

ÜBER DEN EINFLUSS VON KLIMA, JÜNGERER SEDIMENTATION
UND BODENPROFILENTWICKLUNG AUF DIE SAVANNEN
NORD-SURINAMS (MITTELGUYANA)¹⁾

J. P. Bakker

Mit 12 Abbildungen u. 1 Beilage

The influence of climate, recent deposition and development of soil profile on the formation of savannas in North Surinam (Dutch Guiana).

Summary: From a climatological point of view only an extremely narrow fringe of North Surinam is to be classified as having Köppen's savanna climate. This coastal belt of beach ridges, however, possesses in most cases ground water conditions and soil profiles of such quality that savanna is not actually formed. Only occasionally does a savanna-like variant of evergreen seasonal forest (*Lindemann's cereus ridge wood*) occur. On the other hand in the areas where savanna is found the mean annual rainfall varies between 1952 mm. in the west and 2430 mm. in the east and, following Troll, these areas are to be classified as experiencing tropical rain forest climate with orographic rain derived from the trade winds. It follows therefore that these savannas cannot be exclusively the result of climate. On the whole, the following natural conditions can be considered the causes responsible for the formation of savannas:

A. In the districts of geologically recent deposits (For the recent phases of deposition cf. Bakker, Kiel and Müller, 1953):—

1. The occurrence, near the surface, of impermeable or nearly impermeable kaolin horizons due to normal deposition;

2. The formation, in a similar position, of hard pans and clay pans brought into existence in the course of development of the soil profile;

3. The soil wash, which in areas of sedimentary rocks is removing the upper horizons with their favourable structure; as a result, reserves of soil moisture are insufficient for tree growth during the dry season (September, October, November);

4. The existence of deeply incised rivers and creeks which both enable soil wash material to be transported away in these otherwise rather flat areas and also themselves provide space suitable for deposition. Creek valleys are found, which, to a depth of ten metres and more, are filled with very recent, unconsolidated material of soil wash origin.

B. On the "basal complex" rocks of the northern hill country:—

1. The formation of impermeable B-horizons near the surface as a result of soil profile development;

2. The soil wash, resulting in the formation of more or less developed skeletal soils with truncated profiles, which,

having kaolin horizons near the surface, during the dry season contain inadequate reserves of soil moisture;

3. The greater variation in relief which makes it possible for soil wash material either to be laid down as colluvial deposits on the valley slopes or as alluvial deposits in the beds of the rivers and creeks, or to be removed altogether.

In this way savannas can originate independently of any human influence. However, of a particularly far reaching consequence is the even more pronounced deterioration of the soil profile that takes place as a result of shifting cultivation and burning. This brings about in many cases the prevention of spontaneous re-afforestation and the formation of "secondary" landscapes of savanna type which, in the same way as natural savannas, may function as foci for a spread of soil wash and an expansion of the savanna area. As an explanation for the occurrence of savannas on coarse sands with low clay content, the factor of leaching has recently been used again by Cohen and Van der Eyk. In my opinion, this plays a lesser part in such soils than the greatly reduced supply of ions resulting from destruction of the top soil, rich in humus, and the isolation of the substrata as a consequence of continuing formation of clay pans and hard pans.

Taking account of the earlier observations and classifications by Lanjouw, Bakker, Lindemann, Cohen and Van der Eyk, the pedological and other classificatory principles relating to the origin of savannas in North Surinam, as well as the origins of the many types of savannas in general are discussed.

Finally the question is put whether perhaps even in those savanna regions which are supposedly the result of climatic conditions, edaphic and human factors have played a more important rôle than hitherto assumed.

1. Die Großlandschaften

In Surinam können wir von Süden nach Norden vier Großlandschaften unterscheiden:

1. Die Berglandschaft, deren Nordgrenze rund 100—125 km von der Küste entfernt ist.

2. Die Hügellandschaft.

3. Die Zone der älteren Küstenebenen und kontinentalen Ablagerungen.

4. Die jüngere Küstenebene, welche hauptsächlich die heutige Sumpf- und Strandwall-Landschaft umfaßt.

1. und 2. Die Berg- und Hügellandschaften bestehen fast ganz aus einem Grundgebirge präpaläozoischen oder früh-paläozoischen

¹⁾ Vortrag gehalten im geographischen Kolloquium der Universität Bonn am 2. Februar 1953. Nachdem diese Verhandlung schon druckfertig war, erschien die Arbeit Cohen's und Van der Eyk's (1953), welche ich noch berücksichtigt habe.

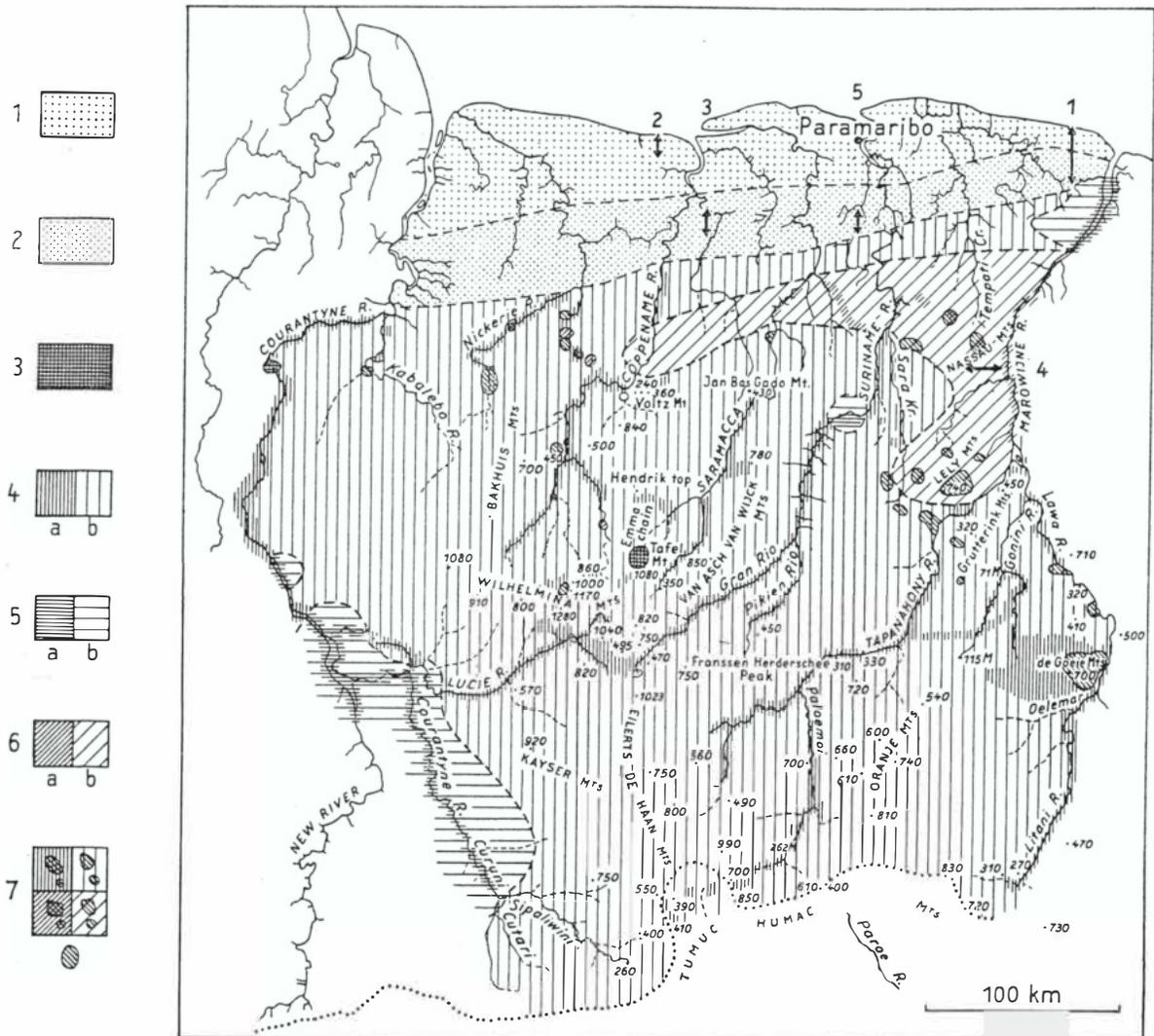


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte Surinams

(nach IJzerman). Die Pfeile geben die Untersuchungsgebiete der naturwissenschaftlichen Expedition 1948—1949 an. Pfeil 1 Durchquerung Mungo-Tapu—Wia-Wia-Bank; Pfeil 2 Coronie; Pfeil 3 Tibitisavanne; Pfeil 4 Naussagebirge; Pfeil 5 Zanderijsavanne und Republik-Gegend. 1. Fluviomarine Ablagerungen; 2. Kontinentale Alluvia; 3. Roraima-sandstein; 4. Granite und Diorite; 5. Granit-Diorit-Gneise; 6. Schiefer; 7. Basische Intrusiva (Diabas, Gabbro, Epidiorit usw.; a = beobachtet; b = vermutet).

Alters (Fig. 1). Lithologisch liegen hauptsächlich Granite, Diorite, Granito-Dioritgneise, Glimmer- und Glimmerstaurolitschiefer usw., graue bis rötliche Schiefer und basische Intrusivgesteine (Gabbro, Diabas, Epidiorit) vor (IJzerman 1931).

Morphotektonisch betrachten wir das Bergland von Guyana als eine stark von Sekundärtektonogenese angegriffene Großfalte, welche das Amazonasbecken an der Nordseite begrenzt. Es ist anzunehmen, daß durch diese Sekundärtektonogenese vermutlich jungtertiären und quartären Alters die Großfalte ihre Einheitlichkeit verloren hat und in zahlreiche kleinere bis 1280 m hohe Gebirge auf-

gegliedert wurde. Wenigstens an der Westseite des von der Niederländischen Naturwissenschaftlichen Expedition 1948—1949²⁾ untersuchten Nassau-

²⁾ Diese Expedition wurde ausgerüstet von der Königlich Niederländischen Geographischen Gesellschaft, der Niederländischen Gesellschaft zur Förderung von Naturwissenschaftlichen Untersuchungen in Indonesien und Niederländisch West-Indien und dem naturwissensch. Studienkreise für Surinam und Curaçao, mit Hilfe von zahlreichen niederländischen und surinamischen Stiftungen und Privatbeiträgen.

Der Expeditionsstab bestand aus: Dr. D. C. Geyskes, allg. Leiter und Leiter der zoologischen Abteilung, Drs. P. Creutzberg, Zoologe; Prof. Dr. J. Lanjouw, Leiter

gebirges beobachtete ich eine schroffe, vermutlich etwa 300—400 m hohe geradlinige Steilwand mit Böschungswinkeln von 50°—70°, welche kaum anders als durch eine sehr junge Bruchstufe gedeutet werden kann. Wahrscheinlich setzt diese Bruchstufe sich in südlicher Richtung fort und bildet ebenfalls die Westgrenze des Lely- und des Grutterinkgebirges, was in sich schließt, daß wir es westlich dieser Gebirge mit einem großen nord-südlich bis rheinisch gerichteten Graben, in dem der mittlere Tapanahony und obere Grankreek z. B. eingebettet sind, zu tun haben. Teilweise bestehen diese Einzelgebirge aus schön gerundeten gelegentlich inselbergartigen Kuppen und Rücken; teilweise sind sie von einer fast ebenen, durch eine Bauxitverwitterungskruste gekennzeichneten Rumpffläche gekrönt (Nassagebirge).

Das Hügelland ist meistens stark zerschnitten und ebenfalls in Inselberge (Voltzberg), gerundete Kuppen und Rücken in rund 50—400 m Höhe aufgelöst. Bodenkundlich wechseln in beiden Landschaften Skelettböden mit mehr oder weniger mächtigen Bauxit-Laterit-Kaolindecken und mehr oder weniger tiefgründigen sandigen Bodenprofilen ab. Während die breiten Flußniederungen und Terrassen von einer Mischung von fluviatilen groberem meistens noch eckigem Material, Sanden und Tonen eingenommen sind, welche im allgemeinen gelbe bis rote Bodenprofile tragen, gilt für die schmalen Talrinnen, daß sie weitgehend mit Kolluvialböden bedeckt sind.

Nach Norden hin nimmt das Hügelland den Charakter einer sanft welligen Rumpffläche an, welche in rund 40—70 m ü. M. unter kontinentale und Küstenablagerungen untertaucht.

3. Die Zone der älteren Küstenebenen und kontinentalen Ablagerungen ist

der botanischen Abteilung, Dr. J. Lindeman, Botaniker; Prof. Dr. J. P. Bakker, Leiter der geomorphologisch-sedimentologisch-bodenkundlichen Abteilung, Dr. A. Browwer, Geologe.

Die morphologischen, sedimentologischen und bodenkundlichen Untersuchungen der Niederländischen Naturwissenschaftlichen Expedition 1948—1949 haben sich besonders mit dem südlichen Nassagebirge, der Entstehung und dem gegenseitigen Verhältnis der Savannen- und Küstenlandschaften beschäftigt. Im Osten von Surinam wurde eine 35 km breite Zone von Mungo Tapu nach der Küste durchquert (5 km Bauxithügelland, etwa 10 km Sand- und Ton-savannen, etwa 20 km Sümpfe und Strandwälle). Im nördlichen Mittelgebiet wurden besonders Untersuchungen in den Savannen des mittleren Tibitis und von Zanderij angestellt, während mehr westlich eine Sumpf- und Muschelstrandwall-Landschaft in Coronie unter die Lupe genommen wurde (Fig. 1). Auf Distanzen von etwa 100 m und gelegentlich noch viel dichter nebeneinander wurden Profil-löcher bis etwa 3 m tief gemacht und Bohrungen bis 10 m Tiefe und — wie es für eine morphologisch-sedimentologisch-bodenkundliche Betrachtung von Aufbauküsten mit ihrem geringen Relief unbedingt notwendig ist — ein Nivelement ausgeführt.

von IJzerman (1931) als Zone der kontinentalen Ablagerungen und als Savannengürtel bezeichnet worden (Fig. 1). Beides ist nicht ganz richtig. Die Bezeichnung „kontinentale Ablagerungen“ schließt m. E. die Annahme ein, daß hier ein fast ideales Beispiel einer unter ihre eigenen Sedimente und Verwitterungsprodukte untertauchenden Rumpffläche vorliegt. Obwohl das zweifellos teilweise der Fall ist, sind die Sedimentationsverhältnisse hier doch wesentlich komplizierter (Bakker 1949, H. Schols und A. Cohen 1950, Bakker, Kiel und Müller 1953). Auch ist zu bemerken, daß die nördliche Savannenzone größer ist als das Gebiet von IJzerman's „kontinentalen Alluvien“. Wir kommen noch darauf zurück.

4. Der Reihe nach tauchen die Ablagerungen der älteren Küstenebene unter diejenigen der jüngeren Küstenebene unter. Diese Zone der Sümpfe und Strandwälle ist im Osten ungefähr 15—20 km, im Westen bis 100 km breit. IJzerman hat sie als Zone der fluviomarinen Ablagerungen bezeichnet (Fig. 1). Es ist zu bemerken, daß die Grenze der älteren und jüngeren Küstenebene nicht genau mit der südlichen Sumpfgrenze zusammenfällt. In verhältnismäßig jüngerer Zeit hat ein neues relatives Ansteigen des Meeresspiegels stattgefunden, wobei ein Teil der schon gebildeten jüngeren Lidi durchbrochen wurde und das Meereswasser auch einen Teil der alten Küstenebene wieder überdeckte. Dadurch entstand eine sumpfige Übergangszone (Fig. 4, 8 und 9) zwischen der jüngeren und älteren Küstenebene (Bakker und Lanjouw 1949, S. 546—547 und A. Browwer 1953, S. 234—235).

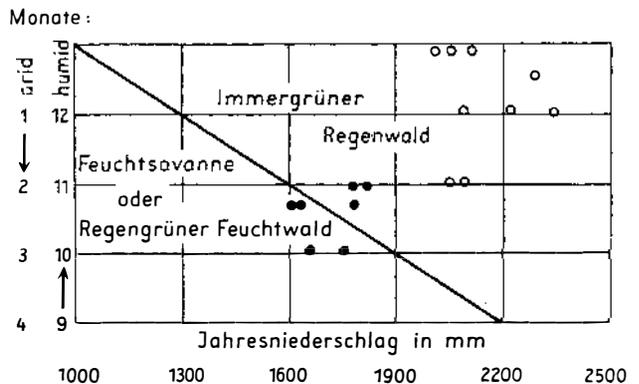


Abb. 2: Lauer-Diagramm für Surinam.

Die Regenstationen von Coronie und Galibi sind als Punkte angegeben; die Regenstationen im Bereich des nördlichen Savannengebiets sind als kleine Zirkel dargestellt.

II. Das Klima

In der Köppenschen Einteilung der tropischen Klimate fällt Surinam größtenteils in die Zone der Af- und Am-Klimate (Bakker 1951, S. 383).

Ein wirkliches Savannenklima finden wir stellenweise eben noch in einem schmalen Küstenstreifen, welcher maximal vermutlich nicht mehr als einige Kilometer breit ist. Jedenfalls weisen im Westen 20jährige Regenmessungen für drei Stellen in Coronie (Totness 1802 mm; Hague 1632 mm; Hamilton 1671 mm)³⁾ auf ein Savannenklima im Sinne Köppen's hin, während einige andere Punkte der Grenze zwischen dem Am- und dem Aw-Klima sehr nahe liegen. Auch Galibi an der Marowijne-Mündung fällt in den Bereich des Aw-Klimas, wenn auch die Zahl der Beobachtungsjahre (1927 bis 1933) hier nur sehr klein ist. Benutzen wir *De Martonne's* „indice d'aridité“ (man vergleiche auch *Lauer* 1952) für die einzelnen Monate, dann liegt nach der Formel

$$20 = \frac{12n}{t + 10}$$

die Trockengrenze Coronies (mittlere Monatstemperatur der trockensten Monate 26,5° bis 27,4° C) bei $n = 61$ bis 62 mm. Das heißt also, daß von den sechs Regenstationen Coronies fünf eine jährliche Trockenzeit von nur zwei Monaten (September—Oktober) haben. Nur bei der Coroniestation Hamilton dauert die wirkliche Trockenzeit 3 Monate und dehnt sich bis in November aus (monatliche Niederschlagsmengen 49, 19 und 48 mm). Sonst scheint nur Galibi 3 Trockenmonate zu haben (60, 17 und 9 mm). Die sogenannte Kurze Trockenzeit ist gar keine Trockenperiode im klimatologischen Sinne. Sie fällt in die Zeit Januar bis März. Der trockenste Monat dieser kurzen Trockenzeit hat wenigstens 81 mm Regen, vielfach aber mehr als 100 mm (Hamilton: März 107 mm).

Nach *Lauer* (1952, S. 65) würde im ausserandinen Tropengebiet Südamerikas eine jährliche Niederschlagsmenge von 1500—1700 mm etwa 9 humiden Monaten entsprechen. Das stimmt ungefähr für die 3 Coronie-Stationen Leasowes (1628 mm) Hague (1632 mm) und Hamilton (1671 mm), weil in den ersten zwei Ortschaften die mittleren Niederschlagsmengen des Novembers 68 und 68 mm sind und deswegen der Trockengrenze ziemlich nahe liegen. Für Totness (1802 mm) mit 66 mm Regen im November stimmt es weniger gut; für Galibi (1741 mm) mit seinem weniger ausgesprochenen Septembermonat (60 mm) aber mit seinen sehr trockenen Oktober- und November-Monaten (17 und 9 mm Niederschlag) wieder etwas besser. Bei den zwei übrigen Coroniestationen Burnside (1804 mm) und Coronie (1834 mm) liegen die Mittelwerte des Novembers (89 und 87 mm) schon ziemlich weit von der

monatlichen Trockengrenze entfernt. Sie haben also nur zwei Trockenmonate (45 und 33 mm; 49 und 48 mm).

Führen wir die *Jaegersche* Einteilung ein: tropischer Regenwald — Feuchtsavanne — Trockensavanne — Dornsavanne — Halbwüste — Wüste, so ergeben sich nach *Lauer* (1952) die folgenden Beziehungen zwischen Vegetationstypus und Ariditätsdauer:

Regenwald und Übergangswald	0 — 2½	aride Monate
Feuchtsavanne	2½ — 5	„ „
Trockensavanne	5 — 7½	„ „
Dornsavanne	7½ — 10	„ „
Halbwüste	10 — 11	„ „
Wüste	11 — 12	„ „

Dieser Einteilung nach muß der schmale Küstenstreifen Surinams etwa in der Grenzzone von Übergangswald und Feuchtsavanne liegen. Dem entsprechend liegen die sechs Coroniestationen und Galibi im *Lauer*-Diagramm (Fig. 2) beiderseits der Grenzlinie zwischen den zwei Vegetationstypen. In diesem Zusammenhang müssen die Vegetationsverhältnisse des jüngsten Küstengebiets etwas näher betrachtet werden. Landschaftlich ist dieser Küstenstreifen gekennzeichnet durch das Auftreten von meistens nur schmalen Lidi und etwas breiteren Lagunen (Fig. 3). *Lindeman* unterscheidet auf den Lidi zwei Haupttypen von Trockenwäldern (1953, S. 83—91): 1. den „evergreen seasonal forest“ im Sinne *Beard's*; 2. den Savannenwald.

Im Küstenstreifen von etwa 2,5 km Breite, wo das Aw-Klima annäherungsweise vorkommt, finden wir nördlich von Mungo Tapu auf den Strandwällen den Typus des immergrünen Trockenwaldes (Fig. 3). Dieser Typus tritt auf, wenn weder regenzeitliche Überschwemmungen vorkommen noch unter tief liegende Ortsteinbänke die Wasserzirkulation des Bodens stören. Dieser Wald ist hier verhältnismäßig mager entwickelt und gelegentlich treten 10 m hohe Exemplare einer *Cereus*-art auf. *Lindeman* hat diesen artenarmen niedrigen Waldtypus, einen Untertypus des immergrünen Trockenwaldes, als *Cereus*-Strandwall-Typus bezeichnet. Es ist aber fraglich, ob diese etwas kümmerliche Variante des immergrünen Waldes hier ausschließlich klimatologisch erklärt werden darf. Was ist denn der Fall? Die tonarmen sandigen Lidi haben bei der Wia-Wia-Bank nahe der Küste nur eine sehr geringe relative Höhe (1—2 m) und außerdem sind sie sehr schmal (25 bis 200 m). Weiterhin sind die begrenzenden Sümpfe sehr salzreich bis brackisch. Die folgenden Zahlen vom Mungo-Tapu—Wia-Wia-Gebiet dürfen dies erläutern:

³⁾ Die hier genannten Niederschlagsmengen usw. sind der Veröffentlichung *C. Braak's* (1935) entnommen.

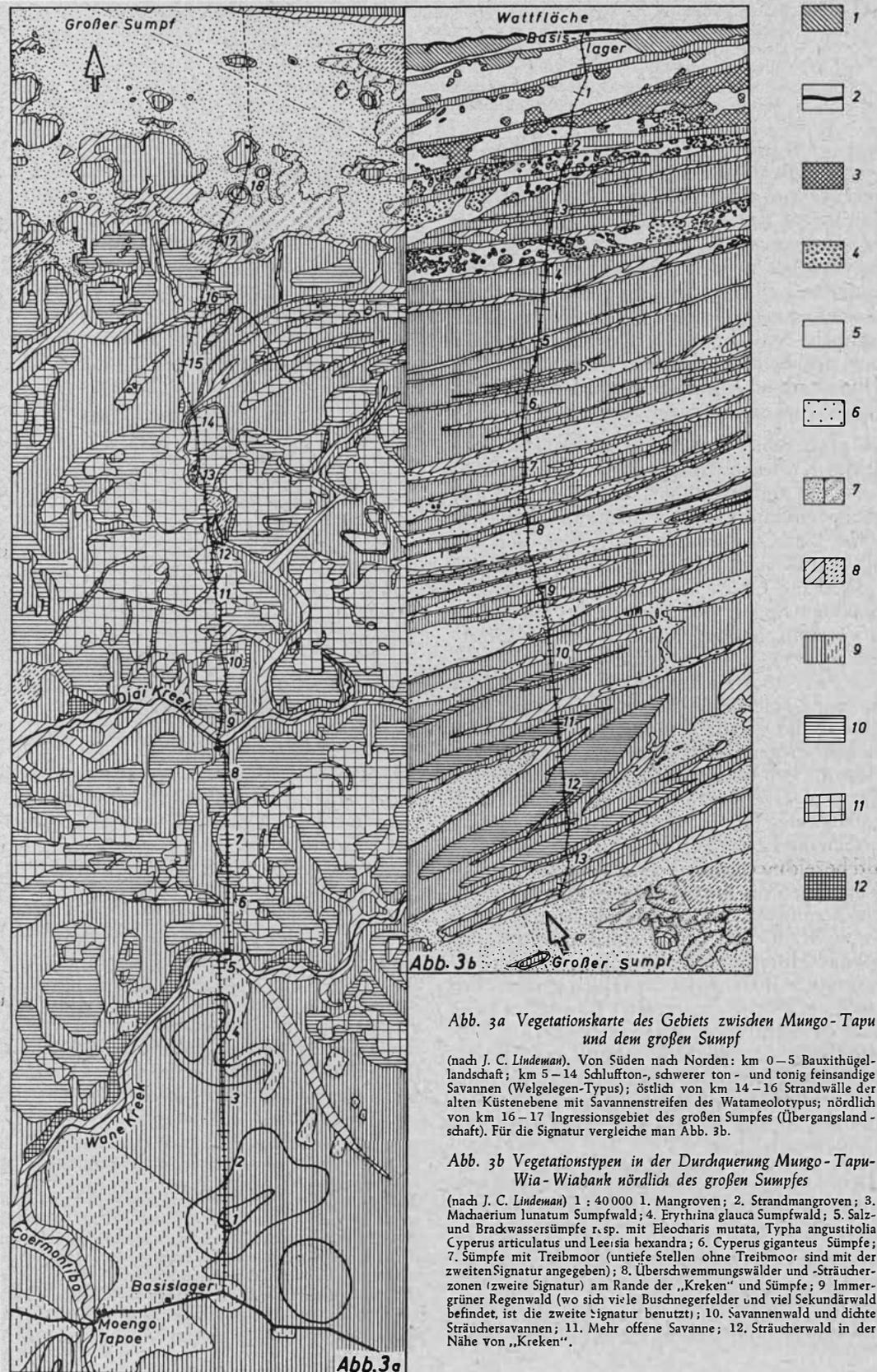


Abb. 3b

Abb. 3a Vegetationskarte des Gebiets zwischen Mungo-Tapu und dem großen Sumpf

(nach J. C. Lindeman). Von Süden nach Norden: km 0–5 Bauxithügel-landschaft; km 5–14 Schluffton-, schwerer ton- und tonig feinsandige Savannen (Welgelegen-Typus); östlich von km 14–16 Strandwälle der alten Küstenebene mit Savannenstreifen des Watameolotpus; nördlich von km 16–17 Ingressionsgebiet des großen Sumpfes (Übergangsland-schaft). Für die Signatur vergleiche man Abb. 3b.

Abb. 3b Vegetationstypen in der Durchquerung Mungo-Tapu-Wia-Wiabank nördlich des großen Sumpfes

(nach J. C. Lindeman) 1: 40000 1. Mangroven; 2. Strandmangroven; 3. Machaerium lunatum Sumpfwald; 4. Erythrina glauca Sumpfwald; 5. Salz- und Brackwassersümpfe r. sp. mit Eleocharis mutata, Typha angustifolia Cyperus articulatus und Leesia hexandra; 6. Cyperus giganteus Sümpfe; 7. Sümpfe mit Treibmoor (untiefe Stellen ohne Treibmoor sind mit der zweiten Signatur angegeben); 8. Überschwemmungswälder und -Sträucherzonen (zweite Signatur) am Rande der „Kreken“ und Sümpfe; 9. Immergrüner Regenwald (wo sich viele Buschnegerfelder und viel Sekundärwald befindet, ist die zweite Signatur benutzt); 10. Savannenwald und dichte Sträuchersavannen; 11. Mehr offene Savanne; 12. Sträucherwald in der Nähe von „Kreken“.

Abb. 3a

Erster Sumpf	0,1 km v. d. Küste entfernt	± 21 000—34 000 mg Cl'/L.
Zweiter Sumpf	0,5 km v. d. Küste entfernt	± 13 000—33 000 mg Cl'/L.
Dritter Sumpf	1,2 km v. d. Küste entfernt	8 800 mg Cl'/L.
Sümpfe zwischen	1,7 u. 2,9 km v. d. Küste entfernt	1 020— 4 120 mg Cl'/L.
Sümpfe zwischen	3,5 u. 9,1 km v. d. Küste entfernt	40— 100 mg Cl'/L.
Sümpfe weiter als	9,2 km landeinwärts	< 15 mg Cl'/L.

Es hat sich ergeben, daß die südliche Grenze des *Cereus*-Strandwall-Waldes hier mit der Salzgehaltsgrenze von etwa 1000 mg Cl'/L, aber auch mit dem Areal der extrem schmalen nur 1½ m hohen Lidi zusammenfällt. Das impliziert, daß der Süßwasserkörper in den küstennahen niedrigen und schmalen Lidi nur klein sein kann und in der Trockenzeit schnell aufgezehrt wird. Die physisch-geographische Stellung dieser Landschaft und die Struktur der Strandwallsande wirken mit dem Aw-Klima zusammen, um einem üppigen Wachstum des Waldes einen Riegel vorzuschieben.

Im Coroniegebiet besteht ein schmaler Streifen unweit der Küste aus Muschelstrandwällen. Meistens sind die nur ungefähr 1 m hohen Lidi hier aber tonig-feinsandig und ist in etwa 70 cm Tiefe schon viel CaCO₃ vorhanden. In dem von uns untersuchten Gebiet ist das Grundwasser brackisch (140—6700 mg Cl'/L). Die Struktur der braungelben Böden ist gut und der Waldtypus gehört zweifellos zum immergrünen „seasonal forest“ (Lindeman 1953, S. 88). Obwohl Coronie klimatologisch z. T. noch zu der Feuchtsavannen-Zone zu rechnen ist, spielen die günstigen Grundwasser-Verhältnisse der „Ritsen“ und ihre Bodenprofile eine so überwiegende Rolle, daß „evergreen seasonal forest“, wo überhaupt noch da, überall gut entwickelt ist. Deswegen ist es dann auch wohl richtig, daß Lauer (1952, S. 74) auch die Vegetation der küstennahen Zone Surinams als tropischen Regenwald bezeichnet. Im östlichen Lidigebiet Mungo Tapus erreichen die mehr landeinwärts gelegenen jüngeren Strandwälle schon größere relative Höhe (bis 9 m ü. M. in etwa 12 km von der Küste), undurchlässige Horizonte, welche die Grundwasserzirkulation des Bodens stören, fehlen gelegentlich nicht, und der Waldtypus ändert sich stellenweise in ganz anders gearteten Savannenwald (Fig. 3b). Obwohl also in der jüngsten Sumpf- und Strandwall-Landschaft Savannen nicht ganz fehlen, müssen wir deren Hauptverbreitungsgebiete doch mehr landeinwärts suchen. Es läßt sich hauptsächlich in zwei Gebiete aufteilen:

1. Das Gebiet der Gebirgssavannen,
2. die niedrig liegende Zone der nördlichen Savannen (Fig. 4).

Vom ersten Savannengebiet, das wir in der Nähe der brasilianischen Grenze finden (Sipaliwini-Savanne, Paru-Savanne usw.) ist aber, obwohl es z. T. Kaolinsavannen sind, weder klimatologisch

noch bodenkundlich Genaueres bekannt⁴). Weil das Grenzgebiet zwischen Surinam und Brasilien meistens um mehrere hundert Meter niedriger liegt als die mehr nördlich vorkommenden Gebirge, welche im Wilhelminagebirge eine Maximalhöhe von 1280 m erreichen, läßt sich eine Regenschatteneinwirkung dieser letzten Gebirge besonders auf die westliche Grenzsavannenlandschaft vermuten, welche sich auch in Nordbrasilien fortsetzt.

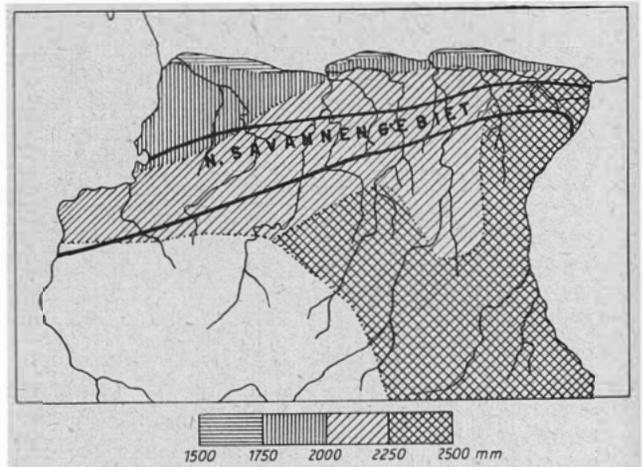


Abb. 4: Savannenverbreitung und jährliche Niederschlagsmenge

(nach C. Braak) in Nord-Surinam.

Die nördliche Savannenlandschaft weist, soweit sie in dieser Hinsicht bekannt ist, mittlere jährliche Niederschlagszahlen zwischen 1952 mm im Westen bis zu 2430 mm im Osten auf. Von den 16 Regenstationen in dieser Landschaft oder in ihrer unmittelbaren Nähe liegen nur vier im Am-Klima, die übrigen haben alle ein Af-Klima im Sinne Köppen's. Nur zwei Punkte haben zwei Monate mit einer minimalen monatlichen Niederschlagsmenge zwischen 50 und 60 mm. Es handelt sich, wie auch aus Fig. 4 hervorgeht, also ziemlich sicher

⁴) Nur der südliche Teil des Nassagebirges ist durch die Untersuchungen der Naturwissenschaftlichen Expedition botanisch und bodenkundlich-morphologisch besser bekannt geworden. Hier liegt ein Savannenwald vor (Bakker und Lanjouw 1949). Die Savannen des Paru-Typus sollen nach Cohen und Van der Eyke (1953) den Rupunisavannen von British Guyana mit ihren grobsandigen und grobsandig-tonigen Verwitterungsprofilen und Kolluvialböden sehr ähnlich sein. Weiterhin unterscheiden Cohen und Van der Eyke im Bereiche des Roraima-Sandsteins noch einen Tafelberg-Typus der Gebirgssavannen.

nicht um ein klimatologisch bestimmtes Savannen- gebiet. Vielmehr liegt hier ein tropisches Regen- waldklima mit passatischen Steigungsregen im Sinne *Troll's* (1951, S. 198—199) vor. Das nur schwache Ansteigen des Geländes (der Nordrand des nördlichen Savannengebiets liegt rund 10 bis 40 m ü. M.) im Zusammenhang mit thermischen Faktoren genügt schon, um die jährliche Nieder- schlagsmenge erheblich zu vergrößern. Die Grenz- linie von 2000 mm jährlichem Niederschlag fällt ungefähr mit der Südgrenze der Sümpfe zusammen.

III. Charakterpflanzen

Wir werden uns hier weiter nur mit der nörd- lichen Savannenlandschaft Surinams beschäftigen. Charakterpflanzen sind nach *Lanjouw* (1936) und *Lindeman* (1953) hier *CLUSIA NEMORASA* und *FOCKEANA*, *HUMIRIA*-Arten, *LICANIA INCANA*, *DIMORPHANDRA CONJUGATA*, *SWARTZIA BANNIA* u. a. Wo diese am besten entwickelt sind, gibt es einen ziemlich hohen Sa- vannenwald mit zahlreichen, aber dünnen Bäumen. In seiner schlechtesten Form sind es Landschaften, wo Cyperaceen, Gräser und Dornsträucher ein- ander abwechseln. Einen Zwischentypus findet man dort, wo die Charakterbäume nur als Sträu- chergruppen in einer übrigens mehr oder weniger offenen Landschaft auftreten.

IV. Savannenentwicklung und Sedimentationsverhältnisse

Schon vom Anfang an haben die Forscher das Savannenproblem Nord-Surinams aus dem Cha- rakter der jüngeren Ablagerungen und der nach der Sedimentation erfolgten Auswaschung von Ionen zu erklären versucht.

Ijzerman (1931) war, wie wir schon sahen, der Ansicht, daß die jüngeren Ablagerungen Guyanas in zwei Gruppen zerfallen, welche er als „kontinentale Alluvien“ und „fluviomarine Sedimente“ bezeichnete (Fig. 1). Sie würden sich folgendermaßen unterscheiden:

1. Die kontinental-alluvialen Sande sind eckig und grob (1—2 mm); die fluviomarinen Sedi- mente meistens feiner (< 150 μ).
2. Die Tone der kontinentalen Alluvien sind stark kaolinhalzig, die fluviomarinen Tone mehr „normal“.
3. Fossilien, besonders Muscheln, fehlen in den kontinentalen Alluvia ganz und gar, während sie in den fluviomarinen Ablagerungen ziem- lich häufig auftreten.
4. Die Gruppierung der Schwermineralien (Zir- kon, Monazit, Staurolit usw.) ist in beiden Ab- lagerungstypen nicht dieselbe.

Ijzerman geht anscheinend von der Voraus- setzung aus, daß die Tone und Sande seiner kontinentalen Alluvia primär fossilfrei gewesen sind und deswegen kontinentalen Ursprungs sein sollten. Noch dahingestellt, daß es m. E. gar nicht sicher ist, daß diese Tone tatsächlich fossilfrei (*DIATOMEAE, FORAMINIFERA*)⁵⁾ und die Ablagerungen z. T. sicher nicht kontinental sind, ist die Tatsache, daß z. B. Muschelschalen jetzt fehlen, gar kein Beweis, daß sie früher nicht da gewesen sind. Die Sande sind jetzt hellweiß ge- bleicht, die Tone und sandigen Tone stark kaolini- siert und gelbbrot podsoliert. Unter derartigen Verhältnissen (pH \pm 4,5—5) sind auch bei Schich- ten, welche anfänglich mehr oder weniger reich an CaCO₃ und kalkhaltigen Fossilien gewesen sind, doch wohl nur ausnahmsweise noch Rück- stände davon zu finden. Dazu kommt noch, daß, wie es sich aus Untersuchungen *Geyskes'* an der heutigen surinamischen Küste ergeben hat, beson- ders ein mittel- und grobsandiges, tonarmes Milieu ungünstig für die Lebensbedingungen von Mu- scheln ist. Deswegen sind unter derartigen Ver- hältnissen gebildete Strandwälle und sonstige sandige Ablagerungen schon von vornherein rela- tiv arm an CaCO₃ gewesen. Die vielfach auf- tretende Grobkörnigkeit und Tonarmut ist wei- ter schuld daran, daß solche Küstensedimente im feuchten Tropenklima ihren CaCO₃-Gehalt schnell verlieren und bald zu Bleichsanden ausgewaschen werden. Es besagt also nicht viel für die Ablage- rungsbedingungen der älteren Sedimente Nord- Surinams, daß sie jetzt vielfach fossilfrei sind (noch abgesehen davon, daß gelegentlich Fossilien tatsächlich vorkommen). Deswegen können wir *Ijzerman's* drittem Argument keinen allzu großen Wert beimessen. Dasselbe gilt von *Ijzerman's* Punkt 1. Es hat sich nämlich aus den Untersuchun- gen von *A. Brower* und mir ergeben, daß *Ijzer- man's* Zone der kontinentalen Alluvien sedimen- tologisch gar nicht so homogen ist. Man findet dort sehr verschiedene Sedimenttypen, z. B. schön gerundete Flußschotter, grobe eckige Sande, feine Sande, gelb-rote sandige Tone usw. Selbst haben wir eine Landschaft gefunden, welche deutlich das Bild einer alten Küste zeigt. Bei der Durchquerung von Mungo Tapu nach der Wia-Wia-Bank konn- ten wir unmittelbar nördlich von den Bauxit- hügeln, also auch in *Ijzerman's* Zone der „kon- tinentalen“ Ablagerungen, eine alte trockene Ästuarien- und Wattenlandschaft mit deutlichen Überresten von alten Strandwällen mit jetzt stark gebleichten feinen Sanden (Fig. 3a) feststellen.

⁵⁾ In einer von uns gesammelten Probe aus *Ijzerman's* „kontinentalen Alluvien“ (12 km nördlich von Mungo Tapu) wurde von Herrn *H. Kiel* eine sehr große Menge von Spongiennadeln festgestellt.

Dazu kommt noch etwas anderes. Die Landschaft zwischen diesen alten Lidi und der Bauxithügellandschaft Mungo Tapus ist z. T. stark tonig. Ein Schlammgehalt von 85 % ($< 16 \mu$) dieser Sedimente ist keine Ausnahme. Diese schweren, aber auch die leichteren Ablagerungen dieser Gegend sind deutlich in zwei Gruppen zu trennen.

Bekanntlich wird in der Sedimentologie die Fraktion zwischen 16 und 2μ Schluff und diejenige, welche feiner als 2μ ist, Lutum genannt. In normalem Meereston ist das Verhältnis Schluff zu Lutum meistens ungefähr 30—40 zu 60—70. Für Ablagerungen im brackischen Wasser (Mississippi-delta und Nordost-Polder der Zuidersee) ist dieses Verhältnis in extremen Fällen nur 50 bis 70 zu 30—50⁶⁾, in Übergangsfällen 40—50 zu 50—60. Solche Brackwassertone mit einem sehr hohen Schluffgehalt finden wir auch wieder in der Tonsavannenlandschaft nördlich von den Bauxithügeln Mungo Tapus. Die Proben Nr. 100 und 101 (Fig. 12) sind deutliche sandige Schlufftone. Das heißt also, daß bei der damaligen Küstenlage im Gebiet hinter den alten Lidi ein salziges bis brackisches Milieu vorherrschte, in dem etwas bis stark humöse Meeres- und Schlufftone abgelagert wurden (Humusgehalt 1—12,76 %). Also ein halbmariner Ästuariensumpf und gar keine kontinentalen Ablagerungsverhältnisse.

Gelegentlich findet man auch im Gebiet der kontinentalen Alluvia eine Wechsellagerung von feineren und groberen Sanden. Ebenfalls darf die Eckigkeit des groberen Materials nicht als ein Beweis für Verwitterung an Ort und Stelle oder wenigstens in der nächsten Nähe angesehen werden. In den von *A. Brouwer* und mir untersuchten Marowijneterrassen und den Sanden des heutigen Flusses kommt viel eckiges Material vor, das auch nach wiederholter Umlagerung vom Meere noch lange eckig und grobsandig bleibt, wie wir es an der heutigen Küste in der Wia-Wia-Wattenfläche bei niedrigem Wasser feststellen konnten.

Auch das gegenseitige Verhältnis der Schwermineraliengesellschaften (*Ijzerman's* viertes Argument) deckt sich keineswegs mit seiner Zweiteilung der jüngeren Ablagerungen. So kennzeichnen sich die alte Küstenebene und die junge Sumpf- und Strandwall-Landschaft nördlich von Mungo Tapu nach den Untersuchungen *H. Kiel's* beide durch eine homogene, sehr staurolitreiche Schwermineraliengesellschaft. Sowohl dieser Teil von *Ijzerman's* „kontinentalen Alluvien“ als seine fluviomarinen Ablagerungen gehören hier also zu derselben Schwermineralienprovinz. Auch sonst ist das gegenseitige Verhältnis der Schwermineraliengesellschaften, soweit diese jetzt bekannt

sind, doch wesentlich anders geartet als *Ijzerman* vermutete (*Bakker, Kiel* und *Müller*, 1953).

Was den Kaolingehalt der Tone in den beiden Zonen *Ijzerman's* anbelangt (Punkt 3) kann schließlich noch bemerkt werden, daß tatsächlich die älteren Ablagerungen kaolinreicher sind als die jüngsten. Man soll aber nicht vergessen, daß besonders nahe der schon anfangs genannten Übergangszone die Verhältnisse in dieser Hinsicht recht kompliziert sind und auch sehr junge, nasse, noch gar nicht verfestigte, fast weiße Kaolintone vorkommen, wie von *A. Brouwer* und mir in den Sümpfen nördlich der Tibitisavanne (Fig. 10) festgestellt wurde.

Zusammenfassend können wir sagen, daß im allgemeinen die von *Ijzerman* zur Unterscheidung seiner zwei Ablagerungsphasen und ihrer Sedimentationsbedingungen angeführten Merkmale nicht maßgebend sind. Es hat sich ergeben, daß vor der Phase der jüngeren „fluviomarinen“ Lagunen und Strandwalledimentation verhältnismäßig nahe der heutigen Oberfläche noch wenigstens vier Phasen älterer Ablagerung angenommen werden müssen. Für die ersten zwei Phasen („Bauxithügelphasen I und II“) darf auf *Bakker, Kiel* und *Müller* (1953) verwiesen werden. Für das Savannenproblem Nord-Surinams aber verdienen die zwei anderen Phasen, wovon die älteste bei Mungo Tapu als Deckensediment der Hügellandschaft und die jüngste als Schluffton und alte Strandwall-Landschaft oder allgemeiner als ältere Küstenebene nördlich davon auftritt, unsere besondere Aufmerksamkeit. Sie sind inzwischen von *Schols* und *Cohen* (1950 und 1953) z. T. auf Grund von Luftbildern in ihrer Verbreitung untersucht und als *Zanderij-Formation* und *Coropina*-(*Lelydorp*-) *Formation* bezeichnet worden (Karte, Fig. 6). Wir übernehmen diese Namen gern und auch die neue Bezeichnung *Demerara-Formation* für die allerjüngsten Sumpf- und Strandwallablagerungen (*Ijzerman's* fluviomarine Sedimente — Fig. 5).

Die *Zanderij-Formation* besteht einerseits aus fast reinen weißen groben Sanden und Tonen, andererseits aber auch aus sandigen Kaolintonen, braungelben bis roten tonigen Sanden und sandigen Tonen. Sie liegen nach *Cohen* und *Van der Eyk* in rund 10—70 m ü. M.⁷⁾, was also mit der Höhenlage der Deckensedimente auf den Wasserscheidenrücken zwischen Mungo Tapu und Albina (rund 12—40 m ü. M.) übereinstimmt. Während die Ablagerungsbedingungen der *Zanderij-For-*

⁶⁾ Wir konnten selbst „Mehltone“ mit einem Quotientwert 28 feststellen.

⁷⁾ Diese Höhenlage von 10 bis rund 70 m ü. M. stimmt nur dort, wo die *Zanderij-Formation* an der Oberfläche liegt. Mehr nördlich taucht diese Formation unter die *Coropina*-Ablagerungen unter und kommt immer tiefer zu liegen.

mation z. T. sicher kontinental, aber z. T. auch noch unsicher sind, wird im Anschluß an unsere Auffassungen (Bakker und Lanjouw 1949, Bakker 1949) die ganze Coropina-Formation auch von Schols und Cohen (1953) hauptsächlich als marin gedeutet. Die Ablagerungen der Coropina-Formation liegen in rund 5–10 m Höhe und greifen, wie es auch auf der Karte von Cohen und Schols angegeben worden ist, in den Talniederungen der Flüsse und „Kreken“ im Gebiete der Zanderij-Formation und des Hügellandes ein (Fig. 7). Auch in diesen estuarientypischen Einbuchtungen lassen sich gelegentlich noch reine Schlufftone in rund 5 m Höhe ü.M. finden, wie ich es auf einer kleinen Terrasse bei unserem Basislager Mungo Tapu feststellen konnte. Übrigens besteht die Coropina-Formation vor allem aus schweren Tonen, Schlufftonen und Wattsanden. Soweit mir bekannt, sind die Sande und der Sandgehalt der Tone überwiegend feinkörnig. Wo es sich um fast reine feinkörnige Sande handelt, sind sie gebleicht und tritt vielfach Ortstein- bzw. Grundwasserlateritbildung in geringer Tiefe auf.

Enthalten die feinkörnigen Sande etwa 10 bis 20% Ton, dann überwiegen die gelben Bodenprofile, während Ortsteinbänke in geringer Tiefe fehlen. Die schwereren Tone und Schlufftone haben meistens braungelbe bis braungraue Farben, was z. T. dem höheren Humusgehalt zu verdanken ist. Im September 1948 habe ich wohl als erster die Coropina-Formation bei Republik-Berseba-Vierkinderen, also im Bereiche des Coropinaflusses festgestellt. In dieser Gegend ist die Struktur dieser Tone noch ziemlich gut (siehe für die Coropina-Tone bei Republik, Bakker und Lanjouw 1949, S. 552–553, und Bakker 1951, S. 387). An anderen Stellen aber, wie z. B. in der älteren Küstenebene, nördlich vom Bauxithügelland von Mungo Tapu, sind besonders die schweren Tone und Schlufftone in der Trockenzeit betonartig und fast irreversibel eingetrocknet. Der Ansicht Cohen's und Van der Eyk's, daß die Coropina-Formation konkordant auf der Zanderij-Formation liegt (1953, S. 205), können wir nicht beistimmen. Es handelt sich hier nur um eine Pseudokonkordanz. Dahingestellt, ob die Zanderij-Formation an Ort und Stelle kontinentaler oder mariner Herkunft ist, jedenfalls ist es sicher, daß für die Bleichung der Sande und Tone dieser Formation ein gewisser Zeitraum, welcher die Ablagerung der Zanderij-Sedimente von derjenigen der Coropina-Formation trennt, nötig war. Sehr bemerkenswert ist die vielfach auftretende Kurvenkreuzung (Fig. 11), welche dort auftritt, wo die meistens sehr dünnen schluffreichen Coropina-Ablagerungen der Mungo-Tapu-Gegend auf älterem sandig-tonigem Kaolin ruhen. In der vier-

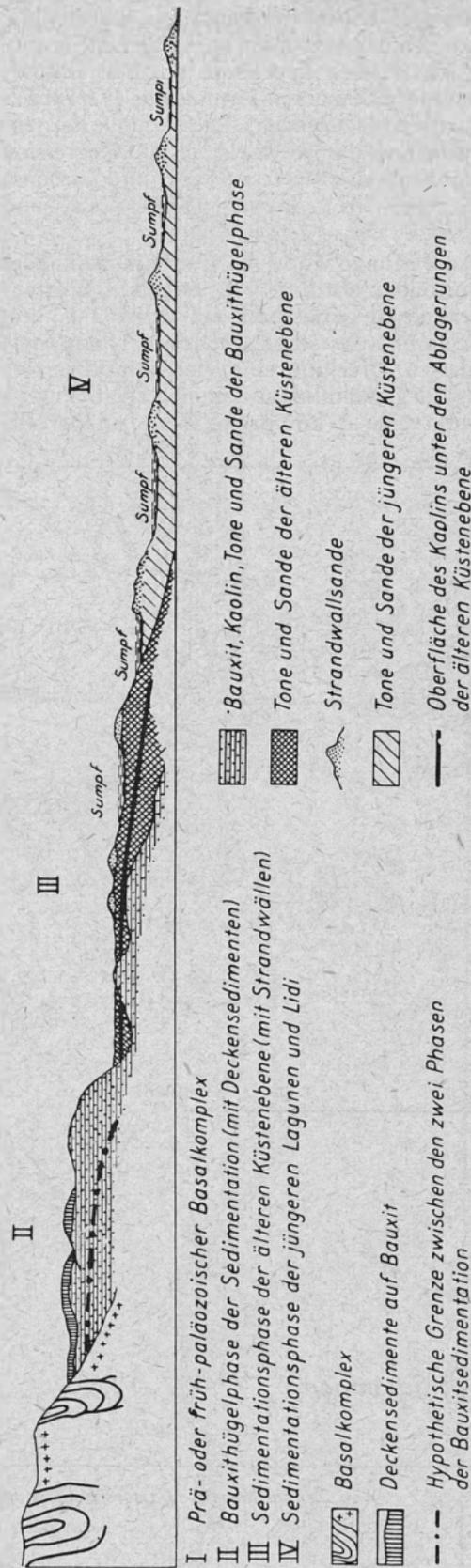


Abb. 5: Geologisches Idealprofil durch Nord-Surinam.

Die Deckensedimente der Bauxithügel (Zanderij-Formation) greifen z. T. auf das Grundgebirge über. Die Deckensedimente auf dem Kaolin der älteren Küstenebene (III) gehören der Coropina-Formation an, während die Sumpf- und Strandwallablagerungen der Zone IV größtenteils der Demerara-Formation zugerechnet werden müssen [nach Bakker, Kiel und Müller].

ten Phase der Küstensedimentation wurden die Ablagerungen der jetzt noch vorhandenen Sümpfe und der dazwischen liegenden jüngeren Strandwälle gebildet (Demerara-Formation; *IJzerman's* fluviomarine Ablagerungen). Diese „junge Küstenebene“ zeigt uns das Wechselspiel von Regression und Progression des Meeres (*Bakker* und *Lanjouw* 1949, S. 546—547; *Bakker* 1949, S. 22, und *A. Brouwer* 1953).

Im Tracé Mungo Tapu — Wia-Wia-Bank liegt fast unmittelbar nördlich von der alten Watten- und Strandwall-Landschaft ein etwa 2—3 km breiter Sumpf (die schon genannte Übergangszone), dessen Uferlinie eine viel kompliziertere Form als die gewöhnlichen Lagunen zeigt (Fig. 3). Dann folgt eine 3 km breite Zone, in der die

Strandwälle fast 9 m und 7—8 m über mittlerer Meereshöhe liegen; eine 7 km breite Zone, in der die Strandwälle 4—5 m hoch sind; eine etwa 1 km breite Zone mit Lidi in rund 3 m ü. M., während die Wälle der letzten 1½ km bis zur Küste eine Höhe von rund 2 m nicht überschreiten. Soweit heute bekannt, gibt es nur savannenartige Erscheinungen auf den Lidi, welche nördlich von Mungo Tapu 6—9 m ü. M. liegen. Deswegen können die meistens feinsandigen Ablagerungen der jüngeren Strandwälle übrigens unbesprochen bleiben.

Im Anschluß an seine Einteilung der jüngeren Ablagerungen hat schon *IJzerman* darauf hingewiesen, daß die Savannen Nord-Surinams besonders in seiner Zone der kontinentalen Sedimente

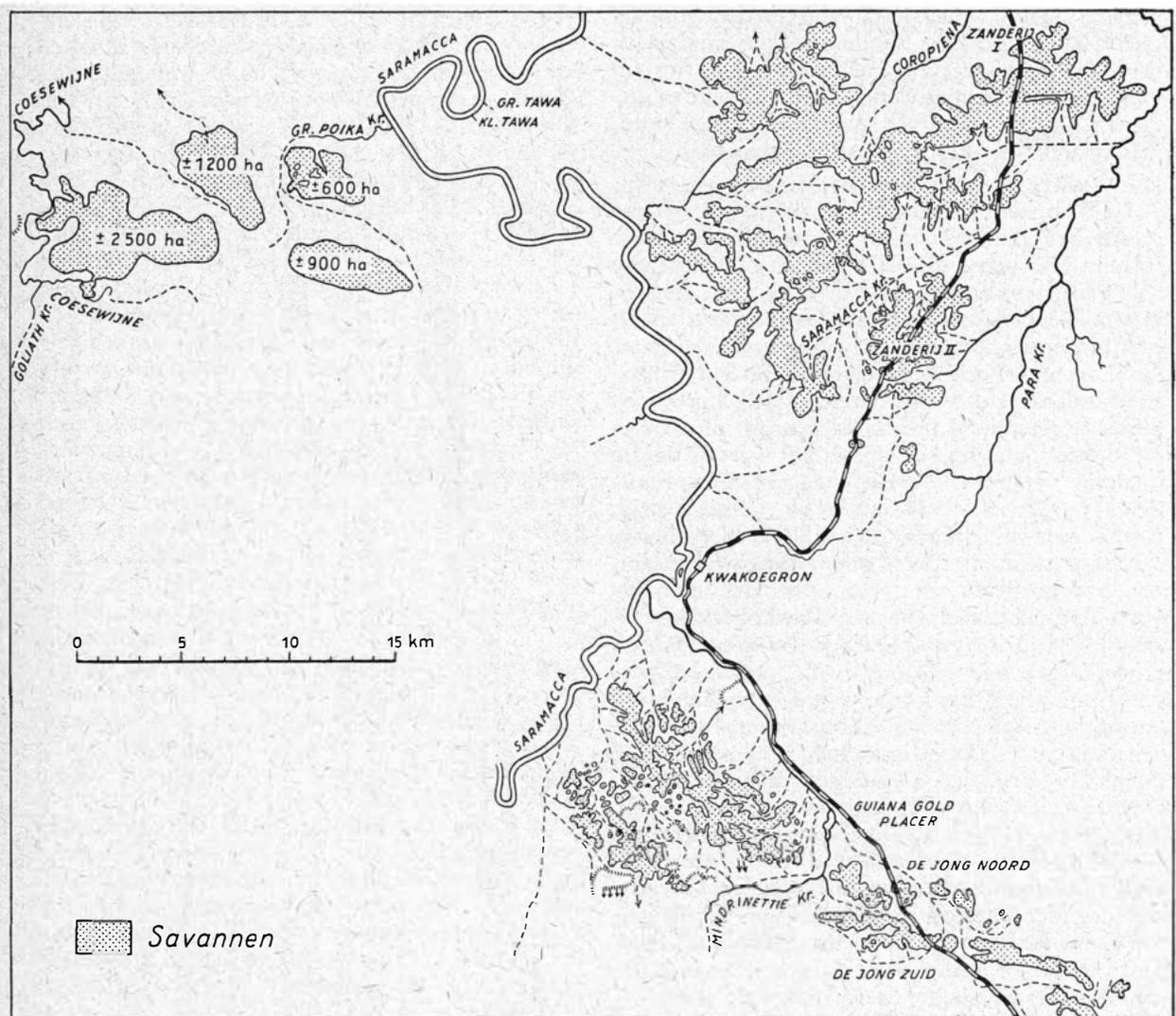


Abb. 7: Savannen, Wasserscheiden und Krecken in Zanderij und Umgebung (nach *IJzerman*).

liegen. Er hat die Grobsand-Savannen von Zanderij und die z. T. mehr tonigen Savannen von Republik besucht und dabei festgestellt, daß in diesen ungefähr 10 m ü. M. gelegenen Gebieten die Wasserscheiden meistens waldfrei sind (Fig. 7). Den untiefen Rinnsalen entlang liegen meistens mittelhohe Galeriewälder. Diese Tatsachen brachten *Ijzerman* zu der Auffassung, daß nahe den Wasserscheiden die groben Sande durch Ionenverlust zu unfruchtbar für Wälder seien, während eben in der Nähe der kleinen Wasserrinnen eine durch Ionenzufuhr verursachte etwas höhere Fruchtbarkeit auftritt. Tatsächlich sind nach *Stabel* und *Müller* (1933) besonders die humusfreien und schwermineralienarmen weißen, groben Quarzsande nur wenig fruchtbar. Es ist aber auch gelegentlich auf den Wasserscheiden dieser Grobsandgebiete ziemlich guter Wald vorgefunden worden (*Schols*), während an anderen Stellen die tieferen Teile nicht von Galeriewald, sondern auch von Savannen eingenommen waren. *Lanjouw* (1936) hat sich anfänglich z. T. den Ansichten *Ijzerman's* angeschlossen. Doch sah er dann ein, daß nicht unter allen Umständen die sogenannte Sterilität des Bodens das Wachstum von Bäumen verhindern konnte. Weiterhin war *Lanjouw* wohl der erste, der auf die vielfach sehr scharfe Grenze zwischen geschlossenem Walde und offener Savanne hinwies. Er hat den Brandfaktor dafür verantwortlich gemacht und es kann kaum in Abrede gestellt werden, daß besonders die Indianer für ihren nomadischen Ackerbau sehr viel Wald niederbrennen. Wenn eine offene Brandlandschaft entstanden ist, macht, wie ebenfalls *Lanjouw* schon bemerkte, das Klima sich nun doch wieder geltend insofern, als die Trockenzeit — besonders wenn sie sehr extrem auftritt — die Ursache sein kann, daß sich nur eine xerophytische sekundäre Pflanzengesellschaft entwickelt.

Die „Unfruchtbarkeits“-Hypothese *Ijzerman's* ist nicht unwidersprochen geblieben. So haben die Förster *Gonggrijp* und *Burger* darauf hingewiesen, daß die luftreichen, groben Sande unter den gegebenen Klimaverhältnissen für das Baumwurzelwachstum eben besonders geeignet sind. Nach diesen beiden Autoren würden dann nicht die Bodenfaktoren, sondern nur ein anthropogener Faktor — das Abbrennen der Wälder — im nomadischen Ackerbau oder infolge zufälliger Einflüsse die Ursache der Savannenbildung sein. Diese Auffassung ist in ihrer Allgemeinheit sicherlich nicht oder wenigstens nicht ganz richtig. Dasselbe gilt für die auf Grund von Luftbildern entstandene Anschauung *Simons'* (1948), daß die Savannen Nord-Surinams z. T. die direkten Erben von Lagunen seien. *Lindeman's* Untersuchungen über die einander folgenden Pflanzengesellschaften

der Sümpfe und unsere Untersuchungen über die Entwicklung der Bodenprofile und der morphologischen Verhältnisse macht u. E. diese Auffassung in ihrer einfachen Form schwer annehmbar.

Die hier genannten Erklärungsversuche der Savannen Nord-Surinams haben alle gemein, daß die genaueren sedimentologischen Verhältnisse und die Typen und Stadien der Bodenprofil-Entwicklung, besonders auch die Strukturfehler in den Böden, vollständig außer Betracht gelassen worden sind. Ich habe wohl als erster betont, daß eben diese Faktoren für das Savannenproblem von Niederländisch Guyana sehr wichtig und manchmal ausschlaggebend sind (*Bakker* 1951). Nachher haben auch *Cohen* und *Van der Eyk* erkannt, daß für manche Savannentypen Surinams der Bodenprofilfaktor primäre Bedeutung hat (1953, S. 213).

Für andere Typen wird von diesen Autoren der Brandfaktor nur als begleitender, aber nicht als primärer Faktor aufgefaßt, und gelegentlich benutzen sie auch wieder die Auslaugungshypothese als Erklärungsmöglichkeit. Durch ihr Streben, die Savannentypen in erster Linie dem Muttergestein und dem Landschaftstypus nach mehr oder weniger genetisch einzuteilen, treten m. E. die gemeinsamen Nenner des Savannenproblems Nord-Surinams in den Betrachtungen *Cohen's* und *Van der Eyk's* manchmal zu viel in den Hintergrund. Ebenfalls ist zu bemerken, daß auch diese beiden Autoren den Einfluß der Bodenzerstörung für die Erklärung einiger Savannentypen nicht genügend betont haben. Im allgemeinen ist *Richard's* (1952) Bemerkung über die Savannen des tropischen Südamerikas wohl richtig, wenn er sagt: „there is remarkably little evidence the climate is ever decisive“, wobei er diese Savannen als „to be primarily an edaphic climax, modified into a fire climax by repeating burning“ betrachtet. Wir werden bei der Einteilung der Savannentypen noch sehen, wie weit sich dieser Gedanke auswirkt.

IV. Savannen, Böden und Bodenzerstörung

Bevor wir auf dieses Verhältnis näher eingehen, müssen wir uns darüber klar sein, daß die Savannen Nord-Surinams wohl ziemlich verbreitet sind, aber fast niemals große Flächen einnehmen. Obwohl z. B. die Zanderij-Savanne etwa 13 000 ha und die Poika-Savanne etwa 7600 ha groß ist, sind die meisten kleiner, entweder länglich und vielfach in dendritischer Art verzweigt oder mehr rundlich bis selbst stellenweise rechtwinklig (Fig. 8). Nach *Cohen* und *Van der Eyk* beträgt die Gesamtfläche der Savannen Nord-Surinams ungefähr 96 000 ha (Savannenwald nicht mitgerechnet).

Zusammen mit *Lanjouw* und *Lindeman* habe ich besonders im Savannengebiet von — und nördlich von Mungo Tapu und des Stromgebiets des Tibitis die Grenzzone zwischen Wald und offener Landschaft an manchen Stellen genau untersucht. Dabei ergab sich, daß diese Grenze, auch dort, wo sie besonders scharf ist, vielfach mit Strukturfehlern im Bodenprofil zusammenhängt. Sehr wichtig dabei ist die Größe und Tiefe des Bodenvolumens, das für die Wurzeln der Baumgewächse zur Verfügung steht. Ist durch das Auftreten von undurchlässigen Horizonten (Ortsteinbänken, Kaolinschichten und Betontonen) dieses Bodenvolumen zu klein, dann reicht seine Wasserkapazität nicht aus, um die große Trockenzeit zu überbrücken. Dieselben Bäume, die etwas weiter bei anderer Bodenstruktur oder wo der bezügliche Horizont Wasser und Wurzeln etwas besser durchläßt, verhältnismäßig hoch gewachsen sind, treten bei ungenügendem Wasservolumen der Bewurzelungsschicht als 5—10 m hohe Sträucher oder noch niedrigeres Gestrüpp auf.

Auch noch in einer anderen Hinsicht ist das Vorkommen von undurchlässigen Horizonten in zu geringer Tiefe verhängnisvoll für das Weiterwachsen der Baumwurzeln. In der Regenzeit bleibt das sauerstoffarme Wasser manchmal zu lange auf den undurchlässigen Ton- oder Ortsteinbänken stehen und was sich unter den günstigen Verhältnissen im luftreichen, feuchten Boden der Zwischenperioden zwischen Regen- und Trockenzeiten noch an neuen Würzelchen gebildet hat, stirbt im übernassen Klima wieder ab. So macht sich auch hier der indirekte Klima-Einfluß im Sinne *Lanjouw's* wieder geltend.

An und für sich braucht eine Ortsteinbank oder eine Kaolinschicht im Bodenprofil nicht ungünstig für dessen Wasserhaushalt zu sein. Besonders undurchlässige Schichten in mittlerer Tiefe können selbst günstig wirken, weil einerseits das Bodenvolumen oberhalb von der Schicht für gute Baumwurzelung noch unzureichend ist, während andererseits die undurchlässige Bank vor allem in etwas höher liegendem sandigem Material ein allzu tiefes Sinken des Grundwassers verhindert.

Von der Zanderij-Savanne und von der Mungo-Tapu-Gegend sind Stellen bekannt, wo mehrere Grundwasserlateritbänke übereinander vorkommen. Ist, wie z. B. bei Mungo Tapu (Fig. 9), die oberste, untief liegende Bank für kapillare Wasserbewegungen und Baumwurzeln noch nicht ganz unzugänglich und erst die zweite in nicht allzu großer Tiefe völlig undurchlässig, dann kann das für die Waldentwicklung günstig sein, da die zwischenliegende Sandschicht in der Trockenzeit als Wasserspeicher wirkt. Obwohl an der betreffenden Stelle bei Mungo Tapu die oberste

Grundwasser-Lateritbank nur 1,05 m tief liegt, wächst dort unter den genannten Bedingungen gut entwickelter Savannenwald.

In diesem Zusammenhang spielt die Bodenzerstörung, wobei die Oberschicht des Bodens immer dünner und dünner wird, eine außerordentlich wichtige Rolle. Sie tritt nicht nur in den offenen Savannen auf, wo die etwa 30—50 cm tiefen Spülrinnen der Regenzeit vor allem in

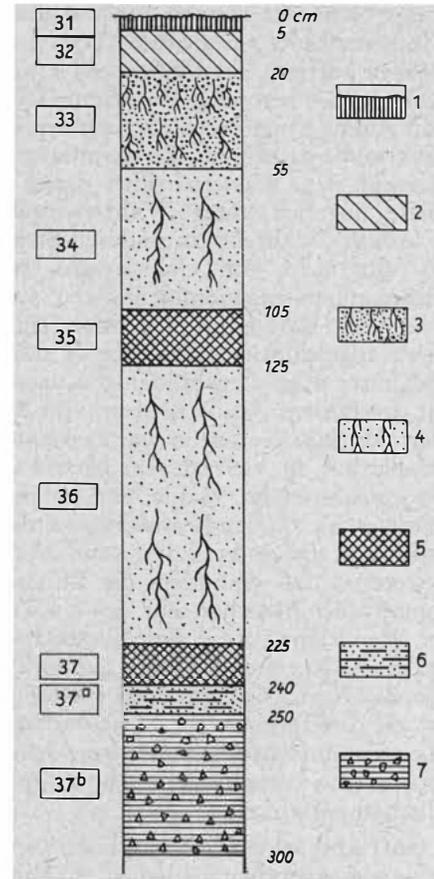


Abb. 9: Bodenprofil in grobem Sand mit zwei Ortsteinbänken

(Weyneweg bei Mungo-Tapu, 400 m östlich vom Anfang der Expeditionsdurchquerung nach Norden (Abb. 3)) 1. Waldtorf; 2. sandreicher Waldtorf; 3. humusreicher weißer Sand; stark bewurzelt; 4. bewurzelter weißer Sand; 5. Ortsteinbänke; 6. toniger weißer Sand; 7. sandiger Kaolin.

Schlufftonen, normalen und sandigen Tonen das Entstehen der sogenannten „Kaufoetoe“ (Kuhfüße) veranlassen, sondern man findet diese Erscheinungen auch im Walde selbst. Das bedeutet also, daß auch bei nur wenig geneigter Oberfläche die Bodenzerstörung die Bodentypen des Waldes angreift. Besonders an zwei Stellen treten diese „Kaufoetoe“ vielfach auf:

1. In der unmittelbaren Nähe der größeren Rinnsale, wo eben der Wald meistens am üppigsten entwickelt ist.

2. Am Waldrande gegen die offenen Savannen hin.

Dazu kommt noch, weil Unterholz und eine geschlossene Vegetation am Boden meistens fehlen, ein gewisses Maß von „sheetwash“, besonders dort, wo die Undurchlässigkeit des Untergrundes die Bedingungen für eine Versumpfung des Waldes und der angrenzenden Savannen in der Regenzeit geschaffen hat.

Während unserer Expedition haben wir auch die Ablagerungen der jetzt teilweise schon fast ganz aufgefüllten „kreken“ (Rinnsale) untersucht. Sowohl in der Tibitisavanne wie im Savannengebiet nördlich von Mungo Tapu fanden wir dieselben Erscheinungen, nämlich daß die Auffüllungssedimente der „kreken“ außerordentlich jung sein müssen. Sie bestehen bis zu mehr als 10 m Tiefe vorwiegend aus extrem nassen humusreichen rahmartigen Tonen, losen tonigen Sanden und noch kaum geänderten Blätter- und Humusmassen. Es kann nur Material sein, das in der allerjüngsten Zeit von der Bodenzerstörung aus den Randzonen der Rinnsale herbeigeführt worden ist (Tabelle I).

Man kann vielfach beobachten, daß von der offenen Savanne aus die Kaufoetoe zonenartig auf den Wald übergreifen. Diese Wirkung der Spülrinnen, welche von den „kreken“ und den schon bestehenden offenen Savannen ausgeht, ist für den Waldbestand besonders verhängnisvoll, wenn die Oberschicht von vornherein nur dünn war und nach unten durch undurchlässige Horizonte abgeschlossen wird. Das ist z. B. der Fall in der alten Küstenebene, nördlich von Mungo Tapu, wo jetzt nur noch eine dünne Ton-, Schluffton- und sandige Tonschicht auf dem älteren fast undurchlässigen Kaolin vorhanden ist. Fig. 12 läßt klar erkennen, daß nur dort noch hoher Wald auftritt, wo die Oberschicht auf dem Kaolin besonders mächtig ist. Der kritische Wert der Oberschichtmächtigkeit scheint bei etwa 50—60 cm zu liegen.

Auch in den Sandgebieten lassen sich Beweise von „Sheetwash“, „Rillwash“ und in den offenen Savannen selbst von „Gully-erosion“ beibringen. Der Wald kann auch hier wieder von den „Kreken“ und den Korrosionstächen der schon offenen Flecken aus angegriffen werden, besonders dort, wo die Oberfläche nicht ganz horizontal ist. Die Kreken waren ursprünglich auch hier teilweise sehr tief, was nicht nur Abfuhr nach den größeren Flüssen, sondern auch die Aufnahme des von der Bodenzerstörung transportierten Materials ermöglichte.

Sowohl für unsere Sand- wie Tongebiete gilt also, daß es vor allem das Zusammenspiel von drei Gruppen von Prozessen ist, das die Ausbreitung des Savannenareals durch rein natürliche Ursachen fördert:

1. das Immer-undurchlässiger-Werden von Tonschichten und Grundwasserlateritbänken in geringer Tiefe,
2. das Immer-dünnere-Werden der Oberschichten durch Bodenzerstörung,
3. die Aufnahme- und Abfuhrmöglichkeit des zerstörten Oberflächenmaterials.

So kann es geschehen, daß in Gebieten, wo in geringer Tiefe undurchlässige Kaolin-, Ton- und Ortsteinbänke vorkommen, durch ständige Bodenzerstörung der sandige A-Horizont immer dünner und dünner wird, bis schließlich der Wald ganz verschwindet. Daß unter derartigen sedimentologischen und Bodenverhältnissen der nomadische Ackerbau der Eingeborenen und sonstige Brandwirkungen außerordentlich schädlich für den Waldbestand sind, braucht keine besondere Darlegung. Für Savannengebiete, wo, soweit bekannt, niemals Menschen gelebt haben, ist es aber wichtig, darauf hinzuweisen, daß unter den hier beschriebenen Verhältnissen von Sedimentation und Bodenentwicklung die Bodenzerstörung auch ohne irgendwelchen anthropogenen Einfluß oder Brand den Wald angreifen kann.

Jetzt die Fruchtbarkeitsfrage. Können nur durch Auslaugung des Bodens gut entwickelte Wälder sich in Savannen umwandeln? Der allgemeinen Ansicht nach besteht in einem tropischen Wald, dort wo die Bewurzelung nicht gehemmt ist, nahezu Gleichgewicht zwischen Auslaugung einerseits und Materialzufuhr durch Abfall der Blätter in die humose Oberschicht andererseits⁸⁾. Untersuchungen von Stabel und Müller (1933) in sandigen Böden Surinams haben gezeigt, daß die humose Oberschicht eines frisch gerodeten Waldbodens gar nicht ganz ausgelaut, sondern anfänglich mäßig fruchtbar ist. Wir haben jetzt zwei Faktoren kennen gelernt, welche dieses Gleichgewicht in starkem Maße stören können:

1. die Bodenerosion, welche gerade die fruchtbaren, humusreichen Horizonte des obersten Bodenprofiltelles am stärksten angreift und die Blätter z. T. abführt, bevor sie im Bodenprofil aufgenommen werden können;

⁸⁾ Manchmal wirken die Pflanzen stark selektiv. Eine Blätterprobe vom Savannenwald auf einem gelben Podsol in einem glimmerreichen Lehmsandboden an der Westgrenze der Lidi der alten Küstenebene nördlich von Mungo Tapu (Fig. 3a) enthielt noch 1,6% CaO [Analyse von Dr. H. J. Müller].

2. die fortschreitende Wirkung der sich immer mehr schließenden undurchlässigen Horizonte in geringer Tiefe, wodurch das Bewurzelungsvolumen ungemein verkleinert wird, was dann letzten Endes auch einen erheblichen Rückgang der Ionenlieferung zur Folge haben muß.

Auf Grund dieser Tatsachen bin ich der Meinung, daß die direkte Auslaugung auch in den Wäldern auf groben Sanden nur eine untergeordnete Rolle spielen kann. Deswegen scheint es weniger wahrscheinlich, daß in Grobsandgebieten mit ungehemmter Baumwurzelentwicklung ein üppiger Wald nur durch Auslaugung in einen Savannenwald und dieser, durch größere Brandempfindlichkeit, wieder in eine mehr oder weniger offene Savanne übergehen kann, wie es jüngst noch wieder von *Cohen* und *Van der Eyk* für ihren Zanderijtypus angenommen worden ist (1953, S. 214). Als viel wesentlicher für die Erklärung der verschiedenen Savannen Nord-Surinams betrachte ich (vom Brandfaktor abgesehen) den Ionenverlust der oberen Horizonte durch Bodenzerstörung und (im Zusammenhang mit Änderungen im Wasserhaushalt) durch Abschließung des Untergrundes durch „claypan“- und „hardpan“-Bildung.

V. Prinzipien der Savanneneinteilung

1951 habe ich eine Einteilung der Savannentypen Nord-Surinams, soweit sie mir aus eigener Anschauung bekannt waren, gegeben (*Bakker* 1951, S. 384—391). Diese Einteilung darf als eine funktionelle bezeichnet werden; sie ist in erster Linie eine bodenkundliche, wobei besonders die Struktur der Böden und die Tiefe der undurchlässigen Horizonte, gleichgültig ob diese sedimentologischer oder bodenkundlicher Entstehung waren, als wesentlich für das Savannenproblem betrachtet wurden. So kam ich zu der folgenden Einteilung:

A. Sandsavannen.

1. Grobsandsavannen.
2. Feinsandsavannen.

Beide Typen lassen sich wieder folgendermaßen unterteilen:

- a) Lehmmige Sande mit gelber, gelbbrauner und gelbroter Podsolierung; Wasserzirkulation bis zu erreichbarer Tiefe nicht oder nur wenig gestört. Vegetationstypen: Savannenwald oder Brandsavannen.
- b) Sehr tonarme Sande (weniger als $2-3\% < 2\mu$) mit ausgesprochen weißer bis grauer oder gelb-weißer Farbe der A-Horizonte und Ortstein- (bzw. Grundwasserlaterit-) Bänken. Wasserzirkulation gestört.

Untertypen:

bh. Vollständig undurchlässige Ortsteinbänke.

- bh'. Ortsteinbank in rund 1 m Tiefe. Offene Savannen mit nur wenigen kleinen Sträuchern und Sträuchergruppen.

bh". Ortsteinbank in größerer Tiefe (mehr als ungefähr 4 m). Geschlossene höhere Sträucher- (5—10 m hoch) und Savannenwälder.

bh". Ortsteinbänke in mittlerer Tiefe (ungefähr 1—4 m tief). Sträuchersavannen mit offenen, von Gräsern, Cyperaceen und Kleinsträuchern bewachsenen Flecken.

bv. Nicht ganz undurchlässige Horizonte. Geschlossene höhere Sträucher- und Savannenwälder.

B. Ton- und Schlufftonsavannen.

a) Tone und Schlufftone mit verhältnismäßig guter Struktur bis mehr als 0,80 bis 1,5 m Tiefe. Meistens „evergreen seasonal forest“ im Sinne *Beard's* mit Übergangsformen nach Savannenwald.

b) Tone und Schlufftone mit Strukturfehlern in den obersten 0,6—1,00 m. Es kommt darauf an, inwieweit die Tone irreversibel eingetrocknet sind und ob der Untergrund eine gute oder weniger gute Struktur hat. Im ersten Fall tritt meistens eine Gräser- und Cyperaceen-Savanne mit kleinen Sträuchergruppen auf. Im letzten Fall können größere Sträucher und Savannenwald vorkommen.

c) Ton, sandiger Ton und Schlufftone mit guter Struktur bis 0,60—1,5 m Tiefe und undurchlässige Horizonte darunter. Vegetationstypus wie unter 2a.

C. Übergangs- und Kombinationstypen von

Gruppen A und B. Diese können besonders in Ablagerungsgebieten eine mehr oder weniger große Rolle spielen. So fand *H. J. Müller* (1945) in der Powakkasavanne 0,50—1,00 m Ton auf einer vorher freigespülten und ihrer sandigen A-Horizonte beraubten Ortsteinbank.

D. „Kreek“-Profile in den Gruppen A, B und C.

Alluvialböden verschiedener Bautypen, meistens mit guter Struktur und wasserreich. Wo Strukturfehler in geringer Tiefe fehlen, tragen sie Galeriewälder.

E. Savannenwald und offene Savannen auf steinharten Laterit-Bauxit-Krusten.

Untertypen: E₁. Ohne Bodenprofil. Beispiel: Savannenwald im südlichen Nassauegebirge.

E₂. Überwiegend sandig, mit lehmig-sandigen Bodenprofilen.

E₃. Überwiegend tonige und schlufftonige Bodenprofile.

Bei den Gruppen E₂ und E₃ lassen sich ähnliche Untertypen unterscheiden wie bei den Gruppen A, B und C. Von E₂ mit zwei undurchlässigen Horizonten und einer undurchlässigen Kaolinschicht im Untergrund wurde schon ein Beispiel genannt (Fig. 9).

Es bedarf kaum einer besonderen Darlegung, daß die E-Gruppe auch für andere steinharte Muttergesteine verwendet und weiter untergeteilt werden kann.

Das bodenkundliche Grundprinzip dieser Einteilung hat den Vorteil, daß es mutatis mutandis auch für andere Muttergesteine brauchbar ist, sobald die Profilentwicklung so weit vorgeschritten ist, daß es sich nicht mehr um rein lokal bedingten Skelettboden handelt. Die Bemerkung *Cohen's* und *Van der Eyk's* (1953, p. 204), daß meine Einteilung praktisch eine Einteilung in Sand- und

Tonsavannen darstellt, ist dann auch wohl nicht richtig.

Das Einteilungsprinzip *Cohen's* und *Van der Eyke's* ist als landschaftlich-genetisch zu bezeichnen. Diese Autoren sind der Ansicht, daß es nicht erlaubt sei, Savannen aus verschiedenen Landschaften zusammenzufassen, weil sie „zufälligerweise“ (?) dieselben Bodentypen haben (1953, p. 204). Besser wäre, erst die Landschaften nach ihrem geologischen und natürlichen Charakter zu unterscheiden und dann den Savannen darin eine Stelle anzuweisen.

Selbstverständlich haben beide Einteilungsprinzipien ihre Berechtigung. Ist man, wie es in Surinam manchmal der Fall ist, bodenkundlich gesprochen in einem Kerngebiet, d. h. daß derselbe Bodenprofiltypus auf verschiedenen Muttergesteinen auftritt und die Profilentwicklung also so weit fortgeschritten ist, daß die Muttergesteine ihre direkte Bedeutung für die Vegetation ganz oder fast ganz verloren haben, so kann eine allzu starke Betonung des Einflusses der geologischen Formationen nur zur Folge haben, daß die gemeinsamen Nenner der Savannen-Entstehung und des Vegetationsbildes über die Grenzen der einzelnen Landschaften hin übersehen oder unterschätzt werden. Für eine vergleichende Erklärung der Savannen der verschiedenen Landschaften ist das bodenkundliche Einteilungsprinzip dann auch zweifellos sehr wichtig, was auch *Cohen* und *Van der Eyke* (1953, S. 213) zugeben, wenn sie bemerken, daß für die Entstehung verschiedener Savannentypen der Bodenfaktor primär ist. In manchen Gegenden Nord-Surinams, wo Savannen vorhanden sind, handelt es sich aber nicht um Endprofile, sondern um Skelettböden und Übergangsprofile, welche sich dem Muttergestein noch mehr oder weniger anschmiegen. Ich selbst bin wohl der erste gewesen, der die sedimentologischen Verhältnisse genauer in Betrachtung bezogen hat als vorher üblich war. Außerdem sind die verschiedenen Landschaften manchmal durch Differenzen in Taldichte, Böschungswinkel und Wasserhaushalt, welche für das Savannenproblem Bedeutung haben oder gehabt haben können, gekennzeichnet. Die botanische Zusammensetzung und das Alter der Savannen der verschiedenen Landschaften brauchen schließlich nicht dieselben zu sein, wobei besonders das Alter für die Erklärung dieses Phänomens in Bodenprofilen, welche ihr Endstadium der Entwicklung noch nicht erreicht haben, Bedeutung haben kann.

Weil aber, wie gesagt, auch *Cohen* und *Van der Eyke* für manche Savannentypen dem Bodenfaktor primäre Bedeutung zuerkennen und ich selbst das (sedimentologische) Muttergestein keines-

wegs vernachlässigt habe, decken sich unsere Einteilungen und Erklärungen weitgehend.

Außerdem haben *Cohen* und *Van der Eyke* noch eine Anzahl neue Savannentypen gefunden und ist, auf Grund der Untersuchungen *Lindeman's*, auch noch mit einer beschränkten Savannenentwicklung in statu nascendi in der jüngeren Küstenebene und Übergangslandschaft (Demerara-Formation) zu rechnen.

Die vollständigste Einteilung der Savannen Nord-Surinams lautet also⁹⁾:

- I. Die Savannen des nördlichen Hügellandes ohne allochthone Sedimente, unterzuteilen nach den verschiedenen Muttergesteinen, dem Grad der Bodenprofilentwicklung, dem Reliefotypus, der Vegetation usw.
- II. Die Savannen der Zanderij-Formation.
- III. Die Grenz- und Übergangsfälle zwischen I und II, wo die allochthone Sedimentdecke nur noch eine geringe Bedeutung hat, bzw. gehabt hat.
- IV. Die Savannen der Coropina-Formation.
- V. Die Grenz- und Übergangsfälle zwischen II und IV.
- VI. Die Savannenerscheinungen der Demerara-Formation und der Übergangslandschaft zwischen IV und VI, welche wir vorläufig zusammennehmen.

Für Luftbilder dieser Typen, welche ich hier z. T. besprechen werde, darf nach *Cohen* und *Van der Eyke* verwiesen werden.

I. Die Savannen des allochthonen, sedimentfreien Hügellandes

Im allgemeinen findet man in Hügel- und Berglandschaften vier Bodentypen:

- a) In den Wasserscheidengebieten mit nur geringen Böschungswinkeln an Ort und Stelle entstandene residuäre Böden, welche durch Entwaldung usw. in Skelettböden übergehen können.
- b) Skelettböden auf steileren Böschungen. Je nach dem Muttergestein liegt der kritische Neigungswinkel meist zwischen 20° und 45°.
- c) Kolluvialböden, welche sich dort bilden, wo Gehängematerial sich am Fuße eines Hanges anhäuft.
- d) Alluvialböden entlang den größeren und kleineren Kreken und Flüssen. Teilweise liegen sie auf Terrassen, z. T. aber auch in der Talsohle selbst.

⁹⁾ Vollständigkeitshalber erwähne ich, daß diese Numerierung eine andere ist als auf der Karte *Cohen's* und *Van der Eyke's*.

Eine genauere Kenntnis dieser Bodentypen und der savannenartigen Erscheinungen des nördlichen Hügellandes, des sogenannten „Basalen Komplexes“, steht noch aus. *Cohen* und *Van der Eyk* erwähnen in diesem Zusammenhang drei nach ihrem Muttergestein bezeichnete Landschaften:

1. Die Granitlandschaft.
2. Die Schieferlandschaft.
3. Die Subgrauwackenlandschaft (man vergleiche die hier beigegebene geologische Übersichtskarte von *Schols* und *Cohen*, Fig. 6).

Die im allgemeinen aus kleinen Hügeln mit mäßig steilen Böschungen bestehende Granitlandschaft trägt in unserem Gebiet meistens hohen Wald. Nur an einer Stelle kommt auf einem grobsandig-tonigen Boden, welcher bis 1,20 m keine störenden Horizonte hat, ein kleiner Savannenwald vor, der, wie alle Savannenwälder, auf der Karte *Cohen's* und *Van der Eyk's* nicht besonders angegeben wurde.

Größere Bedeutung gewinnen die Savannen der Schieferlandschaft.

Neben hohem Wald finden wir, nach *Cohen* und *Van der Eyk* (1953, S. 209), auch auf den residuären Böden Strauchsavannen. Besonders die verhältnismäßig niedrigliegenden Kolluvialböden tragen hier die Savannen des *Bosland* Typus (Fig. 8). Andeutungen der Aktivität der Bodenzerstörung (*Kafoetoes*) fehlen nicht und *Cohen* und *Van der Eyk* fanden, soweit sie es untersucht haben, immer eine Ortsteinbank in geringer Tiefe. Beispiel:

- 0 — 10 cm braungrauer, leicht humöser, sehr feiner Schluffsand
- 10 — 60 cm grauer, sehr feiner staubiger Sand mit groberen Partikelchen
- 60 — >70 cm rostbraune, sehr harte Ortsteinbank.

Während die übrigen Schieferlandschaften vorwiegend aus Kuppen bestehen, ist die Subgrauwackenlandschaft durch Rücken, die der Streichrichtung des Muttergesteins parallel laufen, gekennzeichnet, welche nur wenige Meter breite Rippen tragen. Diese Rippen haben nach *Cohen* und *Van der Eyk* (1953, S. 209) nur ein sehr dürftiges Bodenprofil, was durch das folgende Beispiel erläutert werden darf:

- 0 — 2 cm violettbrauner Schotter, grober und feiner Sand.
- 2 — 30 cm leicht gelb bis orangefarbig gefleckter grober Sand.
- 30 — <120 cm glimmerreicher kaolinartiger Ton mit weißen, gelben, rosa und roten Flecken.

Zwischen den Rippen und an den Flanken der Rücken treten sandige Kolluvialböden auf, welche schon in einer Tiefe von 95 — >120 cm von kaolinartigem Verwitterungsston des Muttergesteins unterlagert werden.

Beispiel (nach *Cohen* und *Van der Eyk*):

- 0 — 70 cm rosa und grün gefleckter feiner Sand.
- 70 — 95 cm weißer, toniger, sehr grober Sand und feiner Schotter.
- 95 — >120 cm feinsandiger kaolinartiger Ton mit weißen, gelben, rostroten und rosa Flecken.

Rippen und Kolluvialböden tragen beide Savannen des sogenannten *Sabanpassie* Typus, wobei aber die Streichrichtung des Muttergesteins nicht immer klar zu erkennen ist. Zusammenfassend darf für die Savannen dieser drei Landschaftstypen gesagt werden, daß ihre Verbreitung durch den Relieftypus, ihre Entstehung aber ziemlich sicher durch das Auftreten von undurchlässigen Horizonten in geringer Tiefe und die Massenbewegungen bzw. Bodenzerstörungen in den Kolluvialböden bestimmt wird.

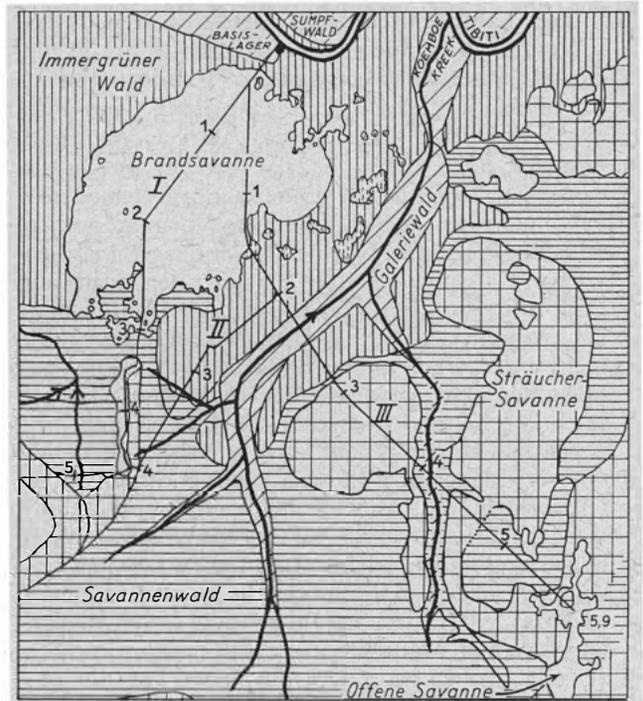


Abb. 10: Karte der Tibitisavannen.

Der nördlichste ganz offene Teil ist eine reine Brandsavanne mit einer sehr scharfen Waldgrenze. Sedimentologisch gehört dieser Teil zum Coesewynetypus (Brandsavanne auf grobsandigem Ton der Zandery-Formation). Im Süden liegen die mehr oder weniger länglichen Savannen z. T. auf grobem weißem Sand mit *Dimorphandra conjugata* als Charakterpflanze (nach *J. C. Lindeman*).

II. Die Savannen der Zanderij-Formation

Cohen und Van der Eyk unterscheiden hier drei Typen (Fig. 8):

II a. Der Cassiporatypus

II b. Der Zanderijtypus

II c. Der Coesewijnetypus.

Der erste Typus tritt auf trockenen, weißen, groben Sanden, der Zanderijtypus auf feuchten bis nassen, weißen, groben Sanden auf. Als charakteristisches Bodenprofil für diese beiden Typen geben diese Autoren an:

0— 25 cm weißer, grober Sand
25— 40 cm grauer, schwach humoser, grober Sand
40—120 cm weißer, grober Sand.

Weil die Sträucher und Bäume (*CURATELLA AMERICANA*, *DIMORPHANDRA CONJUGATA* etc.) aber viel tiefer wurzeln können, ist ein derartiges Bodenprofil für die Erklärung des Auftretens der Savannen an Ort und Stelle ungenügend. Auch die von Cohen und Van der Eyk für diese zwei Savannentypen gegebene Erklärung (Auslaugungshypothese) befriedigt, wie schon bemerkt wurde, nicht ganz.

Vom Flugplatz Zanderij ist bekannt, daß manche humusreiche ($3\frac{1}{2}$ —7 % Humus) Ortsteinbänke, von weißen Sanden getrennt, übereinander vorkommen. In den südlichen Tibitisavannen unserer Expedition fanden wir solche Bänke auf rund 3 m Tiefe. Der Tongehalt in den weißen Sanden ist nur sehr niedrig (< 2,5 %). Sobald die groben Sande etwas lehmiger sind, hört die Bleichfarbe auf und treten gelbbraun-braungelbe bis gelbrote Profile, wobei feste Bänke ganz fehlen, an ihre Stelle. Dieser Unterschied im Tongehalt und damit im Profiltypus fällt in der südlichen Tibitisavanne (Fig. 10, Linie III, km 2,8), wie ich früher schon beschrieben habe (Bakker 1951, S. 386) sehr auffällig zusammen mit einer scharfen Vegetationsgrenze. Wo die Sande sehr tonarm sind, ist das Auftreten der Bodenzerstörung und einer undurchlässigen Grundwasserlateritbank auf \pm 3 m Tiefe wohl die Hauptursache, daß sich hier nur eine Strauchsavanne entwickelte bzw. nach der Brandwirkung für den nomadischen Ackerbau wieder aufrichten konnte, wobei z. B. *DIMORPHANDRA* eine Höhe von rund 5 m meistens nicht überschreitet. In den braungelben bis gelbroten, mehr lehmigen Profilen dagegen finden wir einen etwa 20 m hohen *LICANIA*-Wald.

Soweit die oberflächlich liegenden Ablagerungen der Zanderij-Formation nicht gebleicht sind, tragen sie meistens hohe Wälder. Gelegentlich treten aber auch Übergangsformen zum Savannenwald und in beschränkter Weise auch zur offenen

Savanne hin auf. Cohen und Van der Eyk (1953, S. 207 und 213) haben diese Savannen auf den gelbbraunen bis rötlichen tonreichen Sedimenten der Zanderijformation als Coesewijnetypus bezeichnet. Der folgende Bodenprofiltypus soll repräsentativ für diese Savannenart sein:

0— 40 cm dunkelgrauer, humoser, toniger Sand
40— 70 cm gelber bis rostfarbiger, grobsandiger Ton
70—120 cm leicht rostroter, kompakter, grobsandiger Ton.

Durch eine sehr detaillierte Untersuchung kenne ich vom Coesewijnetypus nur den nördlichsten Teil der Tibitisavanne¹⁰⁾, welche in rund 7—8 m ü. M. liegt (Fig. 10). Zusammen mit kleinen Höhendifferenzen wechseln hier die Bodenprofiltypen sehr schnell. In der ovalen, fast ganz baumfreien Brandsavanne findet man Stellen, wo der zähe, vollständig undurchlässige Kaolin fast bis zur Oberfläche reicht, während an anderen Stellen die gute Struktur der braunroten tonigen Grobsande und grobsandigen Tone bis 2—3 m Tiefe und selbst noch tiefer reicht. Auch aus anderen sedimentologischen Gründen ist zu vermuten, daß es nicht so leicht sein wird, für den Coesewijnetypus der Savannen einen oder eine beschränkte Zahl von repräsentativen Bodentypen aufzustellen. Cohen und Van der Eyk erwähnen selbst, daß die Sedimentdecke auf dem Grundgebirge bei diesem Savannentypus nur sehr dünn ist. Auch in anderer Hinsicht macht der Coesewijnetypus den Eindruck eines Grenztypus zwischen nicht immer gleichen Formationen und Sedimentationsbedingungen. Wie es schon von Bakker und Lanjouw (1949) festgestellt wird, ist die Tibitisavanne, eine schöne Grassavanne, zweifellos eine Brandsavanne. Die Indianer brennen jedes Jahr und die scharfe Grenze zwischen „Evergreen seasonal Forest“ und offener Savanne ist rein anthropogen bedingt. Cohen und Van der Eyk sind der Ansicht, daß alle Savannen des Coesewijnetypus durch Feuer entstanden sind. Doch ist die Frage berechtigt, ob dort, wo fester kaolinreicher Ton oder undurchlässiger Kaolin nahe der Oberfläche liegen, nicht schon vor dem menschlichen Angriff eine gewisse Tendenz zur Savannenbildung da war.

IV. Die Savannen der Coropinaformation¹¹⁾

Nördlich von Mungo Tapu in der älteren Küstenebene lassen sich zwei Savannentypen, ver-

¹⁰⁾ Irrtümlich rechnen Cohen und Van der Eyk (1953, S. 214) den nördlichsten Teil der Tibitisavanne zu ihrem Welgelegetypus. Der mechanischen Zusammensetzung der Sedimente nach gehört das von uns untersuchte Tibitigebiet zweifellos zur Zanderijformation.

¹¹⁾ Die Gruppen III und V werden am Schluß behandelt.

hältnismäßig schwere Schluffton- und Tonsavannen und Feinsandsavannen, unterscheiden (*Bakker und Lanjouw* 1949; *Bakker* 1951). Sie sind von *Cohen und Van der Eyk* (1953, S. 204—205 und 212—214) rückblickend als Welgelegetypus und *Watameolotypus* bezeichnet worden. Die Verbreitung der *Watameolosavannen* ist nur gering. Nördlich von Mungo Tapu sind sie an feinsandige Strandwälle (Fig. 3 a) der alten Küstenebene gebunden. Der *Welgelegetypus* ist aber weiter verbreitet. Nach *Cohen und Van der Eyk* beträgt seine Fläche, abgesehen vom Savannenwald, rund 13 350 ha. Beide Typen haben den Charakter von sehr offenen Gras- und Cyperaceensavannen mit einigen meterhohen Sträuchergruppen, abgewechselt von mehr geschlossenen Sträucherbusch- und Savannenwaldpartien. Die schon mehrfach genannten „*Kafoetoe*“ treten in den *Welgelegensavannen* sehr oft auf, was auf eine starke Bodenzerstörung hinweist. *Cohen und Van der Eyk* haben festgestellt — leider ohne Angabe von Bodenprofilen —, daß bei den *Welgelegensavannen* neben einem mehr trockenen Typus ein nasserer Typus auftritt, auf welchem in den Regenzeiten einige Dezimeter Wasser stehen können. Diese beiden Autoren sind der Ansicht, daß der trockene Typus als reine Brandsavanne erklärt werden muß, während ihre Erklärung für den nassen Typus sich etwas mehr an die von uns gegebene Deutung anschließt.

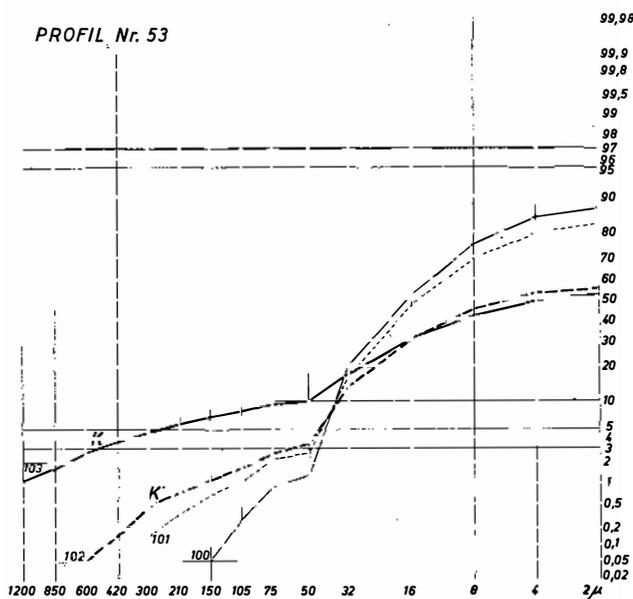


Abb. 11: Mechanische Zusammensetzung von Profil Nr. 53 bei km 6,8 von Abb. 3 mit auffälliger Kurvenkreuzung zwischen Kaolin und kaolinreichem Übergangssediment (K und K') einerseits und schluffreichem Deckensediment (Proben Nr. 100 und 101) andererseits.

Die Savannen des nassen Welgelegetypus im Wane- und Djaikeeregebiet, nördlich von Mungo Tapu

Wie schon gesagt, liegt hier zwischen den Lidi der alten Küstenebene und der Bauxithügellandschaft ein Gebiet, das vielfach aus schweren Tonen und Schlufftonen besteht. Diese Tone sind fast irreversibel eingetrocknet. Man findet nur eine kümmerliche Wurzelentwicklung der sehr dürftigen Sträucher in den Trockenrissen. Anderthalb Monate nach dem Eintreten der Trockenzeit waren diese grauen Tone schon so hart wie Stein. Deswegen habe ich sie *Betontone* genannt. Sie sind extrem schwer ($65-70\% < 2\mu$). Der pH dieser sauren Tone ist rund 4,2; der Humusgehalt kann bis rund 12,5% ansteigen. Dazu kommt noch, daß schon in einer Tiefe von 30—60 cm der schwere graue Ton von einem manchmal sehr harten Kaolin unterlagert wird (man vergleiche *Bakker und Lanjouw* 1949, S. 545).

An manchen Stellen aber bestehen die oberen Horizonte des Bodenprofils aus Schluff- oder Mehlton (Fig. 11). Wir finden diese Situation z. B. in unserer Bohrung Nr. 53, etwas östlich von km 6,8 (Fig. 3 a). Es liegt hier eine Cyperaceensavanne vor:

- 0— 20 cm „*Kafoetoe*“-Zone in Schluffton (Probe Nr. 100)
- 20— 50 cm Schluffton mit guter Struktur (Probe Nr. 101)
- 50— 80 cm kaolinhaltige Übergangszone (k') (Probe Nr. 102)
- 80—110 cm tonreicher fester Kaolin (Probe Nr. 103)

Noch etwas mehr östlich von km 6,8 finden wir aber wieder einen schmalen Savannenwaldstreifen. Das ganze Bodenprofil (*Bakker und Lanjouw* 1949, S. 545) einschließlich des Kaolin hat hier eine ziemlich gute Struktur und war schon tief in der großen Trockenzeit noch ziemlich feucht.

So finden wir auch im Schwerton- und Schlufftonsavannenengebiet noch ziemlich viele Differenzen im Bodenprofil, auf welche der Vegetationstypus mehr oder weniger empfindlich reagiert. Doch ist andererseits eine gewisse Einheitlichkeit kaum zu verneinen. Die Oberschicht, welche sich auf dem meistens sehr kompakten Kaolin befindet, ist fast immer sehr dünn und Beweise einer starken Bodenzerstörung („*Kafoetoe*“) sind da. Selbst im Walde, wo die Böden etwas sandiger sind, fehlt diese Bodenerosion nicht ganz. Diese Tatsachen liefern uns eine sehr interessante Erklärungsmöglichkeit für die Entstehung einer offenen Savannenlandschaft aus einer geschlossenen Waldlandschaft. Aus Fig. 12 ist zu ersehen, daß die offene Savanne nur dort auftritt, wo die Oberschicht auf

dem Kaolin weniger als 0,50—0,60 m mächtig ist. Ist sie mächtiger, dann finden wir schon bald Wald. Es ist anzunehmen, daß die Oberschicht beim Übergang vom Sumpf- in das Landstadium eine größere Mächtigkeit und größere Ausmaße gehabt hat, aber eingeschrumpft ist und durch Bodenerosion viel Material verloren hat, das auch in den Waldgebieten nach den damals sehr tiefen Rinnen (Djai-Kreek, Wanekreek usw.) abgeführt werden konnte. Die heutigen etwas größeren Flüsse dieser Gegend, wie der Curmotibo und Cottica, sind auch heute noch sehr tief (bis rund 10 m). Es ist also anzunehmen, daß auch dort, wo unter Ästuarien-, Lagunen- und Wattenverhältnissen schwerer Ton abgelagert wurde, nach dem Zurückziehen des Meeres anfänglich ein Sumpfwald gewachsen ist. Allmählich wird der Wald seinen Charakter geändert haben. Inzwischen arbeitet die Bodenerosion weiter und wird die Oberschicht dünner und dünner, bis schließlich der Wald einer offenen Savannenlandschaft das Feld räumen mußte.

Tatsachen, wie die hier erwähnten, machen es sehr unwahrscheinlich, daß auch dort, wo die Savannen an Stellen liegen, wo früher Ästuarien und Lagunen waren, eine Savannenlandschaft die unmittelbare Nachfolgerin einer Sumpflvegetation sein würde. Zwischen beiden Stadien in der Landschaftsentwicklung muß eine längere Zeit für die Entwicklung und den Rückzug der Struktur des Bodenprofils und die bezügliche Bodenerosion nötig gewesen sein.

Daß als Folge der schlechten Struktur der Böden der nassen Welgelegensavannen die von *Cohen* und *Van der Eyk* betonte Sumpfigkeit in den Regenzeiten einen nachteiligen Einfluß auf die Bewurzelungstiefe der Sträucher ausübt, ist, wie ich schon bemerkt habe, sehr wahrscheinlich. Ob die trockene Variante des Welgelegentypus nur als Brandsavanne erklärt werden darf, ist ohne eingehende Untersuchungen der Bodenprofile nicht zu beurteilen. Aus eigener Untersuchung kenne ich diesen letzten Untertypus nicht.

Die Feinsandsavannen (Watameolotypus) der älteren Küstenebene

Diesen Typus finden wir besonders nördlich von Mungo Tapu in der Nähe der etwa 10 m ü. M. liegenden, stark abgetragenen Strandwälle der alten Küstenebene (Fig. 3 a). Die Sande sind hier reicher an Schwermineralien und haben dort auch einen gewissen Muskovitgehalt. Besonders die etwas lehmigen Sande sind hier gar nicht so unfruchtbar (s. Fußnote Nr. 8). In den etwas lehmigeren Teilen dieser Küstenlandschaft findet man schöne gelbe und gelb-rote Bodenprofile, in welchen Ortsteinbänke fehlen. Hier wächst ziemlich

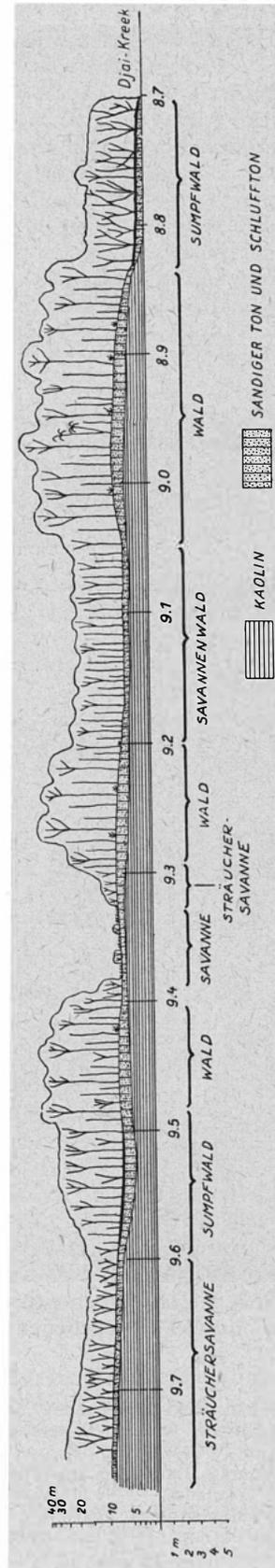


Abb. 12: Längsprofil durch die Welgelegensavanne zwischen km 8,8 und 9,8, nördlich der Djaierecke (man vergleiche auch Abb. 3 a) (nach J. C. Lindeman).

guter Wald. Auch auf den weißen Sanden¹²⁾ kann der Wald noch ziemlich gut entwickelt sein. Die scharfe Waldgrenze fällt hier auch wieder sehr auffällig mit dem Auftreten von undurchlässigen Grundwasserlaterithorizonten zusammen. In Fig. 13 ist deutlich zu sehen, daß Wald auftritt, wo der undurchlässige Horizont fehlt; Sträucher von 5—10 m Höhe, wo der Horizont noch nicht ganz verfestigt ist und deswegen noch ein Eindringen der Baumwurzeln ermöglicht, und offene Savanne, wo die eisenreichen Konkretionen zu einer etwa 70 cm mächtigen, festen, undurch-

VI. Die Savannenwälder

in der Übergangslandschaft und der jüngeren Küstenebene, nördlich des großen Sumpfes der Mungo-Tapu — Wia-Wia-Durchquerung

Wie es sich aus Fig. 3 b ergibt, tritt in einer Entfernung von 10,2, rund 11, rund 12 und 12,8 km von der Küste auf Lidi in 6—9 m ü. M. Savannenwald auf. Wir befinden uns hier z. T. sicher noch in der schon mehrfach genannten Übergangslandschaft im Bereiche des großen Sumpfes, wo der zähe, undurchlässige Kaolin bis

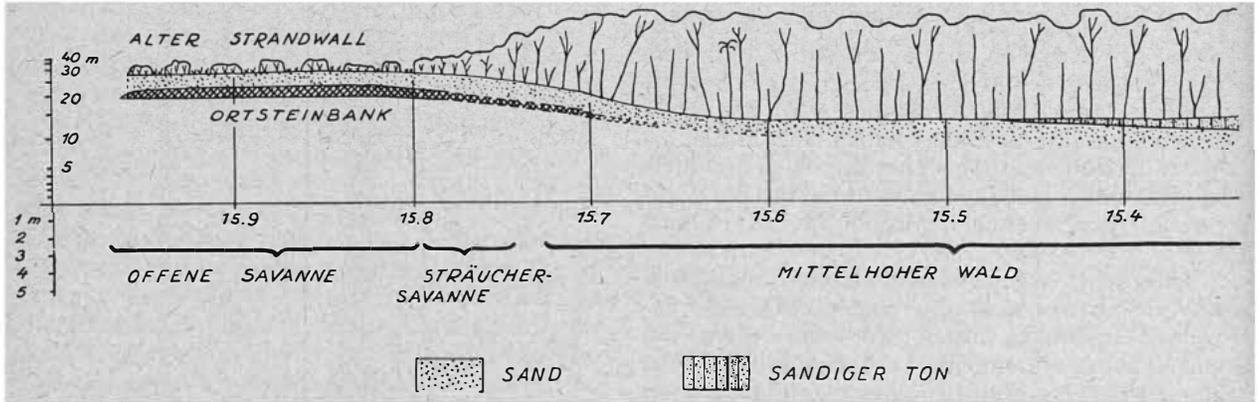


Abb. 13: Ortsteinbildung und Waldgrenze zwischen km 15,4 und 16 in der Wataneolosavanne (Fig. 3 a) südlich des großen Sumpfes (nach J. C. Lindeman).

lässigen Bank zusammengewachsen sind. Wie an anderen Stellen wurde auch hier zur genaueren Feststellung der Bedingungen, welche die Waldgrenze bestimmen, die Distanz unserer Profilöcher und Bohrungen auf wenige Meter verkleinert.

Durch Abtragung (Bodenzerstörung) sind die charakteristischen Formen der alten Strandwälle teilweise verloren gegangen. Gelegentlich ist ihre Oberfläche im Querschnitt ganz horizontal. Die jetzt vorhandene geringe Tiefe der Grundwasserlateritbank ist hier anscheinend wieder der Hauptfaktor für das Vorhandensein dieses sehr offenen Savannentypus. Das Auftreten von Moosen weist auf übernatürliche Verhältnisse dieser Feinsandsavannen in den Regenzeiten hin. *Cohen* und *Van der Eyk* (1953, S. 213) haben sich dieser von *Bakker* und *Lanjouw* (1949) gegebenen Erklärung angeschlossen.

¹²⁾ Der mechanischen Zusammensetzung nach gehören diese Sande zum Typus der feineren Wattsande und Marschenwallsande [Typus WC-WD von *Wensink* und *Bakker* [Five Types of fine tidal flat sands from the subsoil of Barradeel — NW Friesland — Netherlands [Proc. 3rd Internat. Congress of Sedimentology, Groningen-Wageningen 1951, S. 273—279].

rund 5 m ü. M. vorkommen kann. Durch die starke Trockenheit der Feinsande der höchsten Teile der Strandwälle konnten wir diese meistens nicht bis zum Kaolin durchbohren. So haben wir den Kaolin vielfach nur in oder nahe den Lagunen feststellen können. Es ist aber anzunehmen, daß der zähe Kaolin in nördlicher Richtung bis wenigstens km 8,7 (von der Küste) unter den Strandwällen hindurch in geringer Tiefe zu finden ist. Die Kaolinoberfläche fungierte als Abrasionsplatte, auf welcher die Lidi abgelagert wurden. Bei km 8,7 von der Küste liegt die Kaolinoberfläche in rund 2 m unter dem Meeresspiegel, und die Stückchen von hartem Kaolin in den überlagernden Sedimenten sind die Beweise einer starken Abrasion an Ort und Stelle.

Die Tatsache, daß zwischen km 10,2 und km 12,8 von der Küste die Kaolinoberfläche nur in rund 4 m Tiefe unter den feinsandigen Strandwällen auftreten kann, ist vermutlich wohl die Hauptursache, daß hier Savannenwald wächst. Aber auch die Podsolierung der Feinsande fängt an eine Rolle zu spielen. Auf dem 5 m hohen (ü. M.) Strandwall bei km 8,9 konnte ich in 0,50 bis 1,15 m Tiefe einen noch nicht verfestigten B-Horizont und in rund 1,75 m Tiefe einen zwei-

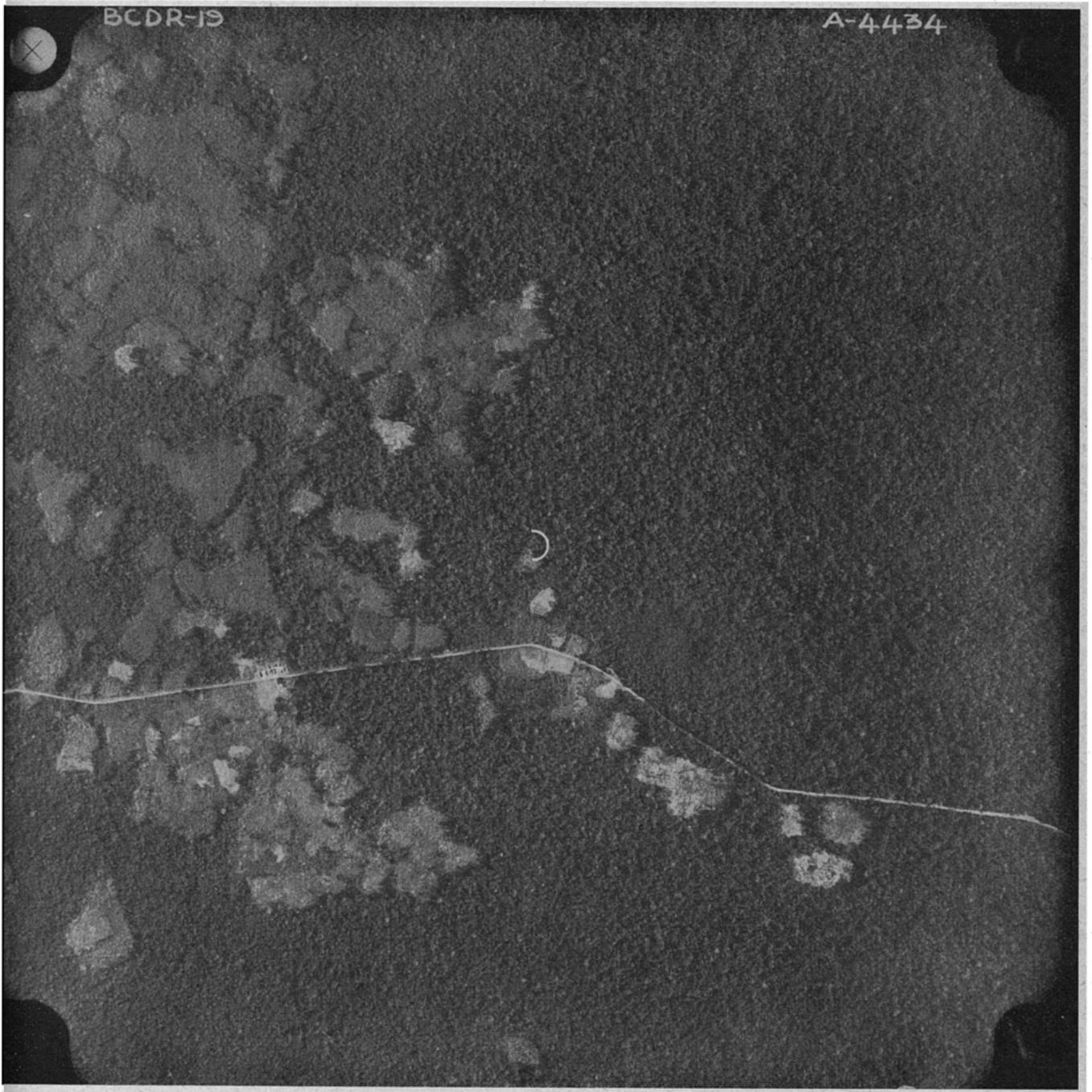


Abb. 14: Pockennarbige Anfressung des Waldes durch den nomadischen Ackerbau im Bauxithügelland von Mungo-Tapu am Weyneweg.

ten Horizont mit Eisenkonkretionen finden. Etwas mehr nördlich, in einem trockenen Sumpf 3 m ü. M. bei km 6,09 liegt in 0,35—0,50 m Tiefe eine kleine fast ganz verfestigte Ortsteinbank, wo auf eine Oberfläche von nur einigen Ar die Vegetation den Habitus einer Strauchsavanne (nicht auf der Karte angegeben) erhält.

Hier ist also eine Savannenlandschaft im Werden begriffen. Wir bezeichnen diese als den Savannentypus der jüngeren Küstenebene und Übergangslandschaft.

Dieser Typus wird von *Cohen* und *Van der Eyk* nicht genannt. Im Gegensatz zu der Ansicht dieser beiden Forscher bin ich mit *Lanjouw* und

Lindeman der Meinung, daß auch Savannenwald ein wesentlicher Bestandteil der Savannenlandschaft ist.

III. und IV. Die Grenzfälle

Bis jetzt ist noch nicht genügend beachtet worden, inwieweit eben die Grenz- und Übergangsprofile zwischen zwei Formationen oder Formationsgruppen von besonderer Bedeutung für die Savannenentwicklung sind. Grundsätzlich handelt es sich um das folgende Problem, das wir in verschiedenen Varianten immer wieder finden:

a) In einer Randzone ist von vornherein eine jüngere Ablagerung mit guter Struktur nur als eine verhältnismäßig dünne Schicht auf einer alten Formation mit schlechter Struktur vorhanden. Anfänglich ist das jüngere Deckensediment noch so mächtig, daß es guten Wald tragen kann. Durch die verschiedenen Typen von Bodenzerstörung wird die gute Oberschicht immer dünner und dünner, was gleichzeitig sagen will, daß die schlechte Struktur der unterliegenden Formation eine immer größer werdende negative Rolle bei der Bewurzelungsfrage spielen wird, was auch ohne Eingreifen der Menschen schließlich zur Bildung von Savannenwald und offenen Savannen führen muß.

b) In diesem Gedankengang läßt sich die Frage stellen, ob es eben nicht die morphogenetisch-sedimentologischen Grenz- und Übergangsgebiete sind, welche manchmal als Emergenzzonen oder als Kernzonen der Savannenbildung in Nord-Surinam funktionieren bzw. funktioniert haben. Die Antwort auf diese Frage kann nur teilweise bejahend sein. Wir haben schon Beispiele von Savannen kennengelernt, wo entweder gar keine Beweise einer ehemaligen Sedimentbedeckung da sind oder die Sedimentdecke so mächtig ist, daß es nicht erlaubt ist von sedimentologischen Grenzbedingungen zu sprechen. Andererseits kann kaum verneint werden, daß in Gebieten, wo die Grenzbedingungen wohl auftreten, die Savannen vielfach sehr gut entwickelt sind. Es möge hier nur an die gegebenen Beispiele erinnert werden (Coesewijnetypus, eine auskeilende Grobsandschicht auf Grundgebirge; Powakkasavanne, eine dünne Tonschicht [vermutlich Coropinaton] auf einer älteren Ortsteinbank der Zanderijformation; Welgelegentypus nördlich von Mungo Tapu, eine dünne Ton- und Schluffablagerung der Coropinaformation auf älterem Kaolin usw.). Besonders in den noch guten Wäldern derartiger Gebiete ist die größte Vorsicht bei nomadischem Ackerbau und Viehzucht und der einseitigen Holzgewinnung der großen Händler geboten.

Bei weiteren sedimentologisch-bodenkundlichen Untersuchungen der Savannengebiete erfordern eben diese Grenzzonen die besondere Aufmerksamkeit. Es darf zum Schluß dieser Abhandlung noch auf das Mungo-Tapu-Hügelland hingewiesen werden. Die Deckensedimente auf dem Kaolin und dem Bauxit sind hier sehr dünn bzw. schon verschwunden, und deswegen muß die Holzgewinnung und der nomadische Ackerbau ohne direkte künstliche Wiederaufforstung und Planmäßigkeit als besonders gefährlich für den Waldbestand der Landschaft betrachtet werden. Fig. 14 läßt erkennen, wie intensiv der nomadische Ackerbau den schönen dreistöckigen Wald zwischen Mungo und Albina schon angefressen hat, auch mehr östlich, wo eine vermutlich nur dünne Sedimentdecke auf Schiefen ruht. Ebenfalls ist nach der Bauxitgewinnung künstliche Wiederaufforstung nötig, damit die Rodunginseln mit verstärkter Bodenzerstörung nicht als Emergenzzentren für die Ausbreitung des Savannenareals funktionieren können. Auch sonst aber ist Savannenwald im Hügelland zwischen Mungo und Albina jetzt schon vorhanden und die starke Zertalung der Landschaft, die vorgeschrittene Ortsteinbildung (Fig. 9) usw. bieten günstige Vorbedingungen für die Ausbreitung der Savannen, falls die anthropogenen Eingriffe in den Waldbestand nicht besser geplant werden.

Zusammenfassung

Klimatologisch gehört nur ein sehr schmaler Küstenstreifen zum Savannenklima im Sinne *Köppen's*. Die Grundwasserverhältnisse und Bodenprofile auf den Strandwällen sind dort aber meistens zu gut für die Entstehung von Savannen. Gelegentlich tritt aber wohl eine kümmerliche Variante des „evergreen seasonal forest“ (*Cereus ridge wood* im Sinne *Lindeman's*) auf. Im eigentlichen Savannengebiet Nord-Surinams liegen die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen zwischen 1952 mm im Westen und 2430 mm im Osten. Hier finden wir also ein tropisches Regenwaldklima mit passatischen Steigungsregen im Sinne *Troll's*. Rein klimatologisch sind diese Savannen also nicht bedingt. Im allgemeinen können die folgenden natürlichen Ursachen für die Savannenbildung verantwortlich gemacht werden:

A. In den Gebieten der jüngeren Ablagerungen (man vergleiche für die jüngeren Sedimentationsphasen *Bakker, Kiel* und *Müller* 1953).

1. Das Dasein von sedimentologisch bedingten undurchlässigen oder fast undurchlässigen Kaolinhorizonten in geringer Tiefe.

2. Die Bildung von hard- and clay-pans in geringer Tiefe bei fortschreitender Bodenprofilentwicklung.
3. Die Bodenzerstörung, welche in sedimentären Gebieten die Oberschichten mit guter Struktur abträgt, wodurch diese in der Trockenzeit (September, Oktober, November) eine ungenügende Wasserreserve bilden.
4. Das Dasein von tiefen Flüssen und Kreeks, welche den Transport des von der Boden-erosion ergriffenen Materials in den übrigen ziemlich flachen Gebieten jüngerer Ablagerung ermöglichen und außerdem auch selbst einen guten Aufnahmeraum bieten. Es gibt Kreektäler, welche bis zu 10 und mehr Meter Tiefe mit sehr jungem, nicht verfestigtem Bodenzerstörungsmaterial gefüllt sind.

B. Auf dem Grundgebirge („Basal-Komplex“) des nördlichen Hügellandes.

1. Die Bildung von undurchlässigen B-Horizonten in geringer Tiefe bei der Bodenprofilentwicklung.
2. Die Bodenzerstörung, welche die Entstehung von mehr oder weniger entwickelten Skelettböden oder „truncated profiles“ mit Kaolinhorizonten nahe der Oberfläche, die in der Trockenzeit eine ungenügende Wasserreserve haben, zur Folge hat.
3. Das lebhaftere Relief, wodurch das von der Bodenzerstörung abgeführte Material entweder als Kolluvialböden der Talhänge oder im Fluß- und Kreekbett abgelagert wird oder von den Flüssen und Kreeks weitertransportiert werden kann.

In dieser Weise können auch ohne anthropogene Einflüsse Savannen entstehen. Besonders verhängnisvoll ist es aber, wenn durch nomadischen Ackerbau und Brandwirkung ein noch stärkerer Rückgang des Bodenprofils eintritt. Das hat vielfach zur Folge, daß eine spontane Wiederaufforstung mit Wald nicht mehr stattfindet und savannenartige Sekundärlandschaften, welche wie offene Savannen anderer Entstehungsweise als Emergenzzentren der Bodenerosion und der Ausbreitung des Savannenareals funktionieren können, entstehen. Der direkte Auslaugungsfaktor, welcher vor kurzem von *Cohen* und *Van der Eyk* wieder zur Erklärung der tonarmen Grobsandsavannen herangezogen wurde, spielt m. E. eine geringere Rolle als die stark verringerte Ionenzufuhr durch Zerstörung der humusreichen Oberschicht und die Abschließung des Untergrundes infolge der fortschreitenden clay- und hardpan-Bildung.

Anschließend an frühere Beobachtungen und Einteilungen von *Lanjouw*, *Bakker*, *Lindeman* und *Cohen* und *Van der Eyk* wurden die bodenkundlichen und landschafts-genetischen Einteilungsprinzipien der Savannen Nord-Surinams und die Entstehung der zahlreichen Savanntypen besprochen.

Im allgemeinen läßt sich schließlich die Frage aufwerfen, ob in den sogenannten klimatologisch bedingten Savannengebieten der Boden- und anthropogene Faktor nicht ebenfalls eine größere Rolle gespielt hat, als bis jetzt meist angenommen wurde.

Literatur

- Bakker, J. P.* und *Lanjouw, J.*: Indrukken van de natuurwetenschappelijke expeditie naar Suriname 1948—1949. — Tijdschr. Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, Deel LXXVI, S. 538—557 (1949).
- Bakker, J. P.*: Opmerkingen over de bouw en de reliefvormen van Suriname. — Programmaboekje 28ste Indische vacatiecursus voor geografen. Instituut voor de Tropen, Amsterdam (1949), S. 15—24.
- Derselbe*: Bodem en bodemprofielen van Suriname, in het bijzonder van de noordelijke savannenstrook. — Landbouwkundig Tijdschr. (1951), S. 379—391.
- Bakker, J. P.*, *Kiel, H.* und *Müller, H. J.*: Bauxite and sedimentation phases in the northern part of Surinam (Netherlands Guiana). — Geologie en Mijnbouw, 15ter Jahrg. (1953), S. 215—226.
- Braak, C.*: Het klimaat van Nederlands West-Indië. — Mededelingen Kon. Ned. Meteorol. Inst., Nr. 36 (1935).
- Brouwer, A.*: Rhythmic depositional features of the East-Surinam coastal plain. — Geologie en Mijnbouw, 15ter Jahrg. (1953), S. 226—236.
- Cohen, A.* und *Van der Eyk, J. J.*: Klassificatie en ontstaan van savannen in Suriname. — Geologie en Mijnbouw, 15ter Jahrg. (1953), S. 202—214.
- Gonggrijp, J. W.* und *Burger, D.*: Bosbouwkundige studien over Suriname. — Wageningen (1948).
- Lanjouw, J.*: Studies on the vegetation of the Suriname savannahs and swamps. — Nederl. Kruidk. Archief 46 (1936), S. 823—851.
- Lauer, W.*: Humide and aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehung zu den Vegetationsgürteln. — Bonner Geographische Abhandlungen, H. 9 (1952), S. 15—88.
- Lindeman, J. C.*: The vegetation of the coastal region of Suriname. — Utrecht (1953).
- Ter Meulen, J.*: Enkele waarnemingen bij de kaolien van Paranam. — Mededelingen Geol.-Mijnbouwk. Dienst van Suriname, Nr. 1 (1948).
- Müller, H. J.*: „Verslag van de scheikundige“ in: Jaarverslag 1945 v. h. Dep. v. Economische Zaken v. Sur (1945), S. 15.
- Richards, P. W.*: The tropical rainforest. — Cambridge (1952).
- Schols, H.* und *Cohen, A.*: Geologische overzichtskaart. — Jaarverslag Geol.-Mijnbouwk. Dienst (1950), S. 11—17.
- Dieselben*: De ontwikkeling van de geologische kaart van Suriname. — Geologie en Mijnbouw, 15ter Jahrg. (1953), S. 142—151.
- Simons, A. L.*: Suriname en de luchtkartering. — Tijdschr. Koninkl. Nederl. Aardrijkskundig Genootschap, Deel LXXV (1948), S. 659—664.

Stabel, G. und Müller, H. J.: Gegevens over de vruchtbaarheid van de Surinaamse binnenlanden. — Bull. Nr. 52, Dep. Landbouwprefstation in Suriname (1933).
 Troll, C.: Tatsachen und Gedanken zur Klimatypenlehre. — Geograph. Studien, Festschr. f. Joh. Sölch, Wien (1951).
 Ijzerman, R.: Outline of the geology and petrology of Suriname. — Utrecht (1931).

Tabelle I

„Kreek“profil in der Tibitisavanne
 (Bohrung Tibiti Nr. 20 und 29, Linie III, km 2,3).

0 : —0,50 m Wasser.
 0,50—4,00 m Übernasser grauer Rahmton.
 4,00—4,80 m Sehr nasser, noch nicht verfestigter kaolinartiger grauer Ton.

4,80—5,20 m Pflanzenmoder.
 5,20—6,00 m Grauer, noch nicht verfestigter kaolinartiger Ton.
 6,00—6,40 m Pflanzenmoder.
 6,40—7,50 m Grauer, noch nicht verfestigter kaolinartiger Ton, mit grobem Sand in 7,30 m Tiefe.
 7,50—7,70 m Toniger grober Sand.
 7,70—7,75 m Moor.
 7,75—8,50 m Grauer, kaolinartiger, noch nicht verfestigter Ton mit härteren Kaolinstückchen und einer dünnen Grobsandschicht in 8,00—8,05 m Tiefe.
 8,50—8,80 m Grauweißer Sand mit leicht humoser Oberschicht (8,50—8,55 m).
 8,80—9,00 m Grauer, kaolinartiger Ton.
 9,00—9,20 m Grauweißer Grobsand.
 9,20—9,50 m Sandiger weißer Kaolin.

DAS KARSTPHÄNOMEN IN DEN VERSCHIEDENEN KLIMAZONEN

1. BERICHT VON DER ARBEITSTAGUNG DER INTERNATIONALEN KARSTKOMMISSION

in Frankfurt a. Main vom 27. bis 30. Dezember 1953

Zusammengestellt von H. Lehmann mit Beiträgen von J. Roglič, C. Rathjens, G. Lasserre, H. Harrassowitz, J. Corbel und P. Birot.

Mit 3 Abbildungen u. 1 Bild

The Karst phenomena in the different climatic zones.

Summary: During the last days of December 1953 the first meeting of the committee on Karst phenomena took place in Frankfurt-on-the-Main, presided by the chairman Prof. Dr. Herbert Lehmann.

Besides the regular members of the committee some other Karst experts from Yugoslavia, France and Germany joined this meeting. The main topic of the meeting was the question of the development of the Karst phenomena in different climatic zones.

In his report Prof. Roglič, Zagreb, dealt with the interior plains or flat floored valleys (Poljes) caused by Karst corrosion. According to Roglič, the development of such interior Karst-plains, surrounded by higher mountains, is caused by the balance of surface water supply and subterranean drainage. They are restricted neither to special levels nor to the hypothetic groundwater levels as Krebs supposed. Bioclimatic factors especially work on the very borders of the plains. In Roglič's opinion the Karst-plain-development originates in the warmer climate of the Pliocene period.

Prof. H. v. Wissmann, Tübingen, Prof. H. Lehmann, Frankfurt, and Prof. Lassère, Bordeaux, dealt with the development of Karst in the tropics and within the humid summer-monsoon regions. The tropical Karst ("Kegelkarst") displays common trends in spite of its various kinds of development due to its age and rocks: the preparation of many Karst-cones within a limited district, the forming of Karst-border-plains within the level of the "Vorfluter". Precipitating with vertical walls ("Turm-Karst" according to v. Wissmann or "Mogotes" in Cuba) are worked out where cones are undercut at their borders by Karst corrosion. Very often you will still recognize the surface arrangement of a regular water system within a set of hollows (as Lehmann and Lassère stated). As well in Guadalupe as in Java there are rounded hills between the Karst-valleys called "mornes" by Lassère. Regarding the development of Karst arranged in regular lines ("gerichteter Karst"), there are, however, at work to a large extent faults and fissures within the limestone. (Lehmann). The activity of Karst corrosion is very intensive in all tropical Karst areas. During the discussion the lack of

chemical researches on the Karst phenomena became evident. As pertaining to this matter, Prof. Harrassowitz, Giessen, reported about his researches on the chemistry of rain-water. In general the pH-ration of rain-water is under 7, it can drop down to 3. It is supposed that besides the CO₂ production of the tropical vegetation and microorganisms saltpetre acid plays a great rôle with the intensive Karst corrosion within the tropics.

The third day, Prof. J. Corbel, Caluire, reported on Karst within the cold climatic areas (high mountains and polar zones). Within the nival areas where a great amount of melting snow is available at certain times, the development of large subterranean hollows is favoured. Within the areas of permanent frost of the high mountains there are according to Corbel no dolines, and the subterranean Karst phenomena receded. But the development of areas covered by karren (champs de lapiaz) will take place. Within the polar latitudes the karren are generally being destroyed by the influences of frost and snow. Surface solution, however, does not lack totally. Therefore you will find dolines on Spitzbergen. C. Rathjens, Munich, gave a report on his field-studies in the Alps and in Yugoslavia.

As to this report the optimum rate of karren development lies between 1700 and 2300 meters of altitude. Above that altitude, within the "Frostschutzone", the karren are destroyed by frost.

Prof. Birot, Paris, finally tried to give a dimatic-morphological classification of the Karst phenomena based on theoretical considerations.

The last day, the committee discussed the problem of how to find a uniform international nomenclature of the Karst phenomena. Even the attempt of finding a comprehensive terminology for the Karst phenomena revealed the difficulties of such an undertaking.

Am Ende des Jahres trat in Frankfurt a. Main die anlässlich des 17. Internationalen Geographentages in Washington neu eingesetzte Kommission für Karstfragen unter Leitung des chairman H. Lehmann, Frankfurt a. Main, zu einer Arbeitstagung zusammen, nachdem bereits im Herbst ein Treffen deutscher, fran-

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE VON NORD SURINAM (n. SCHOLS, COHEN u.a.)

-  Demerara-Formation
-  Coropina-Formation
-  Zanderij-Formation
-  Orapu-Formation (Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer)
-  Balling-Formation (Schiefer, z.T. Gabbro's)
-  Granit-Diorit
-  Jüngere Intrusivgesteine
-  Grundgebirge (nicht näher angegeben)

0 20 40 60 km

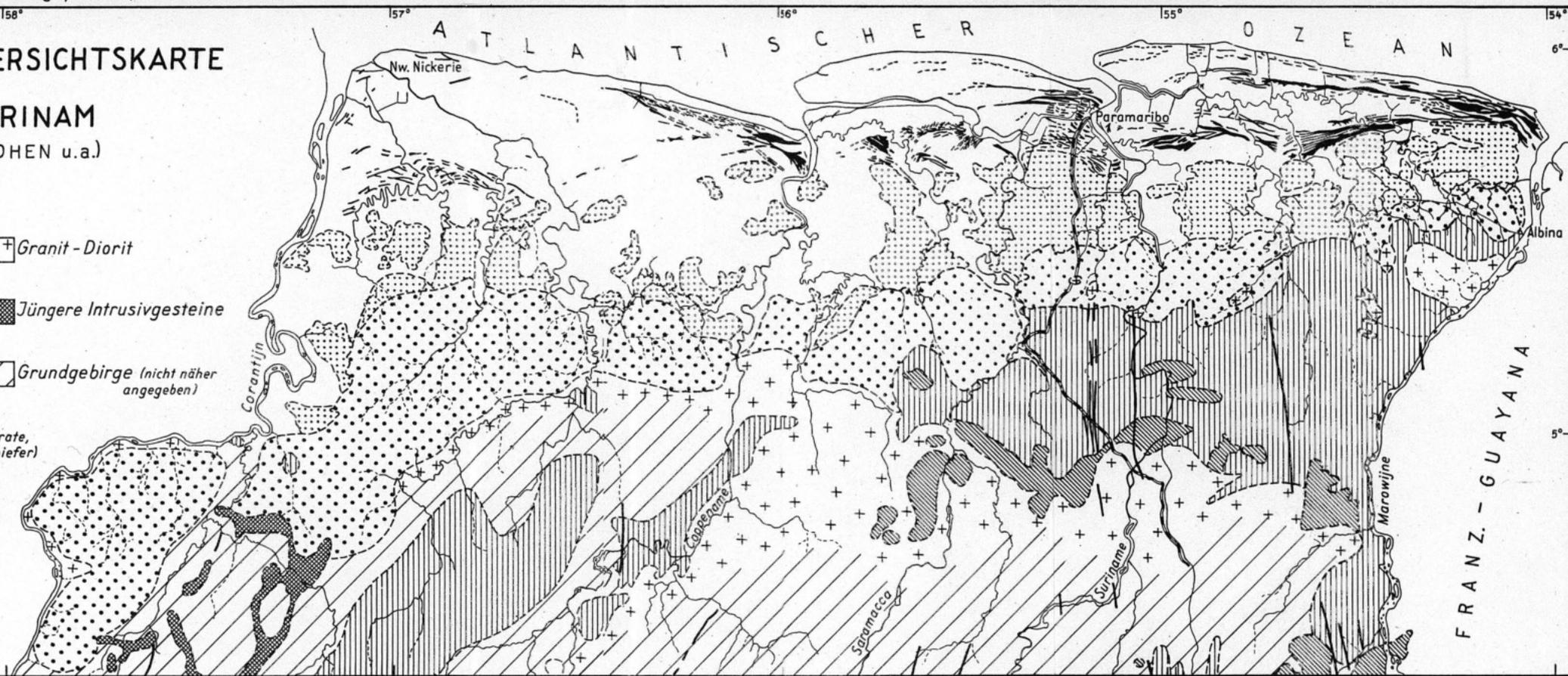


Abb. 6

ÜBERSICHTSKARTE DER SAVANNEN VON NORD SURINAM (n. COHEN u. VAN DER EYK)

Savanntentypen:

- I 1 Watamaleo
- I 2 Welgelegen
- II a Cassipora
- II b Zanderij
- II c Coesewijne
- III Tafelberg*
- IV 1 Paroe*
- 2 Bosland
- 3 Sabanpassie

* Die Typen III und IV1 liegen südlich des Kartenausschnittes

0 20 40 km

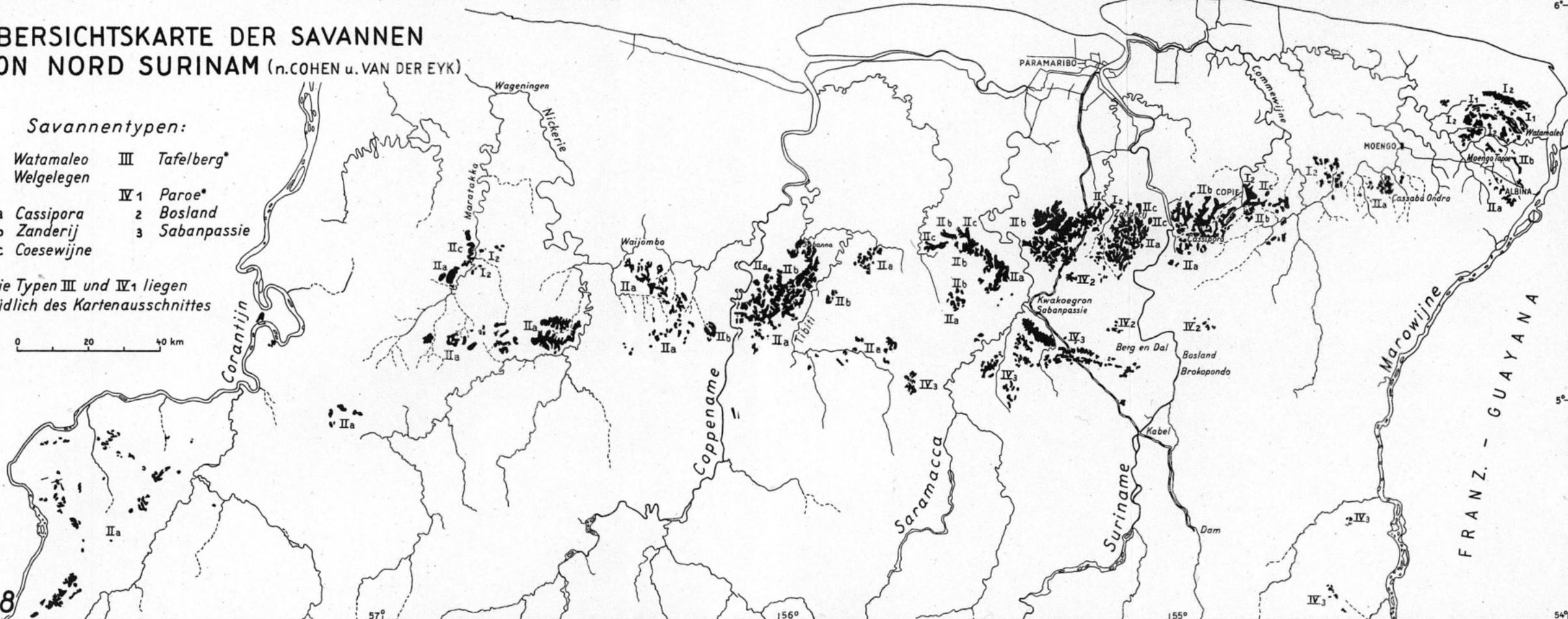


Abb. 8