ, 1926, u.a.). Jahreszeitlich wechselnde Bewegungsrichtung des Wassers soll durch Kopplung von abwärts gerichteter Perkolation mit Entkieselung (Regenzeit) und von kapillarem Aufstieg (Trockenzeit) mit Anreicherung von Sesquioxiden im oberen Profilteil eine vertikale Differenzierung der Elemente erzeugen.

Dieses Konzept der Bildung "echter" Laterite ist nicht nur wegen der allzu phantasievollen Abweichung von der Realität bodenphysikalischer wie physikochemischer Prozesse angegriffen worden (s. bei MOHR und van BAREN, 1954, S. 371). Schon CAMPBELL (1917) hatte die Bleichzone als Grundwasserhorizont und die Fleckenzone als Zone mittlerer Grundwasserschwankung angesehen. Auch MARBUT (1932, 1934) und MOHR (1938) hielten die Profilausprägung mit Flecken- und Bleichzone für eine durch Grundwasser bedingte Erscheinung, die in grundwasserfreien Böden fehlt. Anreicherung von Sesquioxiden in der Fleckenzone und/oder einer darüberliegenden Kruste kann dann als diffuse Akkumulation von unten, aber auch als abwärtsgerichtete Illuviation aus einem hangenden - heute möglicherweise abgetragenen - Eluvialhorizont gedeutet werden (WHITEHOUSE, 1940) (PRESCOTT, 1931, PRESCOTT und PENDLETON, 1952). MOHR und van BAREN (1954), welche die Frage des Wasserregimes der Laterite ausführlich diskutieren, zitieren aber auch die Beobachtungen von VINE (1949) aus West-Nigeria, der trotz deutlich ausgebildeter Fleckenzone keinen Anhaltspunkt für die Existenz fluktuierenden Grundwassers findet.

Seit Kriegsende verlagerte sich die internationale Diskussion um die Laterit-Genese auf eine andere Ebene. Die Bodenkartierung in den Tropen wurde außerordentlich intensiviert. Mit der Informationsmasse wuchs auch die Erkenntnis, daß die Vielgestaltigkeit der Bodendecke, die wechselhafte Klimaund Bodengeschichte und die notwendige Berücksichtigung lateraler Zusammenhänge die Möglichkeit globaler Aussagen stark einschränkt.

Die Frage nach dem Alter des Laterits war bereits relativ früh angeschnitten worden. Lateritbedeckte Restberge, ja, eine deutliche Häufung gerade der eindrucksvollsten Vorkommen auf hochliegenden Altflächen legte es nahe, sie als Vorzeitformen - insbesondere des Tertiärs - anzusehen. Die Laterite in den ariden Gebieten Australiens spielten von jeher eine besondere Rolle in dieser Diskussion, da sie besonders eindringlich auf die Fragwürdigkeit klimamorphologischer Interpretation und die Bedeutung boden- und klimageschichtlicher Untersuchungen hinwiesen (WHITEHOUSE, 1940). Zweifellos hat dieser Gesichtspunkt an Bedeutung ständig zugenommen und das Forschungsinteresse von der Untersuchung isolierter Einzelprofile auf das Studium regionaler Zusammenhänge gelenkt (HARDY und RODRIGUE, 1941, SCAETTA, 1940). Wie wenig diese Entwicklung noch abgeschlossen ist, zeigt sich darin, daß sich der Bodenkunde die Bedeutung pleistozäner Erosionsgeschichte erst im Laufe der letzten zehn Jahre erschlossen hat. Durch Verwitterung und Bodenbildung präsedimentär geformte und oft durch eine komplexe Stratigraphie gekennzeichnete Hangablagerungen (Pedisedimente -RUHE und CADY, 1955) sind ein fast universeller Bestandteil lateritischer und rotlehmartiger Böden (FÖLSTER, 1964 a, MARCHESSEAU, 1964, VOGT, 1966, VINCENT, 1966, FÖLSTER, 1969). Als konkretionär beschriebene Anreicherungsformen stellen oft solche Hangschuttdecken dar (s. Abschn. 2.2). Es wird hieraus verständlich, daß viele pedogenetisch ausgerichtete Arbeiten der Vergangenheit bedeutungslos geworden sind, da sie weder die Einheitlichkeit noch eine homogenetische Entwicklung der Böden in Frage gestellt haben. Erst 1966 wurde

vom ORSTOM (Office de Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer) die in den frankophonen Ländern Afrikas verwandte Klassifikation den neuen Erkenntnissen angepaßt (AUBERT und SEGALEN, 1966).

Unter dem Einfluß dieser Entwicklung hat es in jüngster Zeit nicht an Versuchen gefehlt, den Laterit-Begriff neu zu definieren. Während PRESCOTT und PENDLETON (1952) ihn nur als Horizontbezeichnung gelten lassen wollen, versuchen KELLOG (1949, ALEXANDER und CADY (1962) und SIVARAJASINGHAM (1962) ihn als Materialbegriff zu fassen, der folgende morphologische Anreicherungsformen umfaßt (KELLOG, 1949): a) Ein weicher, gefleckter Ton, der an der Luft irreversibel pan- oder krustenartig verhärtet, b) zellulare und gefleckte Hardpans oder Krusten, c) Konkretionen oder Nodulen in unkonsolidierter Matrix, und d) konsolidierte Anhäufungen von Konkretionen oder Nodulen.

Das U.A. Department of Agriculture (1960) benutzt hierfür den neu geschaffenen Ausdruck "Plinthit". Dies kennzeichnet eine Entwicklung, die MAIGNIEN (1966) folgendermaßen beschreibt: "... it seems that the difficulties involved in applying the term laterite in too broad a definition to occurrances associated with specific environments or processes are leading to the abandonment of BUCHANAN's term. At present, the terms "crust" and "hardpan" (ferruginous and/or aluminous, sometimes manganiferous), plinthite, ferrallitic soils, kaolisols, latosols and oxisols are all used as synonyms for "laterite" in the very broad sense."

Eine nicht materialbezogene, sondern pedogenetische Einengung des Laterit-Begriffs hat D'HOORE (1954) vorgeschlagen. Er unterscheidet zwischen relativer und absoluter Akkumulation von Sesquioxiden im Profil und bezeichnet nur die erstere als Laterit. Dieser Prozeß würde also in der Regel die weitgehende Auflösung und Abfuhr nicht nur der Primärsilikate sondern auch von eventuell neugebildetem Kaolinit voraussetzen. Diese Kaolinit-Auflösung wurde mikromorphologisch von SCHMIDT-LORENZ (1964) untersucht, der sich dem Vorschlag von D'HOORE anschließt. Im frankophonen Westafrika scheint der Begriff Laterit ausschließlich auf relikte (tertiäre) Vorkommen der Hochflächen angewandt zu werden, auf die eine solche relative Akkumulation zutreffen könnte. VALETON (1967) hat jedoch gezeigt, daß auch in der Gibbsit-Anreicherung der tertiären Bauxitlagerstätten Indiens absolute Anreicherung, d.h. insbesondere seitliche Verlagerung, von überragender Bedeutung ist. Analytisch bereitet zudem die Abgrenzung zwischen relativer und absoluter Akkumulation erhebliche Schwierigkeit.

Anstelle der Prozeßbezeichnung "Lateritisierung" hatten schon SCRIVENOR (1930), dann VINE (1949), ROBINSON (1949), BOTELHO da COSTA und AZEVEDO (1949) wie auch AUBERT (1954) den Begriff "ferrallitization" benutzt, der sich auch inhaltlich eng an den Begriff "Allitisierung" von HARRASSOWITZ (1926. 1930) anlehnt. Er wurde gerade in der französischen Klassifikation durch Ausklammerung möglicher Formen vertikaler und lateraler (absoluter) Eisenanreicherung präzisiert, da solche Anreicherungen meist durch laterale und vertikale Wasserbewegungen verursacht werden (D'HOORE, 1954, MAIGNIEN, 1958). Obwohl durch lateritische Verwitterung begünstigt. sind diese Phänomene keineswegs für lateritische Verwitterungsdecken spezifisch (MAIGNIEN, 1966). In der ursprünglichen Fassung ihrer genetischen Bodenklassifikation untergliederten AUBERT und DUCHAUFOUR (1956) die roten Böden in die Sols Ferrugineux de climat chaud, mit den Unterklassen Sols Rouges Méditerranéens und Sols Ferrugineux Tropicaux,

und die Sols Ferrallitiques. Das diagnostische Unterscheidungsmerkmal ist der Verwitterungszustand, der durch Schluffgehalt, Gehalt an primären Silikaten, Kationenaustauschkapazität und Basensättigung, insbesondere aber dem SiO2/Al202-Verhältnis charakterisiert wird. Die Folge sols ferrugineux tropicaux $(SiO_2/Al_2O_3 > 2)$, sols faiblement ferrallitiques $(Si0_2/Al_20_3 = 2-1.7)$ und sols ferrallitiques $(Si0_2/Al_20_3 < 1.7)$ entspricht der Vorstellung einer mit steigenden Niederschlägen (Annäherung an die Äquatorialzone) zunehmenden Verwitterungsintensität. MARTIN und DOYNE (1932) hatten für diese Niederschlagsabhängigkeit bereits früh Beweismaterial aus West- und Zentralafrika vorgelegt. Die aufgeführten Böden zeigten mit steigenden Niederschlägen (625-> 2000 mm) ein von 3.65 auf 1.55 sinkendes SiO₂/Al₂O₃-Verhältnis. MOHR und van BAREN (1954) zitieren allerdings die Untersuchungen von VINE (1949) und GLANGEAUD (1941), um zu zeigen, daß diese Beziehung ebensogut fehlen oder sich sogar umkehren kann. SCRIVENOR (1931) hatte bereits auf eine wichtige Ursache für diese Widersprüche hingewiesen, als er in Malaya Kaolinit als einziges Endprodukt der tropischen Verwitterung von sauren Massengesteinen fand, freies Aluminiumoxid neben Kaolinit dagegen als Endprodukt der Basaltverwitterung. Das unterschiedliche Verwitterungsverhalten der Na-K-Feldspäte einerseits und der Ca-Feldspäte andererseits ist immer wieder bestätigt worden. Hinzu kommt außerdem, daß das Aluminium in den ferrallitischen Böden entgegen früheren Vorstellungen doch relativ leicht beweglich ist und lateral umverteilt werden kann. Damit wird aber der Vorstellung, freies Aluminiumoxid könne als Maß des Verwitterungsgrades dienen, der Boden entzogen. In neuerer Zeit hat AUBERT (1966) diese Kritik aufgegriffen. MAIGNIEN (1961) wies insbesondere auf den ebenso wichtigen Einfluß präsedimentärer Verwitterung und Bodenbildung (Sedimentgesteine und Hangablagerungen) und die Schwierigkeit bei der Unterscheidung relikter

und rezenter Merkmale hin. In der Neufassung der französischen Klassifikation (AUBERT und SECALEN, 1966), welche auch die neuen Kenntnisse über Pedisedimente (s. oben) einbaute, spielt deshalb das Si0₂/Al₂0₃-Verhältnis keine wichtige Rolle mehr.

Dieser geraffte, zweifellos stark vereinfachende und einseitige Rückblick zeigt doch, wie die ursprüngliche morphologische Betrachtungsweise dem Fortschritt der Untersuchungstechnik folgend sich zunächst chemisch, dann mineralogisch neu orientiert hat. Es ist allerdings ebenfalls nicht zu übersehen, daß dabei das Studium der Bodengenese, d.h. der Entwicklung der Gesamtheit morphologischer Bodenmerkmale und ihrer räumlichen, klimatischen, relief- und vegetationsspezifischen Bedingtheit zu kurz gekommen ist, bzw. daß ein Teilprozeß der Bodengenese, nämlich die Verwitterung, zu sehr im Vordergrund gestanden hat. MAIGNIEN (1966) gibt dieser Kritik Ausdruck, wenn er darauf hinweist, daß der Begriff "Ferrallitisierung" nicht nur den Verwitterungstyp sondern auch die allgemeine Profilentwicklung einschließen sollte. Er betont jedoch, daß hierzu systematische Untersuchungen erforderlich seien.

- 17 -

2

| E | Ι | N | F | Ŭ | Η | R | U | Ν | G | | I | Ν | | D | Ι | Ε | · | Ρ | Η | Y | S | I | S | С | H | - | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| G | Е | 0 | G | R | A | Ρ | H | I | S | С | H | Е | N | - | U | N | D | | G | E | 0 | M | 0 | R | Ρ | H | 0 | - |
| L | 0 | G | I | S | С | H | Е | N | i. | V | Ε | R | H | Ä | L | т | N | I | S | S | Е | 1 | D | E | R | | | |
| U | N | т | Ε | R | S | U | С | H | U | N | G | S | G | Е | В | I | E | т | E | | | | | | | | | |

2.1 PHYSISCH-GEOGRAPHISCHE EINFÜHRUNG

2.1.1 Süd-Sudan

Im Mittelpunkt der Untersuchung stand der westliche Teil der Equatoria Province (Karte I). Er bildet eine größtenteils flachkuppige Verebnungsfläche, die von der Nil-Congo-Wasserscheide (700-1000 m) sanft zum Senkungsgebiet der Sudd-Region (400m) im Norden abfällt. In gleicher Richtung verflacht sich das an sich schon niedrige Relief; die Flachmuldentäler des Südens erhalten periodisch überflutete Schwenmlandstreifen (Toiches), die sich ständig verbreitern und im Kern der Sudd-Region das Landschaftsbild bestimmen. Die Wasserscheiden zwischen den parallel nordwärts orientierten Flüssen treten nur im Bereich der Maridi-Schwelle sowie in den Central Hills stärker hervor. Letztere werden durch mehrere parallele Ketten von inselbergartig aufgegliederten, steilgestellten Quarziten durchzogen. Die Central Hills und das sich mit einer 200 m Stufe von der Hauptverebnungsfläche absetzende Aloma Plateau bilden die nördlichen Ausläufer der hauptsächlich pleistozänen Randaufwölbung, welche die zentralafrikanische Störungszone begleitet. Zum Niltal (450 m), in dem hier der Albert-Dufile-Graben ausklingt, fällt die Landoberfläche von den Central Hills (900 m) mit relativ steilen Gradienten und in mehreren kleinen Stufen ab. Der Hauptteil der Provinz ist jedoch ein tektonisch nicht oder wenig beanspruchtes Abtragungsgebiet. Die durch zunehmende Ablagerung charakterisierten Gebiete nördlich der Kippungsachse - im Bereich der Sudd-Region - liegen außerhalb des Untersuchungsgebietes.

Der geologische Unterbau dieser weiten Verebnungsfläche besteht aus Ortho- und Paragesteinen des präkambrischen basement complexes (s. 2.1.2). Geologische Karten liegen nicht vor, doch läßt sich eine Häufung von Meta-Sedimenten im Bereich der Central Hills erkennen. Im übrigen zeigt der Gesteinsmantel den für das meist polymetamorphe basement charakteristischen kleinräumigen Gesteinswechsel, der gerade bei tiefgründigem Zersatz die bodenkundliche Geländearbeit sehr erschwert.

Zwar sind Ausbisse unzersetzten Gesteins häufig, aber hier handelt es sich oft bereits um besonders verwitterungsresistente Gesteine. Das gilt insbesondere für die Inselberge, weniger durchgehend dagegen für die zahlreichen, kleinflächigen Felsplatten, die überall an die Oberfläche treten.

Die dominierende Vegetationsform entspricht der Feuchtsavanne in der LAUER'schen Abgrenzung (LAUER, 1952). Im feuchteren Südwesten (Yambio) wie auch im Aloma-Plateau, das bei gleich langer Regenzeit Niederschläge bis 1800 mm erhält, bestimmen immergrüne Galeriewälder das Bild, die z.T. recht weit hangaufwärts reichen. Im Hauptteil der Provinz bildeten wahrscheinlich mehr oder minder geschlossene Isoberlinia Doka-Wälder den natürlichen Klimax. Sie sind heute durch brand- und hackbau-beeinflußte Vegetationen und ihre Regenerations-Stadien abgelöst. Wegen der geringen Besiedlungsdichte herrschen doch dichte Wald- oder Buschformationen vor. Nur um die Provinzhauptstadt Yuba gibt es auch typische Hutungsformen in größerem Umfang. Fast reine Grasvegetation mit nur vereinzeltem Baum- oder Buschbestand hebt die Hochwasserbetten der Muldentäler, weiter im Norden die Schwemmlandstreifen der Flüsse, deutlich von den buschbestandenen Hängen ab. Der planetarische Klimawandel vom feuchten Südwesten zum trockenen Nordosten ist aus Tab. 1 ersichtlich:



| | SUDAN | SW-NIGERIA | | | | |
|---|-------------|-------------|--|--|--|--|
| | SW - NE | S - N | | | | |
| Jahresdurchschnitts- temperatur ^o C | 24.7 - 27.6 | 25.5 - 27.5 | | | | |
| Niederschlag mm | 1460 - 960 | 1975 - 1100 | | | | |
| Dauer der Regenzeit (2 T + 10) Monate | 8.5 - 7 | 10 - 7.5 | | | | |

Tab. 1: Klimadaten aus Süd-Sudan und SW-Nigeria

2.1.2 SW-Nigeria

Annähernd auf gleicher geographischer Breite wie der Süd-Sudan liegt SW-Nigeria, womit hier das Gebiet zwischen dem Nigerknie und dem Golf von Benin abgegrenzt wird. Es handelt sich um eine Verebnungsfläche geringer Höhenlage (50-400 m. örtlich bis 600 m), deren Kerngebiet ebenfalls von einem präkambrischen Gesteinsmassiv des basement complex eingenommen wird. Die Nigersenke und die Küstenregion waren während der Kreidezeit, die Küstenregion auch noch im Tertiär Sedimentationsräume, welche durch die stetige Regression im Tertiär und Pleistozän trockengelegt und angehoben wurden. Der vorwiegend aus kretazischem Sand- und Tonstein sowie entlang der Küste aus tertiären Lockersanden bestehende Sedimentgürtel umfaßt die Kernzone des basement complex auf drei Seiten (s. Karte 2). Die durch ein relativ weitmaschiges Hohlformnetz gekennzeichnete Sandsteinoberfläche überragt die Oberfläche des basement complex. Den Übergang bildet eine teils durchgehende, teils stark aufgelöste Stufe. Stabilisiert wird der Stufenrand fast überall durch Eisenkrusten, die in tonreichen Lagen des Kreidesandsteins angelegt wurden.

Im Mittelpunkt der Untersuchung stand die präkambrische Kernzone. Ihr flachkuppiges Relief fällt von der Wasserscheidenregion zwischen Okene und südlich Ilorin nach Norden und Süden ab. Die Häufigkeit von Gesteinsausbissen, Inselbergen und Inselbergsgruppen unterliegt starken räumlichen Schwankungen, erreicht aber Höchstwerte in der Wasserscheidenregion. Zwischen Nord- und Südabdachung treten deutliche Unterschiede in der Oberflächengestalt auf:

| | Norden | Süden | | | |
|---|-------------------|-----------------|--|--|--|
| Taldichte | geringer | 15 % höher als | | | |
| Talweg-Gradienten | steiler | flacher im N | | | |
| Hangneigung | flacher (0,5-7 %) | steiler (2-9 %) | | | |
| Verwitterungstiefe | geringer | mächtiger | | | |
| Häufigkeit und Ausdehnung von Eisenkrusten | extensiv | sporadisch | | | |

Diese Unterschiede sind in komplexer Weise bedingt durch Erosionsbasis, Bodenbildung und Klima (s. eingehender bei FÖLSTER, 1969). Das Klima wird von Süden nach Norden trockener. Es umfaßt eine größere Schwankungsbreite als der Süd-Sudan, doch wirkt sich selbst bei gleicher Niederschlagshöhe der marine Einfluß in einer Verlängerung der Feuchtzeit und einer Milderung (relative Luftfeuchte) der Trockenzeit aus (s. Tab. 1, S. 20).

Wie in Karte 2 dargestellt, wird der südliche Teil der präkambrischen Kernzone durch immerfeuchten Regenwald, bzw. teilweise laubwerfenden Regenwald eingenommen. Kakao-Plantagen und Feldumlage-Wirtschaft (shifting cultivation) bestimmt hier das Landschaftsbild. Zwischen den Regenwald und die Southern Guinea Savanne (Feuchtsavanne) im Norden schiebt sich ein breiter Gürtel von "derived savanna"



Abbildung 2

- 22 -

(KEAY, 1959), d.h. eine durch Hackbau-Nutzung und Brand aus marginalem Regenwald hervorgegangene Savanne. Im Vergleich zum Süd-Sudan sind in ihr dichte Wald- und Buschformationen weitaus seltener. Weniger ausgeprägt gilt dies auch für die Southern Guinea Savanne. Hierin drückt sich die dichte menschliche Besiedlung SW-Nigerias aus.

Im Vergleich zum Süd-Sudan ist die Gesteinsgrundlage in Nigeria besser bekannt und teilweise kartiert (JONES und HOCKEY, 1964). Weit verbreitet und ein häufiges Muttergestein später aufgeführter Böden ist ein <u>Biotit-Gneis</u>, bzw. <u>Biotit-Hornblende-Gneis</u>, der meist Bändergefüge mit mehr oder weniger starker Fältelung oder Faltung zeigt. Feine und grobe Segregationslamellen wechseln oft auf engem Raume ebenso wie der relative Anteil dunkler und heller Bestandteile und der Grad der Migmatisierung, die verbreitet ein granitoides (<u>Granit-Gneis</u>), porphyrisches (<u>Augen-Gneis</u>) oder pegmatitisches Gefüge erzeugte. Die hellen Lamellen und Bänder bestehen aus Quarz und Albiklasen, die dunklen Lamellen und Bänder aus Biotit, mit teilweise beigeordneter Hornblende, Albiklasen und Quarz.

Eingeschlossen in den Gneis sind zahlreiche langgestreckte, linsenartige Bänder und Bänke von <u>Metasedimenten</u>. Unter ihnen treten nordwärts streichende, dicke <u>Quarzit</u>bänke in Gestalt langgestreckter Härtlingsketten formgebend hervor. Eng mit ihnen vergesellschaftet sind <u>Glimmerschiefer</u> mit teils Muskovit, teils Biotit, teils mit beiden Mineralen als Glimmerbestandteilen und untergeordnet Feldspat. Wegen ihrer geringen Verwitterungsresistenz nehmen sie oft Tiefenlinien ein. Migmatisierung hat auch die Metasedimente teilweise umgeformt. So finden sich häufig Biotitschiefer, die durch Einlagerung leukokratischer Bänder gneisartig umgebildet sind, aber bis zu 30 % Biotit enthalten können. Zahlreiche bänderförmige Einschlüsse von <u>Amphibolschiefer</u> und <u>Amphibolit</u>, stellenweise auch Gänge von Dolerit und Olivinbasalt, durchsetzen den Komplex der bisher genannten Gesteine. Pegmatitgänge und Quarzadern sind außerordentlich häufig. Wie die Migmatisierung stehen sie im Zusammenhang mit magmatischen Intrusionen wahrscheinlich kambrischsilurischen Alters (Older Granites), aus denen eine Serie von meist <u>grobporphyrischen Graniten</u> (Biotit-, Hornblende-Granit) oder Granodioriten hervorgegangen sind. Wegen der im Vergleich zum Gneis weitmaschigeren Anordnung von Schwächezonen und ihrer Verwitterungsresistenz treten diese Granite oft an die Oberfläche und bilden Inselberge.

2.2 BEZIEHUNGEN ZWISCHEN BODEN- UND LANDSCHAFTSGESCHICHTE

2.2.1 Hang-Pedimentation und Pedisedimente

In der bodenkundlichen Vorstellung wurde weitgehend die Bodenentwicklung als ein kontinuierlicher Prozeß angesehen, der einem Gleichgewicht zwischen ständigem Abtrag an der Oberfläche und ständiger Tiefenverwitterung entgegenstrebt. In den gemäßigten Breiten weiß man heute, daß dieses eher die Ausnahme als die Regel darstellt. Kennzeichnend für die Entstehung der heutigen Bodendecke ist vielmehr der einoder mehrfache Wechsel von relativ stabilen Phasen fortschreitender Bodenentwicklung mit zeitlich begrenzten und meist klimatisch bedingten Phasen der Abtragung, welche die mehr oder minder tiefgreifende Verjüngung der Bodendecke zur Folge hatten. Die Bodenkartierung in den letzten 10 Jahren hat gezeigt, daß diese neue Vorstellung nicht nur für die pleistozäne sondern auch die holozäne Bodenentwicklung Gültigkeit besitzt. Trotz der zum Teil auch heute noch verbreiteten Meinung, die Tropen seien während des Pleistozäns und Holozäns recht stabile, höchstens durch oberflächliche Abspülung gekennzeichnete Räume gewesen, muß man auch hier die Vorstellung alternierender Phasen der Stabilität und der Instabilität zur Erklärung der Bodendecke heranziehen. Diese Bodendecke zeigt in der Regel einen schichtigen Aufbau. Eine oder mehrere, mehr oder minder scharf voneinander abgesetzte Schichten von Schutt und/oder feinkörnigem Material, Steinsohlen und dünnen Kieslagen überlagern den aus autochthonem Zersatz hervorgegangenen Profilteil. Abb. 3a zeigt einige typische Beispiele von Schichtungsfolgen. Stets liegen die feinkörnigen Schichten zuoberst.

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, diesen schichtigen Aufbau als Ergebnis eines einfachen pedogenetischen Prozesses zu erklären (NYE, 1954, 1955). Hierfür wurde die Tätigkeit der Termiten herangezogen, die Feinmaterial aus dem Unterboden auf die Oberfläche transportieren und demzufolge den Unterboden mit Skelett anreichern. Ein solcher Vorgang findet in begrenztem Umfange tatsächlich statt und läßt sich analytisch nachweisen (s. Abschn. 3). Die Schärfe der Schichtgrenzen, die fehlende Materialbeziehung zwischen autochthonem Zersatz und Auflage sowie insbesondere die Vergesellschaftung von Flächen der Diskontinuität mit archäologischen Horizonten (Fundstellen von Artefakten aus Alt- bis Jungsteinzeit, u.U. in mehreren übereinander liegenden Horizonten) verbietet es jedoch, diesen Prozeß zur Erklärung des Schichtaufbaus heranzuziehen. Eingehend haben sich hiermit VOGT und VINCENT (1966) auseinandergesetzt. Die pedogenetische Deutung ist heute allgemein abgelöst durch die Erkenntnis, daß es sich hier um Folgen von Erosionsvorgängen handelt, d.h. im wesentlichen um Sedimente, die im Laufe von Erosionsvorgängen auf den Hängen bzw. Pedimenten abgelagert wurden.

FÖLSTER (1964 a, 1969) unterscheidet folgende typische Hangablagerungen:

a) Steinsohle:

Eine gewöhnlicherweise dünne (5-20 cm) Lage von Steinen (meist Bruchstücke von Quarzadern und Eisenkrusten), die häufig Kiesbestandteile führt und manchmal von ihnen dominiert wird. Die Steinsohle-markiert Ebenen der Abtragung (s. unten). Am häufigsten und in typischer Ausprägung findet man sie an der Basis des Sedimentkörpers, d.h. zwischen autochthonem Verwitterungsmaterial und dem Schutt. Sie kann dort eine kontinuierliche Ablagerung bilden, doch ist sie nicht selten recht schütter; die Kies- und Steinbestandteile liegen dann in Abständen von 10-100 cm auseinander, oder treten in linsenförmiger Anordnung sporadisch auf. Auch innerhalb der Sedimentauflage kann man gelegentlich durch Steinsohlen markierte Ebenen der Abtragung beobachten.

b) Pedimentschutt:

Eine vorwiegend kiesige (40-80 % Kiesbestandteile) Ablagerung aus Quarz und/oder eisenoxidreichen Körpern (Krustenfragmente, Konkretionen, Pseudokonkretionen) in toniger bis sandiger Matrix. Die Mächtigkeit dieser Schuttsedimente schwankt zwischen 20 und 200 cm.

c) Feinkörnige Auflage (hillwash):

Eine Ablagerung von Feinmaterial mit seltenen Einschlüssen von Material gröber als 2 mm. Die Textur variiert von sandigem Ton bis Sand, die Mächtigkeit von 30-350 cm.

Die feinkörnige Auflage bildet gewöhnlich die recht ebene Bodenoberfläche. Dagegen zeigt die Oberfläche des Pedimentschuttes wie auch des autochthonen Gesteinszersatzes ein mehr oder minder unbenes Mikro- und Meso-Relief, welches



Abb. 3a: Beispiele schichtigen Profilaufbaus in ferrallitischen Böden SW-Nigerias: Zwischen flachgründigem zoogenen Horizont (s. Abschn. 3) und autochthonem Profilteil lagern in I eine Steinschle, in II ein mächtiger, in III ein geringmächtiger Pedimentschutt, in IV ein feinkörniges Decksediment (hillwash) über Pedimentschutt und Steinsohle (mit residuellen Krustenbrocken) und in V zwei durch eine Mangan-Konkretionen und Topfscherben enthaltende Steinschle getrennte Hillwash-Lagen. Die unterste Lage überdeckt eine ältere Steinsohle und enthält Mangan-Konkretionen. Der Gesteinszersatz ist bei geringmächtiger Überdeckung in seinem oberen Teil mechanisch durchmischt (Homogenisierungs-Horizont, I und III). Im übrigen kann er durch Lösungs- und Transportvorgänge verändert sein.

sich in der Tat als ein Netzwerk vergangener Erosionsrinnen und -furchen erklären läßt. Hieraus resultiert eine erhebliche Schwankung in der Mächtigkeit der Hillwash-Ablagerungen
ALTE OBERFLÄCHE MATERIAL - TRANSPORT UND ARTRAG ABLAGERUNG VON SCHUTT BILDUNG DER STEINSOHLE JUNGE OBERFLACHE

Abb. 3b: Entstehung von Steinschle und Pedimentschutt bei der Hangpedimentation (Modell).

(MARCHESSEAU, 1964, VINCENT, 1966), obwohl ihre Mächtigkeit in der Regel zum Tal hin größer wird. Diese drei Ablagerungen kommen in den meisten Bodenprofilen in unterschiedlicher Kombination und Mächtigkeit vor.

Hangschutt und Steinschle müssen als sortierter Rückstand einer ehemaligen Bodendecke angesehen werden. Wie an anderer Stelle (FÖLSTER, 1964 a, FÖLSTER, 1968, FÖLSTER, 1969) eingehender begründet läßt sich die recht typische Schichtungsfolge nicht mit einem flächenhaften Spülvorgang in Zusammenhang bringen. Sie ist vielmehr die Folge eines Pedimentationsprozesses, d.h. einer Abtragung an niedrigen, einige Meter betragenden Stufen, die durch Einschneiden der Flüsse in den Tälern entstehen und hangaufwärts wandern ("Hangpedimentation" nach ROHDENBURG, 1969). Abb. 3b verdeutlicht den Vorgang. Die junge "Basisfläche der Erosion" weitet sich mit der Stufenrückverlegung auf Kosten der Altfläche aus. Nicht oder schwer transportable Skelettanteile werden nahe des Stufenfußes abgelagert. Sie bilden ein Steinpflaster (nach Überdeckung eine Steinsohle, bzw.stone line). Der Rest der alten Bodendecke wird über die neue Erosionsfläche ins Tal transportiert, unterliegt hierbei jedoch einer gewissen Sortierung. Was wir heute als Pedimentschutt ansprechen, ist ein sortiertes, stoßweise verlagertes Durchgangssediment, das nach Beendigung des Pedimentationsprozesses fixiert wurde.

Weniger befriedigend ist bislang die Information über die Herkunft des feinkörnigen Decksediments. Offensichtlich war zur Zeit seiner Ablagerung der Pedimentationsprozeß im wesentlichen abgeschlossen. Andererseits gibt es stratigraphische und bodengenetische Hinweise (FÖLSTER, 1969) dafür, daß er nicht durch ständige und heute fortdauernde Auftragung gebildet wurde, sondern wie die Pedimentation in eine Phase geomorphologischer Instabilität, d.h. eine Klimaphase mit größerer Trockenheit oder unausgeglichenerer Niederschlagsverteilung gehört. Schon die alle Unebenheiten des Untergrundes ausgleichende Verteilung, aber auch die Abhängigkeit seiner Mächtigkeit vom Relief weisen das feinkörnige Decksediment als Ergebnis flächenhafter Verspülung aus (VINCENT, 1966). Dies schließt jedoch nicht aus, daß Termiten an ihrer Bildung beteiligt waren. Unter gegenwärtigen Klimaund Vegetationsverhältnissen scheint jedoch das zoogen aufgelagerte Feinmaterial mit Ausnahme der feinsten Korngrößen (Ton und u.U. Feinstschluff) stabil zu sein (s. Abschnitt 3), während es in den instabilen Phasen möglicherweise vollkommen verlagert wurde. Ebenso kann die heute in Feuchtsavanne und Regenwald doch recht flachgründige Wirkungszone der Termiten in trockeneren Phasen tiefer gelegen haben, und vielleicht hat der ständige Abtrag die Förderung von Fein-

- 29 -

material intensiviert. Wie immer die Verknüpfung von Termitentätigkeit und der Verlagerung von Feinmaterial ausgesehen haben mag, so müssen wir doch in bodengenetischer Hinsicht das Decksediment als allochthone Ablagerung ansehen, die während der stabilen Phasen durch pedogenetische Prozesse verändert worden ist.

2.2.2 Pleistozäne und holozäne Erosionsgeschichte

Die Schichtenfolge der Pedisedimente in den Beispiels-Profilen von Abb. 3a läßt sich nur in I bis III noch als Ergebnis eines einfachen Pedimentationsvorganges deuten. In IV können feinkörnige Auflage und Pedimentschutt gleichaltrig sein. Ebenso häufig müssen sie aber als das Ergebnis von zwei durch eine stabile Bodenbildungsphase getrennten Erosionsphasen gedeutet werden, zumal wenn sie durch eine artefakthaltige Steinschle getrennt werden, oder wenn der Pedimentschutt durch lateralen Eintransport und Ausscheidung von Eisenoxid verbacken ist, ohne daß das Decksediment irgendwelche hydromorphe Veränderung zeigt. Eine Diskontinuität der Ablagerung zeigt auch das Decksediment in V. Die untere Lage ist hydromorph überprägt und enthält Mangankonkretionen, die in der oberen Lage fehlen. Zahlreiche, teilweise zerbrochene Mangankonkretionen sind neben Topfscherben in der trennenden Steinschle anzutreffen. Sie müssen als Ausräumungsrückstand angesehen werden, der sich hier während der teilweisen Abtragung der ursprünglich mächtigeren unteren Decksedimentlage angereichert hat. In ähnlicher Weise kann die untere Decksedimentlage durch Eisenoxid-Ausscheidungen verbacken sein. Die Steinsohle wird dann durch Fragmente des verbackenen Decksediments gebildet.

Schon das Einzelprofil läßt so häufig die nachfolgende Wirkung alternierender Erosions- und Bodenbildungsphasen erkennen, falls bei der Abtragung Boden- oder Pedisediment-Relikte erhalten blieben. Dies trifft jedoch in der Regel nur für Teile des Pediment-Hanges zu. Vielmehr überlappen sich verschieden alte Böden oder Pedisedimente auf dem Pediment derart, daß man ein vollständiges Bild von der Erosionsgeschichte nur durch detaillierte stratigraphische Untersuchungen der Bodendecke am Gesamthang erhalten kann. Tab. 2 gibt als Ergebnis solcher Untersuchungen die Folge alternierender Erosions- und Bodenbildungsphasen in SW-Nigeria wieder, in die sich auch die im Süd-Sudan erkannten respektiven Phasen gut einordnen lassen. Zur Vereinfachung des Verständnisses erhielten die instabilen Phasen der Abtragung das Symbol , die stabilen Phasen der Bodenbildung das Symbol β . Mit Großbuchstaben werden Hauptperioden der Oberflächenbildung bezeichnet, die jeweils eine instabile Phase mit der nachfolgenden Bodenbildungsphase verbinden.

Jede der α -Ausräumungsphasen (E_{α} bis B_{α}) hat die ältere Bodendecke bis auf einige Relikte abgetragen. Erst von A1 α an nimmt die Tiefe und das Ausmaß der Ausräumung ab, so daß jüngere und ältere Böden nebeneinander auf den Pedimenten anzutreffen sind. Dies ist der Grund für die Unterteilung (1-3) der A-Periode. Die Relikte der älteren Bodenbildungsphasen sind Reste von Eisenkrusten, die - in Muldenlage gebildet - heute am Oberhang (B), in Kuppenlage (C) oder auf hochliegenden Tafelbergen (D, E) vorkommen. Von Erosionsphase zu Erosionsphase fand also eine allmähliche Verlagerung der lokalen Wasserscheiden und des Hohlformennetzes statt, die eine schrittweise Inversion des Reliefs bewirkte.

| | | | Erosionsphase | Bodenbildungsphase | | | | |
|---|---------|---|---|---|--|--|--|--|
| E | ß | - | große Pedimentationsphase | Krustenrelikte (nur auf Sand- stein erhalten) | | | | |
| D | æ ß | - | große Pedimentationsphase | Krustenrelikte (nur auf Sand- stein erhalten) | | | | |
| C | α β | - | große Pedimentationsphase | Krustenrelikte häufiger (in Kuppenlage) auf allen Gestei- nen, aber besonders im Norden | | | | |
| B | β | - | große Pedimentationsphase | Bodenbildung mit Krusten, deren Relikte verbreitet am Mittel- hang austreten | | | | |
| A | 1∝ β | - | mäßige Pedimentation (verbreitet Schuttdecken noch erhalten) (Sangoan Artefakte) | Bodenbildung mit Verbackung von A1 -Schutt | | | | |
| A | ß | - | kleinere Pedimentation (teilweise Ausräumung des A1 -Bodens, besonders am Unter- und Mittelhang, Ab lagerung von Schutt und feinkörnigen Pedisediment (mittlere Steinzeit Artef | en) akte) schwache Feuchtphase mit hydro- morpher Überprägung besonders | | | | |
| Ā | 3a | _ | schwache, lokal begrenzte Ausräumung von Teilen der feinkörnigen Pedisediment decke (A2a), neue Hillwa Decke. (Spätsteinzeitlich Artefakte) | in den feinkörnigen Pedisedi- menten | | | | |
| _ | ß | - | | Jetzige Bodenbildungsphase, vielleicht etwas trockener als zu Beginn. | | | | |

Tab. 2: Die Folge alternierender Abtragungs- und Bodenbildungsphasen in SW-Nigeria.

Das Ausmaß der Ausräumung bzw. der Erhaltung von Bodenrelikten unterlag räumlichen Schwankungen. Nördlich der Niger-Golf von Benin-Wasserscheide trifft man verbreitet auf Cund B-Eisenkrusten. Ihre Anordnung auf dem Interfluve wird aus Abb. 4a und b ersichtlich. Zwei Eisenkrusten unterschiedlichen Alters sind in den beiden Pediment-Querschnitten 4a und 4b enthalten, in 4b allerdings nur in Form isolierter Krustenbrocken, welche die Lage der vormals durchläufigen Eisenkrusten andeuten. Die C-Kruste in 4a wird allseitig durch Pedimentationsstufen begrenzt, die zum Teil herausragen, zum Teil durch Pedimentschutt verdeckt sind. Die Kruste überstand als widerständiger Rest die Bog-Pedimentation, welche die angrenzenden Pedimente mitsamt ihrer Pedimentschutt-Decken schuf. In der Nähe der C-Kruste enthält dieser Pedimentschutt einige Krustenbrocken. Ungefähr in Mittelhanglage treten die ersten Anzeichen einer schwachen Verbackung im Schutt auf, die sich hangabwärts verstärken und schließlich in eine massive Eisenkruste übergehen. Dies ist das Ergebnis der B& -Bodenbildungsphase, welche durch die nachfolgende Erosionsphase (A1 ~) unterbrochen wurde. Sie war die Ursache für die Verjüngung des unteren Hangabschnittes, doch konnte sie wegen der Widerständigkeit der B-Kruste nicht auf den Hauptteil des Pedimentes übergreifen. Ausnahmen bilden die später mit Hillwash angefüllten Erosionsrinnen im Oberteil des B-Pediments. Im verjüngten Talabschnitt steht das unzersetzte Gestein oft oberflächennah an. Der A1-Schuttkörper ist oft mäßig bis stärker verbacken - ein Ergebnis der A1 β -Bodenbildungsphase - und mit Hillwash überlagert.

Eine stärkere Verjüngung zeigt die Bodendecke im Beispiel 4b. Die A1 - Pedimentation hat hier die B-Eisenkruste durchbrochen und auch die C-Kruste noch angegriffen. Der Pedimentschutt des A1-Pediments enthält hier noch die Überreste der ehemaligen C- und B-Krusten in Form einer Anhäufung isolierter Krustenblöcke. Er ist in Mittel- und Unterhanglage mäßig verbacken. In Talnähe erkennt man oft den Einfluß einer jüngeren (A 2α) erosiven Unterbrechung der A1 -Bodenbildungsphase.

Für große Teile des Süd-Sudans kann man die in Abb. 4a wiedergegebene Anordnung verschieden alter Flächen und Böden als durchaus typisch ansehen. Nur im Bereich der Randaufwölbungen des Nilgrabens hat zumindest während der Ala -Phase eine sehr viel stärkere Verjüngung stattgefunden. Nördlich der Niger-Golf von Benin-Wasserscheide in SW-Nigeria begegnet man diesem Modell durchgängiger Pediment-Gliederung relativ selten. Vielmehr überwiegt hier eine Gliederung nach 4b. obwohl eine Verzahnung beider Modelle häufig ist. Die Ursache hierfür liegt zweifellos in der sehr unterschiedlichen ursprünglichen Ausdehnung der B-Eisenkrusten, die sich an Austritten flacher Pedimentmulden verbreiteten, bzw. die gesamte Bodendecke innerhalb dieser Pedimentmulden bis hinauf in die Nähe der Pediment-Scheiden einnahmen. An diesen Stellen stark verbreiteter B-Krusten blieb die nachfolgende Erosion oft unvollständig.

Auf der Südabdachung der Niger-Golf von Benin-Wasserscheide sind Eisenkrusten mit Ausnahme der auf den Sandsteinplateaus konservierten, viel älteren Krusten weit weniger häufig als im Norden. Nicht nur die Erosionsphase von A1, sondern auch die nachfolgenden kleineren instabilen Phasen (A2, A3) bewirkten hier eine insgesamt stärkere Verjüngung als im Norden. Allerdings waren auf den metamorphen Gesteinen im Süden die B- und C-Krusten schon ursprünglich weniger extensiv.

Die wahrscheinlich recht komplexe Ursache hierfür soll kurz skizziert werden (siehe FÖLSTER, 1969). Die Tiefe des Ver-witterungsmantels nimmt von Süden nach Norden ab. Wie weiter unten eingehender auszuführen sein wird, charakterisiert die flachgründigeren Böden des Nordens (wie des Süd-Sudans) ein zwischen episodischer Überfeuchtung und Austrocknung fluktuierender Wasserhaushalt. Dies intensiviert die Auflösung von Eisen sowie seine konkretionäre Wiederausscheidung entweder an Ort und Stelle oder während seines Transportes mit dem lateralen, oberflächennahen Hangwasser. Da ein Großteil des gelösten Eisens so in Form relativ harter und großer eisenhaltiger Körper im Bodenmantel verbleibt, wird es während nachfolgender Erosionsphasen weniger leicht transportiert und bleibt - innerhalb des Schuttmantels - in größerer Mächtigkeit auf den Pedimenten liegen. Die geringere Hangneigung der Pedimente im Norden, die ihrerseits mit der geringeren Verwitterungstiefe in Beziehung steht, fördert ebenfalls die Anreicherung von eisenhaltigem Pedimentschutt. Damit vergrößert sich jedoch der Vorrat an Eisen, das während nachfolgender Bodenbildungsphasen gelöst und lateral verlagert wird und damit zur Bildung extensiver Krusten beiträgt. Die tiefgründigere Bodendecke im Süden bewirkt dagegen einen ausgeglicheneren Wasserhaushalt, eine bessere Durchlüftung und eine etwas weniger intensive Eisendynamik. Das gelöste und wieder aus-geschiedene Eisen verteilt sich über eine mächtigere Zone. Die hieraus resultierenden eisenhaltigen Flecken und Körper sind in der Regel weniger hart und werden während nachfolgender Erosionsphasen beim Transport zerschlagen. Es besteht deshalb auch eine weitaus geringere Tendenz zur Anreicherung von eisenhaltigem Pedimentschutt, was durch die steileren Gradienten der Pedimente noch gefördert wird.

Krustenrelikte der B-Periode sind auf der Südabdachung durchaus zu finden, wenn auch relativ selten. A1-Pedimente und die auf ihnen gebildeten Böden bestimmen in örtlichen Wasserscheiden-Regionen der größeren Flußnetze das Bild, während gerade in Flußnähe und bei steilerem Relief die kleineren Erosionsphasen A2 α und seltener A3 α die Bodendecke verjüngt haben. Zahlreiche stratigraphische Beispiele hierfür sind an anderer Stelle wiedergegeben (FÖLSTER, 1969).



Abb. 4: Hangsequenzen mit mehrfacher, z.T. unvollständiger Pedimentation der Perioden B und A, typisch für die altersmäßige Flächen- und Bodengliederung in den Savannengebieten Süd-Sudans und SW-Nigerias.



Abb. 5: Anlage der neuen Basisfläche der Hangpedimentation in unterschiedlicher Tiefe des alten Verwitterungsmantels: i) innerhalb des alten Bodens,

- ii) im Gesteinszersatz,
- iii) im Gesteinszersatz mit Ausbissen frischen Gesteins.

- 36 -

2.2.3 <u>Gesteinszersatz als Ausgangsmaterial der</u> Bodenbildung

Während der repetierenden Pedimentations-Phasen der Vergangenheit wurde die ältere Bodendecke jeweils mehr oder minder tiefgründig ausgeräumt bzw. gekappt. Anscheinend ist hierbei das unzersetzte Gestein nur selten großflächig entblößt worden. In der Regel wurde vielmehr die neue Basisfläche der Hangpedimentation im Gesteinszersatz angelegt, wie es in Abb. 5 durch die mittlere Linie ii angedeutet worden ist. In dem für weite Gebiete des afrikanischen Tropengürtels typischen flachkuppigen Gelände mag der entscheidende Grund hierfür darin liegen, daß die Pedimente flache, nur im Mikro-Reliefbereich schwankende Erosionsflächen sind, dagegen die verborgene Oberfläche des unzersetzten Gesteins oft auf engstem Raume außerordentliche Unebenheiten aufweisen kann. Selbst bei recht tiefgründiger Ausräumung (s. Abb. 5. untere Linie iii) kommt es auf der Pedimentoberfläche deshalb stets nur zu lokalen Ausbissen des unzersetzten Gesteins, da die talnahen Vorkommen hochanstehenden Gesteins eine noch tiefere Anlage der Erosionsfläche verhindern. Falls nicht nachträglich durch Hangsedimente bedeckt, wandelt sich die sehr rauhe und stark kavernös zergliederte Gesteinsoberfläche der Ausbisse unter dem Einfluß subaerischer Exfoliationsverwitterung zu den bekannten geglätteren und abgerundeten Gesteinsplatten und -schildern um. Größere und stärker hervorragende Gesteinsausbisse können durchaus den Beginn eines Inselberges bilden, da die subaerische gegenüber der im Schutze eines Verwitterungs- oder Sedimentmantels ablaufende Verwitterung stark verzögert wird (JENSEN, 1936).

Die genannten flachen Gesteinsausbisse sind natürlich oft an Härtlinge gebunden; ihre Häufigkeit wird dagegen einmal durch die Verwitterungstiefe überhaupt beeinflußt und nimmt dementsprechend vom feuchteren Süden zum trockeneren Norden zu. Zum anderen wird sie durch die Ausräumungstiefe (Abb. 5) bestimmt, die wiederum von einem Flußnetz zum anderen, aber auch zwischen Nebenflüssen eines Flußnetzes wie zwischen benachbarten Abschnitten desselben Flußlaufes variieren kann.

Für die folgenden bodenkundlichen Betrachtungen ist es wichtig festzuhalten, daß doch in der Regel der Gesteinszersatz das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung darstellt. Damit soll keineswegs ausgeschlossen sein, daß dieser Gesteinszersatz nicht bereits durch vorherige Bodenbildungsprozesse beeinflußt wurde. Andererseits kann die Ausräumung natürlich so flachgründig erfolgt sein, daß die neue Erosionsfläche innerhalb des allochthonen oder autochthonen Teiles der eigentlichen Bodendecke angelegt wurde. In diesem in Abb. 5 durch die Linie i gekennzeichneten Fall ist der gekappte und später eventuell durch Pedisedimente überlagerte Rest eines Paleobodens das Ausgangsmaterial der weiteren Bodenbildung. Aus dem bisher Gesagten ergibt sich bereits, daß man häufig mit einem Nebeneinander der in Abb. 5 skizzierten Fälle auf demselben Hang rechnen muß.

3 <u>OBERFLÄCHENNAHE BODENGENE-</u> TISCHE PROZESSE

3.1 TEXTURDIFFERENZIERUNG (TONVERARMUNG)

In den meisten Böden des Untersuchungsgebietes liegt der Tongehalt der Oberböden (30-50 cm) niedriger, z.T. erheblich niedriger als im darunter anschließenden Solum. Die Deutung dieses Texturunterschiedes als ein der Tondurchschlämmung in lessivierten Böden der gemäßigten Breiten analoges Phänomen hat in einer Reihe von Klassifikationen seinen Niederschlag gefunden (AUGERT und DUCHAUFFOUR, 1956, LEMOS et al., 1960, MAIGNIEN, 1961, DUDAL und MOORMANN, 1962), ohne daß sie bislang durch kritische genetische Untersuchungen gestützt worden wäre. Im Vergleich zu den lessivierten Böden der gemäßigten Breiten ist die vertikale Tonverteilung außerordentlich unregelmäßig. Wie FÖLSTER und LADEINDE (1967) zeigten, wird dies zum Teil durch die ja oft unbeachtet gebliebene oder nicht als solche erkannte Schichtung der Pedisedimente erklärt. Überlagerung von in der Feinsubstanz tonreicherem Pedimentschutt durch ein sandiges Decksediment, aber auch die häufige Folge von tonärmerem über tonreicherem Decksediment ergibt einen vertikalen Texturunterschied, aber noch keine Texturdifferenzierung als bodengenetischen Prozeß.

Nun steht aber außer Zweifel, daß eine solche Texturdifferenzierung in der Tat stattfindet. Tonverarmte Oberböden durchziehen Pedisedimentstrata (Decksediment und Schutt) und autochthones Material, die häufig am gleichen Hang in wechselvoller Folge an die Oberfläche treten. Bilanzmäßig läßt sich die Art des Tonverarmungsprozesses schlecht nachweisen, da die einzelnen Pedisedimentlagen oft nur geringmächtig sind, da sowohl Schutt wie Decksediment in

- 39 -

sich geschichtet sein können, ohne daß dies im Gelände leicht erkennbar wäre, und da schließlich die einzelnen Sedimentlagen nicht immer eine homogene Ausgangstextur besitzen. In Anbetracht der Art des Transport- und Ablagerungsprozesses (s. Abschn. 2.2) überrascht es nicht, wenn selbst in den Pedisedimenten, die einigermaßen homogen erscheinen, die Ausgangstextur doch stets nur als annäherungsweise gleichmäßig angesprochen werden kann.

Untersucht man solche Ablagerungen dort, wo sie größere Mächtigkeit erreichen, so zeigt sich, daß die Kurve der vertikalen Tonverteilung doch meist anders verläuft als in lessivierten Böden. Abb. 6 zeigt dies anhand einiger typischer Tonverteilungskurven (FÖLSTER, 1964 b, FÖLSTER und LADEINDE, 1967). Mit Ausnahme von Iwatoka und Odeda L steigt doch der Tongehalt unterhalb des tonverarmten Oberbodens schnell auf einen mehr oder weniger konstanten Wert.

Nur in Yambio B 14 (Sudan) erreicht das Profil mit 1,80 m Tiefe eine größere Mächtigkeit. Der unterste Profilteil besitzt ein hohlraumreiches Schüttungsgefüge aus unregelmäßig abgerundeten Aggregaten und mit geringem Raumgewicht (1.3). Nach oben hin wandelt sich dieses Gefüge durch Ausfluß von Tonsubstanz aus den Aggregaten in die Hohlräume in ein dichtes (bis Raumgewicht 1.69), verschlämmtes Einzelkorngefüge. Dies wie das Fehlen typischer Illuviations-Wandbeläge (illuviation cutans - BREWER, 1964) gestatten es, den untersten Horizont als Ausgangsmaterial der Bodenbildung zu betrachten und als Basis für eine Annäherungs-Bilanz zu benutzen. Sie ergibt, daß der geringe Tonanstieg zwischen 65 und 110 cm, falls er auf Lessivierung zurückgehen sollte, nur durch einen Bruchteil (5 %) des in dem Oberboden verlorenen Tons erzeugt wird (FÖLSTER, 1964 b).



<u>Abb. 6:</u> Einige typische Ton-Verteilungskurven in Pedisedimenten aus SW-Nigeria und Süd-Sudan.

Als Alternative zur Lessivierung hat SYS (1960) oberflächliche Auswaschung als für die Tonverarmung verantwortlichen Prozeß vorgeschlagen. Da ein solcher Prozeß jedoch stets nur auf die unmittelbare Oberfläche einwirken kann, muß er mit einer ständigen Durchmischung des Oberbodenmaterials Hand in Hand gehen. Es liegt deshalb nahe, diesen Komplementärprozeß in der Tätigkeit der Bodenfauna, insbesondere der Termiten und u.U. auch der Regenwürmer zu suchen (FÖLSTER, 1964 b). Bekannterweise sind die Schutztunnel und Wohnbauten der Termiten, aber auch der oberflächliche Regenwurmkot nur von kurzer Lebensdauer. Die aufprallenden Niederschläge zerstören diese Bauten und verschlämmen das Material gleichmäßig im näheren Umkreis. Dabei kann dispergierter Ton mit dem oberflächlichen Spülwasser verlorengehen. Wegen der ständigen Wiederbenutzung desselben Materials summiert sich der bei einmaliger Verschlämmung vielleicht geringfügige Verlust, so daß schließlich Tongehalts-Unterschiede zwischen Ober- und Unterboden bis zu 30 % erreicht werden.

Daß sich dieser Prozeß so oder in ähnlicher Weise tatsächlich abspielt, zeigen die Schuttprofile in Abb. 6. Da die Termiten nur Feinmaterial transportieren können (NYE, 1955), müssen durch dessen Entnahme im Schuttkörper Kiesbestandteile angereichert werden. Dieser Kiesanreicherungshorizont ist in dem jungen Schutt Odeda K 15 cm, in dem älteren Schutt von Odeda L 60 cm tief, während er in dem während des Großteils seiner Bodenentwicklung staunassen (s. FÖLSTER und LADEINDE, 1967) Profil Odeda M auf die oberen 10 cm beschränkt bleibt. Das zoogen aufgetragene Feinmaterial wurde während zweier Erosionsphasen (A2 α und A3 α) abgetragen. Die heutige Auflage von 10 cm ist deshalb kein Maß der summierten Termitentätigkeit und wurde vernachlässigt. Daß die Tonverarmung hier nicht auf die Auflage beschränkt blieb, sondern bis in die Feinsubstanz des Schuttkörpers hineinwirkte, braucht keineswegs mit selektiver Tonentnahme verbunden zu werden: sie erklärt sich schon aus der Einwaschung von Feinmaterial der Auflage in die Wurzelkanäle und Termitengänge des Schuttkörpers.

- 42 -

Die Höhe der Verlustziffer variiert in Abhängigkeit von einer Reihe von Faktoren. Sehr niedrige Werte werden oft auf sandigen Böden sowie an nassen, talnahen Standorten gefunden - zweifellos eine Funktion geringerer Besiedlungsdichte von Termiten. Der Einfluß des Alters spiegelt sich deutlich in den Beispielen der Abb. 6 wider. Darüberhinaus muß sich natürlich die durchschnittliche Tiefe, aus der die Termiten ihr Baumaterial entnehmen, auf das Ausmaß der Tonverarmung auswirken. Offensichtlich erstreckt sich die Hauptentnahmezone im Untersuchungsgebiet nicht tiefer als 50 cm, in staunassen Böden kann sie auch recht flach sein (s. Odeda K). Es läßt sich jedoch denken, daß in anderen, insbesondere trockeneren Regionen (Trockensavanne) Termiten zu größerem Tiefgang gezwungen werden und damit nicht nur insgesamt mehr Untergrundmaterial gefördert wird, sondern die Tonverarmung tiefer reicht und sich deshalb durch eine wesentlich ausgeglichenere Kurve langsamen Tonanstiegs ausdrückt.

Wie die beiden Ausnahmen in Abb. 6 zeigen, kann neben der mit zoogener Feinsubstanzförderung verknüpften oberflächlichen Tonauswaschung wahrscheinlich auch Ton vertikal verlagert werden, was sich dann auch in einer größeren Zahl von regelungsdoppelbrechenden Wandbelägen in Wurzelkanälen und Grobporen ausdrückt. Diese Tonmigration verläuft offensichtlich mit geringerer Intensität als die oberflächliche Tonausspülung, erreicht jedoch selbst in älteren Böden sehr unterschiedliche Ausmaße, ohne daß hierfür bislang eine zufriedenstellende Erklärung gefunden wäre. Daß Staunässe eine Migration verhindert oder verlangsamt (s. Odeda M), ist auch aus den gemäßigten Breiten bekannt.

- 43 -

3.2 OBERFLÄCHENNAHE HORIZONTIERUNG

Durch den Transport von Feinmaterial auf die vormalige Bodenoberfläche hat die Bodenfauna einen genetischen <u>Horizont</u> geschaffen, der als <u>zoogene Auflage</u> bezeichnet wird. Er hebt sich jedoch nur in Schuttprofilen sowie bei autochthonem Material, das mit einer Steinsohle bedeckt ist, deutlich ab. Von ebenso häufigen geringmächtigen Decksedimentlagen ist die Auflage äußerlich nicht zu unterscheiden. Qualitative mineralogische Ähnlichkeit ist in den meisten Fällen vorhanden, da der Ursprung des Decksediments der gleiche Hang ist, d.h. in der Regel dasselbe oder ein ähnliches Ausgangsgestein. Das beste Unterscheidungsmerkmal liegt noch in dem Verhältnis der Schluffund Sandfraktionen, obwohl auch es durch Verspülung über geringe Distanz gestört sein kann.

Die Tonverarmung ist nicht auf die zoogene Auflage beschränkt (s.o.). Es muß deshalb zwischen ihr und dem Tonverarmungshorizont unterschieden werden. Da in der Feinsubstanz ein erheblicher, oft der überwiegende Anteil des ja fast ausschließlich freien Eisens an der Tonsubstanz gebunden vorliegt, erkennt man den Tonverarmungshorizont in eisenärmeren Böden an einer deutlichen Aufhellung. Sie kommt in eisenreicheren Substraten nicht zum Tragen. Die Aufhellung des Oberbodens geht allerdings nur zum Teil auf Tonverarmung zurück. Daneben spielt echte Bleichung, d.h. Lösungsabfuhr des Eisens, eine mehr oder weniger bedeutende Rolle. Der Gehalt des Tons an freiem Eisen kann beispielsweise konstant bleiben, aber auch von oben nach unten ansteigen. In Odeda B und C (Abb. 6) erreicht dieser Wert sogar ein Maximum zwischen 25 und 50 cm, in Odeda L zwischen 40 und 60 cm, d.h. im untersten Teil des Tonverarmungshorizontes oder etwas darunter. In anderen Böden steigt er weiter an bis in den autochthonen Profilteil, wo die Eisengehalte meist im Diffusionshorizont am höchsten liegen. Generell nehmen Intensität und Tiefe der durch Tonverarmung und Bleichung hervorgerufenen Aufhellung hangabwärts zu den feuchten, talnahen Böden hin zu. In gleicher Richtung werden jedoch auch die Pedisedimente meist sandiger, was zumindest den Wechsel in der Aufhellungs-Intensität erklären würde.

Hangabwärts wächst übrigens häufig auch die Mächtigkeit des Humushorizontes, obwohl diese nicht näher untersuchte Beziehung durch anthropogene Einflüsse sehr stark gestört worden ist. Unter dem Baumbestand des natürlichen Regenwaldes erreicht der durch Wurzelfilz und Regenwurmkot sehr lockere Humushorizont eine Mächtigkeit von 10-30 cm (2-6 % Humus). Nicht selten baut er sich in den oberen 10 cm fast ausschließlich aus Regenwurmkot auf. Unter Savannenvegetation geht der Humusgehalt meist zurück, doch ist die im Regenwald oft scharfe Grenze zum darunter liegenden Horizont hier vorzugsweise diffus; schwache Humusfärbung scheint tiefer hinabzureichen. Allerdings gilt dies auch für sandigere und feuchtere, d.h. aber auch stärker aufgehellte Böden im Regenwald, und da oberflächennahe Durchfeuchtung, geringere Eisen- und Tongehalte zumindest in den feinkörnigen Decksedimenten der Savannengebiete größere Verbreitung besitzen als in denen des Regenwaldes (s. 2.2.2), scheint dieser Unterschied doch weniger vegetations- als substratgebunden.

Wegen der regen Tätigkeit der Bodenfauna wird der mit 8-16 t/ha (LAUDELOUT, 1960) im Vergleich zu den Wäldern der gemäßigten Breiten etwa 4- bis 6-fach höhere Bestandesabfall in den Mineralboden eingemischt. Auflagehumus fehlt. Der Umsatz ist sehr hoch; nach LAUDELOUT (1960) werden 50-75 % des jährlichen Streufalls im ersten Jahr abgebaut. Störung der Streuzufuhr durch teilweise oder vollständige Beseitigung der Vegetationsdecke führt deshalb auch in relativ kurzer Zeit zu einer erheblichen Verminderung des Gleichgewichts-Humusgehaltes. Für die Geschwindigkeit, mit der sich ein neuer Gleichgewichts-Humusgehalt einstellt, gibt LAUDELOUT (1960) eine Halbwertszeit von 1-3 Jahren an: NYE und GREENLAND (1960) rechnen mit größeren Werten. Falls nicht ein höherer Eisengehalt für eine stabile Aggregierung sorgt, geht mit dem Abbau des Humus der vollständige Verlust des Lockergefüges einher. Es entsteht ein dichtes Verschlämmungsgefüge. Nicht selten liegt in solchen Böden das Humusmaximum zwischen 10 und 25 cm. während sich der Humusgehalt in den oberen 10 cm unter 0.5 % hält. Mit Einsetzen der Buschbrache steigt er dann wieder an. In dem Mosaik kleinräumiger Flächen mit unterschiedlicher Nutzungsgeschichte und wechselnder Dauer von Feld- und Buschbrachperioden variiert deshalb der Humusgehalt mit geringer Beziehung zu anderen Bodeneigenschaften.

<u>GRUNDZÜGE DER MORPHOGENETI-</u> <u>SCHEN BODENENTWICKLUNG UND</u> <u>PROFILGLIEDERUNG IM AUTOCH</u> <u>THONEN ZERSATZMATERIAL</u>

4.1 DER GESTEINSZERSATZ ODER SAPROLITH⁺⁾

4

Wie oben erwähnt (3.3) können wir zunächst von der Vorstellung ausgehen, daß der Gesteinszersatz - nicht das frische Gestein - das Ausgangsmaterial der Bodenbildung darstellt. Was ist der Gesteinszersatz, was unterscheidet ihn vom Gestein und wie kann man seinen Formenschatz beschreiben?

CAMPBELL (1917) hatte die WALTHER'sche Bleichzone (Pallid zone) typischer Laterite als <u>Alteration zone</u> bezeichnet. Sie stellt die unter Grundwasser stehende Zone der <u>Neubildung</u> (Kaolinit) dar, während der gefleckte Bereich darüber - die Zone mittlerer Grundwasserschwankung - hauptsächlich durch Substanzverlust charakterisiert wird. Diese wichtige Beobachtung zum Verwitterungsverhalten (s. Abschn. 8) ist zumindest in einer Hinsicht zu stark vereinfacht: <u>Die Bleichzone bildet nur einen Grenzfall des Saproliths</u>. Normalerweise entsteht vielmehr auf metamorphen und grobkörnigen magmatischen Gesteinen ein gefleckter Saprolith. Die Fleckenzone kann also Saprolith oder Bodenbildung sein.

Der entscheidende Vorgang bei der Bildung des Saproliths ist zweifellos die Auflösung des Feldspats und die Neubildung

^{*) &}quot;Saprolith" wurde von USDA (1960) zur Bezeichnung des Gesteinszersatzes vorgeschlagen. Als Synonyme sind gebräuchlich: Lithomarge, Alterit, Alteration zone.

von Kaolinit (s. Abschn. 7). Durch den damit verbundenen Substanzverlust (etwa 50 % der Feldspatsubstanz) erniedrigt sich das Raumgewicht des Gesteins je nach Ausgangs-Feldspatgehalt. Relativ schnell werden ebenfalls viele Pyroxene und Hornblenden aufgezehrt. Als Charakteristikum des Saproliths wird oft herausgestellt, daß die Verwitterung isovolumetrisch, d.h. ohne Volumenveränderung vor sich geht (MILLOT und BONIFAS, 1955, VALETON, 1967). Das Ausmaß des Substanzverlustes wäre demnach aus der Raumgewichts-Veränderung zu er-

rechnen. Für grobkörnige Gesteine konnten allerdings FÖLSTER und KALK (1967) zeigen, daß bereits schwach vergruste Gesteinsproben mit geringem Kaolinisierungsgrad durch Ausbildung eines feinen Spaltensystems eine nicht unerhebliche Volumenerweiterung erfahren. Bis in welche Tiefenbereiche eine solche Volumenerweiterung sich auswirken kann, muß vorläufig dahingestellt bleiben.

Makromorphologisch charakterisiert den Saprolith, daß er mehr oder minder deutlich die Struktur und das Gefüge des unzersetzten Gesteins widerspiegelt. Dies bewirken nicht nur die in manchen Saprolithen erkennbaren kaolinitischen Feldspat-Pseudomorphosen, sondern oft noch eindrucksvoller die Anordnung chromareicher Flecken. Beides demonstriert beispielhaft Abb. 7, in welcher der Saprolith eines durch Migmatisierung veränderten Glimmerschiefers sowie eine Korrelation zwischen den Gefügeelementen des Gesteins und des Saproliths wiedergegeben ist. Das Beispiel zeigt, daß das bei der Verwitterung eisenhaltiger Minerale freigesetzte Eisen innerhalb oder in unmittelbarer Nähe der dunklen Gefügeelemente des Gesteins abgeschieden wird. Im Saprolith mögen diese ferromagnesischen Minerale aufgelöst oder kaolinisiert sein. Dies gilt insbesondere für die Hornblende, während der Biotit meist nur unvollständig kaolinisiert



<u>Abb. 7:</u> Beziehung zwischen Gefügeelementen des Gesteins , und des Saprolithen in Ife e 40

| | Gestein | Saprolith | | | | |
|----|---|---|--|--|--|--|
| St | eilgestellte Schieferreste: | | | | | |
| a) | Ein auffälliges Biotitband, mehrere dünne biotitische Segregationsbänder | violettrot, Glimmerglanz blättriges Gefüge | | | | |
| Ъ) | Parallel a ein gestörtes Quarzitband: größere Quarzit- fragmente gestreut | gelblich-weißer Quarzit, mehr oder weniger stark pulverisiert | | | | |
| Mi | gmatisierte Masse: | | | | | |
| c) | Feinkörnige feldspat- und biotitreiche Grundmasse, die feine, biotitische Segrega- tionslamellen enthält | gleichmäßig rot mit (vertikalen) violett- roten Streifen | | | | |
| d) | Feldspat-Porphyroblasten, teils kantig, teils zuge- rundet (Augen) | durch schwache Eindiffu- sion von Eisen schmutzig grau-gelbe kaolinitische Feldspatpseudomorphosen | | | | |

vorliegt (s. Abschn. 5 und 8). Da die Kaolinisierung mehr oder minder pseudomorph erfolgt, sind gerade die Biotitlamellen und -aggregate, bisweilen aber auch die der assoziierten Hornblende (Abb. 10) im Dünnschliff des Saprolithen sehr deutlich zu verfolgen.

In Dünnschliffen geringer Schliffdicke stellt sich die Rotfleckigkeit als eine Einlagerung von Eisenoxid zwischen die einzelnen, mehr oder minder stark kaolinisierten Biotitaggregate (s. Abb. 10) und zwischen die aufblätternden Biotitpakete, sowie als Umhüllungen um die assoziierten Quarzund (ehemaligen) Feldspatkörner dar. In sehr feinkörnigen Biotitlamellen, aber auch bei größerer Schliffdicke, erscheint dieses Muster nicht mehr, sondern weicht einer einheitlichen Rotfärbung, in der nur größere Biotite mit ihren Eisenhüllen hervortreten. Solche umhüllten Biotite erscheinen auch mehr oder minder häufig eingesprenkelt in die feldspatreiche und daher helle Grundmasse und ergeben dann punktförmige Ausscheidungen. Mineralgrenzen außer denen des resistenten Quarzes sind in der hellen Grundmasse weniger leicht zu erkennen, wenn - wie in den meisten Profilen aus SW-Nigeria - die Feldspäte weitgehend umgesetzt sind. doch heben sich die Feldspatpseudomorphosen oft von der biotithaltigen Grundmasse deutlich ab. Biotiteinsprenglinge in Porphyroblasten der Old Granite-Metasomatose sind allerdings nicht selten. Abgesehen von ihrer äußeren Gestalt erkennt man die kaolinisierten Feldspäte häufig an der wirklichen oder scheinbaren bevorzugten Orientierung der Neubildungsprodukte nach den Flächen bester Spaltbarkeit. Bei großen, wurmförmigen Kaoliniten ist dies eine unmittelbare Wachstumsorientierung der Kristalle: soweit dagegen der neugebildete Kaolinit feinkörnig ist, rufen mittelbar feine, regelungsdoppelbrechende Fließbeläge diesen Orientierungseindruck hervor, da sie entsprechend der Anordnung der vormaligen Spaltflächen im stumpfen Winkel aufeinander stoßen. Dieses vermittelt eine Art "Kreuzmuster", welches im Dünnschliff oft den einzig erkennbaren Unterschied zwischen homogenisierter und nichthomogenisierter Matrix darstellt.

Gemäß der Verteilung ferromagnesischer Minerale im Gestein findet man im Saprolith oft eine sehr wechselhafte Gestalt und Verteilung der Rotflecken. Nur bei streng gleichmäßiger Anordnung und deutlicher Segregation der dunklen Bänder kann man auch eine entsprechende lamellare Rotfleckenstruktur erwarten. In den Glimmerschiefern und Gneisen wird diese Struktur einmal durch Faltungen und Fältelungen, zum anderen durch mehr oder minder weitgehende metasomatische Gefügeveränderungen, insbesondere den Einbau leukokratischer Elemente, Feldspatporphyroblasten und granitischer bis granodioritischer Bereiche wechselnder Größe und Gestalt gestört. Auch in den größeren porphyrischen Granit- und Granodiorit-Körpern treten die Biotite meist zu unregelmäßigen Aggregaten geballt auf. Als Beispiel zum Vergleich mit den Fotos (Abb.9) von Saprolithen sind in Abb. 8 solche von einem migmatitischen Granit-Gneis wiedergegeben. Während hier in der biotitarmen Grundmasse beim Zersatz wohl nur rote Punktausscheidungen zu erwarten sind, können aus der biotitreichen Grundmasse bereits geschlossene Rotflecken hervorgehen. Ist jedoch der Biotit- und Eisengehalt nicht ausreichend hoch, werden die geringen Inhomogenitäten dieses Gesteinsbezirkes recht komplizierte Fleckenstrukturen erzeugen.

Daß der Hauptteil des Eisenoxids der Saprolithe aus den eigenen Biotiten und Hornblenden stammt, steht außer Zweifel.⁺⁾

Weniger selbstverständlich ist, daß sich seine Ausscheidung so eng an die unmittelbare Nachbarschaft der Herkunftminerale hält. Zwei sich zum Teil ergänzende Voraussetzungen scheinen hierzu notwendig.

a) Die mineraloptischen Untersuchungen zeigen, daß die Enteisenung der Biotite bereits in einem sehr frühen Stadium der Gesteinsverwitterung beginnt, aber je nach Milieu in die fortschreitende Kaolinisierungsphase der Feldspäte mehr oder weniger hineinreicht. Im frühen Stadium wird das Gestein – anscheinend vorzugsweise innerhalb der Biotitaggregate – von feinen Spaltrissen durchzogen, die dem Eisenoxid einen zunächst sehr begrenzten Ausfällungsraum zur Verfügung stellen, in dem es sehr dicht lagern muß, aber wohl auch nur wenige Beimengungen enthält. Zunehmende Frakturierung und Kaolinisierung der Feldspäte innerhalb und außerhalb der Biotitaggregate sowie die Kaolinisierung von Hornblende und Biotit erweitern diesen Ausfällungsraum allmählich.

b) Spätestens in diesem Verwitterungsstadium erweitert sich der Bewegungsraum des freigesetzten Eisens außerordentlich,

^{*)} Nach JONES und HOCKEY (1964) liegt der Biotitgehalt von 11 Older-Granite-Proben zwischen 6 und 34 %, hauptsächlich zwischen 10 und 20 %. Der Biotitgehalt der Gneise und Granit-Gneise kann bis zu 30 % gehen, doch liegen hier keine näheren Angaben vor. Legt man nur einen Ausgangsgehalt an Fe203 von 4 % zugrunde, so würde ein Substanzverlust von 20-40 % den Eisengehalt auf 5-8 % erhöhen. In diesem Bereich aber liegen die meisten der ungestörten Saprolithe in SW-Nigeria.

ohne daß dies sichtbaren Ausdruck findet. <u>Der Diffusions-</u> weg des wahrscheinlich in zweiwertiger Form gelösten Eisens bleibt gering, und das läßt auf einen ausreichend hohen Sauerstoffpartialdruck, d.h. auf recht gute Belüftungsverhältnisse schließen. Die Fleckung des Saproliths ist also das Ergebnis primär ungleichmäßiger Verteilung des Eisens und nicht Anzeichen hydromorpher Beeinflussung.

Die Richtigkeit dieser Schlußfolgerung wird gerade durch die Saprolithe belegt, in denen der Einfluß von Vernässung schon makromorphologisch zu erkennen ist. Die Beispiele in Abb. 9 zeigen in der Reihenfolge

A 4/17 - Ibadan 8 - A 4/12 Ife a/5 - Ibadan 8 - A 4/12 zunehmende Vernässungsneigung.

Dieser Übergang drückt sich mikromorphologisch zunächst darin aus, daß die Rotflecken nicht mehr genau mit den Grenzen der Biotitaggregate übereinstimmen, sondern daß einerseits Eisen in die biotitarmen, feldspatreichen Areale hineindiffundiert und so diffuse Säume erzeugt (Abb. 10/4), während andererseits randliche Bereiche der Biotitaggregate kein oder wenig Eisenoxid enthalten. In A 4/12 sind große Bereiche der biotitischen Gefügeelemente eisenarm. Das Eisenoxid (hellbraun) verteilt sich dagegen recht gleichmäßig in gewissen Bereichen der Matrix. Steht der Saprolith unter Grundwasser, so sind in der Regel nur schwache Diffusionsflecken in einer grauen Matrix zu erkennen. Diese "Bleichung" muß nicht unbedingt eine Enteisenung bedeuten. Auch muß nicht zwangsläufig der derzeit erkennbare Grad hydromorpher Beeinflussung für die Gesamtdauer der Verwitterung Gültigkeit besessen haben bzw. für die Gegenwart noch relevant sein. So können vollkommen gebleichte Saprolithe heute am relativ steilen Oberhang das Ausgangsgestein der Bodenbildung sein.

Abgesehen von den feinen Fließstrukturen des neugebildeten (feinkörnigen) Kaolinits in Feldspatpseudomorphosen beobachtet man vereinzelt in allen Saprolithen gröbere regelungsdoppelbrechende Wandbeläge in längs- oder guergeschnittenen Spaltrissen oder feinen Wurzelkanälen. Diese Wandbeläge sind eisenreich (im Durchlicht grellrot) innerhalb der biotitreichen Rotflecken, eisenarm (gelblich grau im Durchlicht) in den hellen Bezirken. Gelegentlich gibt es jedoch Überschneidungen, wie in Ife 4/5, wo rote Fließbeläge innerhalb der hellen Matrix auftreten. Anscheinend deuten sie hier die Lage früher Rißnetze und Klüfte entlang Mineralgrenzen und innerhalb ehemaliger Feldspäte an, denn ähnliche Erscheinungen kann man bereits in sehr frühen Zersatzstadien beobachten. Im großen und ganzen spielen solche Fließstrukturen im Saprolith im Vergleich zum hangenden. durch Bodenbildung veränderten Profilteil eine sehr untergeordnete Rolle.

4.2 HOMOGENISIERUNG

Viele Bodentiere sowie die im Boden wachsende und wieder vergehende Pflanzenwurzel hinterlassen leere Gänge, die durch Einbruch von Wandmaterial oder durch Einschlämmen von oben her wieder gefüllt werden. Ständige Wiederholung dieses Vorganges bewirkt eine Durchmischung des Hauptdurchwurzelungshorizontes, dessen Tiefe je nach Vegetation, Substrat und Wasserverhältnissen variiert. Obwohl einer der verbreitetsten Prozesse der Bodenbildung, findet diese Durchmischung oder <u>Homogenisierung</u> selten Erwähnung, da sie nur dort deutlich sichtbar in Erscheinung tritt, wo durch sie die Gesteinsschichtung beseitigt oder Reliktmerkmale (z.B. Bsh-Horizonte von Calluna-Podsolen) zerstört werden. In einem



Abb. 8: Verteilung ferromagnesischer Minerale im Migmatit: Gefüge eines Granit-Gneis (Abeokuta). Biotitlamellen sind schwarz, reine Quarz- und Feldspatbezirke weiß gezeichnet. Die schwarze Strichelung deutet die Dichte dunkler Minerale (hauptsächlich Biotit) in der Matrix an.

A 4 Makr.: Saprolith, kontrastreich, mäßig eisenhaltig, mit punkt a/17 förmiger und mittelflächiger Rot-, Rotbraun-/Weiß-Fleckig keit. Recht scharfe Begrenzungen.

Gest .: Porphyrischer Granit-Gneis.

- Mikr.: Biotitreiche Matrix (oft von feinen Quarzlamellen durchzogen) bildet den Kern der roten Primärflecken. Hämatit-Ausscheidungen zwischen aufspaltenden Schichtpaketen, auf Oberflächen der Biotite, Quarze und ehemaligen Feldspäte sowie in Verwitterungshohlräumen. Helle Bezirke: Größere Feldspatpseudomorphosen sowie feinere biotithaltige Grundmasse. Eisenumkrustung letzterer Biotite erzeugt punktförmige Ausscheidungen. Wenige Fließstrukturen (rot in Primärflecken, gelb in hellen Bezirken).
- Ife Makr.: Saprolith, kontrastreich, mäßig eisenhaltig, mit großa/5 flächiger und punktförmiger Rot/Weiß-, Gelbweiß-Fleckigkeit. Scharfe Begrenzung.
 - Gest .: Granit-Gneis.
 - Mikr.: Komplexes Gefüge aus biotitreicher und feldspatreicher Matrix in teils lamellärer, teils unregelmäßiger Anordnung mit groben Feldspatpseudomorphosen eingesprenkelt. Biotitreiche Matrix Ausgangspunkt der roten Flecken, daneben regelungsdoppelbrechende Säume um kaolinisierte Feldspäte und entlang ehemaliger Spaltflächen in den letzteren, die im Durchlicht grell rot erscheinen. Wenige eisenarme Fließstrukturen.
- Ibadan Makr.: Saprolith, kontrastreich, mäßig eisenhaltig, mit mittel-E/8 flächiger Rot-, Rotbraun-/Grau-Fleckigkeit. Begrenzung der Rotflecken diffus.

Gest .: Migmatit.

- Mikr.: Gefältelte feine Glimmer (Biotit) und Quarzlamellen wechseln mit feldspatoider Matrix (kaolinisiert). Ähnlich Ab.305, aber noch stärker, sind die Rot/Grau-Grenzen teils in die Biotit-, teils in die feldspatogenen Bezirke verschober
- A 4 Makr.: Saprolith, kontrastreich, mäßig eisenhaltig, mit mittel b/12 bis kleinflächiger und punktförmiger Braun-, Rotbraun-/Grau-, Weiß-Fleckigkeit. Abgrenzungen scharf bis diffus.
 Gest.: Granit-Gneis.
 - Mikr.: Grobe, pseudomorph kaolinisierte Feldspäte in biotitreicher Matrix. Biotitbücher - oft linsenartig aggregiert und die (vormaligen) Feldspäte umfließend - bilden Zentren der Rotfleckigkeit. Daneben randlich gebleichte und eisenfreie Biotitaggregate sowie solche mit m.o.w. gleichmäßiger, aber verdünnter Verteilung von braunem Eisenoxid (darin nur vereinzelt konzentriertere Eisenoxidhüllen, bzw. -einlagerungen). Wenige Fließstrukturen.
 - <u>Abb. 9:</u> Fleckengefüge des Saproliths mit zunehmender Vernässung: A4a/17 (1), Ibadan E/8 (2), A4b/12 (3). Saprolith und Diffusionshorizont von Ife a (5), (alle Stechzylinder = 8 cm Ø). 4 = Ferrallit. Boden (Asejire, Profiltiefe 180 cm): Deutlich sichtbar im Anschnitt ist der Ho-Horizont unter 20 cm zoogener Auflage.









Abb. 9

2

farblich so heterogenen Material wie den Saprolithen metamorpher Gesteine ist die Homogenisierung dagegen eine sehr auffällige, oft sogar die hervorstechendste Veränderung des Ausgangsmaterials (Abb. 9).

Aus der Durchmischung der chromareichen und chromaarmen Bereiche des Saprolithen entsteht unter nicht zu feuchten Bedingungen ein homogener Durchwurzelungs-Horizont (<u>Homogenisierungs-Horizont</u>) rotbrauner bis hellbrauner Färbung. Bei fehlender Überdeckung durch Pedisedimente schwankt seine Mächtigkeit zwischen 60 und 100 cm. Sie nimmt mit wachsender Sedimentdecke ab. In der Regel folgt darunter ein Übergangshorizont, in dem sich durchmischte und mechanisch ungestörte Gefügebereiche die Waage halten. Einzelne, von mehr oder minder gut durchmischtem Feinboden erfüllte Wurzelkanäle, z.T. wohl auch Grabgänge, finden sich auch noch darunter im Saprolith bzw. dem zwischengeschalteten Diffusionshorizont.

Abb. 10:

- 1 Dünnschliff von Rotflecken des Saproliths (A 4a/17, Ausschnitt 2x3 mm, Auf- und Durchlicht x N): Hämatitausscheidungen (schwarz, dunkelgrau) zwischen und innerhalb von mehr oder minder stark kaolinisierten Biotiten.
- 2 Wie 1 (A 6a/6, Ausschnitt 0.8x1.2 mm, Durchlicht x N): Kaolinit pseudomorph nach Biotit und Hornblende.
- 3 Saprolith (A 4b/12, Ausschnitt 0.8x1.2 mm, Durchlicht x N): Dünnschliff zeigt eingebettet zwischen 2 Quarzen (o., weiß) und (ehemals) biotitreicher feldspatogener Matrix (u.) gröberen kaolinisierten Feldspat. Im Zentrum 3 erhaltene Feldspat-Fragmente. Größere wurmförmige Kaolinite scheinen durch.
- 4 Ausbildung eines braunen Diffusionssaumes (l., dunkelgrau) in feldspatogener Matrix am Rande eines roten (Hämatiteinlagerung, schwarz), biotitreichen Primärfleckens. Ganz u.r. Fließton-Kutane (Ab. 305, Ausschnitt 0.8x1.2 mm, Durchlicht).



In der Hauptdurchwurzelungszone sinkt die Effizienz der Durchmischung von oben nach unten. d.h. der Anteil der in der homogenisierten Matrix schwimmenden Reste unzerstörten Saprolith-Gefüges steigt mit zunehmender Entfernung von der Oberfläche. Da durch die Homogenisierung in der Regel zunächst die chromaarmen sowie von den chromareichen Flecken die punktförmigen und diejenigen geringerer Fe₂O_z-Dichte erfaßt werden, handelt es sich bei diesen unzerstörten Gefügeresten vorzugsweise um eisenstabilisierte Gefügebestandteile, d.h. Reste von Primärflecken, nur ausnahmsweise (z.B. in tiefgründig gekappten, jungen Profilen) um helle Bestandteile mit dickeren Quarzlamellen oder Feldspatporphyroblasten. Die Menge und Größe dieser Gefügereste variiert mit dem Gehalt an primärem (aus dem Gestein freigesetzten) und sekundärem (in erster Linie lateral zugewandertem) Fe₂O₂, aber auch mit dem Alter der Bodenbildung, da diese eisenstabilisierten Gefügekörper einem ständigen mechanischen oder lösungschemischen Angriff ausgesetzt sind (s. Abschn. 4.3.2).

Im unteren Teil des Homogenisierungshorizontes treten zu diesen stabilisierten Körpern auch gewöhnliche ungestörte Gefügereste, die wachsen und im Übergangshorizont ein mehr oder minder zusammenhängendes Gerüst bilden. Die homogenisierten Bereiche enthalten hier gewöhnlich noch eine Vielzahl kleiner, makroskopisch gerade noch sichtbarer Gefügereste. Eine vollständige Homogenität wird also offensichtlich erst durch vielfache Wiederholung des Umlagerungsprozesses erreicht. Allerdings kann die Füllmasse vereinzelter Wurzel- oder Grabgänge selbst im Diffusionshorizont bzw. im Saprolithen recht homogen sein. Ihre Färbung (rotbraun bis grauorange) und ihr z.T. lockeres Gefüge macht es wahrscheinlich, daß es sich hier um Einschlämmungen aus oberflächennahen Horizonten handelt. Durch die Homogenisierung wird natürlich auch die Schärfe der Schichtungsgrenze Pedisediment/autochthoner Profilteil beeinträchtigt. Fast immer lassen sich charakteristische Kiesbestandteile des Pedimentschuttes im Homogenisierungshorizont nachweisen.

Die Farbe der homogenisierten Matrix überstreicht einen weiten Bereich von

| rotbraun | 2 | •5 | YR | 6 | - | 5/6 | - | 5/4 +) | übe | r |
|---------------|---|----|----|---|---|------|----|--------|-----|------|
| rötlich braun | | 5 | YR | | | 4/6 | - | 4/4 | | |
| braun | | 5 | YR | 5 | - | 6/6 | - | 5/4 | bis | nach |
| hellbraun | | 5 | YR | | | 6/4 | | | | |
| grauorange 7 | : | 5 | YR | | | 6/4- | .3 | | | |

und kann örtlich noch heller (7.5 YR 7/4) und leuchtender (7.5 YR 7/6) orangebraun werden. Die beiden letzten Werte scheinen speziell in den feuchtesten Gebieten häufig zu sein. Diese Streuung korreliert eng mit dem Wasserregime, nicht dagegen mit dem Eisengehalt der Gesamtprobe, bzw. des Tons. Eine solche Beziehung besteht nur großräumig, z.B. im Vergleich von Bodenassoziationen auf Gesteinen unterschiedlichen Eisengehaltes, wenn auf Vergleichbarkeit der Hanglage, Hydrologie, Gehalt an eisenstabilisierten Gefügeresten, etc. geachtet wird. Feuchte Böden zeigen meist hellbraune bis grauorange Färbung. Sie fällt hier bevorzugt mit erhöhter Goethit-Auskristallisation wie mit absoluter Eisenanreicherung, d.h. höheren Eisengehalten zusammen. Dagegen reichen Fe₂O₃-Gehalte von 5-6 % (Gesamtboden wie Ton) aus, um der homogenisierten Matrix eine tiefe rotbraune Färbung zu verleihen.

+) Standard soil color chart, n. MUNSELL (Japanische Ausgabe).

- 61 -

4.3 DER DIFFUSIONSHORIZONT

4.3.1 Morphologische Abgrenzung

Vom mechanisch ungestörten Gefüge hebt sich die durchmischte Matrix am deutlichsten in weniger feuchten Böden ab. Die Abgrenzung wird undeutlicher, je heller die Färbung der homogenisierten Bereiche ist und je mehr in ihr mit steigender Vernässung der Umfang diffuser hydromorpher Feinfleckigkeit wächst. Die Ursache für diese Abgrenzungsunschärfe liegt darin, daß Homogenisierungshorizont und Saprolith nur in jüngst gekappten Böden aufeinandertreffen. Im Regelfall ist ein mehr oder minder mächtiger Horizont eingeschaltet, in dem der im Saprolith reiche Kontrast stark verringert, und in dem die graue, gelbweiße oder weiße Färbung der hellen Flecken durch schmutzig-gelbbraune bis braungelbe Färbung abgelöst ist. Die in den Profilbeschreibungen gelegentlich verwandte Sammelbezeichnung "schmutzig gelbbraun bis braungelb" läßt sich in folgende Einzelkomponenten auflösen:

graugelb-hellgelb: 2.5 Y 8/2-4 - 2.5 Y 7/4-6 braunorange: 5 YR 5-6/6-8 - 7.5 YR 7/6-8 - 10 YR 7/6-8

Gerade mit der grauorangen Färbung findet somit eine Annäherung an die entsprechende Färbung heller homogenisierter Bereiche statt. Da diese Färbung jedoch stets heterogen ist, verbleibt ein Unterschied zur homogenisierten Matrix, solange letztere nicht durch Einschluß vieler feiner Gefügereste oder wegen Vernässung ebenfalls fleckig ausgebildet ist. Veranschaulicht wird dies durch die Bilder 1-3, Abb. 11.

Die Veränderung des Saprolith-Gefüges in diesem zwischengeschalteten Horizont beschränkt sich nicht auf die Umfärbung der ursprünglich chromaarmen Bereiche, doch scheint dies als das makromorphologisch zunächst auffälligste Phänomen (siehe Profil Ife a, Abb. 9). Da es sich offensichtlich um eine diffusive Einwanderung von Eisen in die chromaarmen Bezirke handelt, habe ich vorläufig die Bezeichnung <u>Diffusionshorizont</u> zur Kennzeichnung dieses Profilabschnittes gewählt. Seine Mächtigkeit ist eine Funktion der Bodenentwicklungsdauer. Sie wächst von einigen Dezimeter bis auf 1-2 m, kann aber in talnahen Lagen noch darüberhinaus gehen, obwohl hier die Abgrenzung zu ebenfalls diffus-fleckigen grundwassernahen Horizonten (s. Abschn. 4.1) wiederum unscharf wird.

Analytisch drückt sich die Eindiffusion von Eisen in die chromaarmen Bezirke durch einen Anstieg des Eisengehaltes in dem aus nicht extrahierten Proben abschlämmbaren Ton aus, da dieser vorwiegend – wenn auch nicht ausschließlich – aus eben diesen Bezirken stammt (s. Methodik, 5.3). Die Herkunft dieses Eisens kann auf zwei Quellen zurückgeführt werden:

- a) Absolute Anreicherung durch eine Kombination vertikal abwärts gerichteter und lateraler Verlagerung von Eisen, das gerade an Unterhängen im Diffusionshorizont Maximalwerte erreicht.
- b) Lokale Umverteilung des in den Primärflecken festgelegten Eisens.

Ursprung des Eisens sind also in beiden Fällen die Primärflecken des sich verändernden Saprolithgefüges, die folglich im Diffusions- wie im Homogenisierungs-Horizont mehr oder minder einschneidende Umwandlungen erfahren. Die Art dieses Umwandlungsprozesses sowie die sich daraus ergebenden Umwandlungsstadien sollen zur Vereinfachung der folgenden Profildarstellungen in Grundzügen hier beschrieben werden. Eingehender werde ich diese bodenbildenden Teilprozesse in den Abschnitten 6 und 7 darstellen und diskutieren.
Abb. 11 (Farbfotos):

1 u.Ho-Horizont (1) und D-Horizont (2) von A6c/14 und 15:

- 2 Im D-Horizont vorwiegend feinfleckige graugelbe bis -orangene Matrix mit braunen Flecken und Pseudokonkretionen. Der Ho-Horizont (grauorange mit feiner Rostfleckung - 2.5 YR 5/6 - Pseudokonkretionen und Mangan-flecken) hebt sich kaum vom D-Horizont ab, die Differenzierung zwischen durchmischtem und mechanisch ungestörtem Gefüge ist minimal.
- 3 Ho/D-Horizont (A7a/2): Im ungestörten Gefüge dominiert diffuse Orange- bis Braunfleckung in grauoranger bis gelblicher Matrix. Die homogenisierten Bereiche heben sich noch durch eine etwas dunklere Braunfärbung davon ab.
- 4 Mikrogefüge eines D-Horizontes (A4b/10, Ausschnitt 2x2,9 mm, Auflicht) mit hämatitischem Primärfleckenrest (s. biotitpseudomorphe Kaolinite) und heller Matrix mit goethitischen Diffusionsflecken und Säumen (gelb), sowie Fließton-Kutanen.
- 5 Pseudokonkretionen vom Typ IIIG (Ausschnitt 4,5x6,7 mm), entstanden durch Einlagerung von Goethit in und zwischen Diffusionsflecken.

Abb. 12 (Seite 66):

- 1 A3-ferrallitischer Boden aus Glimmerschiefer. (Das Flekkengerüst im Saprolith ist feinlamellär, die weiten Flecken lassen den Horizont hell erscheinen).
- 2 In Zurundung begriffene, rote Diffusionsflecken im D-Horizont Ife c/13 (Ausschnitt 0,8x1,2 mm, Durchlicht).
- 3 D/S-Horizont von A6a/5 (Ausschnitt 2x3 mm, Auflicht): Roter Fleckenrest vom Typ Ig (markiert, u.l., dunkelgrau) mit randlicher Auflösung und gelber Goethiteinlagerung (weißlich). Die blaßgraue Matrix (etwas heller als Fleckenrest) enthält ebenfalls Goethit als wolkige Ausscheidung und Säume.
- 4 Pseudokonkretion Typ IIg (Ausschnitt 6x9 mm), rot, mit randlichen (markiert) Goethiteinlagerungen, welche ebenfalls die Matrix in dem zentralen Wurzelgang charakterisieren.

Abb. 13 (Seite 67):

- 1 Pseudokonkretionen vom Typ IV, dunkelviolettrot gefärbt mit dunkler Lackoberfläche (s.u.r.). Vergrößert 4x. 2 - Goethitkonkretion (G1) mit schaligem Aufbau, olivgrau
- und z.T. mit violettrotem Kern (u.). Vergrößert 4x. 3 Eisenkruste, ausgebildet im Schutt über Steinschle (der Schotter entstammt dem Basiskonglomerat des Kreidesandsteins, SW-Nigeria).





Abb. 11





4.3.2 Konkretionen und Pseudokonkretionen⁺⁾

Es wurde bereits erwähnt, daß die Primärflecken im Homogenisierungshorizont einer mehr oder minder effektiven mechanischen Zerstörung unterliegen, der insbesondere die weniger dichten und punktförmigen Flecken ausgesetzt sind. Gleichzeitig werden die resistenteren Flecken allmählich zugerundet. Der Ho/D - (bzw. Ho/S-) Übergang läßt jedoch erkennen, daß es sich hier um einen vorwiegend lösungschemischen Vorgang handelt, der sich teils im direkten Kontakt von Wurzelgang und Primärflecken, teils in geringer Entfernung davon abspielt. Oft begleiten aufgehellte Lösungsränder die Wurzelbahnen. Die angelösten Primärflecken erhalten an der der Wurzelbahn zugewandten Seite scharfe und zunächst schwach zugerundete Begrenzungen. Je feuchter der Boden, bzw. der Horizont, desto mehr scheint sich dieser Prozeß von der unmittelbaren Nachbarschaft der Wurzelgänge zu lösen und auch im Diffusionshorizont in recht großem Umfange stattzufinden. Die erst einseitige, dann allseitige Lösungszurundung führt zur Verkleinerung der Flecken und kann schließlich ihre vollständige Auflösung zur Folge haben. In den meisten Profilen verringert sich deshalb mit fortschreitender Bodenbildung ihre Zahl vom Saprolith aufwärts durch Diffusions- und Homogenisierungshorizont. Quantitativ wird dies in den später folgenden Profilbeispielen durch die Verringerung des "quarzfreien Skeletts" erfaßt (s. Methodik, 5.3). Zur Beschreibung der qualitativen Veränderung der Primärflecken dient das zunächst nur morphographische Klassifikationsschema in Abb. 14, welches jedoch teilweise auch morphogenetische Informationen vermittelt. Ausgehend von den weitgehend ungestörten, sehr unregelmäßig geformten und meist noch helle Bereiche schützend einschließenden

⁺⁾ siehe hierzu Abb. 11 und 13

violettroten, rotbraunen oder roten Primärflecken (I), deren kristalliner Eisenbestand zum weit überwiegenden Teil Hämatit ist, stellen Stufen II bis IV unterschiedliche Stadien der Zurundung, der Verkleinerung und Verhärtung dar. Letztere versteht sich zunächst aus der Anreicherung dichterer und deshalb widerstandsfähigerer Fleckenreste. Jedoch tritt spätestens in IV eine Einlagerung von Eisenoxid hinzu, durch die Fe₂O₃-Gehalte bis über 40 % erreicht werden können. Wegen der sehr unterschiedlichen Größe der Ausgangsflecken ist die der Stadien II bis IV nicht festgelegt, doch nimmt ihre in II (5-30 mm \emptyset) und III (4-20 mm \emptyset) noch beträchtliche Schwankungsbreite nach IV (3-10 mm \emptyset) hin deutlich ab.

Das gleiche gilt in bezug auf Härte und Zurundungsgrad, da schon Primärflecken recht variable Härte und Gehalt besitzen. Die Subjektivität der Einstufung wird durch folgende Ergänzung eingeschränkt: Stadium IV ist stets sehr hart (nicht brechbar, mit Messer nur unter großem Druck spaltbar); weiche, leicht brechbare Körper wurden auch bei guter Zurundung unter II, härtere, aber noch gut schneidbare Körper unter III eingeordnet, falls nicht die geringe Zurundung eine Einordnung unter II nahelegte. Möglicherweise ließen sich zur Verringerung der Subjektivität II und III auch in ein Stadium zusammenfassen. Weitere Veränderungen lassen sich hervorheben:

a) In Fleckenresten der Stufe I und II herrscht ein körniges Gefüge vor. Lamellengefüge ist unter dem Stereomikroskop oft an Bruch-, Schneid- oder Spaltflächen zu erkennen und beherrschen nicht selten das Bild. In IV sind solche Lamellengefüge selten geworden. Das Gefüge ist massig; beim Zerschlagen mit dem Hammer entstehen glatte, bisweilen muschelige Flächen und scharfe Kanten. III kann hier eine im weiten Rahmen schwankende Mittelstellung einnehmen. b) Die innere Färbung der Fleckenreste kann in allen Stadien die gleiche sein, doch treten in wechselnder Häufigkeit besonders in III und IV auch ziegelrote Färbungen auf, die in Primärflecken offensichtlich fehlen. Andererseits findet man in IV auch dunklere Farbtöne.

c) Die mehr oder minder glatten Oberflächen von II und III sind meist fleckig (braun bis rot/grauweiß) und matt. In IV dagegen herrschen mehr oder minder glänzende, dunkelbraune bis schwärzliche Lackoberflächen mit z.T. verdickten Säumen vor, die an Wüstenlack erinnern.

Daß mit der Zurundung und Verkleinerung der Flecken und dem fortgesetzten Mineralabbau in ihm eine Einlagerung von Eisenoxid Hand in Hand gehen kann, wird makroskopisch, bzw. bei geringer Vergrößerung sichtbar, wenn das ausgefällte Eisenoxid als Goethit kristallisiert. Je nach Dichte der Ausscheidungen treten dann gelbe, grau- bis olivbraune Farbtöne auf, welche die rötliche Grundmasse punktförmig durchsetzen, sich entlang Spalten oder in den Randbezirken anreichern, aber auch als ein- oder allseitige Auflagerungen den Fleckenrest umschließen.⁺⁾ Diese Goethit-Einlagerung läßt sich in allen Stadien der Fleckenveränderung feststellen, jedoch in I nicht so häufig. Bei geringer Goethit-Beteiligung (g) mag es sich um eine zusätzliche Einlagerung von Eisen in Hohlräume handeln, wobei als Eisenquelle wiederum randliche Fleckenauflösung und Einwanderung infrage kommt. Spätestens im Stadium starker Goethit-Beteiligung (G) jedoch scheint damit eine Auflösung von Hämatit im Fleckeninneren verbunden zu sein. Die morphologische Ansprache von g und G kann

+) Zur Korrelation von Farbe und Kristallform der Eisenoxide siehe Methodik, (5.6)

- 70 -

im Stadium IV erhebliche Schwierigkeit bereiten, da hier wahrscheinlich wegen einer sehr feinkörnigen gegenseitigen Durchdringung von Hämatit und Goethit - eine dunkelbraune Mischfarbe entsteht, die keine eindeutigen Schlüsse zuläßt.

Problematisch ist die Benennung dieser eisenoxidreichen Gefügebestandteile, da von einem gewissen Stadium der Verhärtung, aber auch der Zurundung an der Begriff Flecken nicht mehr sachgerecht ist. Schon die im Homogenisierungshorizont insbesondere jüngerer Böden schwimmenden, oft noch großen und nur wenig angerundeten eisenreichen Gefügereste der Stadien I und II können allenfalls als Fleckenreste bezeichnet werden.⁺⁾ Hier spielt eine Rolle, daß sie bereits aus dem Verband ihres Entstehungsgefüges herausgerissen sind. Die Begriffe "amas concretionés" (de BIOSSEZON, 1967) für diese oder "Konkretionen" insbesondere für die härteren und besser gerundeten Stufen III und IV sind wegen der damit verknüpften Vorstellung über ihre Entstehungsweise nicht annehmbar. Diffusive Konzentration von Eisenoxid (fast ausschließlich mit nachfolgender Kristallisation zu Goethit) findet sich untergeordnet in allen ferrallitischen Böden, in stärkerem Umfange dagegen nur an zur Vernässung neigenden Standorten, insbesondere bei lateraler Eisenakkumulation, und erzeugt entweder kleinere, sehr harte, graue bis olivbraune Konkretionen mit schaligem Aufbau oder größere und lockere, gelbliche Konkretionen (meist mit schwarzem Manganoxid) ohne schaligen Aufbau (G 1). Letztere sind von Fleckenresten des Stadiums III G oft nicht zu unterscheiden, falls

⁺⁾ Die von STOOPS (1968) hierfür verwandte Bezeichnung "Litho-Pedorelikt" wäre weniger spezifisch, d.h. übergeordnet, obwohl der Begriff "Relikt" eigentlich auf Vorzeitformen beschränkt sein sollte. Ihn auf die in Zerstörung begriffenen Gefügebestandteile des C_V-Horizontes zu übertragen, würde den Begriff verwässern, zumal solche Gefügeelemente ja auch heute noch im C_V-Horizont gebildet werden.

die Konzentrationen in einer Matrix mit punktförmiger roter Hämatitausscheidung stattfand. In der Tat ist die starke Anreicherung von Goethit in den Fleckenresten bereits ein Konzentrationsprozeß, ganz offensichtlich dort, wo sich der Goethit ein- oder allseitig auflagert.

Die beiden Prozesse der Verkleinerung und Zurundung von Primärflecken einerseits und der Bildung (goethitischer) Konkretionen andererseits sind voneinander zu trennen, obwohl sie sich in einem gewissen Bereich (Standorte bzw. Horizonte mit Vernässungsneigung und lateraler Akkumulation von Eisenoxid) überlappen. Ich bezeichne deshalb nur die oben unter G 1 beschriebenen Körper als Konkretionen, die härteren, besser gerundeten, wenn auch oft noch unregelmäßig geformten Fleckenreste (IV, III und z.T. auch noch II) als Pseudokonkretionen.

Hiermit wird der von mir früher verwandte und im englischen Sprachraum nicht ungewöhnliche Ausdruck Pisolith ersetzt, der sich definitionsgemäß nicht deutlich vom Begriff Konkretion abhebt, ja sogar als Synonym (U.S. Soil Survey Manual, 1951, Pullan, 1967) benutzt wird. In der Geologie (insbesondere des französischen Sprachraumes) bezeichnet Pisolithe die in manchen Bauxiten häufigen Aluminium-Konkretionen mit schaligem Aufbau.

Erwähnt werden müssen noch die Sonderformen der Geothitausscheidung G 2 und G 3, die auf Zonen starker Eisenanreicherung, d.h. hauptsächlich Eisenkrusten (cuirasse) und krustenähnliche Zementierungsgrade (carapace) beschränkt sind. Es handelt sich um gleichmäßige, massige Inkrustierung der Gesamtmatrix (Goethit), die unterschiedliche Härtegrade erreicht (G 3) sowie um dunkelgraue goethitische Rinden (G 2) um rezente oder relikte Wurzelbahnen. Diese Sonderformen werden in Abschn. 7 eingehender behandelt.



Abb. 14: Primärfleckenreste, Pseudokonkretionen und Konkretionen in ferrallitischen Böden: Untergliederung und genetische Beziehungen.

5 METHODIK

5.1 ENTNAHME UND AUFBEREITUNG DER PROBEN

Entnahme an der Profilwand innerhalb eines Quadrates von je nach Horizontmächtigkeit 15-30 cm Kantenlänge. Wo horizontale Gesteinsinhomogenitäten sichtbar waren (Quarzadern, quarzreiche Bänke, deutlich größere oder geringere Fleckenhäufigkeit) wurde im Rahmen des Möglichen so selektiert. wie es zum Zwecke weitgehender vertikaler Vergleichbarkeit zweckmäßig erschien. Entnahmemenge etwa 2 kg. an der in der Regel auch die detaillierte Gefügebeschreibung im Labor vorgenommen wurde. Hierfür wie für die Profilfotografie eignet sich die Profilwand in dem stark fleckigen Material meist schlecht, da Flecken unter der Einwirkung von Grabwerkzeugen verschmieren und deshalb einen mehr oder minder stark verfälschten Eindruck hinterlassen. Dagegen wurden von künstlichen Bruch- und Schneidflächen grober Absonderungen bzw. der Zylinderproben Nahaufnahmen in Farbe aufgenommen, welche den Gefügeskizzen zugrundeliegen.

Aus der Gesamtprobe wurden zwei möglichst gleichmäßige Sonderproben von 500-1000 g für getrennte Analysengänge entnommen:

- a) Nach grober Mischung Entnahme von 300 g zur Untersuchung des Skelettanteiles und der Verteilung von Eisen.
- b) Nach vorsichtigem Mörsern, wobei weichere Flecken, nicht aber härtere Pseudokonkretionen oder Grobquarz zerstört wurden, Trockensiebung mit 2 mm Sieb. Nur am Feinboden < 2 mm untersucht wurden pH, austauschbare Kationen und effektive Austauschkapazität (AKe). Für die Textur- und

Mineralanalysen nach Eisenextraktion wurden die beiden Fraktionen ihrem Gewichtsanteil entsprechend wieder vereinigt (50-30 g). Aus der abgewogenen Kiesfraktion selektierten wir hierzu zunächst die Quarze und zerkleinerten anschließend die Pseudokonkretionen im Mörser. In einer auf gleiche Weise vorbereiteten Probe von 10-20 g wurden im Salzsäureextrakt Fe₂0₃ und MnO₂ bestimmt.

Volumenproben wurden in 200 ccm Stahlzylindern im Zentrum der Probenahmequadrate entnommen. Dem Eintreiben der Zylinder setzten grobe Quarze und Primärflecken unregelmäßigen Widerstand entgegen. Hierdurch mögen für die eine oder andere Probe fehlerhafte p_F -Werte bestimmt worden sein. Wegen der materiellen Begrenzung der am Bodenkundlichen Institut der University of Ife erst im Aufbau begriffenen bodenphysikalischen Einrichtungen war es nicht möglich, eine größere Zahl von Parallelen zu entnehmen.

5.2 p_F-BESTIMMUNG

 $p_F 2$ und 3 im Drucktopf mit Keramikplatten, $p_F 3.9$ in Druckmembranapparatur nach RICHARDS; mit dem vorhandenen Material (Druckminderungsventilen, Schläuchen) ließen sich weder höhere noch tiefere Druckwerte erzielen. Die Aufsättigung erfolgte nicht unter Vakuum. Quellung war stark in A 4/3, sonst jedoch nur geringfügig in D-Horizonten.

5.3 SKELETT- UND EISENVERTEILUNG

300 g (in skelettarmen Böden auch 150 g) der Sonderprobe a wurden über Nacht mit 50 ml 0.4 n $Na_4P_2O_7$ und Wasser eingeweicht. Nach Tonbestimmung mittels Aärometer wurde anschließend in einem 2 mm Sieb (bei Einzelproben, z.B. Kagelu, 1 und 2 mm) unter mäßig starkem Wasserstrahl das resistente Skelett vom Feinboden freigewaschen. Die Auslese der Quarzkörner ergab das <u>quarzfreie Skelett</u>. Hierzu war u.U. eine Zerstörung insbesondere gröberer Fleckenreste notwendig, da diese noch größere Quarze enthielten, in Einzelfällen (Yei 1/4) sogar die Auflösung von Eisen mittels Salzsäure aus einer Teilprobe. Es versteht sich, daß dieses quarzfreie Skelett ein Näherungswert ist. Nach Beschreibung der Formen von Fleckenresten, Pseudokonkretionen oder Konkretionen wurde an einer Mischprobe durch 25 %-ige Salzsäure Fe₂O_z extrahiert und bestimmt.

Zur Bestimmung des Eisengehaltes im Ton wurde aus einer Feinbodenprobe (50 g) nach vorherigem Schütteln mit 50 ml 0.4 n Na₄P₂O₇ durch dreimaliges Abschlämmen eine Tonprobe gewonnen, in der Fe₂0₃ ebenfalls durch 25 %-ige Salzsäure extrahiert wurde. Während diese Extraktionsmethode wegen fehlenden silikatischen Eisens (Ausnahme A 4/3; von Ife f wurde das im Gesamtboden durch Dithionit-Zitrat extrahierbare freie Fe₂0₃ bestimmt) gerechtfertigt ist, bleibt die Tongewinnung problematisch und unbefriedigend. Die gewünschte Information liegt einmal im Eisengehalt der hellen Flecken und deren Ton, zum anderen im Eisengehalt des Gesamttons, um damit den Umverlagerungsprozeß von Eisen quantitativ ausdrücken zu können. Für den ersteren Zweck würde der bei der Skelettgewinnung bestimmte Ton in den Fällen den besten Anhaltspunkt bieten, wo die Fleckengerüste recht scharf abgegrenzt und relativ hart sind.

Herrschen dagegen recht lockere Primärflecken vor, würde durch Einschluß von Ton aus Fleckenbereichen das Toneisen vergleichsweise viel höher liegen. Indem alle Proben zur erneuten Tongewinnung geschüttelt und damit die Gesamtausbeute an Ton beträchtlich gesteigert wurde, liegen die Eisengehalte überall relativ hoch; die Anreicherung durch Eisenumverlagerung oder Eintransport kommt jedoch deutlich heraus. Dagegen beruht der in Abb. 21 und 31 dargestellte Wert für Gesamt-Fe₂O₃ im Ton noch auf einem Schätzwert für die nach dem Schütteln extrahierbare Tonmenge. Er liegt jeweils zwischen beiden Tonkurven, 10-15 % niedriger als der Wert für Gesamtton nach Eisenextraktion. Der mögliche Fehler liegt in der Regel niedrig.

Extrakte mit 25 %-iger Salzsäure wurden ebenfalls zur Bestimmung (Fe₂O₃ kolorimetrisch durch $\alpha - \alpha'$ -Dipyridyl, Mangan als MnO₇) von Eisen und Mangan im Gesamtboden sowie an zahlreichen selektierten Proben benutzt.

5.4 TEXTUR

50 bzw. 30 g Gesamtboden wurden einer erschöpfenden Extraktion des Eisens durch Na-Dithionit-Zitrat unterzogen, die von wiederholten Waschungen mit n/10 HCl unterbrochen waren. Da abgesehen von groben Pseudokonkretionen der Boden nur schonend gemörsert worden war und deshalb noch viele kleine Pseudokonkretionen bzw. deren Splitter enthielt, waren hierfür von 15 bis über 50 einzelne Extraktionsgänge erforderlich. Es wird daraus verständlich, daß die Zahl der Profile enge Grenzen hatte. Die Auftrennung erfolgte durch Atterberg-Schlämmverfahren und Trockensiebung der Fraktionen >20 µm. Eine stärkere Verfälschung in der Verteilung der groben Fraktionen durch Aufbereitung und Extraktion ist praktisch nur in dem Profil Yei 1 eingetreten, wo die gröberen Quarze in stärker frakturiertem Zustand mit Eisenoxid verbacken waren. Durch mörsern wie durch Beseitigung des zementierenden Eisenoxids gingen sie in feinere Siebfraktionen über.

5.5 MINERALANALYSEN: SILIKATE

Schluff und Sand

Mineraloptische Ansprache und Auszählung von 400 bis 800 Mineralen im Stereomikroskop (Fraktionen > 200 μ m; bei Anwesenheit von Feldspäten unterstützt durch Anfärbung mit Na-Hexacobaltnitrit und Hämatein) und Polarisations-Mikroskop mit Phasenkontrasteinrichtung. In den Fraktionen < 200 μ m wurde normalerweise im Phasenkontrast mit Einbettung bei n = 1.557 und n = 1.537 (Phtalsäure Dibuthylester/Zimtsäurealdehyd) ausgezählt, wobei zur Vermeidung der gerade bei größerer Glimmerbeteiligung beachtlichen Streufehler in den Fraktionen 20-200 μ m die Kornzahl auf drei Streupräparate verteilt wurde. Bei Fein- und Mittelschluff-Fraktionen kam die Membranfilter-Absaugmethode zur Anwendung. Die Fraktionen 20-200 μ m der von E. KALK untersuchten Sudanprofile (Yei 1, Mundri 5, siehe FÖLSTER und KALK, 1967) wurden im Polarisationsmikroskop ausgezählt.

Unterscheidung Quarz-Feldspat (Ife a-f, A 4/3) im Phasenkontrast bei n = 1.537 mit polarisationsoptischer Kontrolle. Unterscheidung Kaolinit-Glimmer: Da die Abnahme der Lichtbrechung insbesondere der Biotite bis in den Bereich von 1.56 hinein erfolgt, erfordert diese Unterscheidung polarisationsoptische, bzw. röntgenographische Kontrolle. Erstere wurde von E. KALK an den Sudanprofilen angewandt, in denen sich der Anteil grober Kaolinite sowieso in sehr engen Grenzen hielt. Der hohe Gehalt der nigerianischen Mineralfraktionen an groben Kaoliniten bereitete dagegen Schwierigkeit. Mikroskopisch mußte zwischen folgenden Gruppen der beiden Minerale unterschieden werden:

- a) Eindeutig Glimmer (meist, 60 µm) mit strikt blättchenförmigem Aufbau, abgesehen von wenig Ausnahmen (A 4/3, Ife f, Ife b) gebleicht.
- b) Blättchenförmige, dünne Kaolinite, selten (fast ausschließlich in Fraktionen < 20 μm, häufiger in < 6 μm).
- c) Wurmförmige Kaolinite (bis 60 µm), oft würfelartig und gekrümmt, mit stark gelockertem, aufgeblähtem Blattaufbau.
- d) Glimmer-Verwitterungsprodukte mit Kaolinit-Neubildung,
 in äußerer Gestalt ähnlich a, im inneren Aufbau ähnlich
 c, oft mit kaolinitischer Umhüllung von Glimmerresten.

Wegen der im Vergleich zum Kaolinit viel geringeren Röntgenbeugungskapazität (DEBEYE-SCHERRER-Kamera) der (größeren) Glimmer erwies sich eine quantitative röntgenographische Unterscheidung der Glimmer- und Kaolinit-Anteile in den Fraktionen als nicht eindeutig. In den Mineraltabellen der Profile erscheinen deshalb die drei Mineralfraktionen Glimmer (a), Glimmerverwitterungsprodukte (d) und Kaolinit (b, c). Eine gewisse Subjektivität läßt sich aus dieser Differenzierung nicht ausschließen, zumal in den Fraktionen 2-20 µm.

Kornäquivalente:

Das Größenverhältnis von Quarz und Feldspat zu Glimmern bzw. Kaoliniten variiert mehr oder minder stark in Abhängigkeit von Profil, Fraktion und Art der Minerale. In den Siebfraktionen lagen dicke und sehr dünne Blättchen oft in unterschiedlichem Verhältnis nebeneinander vor. Ich konnte deshalb den von KÖSTER (1960, s. auch KING, 1969) vorgeschlagenen Reduktionsfaktor 2 nur in den Fein- und Mittelschluff-Fraktionen einsetzen. Im übrigen wurde die Korndicke bei der Auszählung berücksichtigt. Der Reduktionsfaktor lag effektiv in der Fraktion 20-60 µm zwischen 1 und 3, in den Fraktionen > 60 µm zwischen 1 und 6.

Unabhängig von den Volumenäquivalenten bestehen insbesondere zwischen den aufgeblähten Kaoliniten und den übrigen Mineralen der Sand- und Schluff-Fraktionen Gewichtsunterschiede, deren Größenordnung unbekannt ist und die deshalb nicht korrigiert werden konnten. Damit enthalten die Mineraltabellen einen systematischen Fehler: Insbesondere in den unteren Horizonten ist der Kaolinit- gegenüber dem Quarz-(Feldspat-)Anteil überhöht.

Ton:

Röntgenographische Untersuchungen an Texturpräparaten; chemische Analysen in Yei 1 durch Flußsäureaufschluß (s. FÖLSTER und KALK, 1967).

5.6 MINERALANALYSEN: ÜBRIGE

Goethit und Hämatit:

Untersucht im Ton hauptsächlich mittels DTA. Nur Goethit wird registriert (endotherme Reaktion zwischen 300° und 325°C Probentemperatur bei 10°/Min. Aufheizgeschwindigkeit). dieses jedoch mit recht großer Empfindlichkeit. Röntgenographisch wurden Goethit und Hämatit im Ton der Sudanprofile nach Anreicherung durch Kaolinit-Auflösung (1 Std. kochen in 10 % NaOH) bestimmt. Vergleiche vor und nach dieser Prozedur von eisenreicheren Proben zeigten keine negative Veränderung. Je nach Beimengung und Kristallisationsgrad liegt der untere Grenzgehalt an Eisenoxid zwischen 5 und 10 %, doch kann die Genauigkeit in der quantitativen Ansprache auch bis 15 % Fe₂03 noch unbefriedigend sein. Die quantitative Ansprache erfolgte durch Vergleich mit Mischproben aus besonders reinen Goethit-Konkretionen und Hämatit-Pseudokonkretionen, beides mit nur kaolinitischer Matrix, unter Berücksichtigung der Eisengehalte. Röntgenamorphe Beteiligungen wurden dabei nicht berücksichtigt, so daß im Regelfall nur das Hä:Goe-Verhältnis wiedergegeben ist. Da die Schwärzungsintensität (DEBYE-SCHERRER-Aufnahmen) selbst bei eisenärmeren Proben fast überall in recht guter Beziehung zum Eisengehalt stand, scheint diese amorphe Beteiligung in der Regel nicht groß zu sein. Zur Auswertung der Beugungsdiagramme bei Anwesenheit störender Beimengungen (Gibbsit, Quarz, Kaolinit) siehe MOSHREFI (1965).

Beziehung zwischen Bodenfarbe und Kristallform des Eisens:

Aufgrund von etwa 130 Röntgenuntersuchungen an selektierten (präparativ unter dem Stereomikroskop) Proben ergibt sich folgende Korrelation, die zunächst nur für die hier beschriebenen Formen der Eisenanreicherung (Flecken, Pseudokonkretionen, Konkretionen, etc.) zutrifft. In eisenärmeren bzw. stärker durchmischten Feinböden scheint sich das Farbspektrum zu erweitern (SCHWERTMANN und LENTZE, 1966).

| 1 | Goethit | Hämatit | |
|-------------------------------|---|-----------------------------------|--|
| | \rightarrow mit zunehmender | Packungsdichte \rightarrow | |
| makroskopisch | gelb-olivgelb-braungrau gelbbraun | orange-rotbraun-rot violettrot | |
| mikroskopisch Auflicht (A) | blaßgelb kräftig gell braungelb | o, hell-orangerot-rot orange | |
| Durchlicht (D) | gelb-braungelb-opak | braun-braunrot-opak | |
| | (abhängig von Präparatdicke) | | |
| A + x N | wie A, aber meist mit charakteristischem Trübungseffekt | С., | |

Ausnahmen: graue bis dunkelgraue Rinden, bzw. Goethitkonkretionen, sowie Manganbeimengungen.

Hämatit-Goethit-Mischung: Soweit makroskopisch uniform, besitzen solche Mischungen eine dunkelbraune Farbe. Meist läßt sich jedoch unter dem Stereomikroskop eine Auflösung in getrennte Areale erzielen.

Isomorpher Ersatz von Eisen durch Aluminium im Goethit:

Angeregt durch die Arbeit von NORRISH und TAYLOR (1961) wurden an zahlreichen selektierten Proben der Sudanböden mit Hilfe von Pb(NO₃)₂ als innerer Standard genaue Messungen der Reflexabweichungen vorgenommen (s. MOSHREFI, 1965). Dieser isomorphe Ersatz ist am stärksten in Rinden (G 2). Von den übrigen Proben lagen die meisten unter 10 mol % Al00H; nur einzelne Konkretionen und G 3-Proben (Mundri 5) erreichten Werte zwischen 10 und 20.

Gibbsit:

Im DTA-Diagramm (endotherme Reaktion bei 285[°]C, große Empfindlichkeit). Röntgenographisch vereinzelt im Ton, häufiger in selektierten eisenreichen Gesamtproben, sowie außerdem quantitativ bei der mikroskopischen Mineralanalyse nachgewiesen.

Amorphe Substanzen:

Amorphes Aluminium beteiligt sich in größerem Umfang an den Rinden; quantitativer Nachweis auf chemischem Wege (s. MOSHEREFI, 1965). In einer großen Zahl von Proben (Ton und Gesamtboden) wurde außerdem eine Extraktion mit verdünnter NaOH nach HASHIMOTO und JACKSON (1960) vorgenommen. Die Werte für Al₂O₃ und SiO₂ liegen im Gesamtboden unter 1 %, im Ton unter 2-3 %.

5.7 TEXTUR-KORREKTUREN

Textur- und Mineraltabellen lassen erkennen, daß der grobkörnige Kaolinit im Laufe der Bodenbildung zu Tonkorngröße zerkleinert wird. Das Ausmaß dieser Zerkleinerung wird aus der Abnahme der Schluff-Fraktion, bzw. in der Mineraltabelle aus der Erniedrigung des Gehaltes grober Kaolinite und Glimmerverwitterungsprodukte ersichtlich. Um weitere pedogenetische Texturveränderungen zu erkennen, müssen also durchweg diese beiden Mineralfraktionen dem Ton zugeschlagen werden. Der in ihnen nicht genau bekannte, aber wohl nach unten zunehmende Anteil an Glimmerresten wird den so korrigierten Tongehalt etwas überhöhen. Die gleiche Wirkung hat der in 5.6 genannte systematische Fehler, der aus der Nichtberücksichtigung des geringeren Kaolinit-Gewichtes resultiert.

Nach dieser Korrektur lassen die meisten Profile immer noch eine mehr oder minder deutliche Abnahme des Tongehaltes in den oberen Horizonten erkennen. Ihr entsprechen

- a) ein allgemeiner, wenn auch schwacher Anstieg der anderen Fraktionen, der jedoch wegen der gleichzeitigen Kaolinitzerkleinerung in den Schluff-Fraktionen meist nicht zum Tragen kommt.
- b) Darüberhinaus ein spezieller, überproportionaler Anstieg des Grobsandes (1-2 mm, untergeordnet 0,5-1 mm).

Wie in der Diskussion näher ausgeführt wird dies Phänomen als pedogene Grobsandanreicherung angesehen und mit dem selektiven Feinmaterialtransport der Termiten während der instabilen Pedimentationsphasen erklärt. Zur quantitativen Erfassung dieses Vorganges wurden folgende Rechengänge durchgeführt:

- a) Aus dem Verhältnis der Grob- und Mittelsandfraktionen der verschiedenen Horizonte wurde der Anteil angereicherten Grobsandes im obersten, bzw. den beiden obersten Horizonten geschätzt. Wegen der stets möglichen, aber gerade in den älteren Böden selten eindeutig erkennbaren Gesteinsinhomogenität geben alle aus diesem Schätzwert abgeleiteten Werte nur Näherungen.
- b) Die Grobsandanreicherung wird bezogen auf:
 Feinboden < 500 µm + geschätzter Ausgangsgrobsandanteil=100
- c) Aus dem Grobsandüberschuß und seinem Verhältnis zum geschätzten Ausgangsgrobsandanteil ergibt sich der Anreicherungsquotient.
- d) Unter der Voraussetzung, daß nur Material < 500 µm extrahiert wurde, kann man aus dem Grobsand-Überschuß und dem im Originalboden angenommenen Verhältnis von Grobsand: Feinboden (< 500 µm) die <u>Menge (kg) extrahierten Feinbodens</u> (< 500 µm) unter 1 m² Oberfläche, bzw. unter Zugrundelegung eines Raumgewichtes von 1.50 die <u>Höhe der</u>extrahierten Feinboden-Auflage in cm errechnen.
- e) Aus dem Verhältnis Ausgangs-Feinboden (< 500 µm) zum vorhandenen Feinboden-Anteil (< 500 µm) errechnet sich der Korrekturfaktor für den Ausgangstongehalt. Er setzt einen nicht selektiven Transport des Feinmaterials
 < 500 µm voraus.

Die bei den jeweiligen Profilsequenzen aufgeführten <u>korri</u>gierten Tonwerte sind also

- auf Probensubstanz ohne Grobsand-Anreicherung bezogen, und schließen

- grobkörnigen Kaolinit und Glimmerprodukte mit ein. Soweit Gesteinsinhomogenitäten es erlauben, sollen diese Werte Anhaltspunkte für den Umfang von Tonverlagerung geben (siehe Diskussion, 8.2).

6 <u>BODENSEQUENZEN UND EINZEL</u> PROFILE AUS SW-NIGERIA

6.1 BÖDEN DER JÜNGSTEN STABILEN PHASE A3

Vom neuen Campus der University of Ife in Ile-Ife, 80 km östlich von Ibadan, werden vier Einzelprofile vorgestellt, die sich seit der letzten Erosionsphase auf unterschiedlich tief gekapptem Material entwickelt haben. Nach dem regionalen Vergleich mit der Sudanzone (FÖLSTER, 1969, FÖLSTER, 1969 b) und einer Holzkohledatierung (2360 + 120 BP) von der Basis der A 3 -Sedimente (Abb. 6) zu urteilen. kann das Alter dieser Bodenbildung wahrscheinlich mit etwa 2000 Jahren angegeben werden. Die vier Profile liegen in der Nachbarschaft eines Inselbergkomplexes, und zwar Ife b und c etwa 500 m südlich eines der Inselberge, von ihm durch ein Tälchen getrennt, an einem Hang von 4,5 % Neigung. Ife b ist am Oberhang in der Nähe einiger Gesteinsausbisse lokalisiert, Ife c am Unterhang 75 m vom Bachbett. Beide können als vollständig erhalten angesehen werden, wenn man von der Zerstörung der sehr flachen zoogenen Auflage beim Grabenaushub absieht.

Ife a und f liegen - 100 m voneinander entfernt auf derselben Kontour - auf dem oberen Teile eines Pedimenthanges (7 % Neigung), der von einem zweiten Inselberg nach Westen abfällt. Grabenaufschlüsse quer zum Hang und hangabwärts legten die sich überlappenden Pedisedimentstrata aus 3 Phasen (A1 - A2 - A3) frei (OJENUGA, M.Sc.-Thesis, University of Wisconsin, 1968; s. auch FÖLSTER, 1969), deren Schichtung folgende Schlüsse zuläßt: Während A 2 α erfolgte eine weitgehende Verjüngung des Hanges durch gestufte Pedimentation, d.h. einmal vom Tal aus bis x, zum anderen gleichzeitig auch am Oberhang, während im Mittelabschnitt schutt-



Abb. 15: Vereinfachter Hangschnitt zu den Profilen Ife a und f

reiche A1-Bodendecke konserviert wurde. Die noch schwächere A3 α -Phase verjüngte die Bodendecke nur am obersten Hang (Ife a und f), unmittelbar in Talnähe sowie im Bereich einer Hangdelle. Ife a demonstriert jedoch nicht die volle Bodenentwicklung der A3 β -Phase. Eine nachträgliche Störung wird angedeutet durch das Fehlen von zoogener Auflage und Tonverarmungshorizont einerseits, und die Akkumulation dunkel gefärbter, geringmächtiger sandiger Ablagerungen am Mittelhang und im Tal. Mehrere Köhlergruben in unmittelbarer Nähe von a lassen eine anthropogene Erosion vermuten, die sich jedoch nicht datieren läßt. Inwieweit Ife f von dieser jüngsten Störung beeinträchtigt wurde, ist nicht zu erkennen. Ife a und f demonstrieren zugleich den Unterschied zwischen Bodenentwicklung (bzw. Tiefe der Saprolith-Veränderung) und Verwitterung (bzw. Tiefe des Zersatzes). Im ersten Fall (Ife a) schnitt die Erosion den fast vollständig entwickelten Saprolith, wie es vorher (Abschn. 2.3) als Normalfall angeführt wurde; im zweiten (Ife f) dagegen erfolgte der Abtrag – wahrscheinlich über mehrere Erosionsphasen hinweg – schließlich bis auf das frische oder allenfalls nur schwach vergruste⁺⁾ Gestein. Demgemäß unterscheidet sich die Ausgangssituation der Bodenbildung wie ihr Ergebnis. Ein ähnlicher, wenn auch nicht so markanter Unterschied bestimmt das Verhältnis von Ife b zu Ife c.

Wegen des geringen Verwitterungsgrades des Gesteins kommt dem Profil f eine Sonderstellung zu und wird in 6.1.2 getrennt beschrieben. In den übrigen Böden der Ife-Serie erreicht der Homogenisierungshorizont eine Mächtigkeit von 40 cm und eine Maximaltiefe unter der Oberfläche von 50 cm. Das gesamte Profil – gerechnet bis zur Grenze des D- zum D/S-Horizont – wächst hangabwärts von 75 auf 120 cm (Maximaltiefe unter der Oberfläche in c 140 cm), die Mächtigkeit des D-Horizontes steigt in gleicher Richtung von 35 auf 60 cm (einschließlich Ho/D 90 cm).

⁺⁾ Vergrusung bedeutet hier chemische und/oder physikalische Desintegration des Gesteins bei minimaler Umsetzung der Feldspäte und entsprechend geringer Neubildung von Tonmineralen.

6.1.2 Ife f

Entsprechend der mechanischen Härte des Ausgangsmaterials beschränkt sich der Homogenisierungshorizont auf 20-40 cm. wobei hier noch Pedisedimentreste mit eingearbeitet worden sind. Die Veränderungen darunter sind minimal: es gibt keine ausgesprochene Fleckung. Das Augenmerk richtet sich auf die Verwitterung, welche die Voraussetzung für weitere Veränderungen schaffen soll. Entgegen der klassischen Vorstellung einer von oben nach unten fortschreitenden Verwitterung findet man - schon am Profil an der geringen mechanischen Festigkeit erkennbar - die intensivste Verwitterung in den tiefsten Proben, insbesondere in Ife 43. Sowohl der Gehalt freien Eisens wie der des Tons steigen nach unten an. Die Dünnschliffe bestätigen das Ergebnis ebenso wie die mineralogischen und chemischen Analysenergebnisse. 40 und 42 unterscheiden sich kaum. 41 enthält mehr Feldspat und weniger Glimmer. Kaolinit dominiert im Ton von 43. Sein Anteil fällt zu 42 rapide ab und ist in 40 nur noch in Spuren vertreten.

Wie die Differential-Thermodiagramme des Tons von 40 und 41 zeigen, scheinen an seinem Aufbau außer Gibbsit (insbesondere in Ife 41) vorwiegend amorphe Substanzen beteiligt zu sein. Ähnliche Diagramme erhielt auch FIELDES (1952) von Tonen aus allophanreichen Böden. Endotherme Reaktionen bei 530, 415, 270 und 160-130° erhielt derselbe Autor bei der DT-Analyse von selbsterzeugten bzw. kommerziell hergestellten kolloidalen wässrigen Aluminiumoxiden.

Mikromorphologisches Bild:

40 und 41 fast frisches, aber von einem engen Spaltennetz durchzogenes Gestein. Spaltöffnungen bis 100 µm. 42, noch stärker in 43: Feldspäte frakturiert (z.T. sehr stark), angelöst und örtlich kaolinisiert. Spalten mit hellbraunen Wandbelägen. Da die Vergrusung inzwischen fast sämtliche Mineralgrenzen erfaßt hat, bilden diese Wandbeläge häufig regelmäßige Muster um die Feldspäte, die auch nach Frakturierung und Kaolinisierung erhalten bleiben. Entsprechendes gilt für regelungsdoppelbrechende Füllungen von Frakturspalten. In der Nähe eisenfreisetzender Biotite und Hornblenden kann eine sekundäre Imprägnation dieser Fließstrukturen mit (im Durchlicht) rotem bis rotbraunem Eisenoxid festgestellt werden. Auffällig ist die Häufigkeit auch dickerer (bis 50 µm) Fließton-Auskleidungen einerseits, wie andererseits die Tatsache, daß die Spaltensysteme stärker frakturierter Feldspäte trotz stärkerer Anlösung der Feldspat-Bruchstücke frei von Ton sind. Da solche Fließton-Kutanen in 43 kaum durch Toneinwanderung aus dem Hangenden gespeist worden sein können, muß es sich hier also um das Ergebnis lokaler Tonumlagerung handeln.

6.1.3 Ife a bis c

Von diesen Profilen sind a und c auf äußerlich voll entwickelten Saprolithen entstanden, deren Ausgangsgestein in Ife a ein Granit-Gneis, in Ife c ein weniger stark migmatisierter Bändergneis war. Ife b dagegen wird charakterisiert einerseits durch ein grobkörniges Ausgangsgestein (Granit-Gneis) reich an leukokratischen Bestandteilen, andererseits durch eine relativ tiefgründige Abtragung während (A2 \propto und) A3 \propto , welche den schwächer verwitterten Zersatz in Oberflachennähe (1,50 m) brachte. Er zeigt keine Fleckung, der Tongehalt ist gering (18 %). - 91 -



Grobe Feldspatporphyroblasten sind bis in 6 hinein gut erkennbar, obwohl der Feldspatgehalt nach oben hin bis auf 9 % absinkt. Aber auch in Ife a und c enthalten alle Horizonte des Profils noch Feldspatreste. Sie sind in den Dünnschliffen gut zu erkennen. Mengenmäßig liegt er höher als in den älteren Böden, übersteigt aber 5 % nicht. In Ife a sinkt sein Anteil nach oben etwas, in Ife c dagegen steigt er in gleicher Richtung leicht an. Durch die Tieferlegung der Oberfläche während A3¢ wurden also in der Profilreihe Ife c und a - Ife b - Ife f immer tiefere bzw. schwächer verwitterte Tiefenzonen an die Oberfläche gebracht. Interessanterweise nimmt in gleicher Richtung der Anteil gibbsitischer Beimengen an sonst ausschließlich aus Kaolinit bestehendem Ton zu (Abb. 16, 17).

Tab. 3: Korrigierte Tonwerte in % der eisenfreien Probe (s. Abschn. 5)

| Ife a | Ife b | Ife b ^X | Ife c |
|------------------------------|--------------------------------------|--|--------------------------------------|
| 74.0 72.4 65.5 68.3 | 41.7 40.7 48.0 37.6 27.0 | (51.7) (53.5) (71.2) (56.6) (59.5) | 62.1 67.7 69.4 65.5 64.3 |

X nach Umrechnung des Feldspats auf Kaolinit

Die pedogenetische Interpretation der Texturdiagramme erfordert die Berücksichtigung folgender Punkte:

a) Die vorher beschriebene Erosionsgeschichte des relevanten Pedimenthanges läßt auf die Unvollständigkeit von Profil Ife a schließen. Diese kommt in dem Fehlen des in anderen Profilen typischen Tonverarmungshorizontes zum Ausdruck. b) Eine genaue Analyse der Texturkurven von b und c zeigt, daß die auffällige Verringerung des Tongehaltes in den oberen Horizonten zunächst einmal mit einer Anreicherung von Grobsand bzw. Kies (>1 mm) parallel geht. Da in den obersten Horizonten fast immer charakteristische Pseudokonkretionen aus dem Schutt zu finden sind, war zunächst an eine mit Wurzelwachstum und Baumfall einhergehende Durchmischung mit dem Schuttkörper gedacht. Zur Erklärung der Tonverarmung kann dieser zweifellos vorhandene Prozeß jedoch nicht dienen, da sich die Anreicherung selektiv auf die Fraktion > 1 mm (untergeordnet 0,5-1 mm) beschränkt. Diese selektive Anreicherung muß vielmehr mit Termitentätigkeit in Zusammenhang gebracht werden (siehe Diskussion, 8.2).

c) Aus den Mineraltabellen geht hervor, daß außer feinkörnigem Kaolinit in der Tonfraktion grobkörniger Kaolinit in den Schluff-Fraktionen enthalten ist. Dieser entstammt einer Verwitterungsneubildung aus Feldspäten und Glimmern, und enthält z.T. noch in Verwitterung befindliche Glimmerreste (siehe Methodik, 5.5). Im Profil sinkt der Anteil dieses grobkörnigen Kaolinits nach oben hin ab. Wenn man von der nicht nachweisbaren Möglichkeit der Kaolinitauflösung einmal absieht, kann diese Abnahme nur durch Zerkleinerung und Zerfall zu Tonkorngröße erklärt werden.

Der Gesamtanteil grobkörniger Kaolinite im Saprolith und das Ausmaß seiner Zerkleinerung hält sich in den jungen Böden der Ife-Serie in engeren Grenzen als in den älteren Böden der Asejire-Serien. Innerhalb der Ife-Serie beobachtet man eine Zunahme von Ife b über Ife a nach Ife c.

Um die mögliche Auswirkung weiterer pedogenetischer Texturveränderungen, insbesondere einer möglichen Tonverlagerung abzuschätzen, wurden auf die in 5.7 beschriebene Weise die Tonwerte korrigiert (Einschluß grobkörniger Kaolinite und Glimmerverwitterungsprodukte, Abzug selektiv angereicherten Grobsandes). Sie sind in Tab. 3 aufgezeichnet. Für Ife b mit seinem höheren Feldspatgehalt wurde ebenfalls der voraussichtliche Tongehalt nach vollständiger Kaolinisierung der noch vorhandenen Feldspäte berechnet. Der Umrechnung liegt die pauschale Annahme zugrunde, daß 50 % des Ausgangsfeldspats verlorengeht, und der Rest in Kaolinit überführt wird.

Die so vorgenommene Korrektur wird durch einige Unsicherheiten und Fehlerquellen belastet (5.7). Dies gilt entsprechend für die Interpretation der korrigierten Tonwerte. Die stets mögliche, gerade in diesem Ausgangsmaterial eigentlich selbstverständliche quantitative Inhomogenität von Horizont zu Horizont verbietet jede Schlußfolgerung für das Einzelprofil. Erst der Vergleich der Tonverteilungskurven aller untersuchten Profile läßt einige wiederkehrende Phänomene erkennen und eröffnet damit den Weg für eine kausale Begründung. Das häufigste Muster der Tonverteilung ist das von Ife c mit einem Maximum im D-Horizont. Es zeigt Ähnlichkeiten mit der Tonverteilung in Parabraunerden, und da zumindest in Dünnschliffen nicht selten Fließton-Kutanen beobachtet werden, liegt es nahe, auch hier Tonverlagerung als Ursache anzunehmen. Fließton-Kutanen fehlen auch in Ife a nicht, doch ist die Tonverteilung - selbst unter der Voraussetzung, daß der oberste Horizont verlorenging - sehr viel unregelmäßiger. Eindeutig auf Gesteinsinhomogenität beruht der hohe Tongehalt in Probe 8 von Profil Ife b (siehe Textur- und Mineral-Diagramme). Von ihnen abgesehen, steigt der Tongehalt bis in den obersten Horizont, während der Feldspatgehalt in gleicher Richtung abnimmt. Nach der Umrechnung von Feldspat auf Kaolinit-Ton dreht sich die Richtung der Tonzunahme um. Der Grund

- 94 -

hierfür dürfte aber kaum in einer Tonverlagerung zu suchen sein als vielmehr darin, daß die Prämisse der Umrechnung, d.h. maximal mögliche Kaolinitbildung aus dem vorhandenen Feldspat – jedenfalls für den bisherigen Verwitterungslauf nicht zutrifft. Der gerade in Ife b (wie in Ife f) hohe Gibbsitanteil im Ton deutet ja auch auf unvollständige Kaolinisierung hin.

Ife a

Trotz geringmächtiger Ausbildung von Ho- und D-Horizont sind die typischen Symptome der den Saprolithen verändernden Bodenbildung erkennbar, nämlich die aufgrund mechanischer Durchmischung bewirkte Verringerung des quarzfreien Skeletts (von 25 auf 8 %), die wenn auch schwachen Maximalwerte für Fe₂O₃ im Ton und der Gesamtprobe in Ho/D- und D-Horizont, und die diffuse Färbung der hellen Bezirke im D-Horizont (s. Abb. 9).

Im Saprolithen liegen drei Gefügebereiche ineinander verschachtelt:

- Ursprünglich biotit- und wahrscheinlich hornblendereiche Aggregate mit mehr oder minder dichter Eisenoxid-Ausscheidung (Primärflecken, s. Abb. 10).
- ii) Vorwiegend kaolinitische Feinmatrix mit verstreuten großen und kleinen Biotiten, bzw. deren Kaolinisierungsprodukten.
- iii) Pseudomorph kaolinisierte gröbere Feldspäte.

Auffallend im Vergleich zu den meisten anderen Saprolithen ist der hohe Anteil rötlich brauner bis roter (Durchlicht) Fließstrukturen, die insbesondere die Gefügebereiche i und ii durchsetzen, aber sich auch entlang einzelner Spalten und Gänge von iii finden. Es handelt sich um Wandbeläge und Auffüllungen von Hohlräumen (5-200 µm), die sich von den dichten roten (Hämatit) Ausscheidungen auf und innerhalb von Biotiten bzw. den nach der Hornblendeauflösung verbleibenden Fe₂O₃-Netzgerüsten deutlich abheben. Offensichtlich handelt es sich um zweierlei Vorgänge, nämlich einmal eine Verlagerung gleichmäßig rotbraunen Fließtons, zum anderen eine sekundäre, unvollständige Eisenoxid-Imprägnation eisenarmer Wandbeläge, wie sie bereits für Ife f/43 beschrieben wurde.

Im Diffusionshorizont tritt hierzu einmal eine häufig zu beobachtende Imprägnation fließtonfreier Hohlraumwände, daneben eine deutliche Farbvertiefung über hell- nach rötlichbraun (bei Auflicht orange) vieler feldspatogener Bereiche (insbesondere auch Gefügebereich iii). Diese Färbung ist meist schwach inhomogen, stellenweise - besonders in primärfleckennahen Säumen - sehr ungleichmäßig mit zum Teil recht scharfen Farbgrenzen an ehemaligen Mineralscheiden. Diese Farbvertiefung entspricht der makroskopisch sichtbaren Diffusionsfärbung der ursprünglich hellen Bereiche. Solche Diffusionsflecken erscheinen im Ho-Horizont, inHo/Dund D-Horizont in abgerundeter Form, im quarzfreien Skelett, erweisen sich also als relativ stabil. Feine isolierte Trümmer dieser wie der Biotit-Hornblende-Primärflecken schwimmen im Ho-Horizont in der gleichmäßig gefärbten Matrix, deren Goethitanteil nach oben hin zunimmt. Daneben gibt es größere und kleinere (0,5-1 mm) abgerundete und randliche von Goethit durchsetzte Pseudokonkretionen (II a).

Auch die durchmischte Matrix ist reich an Fließton. Dieser besitzt eine hellbraune bis gelblich braune Färbung und durchsetzt ebenfalls die Hohlräume ungestörter Fleckenreste. Seine durchaus homogene Färbung ist kräftiger als die der hellen, z.T. unvollständig rot imprägnierten Fließstrukturen in 4 und 5. Dies zeigt wie in Ife f 43, daß der Fließton im Saprolith nicht auf Tonverlagerung über größere Distanz zurückgeführt werden kann.

Ife b

Entsprechend dem niedrigen Eisengehalt, dem geringen Zersatzgrad und der fehlenden Primärfleckung gibt es nur eine schwache diffuse gelbliche und grauorange Färbung der ungestörten Gefügereste im Ho/D- und z.T. im D/S-Horizont. Im Saprolith liegen nebeneinander stark bis sehr stark frakturierte, aber sonst nur schwach verwitterte Feldspäte und intensiv kaolinisierte Bereiche. Der Ton ist weitgehend ungeregelt (nur dünne Wandbeläge in manchen Frakturspalten und Mineralgrenzklüften).

- 9: Große, stark frakturierte und kavernöse Feldspäte eingebettet in kaolinisierte Matrix mit noch vielen kleinen Feldspäten. Mehr Fließton in Form von dünnen Wandbelägen, insbesondere entlang ehemaligen Mineralgrenzen (zellulares Muster). Die im Durchlicht blaß braungelbe Färbung der kaolinitischen Matrix ist unregelmäßig.
- 8: Zunehmend feinkörnige Matrix. Weniger zellulares Muster der Wandbeläge, dafür mehr Fließton in Spalten und Gängen bis 150 µm Ø, die entweder gänzlich ausgefüllt sind oder Wandbeläge bis 50 µm enthalten. Rote Flecken teils als Ausscheidung aus Biotiten, teils als im Durchlicht grellrote Imprägnationen in Wandbelägen.
- 7: Dichtes Gefüge mit viel Fließton. An manchen Aggregatgrenzen Verschiebungs-Einreglungen.
- 6: Ähnlich 7, aber mit örtlich sehr wechselnder Fließton-Häufigkeit, mehr groben Quarzen sowie einigen relikten Pseudokonkretionen.

Ife c

Ife c ist ein talnahes Profil und zeigt als solches bereits mehr oder minder deutlich die Merkmale feuchter, periodisch vernäßter Böden, wie sie in älteren Böden (s. Asejire 4 und 7) noch deutlicher in Erscheinung treten. Der Diffusionshorizont ist vergleichsweise mächtig (60 cm) und charakterisiert durch eine stark feinfleckige Diffusionsfärbung. Der Anteil guarzfreien Skeletts bleibt abgesehen von den gesteinsbedingten Inhomogenitäten, d.h. den horizontweise wechselnden Anteilen ferromagnesischer Segregationslamellen des Bändergneises, zwar konstant und verringert sich erst wesentlich im Homogenisierungshorizont. Dafür findet aber bereits im D-Horizont eine stärkere Zurundung der Primärflecken sowie eine recht intensive Einlagerung von Goethit in Fleckenreste und daraus entstehende Pseudokonkretionen statt, die den Eisengehalt des Skeletts in 13 auf 19 %, den im Skelett fixierten Eisenoxidgehalt des Gesamtbodens auf 6 % anschwellen läßt. Auch im Ton, dessen Fe₂0₃-Gehalt sonst kaum variiert, liegt der Goethitanteil schon im S/D-Horizont recht hoch.

Die Porenverteilung zeigt eine auch für ältere Böden recht typische Veränderung. Die groben Poren ($>30 \ \mu m = p_F 2$) nehmen zunächst ab, um dann zum Homogenisierungshorizont hin wieder anzusteigen, während die mittleren Poren (0,4 bis 30 $\mu m = p_F 3,9-2$) ständig abnehmen.

15: Primärflecken aus Hornblende- und Biotit-Enteisenung. Hornblenden fast vollkommen aufgelöst; ihre hohlraumreichen, pseudomorphen und rhytmische Ausfällung andeutenden Eisenoxid-Netzgerüste sind z.T. recht groß und enthalten vereinzelt Goethit als Kristallform. Kaum roter Fließton. Etwas mehr heller Fließton in feldspatogenen Bezirken nebst einigen stark frakturierten Feldspäten.

- 14: Wie in Ife 4 treten hier in größerem Umfange auch feldspatogene Diffusionsflecken mit bei Auflicht unterschiedlich tiefer Orangefärbung auf. Bleichungshöfe und -säume ausgehend von Wurzelgängen. In diesen findet sich bisweilen ein brauner Fließton mit Schrumpfrissen oder mechanisch gestörtem Gefüge, der wahrscheinlich auf echte Tonmigration hindeutet. Andererseits gibt es Eisen- und örtlich auch Mangan-Imprägnationen auf fließtonfreien Gang- und Spaltsäumen.
- 13: Starke Zunahme der Fließstrukturen wie der Eisenoxiddifferenzierung, d.h. einerseits Bleichung (häufig assoziiert mit ehemaligen oder rezenten Schrumpfrissen oder Wurzelgängen), andererseits Ausscheidung von rötlichem (bei Auflicht orangenem) oder gelbem (Goethit) Eisenoxid aufehemaligen oder jetzigen Oberflächen von Gängen und Klüften sowie in frakturierten Feldspäten. Entsprechend beobachtet man einerseits den randlichen Abbau der ehemals biotitreichen Primärflecken wie der vorwiegend feldspatogenen Diffusionsflecken, die zur Isolierung eisenverkrusteter Biotite bzw. kleiner (10-50 µm) abgerundeter Mikroflecken in der hellen Matrix führt, andererseits die zunehmende Ausfüllung der Hohlräume in den Netzgerüsten der Hornblendeverwitterung mit Eisenoxid. Die hellere Grundmasse zeigt stellenweise eine sehr ungleichmäßige, bei Auflicht orangene Feinfleckung.
- 12 und 11: Dichte Matrix (in 11 reich an groben Quarzen) mit nach oben gleichmäßigerer Verteilung von Eisenoxid, geringerer Orangefleckung und zahlreichen, vorwiegend größeren Fließstrukturen. Örtlich gelbe Hohlraumsäume sowie diffuse Anreicherungen gelbbraunen Goethits.


| Ife | Quarz- freies Skelett | Fe ₂ 0 ₃ % | Skelettbes | chreibung | |
|----------------------------|-----------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|---------------|------|
| a | >2 mm % | Skelett | Hauptbest. | Nebenbest. | Spur |
| 1 | 8 | 13.1 | I + Ia | IIa | |
| 3 4 5 | 17 25 25 | 10.4 10.0 10.2 | I+Ia+g I I | IIa + g Ig | |
| Ife | | | | | |
| c | | | | | |
| 11 12 13 14 15 | 4 20 32 20 28 | 10.7 12.9 19.2 14.4 | IIa IIg + a I+IIg+G+a I I | Ig, Ia | G1 |

- 100 -



Gest.: Granit-Gneis



Gest.: Granit-Gneis

- 101 -



Abb. 17: Differential-Thermodiagramme des Tons von Ife a (1-5), b (6+10) und c (11, 13+15): Kaolinit, Gibbsit (285°) und Goethit (315°).

Abb. 18 (Faltblatt): Poren-, Korngrößen- und Mineralverteilung in Ife a-c. (Legende siehe Anhang)











6.2 BODENBILDUNG SEIT DER INSTABILEN PHASE A2 &

6.2.1 Einführung

Die hier aufgeführten Bodensequenzen stammen aus 2-3 m tiefen Grabenaufschlüssen zwischen Asejire und Egbeda (s. Abb. 19). Dieses von Metasedimenten (Quarziten, Quarzit-Phyllite, porphyrischen Graniten und Pegmatitgängen) durchsetzte und deshalb verhältnismäßig reliefstarke Gebiet wurde während A2 & fast durchgehend verjüngt. A1-Relikte sind meist nur kleinräumig - und dann meist nur wegen zu flacher Ausräumung - erhalten (s. FÖLSTER, 1969). Obwohl so ziemlich durchgängig mit einer gleich alten Bodenbildung gerechnet werden kann, gibt es doch sowohl Beeinflussungen durch ältere Bodenbildung wie durch jüngere Abtragung. Erstere geht auf unvollständige Abtragung der älteren Bodendecke zurück, letztere auf sehr flachgründigen Abtrag während A3a. Bei fehlender Überdeckung oder bei Überdeckung durch Hillwash der Phase A3 &, wie in Asejire 4, kann eine solche flachgründige Verjüngung nie ausgeschlossen werden. Dagegen hebt sich der Einfluß einer tiefgreifenderen Kappung wie in Asejire 7b (6.2.4) deutlich heraus.

Wiederum kann das Alter dieser Böden nur aufgrund des vorher erwähnten (6.1) regionalen Vergleichs zur Sudanzone (FÖLSTER, 1969, FÖLSTER, 1969 b) vorsichtig und unter Vorbehalten geschätzt werden. Danach kommt für die Abtragungsphase A2 α ein Alter von 8-6.000 Jahren in Betracht.⁺⁾ Deutlich ist, daß die bereits in den jüngsten Böden erkennbaren

⁺⁾ Sie liegt damit zwischen der im Sudangürtel (Tschad-Senegal) sehr ausgeprägten und gut datierten pleisto-holozänen (12-8.000 BP) Feuchtphase, die ich mit der A1 -Bodenbildungsphase korrelieren möchte, und der offensichtlich wiederum feuchten Transgression des Nouakchottien (5.500 BP).

EGBEDA-ASEJIRE (based on sheet 262, NW, Federal Surveys, Nigeria)



- 105 .

Veränderungen des Saproliths in den hier zu behandelnden Böden noch weiter fortgeschritten sind. Die Mächtigkeit des Gesamtprofils (gemessen von der Oberkante des Ho-Horizontes bis zur Untergrenze des D-Horizontes) wächst mit zunehmender Vernässung und abnehmender Pedisediment-Auflage von 70 auf 205 cm (Werte für A3-Böden: 75-120 cm), seine Gesamttiefe (einschließlich Sedimentauflage) von 130-245 cm (A3: 75-140 cm). Die Mächtigkeit des Ho-Horizontes schwankt zwischen 35 und 55 cm. einschließlich Ho/D-Übergangshorizont zwischen 35 und 110 cm. Die entsprechenden Werte für die A3-Böden (einschließlich A7b, Abb. 29) liegen mit 25-40, bzw. 35-60 cm nicht wesentlich tiefer, da der Durchmischungseffekt relativ schnell erreicht wird und eben z.T. schon auf die Termitentätigkeit während der α-Phasen zurückgeht (siehe Diskussion). Die Streubreite erklärt sich fast ausschließlich aus der Mächtigkeit der Auflage, mit deren Anwachsen der Ho-Horizont schwindet (O bei 120 cm Auflage in 7c). Größer sind die Unterschiede beim D-Horizont, dessen Mächtigkeit (ohne D/S) bei den A2-Böden mit zunehmender Vernässung von 40 auf 130 cm. bzw. unter Einschluß des Ho/D-Horizontes von 70 auf 140 cm steigt (entsprechende Werte der A3-Böden: 20-60 cm bzw. 35-90 cm). Sehr viel auffälliger und weiter fortgeschritten als in den jungen Böden ist in den A2-Böden ebenfalls der Prozeß der Pseudokonkretionsbildung wie der der vertikalen und horizontalen Eisenverlagerung. Letztere bewirkt so in A4d eine Hangfuß-Akkumulation von Fe₂0₃ von 18 %.

6.2.2 Hydro-Topo-Sequenz Asejire 4 (s. Karte 3)

Die 4 Profile dieser Sequenz liegen 40 bis 150 m von der Mitte eines sedimenterfüllten Muldentälchens (s. Abb. 20) an einem Unterhang von 3 % Neigung. An der gegenüberliegenden Talflanke ist ein nicht eindeutig bestimmter, aber - 107 -



wahrscheinlich A2& -Schutt angeschnitten, auf dem sich lokal gröbere Steine und Artefakte (Middle Stone Age) fanden. Das feinkörnige Decksediment besteht hier aus einer unteren. zum Tal hin ausdünnenden Schicht (A2x), die durch eine Topfscherben und Mikrolithe enthaltende Quarzkieslage und eine jüngere Schicht (A3a) überdeckt wird. Letztere überlagert auf der rechten Talseite die autochthonen Profile von b bis d. Laut geologischer Karte (1:250.000) liegt die Sequenz im Grenzbereich zwischen einer prophyrischen Granit-Intrusion und einem Pegmatitkomplex, auf den die östlich angrenzenden Aufragungen (einschließlich Gesteinsausbisse) zurückgehen. Ohne Zweifel entstand jedoch der Saprolith, auf dem sich die Böden hier bildeten, aus einem stark porphyrischen Bändergneis, welches hier das die z.T. sehr mächtigen Pegmatitgänge aufnehmende Grundgestein ist.

Abb. 20: Hangschnitt zur Sequenz Asejire 4 (Karte 3). Überhöhung 1:6, der Bodendecke 1:12 (Legende s.Anhang). Fast durchweg sind ein Teil der Quarze gerundet, und in A 4/17 erkennt man ein deutlich feinlamellares Gefüge der Primärflecken.

Mit Ausnahme von 4/3 sind die Feldspäte im Saprolith vollkommen kaolinisiert. Aus der Verwitterung der Feldspatporphyroblasten und z.T. der Glimmer entstand eine kaolinitische Matrix mit außerordentlich großen Kaoliniten, die im Dünnschliff Durchmesser bis über 100 µum erkennen lassen. Der Anteil grobkörniger Kaolinite liegt in A 4/17 über 50 % der eisenfreien Probe. Dieser Grobkaolinit unterliegt einem Zerkleinerungsabbau, der hangabwärts intensiver zu verlaufen scheint. In A4d - also unmittelbar in Talnähe wird unterhalb von 2 m unvollständig verwitterter Saprolith angeschnitten, der zugleich eine auffällige Gesteinsinhomogenität darstellt. Es handelt sich um einen basischen Gang (Amphibolitschiefer), dessen Feldspäte z.T. erhalten, und dessen Biotitkomponente noch viele Einzelminerale mit Eigenfärbung, höherer Lichtbrechung und geringerer Anlösungsverwitterung und Frakturierung enthält. Der Ton besteht zu etwa der Hälfte aus einem Pleistoexpandit, der wahrscheinlich aus dem Abbau der Hornblenden und Plagioklase des Gesteins durch Neubildung entstand. Ähnliche basische Gänge kann man in allen Hangpositionen antreffen.

A 4/3 zeigt die typische, nur durch schwache, diffuse Orangefleckung unterbrochene Graufärbung eines unter Grundwasser stehenden Saprolithen. Der relativ hohe Eisengehalt von Gesamtboden und Ton erklärt sich nur zum Teil (3 %) aus dem hohen Anteil silikatisch gebundenen Eisens. Hangaufwärts ist der Grund- bzw. Hangwasserspiegel nicht mehr angeschnitten, doch liegen A 4/7 und A 4/12 noch deutlich im Kapillarsaum eines solchen. Es handelt sich um feuchte Saprolithe mit kleinen roten Kernflecken, die von breiten diffusen Fleckensäumen umgeben sind. Durch die in Talrichtung wachsende Mächtigkeit des Diffusionshorizontes wurde in 4c nicht hydromorpher Saprolith gar nicht, in 4b nur noch in A 4/11 beobachtet. A 4/17 zeigt dagegen die normale Saprolith-Ausbildung.

Von den vier Profilen dieser Sequenz wird die auf Tonverlagerung hinweisende Art der Tonverteilung am deutlichsten in A4b und c. wenn man die korrigierten Tonwerte (s. 5.7) in Tab. 4 zugrundelegt. Dies schließt jedoch nicht aus. daß auch hier der Ausgangstongehalt inhomogen war (siehe z.B. den hohen Tonwert in A 4/11), doch kann man aus der relativ gleichmäßigen Tonverteilung in A4a eine nur untergeordnete Tonverlagerung herauslesen. Die in den Saprolithen durchweg unbedeutenden Vorkommen von Fließton-Kutanen sind charakteristisch für alle Ho- und D-Horizonte. obwohl die Dünnschliffe eine von 4a bis 4c hin wachsende Häufigkeit erkennen lassen. Berücksichtigt man, daß in 4/7 nur der S/D-Horizont des Profils 4c angeschnitten ist, so fällt allerdings auf, daß in gleicher Richtung - von 4a nach 4c - wahrscheinlich auch das Tonmaximum im D-Horizont ausgeprägter wird.

| A4 | đ | с | ъ | а |
|----|------|------|------|------|
| | 38.3 | 34.9 | 47.4 | 58.4 |
| | 35.5 | 43.5 | 53.0 | 63.3 |
| | 67.8 | 46.5 | 58.8 | 61.0 |
| | | 43.6 | 60.8 | 61.6 |
| | | | 55.5 | 61.9 |

Tab. 4: Korrigierte Tonwerte in % der eisenfreien Probe (s. Abschn. 5.7) Die vertikale und horizontale Verteilung der Eisengehalte in den 4 Profilen geht aus Abb. 21 hervor. Die Gesamtgehalte sind aufgegliedert nach Eisen im quarzfreien Skelett und im Feinboden, wobei die gestrichelte Linie noch einmal die annäherungsweise Aufteilung nach Ton und Nichtton wiedergibt (s. Methodik, 5.3). Der Gesamteisengehalt steigt hangabwärts, wobei folgende Unterschiede auftreten:

4a) Ein schwacher Anstieg im Profil aufwärts: der Skelettanteil variiert horizontweise, sein Eisengehalt in entgegengesetzt proportionaler Weise; die höheren Skeletteisenwerte in 14 sind wohl primär. Erst in 13 erfolgt mechanische und chemische Zerstörung des Skeletts bei gleichzeitiger Zunahme des Ton-, aber insbesondere des Nichtton-Eisens, Dünnschliffe zeigen. daß letzteres einmal in Form eisenverkrusteter Biotite vorliegt, die aus zerstörten Primärflecken isoliert wurden. daß daneben aber auch kleine abgerundete Fleckenreste in der homogenisierten Matrix schwimmen. Ihre Hohlräume sind von teils rotem, teils gelbbraunem Eisenoxid ausgefüllt. Die Spuren dieser chemischen Auflösung und Wiederausscheidung von Eisen sind bereits stellenweise im Saprolith (17 und 16) in Form rotbrauner bis opaker (fließtonfreier) Imprägnationen von Hohlraumwänden zu beobachten. Im D-Horizont (15) fällt diese Erscheinung mit Fließton derart zusammen, daß entweder eisenoxidumsäumte Hohlräume sekundär mit gelbgrauem Fließton gefüllt wurden, oder daß rotes Eisenoxid gelbgrauen Fließton sekundär unvollständig imprägnierte. Besonders innerhalb der Primärfleckenreste, aber auch außerhalb, tritt daneben homogen roter Fließton auf. Der eigentliche Anstieg des Ton-Eisens geht mit einer unregelmäßigen Vertiefung der braunen Farbkomponente in der feldspatogenen Matrix wie auch einer schnellen Zunahme des Goethitgehaltes im Ton parallel (Abb. 26). Im Skelett steigt der Goethitanteil in gleicher Weise.

4b) Der untere S-Horizont (12) ist wegen Grundwassernähe stark diffus ausgebildet. Bei gleichem Eisengehalt wie 11 gibt es nur wenige rote Eisenoxidkerne mit entsprechend hohem Eisengehalt, aber breite diffuse orangene Höfe, deren Matrix im Dünnschliff stark gelb gefärbt ist und viel Goethit enthält. 12 ist wie große Teile von 11 frei von Fließton.



Abb. 21: Horizontale und vertikale Verteilung von Eisenoxid in A4a-d, aufgetrennt nach Skelett-, Ton- und Nichtton-Eisen.

Von 11 bis 8 sinkt der Gehalt an guarzfreiem Skelett: dessen Eisengehalt steigt wahrscheinlich aufgrund einer selektiven Zerstörung eisenärmerer Fleckenbestandteile. Wie schon aus der Beschreibung des Skeletts hervorgeht (Abb. 22, vorwiegend Pseudokonkretionen vom Typus II), hält sich die Einlagerung von Goethit in engen Grenzen. Vielmehr erfolgt die Anreicherung vorwiegend im Nichtton des Ho- und D-Horizontes in Form diffuser, bei Auflicht orangener Flecken, daneben aber auch von bei Auflicht gelbbrauner Flecken, die sich örtlich zu konkretionsähnlichen Flecken oder echten Konkretionen geringer Größe (100-2000 µm) verdichten. Diese bestehen aus Goethit, haben teils scharfe, teils diffuse Grenzen und bisweilen einen schaligen Aufbau. Ansätze hierzu sind bereits in den Bereichen von 11 zu erkennen, die deutlich S/D-Charakter tragen. Im D-Horizont treten neben die Feinflecken teils orangene, teils gelbbraune Imprägnationen von hier häufigen Fließstrukturen. Nach 4/8 hin, d.h. im Homogenisierungshorizont, nimmt diese Fleckungshäufigkeit ab, während der Anteil feiner zugerundeter Fleckenreste steigt.

4c) Der D/S-Horizont ähnelt 4/12, enthält aber entlang einiger Bahnen braun gefärbten Fließton, und der Ton ist frei von Goethit. Er besitzt stattdessen etwas größere Gibbsitmengen. Die im Profil erkennbaren Flecken sind so locker, daß sie hei der Siebaufbereitung (s. Methodik, 5.3) zerfallen und somit für den hohen Gehalt an Ton- und Gesamteisen verantwortlich sind. Der Skelettanteil sinkt von 6 nach 4 hin stark ab, entsprechend das Skeletteisen, doch der Eisengehalt des quarzfreien Skeletts liegt gleichbleibend recht hoch und demonstriert damit die bereits in 6 sehr starke Einlagerung von (bei Auflicht) gelbem bis braungelbem, d.h. goethitischem Eisenoxid (s. auch Beschreibung der Pseudokonkretionen Abb. 24). In den fließtonreichen Ho- und D- Horizonten beobachtet man orangene Flecken ähnlich wie in 4d, wenn auch seltener. Stattdessen ist hier ein Großteil der Matrix unregelmäßig gelblich gefärbt und konkretionsähnliche Verdichtungen dieser goethitischen Ausscheidungen sind häufig. Deutlich konzentriert sich die Eisenanreicherung hier nicht mehr im Ho- und D-Horizont, sondern im D-Horizont, während der gesamte Eisengehalt des Ho-Horizontes sehr niedrig liegt. Der ebenfalls nach unten zunehmende Eisengehalt des Tons legt eine isolierte Verlagerung von Eisen im Profil nahe.

4d) Anders liegen die Verhältnisse in 4/1 und 2: Der Hauptteil des Gesamteisens liegt im Skelett, das aus stark mit Eisen angereicherten Primärfleckenresten und Pseudokonkretionen (I bis III G. in 4/1 sogar IV G) sowie echten Goethit- und Goethit-Mangan-Konkretionen besteht. Der Anteil dieses Skeletts sinkt nach oben, aber sein Eisengehalt steigt bis auf 45 %. Daneben tritt in 4/1 verbackene Matrix aus den Pseudokonkretions-Zwischenräumen, die eigentlich eine erhebliche Intensivierung der schon in b und c zu beobachtenden goethitischen Matrixausscheidungen darstellt. Besonders zu vermerken ist, daß diese stark gelblichen Goethit-Ausscheidungen hier fast stets mit einem orangenen Fleckenmuster assoziiert sind, und daß solche orangenen bis rotbraunen Ausfällungen auch auf Oberflächen von Goethitkonkretionen, dort z.T. sogar unter jüngeren Goethitschalen verdeckt. anzutreffen sind.

ASEJIRE 4a



Gest .: porph. Bänder-Gneis

| Asej. | Quarz- freies | % Fe ₂ 0 ₃ | Skelettbes | chreibung | |
|----------------------------|----------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|------------|------|
| 4a | >2 mm,% | Skelett | Hauptbest. | Nebenbest. | Spur |
| 13 14 15 16 17 | 13 32 22 35 32 | 19.3 15.0 18.6 11.9 13.6 | II Ig, IIg Ig, IIg I I | IIg I | [Vg+ |

Abb. 22: Poren-, Korngrößen- und Mineralverteilung in A4a (Legende s. Anhang). - 115 -



ASEJIRE 46



| Asej. | Quarz- freies | % Fe ₂ 0 ₃ | Skelettbesc | hreibung | |
|--------------------------|---------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|----------------|------|
| -0 | >2mm,% | Skelett | Hauptbest. | Nebenbest. | Spur |
| 8 9 10 11 12 | 16 20 28 34 5 | 17.9 14.7 15.0 13.0 22.0 | I+IIa+g I,II,Ia I,II I I | IIa+g I+IIg | IVG |

<u>Abb. 23:</u> Poren-, Korngrößen- und Mineralverteilung in A4b (Legende s. Anhang).

- 117 -





| Asej. | Quarz- freies | % Fe ₂ 0 ₃ | Skelettbeschreibung | | | |
|-------|-------------------|-------------------------------------|---------------------|------------|-------|--|
| 4c | Skelett >2mm,% | im ²) Skelett | Hauptbestl. | Nebenbest. | Spur | |
| 4 | 12 | 25.0 | II+IIIg | II+IIIG | IVg+G | |
| 5 | 13 | 25.0 | II+IIIg | II+IIIG | IVg+G | |
| 6 | 25 | 24.7 | I+IIg | I+IIG | U | |
| 7 | - | - | - | _ | - | |

Abb. 24: Poren-, Korngrößen- und Mineralverteiling in A4c (Legende s. Anhang).



- 119 -



| Asej. | Quarz- freies | % Fe ₂ 0 ₃ | Skelettbesc | hreibung | |
|---|--|--|--|------------|------|
| 40 | >2mm,% | Skelett | Hauptbest. | Nebenbest. | Spur |
| 1x ⁺ 1y | 19 19 | 24.0 45.0 | G3 IVG,G1Mn | | IV |
| 1 2 | 38 45 | 34.5 29.7 | I-IIIG | G1 | |
| y = F x = z | eseudokonk ementiert | retionen u e Zwischen | nd Konkretion masse | len | |
| $\frac{1x}{1y}$ $\frac{1}{2}$ $\frac{1}{x} = x$ | 19 19 38 45 Seudokonk ementiert | 24.0 45.0 34.5 29.7 retionen um e Zwischenn | G3 IVG,G1Mn I-IIIG nd Konkretion nasse | G1 len | IV |

Abb. 25: Korngrößen- und Mineralverteilung in A4d (Legende s. Anhang).

- 121 -





Abb.26:Differentialthermo-Diagramme des Tons und des quarzfreien Skeletts in A4a,b und d.

6.2.3 Hydro-Topo-Sequenz Asejire 7 (s. Abb. 19)

Die Profilfolge A7 bietet eine Parallele zu A 4 (ohne 4a). Sie liegt 1.5 km westlich von Egbeda unterhalb der Folge A6 vom oberen Mittelhang (6.2.4). Ein Grundwasserhorizont ist nicht angeschnitten, aber S- bzw. S/D-Horizont von 7b und c liegen als vernäßte Saprolith-Formen wahrscheinlich im Einflußbereich eines solchen. Im Gegensatz zu A4 wird der autochthone Profilteil von einer Schuttdecke überlagert, deren Mächtigkeit von 40 auf 120 cm ansteigt. Sie ist quarzfrei und enthält als dominante Kieskomponente große, recht lockere Goethitkonkretionen bzw. goethitreiche Pseudokonkretionen, deren Ursprüng wahrscheinlich ein während A1 verbackener Hillwash war (s. FÖLSTER, 1969b). Die Schuttdecke in 7c ist zweigeteilt. Die obere Schicht enthält kleinere Pseudokonkretionen bzw. Konkretionen als die untere und entspricht in Art und Zusammensetzung der Schuttdecke von 7a. Es liegt deshalb nahe, in ihr den Rückstand der vom Gefällsknick (Position von Profil 7b) während A3 & entfernten Schuttdecke zu sehen. Die Verjüngung erfaßte hier im Gegensatz zu A6b jedoch auch größere Teile des autochthonen Profilteiles, wie aus der gesamten Profilmorphologie, der geringeren Mächtigkeit (Ho- und D-Horizont 75 cm, entsprechend Ife c), der Art und Entwicklung des guarzfreien Skeletts, der fehlenden Anreicherung grober Quarze, etc. zu ersehen ist. 7b gehört also zur Gruppe der A3-Böden.

Ausgangsgestein ist laut geologischer Karte Glimmerschiefer und Gneis, die mangels ausreichender Gesteinsaufschlüsse nicht näher differenziert sind. Im D/S- und S-Horizont von 7b ist das Lamellengefüge des Ausgangsgesteins an der Anordnung der Rotflecken sehr gut zu erkennen, aber auch die Umgrenzung der Feldspatporphyroblasten, so daß wir wohl wie in A6 mit einem migmatisierten Bändergneis rechnen können.



Abb. 27: Hangschnitt zu A7. Überhöhung 1:6, der Bodendecke 1:12 (Legende s. Anhang II).

Wegen der fehlenden Mineralanalyse kann eine Korrektur der Tonwerte nur in bezug auf die Grobsandanreicherung erfolgen. Diese erreicht in 7a und c unter dem Schutt nur geringe Werte (8.2) und fehlt in 7b. Da generell Grobkaolinit in Fein- und Mittelschluff weitaus überwiegt, und seine Anteilsveränderungen sich in denen dieser Fraktionen gut widerspiegeln, wurde in Tab. 5 noch die Korrektur der Tonwerte unter Einbeziehung dieser beiden Schluff-Fraktionen wiedergegeben; diese Werte dürften im unteren Profilteil etwas überhöht sein.

In beiden Korrekturreihen zeigt das junge Profil 7b wie in Ife a und b eine unregelmäßige Tonverteilung, welche die Gesteinsinhomogenität reflektiert und auch in dem horizontweisen Wechsel des Gesamteisens zum Ausdruck kommt. Fließton-Kutanen beobachtet man nur relativ selten. Der Grobkaolinitgehalt (d.h. Schluffgehalt) verändert sich praktisch nicht, liegt allerdings schon im Saprolith nicht hoch.

Bei der Auswertung der Tonverteilung in 7a und c ist zu berücksichtigen, daß in keinem der beiden Profile der Saprolith aufgeschlossen war. In 7a, wo der Aufschluß bis zum D-Horizont reicht, würde die zum S-Horizont zu erwartende Verringerung des Tongehaltes auf eine normale, wenn nicht sogar recht starke Tonwanderung hindeuten. Das Profil ist sehr reich an Fließton-Kutanen. Diese heben sich im D-Horizont (7/4) gegenüber der Matrix durch eine gleichmäßige oder auf die obersten Lagen beschränkte Braunfärbung ab, welche die Herkunft des Fließton aus den oberen Horizonten anzeigt. Das Profil 7c enthält weniger Fließton. Der Tongehaltsprung von 12 nach 13 (S/D'Horizont) ist sehr groß und beruht möglicherweise auf Gesteinsinhomogenität. Ähnliches könnte auch für die Tonverteilung in 7/11 und 7/12 gelten, obwohl hier ein Eintransport von Ton aus dem Schutt in den Ho-Horizont (7/11) wahrscheinlicher ist (s. Abschn. 8.2).

<u>Tab. 5:</u> Tonwerte nach Korrektur der selektiven Grobsandanreicherung, in Klammern unter Einbeziehung der gesamten Fein- und Mittelschluff-Fraktionen.

| 7 c | 7 Ъ | 7 a |
|-------------|-------------|-------------|
| 55.8 (68.4) | 48.0 (62.5) | 44.6 (52.1) |
| 49.7 (65.4) | 52.9 (68.1) | 43.2 (54.4) |
| 56.4 (77.6) | 50.2 (64.3) | 48.4 (61.0) |
| - 4 | 56.8 (73.0) | |

7 b:

Dieses junge Profil ist sehr biotitreich (Dünnschliffe), was den hohen Eisen- und Skelettgehalt erklärt. Die vertikalen Schwankungen der beiden Werte korrelieren mit den im Texturdiagramm erkennbaren Gesteinsinhomogenitäten. Das Skelett unterliegt in 7/6 einem starken Abbau. Daraus folgt ein entsprechender Anstieg des Toneisens. Die Primärflecken sind an biotitreiche Gefügeelemente gebunden, doch treten von 8 an auch biotitarme (bei Auflicht orangene) Diffusionsflecken hinzu, die deutlich in der Nähe von biotitreichen Flecken lokalisiert sind. Die Zurundung beginnt mit ihnen (7/7). Hohlraumränder sind innerhalb der Flecken rot imprägniert, von 8 ab verstärkt sich der Umfang gelber (goethitischer) Imprägnationen und diffuser gelblicher Ausscheidungen in der grauen bis braungelben Matrix.



Abb. 28: Horizontale und vertikale Verteilung von Eisenoxid in A7a-c, aufgeteilt nach Skelett- und Feinbodeneisen.

7 a:

Ausgangssubstrat der Bodenbildung ist wohl ein relativ eisenarmer Saprolith mit vorwiegend punktförmigen Rotflecken; die im D-Horizont als rötliche Kerne innerhalb größerer, geschlossener, bei Auflicht orangener Diffusionsflecken vorliegen. Nach oben hin runden sich diese Flecken ab und zeigen zunehmend Einlagerung von gelbem Eisenoxid, wodurch sie gegenüber dem Aufbereitungsangriff resistenter werden. Dies erklärt den Anstieg des quarzfreien Skeletts. Tonmigration und selektive Grobsandanreicherung wirken natürlich in der gleichen Richtung. Kleine Goethitkonkretionen finden sich in 7/2 innerhalb der ungleichmäßig blaß-braungelben Matrix.

7 c:

Dieses im Vergleich zu 7a fließtonärmere, aber bezüglich der ursprünglichen Fleckenanordnung diesem ähnlichen Profil besitzt ein Fe₂0₃-Maximum von 17 % im obersten Horizont des autochthonen Profilteils. Schon im sehr feuchten S/D-Horizont fällt die recht starke goethitische Imprägnation von Hohlraumsäumen sowie eine entsprechende Umkrustung von Biotiten auf. Diese beobachtet man selbst dort, wo Biotite innerhalb von (bei Auflicht) orangenen Diffusionsflecken liegen. Ähnlich wie in A4d treten in der grauen Matrix von 7/12-11 neben diffusen gelblichen (Goethit-) Anreicherungen (20-500 µm) und Konkretionen auch rote bis orangene Feinflecken und sowohl gelbe wie orangene Hohlraumsäume auf. Das Nebeneinander der letzteren wird dadurch charakterisiert, daß in der Regel die eigentlichen Hohlraumwände gelb sind, während die orangenen Säume in einiger Entfernung davon innerhalb der Matrix liegen. Der hohe Eisengehalt von 11 beruht sowohl auf diesen Ausscheidungen in der Matrix, die ja bis zur Bildung großer Goethitkonkretionen reicht, wie auf der Einlagerung von Goethit in Pseudokonkretionen.



Steinsohle, schütter (Quarzkies, einige Steine) <u>Pedimentschutt</u>, rotbraun (2.5YR 5-6/6), reich an Goethit-Konkretionen

Ho/D-Übergang, kontrastarm (braun).

- Diffusionshorizont, kontrastarm, vorherrschend diffuse Orange- bis Braunfleckung in grauorangener bis gelblicher Matrix mit wenigen roten oder braunen kantengerundeten Primärfleckenresten.
- Diffusionshorizont, mäßig kontrastarm. Vorwiegend punktförmige Rotfleckung mit gelblicher Zwischenmasse und orangener bis brauner Diffusionsfärbung.

| Asej. | % Quarz- | % Fe ₂ 0 ₃ | Skelettbesc | hreibung | |
|--------|-------------|-------------------------------------|-----------------------|-------------|-----------------------|
| 7a | Skelett | Skelett | Hauptbest. | Nebenbest. | Spur |
| 1 2 | 35 18 | 30.0 35.4 | G1(Mn),IIg II+IIIg | IVG,G1,G1Mn | IVG II TITG(Mn) |
| 3 4 | 13 8 | 30.2 20.1 | II,IIg I | | III,IV Jg |

ASEJIRE 7b



Zoogene Auflage

Homogenisierungshorizont, grauorange (7.5YR7/4), stark feinfleckig, z.T. mit diffusen rotbraunen Flecken, und Gefügeresten aus 7.

Diffusionshorizont, mäßig kontrastreich, reich an violettroten, roten und dunkelbraunen Primärflecken in grauer, gelblicher (2.5Y 8/3-4), orangener und gelbbrauner feinfleckiger Matrix.

<u>S/D-Übergang</u>, mäßig kontrastreich, wie 9, aber punktförmige Primärfleckung, braun, mit diffusen orangenen bis gelben Säumen und z.T. brauner bis gelber Feinfleckigkeit in den grauen Bezirken.

Saprolith, mäßig kontrastreich, mit mittelflächiger Violettrot-, Rot-/Grau-Fleckigkeit. Punktförmige Ausscheidungen in den Graubezirken sind orangebraun, die Säume der Rotflecken wenig bis mäßig scharf.

(Eine lamelläre Anordnung der Rotflecken sowie die ehemaligen Umgrenzungen der Feldspat-Porphyroblasten kommt in 9 und 8 sehr deutlich heraus).

| Asej. | % Quarz- freies | % Fe ₂ 0 _z | Skelettbeschreibung |
|------------------|-----------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| 70 | Skelett >2 mm | im ² Skelett | Hauptbest. Nebenbest. Spur |
| 6 7 8 9 | 13 45 34 39 | 33.2 23.0 21.0 24.8 | IIg IIG, IIIG IVG I IG I I |

. . .



| Asej. 7c | % Quarz- freies | % Fe ₂ 03 | Skelettbesc | chreibung | |
|----------------------|-----------------------|----------------------------------|--|---------------------------|---------------|
| | Skelett >2 mm | Skelett | Hauptbest. | Nebenbest. | Spur |
| 10 11 12 13 | 39 24 11 20 | -33.0 -47.3 -32.4 -30.5 | IIG ⁺ IIIG II,IIg Ig,IIg | IIIg+G,G1Mn IIIg,IIg+G | IV,IVG IVG |
| + sehr | groß (1 | cm Ø), mäßig | hart | , | |

<u>Abb. 29:</u> Poren- und Korngrößenverteilung in A7 (Legende s. Anhang).

- 131 -



6.2.4 Mittelhang-Sequenz Asejire 6 (s. Abb. 19)

Diese Sequenz von drei Profilen, aufgenommen über eine Distanz von 220 m,liegt auf einem geraden oberen Mittelhang von 2 % Neigung. Profil 6b entstammt einer mit Hillwash ausgefüllten Delle. Möglicherweise hat hier eine jener für A 3α so typischen Erosionsrinnen den Schuttkörper durchnagt, doch fehlen eindeutige Hinweise. Der autochthone Profilteil kann allenfalls nur flachgründig angegriffen worden sein. Die in 6a und c angeschnittenen Saprolithe sind normal ausgebildet, die D- und Ho-Horizonte dagegen zeigen starke Vernässung und bei schmutzig gelbbrauner bis braungelber Grundfärbung minimale Kontraste (s. 4.3). Die Profilmächtigkeit im autochthonen Material (Ho- und D-Horizonte ohne D/S) wächst hangabwärts von 85 über 150 auf 165 cm.





Tab. 6: Korrigierte Tonwerte in % der eisenfreien Probe (s. Abschn. 5.7)

| 6 Ъ | 6 a |
|------|-------------------------------------|
| 65.6 | 62.1 |
| 73.5 | 62.4 |
| 74.9 | 64.9 |
| 74.2 | 70.6 |
| | 6 b 65.6 73.5 74.9 74.2 |

Wie in A7 bilden undifferenzierte Glimmerschiefer und Bändergneise das Ausgangsgestein. Grobsandanreicherung ist mäßig, in 6a stärker (s. 8.2). Der relativ hohe Grobkaolinitgehalt wird zu den Homogenisierungshorizonten überall stark reduziert. Tab. 6 gibt die korrigierten Tonwerte wieder. Trotz der in allen D- und Ho-Horizonten reichlich vertretenen Fließton-Kutanen läßt sich allenfalls in 6b eine auf vertikale Tonverlagerung deutende Tonverteilung erkennen, wenn man berücksichtigt, daß der Aufschluß nur den S/D-Horizont, nicht aber den Saprolith freilegt. Sowohl in 6a wie in 6c steigt der Tongehalt zum Saprolith sprunghaft an. Der hohe Eisengehalt des Saprolith (13,8 %) in 6a deutet auf Gesteinsinhomogenität. Auch in 6/17 (6c) kann dies die Ursache sein, denn die sich durch 14 und 15 ziehende Quarzader wird randlich von einer Vielzahl kleiner Quarzlamellen begleitet, die in 16 noch das Mikrogefüge bestimmen und erst in 17 fehlen. Die sonst relativ ausgeglichene Tonverteilung in 6a und c mag das wirkliche Ausmaß der Tonverlagerung widerspiegeln. Letzteres kann jedoch ebensogut durch den hohen Tongehalt der beiden S-Horizonte wie durch die auch hier mögliche Toneinwaschung aus dem Schutt verschleiert sein.

Die vertikale und horizontale Veränderung des Eisengehaltes ist aus Abb. 31 ersichtlich. In Verbindung mit der Auswertung der Dünnschliffe ergibt sich für die Einzelprofile folgendes Bild: 6 a:

Der hohe Skelett- und Eisengehalt des S-Horizontes deutet auf eine Inhomogenität. Innerhalb des Netzgerüstes aus dichtem, rotem Eisenoxid liegen die mengenmäßig untergeordneten Biotite in Form gefältelter Lamellen vor. Die übrigen, meist mehr oder minder scharfkantigen Hohlräume sind von großen (50-400 μ m) Kaolinitmineralen erfüllt, die wahrscheinlich pseudomorph aus Hornblenden entstanden. Eine solche Einbettung von Biotitlamellen in sekundäre Hornblende ist nach JONES und HOCKEY (1964) für den Bändergneis typisch. In 6/6 scheint somit eines jener hornblendereichen Bänder angeschnitten, die im Bändergneis in unregelmäßigen Abständen wiederkehren.



Abb. 31: Horizontale und vertikale Verteilung von Eisenoxid in A6a-c, aufgeteilt nach Skelett-, Ton- und Nichtton-Eisen. - 135 -

Unter den schon in 6/5 zum Teil recht stark zugerundeten Fleckenresten befinden sich außer den genannten vor allem Diffusionsflecken aus feldspatogener Matrix mit (im Auflicht) zusammenhängender heller Orangefärbung. Daneben enthält die blaßgraue Matrix in 5 und 4 zahlreiche feine, diffuse, hellorangene Flecken und Hohlraumsäume, sowie sehr untergeordnet gelbe goethitische Ausscheidungen. Letztere findet man doch vorzugsweise als Einlagerungen in und am Rande von Flecken, in denen auch - ausgehend von Spalten - Reduktions- und Bleichungshöfe anzutreffen sind. Aus einer solchen lösungsbedingten Auf- oder Abspaltung erklärt sich der starke Abbau von Skelett. Hierbei entstehen zunächst viele kleine (<2 mm) Pseudokonkretionen, die den Anstieg des Eisens im Nicht-Ton bedingen. Der Anteil feiner diffuser Flecken in der Matrix sinkt dagegen nach oben stark ab, wie ja auch der Eisen- und Goethitgehalt im Ton sein Maximum im D- und D/S-Horizont hat (Abb. 32). Beimengungen von Pseudokonkretionen (IV, IVG. G1) aus dem Schutt sind für den höheren Eisengehalt des Skeletts in 6/3 verantwortlich.

<u>6 b:</u>

Das Maximum des Gesamteisens liegt im D-Horizont. Wie in 6a nimmt Skelett und Skeletteisen nach oben hin ab. Der Unterschied liegt darin, daß die aus Quarz-Biotit-Hornblende-Bändern entstandenen Flecken sowie die feldspatogenen Diffusionsflecken, welche in 6/10 allenfalls goethitische Randzonen besitzen, bereits von 6/9 ab bei relativ starker Abrundung sehr viel Goethit eingelagert haben. Ihr Abbau verzögert sich deshalb, ihr Eisengehalt liegt 8-10 % über dem in 6/10 bzw. 6-8 % über den Vergleichswerten in 6a.
Auch in der sonst blassen feldspatogenen Matrix dominieren goethitische Anreicherungen in Form von gelben Schleiern. diffusen Flecken und gelben bis braungelben Imprägnationen (mit oder ohne Fließton) von Spalten, Gängen und anderen Hohlräumen. Daneben treten rote oder orangene Feinflecken zurück. Orangene Imprägnationen können jedoch örtlich an die Stelle gelber treten, wo Spalten durch gelbe goethitreiche Matrix laufen. Insgesamt erklären diese Ausscheidungen den bereits im S/D-Horizont hohen Anteil an Nichtskelett-Eisen. Verbunden hiermit sind im Diffusionshorizont zahlreiche kleine Reduktions- und Bleichungshöfe, die besonders innerhalb der Flecken auffallen. Im Homogenisierungshorizont ist schließlich die Matrix gleichmäßig gefärbt und frei von Feinflecken. Hingewiesen sei noch auf Ausfällungen amorpher Substanz in feinen Poren von D- und S/D-Horizont. Sie erscheinen bei Auflicht grellweiß und bei Durchlicht opak. Ähnliche Erscheinungen wurden in 6c sowie Yei 1 (Abschn. 7) beobachtet.

6 c:

Im S-Horizont überwiegen neben einigen relativ lockeren biotitbürtigen Rotflecken kleinere rote Kernflecken innerhalb hellorangener Diffusionsflecken, die jedoch in sich wenig zusammenhängen und dicht sind. Dies erklärt den recht geringen Skelettanteil, welcher die Aufbereitung überlebte. Noch ausgeprägter ist dies in 6/16 der Fall (Gesteinsinhomogenität). In diesem Horizont finden sich neben den zahlreichen orangenen Feinflecken in der feldspatogenen Matrix viele Goethitausscheidungen in Form von Schleiern, Flecken und Wandimprägnationen von Hohlräumen. Orange bis rote Imprägnationen von Wänden und Fließton beobachtet man sporadisch; sie scheinen stets von Goethit überlagert zu sein. In 15 und 14 sind die gleichen, wenig zusammenhängenden Diffusionsflecken sowie die orangene Feinfleckigkeit wie in 16 zu erkennen, doch haben sich die goethitischen Ausscheidungen in der Matrix verstärkt und zum Teil so verdichtet, daß sie mitsamt der orangenen Feinflecken mehr oder minder scharf abgegrenzte Bereiche bilden, die man sowohl als Konkretionen wie als Pseudokonkretionen bezeichnen könnte. Stellenweise ist die Matrix zwischen solchen Körpern so stark verbacken, daß sie im Skelett nachgewiesen werden kann (G2). Damit erklärt sich der sprunghafte Anstieg von Skelett und Skeletteisen von 16 nach 15 wohl kaum allein aus einer möglichen Gesteinsinhomogenität oder daraus, daß 15 und 14 vielleicht Reste eines älteren Diffusionshorizontes (mit Eisenanreicherung) bilden. Die sehr intensive Ausscheidung von Goethit in der Matrix des Homogenisierungshorizontes deutet ebenso wie die starke Rost- und Manganfleckigkeit auf eine sehr hoch liegende Hangwasserbewegung, die lateral Eisen importiert hat, wie natürlich auf vertikale Verlagerung aus dem Schutt.

- 137 -



Gest.: Bändergneis

| Asej. 6a | Quarz- freies Skelett >2mm,% | % Fe2 ⁰ 3 Skelett | Skelettbeschreibung | | |
|------------------|---------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|------------|--------|
| | | | Hauptbest. | Nebenbest. | Spur |
| 2 | 42 | 38.0 | IV,IVG,IIG, | IIIG | G3 |
| 3 4 5 6 | 10 15 22 48 | 20.3 16.0 17.1 23.6 | II,IIg II,IIg I,II,I+IIg I | IVG,IV,G1 | IVG,G1 |

Abb. 32: Poren-, Korngrößen- und Mineralverteilung in A6a (Legende s. Anhang) In 15 und 14 sind die gleichen, wenig zusammenhängenden Diffusionsflecken sowie die orangene Feinfleckigkeit wie in 16 zu erkennen, doch haben sich die goethitischen Ausscheidungen in der Matrix verstärkt und zum Teil so verdichtet, daß sie mitsamt der orangenen Feinflecken mehr oder minder scharf abgegrenzte Bereiche bilden, die man sowohl als Konkretionen wie als Pseudokonkretionen bezeichnen könnte. Stellenweise ist die Matrix zwischen solchen Körpern so stark verbacken, daß sie im Skelett nachgewiesen werden kann (G2). Damit erklärt sich der sprunghafte Anstieg von Skelett und Skeletteisen von 16 nach 15 wohl kaum allein aus einer möglichen Gesteinsinhomogenität oder daraus, daß 15 und 14 vielleicht Reste eines älteren Diffusionshorizontes (mit Eisenanreicherung) bilden. Die sehr intensive Ausscheidung von Goethit in der Matrix des Homogenisierungshorizontes deutet ebenso wie die starke Rost- und Manganfleckigkeit auf eine sehr hoch liegende Hangwasserbewegung, die lateral Eisen importiert hat, wie natürlich auf vertikale Verlagerung aus dem Schutt.

- 137 -



Gest.: Bändergneis

| Asej. 6a | Quarz- freies Skelett >2mm,% | % Fe2 ⁰ 3 Skelett | Skelettbeschreibung | | |
|------------------|---------------------------------------|------------------------------------|---|--------|--|
| | | | Hauptbest. Nebenbest. | Spur | |
| 2 | 42 | 38.0 | IV,IVG,IIG,IIIG | G3 | |
| 3 4 5 6 | 10 15 22 48 | 20.3 16.0 17.1 23.6 | II,IIg IVG,IV,G1 II,IIg I,II,I+IIg I | IVG,G1 | |

Abb. 32: Poren-, Korngrößen- und Mineralverteilung in A6a (Legende s. Anhang)







| Asej. 6b | Quarz- freies Skelett >2mm,% | % Fe2 ⁰ 3 im ² Skelett | Skelettbeschreibung | | |
|-------------|---------------------------------------|--|--------------------------------|------------|-------|
| | | | Hauptbest. | Nebenbest. | Spur |
| 78 | 22 28 | 27.9 | IIIg+G(Mn)G1Mr II+III+G(Mn) | IV,IVgG1 | G1,IV |
| 10 | 34 35 | 23.0 15.7 | IIg,IIIg Ig,II | IIg | |

Abb. 33: Poren-, Korngrößen- und Mineralverteilung in A6b (Legende s. Anhang).





| Asej. | Quarz- freies | % Fe ₂ 0 ₃ | Skelettbeschreibung | | |
|-------|------------------|-------------------------------------|----------------------------|--|--|
| 60 | >2mm,% | Skelett | Hauptbest. Nebenbest. Spur | | |
| 12 | 47 | 26.0 | G1Mn,G1 | | |
| 13 | 36 | 26.0 | | | |
| 14 | 15 | 25.7 | IIIg+G,IVg G1Mn,G3 | | |
| 15 | 22 | 21.2 | II+IIIg+G(Mn) IVG,G1 | | |
| 16 | 4 | 18.8 | II | | |
| 17 | 14 | 13.3 | I | | |

<u>Abb. 34:</u> Poren-, Korngrößen- und Mineralverteilung in A6c (Legende s. Anhang).

- 143 -





Abb. 35: Differential-Thermodiagramme des Tons von A6a-c: Kaolinit, Goethit (310°), Gibbsit (285°).

6.3 BODENBILDUNG SEIT A1 &

Böden, die seit A1 & eine durch keinen nennenswerten Abtrag unterbrochene Entwicklung durchlaufen haben, sind auf der Südabdachung der Niger-Golf von Benin-Wasserscheide wegen der relativ starken Abtragungswirkung von $A2\alpha$ nicht so häufig. Es handelt sich entweder um durch Eisenoxid zementierte Relikte oder solche autochthonen Profilteile, die auf dem Pedimenthang unter zementiertem Schutt oder unter lockeren Schuttdecken größerer Mächtigkeit konserviert wurden. Die wohl in der Regel mächtigeren Schuttdecken von A1 & waren während der stabilen Phase von A1 am Mittel- und Unterhang einer hangabwärts zunehmenden Zementierung unterworfen. Das Eisen entstammte einer lateralen Verlagerung mit dem im Schutt fließenden Hangwasser. Solche Zementierungen können örtlich auch in mächtigeren Decken von A2-Schutt beobachtet werden, doch stehen diese dann auch heute noch unter relativ feuchten Bedingungen und sind stark gefleckt, während die Fleckung (nicht die Zementierung) im A1-Schutt durch Re-Oxidation, Auflösung und eine der Tendenz nach gleichmäßige Wiederverteilung des Eisens aufgehoben ist.

Der zementierte Schutt verlangsamte die Pedimentation während der A2a -Abtragung. Auf flachen Hängen, wo die Zementierung stärker war und weiter hangaufwärts reichte, sowie in Gebieten geringeren Eintiefungsimpulses (lokale Wasserscheiden, quarzitreiche Gebiete) trifft man noch heute Stadien einer eingefrorenen A2-Pedimentation, d.h. niedrige Pedimentstufen im zementierten Schutt am Unterbzw. Mittelhang. Gleichzeitig kann jedoch der Oberhang im Zuge einer "gestuften Pedimentation" verjüngt worden sein (Abb. 15 und 36). Bei durchgehender Verjüngung des Pedimenthanges können aber die lockeren A1-Schuttdecken noch auf den breiten konvexen Verschneidungsrücken der Pedimente erhalten bleiben.

Der Großteil der an anderer Stelle (FÖLSTER, 1969) eingehender beschriebenen Information bezüglich der A1-Böden und Schuttdecken entstammt einem kontinuierlichen Grabenaufschluß von 15 km zwischen Abeokuta und Odeda, westlich von Ibadan. Leider war dieser Graben nicht tief genug, um in hinreichender Wiederholung und als Hydro-Topo-Sequenz den autochthonen Profilteil bis zum Saprolith aufzuschließen, so daß hier nur anhand einer Hangsequenz die stratigraphische Situation der Überlappung verschieden alter Böden dargelegt werden soll. Abb. 36 bringt so das Beispiel einer gestuften Pedimentation während A2a . der nur die hangabwärts zunehmend zementierte A1-Schuttdecke am Mittelhang widerstand. Von den drei Profilen (Abeokuta 7a-c) liegen die beiden oberen im verjüngten Abschnitt; es sind also A2 -Böden, während das untere (Ab 7c) die A1 -Bodenbildung voll mitmachte.

In Bezug auf Profil- und Horizont-Mächtigkeiten ähneln die beiden oberen Profile den nicht oder wenig vernäßten A2-Böden. Aber auch das A1-Profil greift kaum darüberhinaus; und dies bestätigt die wiederholte Beobachtung, daß sich unter gegebenen Feuchteverhältnissen das Tiefenwachstum von Ho- wie D-Horizont verlangsamt und sich einem Optimum nähert. 0-5 Steinsohle

- 5-75 <u>Homogenisierungshorizont</u>, rotbraun, mit einigen Pseudokonkretionen und Gefügeresten aus dem Ho/ 246 D-Übergangshorizont
- 75-120 D-Horizont

120-160

Saprolith, mäßig kontrastreich, mit groß- und mittelflächiger Rot-Weiß-Fleckigkeit und einigen

245 homogenisierten Bereichen

Abeokuta 7b

0-50 <u>Homogenisierungshorizont</u>, braun (5YR6/6), mit feinen gelben und roten Flecken, kantengerundeten Primärfleckenresten und Pseudokonkretionen (z.T. mit Mangan)

50-90 Ho/D-Übergang, kontrastarm, feinfleckig

248

90-130 <u>Diffusionshorizont</u>, mäßig kontrastarm. Violettrote und rote Primärflecken in lamellarer Anordnung, z.T. gerundet, mit grauer, braungelber und gelbbrauner diffusiv-feinfleckiger Matrix der chromaarmen Bezirke

Saprolith

Abeokuta 7c

- 0-15 Hillwash
- 15-30 Pedimentschutt, leicht verbacken
- 30-60 281 Homogenisierungshorizont, rotbraun, mit einigen Pseudokonkretionen und Gefügeelementen aus 282
- 60-80 282 Ho/D-Übergang, kontrastarm (braun)
- 80-140 <u>D-Horizont</u>, mäßig kontrastarm mit gerundeten roten Primärfleckenresten, Pseudokonkretionen und punktförmigen roten Flecken in grauorangener und hellgelber Matrix

140-180 <u>D/S-Übergang</u>, mäßig kontrastreich, mit violettroten Primärflecken und teils weißlichen, teils grauorangenen chromaarmen Flecken

| | Quarz- freies Skelet | Ges Fe2 ⁰ 3 | Fe ₂ 0 ₃ -% des | Skelett | beschreibun | g |
|-------------------|----------------------------|---------------------------|--|-------------------------------|--------------|-----------------|
| | >2 mm | Skelett | Skelett | Hauptbest. | Nebenbest. | Spur |
| | % des | Ges.Boden | | | | |
| 246 245 | 5.1 8.5 | 1.0 1.6 | 20.0 19.0 | IIa+IIg I | IIIa+g II | IV IV |
| 247 248 278 | 7.9 15.4 39.6 | 1.3 1.8 5.7 | 16.0 11.9 14.3 | II I+II I | IIa,III | IV IIa IV |
| 281 282 279 | 7.3 16.7 51.5 | 2.3 3.9 11.0 | 31.2 23.2 21.5 | IV,IVg,IVG IIg+ag,III I | g+ag | |

Tab. 7: Primärfleckenreste und Pseudokonkretionen der Profile Abeokuta 7a-c (s. Abschn. 4.3.2 und 5.3).



Abb. 36: Hangposition der Profile Abeokuta 7a-c (E von Osiele). Höhenangaben in engl. Fuß, Entfernungen in yards. Überhöhung 1:6, der Bodendecke 1:12 (Legende s. Anhang).

Als auffälligste Unterschiede müssen dagegen zwei Beobachtungen herausgestellt werden, die in Abeokuta sowie im Laufe anderer Feldarbeiten immer wieder bestätigt wurden. Während die Entwicklung der Primärfleckenreste über Zerkleinerung, Abrundung und Eiseneinlagerung innerhalb der A2-Böden allenfalls bis zu Pseudokonkretionen des Stadiums III fortschreitet. das Stadium IV, aber oft auch Stadium III nur dank einer außerordentlich starken Einlagerung goethitischen Eisenoxids erreicht wird, sind in den Homogenisierungshorizonten der A1-Böden auch goethitärmere Stadien von III und IV charakteristische Pseudokonkretionen. Ebenso oft findet man gerade unter den lockeren Schuttdecken der konvexen Rücken als entgegengesetztes Extrem eine vollkommene Aufzehrung der Primärfleckenreste (s. Ibadan E). Wenn man von den Stellen stärkerer Goethit-Anreicherung absieht, die natürlich hier ebenso möglich sind, so wird der Unterschied zwischen Fleckenaufzehrung und Ausbildung von Pseudokonkretionen III und IV wohl in erster Linie eine Gesteinsfunktion sein, also den Reichtum und die Ausgangshärte der Primärflecken reflektieren. Hervorzuheben ist dagegen, daß diese Primärfleckenveränderung weitergeht als in A2-Böden, und daß die zur Erreichung der Stadien III und IV notwendige Einlagerung von Eisen, durch die im Skelett Eisengehalte von 30-50 % erzielt werden, doch sehr oft, wenn nicht vorwiegend, in hämatitischer Form erfolgt.

Die zweite Erscheinung, die mit dem Auftreten von Pseudokonkretionen des Typus IV bereits impliziert wird, ist die Ausbildung grauer bis dunkelgrauer glänzender Lack-Oberflächen. Im Querschnitt sind diese Lackoberflächen dreidimensionale Säume, deren Dicke unter, meist beträchtlich unter 1 mm liegen. Die Ähnlichkeit mit Wüstenlack hat manche Forscher zur Annahme verleitet, daß die besonders auch im Schutt verbreiteten Lack-Pseudokonkretionen als Hinweise auf Trockenperioden gedeutet werden können. Im Gegensatz zum rein oberflächlichen Wüstenlack erreicht die Lackausbildung auf den Pseudokonkretionen sowohl des Schutts wie des Homogenisierungshorizontes Tiefenbereiche über 1 m. Im A1-Schutt (wie im B-Schutt in Südsudan) findet sich der Lack durchgängig in der ganzen Decke.⁺⁾ obwohl man hier nicht weiß, ob die Lackoberflächen prä- oder postsedimentär entstanden. In mächtigeren A2-Schuttdecken beschränkt sich die Ausbildung von Lack oft auf den oberen Teil. Es liegt deshalb nahe, hierin einen altersabhängigen bodengenetischen Teilprozeß zu sehen. Im Dünnschliff erscheinen solche Lacksäume als Ausscheidungen von Goethit entweder in der hämatitischen Matrix der Pseudokonkretionen oder innerhalb kaolinitischer Tonüberzüge. Beide wurden an Mikropräparaten röntgenographisch untersucht. Die dunkelgraue bis schwärzliche Färbung des Lacks mag dagegen durch organische Substanz bedingt sein. Durch Extraktion mit warmer NaOH (1 N) konnte ich in den älteren (B) Schuttdecken des Sudan die von oben nach unten abnehmende Dunkelfärbung beseitigen.

Als Beispiel eines A1-Bodens mit fast vollständiger Fleckenaufzehrung wurde ein Profil eingehender untersucht (Ibadan E, Moor Plantation, Abb. 37), welches auf dem flachgeneigten konvexen Verschneidungsrücken zweier Pedimente liegt. Talwärts sind am unteren Mittelhang Reste von B -Krusten erhalten, die mehr oder minder deutliche Gefällsknicke bedingen. Ursache für die Konservierung von B- und A1-Böden dürften hier die zahlreichen, z.T. sehr mächtigen, steilgestellten Quarzitketten sein, welche die Eintiefung der Bach- und Flußläufe hemmten.

⁺⁾ Bei stärkerer Zementierung zeichnen allerdings Rostflecken auch die Oberflächen der Pseudokonkretionen. Es handelt sich um die Kontaktstellen zur ehemals gefleckten und noch zementierten Zwischenmasse.

Der Saprolith dieses Profils wurde bereits als Muster für einen feuchteren Gesteinszersatz in Abschn. 4.1 angeführt. Seine Rotflecken besitzen ein sehr lockeres Fe₂O₃-Gerüst mit Zwischenlamellen aus kleinen Quarzen, so daß sie der Aufbereitung nicht widerstehen. Der Anteil quarzfreien Skeletts liegt deshalb hier wie in allen übrigen Horizonten unter 5 %. Die bereits im Saprolith vorhandenen, im Dünnschliff bei Auflicht hell orangenen Diffusionsflecken verstärken sich im D-Horizont, wo die hellen Matrixbereiche außerdem durch eine orangene Feinfleckung und stellenweise auch durch orangene Imprägnationen von Hohlraumwänden charakterisiert werden. Dagegen sind Goethit-Ausscheidungen selten.

Tab. 8: Korrigierte Tonwerte in % der eisenfreien Probe (s. 5.7)

<u>Ibadan E</u> 62.9 62.3 61.8

64.8 64.7 61.1 Die Mächtigkeit von Ho- und D-Horizont, obwohl mit insgesamt 115 cm für einen Boden in Kuppenlage und unter Schutt vergleichsweise beträchtlich, hält sich durchaus noch im Bereich der A2-Böden. Unter einer Schuttdecke von 45 cm reicht die Grobsandanreicherung bis in eine Tiefe von 65/110 cm. Nach Korrektur (Tab. 8) zeigt der Ton eine relativ ausgeglichene Verteilung. Auch die relativ wenig zahlreichen Fließton-Kutanen deuten auf eine nur untergeordnete Tonwanderung. Andererseits legt der geringe Tonanstieg zur Oberfläche hin den Gedanken nahe, daß durch Toneinwanderung aus dem Schutt der Umfang wirklicher Tonverlagerung aus dem Ho- in den D-Horizont etwas verschleiert wird. Als Besonderheit fällt der im Ton klar zu registrierende Gibbsit-Anteil sowie der zumindest im oberen Profilteil hohe Gehalt an austauschbarem Aluminium auf (Ho: 30 % der AKe). Beide Eigenschaften teilt dieses Profil mit den alten Sudan-Böden einerseits wie mit den jungen, unvollständig verwitterten Ife-Böden (f und b).

7 <u>BODENSEQUENZEN UND EINZEL-</u> PROFILE AUS DEM SÜDSUDAN

7.1 EINFÜHRUNG

Der in SW-Nigeria küstenparallele, im Südsudan vom Südwesten nach N, NE und E verlaufende Klima- und Vegetationswechsel wird von einem Wandel in der Bodendecke begleitet. der bereits in Abschn. 2.2.2 kurz skizziert worden ist. Die Böden sind in der Regel eine Generation älter. Nördlich der Niger-Golf von Benin-Wasserscheide dominieren A1-Böden mit untergeordnet A2- und C-Böden, während B-Böden stellenweise flächenmäßig sehr stark hervortreten. Im Südsudan beherrschen dagegen - wiederum mit vielen räumlich begrenzten Ausnahmen - die B-Böden das Bild (Abb. 3). Bei meist flacherer Hangneigung, größerer Schuttmächtigkeit und geringerer Verwitterungstiefe zeigen diese Böden eine lebhafte Eisendynamik, starke Eisenmobilisierung und oberflächennahe Verlagerung von Eisen, die zu recht ausgedehnten Verkrustungen führt. Dieser Wechsel in der Bodendecke ist großräumig betrachtet graduell; kleinräumig dagegen fallen die Grenzen eines oft gar nicht so graduellen Überganges mit Einzugsbereichen verschiedener Flußsysteme, aber auch schon verschiedener Nebenflüsse zusammen. Dies erklärt



Abb. 37: Poren-, Korngrößenund Mineralverteilung sowie DTA des Tons in Ibadan E (Legende s. Anhang).





sich (FÖLSTER, 1969) aus der gegenseitigen Abhängigkeit von Einschneidungstiefe, Hangneigung, Schuttreichtum, Tiefenverwitterung, Krustenbildung und Ausräumungsresistenz.

Entsprechend der weitaus geringeren Besiedlungsdichte fehlen sowohl für die Nordabdachung der Niger-Golf von Benin-Wasserscheide wie für den Südsudan tiefe, durchgängige Grabenaufschlüsse. Die eingehender untersuchten Einzelprofile (6.4) wurden deshalb aus der näheren und weiteren Umgebung von Yei, Südsudan (Karte 1) gemäß ihrer Hangposition (C-Krustenrelikt des Verschneidungsrückens = Mundri 5; B-Pediment: Mittelhang = Kagelu, Unterhang = Yei 1) ausgesucht, wobei nur zwei Profile einer gesamtmineralogischen Analyse unterworfen wurden (Mundri 5, Yei 1). Ebenfalls aus der Umgebung von Yei stammt die exemplarische Darstellung (Abschn. 7.3) der räumlichen Beziehung von verschieden alten Böden, ihrer Schuttdecken, Eisenkrusten und Verjüngungen. In dieser Darstellung liegt das Schwergewicht einmal auf der geomorphologischen Geschichte, zum anderen auf der Untersuchung der Inkrustierung von Böden

7.2 EISENKRUSTEN

Krusten in der von mir gewählten Abgrenzung sind oberflächliche oder oberflächennahe Bildungen, die den Einfluß von Tier- und Pflanzenwelt während ihrer Entstehung erkennen lassen. Ihr auffälligstes Merkmal ist ein System grauer bis dunkelgrauer, maximal 2-3 mm dicker Rinden (G2), welche entlang den Wänden von Wurzel- und Grabgängen ausgeschieden wurden. Sie bestehen hauptsächlich aus Goethit mit einem relativ hohen isomorphen Ersatz durch Aluminium, sowie aus Kaolinit und mehr oder minder größeren Mengen röntgenamorphen Aluminiumoxids (Tab. 9). Ihre Anordnung zeigt, daß sie über einen längeren Zeitraum hinweg und gleichzeitig mit der Verkrustung entstanden sind. Material, das nachträglich in die Wurzel- oder Grabgänge eingeschlämmt wurde, ist oft vollkommen durch Eisenoxid zementiert. Jüngere Gänge mit neuen Rinden können innerhalb dieses eingeschlämmten Materials entstanden oderaußerhalb des alten Ganges angelegt sein, wobei die älteren Rinden oft durchkreuzt und fossiliert werden (s. Abb. 45). Dieses System sich überkreuzender Rinden bewirkt im Extremfall als einziges stabilisierendes Gefügeelement die starke Verfestigung, die für die Krusten typisch ist.

| | BN - B4 | BN - B5 | YA 4 |
|--|------------|------------|------------|
| Quarz | 3 | 3 | 4 |
| Kaolinit | 26 | 27 | 33 |
| Goethit mit Mol % AlOOH | 42 (15) | 52 (15) | 52 (27) |
| Hämatit | - | - | 9 |
| Al ₂ O ₃ röntgenamorph | 23 | 11 | - |
| но | 6 | 7 | 2 |
| C, wahrscheinlich organisch | n.n. | n.n. | 0.5 |

Tab. 9: Zusammensetzung der grauen Rinden in 3 Krusten. Errechnet aufgrund chemischer und röntgenographischer Analyse (s. MOSHREFI, 1965). Normalerweise treten jedoch massige Ausfüllungen des Porenvolumens innerhalb der Matrix hinzu, wie sie auch für oberflächenfernere oder hangwassergespeiste Zementierungen typisch sind und in Asejire 4d bereits beschrieben wurden. Diese zunächst als lokale Zementierung der Interpseudokonkretions-Matrix in Erscheinung tretenden Ausscheidungen von Goethit (G3) kann in den Krusten in unterschiedlichem, aber meist starkem Umfange an der Verhärtung teilhaben.

Das Ausgangsmaterial der Inkrustierung überstreicht einen weiten Bereich. Normalerweise im autochthonen Material angelegt, werden Pedisedimente (vorwiegend Schutt, ausgesprochen selten dagegen Hillwash) in die Verkrustung einbezogen. Wie weiter unten zu zeigen sein wird, kann sich das autochthone Material in sehr unterschiedlichem Zustand der Verwitterung und Bodenbildung befinden. S-Horizonte mit kaum veränderten Primärflecken oder D-Horizonte mit starker Lösungszurundung und Pseudokonkretionsbildung, aber auch wenig verwittertes, bzw. erst während der Inkrustierung verwitterndes Gestein prägen die unterschiedlichen Merkmale der Krusten. Altersbedingte qualitative Unterschiede gibt es nicht, nur fehlen in Böden der A1eta-Phase markante Krusten größerer Ausdehnung. Die Zementierungen dieser Phase enthalten nur lokal eine auffällige Ansammlung von Rinden. Nach bisherigen Beobachtungen scheint hierfür die Ausbildung eines oberflächennahen Grundwassers in flachen Hangdellen und kleinen Muldentälchen ausschlaggebend. Letztere wurden jedoch - falls nicht schon durch B-Krusten stabilisiert - bereits während A2 wieder eingetieft, was ihre Grundwasserbedingungen veränderte.

7.3 <u>VERGESELLSCHAFTUNG VERSCHIEDEN ALTER BÖDEN</u> ÖSTLICH VON YEI (SÜDSUDAN)

Das Beispiel wurde aus einer recht flachen Pediplane direkt östlich von Yei gewöhlt, die in reliefstärkere Randzonen (Nil-Congo-Wasserscheide im W, Aloma Plateau im S, und Central Hills im E) hineingreift und in unmittelbarer Nähe eines der Hauptentwässerungssysteme der Equatoria Province, des Yei-Rivers, liegt. Die Altflächenreste, Krusten der C β -Phase, treten, wenn sie nicht gerade durch junge Einkerbung der Flüsse freigelegt wurden, nur in Form abgeflachter Kuppen auf. Trotz nur geringer Unterschneidung durch die B-Pedimente sind diese Altkrusten doch stark gestört. Sie enthalten zahlreiche Erosionsrinnen, die von Krustenblöcken, Schutt oder Feinsediment erfüllt sind.

Das B-Pediment ist auch in dieser Landschaft flächenbestimmend, obwohl hier durch die Randauswirkungen der jüngeren Hebung in den Central Hills und die folglich etwas stärkere Einschneidung des Yei-Rivers die jüngeren Pedimente der Ala -Phase örtlich recht weit den Pedimenthang hinaufreichen. Eine spätere bzw. die Fortsetzung dieser Einschneidung führte zur Ausbildung versteilter (6-10 %) Talhänge an den Flüssen Yei, Kembe I und II (FÖLSTER, 1964a). Interessanterweise unterscheiden sich die hier aufgeschlossenen Decksedimente nach dem Alter des Pediments. Je jünger die Fläche, desto mehr wächst der Grobsandanteil, während Ton- und Eisengehalt sinken.

Die C-Kruste - angelegt im autochthonen Profilteil - wird entlang dem Schnitt AS-BS heidseitig von Unterschneidungskanten begrenzt. Am Ostrand ist diese gestuft. Hier beginnt auf dem B-Pediment schon nach kurzer Entfernung die B-Kruste. Ohne häufige Aufschlüsse kann diese dichte Folge wie ein

einheitliches Krustenschild erscheinen. Am Westrand der C-Kruste setzt das B-Pediment mit einer mächtigen, zweischichtigen Schuttdecke an (Profil 7, Abb. 38) und durchzieht eine Hangdelle, deren Zentrum verkrustet ist. Die spätere Eintiefung im Bereich der Delle setzt etwa 200 m unterhalb der Straße ein, die wegen der dichten Säumung mit kleinen Kiesgruben Ansatzlinie meiner Untersuchung war. Allerdings blieb das B-Pediment hier nicht von der Auswirkung dieser Abtragungsphase verschont. Es ist nicht wahrscheinlich, daß das Maximum der Verkrustung, so wie es heute erscheint, unmittelbar an der Oberfläche lag. Vielmehr muß die in manchen anderen Beispielen noch vorhandene, flachgründige (50 cm) Bodendecke mit nach oben abnehmender Inkrustierung durch diese Abtragung ausgeräumt sein. Eine Auswirkung auf die am krustenfreien Hang liegenden Böden ist zu vermuten. Am eindeutigsten scheint dies am Profil 8 der Fall.

Die Böden der A1-Verjüngung zeigen unterhalb ihrer wechselnd mächtigen Pedisediment-Auflage eine Homogenisierungszone, deren Tiefenlage von maximal 90-120 (Ho/D) cm im beschriebenen Rahmen bleibt. Der fleckige Zersatz darunter stellt allerdings oft nur einen S/D-Horizont mäßigen bis schwachen Verwitterungsgrades dar, stellenweise nur sogar schwach vergrustes Gestein (s. BN-C 4, FÜLSTER, 1964b). Die bei längerer Trockenzeit geringere Intensität der Tiefenverwitterung hat hier zur Folge, daß bei der Pedimentation die Basisfläche der Ausräumung in unmittelbarer Nähe des frischen Gesteinszersatzes angelegt wird. In dieser austrocknungsgefährdeten Situation wird die Verwitterung stark gehemmt. Bei weniger einschneidender Kappung dagegen kann auch hier der D-Horizont voll ausgebildet sein, obwohl dies wiederum an Unterhängen häufiger beobachtet wird. Die Böden auf dem B-Pediment (Profile 7-12) sollen näher beschreiben werden:

Profil 7

Unter 50 cm Decksediment (braun 2.5 YR 4/6, mit 15 cm Humushorizont) ein 150 cm mächtiger, lockerer, zweischichtiger (oben gröberer, unten feinere Kieskomponente) Pedimentschutt mit brauner (2.5 YR 5/6), nach unten etwas chromareicherer Matrix. Der Gehalt an Pseudokonkretionen liegt bei 70 %. Wie im Schutt von Profil 5 (s. FÖLSTER. 1964 b, Profil BN-A 7) erreichen sowohl der Ton wie das mittels Dithionit-Zitrat extrahierbare Fe₂O_z im Ton ein Maximum im unteren Teil des Schuttkörpers, das auf abwärts gerichtete Ton- und Eisen-Verlagerung schließen läßt, während oberflächliche Tonverarmung durch Termiten nur den obersten Horizont des Schuttkörpers beeinflußte. Der unter dem Schutt anstehende D-Horizont zeigt eine ziemlich gleichmäßige braune Färbung (2.5 YR 5/6) und enthält nur wenige Pseudokonkretionen (13 %) vom Typus IV, IVg, IVG und G1. Viele von ihnen tragen auf der Lackoberfläche einen dünnen ziegelroten tonigen Mantel.

Profil 12

Am gegenüberliegenden Oberhang des hier nur schmalen Pediments findet sich ein Boden mit nur geringem Schuttschleier. Der unter 50 cm Pedisediment und einer im flachen Winkel ausstreichenden Quarzader anstehende autochthone Profilteil ist ein Ho/D-Horizont aus einem Glimmerschiefer mit zahlreichen verdickten Quarzlinsen und enthält viel Quarzkies, aber nur wenige Pseudokonkretionen.

Profil 8

In talnaher Lage unter ebenfalls geringer Pedisedimentauflage (20 cm Hillwash oder zoogene Auflage, hellgrau 10YR 4/1-2, wegen Durchmischung mit dem Schutt ein recht hoher Anteil von 25 % Pseudokonkretionen: 40 cm Schutt mit graugelber Matrix) gliedert sich der autochthone Profilteil in Ho/D-Übergangshorizont (60-100 cm) und D-Horizont (100-150cm). Häufige Mangandendriten, manganreiche Primärfleckenkerne sowie die graugelbe Gesamtfärbung weisen dies Profil als stark vernäßte, hier wohl grundwassernahe Bildung aus. Das Ausgangsgestein ist ein Bändergneis, aus dessen Zersatz dünnplattige Primärflecken entstanden. Sie bestehen jedoch durchweg aus Goethit. Ziegelrote hämatitische Ausscheidungen erscheinen einmal als Feinfleckung in der Matrix, aber vorwiegend doch in Form homogener, unstrukturierter Randzonen um goethitische Primärflecken. Wo allerdings eine stärkere Zurundung der Flecken erfolgte, erkennt man innerhalb dieser roten Randzonen wiederum goethitische Randsäume an Oberflächen, inneren Spalten und Hohlräumen. Das autochthone Material ähnelt somit sehr den D-Horizonten Yei 1/4 und Mundri 5/6 (s. Abschn. 7.4) in der Hinsicht, daß Vernässung, mäßige Eisenanreicherung und Goethitbildung bereits im frühen Stadium der Verwitterung eine dominierende Rolle gespielt haben (s. Diskussion). Eine Verjüngung während A1« mag hier die hangende Bodendecke abgetragen haben.

Profil 11

Wie 8 am Pedimentunterhang gelegen, aber unter zoogener Auflage ein 150 cm mächtiger Schuttkörper, der den autochthonen Profilteil kaum freigibt. Die Matrixfärbung ist oben grau. Nach unten hin entwickelt sich eine zunächst hellbraune, dann rotbraune (10 R 4/8) Feinfleckung. Verbunden ist dieser Wechsel mit einem Anstieg des Eisengehaltes (Fe_2O_5 % im Feinboden: 2,6-10 %) und einer zunehmenden Verbackung der Zwischenmasse (G3), die sich bei Aufbereitung unter dem Wasserstrahl schließlich nicht mehr zerstören läßt. Aus diesem Grund steigt bei gleichbleibendem Gehalt an Pseudokonkretionen der Anteil des widerständigen Skeletts abwärts von 55 auf 80 %. Die Zementierung der Matrix setzt sich in den unter dem Schutt anstehenden D-Horizont fort (quarzfreies Skelett 47 %). Damit bildet dieses Profil den Übergang zu den im Zentrum der Delle ausgebildeten Krusten. Im Dünnschliff tritt die Verbackung deutlich als eine Anreicherung von (bei Auflicht) orangenen Feinflecken zwischen den Pseudokonkretionen des Schutts in Erscheinung. Im autochthonen Profilteil kommen hierzu noch Goethitkonkretionen in großer Zahl, die den Eisengehalt auf 37 % der Gesamtprobe ansteigen lassen.

Profil 9 und 10

Beide Krustenprofile sind in der erhaltenen Form im autochthonen Material angelegt. Ausgangsgestein ist ein Bändergneis, der besonders in 9 (wie in 12) reich ist an linsenförmig verdickten Quarzlamellen. Abgesehen von den vorher beschriebenen Goethitrinden ist beiden Profilen gemeinsam eine Reihe typischer, auch in anderen Krusten häufig wiederkehrender morphologischer Formen der Eisenanreicherung, die in Einzelproben, zum Teil unter dem Stereomikroskop, quantitativ und qualitativ herauspräpariert und chemisch wie röntgenographisch untersucht wurden. Aus der Untersuchung der zeitlichen Folge, der dabei besondere Aufmerksamkeit geschenkt wurde, ergab sich folgendes Bild:

Ausgangspunkt der Bodenbildung war ein Saprolith mit stark lamellärem Gefüge, dessen rotbraunen bis violettroten Primärflecken bei vorwiegend lateraler Ausdehnung plattig linsen- oder tropfenförmig ausgebildet waren. In Profil 9 sind diese hämatitischen Primärflecken noch in ihrem originären Aufbau zu erkennen, obwohl man besonders innerhalb der oberen 60 cm eine teilweise, selten dagegen eine vollständige Zurundung beobachten kann. Sie scheint sich mehr oder minder deutlich an ehemalige Gänge anzulehnen. Ihre Säume erscheinen dann dunkler, ohne daß Rinden ausgebildet sind. Diese primären, aber möglicherweise schon durch Anreicherung gespeisten Flecken sind zwar von Goethit randlich, z.T. auch im Inneren durchsetzt, doch bestehen sie hauptsächlich aus Hämatit und enthalten oft schwarze Mangan-Kerne. Am Gesamteisen von 30 % (0-60 cm), bzw. 24,5 % (60-120 cm) sind sie zu etwa 50 % beteiligt.

Deutlich sekundär ist der Goethit, welcher in Form von Rinden (G2), Goethitkonkretionen (G1, vorwiegend in Rindennähe) sowie als massige Porenausfüllung in hellerer toniger Matrix (G3) oder innerhalb der besonders in den oberen 60 cm reichlich vertretenen und stark frakturierten Quarzlamellen den vorhandenen Fällungsraum ausfüllt. Allseitig abgerundete Formen sind hier stets Goethitkonkretionen. All diese Formen der Goethitausscheidung sind von feinen roten Flecken durchsetzt.

Bei fast gleichen Eisengehalten (0-70 cm: 32 %, 70-150 cm: 25 % Fe₂O₃) liegt der Goethitanteil in Profil 10 niedriger. Im unteren Horizont von 70-150 cm beteiligt sich röntgenographisch nachweisbarer Goethit nur zu 1/5 des gesamten kristallinen Oxids. Allerdings ist dieser Horizont auch nur schwach verfestigt und stark bröckelnd. Einseitig bis allseitig gerundete, unregelmäßige, zum Teil schwammartig verbundene Flecken bilden hier ein vorwiegend hämatitisches Gerüst, das sich im Dünnschliff als teils aus ferromagnesischen Mineralen entstandene Primärflecken, teils als durch Umlagerung oder Eintransport von Eisen gebildete Diffusionsflecken zu erkennen gibt. Lösungszurundung, roter Fließton und orangene Feinfleckung in der helleren Grundmasse runden das Bild ab. Goethitkonkretionen, die hier vorherrschende Form der Goethitausscheidung, sind vorwiegend von rötlichen Mantelsäumen umgeben. Im oberen Horizont ist bei vielleicht stärkerer Zurundung der Grundaufbau der gleiche, doch bewirken hier Rinden (G2), Konkretionen (G1) und Porenausfüllungen (G3) eine massive Verfestigung. Die Goethitkonkretionen, die auch hier vorzugsweise in Rindennähe lokalisiert sind, machen einen erheblichen Teil des etwa 2/5 des kristallinen Eisenoxids betragenden Goethitanteils aus. In zwei größeren Einzelproben wurden durch quantitative Präparation gut abgerundeter Eisenkörper 70-90 % des gesamten Goethits entfernt. Ihr Eisengehalt lag bei 40 % Fe₂O₃ und war fast ausschließlich Goethit.

Aus dem Vergleich der Profile des von der Hangdelle bestimmten B-Pediments ergibt sich, daß mit Ausnahme von 8 die Basisfläche der B -Ausräumung in einem Saprolith mit hämatitischen Primärflecken angelegt wurde. Bei der geringen Unterschneidung unter die Oberfläche der C-Kruste überrascht dies nicht. Die anschließende Veränderung des Saprolithen verlief auf dem normalen Wege über die Ausbildung eines Diffusionshorizontes und der graduellen Abrundung von Primärflecken. Während diese normale Entwicklung am Oberhang weiter fortschritt, wurde sie aufgrund der im Laufe des Klimawandels von der α - zur β -Phase immer stärkeren Durchfeuchtung innerhalb der Delle gehemmt, da mit dem Hangwasserstrom und oberhalb des sich ausbildenden Grundwassers immer mehr Eisen in die Delle eintransportiert und dort in Form von Goethit abgesetzt wurde. Profil 8 bildet insofern eine Ausnahme, als hier bereits während der Primärfleckenbildung Bedingungen herrschten, welche die Kristallisation des Eisens zu Goethit begünstigten. Möglicherweise handelt es sich bei dem aufgeschlossenen autochthonen Material um den unteren, nicht ausgeräumten Teil

eines während A1 & gekappten Profils. Auch die Krusten sind ja von dieser Erosionsphase nicht verschont worden. Das trockenere Klima während A1 & bzw. die Grundwasserabsenkung im Laufe der Fluß- und Delleneinschneidung zu dieser Zeit hat möglicherweise ein Wiederaufleben roter hämatitischer Eisenausscheidungen bewirkt, die sich im Dünnschliff als definitiv post-goethitisch erweisen. Hiermit wird jedoch die bislang recht einfache Aussage problematisch, da anscheinend (s. auch Asejire) in vernäßten Profilen regelmäßig neben der möglichen Goethitauch feinfleckige Hämatitausscheidungen beobachtet werden, und zwar auch dann, wenn ein deutliches Nacheinander ausgeschlossen ist. Nicht notwendigerweise damit verknüpft ist die Tatsache, daß die Krusten hier einen außergewöhnlich hohen Anteil an Hämatit, bzw. hämatitische Primärfleckengerüste enthalten (12-15 % Fe₂0₃ in 9, 20 % in 10). Abgesehen von der offensichtlichen, wenn auch im Augenblick mit der vorherrschenden Goethitausscheidung nur schwer zu verbindenden Möglichkeit, daß es sich hierbei um eine auf den ersten Abschnitt der Bodenbildung beschränkte laterale Anreicherung handelt, könnten zwei Prozesse zur Erklärung herangezogen werden: Einmal eine relative Anreicherung aufgrund von Feinmaterial-Entnahme durch Termiten, zum anderen eine sekundäre Umwandlung über die Lösungsphase von Goethit zu Hämatit, die sich bevorzugt an vorhandenen Hämatitkernen vollzieht.



7.4.1 Mundri 5 (C-Kruste)

Abb. 39 gibt die Lage dieses Profils wieder. Der Altflächenrest bildet eine Delle, in deren Tiefenlinie unverwittertes Gestein an die Oberfläche tritt. Der B-Abtrag setzte nicht innerhalb, sondern außerhalb der Delle an. Im Westen leitet das kurze B-Pediment zur ehemaligen Talaue eines Flusses über (Meri-River), der heute weiter südlich geradeswegs in den Yei-River mündet.



Abb. 39: Verteilung verschieden alter Pedimente bei Mundri (s. Abb. 1) sowie Lage von Profil Mundri 5.

Vom jetzigen Flußbett aus wurde während Ala ein jingeres Pediment geringerer Ausdehnung geschaffen, das in einigen Einschnitten weit auf das B-Pediment zurückgreift. Im Vergleich zur C-Kruste im Beispiel Yei (7.3) heben sich hier alle Altflächenreste mit deutlichen Stufen (2-6 m) über den Ansatz der B-Pedimente heraus. Das Profil Mundri 5 ist ein Beispiel einer trotz starker Verkrustung und hohen Alters nur flachgründigen Verwitterung. Solche Fälle besitzen keineswegs Seltenheitswert, obwohl tiefgründige Verwitterung unter der C-Kruste vorherrscht. Ich habe zur Erklärung dieses Phänomens die Möglichkeit in Betracht gezogen (FÜLSTER, 1964a), daß noch während der C-Periode eine geringfügige, der Auswirkung von Alac in diesem Gebiet vergleichbare Pedimentation stattfand, die also im Falle von Mundri 5 eine Ausräumung bis auf das frische Gestein bewirkte und damit den Ausbildungsraum für eine wieder einsetzende Inkrustierung erneuerte. Andererseits muß zumindest die seit Beendigung der Inkrustierungsphase so stark verzögerte Tiefenverwitterung auf die einschneidende Veränderung der hydrologischen Verhältnisse zurückgeführt werden, welche durch die B α -Pedimentation und die damit verbundene Isolierung des Altflächenrestes ausgelöst wurde. Die Undurchlässigkeit, bzw. bei besserer Durchlässigkeit (Abhängigkeit vom Hohlraumsystem) die geringe Wasserhaltefähigkeit der Kruste und der starke oberflächliche Abfluß hemmte hier ähnlich wie auf Inselbergen - die weitere Verwitterung.

Der oberste Horizont ist ein verbackener Pedimentschutt,⁺⁾ mit Pseudokonkretionen vom Typus IV, IVg+G und G1 (Hä:Goe = 4:6). Das dichte Netzwerk von dunklen Rinden lehnt sich

⁺⁾ Bei Abwesenheit einer deutlich sichtbaren Steinschle folgt dieser Schluß aus der Anhäufung von Schwermineralen, der gänzlich unterschiedlichen Textur und Pseudokonkretions-Vergesellschaftung.

oft an diese Pseudokonkretionen an, so daß ihnen beim Zerschlagen Rindenfragmente anhaften. Die durch Goethit zementierte Zwischenmasse (Hä:Goe = 2:8) besitzt ein kräftiges orangerotes Fleckenmuster (Dünnschliff). Kräftiger noch ist dieses Fleckenmuster in der ebenfalls stark zementierten Zwischenmasse von 7 (Hä:Goe = 5:5), während bei 6 in schwächerer Zementierung gelbe Goethitausscheidungen überwiegen. Die Goethitdominanz gilt hier für den gesamten Horizont, während in 7 Hämatit und Goethit etwa gleich stark vertreten sind. Interessant ist doch, daß in 7, dem obersten autochthonen Horizont, hämatitische Pseudokonkretionen vorkommen, in 6 dagegen nicht, und daß die G1 Mn-Konkretionen in 6 stets einen Goethitkern besitzen, während ihrem Aufbau in 7 immer ein Hämatitkern zugrundeliegt. Dieser verbirgt sich zum Teil unter der Manganschwärzung, zum Teil tritt er noch darüberhinaus zum Vorschein, ehe ein brauner Mantel (Hä:Goe = 5:5) den Abschluß nach außen bildet. Bisweilen wachsen die großen Konkretionen unter Einschluß mehrerer kleinerer IV- oder IVg-Pseudokonkretionen. Der Anteil an Goethitkonkretionen in Mundri 6 beträgt 50 %. Auf sie fällt damit 69 % des Gesamteisens, aber auch fast sämtliche Glimmer (s. Abb. 40). Ähnliches gilt wohl für 5/7, obwohl die starke Verfestigung keine quantitative Trennung von Konkretionen, Pseud okonkretionen und Matrix gestattete.

Der Übergang zu D- und S-Horizont ist recht scharf. Das in 2 und 3 noch dominierende Lamellargefüge mit scharf begrenzten dünnen Primärflecken wird nach oben hin abgelöst durch eine diffuse Fleckenanordnung, die in 5 allerdings noch eine unregelmäßig lamelläre Ausrichtung erkennen läßt. Innerhalb der im Dünnschliff gleichmäßig orangeroten Diffusionsflecken schwimmen stark umkrustete Einzelminerale. Das Hä:Goe-Verhältnis war in der Mischprobe nur sehr grob auf
5:5 abschätzbar. Der Goethit liegt fein verteilt innerhalb und am Rande der Diffusionsflecken. Roter, nachträglich partiell gebleichter Fließton findet sich häufig in den Horizonten 5-7, doch bleibt fraglich, inwiefern der Tonanstieg von 70 auf 78 % damit im Zusammenhang steht. Gesteinsinhomogenitäten gibt es auch in diesem Profil, nämlich zwischen 5/5 und 6 (gröber und quarzreicher) einerseits und 5/2 und 7 (feiner und etwas guarzärmer) andererseits. Der Tongehalt liegt sehr hoch. Die in 5/0 und 1 vorhandene Hornblende ist bereits in 5/2 fast vollkommen aufgezehrt, der Feldspat erst in 5/5. Dagegen bleibt der Glimmeranteil (Biotite und Chlorite) trotz starker Bleichung und Frakturierung konstant. Gibbsit findet sich in Spuren; dagegen beteiligt sich Aluminium sowohl substituierend im Goethit wie in röntgenamorpher Form an der Inkrustierungs-Anreicherung, insbesondere innerhalb der Rinden. Als Sonderfall sei die relativ hohe Beteiligung von Allophan-Opal in Horizont 7 hervorgehoben.

Die Profilgeschichte läßt sich folgendermaßen deuten:

- Cα -Abtragung bis in die Nähe unverwitterten Gesteins, Überschüttung mit Pedimentschutt, wahrscheinlich mächtiger als heute. 7 ist ein Saprolith mit Hämatit-Flecken oder bereits D/S-Horizont.
- CB -mit zunehmender Durchfeuchtung Wandlung von 7 in einen D-Horizont mit Abrundung von Flecken, u.U. zunächst Hämatit-Anreicherung. Allmählich Ausbildung eines ständigen Hangwasserstroms mit Eintransport von Eisen, das sich im unteren Teil des Pedimentschutt und in 7 bei gleichzeitiger Durchwurzelung und vielleicht Termitentätigkeit als Goethit (G1-3) abscheidet. Ebenfalls gleichzeitig schreitet die

Tiefenverwitterung fort und erfaßt 5/6. Unter dem Hangwassermilieu scheidet sich hier allerdings schon das aus den ferromagnesischen Mineralen freigesetzte Eisen als Goethit ab, zu dem sich ebenfalls eintransportiertes Eisen gesellt.

- Bx Unterbrechung der feuchten Bodenbildung mit Abtragung des unverkrusteten Pedimentschuttes, Heraushebung des Krustenrestes und Absenkung des Grundwassers.
- Bβ Fortschreitende, wenn auch verlangsamte Tiefenverwitterung. Im Gegensatz zur Kruste ist der Saprolith (5/5) feucht und entwickelt mit zunehmender Verwitterung eine stark diffuse Fleckenverteilung (D-Horizont), welche durch Eintransport von Eisen aus der Kruste mit nachfolgender Ausscheidung von Goethit (und Hämatit?) innerhalb der Matrix bereichert wird. Dies erklärt die nur sporadisch vertretenen Pseudokonkretionen. Der darunter anstehende D/S-übergang enthält bereits eine starke Graukomponente.
- Afα- Durch partielle Ausräumung der Kruste entlang der Tiefenlinie der Delle wird frisches Gestein freigelegt, und der Boden auf dem kleinen Krustenareal trockener.

Es versteht sich, daß diese Deutung der Geschichte eines einzelnen und noch dazu so alten Bodenprofils mit Unsicherheit belastet ist; sie stellt den Versuch dar, seine polygenetische und ganz offensichtlich stufenweise Entwicklung mit den bisher erkannten oder vermuteten Gesetzmäßigkeiten der Entstehung ferrallitischer Böden in Beziehung zu bringen.



О



7.4.2 Einzelprofile auf dem B-Pediment

174 -

- Kagelu: Obere Mittelhanglage auf einem langgestreckten, flachen Pedimenthang, etwa 10 km westlich von Yei.
- Unmittelbar westlich von Yei (s. Tafel I in: FÖL-Yei 1: STER, 1964a), an einem kurzen (200 m) Pedimenthang von weniger als 1 % Neigung. Das Profil liegt etwa halbwegs zwischen der hier außergewöhnlich extensiven C-Altflächenkruste (etwa 400 m Ø) und der teilweise ausgeräumten B-Kruste, deren Reste stellenweise etwa 50 m von der Tiefenlinie der flachen Delle mit kleinen (etwa 1 m hohen) Stufen aus dem Pediment herausragen. Die A1-Verjüngung des B-Pediments ist jedoch so flachgründig gewesen, daß im Bereich des Profils Yei 1 keine Beeinflussung mehr festzustellen ist. Trotz seiner hier recht hohen Lage auf dem B-Pediment ist Yei 1 ein dellennahes, feuchtes, jedoch nicht verkrustetes Unterhang-Profil.

Beiden Profilen gemeinsam ist eine recht scharfe, wenn auch unregelmäßige Grenze zwischen einem intensiv verwitterten, in Yei 1 annähernd feldspatfreien D-Horizont, der abgesehen von einer Quarzader in Yei 1 kaum noch Gesteinsstrukturen erahnen läßt, und einem unteren D- bzw. S/D-Horizont, in dem nicht nur die Gesteinsstruktur sehr deutlich hervortritt, sondern der auch noch sehr viele Feldspäte enthält. Im Dünnschliff erkennt man in den Frakturspalten diese Feldspäte neben oft sehr wenig Kaolinit eine Vielzahl kleiner Gibbsit-Kristalle. Sie erreichen in Yei 1 ihr Maximum in der mit 4 verwandten Unterprobe 3b des hangenden Horizontes, um von dort nach unten abzunehmen. Dies Maximum drückt sich ebenfalls im Mineraldiagramm aus.

Kagelu

- 3: Das Ausgangsgestein ist ein relativ feinkörniger feldspatreicher Bändergneis mit örtlich wechselndem Auflösungs- und Kaolinisierungsgrad. Am stärksten erscheint die Veränderung innerhalb und am Rande der zum Teil recht gut segregierten Lamellen ferromagnesischer Minerale (Biotit und Hornblende), am geringsten innerhalb der stark frakturierten Quarz-Feldspat-Lamellen. Viele Feldspäte enthalten in ihren Frakturspalten nebst Gibbsit keinen oder kaum Kaolinit. Der vorhandene Kaolinit erscheint dann oft in Form von Fließton-Ausfüllungen insbesondere auch größerer Spalten. Einzelne gröbere Wurzeloder Grabgänge sowie nicht wenige Feinwurzeln durchziehen den Horizont. Goethit ist die überwiegende Kristallform der Eisenausscheidung, doch sind innerhalb der ursprünglichen ferromagnesischen Lamellen viele erhaltene Glimmer rot umkrustet; auch rote Diffusionsflecken treten hier auf.
- 2: In einer mäßig fließtonreichen Matrix mit diffusen gelbbraunen Goethitausscheidungen liegen einige dichte Pseudokonkretionen (IVg-G) sowie abgerundete oder in Abrundung begriffene Fleckenreste vor. Diese sehr lockeren Gefügeelemente scheinen aus orangeroten Diffusionsflecken entstanden zu sein. Sie stehen noch heute mit solchen nicht oder nur partiell abgerundeten Flecken in Verbindung und enthalten Goethit-Einlagerungen. Sehr schön sind randlich abgespaltene Fleckenteile in der Matrix zu erkennen. Diese in der Fraktion 1-2 mm dominierenden Pseudokonkretionen enthalten bei weniger als 18 % Fe₂O₃ Hämatit und Goethit zu gleichen Teilen.

1: Die gleichmäßig braun gefärbte und eisenärmere Matrix enthält bei grundsätzlich ähnlichem Aufbau größere Pseudokonkretionen, unter denen die Stadien IVG viel stärker in den Vordergrund treten.

Zu diesem Unterschied in der Pseudokonkretionsvergesellschaftung von 1 und 2 sind noch zwei weitere Beobachtungen hinzuzufügen: Während sich in 2 die Textur von Feinboden und Skelett (>1 mm) kaum unterscheidet, zeichnet sich in 1 die des Skeletts durch größere Feinheit aus (Fraktion 60-200 μ m: Skelett 14 %, Feinboden 27 %; Ton: Skelett 56 %, Feinboden 47 %). In der Fraktion 60-200 μ m sind im Skelett Glimmer in größerer Zahl vertreten, im Feinboden nicht, während dieser Unterschied in 2 gering ist. Letztere Beobachtung bedarf natürlich der Bestätigung durch eine gesamtmineralogische Analyse. Zusammen mit den vorgenannten Beobachtungen scheint sie jedoch folgende Interpretation der polygenetischen Entwicklung von Kagelu zu begünstigen:

BØ: Zu Beginn der Bodenbildung war 1 unvollständig kaolinisierter Saprolith mit (hämatitischen) Primärflecken, 2 mäßig und 3 kaum verwittertes Gestein. Während sich 2 bei starker Durchfeuchtung zu einem S/D-Horizont mit vorwiegend diffuser roter Fleckenverteilung entwickelte (s. Parallele zu Mundri 5/5), bildeten sich in 1 unter Zurundung, Ein- und vor allem Anlagerung von Goethit die Primärflecken zu größeren Pseudokonkretionen um. Ursprünglich angelegt innerhalb oder in der Nahe der Biotit-Hornblende-Lamellen enthalten sie weniger Quarz und unzersetzte Feldspäte, dagegen mehr Glimmer und Ton als der umgebende Feinboden, während sich in 2 die Fleckung weit in die feldspatogene Matrix ausbreitete. Der Hangwasserstrom lag oberflächennah im Schutt und Homogenisierungshorizont, wo eine Eisenanreicherung konkretionär sowie als Goethit-Ausscheidung in der Matrix erfolgte. Letztere mag sich teilweise nach 2 hinein fortgesetzt haben.

- A1α : Die Zäsur dieser Trockenphase wirkte sich wohl hauptsächlich auf die Verwitterung aus. Ob eine tiefergreifende Durchwurzelung den Horizont 2 beeinflußte, bleibt unklar. Dagegen scheint zwar nicht die Auflösung (insbesondere der Feldspäte), wohl aber die Kaolinitsynthese gestört gewesen zu sein, so daß sich Frakturspalten und Lösungskavernen im Feldspat erweiterten, in ihnen aber hauptsächlich Gibbsit gebildet wurde. Dieser Prozeß mag sich in die nachfolgende Bodenbildungsphase hineingezogen haben, oder er wurde während der α -Phasen von A2 und A3 fortgesetzt.
- A1-3 β : Durch die Erweiterung des Hohlraumsystems in 3 liegt jetzt der Hangwasserstrom tiefer. In 2 wird bei gleichzeitigem Zurundungsangriff auf die Diffusionsflecken und bei geringer Durchwurzelung Goethit in der Matrix in Form diffuser Flecken ausgeschieden. Eine vertikale Eisenverlagerung von 1 nach 2 ist nicht ausgeschlossen.

<u>Yei 1</u>

In Yei 1 ist das Bild nicht grundlegend anders, wohl aber über eine größere Profiltiefe aufgefächert. Die von 3b bis 6 erkennbare Gesteinsstruktur deutet auf einen Migmatit mit mittelkörniger granitoider Struktur. Die in Kagelu lamellar angeordneten ferromagnesischen Minerale finden sich hier entlang von Mineralgrenzen angehäuft, woraus beim Zersatz ein zellulares Fleckenmuster entsteht (Abb. 44).

- 1: Dichte Packung von Pseudokonkretionen (IVg+G, z.T. G1) runder bis unregelmäßig-plattiger Gestalt, vorwiegend >6 mm und ohne Lack. Im Dünnschliff fehlt der typische goethithaltige Saum; der Übergang zur Matrix ist offen oder durch einen unscharfen roten Rand gekennzeichnet. In der relativ gleichmäßigen Matrix (bei Auflicht blaßgrau bis gelbgrau) findet man örtlich scharf begrenzt eine recht lockere orangerote Fleckung mit sehr schwacher Goethiteinlagerung. Vom Gesamteisen befinden sich 94 % im Skelett. Diese Skelettkörper enthalten jedoch häufiger mehrere von fleckiger Matrix verbackene Pseudokonkretionen, was z.T. ihre Größe sowie die Feinbodenarmut des Horizontes erklärt. Der Gesamteindruck ist der einer Beseitigung ehemals stärkerer Fleckigkeit sowie eine Auflösung und Auswaschung von Eisen aus der Matrix, aus den Matrixflecken und von den Pseudokonkretionsrändern.
- 2: Dieser Eindruck wird durch 2 mit seiner rezent ausgeprägten Fleckigkeit verstärkt. In der Matrix überwiegen hier orangerote lockere Feinfleckenmuster mit sehr starker Goethiteinlagerung. Schärfer begrenzte wie diffuse Goethitausscheidungen und gelbe Hohlraumsäume kommen davon unabhängig in der insgesamt stärker gelbbraunen Matrix vor. Die weniger dicht als in 1 gepackten eisenreichen Pseudokonkretionen besitzen hier meist Goethitsäume (Lack). Entsprechend diesem Dünnschliffbild liegt nicht nur das Gesamteisen des Feinbodens hier höher (etwa 40 % des Gesamteisens); auch am quarzfreien Skelett beteiligen sich neben Pseudokonkretionen mit Lack (IVg+G) in etwa gleicher Menge lackfreie Körper, die zum größeren Teil ehemalige, d.h. heute teilweise abgerundete oder rezente Zementierungen der Zwischenmasse (G3), zum geringeren Teil dagegen abgerundete Diffusionsflecken darstellen.

- 3: In der aufbereiteten Gesamtprobe von 3 stellen die eisenreichen Pseudokonkretionen mit Lackoberflächen nur 1/4 des quarzfreien Skeletts: der Rest wird von unregelmäßigplattigen Primärfleckengerüsten beansprucht, die - teils wenig, teils stärker zugerundet - im wesentlichen durch Goethit verfestigt sind. In Bereichen mit gut sichtbarer Gesteinsstruktur (3b) enthalten diese zellularen Flecken mehr oder minder viele rote Einlagerungen, die bisweilen Fließton, zumeist aber Umkrustungen von Biotiten und Chloriten sind. In den helleren feldspatogenen Bereichen dominiert wie in Kagelu 3 Gibbsit-Auskristallisation in den stark frakturierten und teilweise aufgelösten Feldspäten. Die Frakturspalten sind oft sehr breit. Kaolinit, oft regelungsdoppelbrechend, ist in manchen Bereichen häufiger vertreten, fehlt dagegen in anderen. Überall fällt die starke Goethiteinlagerung auf, die für den immer noch hohen (40 % des Gesamteisens) Eisengehalt des Feinbodens und die einseitige Dominanz von Goethit verantwortlich ist.
- 4: Der unter 3 (b) besprochene Aufbau setzt sich fort. Pseudokonkretionen (mit und ohne Lack) fehlen, es gibt weniger (19 %) Skelett aus jetzt schon weniger eisenreichen Primärflecken. Dagegen hält die Goethiteinlagerung unvermittelt stark an.

Im Grundwasserhorizont (5 und 6) häufen sich die diffusen braunen Flecken in stärker zersetzten Bereichen, die besonders aus den Biotit-Chlorit-führenden Klüften mitsamt der eingeschlossenen und randlichen Feldspäte bestehen. In ihnen wurden in 4 und 3b die Primärflecken angelegt, d.h. die Ausgangsformen, aus denen in den oberen Horizonten vermutlich die in 3a und 2 lackhaltigen, in 1 jetzt lackfreien Pseudokonkretionen entstanden. Auch ihnen liegt ein Biotit-

- 179 -

Chlorit-Kern zugrunde, obwohl wegen des stark konkretionären Wachstums, das in allen Horizonten zu ausgeprägten Goethit-Aufwachsungen geführt hat, sehr viel Kaolinit eingeschlossen wurde. Während der Mineralanalysen fanden wir so noch recht häufig Pseudokonkretionsreste mit herausragenden, durch fortlaufende Eisenextraktion freigelegten(gebleichten) Biotiten,bzw. Biotite mit zentralem Aufwuchs von eisenverkrustetem Ton und z.T. noch kleinen Feldspatbruchstücken. In Dünnschliffen sichtbar drückt sich diese Beziehung in dem im Vergleich zum Feinboden geringeren Quarzgehalt der meisten Pseudokonkretionen aus.

Wie in Kagelu kann man die Wirkung polygenetischer Bodenentwicklung darin sehen, daß

- a) ein ursprünglich hoch liegender Hangwasserstrom im Laufe der Entwicklung tiefer sank, und sich der Schwerpunkt der ihn begleitenden Anreicherung von goethitischem Eisen von Horizont 1 (B β) nach 2 (A1 β) verlagerte, und daß
- b) in dem zu Beginn von Bβ wenig verwitterten Teil (Horizont 3b-6) bei zeitweiser Unterbrechung der Kaolinisierung die Auswirkung der Bodenbildung (Einlagerung von Goethit, goethitische Primärflecken in 4 wohl hauptsächlich erst in A1β erfolgte.

Als Folgen lateraler Wasserbewegung und Eisenverlagerung reicherte sich das Eisen in Yei 1 viel stärker als in Kagelu an und führte hier zur partiellen Zementierung der Matrix, die schon in Profil Yei 11 den Übergang zur Eisenkruste anzeigte. Möglicherweise muß auch die größere Mächtigkeit von Yei 1 als das Ergebnis der besseren und länger anhaltenden Durchfeuchtung angesehen werden, obwohl hier die oft auf kleinstem Raume wechselnde Abtragungstiefe eindeutige Schlüsse erschwert. Der Tongehalt, in Yei auch der Kaolinitgehalt, steigt nach oben hin an und bleibt dann mehr oder minder konstant. Gesteinsinhomogenitäten, die für lei 1 an anderer Stelle eingehend beschrieben wurden (FÖLSTER und KALK, 1967), erlauben keine eingehendere Auswertung. Fließton findet sich in beiden Profilen, obwohl im Gegensatz zu manchen Profilen von Asejire die einzelnen Fließstrukturen klein sind.



<u>Abb. 41:</u> Verteilung des Gesamteisens und des Skeletteisens in Kagelu und Yei 1.



- 182 -

| | Quarzfreies Skelett > 2 mm | | | | | | Pseudokonkretionen | | | |
|------------------|----------------------------|------------------|------------------------|------------------|------------------------------|-------------------------|-----------------------|-------------|--------|--|
| | Gesamt % | mit Lack % | % Fe ₂ 0 | oh 3 La % | ne % ck Fe | ,03 Hau | iptbest | • Nebe | nbest. | |
| 1234 | 58 39 33 19 | 21 8 - | 40 44 | 5 1 2 1 | 8 48 8 26 5 26 9 19 | IVE IVE IVE IG | g+G g+G,G3 HIIG | II+I IVG | IIg+G | |
| _ | | | | | | | | | | |
| | % | | | 1 | 2 | 3 | . 4 | | 6 | |
| Ges. Fe203 | | | | 29.7 | 21.7 | 17.0 | 9.0 | 4.4 | 4.6 | |
| davon im Skelett | | | | 27.8 | 13.0 | 10.1 | 3.7 | | | |
| im Feinboden | | | | 1.9 | 8.7 | 6.9 | 4.3 | 4.4 | 4.6 | |
| Hä : Goe | | | 3:7 | 2:8 | 1:9 | 1:9 | n.n. | n.n. | | |







| Kag. | Skelett | Skelett 2-1mm | Skelett > 1mm | Fe203 | 5 Fe203 % fm3 | Fe203 | Pseudokonkretion | | |
|---|---------|------------------|---------------|-------|------------------|------------|------------------|--|--|
| | % | im Ges. | Boden | | Skelett | Feind | .Hauptb.Nebenb. | | |
| 1 2 | 22 9 | 3 16 | 25 25 | 10.9 | 25.6 18.0 | 5.8 7.6 | IVG, IIg IIa | | |
| 3 | . 9 | 10 | 19 | 6.3 | 9.4 | 5.6 | IIIB, C, C IIC | | |
| Mineralverteilung in der Fraktion 60-200 µm im Skelett > 1 mm und im Feinboden < 1 mm. | | | | | | | | | |

| Kagelu | 1 mm | 1 mm | 1 mm 2 | 1 mm | 3 | |
|----------|------|------|--------|------|--------|---|
| Quarz | 75 | 85 | 89 | 74 | 47 | % |
| Glimmer | 13 | - | 3 | - | 3 | % |
| Feldspat | 7 | 15 | 5 | 23 | 47 | % |









Abb. 44 (Seite 185):

- D-Horizont (lei 1/1) mit großen, oft komplexen Pseudokonkretionen (s. Abschn. 7.4.2) in hydromorph-fleckiger Matrix. Ausschnitt 8.4 x 8 cm.
- 2 D/S-Horizont (Yei 1/4, Ausschnitt 7.7 x 11 cm) aus unvollständig kaolinisiertem Granodiorit: Quarz weiß, teilkaolinisierte Feldspäte teils braungelb (hellgrau), teils intensiv gelblich braun (dunkelgrau) gefärbt durch Eindiffusion von Eisen.
- 3 Ausschnitt (300 x 440 µm, Durchlicht x N) aus stärker gefärbten Bereichen von Bild 2: Feldspatfragmente in eisenimprägnierter Kaolinitmatrix (dunkelgrau) mit Fließton (größte Auskleidungen markiert).
- 4 Ausschnitt (0.8 x 1.2 mm, Auf- und Durchlicht xN) aus nur schwach gefärbten Bereichen von Bild 2: Mikroklinfragmente in schwach gelb gefärbter Kaolinitmatrix (hellgrau). Weiß erscheinen einige Quarze sowie wolkige Ausscheidungen von Allophan-Opal.

Abb. 45 (Seite 186):

- 1 Mundri 5/3 (Saprolith mit diffusen Lamellarflecken) und Mu 5/8 (Eisenkruste aus Pedimentschutt, Ausschnitt 12.5 x 8.5 cm).
- 2 Dünnschliff Mu 5/8 (Ausschnitt 6x9 mm, Auf- und Durchlicht): Schuttkonkretionen und pseudokonkretionen (schwarz) in verfestigter Matrix mit diffusen Hämatitflecken (dunkelgrau bis schwarz), Hohlräumen (grau), Goethitimprägnierung (weißlich, bes. deutlich u.l.) und Rinden (graue, streifige Bahnen 1.; sie erscheinen im Farbfoto gelb wie die Goethitimprägnierungen).
- 3 Krustenbrocken (7x10 cm) mit aufgebrochenen Wurzelrinden.
- 4 Krustenhorizont von Yei 9 (s. Abschn. 7.3). Ausschnitt (21x14 mm) zeigt Wurzelgang mit feinfleckiger, verhärteter Füllung und grauen Goethitrinden, die in Bildmitte eine Goethitkonkretionen abgrenzen. Nach 1. anschließend eine vertikal verlaufende Hämatit-Pseudokonkretion, die von einer weiteren stärker abgerundeten Hämatit-Pseudokonkretion durch einen Wurzelgang getrennt wird. Die hier schwächeren Rinden sind 1. in die Pseudokonkretion eingelagert.

ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION

- 188 -

8.1 BODENBILDUNG UND VERWITTERUNG

Einleitend war darauf hingewiesen worden, wie sehr in früheren bodenkundlichen Arbeiten über ferrallitische Böden der Verwitterungsaspekt in den Vordergrund gerückt war und allzu oft als Kernpunkt der Bodenbildung gesehen wurde. Unbestritten ist, daß die starke Verwitterung, insbesondere die Kaolinisierung der Feldspäte und die hiermit verknüpften bodenchemischen und ökologischen Folgeerscheinungen als ein im Vergleich zu Böden der gemäßigten Breiten auffälliges Charakteristikum der ferrallitischen Böden angesehen werden muß. Dennoch erscheint mir eine strikte Trennung zwischen den beiden Prozeßgruppen Gesteinsverwitterung und Bodenbildung wichtig. In großen Gebieten spielt sich die Verwitterung des Gesteins zum Saprolith in Tiefenbereichen ab, wo sie durch die Bodenbildung, d.h. die nachfolgende, stets oberflächenbezogene Veränderung des Saprolithen nicht oder kaum beeinflußt wird. Je mehr mangelnde Durchfeuchtung bzw. beschränkte Durchfeuchtungsdauer den Saprolithisierungsprozeß verlangsamen, desto mehr nähern sich die beiden Tiefenbereiche einander und überlagern sich schließlich. Diese eindeutige Klimabeziehung wird nun allerdings dadurch kompliziert, daß die Kappung der Bodenbzw. Verwitterungsdecke während episodisch wiederkehrender Abtragungsphasen eben auch von der nur teilweise klimaabhängigen Entwicklung der regionalen Erosionsbasen bestimmt wurde. Das Grundmuster einer von der feuchten Äquatorialzone Afrikas zu den Savannenzonen mit ständig kürzer werdender Regenzeit hin abnehmenden Verwitterungstiefe wird folglich durch flachgründigere Decken in der ersteren und

8

tiefgründigere Decken in der letzteren Zone bereichert. Das Alter der Verwitterungsdecke und das Alter der Boden-Bildung stehen also in keinem konstanten Verhältnis, welches gestatten würde, Verwitterung und Bodenbildung innerhalb eines rein klimamorphologischen Konzeptes zusammenzufassen.

Ebenso unzulässig ist es, die Bodenbildung einerseits wie die Verwitterung andererseits einfach als Funktion der klimaabhängigen Intensität der jeweiligen Prozesse oder auch des Alters hinzustellen. Das heutige Verwitterungsbild (noch vorhandene Primärsilikate sowie Neu- und Umbildungsprodukte) eines ferrallitischen Bodens kennzeichnet nicht ein Stadium innerhalb einer typisch ferrallitischen Verwitterung, sondern die Summe aller Verwitterungs- und Verlagerungsprozesse, die im Laufe der polygenetischen Entwicklung neben- und nacheinander gewirkt, sich gegenseitig beeinflußt bzw. auch rückgängig gemacht haben. Dies sei an folgenden Punkten exemplifiziert:

a) Die Verwitterung des Gesteins zum Saprolith wird, soweit sie in größeren Tiefenbereichen stattfindet, charakterisiert durch die Kaolinisierung der Feldspäte, die Auflösung und z.T. Kaolinisierung der Hornblenden, die Enteisenung von Biotiten und Chloriten und die Entstehung eines Fleckenmusters sowie die Kaolinisierung der Glimmer. Dieses für die von mir untersuchten Böden aus metamorphen Gesteinen des basement complexes charakteristische Bild verliert bei Einschluß weiterer Ausgangsgesteine seine Gültigkeit. Halloysit, Gibbsit, aber auch andere Aluminiumoxide sowie Allophane stellen neben (seltener ohne) Kaolinit einen mehr oder minder großen Anteil der Neubildungsprodukte, wo sich Insel-, Ketten- und Bändersilikate sowie calciumreiche Feldspäte wesentlich an der Zusammensetzung des Ausgangsgesteins beteiligen (s. 1.2). Hier entstehen also im Laufe der Primärverwitterung Neubildungen, die eigentlich als Endprodukte ferrallitischer Verwitterung betrachtet werden. Dieses Verwitterungsverhalten ließe sich hypothetisch erklären, wenn man annimmt, daß Kieselsäure eine größere Mobilität besitzt als Aluminium, d.h. im Lösungsund Reaktionsraum (nämlich den Frakturspalten der Feldspäte) entweder schneller inaktiviert oder schneller aus ihm heraustransportiert wird. Damit sämtliches Aluminium eines Primärsilikates in neugebildeten Kaolinit eingeht. muß also Kieselsäure im Überschuß vorliegen (K-Na-Feldspäte). Bei einem Si/Al-Verhältnis, das sich dem des Kaolinits annähert (z.B. Ca-Feldspat), bleibt dann zwangsläufig ungebundenes Aluminium übrig. Das Ausmaß der Kristallinität. aber auch die Differenzierung zwischen Halloysit und Kaolinit, scheint hauptsächlich durch die Geschwindigkeit der Lösungs- und Ausfällungsprozesse bestimmt. Über diesen Erklärungsversuch hinaus - z.B. in Richtung auf die von PÉCROT et al (1962) geforderte Charakterisierung des Ionenmilieus - können wir bisher leider nicht gehen, da eine solche Untersuchung genau an dem Ort ansetzen muß, wo nachweislich heute eine Neubildung stattfindet, d.h. in der Regel in der tiefliegenden Verwitterungsfront. Eine allgemeine Charakterisierung des gesamten Profils genügt nicht. Andererseits kann diese Untersuchung nur über die Gegenwart, nicht aber die Vergangenheit etwas aussagen.

b) Wo durch Abtragung frisches oder wenig zersetztes Gestein bzw. noch feldspatreicher Boden in Oberflächennähe gerät, wird die Kaolinitsynthese gestört (Ife f, b, a, Yei 1, Kagelu). Nicht nur geht die Tendenz zur Bildung grobkörniger Kaolinite zumindest aus größeren Feldspäten Verloren, sondern die Synthese scheint gänzlich oder örtlich unmöglich bzw. periodisch unterbrochen, und es kommt zur Anreicherung von Gibbsit. FÖLSTER und KALK (1967) schließen aus einem Vergleich der Silikatverwitterung in Lockersedimenten und Gesteinszersatz tropischer und gemäßigter Böden, daß außer möglicherweise zusätzlichen Faktoren eine gleichmäßige Durchfeuchtung Voraussetzung dafür ist, daß die polymerisationsfreudigen und immobilisierungsempfindlichen Partner, SiO_2 und Al_2O_3 , miteinander reagieren können. Diese Voraussetzung kann sowohl in einzelnen, in Lockersedimenten eingeschlossenen Gesteinsbrocken oder sogar groben Feldspäten wie im tiefgründigen Saprolith gegeben sein, fehlt aber meist in durchmischten bzw. episodischperiodisch austrocknenden Böden. Die Auswirkung der jährlich wiederkehrenden wie der episodisch zur Zeit der & -Phasen einsetzenden Austrocknung werden natürlich zur Savanne hin tiefer reichen. Hingewiesen sei hier auf die Profilsequenz Ife f, b, a und c einerseits und die Savannenprofile Yei 1 und Kagelu andererseits. Von Ife f bis Ife c nimmt das Ausmaß der Störung ab, damit aber auch die Wahrscheinlichkeit, daß sie noch heute anhält. Wir müssen gerade in Ife a damit rechnen, daß die anfängliche Störung der Kaolinitsynthese örtlich begrenzt war und folglich durch steigende Tonbildung (d.h. Durchfeuchtung) beseitigt wurde, während sie in b und natürlich f noch fortdauert. Gibbsit kann hier wie in Yei 1 und Kagelu also rezent und bzw. oder relikt sein.

c) Eine ähnliche Differenzierung der Verwitterungstendenz beobachtet man bei den Glimmern. Frakturierung und Bleichung mit Abnahme der Lichtbrechung sind alters- und intensitätsabhängige Verwitterungsprozesse, die unter allen Umständen durchlaufen werden. In den flachgründigeren Böden des Sudan gelangt die Glimmerverwitterung allem Anschein nach über dieses Stadium kaum hinaus (FÖLSTER, KALK, 1967), obwohl die geringe Zahl der untersuchten Profile keine sichere Verallgemeinerung erlaubt, und insbesondere eine partielle Auflösung wie bei Feldspäten nicht auszuschließen ist. Dagegen findet in den feuchten, tiefgründigeren Böden SW-Nigerias, insbesondere südlich der Wasserscheide, eine Kaolinisierung der Glimmer in größerem Umfange statt. Dieser der Feldspatverwitterung etwas nachlaufende Neubildungsprozeß scheint – ebenso wie die Feldspatkaolinisierung – pseudomorphe grobkörnige Kaolinite zu erzeugen, welche die äußere Gestalt des Glimmers beibehalten. In gleicher Weise wurden hornblenden-pseudomorphe Grobkaolinite beobachtet (A 6/6).

Die in oberflächennahen Bereichen von Böden der gemäßigten Breiten überwiegende Zerkleinerung der Glimmer in die Tonfraktion hinein bleibt hier unbedeutend; nur Spuren von Illit und Expandit (14-18 Å) lassen sich in Röntgendiagrammen großer Empfindlichkeit nachweisen. Die Ursache hierfür liegt in den letztgenannten Böden der bereits in größerer Tiefe vorweggelaufenen Kaolinisierung, in den Sudanböden dagegen teils in der geringen mechanischen Beanspruchung (fehlende Frosteinwirkung), teils in dem Einschluß der Glimmer in das quarzfreie Skelett. Fehlt diese schützende Umhüllung, oder werden wenig kaolinisierte, glimmerreiche Saprolithe im Pedimentationsverlauf in Oberflächennähe gebracht, können sich auch glimmerbürtige Tonminerale in wechselnden Anteilen an der Tonfraktion beteiligen. So wurde auf Glimmerschiefern in SW-Nigeria ein A3-Boden mineralogisch untersucht, der in der Tonfraktion zwischen 15 und 30 % Illit enthält (s. auch SCHEFFER, FÖLSTER, MEYER, 1960). Stärkere Beteiligung von DreischichtTonmineralen wird insbesondere von Böden aus pedogenen und äolischen Sedimenten der Sudanzone als charakteristisch angesehen und von französischen Pedologen in der taxonomischen Abgrenzung der sols ferrugineux tropicaux von den sols ferrallitiques berücksichtigt. Die illitreicheren Sedimente der nigerianischen Kreidelandschaft vererben ihre Dreischicht-Tonminerale jedoch auch auf die aus ihnen entstandenen ferrallitischen Böden (JUNGERIUS, 1964). Ähnliches trifft auch für den Kongo zu (FRIPIAT et al., 1954). Dadurch wird auch für die Glimmer das vereinfachte Schema eines von der Savannenzone zum immerfeuchten Regenwald hin linear ansteigende Kaolinisierungsabbaus durchlöchert.

d) Noch komplizierter werden die Verhältnisse in älteren Böden, wo durch noch häufigeren und einschneidenderen Klimawechsel und durch radikalere Veränderungen in der relativen Hangposition der untersuchten Profile im Laufe ihrer Bildungsgeschichte einerseits wie durch die stärkere Beteiligung lateraler Anreicherung andererseits eine Vielzahl sukzessiver Einzelprozesse am Entstehen des heutigen Zustandes beigetragen haben. Wohl das schwierigste Problem, das bei der Rekonstruktion der Verwitterungsgeschichte solcher zudem meist nur in isolierten Relikten vorhandenen Böden auftaucht, liegt in dem Nachweis fehlender oder stattgefundener Sekundärverwitterung des Kaolinit. Hierauf wurde bereits einleitend verwiesen (1.2). 194 -

8.2 TEXTURVERÄNDERNDE TEILPROZESSE

Durch die Saprolithisierung des Gesteins entsteht ein Verwitterungsprodukt, dessen Tongehalt je nach Ausgangsgestein und Vollständigkeit der Verwitterung variiert (Tongehalt 30-70 %). Der neugebildete Kaolinit liegt teils in feinkörniger, teils in grobkörniger Ausbildung vor. Abgesehen von der Größe der Ausgangs-Silikatminerale entscheidet hierüber anscheinend in erster Linie die Tiefe. d.h. die Oberflächennähe des Verwitterungsortes. Neubildungen in Oberflächennähe scheinen - soweit die Kaolinitsynthese nicht unterbunden ist - hauptsächlich feinkörnige Produkte hervorzubringen, während grobkörnige nur bei ungestörtem, gleichmäßigem Neubildungsvorgang in größerer Tiefe entstehen. Die Zerkleinerung dieser grobkörnigen, feldspat- oder glimmerbürtigen Kaolinite im Zuge der Bodenbildung hat einen bestimmenden Einfluß auf die heutige Korngrößenverteilung. Es ist schon deshalb bei dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis aussichtslos, ohne einen Überblick über die mineralogische Zusammensetzung zu einem Verständnis der texturellen Veränderungen des Saprolithen zu gelangen. Vollmineralogische Analysen sind allerdings so zeitaufwendig, daß sie bisher nur an einem Teil der Profile durchgeführt werden konnten. Soweit bleibende Unsicherheit über den Einfluß angedeuteter oder verschleierter Gesteinsinhomogenität es gestatten, konnten aus den vollmineralogisch untersuchten Profilen die Wirksamkeit folgender texturverändernder pedogenetischer Teilprozesse erkannt werden:

a) <u>Tonneubildung:</u> In Böden mit tiefliegender Verwitterungsfront trägt ein allmählicher, quantitativ nur annäherungsweise erfaßbarer Glimmerabbau zu einer Texturverschiebung im Bodenbereich bei. Nur wo Verwitterungsfront und Bodenbildung koinzidieren - wie in den tiefgründig ausgeräumten Böden Ife f und b sowie den Böden des Savannabereiches wird die von unten nach oben fortschreitende Feldspatkaolinisierung zum texturbestimmenden Element.

b) Zerkleinerung grober Kaolinite: Dieser Prozeß, der in den Sudanprofilen wie in Ife b wegen fehlender oder geringer Mengen solcher Minerale keinen Ansatzpunkt findet, zeigt in den tiefgründigen Profilen eine deutliche Abhängigkeit von der Vernässungsneigung des Bodens (siehe z.B. A4). Allerdings gestattet das ausgewertete Material - z.T. wegen der nicht immer ausreichenden Tiefe des Aufschlusses, z.T. wegen der nur angenäherten Ansprache des Ausgangsgesteins keinen detaillierten quantitativen Vergleich.

c) Die <u>selektive Anreicherung von Grobsand</u> (>1 mm, untergeordnet 0,5-1 mm) beruht auf der einseitigen Entnahme von Feinboden. Da die untere Korngrößengrenze ziemlich genau mit der Maximalgrenze der Transportfähigkeit durch Termiten zusammenfällt (NYE, 1955), bietet sich dieser zoogene Prozeß als plausible und zugleich einzige Erklärung an. FÖLSTER und LADEINDE (1967, s. auch Abschn. 3.1) haben entsprechendes an Schuttkörpern nachgewiesen.

Der Umfang dieser Anreicherung ist z.T. erheblich. Ausgehend von einem geschätzten Original-Grobsandgehalt wurden Anreicherungsquotient, Menge des extrahierten Feinmaterials und ihr Äquivalent in Zentimeterauflage berechnet (siehe Methodik, 5.7). Diese Werte sind zusammen mit Angaben über Tiefenwirkung und Mächtigkeit der Schuttauflage in Tab. 10 zusammengefaßt. Sie müssen als Näherungswerte betrachtet werden. Einzelwerte mögen wegen abweichender Gesteinstextur (Grobquarz) der obersten Horizonte stark verfälscht sein. Da die morphologischen bzw. Probenahmehorizonte sehr unter-

Tab. 10:Tiefe, Intensität und Menge selektiver Feinboden-
entnahme durch Termiten in Abhängigkeit vom
Bodenalteruder Mächtigkeit der Schuttdecke
(s. Methodik, 5.7)

| Schutt cm | | | Tiefe Feinboder von Obe Ho-Hor. | e de r hentnahme erfläche Schutt | Anreiche- rungs- quotient | kg Feinboden extrahiert pro m ² | = entsprech cm Auflage |
|--------------|-----|----|--|--|---------------------------------|---|---------------------------------|
| <u>A3-</u> | Böð | en | | | | | |
| Ife | а | | 25 | 25 | 1.5 | 122 | 3.1 |
| Ife | b | 30 | 25(50)+ | 55(80)+ | 2.0(1.2)+ | 292 | 19.5 |
| Ife | с | 20 | 30(60) | 50(80) | 3.0(1.2) | 805 | 54.0 |
| Å 7 | Ъ | - | - | | - | - | - |
| A2-1 | Böd | en | | | | | |
| A 4 | a | - | 90(130) | 90(130) | 4.7(2.0) | 3466 | 231.0 |
| À 4 | b | - | 50(110) | 50(110) | 2.1(1.2) | 786 | 52.0 |
| A 4 | с | 20 | 105 | 125 | 2.6(1.9 | 1256 | 84.0 |
| À 4 | d | - | ? | ? | ? | ? | ? |
| A 6 | а | 25 | 50(85) | 75(110) | 2.8(1.3) | 1454 | 97.0 |
| A 6 | Ъ | - | 50 | 50 | 2.1 | 793 | 53.0 |
| A 6 | с | 35 | 45 | 80 | 1.8 | 358 | 24.0 |
| A 7 | а | 40 | 30 | 70 | 1.3 | (120)++ | (8.0)++ |
| A 7 | с | 60 | 30 | 90 | 1.2 | (96)++ | (6.0)++ |
| A1- | Bod | en | | |) | | |
| Iba- dan | E | 45 | 65 | 110 | 2.2(1.9) | 837 | 56.0 |

+ In Klammern: Entsprechende Werte in (Anreicherungsquotient) oder einschließlich der untersten Grenzhorizonte mit nur schwacher Grobsandanreicherung.

++ In Klammern: Berechnung beruht auf geschätztem Volumengewicht.

schiedliche Mächtigkeit aufweisen, bringen die Tiefenangaben die wirkliche Tiefenauswirkung dieses Prozesses nicht sehr genau zum Ausdruck. Aus demselben Grund stellt der Anreicherungsquotient keinen guten Vergleichswert dar.

Die extrahierten Feinbodenmengen und die Tiefenwirkung zeigen innerhalb der Gruppen gleichalter Böden erhebliche Schwankungen. Diese können z.T. zweifellos mit der Mächtigkeit der Schuttauflage in Beziehung gebracht werden (siehe insbesondere die Gruppe der A2-Böden), z.T. resultieren sie zweifellos aus der kleinräumig sehr unterschiedlich starken Aktivität der Termiten. Für einen notwen digen statistischen Vergleich der Böden unterschiedlichen Alters reicht die Zahl der untersuchten A3- und A1-Böden nicht aus. Die Tendenz einer mit dem Alter zunehmenden Tiefen- und Massenwirkung kommt – gerade unter Berücksichtigung der Schuttauflage – jedoch deutlich heraus.

Keinerlei Beziehung zu Alter und Pedisedimentauflage würde sich ergeben, wenn man unter Berücksichtigung der Feinmaterialdecken die Tiefenwirkung auf die heutige Oberfläche beziehen würde. Dies scheint ursächlich verknüpft mit der Beobachtung, daß der beeinflußte Bodenbereich weitaus tiefer liegt, als der unter heutigen Klimaverhältnissen der Regenwaldzone feststellbare Tätigkeitsbereich der Termiten, der 50 cm kaum übersteigt (GHILAROW, 1962). In den trockenen Savannengebieten dagegen, in denen man ja eine Zunahme von Größe und Häufigkeit der Termitenhügel (insbesondere durch Makrotermes) beobachtet (HARRIS, 1961), zwingt die notwendige Aufrechterhaltung ausreichender Feuchtigkeit zu grö-Berem Tiefgang, d.h. den Antransport feuchteren Bodenmaterials aus größeren Tiefen. Sie erklärt die in diesem Klimabereich anscheinend mächtigeren (50-60 cm) zoogenen Auflagen, die von Sedimentation unbeeinflußt selbst auf Kuppenlagen

angetroffen werden. Es liegt deshalb nahe anzunehmen, daß auch die in den Regenwaldböden festzustellende Tiefenwirkung der Termiten während trockenerer Zeitabschnitte erfolgte, d.h. während der instabilen α -Phasen.

Die während A2 « geschaffenen Oberflächen waren zunächst frei von Hillwash. Der Saprolith trat an die Oberfläche oder wurde von Schutt bedeckt. Nur auf ihnen wirkte sich die aus klimatischen Gründen tiefer-gehende Tätigkeit der Termiten aus, wobei weitergehende Anpassungen an den damaligen Wasserhaushalt der Standorte wie auch die Begrenzung der Termitentätigkeit durch mächtigere Schuttauflagen nahe liegen und die kleinräumigen Schwankungen erklären.

Das geförderte Material blieb nicht, oder zumindest nicht lange, auf der Oberfläche, sondern wurde lateral verlagert und bildete somit eine der Quellen der während dieser Phase örtlich angereicherten Feinsediment-Decken. Auch eine mehrfache Umverlagerung muß in Betracht gezogen werden. Mit dem Wechsel zu geomorphologisch und vegetationsmäßig stabileren. d.h. ökologisch feuchteren Verhältnissen verflachte sich die Tiefentätigkeit der Termiten, und das geförderte Material wurde als Ganzes nur noch über geringe Distanz verschleppt, wobei Tonsubstanz verlorenging. Auf dem Hillwash der A2 & - Phase beginnt also die sichtbare zoogene Texturveränderung erst mit A2 β , der feuchten Bodenbildungsphase, im Saprolithen dagegen bereits während A2x . Im ersteren Substrat bewirkt sie eine Tonverarmung, die von den Termiten nur indirekt ausgelöst wird, im letzteren dagegen eine Anreicherung grober Korngrößen. Daß die Selektion der Korngröße tatsächlich erst bei annähernd 1 mm beginnt, haben Untersuchungen von HESSE (zit. in HARRIS, 1961) und NYE (1955) gezeigt.

Während $A_{3\alpha}$ wird sich in geringerem Umfang ein entsprechender Prozeß abgespielt haben, der sich in den jungen Profilen von Ife b und c ja auch erkennen läßt, und der in den älteren Böden den Effekt der A2-Trockenphase verstärkte. Die offensichtliche Frage, ob er sich in ähnlicher Weise auf mächtigeren feinkörnigen Sedimenten der A2-Phase auswirkte, kann jedenfalls für viele Vorkommen verneint werden. Vielleicht waren diese selbst unter gegenwärtigen Klimabedingungen als ökologisch relativ trocken geltenden Standorte während dieser Zeit von Termiten kaum besiedelt. Es liegen bislang jedoch kaum eingehendere Untersuchungen vor, und außerdem gibt es beim Hillwash Formen vertikaler und horizontaler Texturveränderungen, deren Ursprung noch vollkommen ungeklärt sind (FÖLSTER, 1969, FÖLSTER und LADEINDE, 1967).

Wie Tab. 10 zeigt, sind die geförderten Feinmaterialmengen bzw. die ihnen entsprechenden Mächtigkeiten von Feinboden-Auflagen beträchtlich. Daß sie heute nicht mehr über den Herkunftsböden liegen, gibt der Deutung Gewicht, daß sich diese Feinmaterialverarmung während der « -Phasen vollzog. Vor allem aber würde dieser pedogenetische Prozeß - unseres Wissens bislang der einzige, der während der «-Phasen ablief - eine sehr plausible Erklärung für die Herkunft der feinkörnigen Pedisedimente liefern und damit ein heute noch viel umstrittenes Problem der Lösung näher bringen (siehe Abschn. 2.2.1). Zweifellos würde diese Deutung beinhalten, daß die Homogenisierungshorizonte bereits während der a-Phasen zumindest vorgebildet wurden. Da in ihnen während dieser Zeit im Normalfall ein. Saprolithgefüge vorlag, brachte die Entnahme von Feinmaterial zweifellos ebenfalls eine Anreicherung von eisenreichem Skelett mit sich. Abgesehen von der damit möglichen Verfälschung, z.B. durch die

bevorzugte Assoziation grober Quarze mit Biotitlamellen, dürfte sich hierdurch auch die auffällige Anreicherung von Gesamteisen im Bodenbereich jedenfalls zum Teil erklären.

d) Tonverlagerung: Die unter a-c genannten Einflüsse lassen sich rechnerisch (Methodik 5.7) annäherungsweise ausgleichen. Diese korrigierten Tonwerte sind sehr viel ausgeglichener, ihre Auswertungsmöglichkeit wird jedoch durch Gesteinsinhomogenität erschwert bzw. beeinträchtigt. Markante Inhomogenitäten erscheinen so in Ife b (8), A4d (3), A6c (17) und a (6), weniger gravierende aber wegen des geringeren Verwitterungsgrades leichter feststellbare auch in Mundri und Yei 1. Der bei diesem Ausgangsgestein zu erwartende kleinräumige Wechsel im Silikatgehalt und damit dem Tonbildungspotential scheint sich generell in den jungen Böden (Ife a, b, A7b) auch in einer recht unregelmäßigen Tonverteilung widerzuspiegeln, während mit zunehmendem Bodenalter die Tonkurve regelmäßiger wird. Nur Ife c - also das relativ feuchteste unter den A3-Böden - zeigt ein deutliches Tonmaximum im D-Horizont.

Ein Vergleich der A2-Böden bringt zwei Beziehungen der Tonverteilung zum Ausdruck: Einmal verstärkt sich das Tonmaximum mit abnehmendem Tongehalt. Dies ist sehr deutlich in den Sequenzen A4 und A7. Zum anderen scheint mit zunehmender Mächtigkeit der Schuttauflage die Tonkurve ausgeglichener zu werden. Die Tongehalte der obersten Horizonte gleichen sich dem der angrenzenden Horizonte an oder übertreffen sie (siehe A7, a und c, Yei 1, Ibadan E). Diese Beobachtungen scheinen doch die Annahme zu rechtfertigen, <u>daß das überwiegende Tonmaximum in den D-Horizonten durch vertikale</u> <u>Tonwanderung über größere Distanz verursacht wird</u>. Eine solche <u>Tonwanderung würde durch tonärmere, bzw. besser grob</u>sandreicheres Material generell begünstigt, und ihr sichtbarer Effekt würde mit dem Bodenalter zunehmen. Der mögliche Tonverlust im Ho-Horizont könnte durch Toneinwanderung aus dem hangenden Schutt um so eher kompensiert werden, je mächtiger diese Schuttdecke ist. Innerhalb eines Solums würden Horizontunterschiede im Tongehalt allmählich abgeschwächt werden, da tonreichere Horizonte relativ mehr Ton verlieren.⁺⁾

Mikromorphologische Beobachtungen stützten diese Deutung zum Teil. So besteht insbesondere in der Sequenz A4 eine enge Korrelation zwischen der Ausbildung des Tonmaximums und der Häufigkeit gröberer Fließton-Kutanen. In A7a läßt sich die Herkunft des Fließtons im D-Horizont aus dem Ho-Horizont an der Färbung des Materials erkennen, während in A4c und den Profilen von A6 die hydromorphe Feinfleckung in Matrix und Kutanen eine solche Ableitung verbietet. Denn wie bereits früher erwähnt, fehlt es in den aus Saprolith entwickelten Böden keineswegs an orientierten Tonansammlungen, die sich allein aus örtlich begrenzter Tonbewegung ableiten (STOOPS, 1968). Schon die jungen Böden (Ife a und b) und selbst der frische Zersatz von Ife f sind relativ reich an solchen Erscheinungen. Sehr feine Fließstrukturen (< 10 µm) sind bereits im Saprolith fester Bestandteil der Gefügeformen (s. Abschn. 4.1). Sie deuten auf die außerordentliche Mobilität des neugebildeten feinkörnigen Kaolinit. Wo in tiefgründig gekappten oder generell flachgründigen Böden die Kaolinisierung im Boden bereits weiterläuft und anscheinend vorwiegend nur feinkörniger Kaolinit gebildet wird (s. Abschn. 8.1), kommt es -

⁺⁾ Diese Aussage gilt nur für Horizonte aus Saprolith; in ihnen korrelieren Tongehalte mit Ausgangs-Silikatgehalten und dem durch Lösungsverwitterung geschaffenen Porenvolumen. Tonreichere Horizonte würden also nicht zwangsläufig die Tonwanderung beeinträchtigen.

möglicherweise im Zuge pulsierender Wassersättigung - zu sehr viel größeren Ansammlungen von bewegtem Ton (10-150 µm). Ife f, a und b ließen doch erkennen, daß es sich nicht um Einwanderungen aus höheren Horizonten handeln konnte. Dies Nebeneinander von aus Fern- und Nahtransport resultierenden Fließton-Kutanen zwingt deshalb zur vorsichtigen Interpretation.

An der AKe des Gesamtbodens von 3-6 mval/100 g sind in den A3- und A2-Böden Calcium und Magnesium zu 70-90 % beteiligt. Aluminium kommt in stärkerem Umfang nur in Ife b (50 %) und im Ho-Horizont von Ibadan E (30 %) vor. Eine Korrelation des heutigen Basensättigungszustandes der untersuchten Böden zum vermutlichen Ausmaß der Tonverlagerung, wie sie in Analogie zu den lessivierten Böden der gemäßigten Breiten nahegelegt wird, besteht also nicht.

8.3 EISENDYNAMIK

Normal ausgebildete Saprolithe der Bänder- und Granit-Gneise besitzen zwischen 15 und 35 % widerständiges quarzfreies Skelett (mit etwa 10-16 % Fe_2O_3). Die Werte sind methodenrelativ (s. Abschn. 5.3) Abweichungen nach oben werden hervorgerufen durch eine Häufung ferromagnesischer Bänder (höhere Skelett- und Fe_2O_3 -Werte) im Horizont oder Gesamtprofil (s. A7b, A 6/6, Ab. 7c/279), oder durch Einschluß größerer, hellerer Quarz- oder feldspatogener Bezirke (hoher Skelett-, niedriger Fe_2O_3 -Gehalt). Abweichungen nach unten sind bedingt durch außergewöhnlich lockere und deshalb wenig widerstandsfähige Flecken (A 6/16, Ibadan E), bzw. in Grundwassernähe durch Überwiegen diffuser Eisenverteilung (wenige Fleckenkerne mit hohen Fe_20_3 -Gehalten, s. A 4/7, 4/12). Wie im Bereich textureller Veränderungen erschweren die Gesteinsinhomogenitäten die bilanzmäßige Betrachtung der Eisendynamik. Dennoch läßt sich der gegenwärtige Stand der Eisenverteilung in den ferrallitischen Böden auf drei Grundprozesse zurückführen:

a) Lokale Differenzierung

Sie umfaßt den Abbau des quarzfreien Skeletts durch mechanische Beanspruchung, d.h. Spaltung oder randliche Abtrennung von Fragmenten durch Trockenrisse und Feinwurzelgänge, sowie innere und randliche Auflösung. Zerkleinerung, Isolierung von Fragmenten und Splittern sowie Wiederausscheidung aufgelösten Eisens führt zur Vergrößerung des Eisengehaltes im Feinboden generell wie im Ton speziell. Der Skelettabbau ist besonders stark in manchen Ho-Horizonten. In A3-Böden sowie gut dränenden A2-Böden beschränkt sich der sichtbare Abbau auf den Ho-Horizont, sonst beginnt er schon recht auffällig im D-Horizont. Die sich abrundenden Fleckenreste (I-II-III) werden als Pseudokonkretionen bezeichnet, da sie trotz u.U. sogar sehr guter Abrundung deutlich residuellen Charakter zu erkennen geben. Eine mögliche Beziehung zur Fleckung im Saprolith haben bereits ANDERSON (1956) und VINE (1949), definitiver dann FÖLSTER (1964a), MOSHREFI (1965) und STOOPS (1967) erkannt. Die Interaktion von Auflösung des Eisens einerseits und konkretionärer Einlagerung von Eisen in Form goethitischer Ausfüllungen oder Auskleidungen innerer Hohlräume oder Randräume (IIg, IIIg) fehlt allerdings selbst in relativ wenig feuchten Profilen selten. Sie wie der ebenfalls durch Goethit sehr stark bewirkte Anstieg des Toneisens zeigen, in welchem Umfang Auflösung und Wiederausscheidung an dieser lokalen Differenzierung beteiligt sind.

b) Vertikale Differenzierung

In allen Böden steigt das Gesamteisen vom Saprolith zum Boden hin an. Hierfür bieten sich drei Erklärungen an:

- i Die Verarmung an Feinboden durch Termiten. Da diese im frühen Stadium der Bodenbildung (für A2-Böden während A2 a) erfolgt, wird vornehmlich eisenarmes Material extrahiert, Flecken dagegen angereichert.
- ii Unvollständige Abtragung der alten Bodendecke, wodurch D-Horizonte mit Eisenmaxima an die Oberfläche treten und zu Ho-Horizonten umgebildet werden. Trotz der nachfolgenden Veränderungen, welche die morphologische Diagnose verhindern, würde das Eisenmaximum nur sehr langsam abgebaut werden.
- iii Laterale Verlagerung des Eisens.

Die zweite Erklärung mag hier und da zutreffen, ist aber aus der heutigen Profilmorphologie schwer oder gar nicht abzuleiten. Der Einfluß lateraler Anreicherung steigert sich hangabwärts und kann sich in unterschiedlicher Tiefe auswirken (siehe unten). Die Eisenanreicherung durch Entnahme von Feinmaterial dagegen müßte sich ausschließlich auf die Ho- und Ho/D-Horizonte beschränken. Ein Vergleich der wirklichen Eisenverteilung zeigt jedoch gerade unter größerer Schuttdecke bzw. bei geringerer Grobsandanreicherung höchste Eisengehalte im Ho-Horizont (A7a und c). Daß in den untersuchten Profilen die Eisenmaxima vorzugsweise in den D-Horizonten liegen, rechtfertigt die Annahme, daß das während der lokalen Differenzierung aufgelöste Eisen verstärkt auch vertikal - aus dem Ho- in den D-Horizont verlagert wird. Dafür spricht ebenfalls, daß in D-Horizonten junger Böden, speziell A7b, Ife a, die Diffusionsfleckung der sichtbaren An- und Auflösung von Flecken vorauseilt. <u>In der A4-Sequenz verstärkt sich diese Eisenver-</u> <u>lagerung in den D-Horizont mit der Vergröberung der Textur</u>, <u>läuft also parallel der Ausbildung von Tonmaxima</u>. Sie dürfte aber auch in den Profilen abgelaufen sein, in denen das Gesamteisen bis in den Ho-Horizont ansteigt (A7a und c, Ibadan E, Yei 1, Kagelu). Da hier der autochthone Profilteil von dickeren, eisenreichen Schuttschichten überlagert wird, kann <u>die Eisenabfuhr aus dem Ho-Horizont durch ent-</u> <u>sprechende Einfuhr aus dem Schutt ganz oder teilweise aus-</u> <u>geglichen sein.</u> Hierin liegt also eine weitere Analogie zur Tonverlagerung.

c) Laterale Differenzierung

Lokale und vertikale Differenzierung werden überlagert durch die Wirkung lateraler Differenzierung, die sich in hangabwärts steigenden Eisengehalten ausdrückt und ein in allen Regionen auffälliges und regelmäßig wiederkehrendes Phämomen darstellt. Die lokale Differenzierung wird insofern beeinflußt, als mit dem zusätzlichen Angebot an eintransportiertem Eisen der Anteil konkretionärer Ausscheidungsprozesse an Bedeutung gewinnt, ohne allerdings die lokalen Auflösungs- und Ausscheidungsvorgänge dadurch abzuschwächen. Das Eisen reichert sich parallel oder sukzessiv in zwei Formen an: Einmal als verstärkte Einlagerung oder Anlagerung von Goethit in/an Pseudokonkretionen (II+IIIg+G). Da in Auflösung oder Abrundung begriffene Diffusionsflecken in diesen Vorgang mit einbezogen werden, kann die Zahl der Pseudokonkretionen effektiv nach oben hin ansteigen, zum Teil sogar sehr stark (Kagelu, Yei 1, A4d, A7c). Zum anderen treten in der Matrix diffuse Goethitflecken in mehr oder minder enger Verbindung mit roten Feinflecken auf. Intensivierung dieser Ausscheidungsform geht in Richtung auf
selbständige große Goethitkonkretionen (G1) oder/und auf eine Zementierung der Interpseudokonkretions-Matrix (G3). Die Zone maximaler lateraler Eisenbewegung und Eisenanreicherung kann eng oder weit auseinandergezogen sein (s. Vergleich Yei 1, Kagelu-Asejire), sie kann ausgesprochen oberflächennah liegen oder tief im D-Horizont. Die laterale Differenzierung wird dementsprechend die Wirkung vertikaler Differenzierung akzentuieren, aufheben oder ins Gegenteil verkehren. Berücksichtigt man die mögliche Störung durch Gesteinsinhomogenitäten, Skelettanreicherung durch selektive Entnahme eisenarmen Feinbodens, Eiseneinwanderung aus dem Schutt sowie unvollständige Abtragung. so scheint allerdings jeder Versuch aussichtslos zu sein, das gegenwärtige Verteilungsmuster des Eisens nach vertikaler und lateraler Differenzierung quantitativ aufzuschlüsseln.

8.4 VERTEILUNG VON HÄMATIT UND GOETHIT

Die Kristallformen des in Matrix, Konkretionen, Pseudokonkretionen und Kruste ausgeschiedenen Eisenoxids wurden bereits von MOSHREFI (1965) durch kombinierte morphologische, röntgenographische und differential-thermoanalytische Verfahren anhand der beschriebenen Sudanböden untersucht. Diese wie die auf die Böden SW-Nigerias ausgedehnten Untersuchungen ergaben folgendes Bild:

a) Die typische Kristallform des Eisenoxids in den saprolithischen Flecken ist Hämatit. Hierbei handelt es sich um einmalige, im Laufe der Primärverwitterung entstandene und später stabile Ausscheidungen, die erst im Zuge der Bodenbildung wieder verändert werden. Primäre Erstausscheidungen in Goethitform beschränken sich auf Gesteinsverwitterung innerhalb der in Abb. 46 als Zone episodisch-periodischer Wassersättigung bezeichneten Bodendecke, und zwar hier vorwiegend im D-Horizont.

b) Innerhalb dieser Zone kristallisiert das aus der lokalen, vertikalen und lateralen Differenzierung stammende Eisenoxid entweder als Hämatit (geschlossene orangerote Diffusionsflecken bzw. mit steigender Feuchtigkeit orangerote Feinfleckung⁺⁾ und Wandimprägnationen) oder als <u>Goethit</u> (diffuse Flecken, Wandimprägnationen, Ein- und Anlagerungen etc.). <u>Das Verhältnis der beiden verschiebt sich zugunsten</u> <u>des letzteren mit zunehmender Feuchte sowie mit der in</u> <u>gleicher Richtung zunehmenden vertikalen und lateralen</u> <u>Anreicherung</u>. Unter solchen Bedingungen wird die Auflösung ebenfalls intensiviert, was zu einem überproportionalen Anstieg von Goethit führt. Es fehlen jedoch weder Goethit in relativ gut dränenden noch Hämatit in feuchten Böden.

Da Goethit im Regelfall als ein Neubildungsprodukt angesehen werden muß, vermittelt sein Anteil im Boden einen groben Einblick in den Umfang lokaler, vertikaler und lateraler Differenzierung, der allerdings dadurch in seinem quantitativen Aspekt stark eingeschränkt wird, daß dieser Goethit wie auch der Hämatit in Diffusionsflecken ein Differenzierungsprodukt mit vielfacher Auflösungs- und Wiederausscheidungsgeschichte sein kann. Die Bedeutung der Unterscheidung der beiden Kristallformen liegt deshalb ebenso sehr in der Information, die heute noch nicht voll ausgeschöpft werden

⁺⁾ Wie bereits in Abschn. 5.6 erläutert, scheint sich der Anteil amorpher Eisenoxide in den Diffusionsflecken in engen Grenzen zu halten. Cb dies jedoch ebenfalls für die hydromorphe, diffuse Feinfleckung zutrifft, muß vorläufig offenbleiben.

kann, da die Unterschiede in den Kristallisationsbedingungen nicht hinreichend bekannt sind. Ausgehend in erster Linie von dem amorphen wässerigen Eisen-III-Oxid haben SCHELLMANN (1959) und SCHWERTMANN (1959) bei pt-Bedingungen des Bodens den Einfluß verschiedener Anionen und Kationen sowie pH-Werte auf die entstehende Kristallform untersucht. Unter Laborbedingungen üben alle drei Faktoren einen Einfluß aus, doch das einzige Ergebnis, welches mit der wirklichen Hä:Goe-Verteilung in ferrallitischen Böden korrelierte, war die Feststellung, daß CO₂ die Goethitkristallisation begünstigte.

Jüngere Versuche SCHWERTMANNS (SCHWERTMANN et al., 1968) deuten nun allerdings die Möglichkeit an, daß auch organische Substanzen eine dem CO₂ ähnliche Wirkung haben können. Dies eröffnet insofern eine interessante Perspektive, als insbesondere seit den Arbeiten von MAIGNIEN (1956, 1958) und D'HOORE (1954) die Vorstellung Fuß gefaßt hat, daß der laterale Transport des Eisens am Hang nur in relativ stabiler Chelatbindung denkbar sei. Dies würde unter Umständen auch gelten, wenn man nicht an einen durchgängigen, sondern an einen schrittweisen, durch wiederholte Ausfällungen unterbrochenen Transport denkt. Hier beginnt jedoch der Bereich der Spekulation, da unsere Kenntnis der Durchfeuchtungs- und Redox-Verhältnisse nicht gestattet zu entscheiden, ob nicht auch episodische Verlagerung zweiwertiger Eisenionen möglich ist.

8.5 VERSUCH EINER HYDROLOGISCHEN DEUTUNG

Aus der Tatsache, daß sich selbst bei tiefgründigem Saprolith Eisen oberflächennah hangparallel verlagert, muß man auf die Existenz eines oberflächennahen Hangwasserstroms schließen. Untersuchungen über den jahreszeitlichen Feuchtegang und die Wasserbewegung in vergleichbaren Böden und Klimaräumen sind mir nicht bekannt. Man weiß jedoch, daß die hier behandelten Böden trotz ihres hohen Tongehaltes in der Regel auch größere Niederschlagsmengen schnell aufzunehmen vermögen und während der Regenzeit in den oberen Dezimetern zumindest episodisch so naß sein können, daß beim frischen Anstich fließendes Wasser auftritt (vgl. NYE, 1954). Diese Beobachtungen deuten daraufhin, daß die vertikale Ableitung des Sickerwassers relativ gehemmt ist.

Die vorgelegten Ergebnisse der Porenverteilung liefern hierzu folgende Informationen: Das nach oben abnehmende oder gleichbleibende Porenvolumen liegt zwischen 40 und 50 % mit einem Feinporen-Anteil (pr > 3,9) zwischen 23 und 33 %, das mit der Tonverteilung nicht oder nur schwach korreliert. Die aufflälligste Veränderung im Bodenbereich bezieht sich auf mittlere (p_F 2-3,9) und grobe ($p_F < 2$) Poren. Mit Ausnahme von Ife a und b, die einen außergewöhnlich großen Grobporenraum besitzen, sowie von A6c (sehr geringes Porenvolumen) steigt der Grobporenanteil von 3-9 % im Saprolith, auf 10-23 % im Ho-Horizont. Der Anstieg liegt meist im Hound Ho/D-Horizont, in A4c, 4a und A6a - bedingt wohl durch stärkere Durchwurzelung - auch schon im D-Horizont. Selektive Anreicherung grober Quarze, geringerer Tongehalt, Durchwurzelung und Grabgänge dürften diese Veränderung erklären. Gleichzeitig sinkt der Anteil mittlerer Poren $(p_{\rm F})$ Saprolith: (11) 15-21 % auf 2-3,9) von

| Saprorren: | (11) | 12-51 | % aui | |
|--------------|------|-------|--------|----|
| D-Horizont: | | 5-12 | % auf | |
| Ho-Horizont: | | 3-8 | (11) % | 6. |

Ausnahme sind Ibadan mit bereits im S-Horizont niedrigem Mittelporen-Volumen und Ife a, in dem gleichzeitig mit dem Gesamtporenvolumen sich die groben Poren nach oben verringern. Der Abfall des Mittelporen-Volumens geht meist zugunsten grober, in Ife b und c und A6c (17 und 16) auch zugunsten feiner Poren, wird aber in A6b, A4a und b jedenfalls zusätzlich durch eine Abnahme des Gesamtporenvolumens aufgefangen.

Hieraus läßt sich das folgende hypothetische Modell der Wasserbewegung ableiten (Abb. 46):

Die Beschaffenheit der Oberfläche (Krümelstruktur unter Vegetation), die Überlagerung mit oft sandigeren Pedisedimenten sowie der höhere Anteil grober Poren in Ho- und Ho/ D-Horizont gestatten eine schnelle Aufnahme des währendder Regenzeit in unregelmäßigen aber häufig stärkeren Schauern fallenden Niederschlagswassers, die episodisch zur hochgradigen Erfüllung des Porenraumes führt. Der Saprolith and ererseits wird charakterisiert durch einen viel ausgeglicheneren Feuchtegang mit Wasserspannungen, die im Bereich unvollständiger Sättigung liegen, da aus den die Verwitterung (Kaolinisierung) wie die Fleckenentstehung bedingenden Beziehungen (s. Abschn. 4.1) eine gleichmäßige Durchfeuchtung einerseits und eine ausreichende Durchlüftung andererseits gefolgert werden muß. Wasser wird im Saprolith also ausschließlich im ungesättigten Porenraum bewegt. Da sich der Anteil mittlerer Poren in den Boden hinein verengt, liegt hier zweifellos ein Engpaß vor, der die Einschleusung des Überschußwassers aus dem Homogenisierungshorizont in den Saprolith verlangsamt. Auch der Gravitationswasserbewegung wird durch die Verengung des Grobporenvolumens eine Grenze gesetzt. Luftkompression als weiterer hemmender Faktor kann nicht außer Betracht gelassen werden.

| Ho S - III III III III III III III I |
|--|
| Kapillarsaum |
| Zone periodisch - und "unsaturated flow" (Saprolith) episodischer Wassersättigung mit lateralem Sickerwasser im Ho-Horizont. |
| |
| Abb. 46: Modell der Wasserbewegung in ferrallitischen Böden |
| Diese im Verhältnis zum Wasserangebot mehr oder minder |
| stark gehemmte Wasserleitfähigkeit bewirkt, |

- 211 -

i - <u>daß unterhalb des episodisch hochgradig gesättigten</u> <u>Ho- und Ho/D-Horizontes stärkere Wassersättigung auf</u> <u>eine geringmächtige Zone beschränkt ist, die dem D-</u> <u>Horizont entspricht, und</u> ii - daß trotz gleichzeitigen Verbrauches von Evapotranspirationswasser <u>die hohe Sättigung in der Bodendecke</u> <u>lange genug anhält, um einen lateralen Sickerwasser-</u> strom zu ermöglichen.

Ho- und D-Horizont werden deshalb in Abb. 46 als Zone episodisch-periodischer Erfüllung des Porenraumes angesprochen. Da Grad und Dauer dieser Sättigung hangabwärts steigen, vertieft sich in gleicher Richtung auch der Diffusionshorizont, soweit dem nicht durch die Existenz eines permanenten Grundwasserspiegels ein Riegel vorgeschoben wird. Ein entsprechender Einfluß wird sich natürlich auch auf die geringeren jahreszeitlichen Sättigungsschwankungen des Saprolithen auswirken und damit die in Abschn. 4.1 besprochenen Unterschiede der Schärfe und Verteilung der Flecken bedingen.

Andererseits <u>sind Ho- und Ho/D-Horizont</u> natürlich auch die <u>Zone größten Wasserverbrauches und trocknen zumindest wäh-</u> <u>rend der Trockenzeit aus, wobei der Ho-Horizont dem D-Hori-</u> <u>zont vorwegeilen dürfte</u>. Wie weit diese Austrocknung hinunterreicht und wie intensiv sie ist, bleibt ungewiß. Man beobachtet jedoch in den D-Horizonten Spaltensysteme, die eigentlich nur als Schrumpfrisse gedeutet werden können, aber mit Fließton gefüllt sind bzw. solche Wandbeläge oder Wandimprägnationen von Eisenoxid (gelb oder rot) besitzen. Es besteht natürlich die Möglichkeit, daß dies Relikte aus α -Phasen sind, in denen die episodisch-periodische Austrocknung tiefer reichte.

Bei mächtigerer Überlagerung durch eine Schuttdecke kann das Modell (Abb. 46) insofern abgewandelt werden, als das hangparallele Sickerwasser vorwiegend im Schuttkörper fließt. Insbesondere bei groben Schuttkörpern bzw. bei sandiger Textur der Schuttmatrix Übernimmt die Grenzfläche zu dem - 213 -

dann grobporenärmeren autochthonen Material die Funktion einer Hemmschicht, in deren Bereich die Eisenakkumulation ansetzt.

Das in Abb. 46 vorgeschlagene hydrologische Modell scheint durch die Verteilung des Gesamtmangans bestätigt zu werden. Mangan wird wie Eisen hangparallel verlagert und reichert sich hangabwärts an. Die Verteilung im Einzelprofil weicht von der des Eisens insofern ab, als Maximalwerte stets in Ho- bzw. Ho/D-Horizonten, die Minimalwerte in D- bzw. D/S-Horizonten liegen. Abgesehen von Grundwasserhorizonten scheint der Saprolith dagegen einen höheren, z.T. sehr viel höheren Mangangehalt zu besitzen. Von fünf grundwasserfreien A2-Profilen, in denen der Saprolith aufgeschlossen war, lag der Mangangehalt im Saprolith von vier Profilen 3- bis 4-fach höher als im D- bzw. D/S-Horizont, wobei in A4a + b der oberste von zwei untersuchten S-Horizonten wegen partieller Veränderung bereits als D/S-Horizont gezählt wurde. Es liegt deshalb nahe zu vermuten, daß bei ausreichend tiefer Probeentnahme im Saprolith auch für die übrigen Profile ähnliche Ergebnisse zu erzielen sind. Die vertikale Differenzierung schließt deshalb bei dem empfindlicheren und schneller beweglichen Mangan eine Aufwärtsbewegung ein, die zur Verarmung im D-Horizont und zur Anreicherung im Homogenisierungshorizont führt. Laterale Differenzierung überlagert die vertikale und kann in entsprechendem Verhältnis eine Akkumulation in beiden Horizonten bewirken.

8.6 VERTIKALE UND HORIZONTALE GLIEDERUNG DES BODENS

Das europäische ABC-System der Profilgliederung hat mit der sich ständig erweiternden Kenntnis der Vielfalt genetischer Prozesse, morphologischer Formen, erosiver Beeinflussungen und vor allem der Vielzahl von Übergangsstadien eine Wandlung von absoluter zu relativer Aussage durchlaufen. Nur durch zusätzliche Information (Gesteinsart und -formation bzw. -schicht, Schichtungsfolge, Bodentyp, u.U. weitere Untereinheit, evtl. Vegetation) wird der genaue Inhalt des mit Kleinbuchstaben-Suffixen versehenen Horizontes festgelegt. Da in der Regel nur ein Prozeß zur Charakterisierung eines genetischen Horizontes herangezogen wird, impliziert die Benennung eines morphographischen Horizontes mit einem genetischen Symbol stillschweigend. daß je nach der genannten zusätzlichen Information weitere Prozesse gleichzeitig oder in bestimmter Folge wirksam gewesen sind. Diese Implikation setzt eine Begrenzung der Anwendung auf klimageographische Räume mit recht ähnlicher Erosions-, Klima-, Vegetations- und Bodengeschichte voraus und ist selbst dann nicht ohne Probleme.

Mit der übertragung der ABC-Horizontnomenklatur auf die ferrallitischen Böden sind folgende Schwierigkeiten verbunden: Zunächst wären eine Reihe neue Symbole notwendig, die teils als Suffixe angeführt werden könnten, teils jedoch - mit mehr Berechtigung als der P (Pelosol)-Horizont in Deutschland - in übergeordneter Position erscheinen müßten, da die durch sie bezeichneten Horizonte auf gleichem Ausgangsgestein in verschiedener Ausprägung erscheinen können. <u>Dies gilt im Bereich des autochthonen Materials zwei-</u> <u>fellos für die Ho- und D-Horizonte</u>, die je nach Alter, Pedisediment-Überdeckung und schon geringen Feuchtigkeitsunterschieden morphographisch, und je nach Ausmaß vertikaler

- 215 -

und lateraler Ein- oder Auslagerung von Ton oder Eisen genetisch differenziert werden müssen. <u>Verzichtet man auf</u> <u>eine solche Erweiterung von Hauptsymbolen, so bleibt zwi-</u> <u>schen flachgründigem A-Horizont und dem C-Horizont</u> (meist der Saprolith, obwohl hier häufig Teile des D-Horizontes mit eingeschlossen sein mögen) <u>ein so mächtiger und zugleich</u> <u>so heterogener und komplexer "ferrallitischer" B-Horizont</u> (SYS, 1960), <u>daß das Symbol seine Funktion nicht mehr er-</u> <u>füllt.</u> Beschränkt man dagegen den B-Horizont auf eine geringmächtigere Bodenlage, so bleibt ein ebenso komplexer C-Horizont.⁺)

Eine weitere Schwierigkeit, die STOOPS (1967) hervorgehoben hat, liegt in der oft vielschichtigen Überlagerung mit Pedisedimenten, die sämtlich, und zwar oft profilprägend (Pedimentschutt) durch frühere Bodenbildung präformiert sind. Postsedimentäre Prozesse waren in allochthonem und autochthonem Material oft verschieden, oft jedoch liefen sie gleichzeitig, unter Umständen in zwei verschiedenen Tiefenbereichen ab (z.B. Tonverlagerung) und erzeugten morphologisch unterschiedliche Produkte. STOOPS (1967) hat - eine Anregung von SYS (1960) aufgreifend - vorgeschlagen, zwei Symbolsysteme zur Beschreibung der rezenten Bodendynamik einerseits (ABC-Horizonte in der INEAC-Konvention) und der Materialbeschreibung andererseits nebeneinander zu benutzen. Für das letztere unterbreitet er einen Vorschlag, der vier Niveaus unterscheidet, die mit den von mir gewählten Abgrenzungen folgendermaßen korrelieren:

⁺⁾ In der INEAC-Klassifikation bleiben A- und B-Horizont anscheinend auf den Hillwash begrenzt, während ORSTOM auf vergleichbaren Böden (De BOISSEZON, 1967) den B-Horizont mit dem autochthonen Material beginnen läßt. Im letzteren Fall kann der A-Horizont große Mächtigkeit besitzen (A3).

STOOPS

FÖLSTER

| α | Zoogenes Feinmaterial | Hillwash | |
|---------------|---|---------------------------------------|--|
| β | Anreicherung von Grobmaterial | i i i i i i i i i i i i i i i i i i i | |
| β1 Steinsohle | | Pedimentschutt und Steinschle | |
| | | Autochthones Material | |
| β 2 | Anreicherung subangulärer Eisenkonkretionen oder Verkrustung (autochthon) | | |
| r | Gesteinszersatz, nicht verhärtet | | |
| 7 1a | | (Ho-Horizont) | |
| a 1b | | (D-Horizont) | |
| r 2 | | (Saprolith) | |
| 5 | unverwittertes Gestein | | |

Die Übereinstimmung im Abgrenzungseffekt ist gut im Bereich von f und α , obwohl STOOPS eine allochthone Herkunft des Hillwash ablehnt. Bedenken erheben sich im Hinblick auf die Eingliederung von β 2, der nach morphographischen Gesichtspunkten zum allochthonen Pedimentschutt gestellt wurde, während ich die Anreicherung von Eisen in Konkretionen, Pseudokonkretionen, bzw. als Kruste für eine Differenzierung des Ho- bzw. D-Horizontes halte, da hier am gleichen Hang kontinuierliche Übergänge im Eisenreichtum der gleichen Horizonte bestehen. Voraussetzung ist allerdings, daß die Ansprache des β 2-Niveaus als autochthon in jedem Fall zutrifft.

Aus der obigen Gegenüberstellung kommt allerdings auch klar heraus, daß die Materialgliederung von STOOPS im Bereich des autochthonen Materials bereits eine genetische Ansprache enthält, während die genetische Horizontgliederung durch AB-Horizonte (STOOPS, 1968) praktisch auf die

Differenzierung innerhalb des Hillwash begrenzt wird. Dieses Vorgehen ist eine Verlegenheitslösung, die sich an vielen Einzelprofilen anbietet, weil gerade im Hillwash die uns aus den gemäßigten Breiten bekannten Prozesse in vertrauten morphologischen Formen ihren Niederschlag finden. Ihre Auswirkungen reichen jedoch bei geringer Hillwashmächtigkeit in den Schuttkörper bzw. entsprechend in den autochthonen Zersatz hinein. Abgesehen davon werden hier zwei Prozesse, die sich im Gesamtprofil (nicht zwangsläufig, docht oft) gleichzeitig abgespielt haben, durch verschiedene Symbolsysteme ausgedrückt. Es scheint mir deshalb wichtig, die Materialbezeichnung nur auf stratigraphische Schichtungen anzuwenden. Innerhalb einer genetischen Symbolkette wäre es allerdings denkbar, die A- und B-Symbole auf allochthones Material zu beschränken (Abb. 47). Sie würden auf autochthonem Material mit seiner doch viel reicheren Bodenbildungsdynamik ihr Pendant bzw. ihren Anschluß im Ho- und D-Horizont finden. Auch wenn man zu einer weiteren Untergliederung dieser beiden Horizonte käme, kann man diese Kombination nur als Kompromiß ansehen. Wegen der großen Bedeutung der Pedisedimente in ferrallitischen Böden und wegen ihrer selbst bei gleichen Prozessen oft sehr verschiedenen morphologischen Prägung dürfte aber ein solcher Kompromiß aus praktischen Erwägungen heraus zu bejahen sein. Dies wäre jedoch in Verbindung mit einer Bodenkartierung systematisch zu prüfen.

Ähnliche Probleme wie bei der vertikalen treten auch bei der horizontalen Gliederung der Bodendecke auf. Allein die Tatsache, daß die Pedisedimente in den in der Regel viel mächtigeren Boden einbezogen sind, verleiht ihnen eine so große Bedeutung nicht nur für die Eigenschaften, sondern





- EG₁ " (lateral)
- LD lokale Differenzierung S – Pseudovergleyung

Abb.47:Modell pedogenetischer Horizonte und Prozesse

auch die Genese der Böden, daß sie zwangsläufig ein recht übergeordnetes Kriterium bei der horizontalen Gliederung der Bodendecke beanspruchen. Es ist deshalb auch nicht überraschend, daß ORSTOM in ihrer neuen Systematik ferrallitischer Böden die Ansätze zur genetischen Gliederung stark in den Hintergrund gedrängt haben und heute außer dem Entbasungsgrad die Art der Überlagerung stärker berücksichtigen. Es gibt heute kein genetisches Klassifikationssystem mit einer brauchbaren Abgrenzung und Gliederung der ferrallitischen Böden. Unsere Kenntnis genetischer Prozesse reicht auch bei weitem nicht aus, ein solches Vorhaben heute zu verwirklichen, und man kann durchaus fragen, ob dies sinnvoll wäre.

8.7 REGIONALVERGLEICH: ZENTRALE REGENWALDZONE

Die hier beschriebenen Böden können für die jeweiligen klimatischen Räume (Nigeria, Randzone des immergrünen und teilweise laubwerfenden Regenwaldes: 1200-1600 mm, Sudan, Feuchtsavanne: 900-1300 mm) als typisch angesehen werden, obwohl mit ihnen keineswegs das ganze Spektrum möglicher Variationen der Bodenbildung erfaßt wurde. Der Formenwandel von Süden nach Norden (Verflachung der Verwitterungstiefe, Instabilisierung des Wasserhaushaltes, Konzentrierung des Hangwasserstroms wie des aus der Lateralverlagerung ausgeschiedenen Eisens auf eine flachgründige oberflächliche Lage, Krustenbildung, Verflachung der Hangneigung und Verdickung der Schuttauflagen, etc.) ist in Abschn. 2.2 sowie bei der Vorstellung der Einzelprofile eingehend beschrieben worden. Zur feuchteren Zone des immergrünen Regenwaldes (> 1600 mm) beobachtet man gleicherweise einen Formenwandel. Als auffälligstes Merkmal muß das Fehlen rotbrauner Matrixfärbung im Bereich der Pedisedimentauflagen bzw. der Ho-Horizonte vermerkt werden, was in der Elfenbeinküste zu ihrer Abgrenzung als "sols jaunes" von den "sols rouge" geführt hat. Nach LENEUF und RIOU (1963) charakterisiert die Gelbfärbung (gelbbraun, braungelb, orange) die Böden in Gebieten höheren Niederschlages (> 1800-2000 mm), wobei jedoch der Eisengehalt des Ausgangsgesteins sowie die Hangneigung die Grenze zu höheren bzw. zu niedrigeren Niederschlägen verschiebt. Auch die pH und Basensättigungswerte verringern sich zu höheren Niederschlägen hin und liegen in den sols jaunes sehr niedrig (sols ferrallitiques fortement désaturés, DE BOISSEZONS, 1967). Dieser Formenwandel wird unmittelbar durch einen Vergleich mit den Böden der Sequenz Asejire 6 verständlich. In SW-Nigeria sind die farbschwachen Böden minimaler Kontraste beschränkt auf flache Hangneigung mit starker Wasseraufnahme und langsamem Abfluß. während mit steigenden Niederschlägen sich dieses Charakteristikum auch auf Böden mit stärkerer Hangneigung (5-10 %) ausdehnt. Gleiches gilt für den in Nigeria selbst zu beobachtenden Formwandel, insbesondere in den Oban Hills (Ost-Nigeria). Stärkere Hangneigungen scheinen ein sehr verbreitetes Merkmal dieser Feuchtgebiete zu sein, wahrscheinlich einer der Gründe für die geringere Verbreitung von Krusten (s. 2.2). Ein weiterer Grund liegt dagegen in der größeren Verwitterungstiefe und der Vertiefung der Zone starker Wassersättigung, die eine Verdünnung in der Eisenausscheidungszone zur Folge hat.

Zugleich mit der Farbänderung beobachtet man den ebenfalls in Asejire 6 auffälligen Trend zur Zweigliederung des Diffusionshorizontes, dessen unterer Teil die typische Ausprägung besitzt (bei DE BOISSEZON: B3, horizon tacheté), dessen oberer Teil jedoch durch eine sehr starke Abrundung der Fleckenreste gekennzeichnet wird (B2, horizon bigarré). Dagegen scheinen die Wurzeln weniger tief zu reichen, so daß unter einer Pedisedimentauflage von 80 cm kaum ein Homogenisierungshorizont auftritt. Wie bei der Beschreibung von Profil A6c gesagt, verringern sich bei dieser Feuchtigkeit allerdings die Farbkontraste zwischen homogenisierter und nichthomogenisierter Matrix; dies wie die beiden gemeinsame hydromorphe Feinfleckung kann eine Unterscheidung unmöglich machen.

LITERATURVERZEICHNIS

- Alexander, L.T. und Cady, J.G. (1962): Genesis and hardening of laterite in soils. USDA techn.Bull.1281.
- Anderson, B. (1956): Two red earth profiles from Southern Tanganyika showing the influence of parent material on profile character, VI.Int.Congr. Soil Sci.Trans., <u>E</u>, 93-98.
- Aubert, G. (1954): Les sols latéritiques. Trans. 5th int. Congr.Soil Sci.(Leopoldville), Vol.1, 103-108.
- Aubert, G. und Duchaufour, Ph. (1956): Projet de classification des sols.Trans.6th int.Congr.Soil Sci. (Paris), Vol.V, 597-604.
- Aubert, G. und Ségalen, P. (1966): Projet de classification des sols ferrallitiques. Cah. ORSTOM, sér.Pédol., IV, no.4, 97-112.
- Bauer, M. (1898): Beiträge zur Geologie der Seyschellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits. Neues Jahrb.f.Min. 2, 163-219.

Bennett, H.H. (1926): Zitiert in: Harrassowitz, 1930

- Bennett, H.H. und Allison, R.V. (1928): The soils of Cuba. Washington.
- Boissezon, P. de (1967): Etude de Reboisement et de Protection des sols. Etude pédologique de la zone vulneralbe de l'Irobo. République de Cote d'Ivoire, ORSTOM, Centre d'Adiopodoumé.
- Botelho da Costa, J.V. und Adzevedo, A.L. (1949): Characteristics and distribution of some soil groups of Angola. Bull.agron.Congo belge, nol, 253-278.
- Botelho da Costa, J.V. (1954): Sur quelques questions de nomenclature des sols des région tropicales. Zitiert in: Maignien, 1966.

- Brewer, R. (1964): Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley & Sons, N.Y.
- Camargo, M. und Bennema, (1962): Some considerations on the major soils of the humid tropics of Brazil. FAO. First soil correlation seminar for South and Central Asia, 87-91.
- Campbell, J.M. (1917): Laterite: its origin, structure and minerals. Min.Mag. 17, 67-77, 120-128, 171-179, 220-229.
- D'Hoore, J. (1954): L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. INEAC (Brüssel), sér. sci. no. <u>62</u>.
- Dudal, R. & Moormann, F.R. (1962): Soils of South-East Asia and considerations on their agricultural potential. FAO report, Rome.

Fermor, L.L. (1911): Zitiert in: Harrassowitz, 1930.

- Fieldes, M., Swindale, L.D., Richardson, J.P. (1952): Relation of colloidal hydrous oxides to the high cation-exchange capacity of some tropical soils of the Cook Island. Soil Sci., 74,197-205.
- Fölster, H. (1964 a): Morphogenese der südsudanesischen Pediplane. Ann. of Geomorphology 8, 393-423.
- Fölster, H. (1964 b): Die Pedisedimente der südsudanesischen Pediplane, Herkunft und Bodenbildung. Pedologie, XIV, 64-84.
- Fölster, H. und Kalk, E. (1967): Mineralogische Untersuchungen an tiefgründigen Verwitterungsdecken mit Hinweisen auf das unterschiedliche Verhalten von Feldspäten und Phyllosilikaten bei tiefgründiger und oberflächennaher Verwitterung. Chemie der Erde, 26, 188-218.

- Fölster, H. and Ladeinde, T.A.O. (1967): The influence of stratification and age of pedisediments on the clay distribution in ferruginous tropical soils. Pedologie (Gent), XVII, 212-231.
- Fölster, H. (1968): The distribution and stratification of slope deposits in Western Nigeria. 6th Conference West African Science Association, Abidjan, 1968 (Journal of the W.A.S.A., in print).
- Fölster, H. (1969): Slope development in SW-Nigeria during late Pleistocene and Holocene. Göttinger Bodenkundliche Berichte (in print). Institut für Bodenkunde, v. Sieboldstr. 4, 34 Göttingen (W-Germany).
- Fölster, H. (1969 b): Late quaternary erosion phases in SW-Nigeria. Bull.Ass.sénég.ét.Quatern.Ouest afr., Dakar, no. 21.
- Fripiat, J.J., Gastuche, M.C. und Couvreur, J. (1954): Nature de la fraction argileuse des sols du Congo belge et du Ruanda-Urundi. Transact., 5. Congress, Int. Soc. Soil Sci., Leopoldville 1954, vol. II, 430-438.
- Ghilarow, M.S. (1962): Termites of the U.S.S.R., their distribution and importance. In "Termites in the humid Tropics". UNESCO (Paris), 131-135.

Glangeaud, L. (1941): Zitiert in: Mohr und van Baren, 1954. Glinka, K.D. (1899): Zitiert in: Prescott and Pendleton, 1952.

- Hardy, F. und Rodriguez, G. (1941): Soil genesis from fragmental volcanic rocks in the lesser Antilles. Proc. Soil Sci. Soc Amer. 6, 47-51.
- Harrassowitz, H. (1926): Laterit. Fortschr. Geol. Palaeont. <u>4</u>, 14, 253-566. Berlin.

- Harrassowitz, H. (1930): Böden der Tropischen Region. E. Blanck: Handbuch der Bodenlehre, Berlin. Band 3, 362-436.
- Harris, W.V. (1961): Termites, their recognition and control Longmans, London.
- Harrison, J.B. (1910): The residual earth of British Guiana commonly termed laterite. Geol. Mag. 7, 439-452, 488-495, 553-562.
- Harrison, J.B. (1933): The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. Imperial Bureau of Soil Science (Harpenden)
- Holland, T.H. (1903): Zitiert in: Prescott und Pendleton, 1952.

Jessen, O. (1936): Reisen und Forschungen in Angola. Berlin.

- Joachim, A.W.R. und Kandiah, S. (1941): The composition of some local laterites (Cabooks), soil concretions and clays. Tropical Agriculturist 96, 67-75.
- Jones, H.A. und Hockev, R.D. (1964): The Geology of Parts of South-Western Nigeria. Geol. Survey of Nigeria, Bull. No. 31.
- Jungerius, P.D. und Levelt, T.W.M. (1964): Clay mineralogy of soils over sedimentary rocks in Eastern Nigeria. Soil Science, vol. <u>97</u>, 2, 89-95.
- Keay, R.W.N. (1959): An outline of Nigerian vegetation. Governm. Printer, Lagos.
- Kellog, G.E. (1949): Preliminary suggestions for the classification and nomenclature of great soil groups in tropical and equatorial regions. Comm. Bur.Soil Sci.Tech.Commun.No. <u>46</u>, 76-85.

- 225 -

Lacroix, A. (1923): Zitiert in: Harrassowitz (1926).

Laudelout, H. (1960): Dynamics of tropical soils in relation to their fallowing techniques. FAO, Rom.

- Lauer, W. (1952): Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehung zu den Vegetationsgürteln. Bonner Geogr. Abhandlung, <u>9</u>, 15-66.
- Lemos, R.C. (1960): Loc. cit. in Bennema, J., 1963, The and yellow soils and groundwater laterite soils of Ghana. FAO report.

Maclaren, M. (1906): Zitiert in: Mohr und van Baren 1954.

- Maignien, R. (1958): Le cuirassement des sols en Guinée. Mémoires Carte Géol. Alsace-Lorraine (Strasbourg), no. <u>16</u>.
- Maignien, R. (1961): Le passage des sols ferrugineux tropicaux aux sols ferrallitiques dans les régions S.E. du Sénégal. African soils, <u>6</u>, no. 2-3, 113-228.
- Maignien, R. (1966): Review of research on laterites. UNESCO, Natural resources research IV, Paris.
- Marbut, C.F. (1932): Morphologie of laterites. Trans. 2nd Int.Congr.Soil Sci.(U.S.S.R.1930), 5, 72-80.
- Marbut, C.F. (1934): The work of Commission V of the International Society of Soil Sci.Soil Res.4,139-147.
- Marchesseau, J. (1966): Etude minéralogique et morphologique de la stone line au Gabon. Bull.Ass.sénég. ét.Quatern.Ouest afr., no. <u>10</u>, 15-19.
- Martin, F.J. und Doyne, H.C. (1927): Laterite and lateritic soil in Sierra Leone.J.Agric.Res.17, 530-546.

- Martin, F.J. und Doyne, H.C. (1932): Zitiert in: Prescott und Pendleton (1952).
- Millot, G. und Bonifas, M. (1955): Transformation isovolumétrique dans les phénoménes de latéritisation et de bauxitisation. Bull. Serr. Carte Géol. Alsace-Lorraine, <u>8</u>, 3-19.
- Mohr, E.C.J. (1938): De bodem der tropen in het algemeen, en die van Nederlandsch-Indie in het bijzonder. Med.Kon.Inst.v.d.Tropen, Amsterdam, XXXI. Translated by R.L. Pendleton: Soils of Equaterial Regions. Ann Arbor, 1944.
- Mohr, E.C.J. und van Baren, F.A. (1954): Tropical soils. Interscience Publishers LTD. London.
- Moshrefi, N. (1965): Untersuchungen über die Verteilung von Hämatit und Goethit in den Böden des Südsudans. Diplomarbeit, Göttingen.
- Nye, P. (1954): Some soil-forming process in the humid tropics: LA. field study of a catena in the West African forest.Journ.Soil Science 5, 7-21.
- Nye, P. (1955): Some soil forming process in the humid tropics: II. The action of the soil fauna. Journ. Soil Science 6, 73-83.
- Nye, P. und Greenland, D.J. (1960): The soil under shifting cultivation. Comm.Bur.Soil Sci., Techn.Commun. No 51, Happenden.
- Pécrot, A., Gastuche, E.C., Delvigne, J., Vielvaye, L., Fripiat, J.-J. (1962): L-alteration des roches et la formation des sols au Aivu. Publication de INEAC, sér. scient. No 97. (Brüssel).

Prescott, J.A. und Pendleton, R.L. (1952): Laterite and lateritic soils. CBSS, Technical Comm. No. 47.

- Pullan, R.A. (1967): A morphological classification of lateritic ironstones and ferruginised rocks in Northern Nigeria. Nigerian Journ.Sci.I(2),161-174
- Robinson, G.W. (1949): Soils, their origin, constitution and classification. Murby, London.
- Rohdenburg, H. (1969): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. Ann. of Geomorph. (in print).
- Ruhe, R.V. and Cady, J.G. (1955): Latosolic soils of central African interior high plateaus, Vth.Int.Congr. Soil Science, Leopoldville 1954. Transactions <u>IV</u>. 401-407.
- Scaetta, H. (1940): Observations d sur l'origine et la constitution des sols de l'Afrique Occidentale Francaise. Ann. Agron. <u>10</u>, **101-126**.
- Scheffer, F., Fölster, H., und Meyer, B. (1960): Zur Entstehung von Schwarzerden und schwarzerdeartigen Böden. I. Mitteilung: Der indische Regur als Beispiel für tropische Schwarzerdebildung. Chemie d. Erde 20, 302-330.
- Schmidt-Lorenz, R. (1964): Zur Mikromorphologie der Eisenund Aluminiumoxydanreicherung beim Tonmineralabbau in Lateriten Keralas und Ceylons. In A. Jongerius: Soil Micromorphology. Elsevier, Amsterdam. S. 279-290.

Scrivenor, J.B. (1931): The Geology of Malaya. London. Shantz und Marbut, C.F. (1923): The Vegetation and soils of Africa. Zitiert in: Harrassowitz, 1930.

- Sivarajasingham, S., Alexander, L.T., Cady, J.G., Cline, M.G. (1962): Laterite, Adv. Agron, New York, vol. <u>14</u>, 1-60.
- Stoops, G. (1967): Le profil d'altération au Bas-Congo (Kinshasa). Pedologie (Belg.), XVII, 60-105.
- Stoops, G. (1968): Micromorphology of some characteristic soils of the Lower Congo (Kinshasa). Pedologie (Belg.) XVIII, 110-149.
- Sys, C. et al. (1960): La cartographie des sols an Congo et au Ruanda-Urundi, ses principles et ses méthodes. Publ.INEAC, sér.techn.no.63 (Bruxelles).
- U.S. Department of Agriculture, Soil Survey Staff (1960): Soil classification, a comprehensive system, 7th approximation. Washington.

U.S.D.A. (1951): Soil Survey Manual. Agriculture Handbook 18.

- Vageler, P.W. (1938): Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. 2. Aufl., Berlin.
- Valeton, I., (1967): Bauxitführende Laterite auf dem Trappbasalt Indiens als fossile, polygenetisch veränderte Bodenbildung. Sedimentary Geology, <u>1</u>, 7-56.
- Vincent, P.L. (1966): Les formations meubles superficielles au sud de Congo et au Gabon.Bull.du Bureau de Recherches Géologiques et Minieres,<u>4</u>,53-111.
- Vine, H. (1949): Nigerian soils in relation to parent material. Comm.Bur. Soil Sci.Tech.Comm. <u>46</u>, 22-29.
- Vogt, J. (1966): Le complex de la stone line. Bull.du Bureau de Recherches Géologiques et Minieres,4,3-52.

Walther, J. (1915): Zitiert in:Prescott und Pendleton,1952. Whitehouse, F.W. (1940): The lateritic soils of Western Queensland. Zitiert in: Mohr und van Baren,1954.



- 230 -

Anhang: Legende

zu Hangschnitt-Darstellungen

Gestein

Saprolith, bzw. daraus gebildeter Boden

Pedimentschutt

Hillwash

Steinsohle

Grobe Quarz-, Gesteinsbrocken

Zementierung durch Eisenoxid

Eisenkrusten

Hydromorphe Fleckung

Pegmatitgang

Krustenbrocken



Bönecke-Druck - Clausthal-Zellerfeld, Postfach 29