

Colloquium Geographicum

ISSN 0588-3253

Band 8

Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras

von

Julius Büdel

1965

Bonn

J. Büdel, Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens

C o l l o q u i u m G e o g r a p h i c u m

Vorträge des Bonner Geographischen Kolloquiums
zum Gedächtnis an Ferdinand von Richthofen

herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn
durch Carl Troll

Schriftleitung: Hans Voigt

Band II

Julius Büdel

Die Relieftypen
der Flächenspülzone Süd-Indiens
am Ostabfall Dekans gegen Madras



1965

In Kommission bei

Ferd. Dümmlers Verlag · Bonn

**Die Relieftypen
der Flächenspülzone Süd-Indiens
am Ostabfall Dekans gegen Madras**

Mit 5 Abbildungen und 8 Farbbildern im Kunstdruckanhang

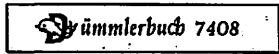
von

Julius Büdel



In Kommission bei

Ferd. Dümmlers Verlag · Bonn



Gedruckt mit Unterstützung der Bayerischen Akademie der Wissenschaften

Alle Rechte vorbehalten

Satz und Druck: Richard Mayr Würzburg

I N H A L T :

	Seite
I. Einleitung	7
II. Die Tamilnad-Ebene als Beispielfall einer aktiven tropischen Rumpffläche	8
III. Begünstigung geomorphologischer Untersuchungen in Süd-Indien	12
IV. Die Bodenbildung auf den aktiven Rumpfflächen Süd-Indiens	13
V. Der Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen	17
VI. Die Rolle der Flüsse im Wirkungsgefüge der Talbildung und Flächenbildung	20
VII. Die Unfähigkeit der Flüsse auf tropischen Rumpfflächen zur Tiefenerosion	27
VIII. Die Unfähigkeit der Flüsse auf tropischen Rumpfflächen zur Seitenerosion. Die Bildung der „Spülpedimente“ und der Vorgang der „Subkutanen Seitendenudation“	30
IX. An Aufschüttungsflächen erinnernde Züge der tropischen Rumpff-(Abtragungs-) Flächen. Die morphogenetische Bedeutung der Schild- und der Auslieger-Inselberge	38
X. Die Bildung von „Dreiecksbuchten“ und „Flächenpässen“ durch subkutane rückschreitende Denudation. Die Unfähigkeit der Flüsse auf tropischen Rumpfflächen zur rückschreitenden Erosion	44
XI. Das relative und das absolute Altersverhältnis der Tamilnad- und der Bangalore-Fläche	54
XII. Der Stufenbereich zwischen Tamilnad- und Bangalore-Fläche: das „Tropische Gebirgsrelief“ bei starker und das „Tropische Rückenrelief“ bei beginnender Zertalung von Rumpfflächen	61
XIII. Die Rolle fossiler Rumpfflächen im Savannenklima, in den Rand- und Subtropen	75
XIV. Die Reliefgeneration der „Altflächen“ in den Ektropen. Methoden zur Rekonstruktion zertalter solcher Altflächen	77
XV. Zusammenfassung	89
XVI. Summary	93
Schriftenverzeichnis	97

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN IM TEXT

Abb. 1: Flächenbildung in der ektropischen Talbildungszone und in der tropischen Flächenbildungszone	25
Abb. 2: Unterschneidung eines Inselberges bei Kolar durch die subkutane Seitendenudation der doppelten Einebnungsflächen	33
Abb. 3: Profil durch drei „Dreiecksbuchten“ I, II und III, mit denen die Tamilnad-Ebene in den Südteil der Yelagiri- und der Jarvadi-Hills eingreift	48
Abb. 4: Mittlere Jahresniederschläge in Süd-Indien	73

Kartenbeilage

Abb. 5: Die tropischen Relieftypen an der Ostflanke des Hochlandes von Dekan

I. Einleitung

Die Flächenspülzone umfaßt in Vorder-Indien wie in den ähnlich ausgestatteten Teilen der übrigen Tropenkontinente den gesamten Bereich der wechselfeuchten Tropen. Dieser ist durch ein in vielen Punkten übereinstimmendes Pflanzenkleid: dasjenige der Savannen (von der Feuchtsavanne am Rand des äquatorialen Regen- und Übergangswaldes bis zur Wüstensavanne am Saum der Passatwüste) ausgezeichnet. Darüber hinaus wird diese ganze Zone von verwandten Typen einer fast rein chemischen Verwitterung und einer in vielen Zügen ähnlichen — im Tiefland weithin sehr mächtigen — Bodenbildung beherrscht. Dem entsprechen auch über den ganzen Bereich hinweg nahe verwandte Vorgänge und Vorgangskomplexe der aktiv-rezenten, d. h. unter unseren Augen sich abspielenden Formbildung. Nach einem besonders auffälligen und kennzeichnenden Typ der dort heute wirkenden Formbildungskomplexe erhielt die Flächenspülzone ihren Namen.

Indessen sind nicht überall in der Flächenspülzone solche Komplexe von Exogenvorgängen in Tätigkeit, die zur Bildung aktiver Fels-Abtragungsflächen oder Rumpfflächen führen und laufend an deren Weiterbildung fortwirken. Vielmehr schließt die Flächenspülzone auch eine Reihe anderer Relieftypen mit ein, die einer Abwandlung der dort herrschenden Vorgangskomplexe ihr Dasein verdanken. Diese Abwandlungen werden in erster Linie von verschiedenen epirogen-tektonischen Verhältnissen der betreffenden Scholle verursacht. Dadurch ändert sich auch die horizontale und vertikale Basisdistanz der Abtragungsvorgänge zu den Erosionsbasen. Dies erzeugt eine Gewichtsverlagerung der einzelnen Komponenten jener Vorgangskomplexe und führt damit zur Ausbildung verschiedener Relieftypen innerhalb der Flächenspülzone.

Das Hochland von Dekan bildet — ähnlich dem Erzgebirge — in seinen epirogen-tektonischen Zügen eine einseitige Pultscholle mit dem steilen, scharf zertalten Abfall der West-Ghats zur Malabar-Küste im Westen und der sehr viel breiteren und sanfteren, aber dennoch epirogen vielgestaltigen Abdachung über die Flächentreppe der Ost-Ghats zur Koromandel-Küste und zum Golf von Bengalen nach Osten. Gerade die abgestuften Bedingungen der Epirovarianz und der Basisdistanz auf diesem Ostabfall mußten dort — bei dem im ganzen sehr gleichartigen Klima — besonders aufschlußreiche Varianten der Reliefbildung innerhalb der Flächenspülzone erzeugen.

Es war daher ein langgehegter Wunsch des Verfassers, in diesem Gebiet geomorphologisch arbeiten zu können. Den Anlaß zu einer diesbezüglichen ersten Reise bot das von der UNESCO veranstaltete Symposion über die Entwicklung tropischer Deltas, das in der zweiten Februarhälfte 1964 in Dacca (Ost-Pakistan) stattfand und im wesentlichen von A. WIRTHMANN organisiert

war. Im Anschluß daran führte ich im März 1964 von Madras aus die Untersuchungen durch, über die hier berichtet wird. Zu diesem Zweck wurden mit einem Leihwagen und einem sehr anstelligem einheimischen Fahrer zwei je rd. 500 km lange gewundene Ost-West-Profile durch den Ostabfall von Dekan von der Küste bis zur zentralen Hochfläche von Bangalore gelegt. Der Hinweg wurde auf einer südlichen Route über Mahabalipuram, Vellore und Krishnagiri, der Rückweg von Bangalore auf einer nördlichen über Kolar und Chittoor (bei abermaliger Berührung Vellores von N her) gewählt. Der Umfang des Arbeitsgebietes und ein Überblick über die dabei erzielte Gliederung der Relief-typen ist in der Ausschlagkarte Abb. 5 am Schluß der Arbeit niedergelegt. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die mir die Mittel zu dieser Reise gewährte, gilt mein herzlichster Dank, ebenso dem Auswärtigen Amt für den Zuschuß zur Teilnahme an dem Symposium.

Das Hauptziel der Arbeit ist eine ergänzende Untersuchung über den Bildungsmechanismus aktiver Rumpfflächen in der Flächenspülzone sowie deren Verhältnis zu den übrigen dort vorhandenen Relief-typen. Dies Verhältnis bezieht sich ebenso auf die Abwandlungen der erzeugenden Vorgänge und die Ursachen dieser Abwandlungen wie auf die äußere Abgrenzung der verschiedenen Relief-typen. Die Untersuchungen waren dabei nicht nur als Selbstzweck für diesen Raum gedacht, sondern sollten ebensowohl dazu dienen, die seit 1951 im tropischen Afrika: in den Guinea- und Sudanländern, in der südlichen Sahara und in Äthiopien aufgestellten Prinzipien der Reliefbildung in den wechselfeuchten Tropen in einem anderen, nach dem geologischen Bau und den Klimaabstufungen ähnlichen Tropenkontinent zu erweitern und auf ihre Allgemeingültigkeit hin zu prüfen.

II. Die Tamilnad-Ebene als Beispielfall einer aktiven tropischen Rumpffläche

Die beherrschende Großform des Arbeitsgebietes ist die ausgedehnte Küsten-Ebene der Koromandel-Küste. Sie ist das Muster einer aktiven, in kräftiger Weiterbildung begriffenen tropischen Rumpffläche (Abb. 5 u. Bild 1).

Die Koromandel-Küste zeigt von der Palk-Straße bzw. dem nördlich von dieser vorgebauten Kaveri-Delta im S bis zum Doppeldelta des Krishna und Godowari im N auf 800 km Länge einen fast rein nord-südlichen Verlauf. Sie ist eine Ausgleichs-Flachküste. Aber sie tauchte offensichtlich schon ursprünglich sehr sanft aus dem Golf von Bengalen auf und war zudem nur wenig gebuchtet, so daß schon eine relativ geringfügige Arbeitsleistung des Meeres ihre heutige Ausgleichs-Geradlinigkeit und damit eine Ruheform dieser Küste erreichen konnte. Demzufolge wird sie heute nur durch ein schmales, aber ziemlich durchlaufendes Dünenband von 1—2 km Breite gesäumt. Die dahinter anschließende Kette meist langgestreckter Haffseen zieht in unserem Arbeitsgebiet z. T. auf 20 und mehr km Entfernung hin geschlossen durch und wird

dabei kaum viel breiter. Nur selten greifen solche Haffseen tiefer ins Land ein: so das große Pulikat-Haff nördlich Madras 22 km weit. Da gerade dort auch die Randstufe des Hochlandes von Dekan sich mit einigen größeren vorgelegerten Inselgebirgen der Küste stark nähert, wird an diesem Punkt (im nördlichen Drittel der Koromandel-Küste) die Breite der Küstenebene eingeengt. Nördlich und südlich davon ist die Ebene in geschlossener Fläche stets rd. 100 km, ja stellenweise sogar 120—200 km breit. Der Abschnitt südlich der erwähnten Enge, in dem auch unser Arbeitsgebiet bei und westlich Madras liegt, führt nach seinen Bewohnern den Namen *Tamilnad-Ebene*. Wie die Karte Abb. 5 zeigt, ist auch in unserem Arbeitsbereich die Tamilnad-Ebene als geschlossene, nur sporadisch von Inselbergschwärmen überhöhte Flur durchwegs 100—105 km breit. So groß ist jeweils die Distanz von der Innenseite der genannten Strandseekette bis zum scharfen Rand der größeren Inselgebirge, etwa der Jarvadi-Hills, des Inselgebirges südöstlich Vellore und der kleineren Inselgebirge um Atti-Manjeri, die hier der zum Dekan-Hochland hinaufführenden Randstufe der Ost-Ghats vorgelagert sind¹. Auf diese Entfernung von 100 km steigt die Ebene von O nach W ebenfalls mit großer Gleichmäßigkeit vom N bis zum S von 0—200 m an. Das entspricht einem Gesamtgefälle zum Meere hin von 2‰ oder 0,11°. Das ist genau nur 1/5 des Gefälles von 10—12‰ (rd. 0,6°), das etwa die Würm-Schotterfluren des Alpenvorlands (Münchener Schiefe Ebene, Memminger Feld) bei der Annäherung an die Jung-Moränen zeigen. Neben den Marschen sind solche Sander- oder Schotterfluren die flachsten Formgemeinschaften, die wir in den Außertropen kennen und bei der völligen Ausdruckslosigkeit ihres Reliefs Musterbeispiele von *Ebenen* im geomorphologischen Sinne² (s. auch S. 21/22).

-
- 1 Die Ost-Ghats sind dank der tektonisch angelegten morphologisch großzügigen Pultnatur Dekans viel weniger hoch als die markanten West-Ghats. Aber auch als niedrigerer Rumpf-Spülrand sind sie scharf ausgeprägt. Das Wort „Ghat“ (indisch-vorarischen Ursprungs) bedeutet „Treppe“, ist somit als Bezeichnung für die im folgenden beschriebene klassische Rumpftreppe an der Ostflanke von Dekan schon vor Jahrtausenden vom Volksmund besonders treffend gewählt worden.
 - 2 Daß es auf der Landoberfläche sowohl im Abtragungs- wie im Aufschüttungsbereich gleich einem Seespiegel der Geoidfläche folgende „Niveau“-Ebenen nicht gibt, beruht bekanntlich darauf, daß alle geomorphologischen Ebenen (auch Wüstenbecken, Poljeböden und Karstrandebenen in „abflußlosen“ Gebieten) durch rinnendes Wasser mitgeformt werden. Wasser aber fließt auf der Erde überall abwärts. Seine Rinnsale folgen daher auch auf der flachsten Unterlage vorgezeichneten oder selbstgeschaffenen Tiefenlinien sanftester Art, an deren Flanken und in deren Tiefstem das mitgeführte Material ebenfalls selbstverständlich genau in der Abdachungsrichtung transportiert wird. In Trockenzeiten ohne Wasserabfluß bleibt es in diesen Transportbändern liegen. Die strenge Gefällsfolge des Wassers ist ein Axiom der Geomorphologie, das sich unmittelbar aus dem entsprechenden Axiom der Physik, der Gravitation herleitet. Hierin liegt der Grund, daß es auf der Landfläche Ebenen im mathematischen Sinne nicht gibt. Aber dies ist kein Grund, deshalb den alteingeführten Begriff der „geomorphologischen Ebene“ aufzugeben, im Gegenteil: dieser Begriff scheint uns zur Charakterisierung derjenigen irdischen Relieftypen, die im Sinne jenes Axioms durch die maximal mögliche Ausdruckslosigkeit gekennzeichnet sind, ganz unentbehrlich. Der Relieftyp der „Ebene“ oder vereinfacht „Fläche“ ist erreicht, wenn die mittleren Gefällswinkel in jeder Richtung einen Grenzwert von rd. 2° unterschreiten. Ob bei der Annäherung an

Die ihrem Gesamtgefälle nach fünfmal flachere Tamilnad-Ebene ist aber nun keine Aufschüttungsfläche, sondern als echte tropische Rumpffläche eine Abtragungsebene. Dies fällt auf: nach außertropischen Erfahrungen würde man stets einer Abtragungsfläche das steilere Gefälle zumuten. Ein Bild dieser Ebene vermitteln Abb. 5 u. Bild 1. Das morphologisch Einmalige und Bemerkenswerte an diesem tropischen Relieftyp ist nun nicht (worauf H. LOUIS, 1964 das Hauptgewicht legt), daß es mit zunehmender topographischer Gliederung von diesem Typ aus (gelegentlich, nicht häufig!) Übergangsformen zu den stärker bewegten Relieftypen flacher Tallandschaften gibt. Den entscheidenden Umstand erblicken wir vielmehr darin, daß die Gesamtwirkung der morphogenetischen Prozesse unter bestimmten Klimaten durch sehr lange Zeiten hindurch zur gleichbleibenden primären Bildung eines Abtragungreliefs von so extrem sanften und ausdruckslosen Gefällsverhältnissen fähig ist, daß es hierin selbst manche sehr flachen Aufschüttungsfächer der Außertropen noch erheblich unterbietet. Wie wir früher schon ausführlich darlegten (BÜDEL, 1948—1964), ist die aktive Bildung solcher Abtragungsebenen (Fastebenen, Spülflächen, Rumpfflächen) an den Bereich der Tropen, insbesondere der wechselfeuchten Tropen von der Feuchtsavanne bis zur Dorn- und Wüstensavanne geknüpft (vgl. Abb. 5). Innerhalb dieses großen klimatischen Gesamtrahmens treten solche Rumpfflächen überall auf, wo die Bedingungen der Epirovarianz dies gestatten. Diese Bedingungen sind langandauernde tektonische Ruhe oder eine nur sehr geringe Hebungsgeschwindigkeit.

Bei rascher Hebung im Block können solche Rumpfflächen auch in große Höhen gehoben werden. Soweit sie dabei den Bereich des tropischen Tieflandklimas mit ausgeprägter Rotlehmbildung nicht überschreiten (Tierra caliente und templada bzw. Kolla und Woina-Dega), werden sie dabei zwar an ihrem Unterrand durch eine Randstufenzone mit markanter Talbildung begrenzt und allmählich zerstört, haben aber gleichzeitig die Fähigkeit, an ihrem Oberrand gegen ein höheres Gebirgsrückland sich mit einem sehr verwandten Abtragungsmechanismus wie dem der Tieflandsebenen weiter horizontal auszudehnen und sich zugleich parallel zu sich selbst langsam tiefer zu legen.

Dieser Abtragungsmechanismus ist derjenige der „Doppelten Einebnungsflächen“. Er tritt im ganzen Klimabereich der wechselfeuchten Tropen sehr gleichmäßig unter den genannten tektonischen Bedingungen auf. Wir nannten daher diesen Klimabereich im morphologischen Sinne die Flächenspül-

diesen Grenzwert im morphologischen Sinne eine „Ebene“ vorliegt oder nicht, ist nicht durch einfache topograph. Messung, sondern nur durch eine sorgsame genetische Analyse aufzuklären. Eine erste Prüfung in dieser Richtung erlaubt indes nach einem Ausspruch von A. PENCK (1931) bereits das betrachtende Auge. Danach sollte man von einer geomorphologischen Ebene grundsätzlich dann sprechen, wenn ein plötzlich ohne Karte auf einem Punkt dieser Ebene gestellter Beschauer beim Rundblick nicht genau sagen kann, in welcher Richtung sich das Gefälle senkt oder ob er sich innerhalb der hydrologischen Kleingliederung der Ebene im Bereich einer Hohlform oder einer Vollform befindet. Je nach der Sichtweite (Pflanzenkleid!) und der Schulung des Beschauers geht die Sicherheit solchen Sinneseindrucks erfahrungsgemäß unterhalb eines Grenzwertes von 2° verloren.

zone. Sie bildet den Kern der polwärts noch wesentlich weiter ausgedehnten Flächenbildungszone, die noch durch verwandte Vorgangskomplexe mit z. T. ähnlichen Reliefauswirkungen charakterisiert ist. Auch in der anschließenden „Pediment- und Talbildungszone“ treten unter bestimmten tektonischen Voraussetzungen, insbesondere an den tektonischen „Scharnieren“ an Gebirgsrändern, noch Flächenbildungsvorgänge in weiterer Abwandlung auf. An der Grenze dieser Zone gegen die Mittelbreiten treten diese Vorgänge aber rasch gegenüber der allgemeinen Herrschaft der Talbildung zurück, bis diese endlich — in wiederum eigenständigen Formen — in der ektropischen und endlich in der exzessiven Talbildungszone zur Alleinherrschaft gelangt. Im ganzen betrachtet sind so Flächenbildung und Talbildung mit ihren nach den Klimazonen und der tektonischen und Klimageschichte trennbaren Varianten die beiden Extremfälle humid-subaerischer Landformung. Wir halten dabei als Kern unserer bisherigen Ergebnisse fest, daß die „humide Zone“, wie sie DAVIS (1899, 1912) und A. PENCK (1910) ausgeschieden haben, nur einen hydrographischen Begriff darstellt, daß aber dieser Bereich nach seiner Reliefgestalt in die scharf getrennten Gebiete der Talbildungs- und Flächenbildungszone aufzuteilen ist, die untereinander einen ähnlich großen Abstand aufweisen wie jede von ihnen zur nivalen oder Gletscherzone. Die nach hydrographischen — nicht morphologischen — Gesichtspunkten als „arid“ bezeichneten Gebiete sind dagegen nicht durch kennzeichnende gemeinsame Großformzüge ausgezeichnet, sondern schließen sich mit klimatisch wie tektonisch verursachten Varianten in ihrem Großformenschatz teils an das Erscheinungsbild der Flächenbildungszone, teils an dasjenige der Talbildungszone an³.

3 Gegenüber manchen Arbeiten der letzten Zeit ist zweierlei zu beachten:

a) Es heißt nicht „Flächenzone“ und „Tälerzone“, sondern von Anfang an mit vollem Bedacht „Flächenbildungszone“ und „Talbildungszone“. D. h.: diese Termini der „klimatischen Geomorphologie“ bezeichnen nicht die Vorherrschaft bestimmter Relieftypen, sondern bestimmter rezenter Vorgangskomplexe.

b) Die Termini „Flächenbildungszone“ oder „Talbildungszone“ bedeuten daher auch nicht, daß in ihrem Bereich die Typen des Talreliefs und des Flächenreliefs ausschließlich herrschen, der sichtbare Formenschatz dort also aus nichts anderem bestünde. Hierin liegt eine Mißdeutung meiner Arbeiten. In diesen habe ich stets betont, daß innerhab der klimatischen Flächenbildungszone die rezenten Flächenbildungsvorgänge an bestimmte weitere Voraussetzungen der Epirovarianz und der Basisdistanz geknüpft sind. In rasch gehobenen Kettengebirgen (Anden) oder an den Rändern tropischer Hochplateaus (Äthiopien) gibt es Täler von sonst kaum erreichter Schärfe und Tiefe, die aber in vielen Eigenschaften eben auch spezifisch tropisch und von den Tälern der Außertropen grundverschieden sind. Ferner habe ich für die Ektropen stets betont, daß neben den aktuellen Vorgängen und Formen der Talbildung, die hier herrschen, überall auch die Formenreste älterer Reliefgenerationen, etwa tropisch-tertiärer in Form von Altflächen vorhanden sind.

Die Termini: Flächenbildungszone, Talbildungszone usw. sind also nach den in der betreffenden Zone in der Gegenwart vorherrschenden und zugleich für diese Zone besonders charakteristischen, in solcher Form sonst nirgends wiederkehrenden morphogenetischen Vorgangskomplexen benannt. Diese Definition schließt das sichtbare Formenbild dieser Zonen nur so weit ein, als es den Vorgängen der jüngsten derzeit herrschenden holozänen Reliefgeneration sein Dasein verdankt.

III. Begünstigung geomorphologischer Untersuchungen in Süd-Indien

Als Beispielfall einer tropischen Rumpffläche zeigt die Tamilnad-Ebene in dessen auf Grund der viel dichteren Besiedlung und der hier seit rd. 5000 Jahren herrschenden Pflugbau-Hochkultur in bestimmten Einzelheiten Abweichungen von den großen afrikanischen Rumpfflächen der gleichen Breiten. Der Charakter Süd-Indiens als eines alten, heute in voller Weiterentwicklung befindlichen Hochkulturlandes bietet aber zugleich geomorphologischen Untersuchungen günstige Voraussetzungen. Das ursprüngliche Savannenkleid ist fast ganz verdrängt. Damit fällt die natürliche Nacktfelsigkeit vieler Inselberge — selbst mäßig steiler — mehr ins Auge. Ein besonders auffälliger Zug der voll ausgereiften indischen Kulturlandschaft besteht ferner darin, daß die Fluten der Regenzeit (in Madras Juni — Dezember mit dem Maximum im Dezember, in Bangalore Mai — Dezember mit dem Maximum im Juni und Juli, nur 125 km WSW von Bangalore aber: in Mysore schon April — Anfang November mit zwei Maximas im Mai und Oktober!) hier weit besser aufgefangen und ausgenutzt werden. Die Rumpfflächen und auch die später darzustellenden Rückenreliefs in Süd-Indien sind von unzähligen „Tanks“ übersät, d. h. abgedämmten Spülmulden, in denen der Niederschlag der Regenzeit zur Bewässerung der Reis- und Zuckerrohrfelder in der Trockenzeit gestaut wird. An der Ausdehnung und dem Umriß dieser Tanks, an der Länge und Kronenhöhe der Abschlußdeiche sind — auch ohne besondere instrumentelle Vermessung — Form und Gestalt von Spülmulden (im Bereich von Rumpfflächen) und Spültälern (im Bereich von Rückenreliefs) oft mit einem Blick abzulesen (vgl. Bild 1).

Ein weiterer günstiger Umstand sind die zahlreichen neuen Bauvorhaben (Hochbauten aller Art, Straßen- und Bewässerungsanlagen), die im Zug der jüngsten Entwicklung des Landes durchgeführt werden. Viele neue Aufschlüsse zur Bruchsteingewinnung im Anstehenden und zur Ziegelbereitung in den Rotlehmdecken gestatten hier weit bessere und klarere Einblicke in den Mechanismus der tropischen Reliefbildung, als sie mir je in einem Teil der afrikanischen Tropen möglich waren.

Das Gebiet ist weiterhin durch moderne Straßen weit besser erschlossen als der Großteil der afrikanischen Tropen. Dazu machen (allerdings sehr teure) Hotels und immerhin ein Minimum an Bequemlichkeit und Sauberkeit bietende und dennoch preiswerte indische Rasthäuser es möglich, auch ohne volle Expeditionsausrüstung (mit Zelt, geländegängigem Wagen usw.) viel mehr zu sehen als in den entsprechenden Vergleichsgebieten Afrikas.

Die stärkste Begünstigung klima-morphologischer Untersuchungen in Süd-Indien bietet aber die Natur selbst. Sie liegt darin, daß nicht nur die Tamilnad-Ebene, sondern auch unser ganzes in Abb. 5 dargestelltes süd-indisches Arbeitsgebiet zu über 95 % aus einem sehr einheitlichen quarzreichen hellen Granit mit nur sporadischem Auftreten feinkörniger härterer Schlieren besteht. Die geringen Vorkommen eingeschlossener Sedimentschollen (Sandstein, Quarzit) verschiedenen Alters liegen in der küstennahen Zone der Koromandel-

Ebene und spielen gerade dort morphologisch eine ganz untergeordnete Rolle. Ähnliches gilt von den jüngeren Doleritgängen, welche die Granitmasse gelegentlich durchschlagen. Noch seltener sind die kleinen Reste geringmächtiger und flach aufliegender, stark lateritisierter Sedimenttafeln im Nordteil der Hochfläche von Bangalore (vgl. S. 76, Anm. 39. Über das Alter der jüngeren Vulkanite und Sedimente vgl. Abschn. XI).

Dieser einheitliche petrographische Aufbau läßt die klimabedingten Züge der Morphogenese besonders klar erkennen. Hierin lag der Hauptgrund für die Wahl gerade dieses Arbeitsgebietes. Dazu boten die älteren Arbeiten von N. KREBS (1933—1942) hier manche Anregung.

Nur die Beschaffung von Kartenmaterial ist heute leider gegenüber KREBS' Zeiten in unvorstellbarer Weise erschwert.

IV. Die Bodenbildung auf den aktiven Rumpfflächen Süd-Indiens

In den Ektropen erreichen die Böden selbst auf ebenen Flächen durchwegs schon bei 0,5—2 m ihre maximale Reifemächtigkeit. Die Verwitterung und Bodenbildung greift dann nur noch langsam weiter in die Tiefe, als die oberflächliche Abtragung den Boden von der Tagesfläche her ausdünn. Die Verwitterungszone unten und der Abtragungsbereich an der Oberfläche bleiben sich dabei räumlich so nahe, daß beide Bereiche ineinander übergehen. Vollends im Subpolargebiet, wo die ganze Auftauzone und damit das gesamte Bodenprofil der mechanischen Durchbewegung (Kryoturbation) oder schwerkraftfolgenden Abtragung (Solifluktion) unterliegt, ist die ganze Bodendecke als Produkt der Verwitterung nicht nur der Träger, sondern zugleich auch selbst der Gegenstand der flächenhaften Abtragung (Denudation).

In den gesamten Ektropen können darüber hinaus schon kleine Bäche diese Bodendecke linienhaft durchsinken und mit den gewonnenen groben Erosionswerkzeugen sofort ins Anstehende einschneiden. Ganz ohne Rücksicht auf die Stärke der epirogenen Hebung des betreffenden Krustenstückes etabliert dabei jeder größere ständig fließende Bach oder Fluß sein eigenes Regime der linienhaften Erosion. Diese arbeitet stets gleichzeitig nach drei Richtungen: als Tiefenerosion, als Seitenerosion und als rückschreitende Erosion. In allen drei Richtungen eilt die Linienerosion in den Tiefen der Schluchten und Täler in den Ektropen der Flächendenudation auf den zwischenliegenden Breiten des Landes voraus. Dies geschieht unter sonst gleichen Voraussetzungen (der Epirovarianz und Basisdistanz) um so nachdrücklicher, je stärker die Frostwirkungen im Boden sind (vgl. BÜDEL, 1961) oder doch in junger geologischer Vergangenheit waren. Der Extremfall dieses Vorseilens der Linienerosion wird endlich in der exzessiven Talbildungszone des Subpolargebietes erreicht, die daher ihren Namen erhielt. Sowohl nach dem herrschenden Vorgangskomplex wie auch nach dem dort rezent erzeugten

Formenbild bietet sie den größtmöglichen Gegensatz zum Bildungsprozeß aktiver Rumpfflächen in der tropisch-randtropischen Flächenbildungszone.

In der Tamilnad-Ebene ist wie bei allen lebenden tropischen Rumpfflächen die Verwitterungsbasisfläche über dem in der Tiefe anstehenden Granit und die obere Einebnungs- oder Spülfläche sowohl funktional wie räumlich durch ein meist sehr dickes Bodenprofil getrennt. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Rotlehmböden ist hier mit 4—10 m im Mittel etwas geringer als in den sudanischen Vergleichsfällen mit ihren Durchschnittsmächtigkeiten von 5—15 und im Extremfall 30 m. Dies ist offenbar mit eine Folge der rd. 5000-jährigen Landnutzung durch den Pflugbau, der sowohl für den Bewässerungs-Reisbau im Tiefsten der Spülmulden wie für den Regenzeitfeldbau auf den Spülscheiden sehr intensiv ist und den Boden nicht schont. Der Bodentypus ist indessen makroskopisch genau derselbe wie im Sudan: es sind die von KUBIENA (1962, 1963) vielfach untersuchten weithin polygenetischen tropischen Rot- und Gelblehme von offensichtlich sehr dichtem Bodenplasma. KELLOGG (1960) und A. FINCK (1963) haben diese Böden Latosole genannt. Sie sind im Bereich der Bewässerungskultur licht gelb-grau bis grau gebleicht, d. h. ihres Gehalts an wasserarmen roten Eisenhydroxyden sehr weitgehend beraubt. Eine weitere Folge der jahrtausendelangen Nutzung besteht darin, daß ein Humushorizont an der Oberfläche, der auf ursprünglichen Savannenböden des gleichen Klimatyps in Afrika immerhin 3—5 cm dick ist, meist ganz fehlt oder nur in Spuren nachweisbar ist.

Indessen zeigen diese Böden hier dieselben geomorphologisch wirksamen Eigenschaften wie in Afrika. Die wichtigste davon ist, daß sie mit der vollen chemischen Zersetzung aller Nichtquarz-Körner dicht bis zu ihrer felsigen Unterlage, d. h. bis zu den Grundhöckern der Verwitterungsbasisfläche hinabreichen.

Für die Art und innere Gliederung dieser dicken Rotlehmdecken und vor allem für den Zustand des Anstehenden an der Verwitterungs-Basisfläche erwies sich bei meinen Arbeiten — unbeschadet einer späteren Feingliederung — die vorläufige Aufstellung von zwei Großtypen des Bodenaufbaus als eine brauchbare Grundlage.

Der erste Typ ist bei vorwiegend monogenetischem Aufbau durch folgende Züge gekennzeichnet:

1. Mittlere Mächtigkeiten von 4—10 m sind die Norm.

2. Es herrscht eine einfache Horizontfolge: in den oberen 2—3 m tiefes, volles Rot (ziegelrot bis karminbraun), mit der Annäherung an die Basis in licht-gelbrote bis gelbgraue, öfter auch graue Töne übergehend (Abb. 2, Bild 2). Die Analyse der Tonminerale steht noch aus. Nach der Art der harten Verbackung im trockenen Zustand und dem auch makroskopisch feststellbaren Feinsandgehalt dürfte es sich aber von oben bis unten um ein ganz entsprechendes Kaolin-Feinsand-Gemisch handeln, wie es BAKKER (1957 a, b) für die Rot- und Gelblehme auf den Rumpfflächen Surinams beschrieben hat.

3. Meist keine durchgehenden Konkretionshorizonte, höchstens vereinzelte Konkretionskörner. Niemals harte, ortsteinartige Konkretions-Krusten.

4. Keine Vergrusungszone an der Basis. Es folgt dort vielmehr nach einer nur wenige cm dicken Rinde ein scharfer Übergang vom hochzeretzten, in feuchtem Zustand knetbaren Rot- oder Gelblehm zum völlig unzeretzten anstehenden Granituntergrund. Das spricht für einen raschen Ablauf bis zur vollkommenen Stoffumwandlung. Diese energische Zersetzung greift in den Klüften des Granits hinab und trennt so die einzelnen „Grundhöcker“. Das subkutane „Grundhöckerrelief“, das die Basisfläche auf diese Weise erhält, kann bis zu 20 m Reliefenergie erreichen; es ist um so bewegter, je größer die Härteunterschiede zwischen einzelnen Bänken und Schlieren sind, und vor allem, je weitmaschiger das ursprüngliche Kluftnetz im Granit ist. Dann kann der anstehende Untergrund in Flecken bis zu einigen ha Umfang als „isoliertes Spülpediment“ bis dicht, d. h. 1—2 m unter die Oberfläche reichen. Oder aber: ein solcher Grundhöcker ragt vollends als „Schildinselberg“, d. h. als flachgewölbte, nacktfelsige Granitkuppe über die Spüloberfläche auf. Die Form solcher Schildinselberge wechselt zwischen kleinen Kuppen von wenigen qm Umfang und unter 1 m Höhe bis zu Schildinselberg-Fluren von mehreren ha, ja qkm Umfang und bis zu 20 m Höhe. Die Neigung ihrer glatten Felshänge schwankt zwischen überhängenden Wollsackformen bis zu flachem Anstieg von nur 12—20°, aber ihr Fuß ist stets scharf gegen das eingeebnete Lehmniveau der allgemeinen Spül-Oberfläche abgesetzt (Bild 3 vorn rechts, Bild 4 vorn). Ihre Hänge sind fast stets frei von irgendeiner Bodendecke und tragen nur eine sehr dürrtige Savannenvegetation. Auf ihrem unteren Felshang trocknen die Inder oft die als Brennmaterial so wichtigen Kuhmist-Fladen.

Wo die Verwitterungs-Basisfläche in der Tiefe aufgeschlossen ist, sieht man die Zersetzung des Anstehenden von Senkrechtklüften aus auch rasch in \pm waagerechte Kluftebenen ausgreifen. Dadurch werden größere und kleinere Quader des anstehenden Granits innerhalb der Rotlehm-masse isoliert. Sie nehmen dann infolge des allseitigen Angriffs der Verwitterung rasch rundliche Blockform an. Die Inder graben diese Blöcke gern aus und zersprengen sie zu kleineren Bauquadern, die beim Bau der Staudeiche und Schleusen verwendet werden.

5. Dieser Typ des Bodenaufbaus kommt ganz überwiegend in den rand-nahen Teilen aktiver Rumpfflächen gegen die nächsthöheren Stufenränder oder gegen den Fuß von Auslieger-Inselbergen vor, d. h. in den Teilen, in denen diese Rumpfflächen auf randlichen Spülpedimenten und im Bereich von „Dreiecksbuchten“ ihre jüngste laterale Ausweitung erfuhren (Bild 3, 4, 5, 6).

6. Das alles kennzeichnet diesen Bodentyp als relativ jung und rasch gebildet. Er macht auf diesen erst in junger geologischer Vergangenheit von dem Flachrelief überwältigten und ihm angeschlossenen Relieftteilen einen monogenetischen Eindruck und zeigt keine Spuren stärkerer Klima-

schwankungen. Seine Bildungszeit dürfte vornehmlich im Holozän und (jüngeren) Pleistozän liegen.

Der zweite Typ trägt dagegen deutlich die von KUBIENA (1962) als polygenetisch bezeichneten Züge:

1. Eine ursprünglich sehr große Mächtigkeit (fast durchwegs über 10 m, oft bis 30 m), die aber durch nachträgliche Abtragung vermindert sein kann, so daß das heute sichtbare Profil von oben her unvollständig ist.

2. Mehrfacher, oft durch Farbunterschiede deutlicher Horizontwechsel. Insgesamt wiegt jedoch ebenfalls das genannte Kaolin-Feinsandgemisch vor.

3. Oft treten Bänder knolliger Konkretionen (Mangan, Eisen, Quarz) oder sogar von harten, ortsteinartigen Krusten (Laterit, Schlackenlaterit, Zellenlaterit) auf, meist in Oberflächennähe.

4. Unterhalb des eigentlichen Bodenprofils kann auch hier das unzersetzte Anstehende folgen. Meist ist dies aber unter solchen Bodendecken tiefvergrust oder teilzersetzt in der Form, daß das Gesamtgefüge des Granits zwar noch intakt ist, die dunklen Gemengteile und z. T. auch die Feldspäte aber schon rötlich angewittert sind. Das Gestein sieht aus wie von einem rostfarbenen Geäder durchzogen. Auch die Grundhöcker und die bereits losgelösten Blöcke sind so zersetzt, daß man letztere nicht mehr als Bausteine verwerten kann. Der Grusgranit wird z. T. als Sand abgebaut. Schildinselberge fehlen fast ganz.

Daher kann hier das Verwitterungsprofil (Bodenprofil + Vergrusungszone) außerordentlich tief hinabreichen. Die früher angegebenen Extremtiefen von 170 m, 300 und sogar 600 m (BÜDEL 1963, S. 278) stammen zumeist aus dem Bereich solcher polygenetischer Böden mit mächtigen Vergrusungszonen an der Basis. Die Alterung solcher (besonders lateritischer und itabiritischer) „Böden“ kann bis zu einem Grade fortschreiten, den man wohl am besten als „Bodengestein“ bezeichnet⁴.

4 In Ausnahmefällen können freilich auch vollzersetzte alte bereits völlig fossilisierte Laterite und Itabirite allein schon (eine etwaige basale Vergrusungszone ungerechnet) Mächtigkeiten von gegen 100 m erreichen. Diese wären dann als ein dritter, bereits weitgehend fossilisierter Typ tropischen Bodenaufbaus auszuscheiden.

Bei diesen mächtigen und alten Bodenprofilen besteht die Möglichkeit, daß die Bodenoberfläche, von der einst ihre Bildung ausging, längst abgetragen ist, so daß die heutige Oberfläche nicht mehr der Ausgangshorizont dieser Böden ist. Manchmal hat man den Eindruck, daß auch die tiefen Vergrusungszonen unter dem vorgenannten zweiten Bodentyp in diesem Sinne älter sind, als das darüber liegende Rotlehmprofil. Ein solches Gesamtprofil wäre dann in einem noch weiteren Sinne „polygenetisch“.

Im ganzen bestätigen alle diese Umstände, daß die mächtigen Tropenböden — im Gegensatz zu den ektropischen — ein sehr hohes Alter besitzen und durch lange geologische Zeiten hindurch erhalten und weitergebildet werden. Mit die ältesten solcher Böden scheinen sich im brasilianischen Bergland und in Inneraustralien (BREMER, 1965) zu finden. Wir schlagen für solche in eigenständiger Diagenese über lange geologische Zeiten hinweg weitergebildete „Böden“ den Ausdruck „Bodengestein“ vor.

5. Seiner Verbreitung nach tritt dieser zweite Typ tropischen Bodenaufbaus vornehmlich in zwei Bereichen auf. Einmal (wie auch die Beispiele des dritten Typs, s. Anm. 4) auf altangelegten und hochliegenden, heute bereits in höherem und geringerem Grad fossilisierten Altflächen. Zum anderen in den inneren, randferneren Teilen aktiver Rumpfflächen, die schon längere Zeit dem hier herrschenden flächenhaft-planparallelen Tieferlegungsprozeß unterworfen sind. So gut wie nie trifft man diesen zweiten Typ auf den jungen Spülpedimenten vor schroff ansteigenden Randstufen oder Inselbergen.

6. Alle diese Kennzeichen deuten auf ein sehr hohes Alter dieser Böden und auf einen durch Klimawechsel bedingten diskontinuierlich abgewandelten Reifeprozeß. In der Mehrzahl dürften daher diese polygenetischen Böden bereits tief in die Tertiärzeit zurückreichen. Die rudimentären Wurzeln tertiärzeitlicher Tropenböden auf den Altflächen unserer Mittelgebirge zeigen ja oft einen verwandten Aufbau (Harz, Rheinisches Schiefergebirge, Frankenwald, Odenwald). Allerdings darf nicht übersehen werden, daß in den heutigen Tropen rigorose Waldvernichtung in historischer Zeit manche (nicht alle!) dieser Züge auch sehr rasch hervorrufen kann. Der Rotlehmboden ist dann künstlich degeneriert — etwa oberflächlich verkrustet — und so scheinbar gealtert.

V. Der Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen

In beiden Fällen: sowohl beim Vorhandensein einer tiefen Zersatzzone wie bei der scharfen Überlagerung des vollkaolinisierten Bodenprofils über dem noch völlig intakten Anstehenden vollzieht sich an der fast stets feuchtwarmen Basis dieser mächtigen Rotlehmdecken die rascheste und energischste chemische Tiefenverwitterung, die wir auf der Erde kennen. Sie ist dabei ein ortsgebundener, rein chemischer Vorgang. Die entstehenden Rotlehme sind in ihrer ganzen Mächtigkeit reine Ortsböden. Sowohl an der Verwitterungsbasisfläche wie innerhalb ihres ganzen Profils findet in der Ebene nur diese Zersetzung, aber keinerlei Bodenbewegung oder Abscherung mit der Schwerkraft statt. Das beweisen einmal die genannten isolierten Blöcke, die mit ihren Kluftrichtungen völlig mit denen der noch fest anstehenden Grundhöcker übereinstimmen. Sie haben somit trotz rasch fortschreitender Zersetzung ihre Lage im Boden nicht verändert. Ferner wird besonders der untere Teil eines solchen Bodenprofils gelegentlich von harten Quarzgängen durchsetzt, die im Aufschluß als minder gelockerte Streifen von unten her noch ein Stück weit in die zersetzte Rotlehmdecke hineinreichen. Auch sie sind stets völlig ungestört, weder geknickt noch verbogen.

Die flächenhaften Abtragungsvorgänge dieses Klimabereichs spielen sich vielmehr ausschließlich an der Tagesfläche des gesamten Bodenprofils: der Spüloberfläche ab. Dies geschieht in Form einer außerordentlich gleichmäßigen

allgemeinen Abspülung, d. h. also eines (bei solchen Flachböschungen) rein passiven Abtragungsvorgang während der Regenzeit. Der Ort der Verwitterung (Verwitterungs-Basisfläche) und derjenige der Abtragung (Einebnungsfläche, Spül-Oberfläche) sind räumlich und funktional völlig getrennt. Es herrscht zwischen beiden Flächen eine vollkommene Arbeitsteilung. Dennoch ist es allein das Zusammenwirken der unten und oben sich vollziehenden Vorgänge, der im Bereich des tropisch-wechselfeuchten Savannenklimas unter den bereits genannten epirogenen Voraussetzungen solch vollkommene Rumpfflächen wie die Tamilnad-Ebene entstehen läßt.

Die Aufbereitung des Materials in dem Kaolin-Feinsand-Gemisch ist bereits in geringerem Abstand über dem Ausgangsgestein so vollkommen, daß dessen ursprüngliche Natur daraus nicht mehr zu erkennen ist. So ist dieser Rotlehm das Muster eines rein klimabestimmten Bodentyps. Er ist fast in seinem ganzen Profil im Zustand der Höchstbeweglichkeit gegen spülendes Wasser. Das kleinste Rinnsal kann den Feinsand transportieren und die — überwiegenden — Tonbestandteile als Trübe mit sich nehmen. Dazu geht vieles in Lösung. Wie schon BAKKER (1957) hervorhob, bleibt sich dabei das Material a) des Verwitterungsbodens, b) des Transportgutes kleiner Spülrinnen und c) des mitgeführten — in der Trockenzeit zeitweilig abgelagerten — Feinsandes der größeren Flüsse in der Zusammensetzung praktisch gleich, nur daß in den Hochwasserbetten der Flüsse der Feinsand stärker ausgespült und in der jeweiligen Gefällsrichtung aufgeschüttet ist. Selbst der Lehm der Deltas läßt makroskopisch eine ähnliche Korngrößen-Zusammensetzung vermuten.

Der Spülvorgang auf der Bodenoberfläche setzt mit dem Beginn der Regenzeit ein. In der vorhergehenden Trockenzeit ist der Boden oberflächlich völlig hart geworden. Die Trockenrisse sind bei dem geringen Quell- und Schwundvermögen des Kaolins nur schmal: es sind im wesentlichen feine Haarspalten. Auf dem Boden des Ganges-Brahmaputra-Deltas bei Dacca beobachtete ich am 23. 2. 1964 während eines der dort nicht selten die Trockenzeit unterbrechenden kurzen Zyklonalgewitters die Vorgänge auf einem nahezu ebenen, rd. 20 ha großen baumfreien und nur mit schütterer Grasnarbe bewachsenen ebenen Flächenstück. Es diente als Viehweide, ein Viertel davon (ohne künstliche Planierung!) auch als Fußballplatz. Aus Gewittertürmen, die ab 16.30 Uhr mächtig aufgequollen waren, fiel von 17.10 — 17.12 Uhr ein erster leichter Schauer, dann setzte um 17.15 Uhr zuerst bei südlichem, dann bei scharf nach W drehendem Wind ein dichter Wolkenbruch ein. Schon um 17.35 Uhr, also nur 20 Minuten nach Beginn des Starkregens, war der ganze Platz zu 7—8 Zehnteln von einer geschlossenen Wasserfläche bedeckt. Offenbar waren alle Haarspalten im Boden noch luftgefüllt, so daß zunächst wenig versickerte (Benetzungswiderstand, vgl. R. KELLER, 1961, S. 273); zugleich war der Abfluß durch alle während der Trockenzeit entstandenen kleinen Unebenheiten (Grasbulten, kleine Bodenverwehungen, menschliche Nutzungsspuren, unter Naturumständen auch Fallaub, Termitenbauten und Wühltier-

reste, von Menschen und Tieren getretene Wege u. ä.) stark gehemmt. Um 17.50 Uhr hörte der Regen rasch nachlassend wieder völlig auf. Bereits drei Minuten später, 17.53 Uhr, war der Platz nur noch zu 5/10 von Wasser bedeckt, um 18.10 Uhr nur noch zu 1—2 Zehnteln. Ein zweiter noch stärkerer Wolkenbruch zwischen 18.34 Uhr und 19.28 Uhr brachte keine auch nur annähernd so starke Überflutung des Platzes mehr mit sich. Offenbar war zweierlei eingetreten: a) die Luft war weitgehend aus den Haarspalten entwichen, so daß das Wasser jetzt versickern konnte; b) es hatten sich neue kleine Abflußrinnen um die vorerwähnten, in der Trockenzeit entstandenen Hindernisse gebildet.

Es scheint mir danach wahrscheinlich, daß sich der Abspülungsvorgang auf solchen Deltaflächen ebenso wie auf den ähnlich schwach geneigten (auch in der Bodenzusammensetzung durchaus verwandten) Abtragungs-Rumpfflächen in mehreren Phasen abspielt. Die erste Phase tritt nur nach längerer Trockenzeit beim ersten Wolkenbruch auf (zu Beginn der Regenzeit oder nach längeren Trockenpausen innerhalb von dieser) und dauert jeweils nur rd. $1/2$ — 1 Stunde. Während dieser Phase verhindert noch der Luftgehalt der Haarspalten im Boden eine rasche Versickerung und die in der vorhergehenden Trockenzeit entstandenen Klein-Unebenheiten stauen zunächst das Wasser zu großen Pfützen auf. Da diese auf den weiten, sehr gefällsarmen Flächen überall gleichzeitig entstehen, stauen sie sich in diesen ersten Minuten gegenseitig. Aber sehr rasch stellen sich ebenso allgemein auf der ganzen Fläche durchlaufende Rinnale ein, die in gewundenen Bahnen jene kleinen Hindernisse umgehen oder durchbrechen. Diese erste Spülphase muß ihr Ende erreichen, sobald die Luft aus den Poren und Haarspalten entwichen ist und nun die Versickerung voll einsetzt. Im ganzen scheint die Bedeutung dieser ersten, nur sehr kurzen (aber zu Beginn jeder Regenperiode sich wiederholenden) Spülphase darin zu bestehen, daß sich auf der ganzen Fläche nach anfänglichem Stau das allgemeine Netz der kleinen Spül-Rinnsale so neu ausformt, wie es dann für diese Regenperiode bestehen bleibt.

Die eigentliche Abtragungsleistung wird von diesen Spül-Wasserfäden offenbar erst in einer zweiten, viel längeren und wirksameren Phase vollbracht. Sie dürfte darauf beruhen, daß sich nach einiger Zeit (nach Tagen, möglicherweise auch Wochen), eine neue nachhaltige Hemmung der Versickerung einstellt. Die Haarspalten und Poren füllen sich in einem immer größeren Teil des Bodenprofils mit Wasser. Zugleich werden viele Poren durch die (an sich geringe) Quellfähigkeit der Kaolinbestandteile im Boden verengt oder geschlossen, breitere Bodenspalten gerade im Bereich jener unzähligen über die Fläche verteilten Wassersträhnen auch zugeschlämmt. Der Abflußfaktor wächst und die deutlicher ausgeformten Rinnsale laufen jetzt auf größere Strecken hin durch. Damit wächst ihre Transportkraft für Feinsand und Trübe. Der eigentliche Abspülvorgang auf diesen Flächen tritt daher während der Regenzeit erst dann ein, wenn der Boden in hohem Grade mit Wasser gesättigt ist und sich gegen Versickerung auf dreifache Weise abgedichtet hat. Die Folge davon

ist, daß dieser flächenhafte Abspülvorgang dann durch Wochen und Monate gleich wirksam bleibt. Dies geschieht ausgesprochen quantenhaft in der Form, daß das mitgeführte Material oft nach wenigen Metern bei einer minimalen Gefällsabnahme oder vor einem neuen Kleinhemmnis wieder liegen bleibt. Beim nächsten Wolkenbruch wird eben dadurch das Abflußwasser anfänglich wieder gestaut und zu einem neuen kleinen Umweg gezwungen, auf dem es dann aber allmählich doch das Material ein Stück weiterspült. Dieses Netz kleinster Regenzeit-Rinnsale, das sich auf der ganzen Fläche unter leichter Verlagerung mit jeder neuen Regenperiode gleichzeitig und gleichartig ausbildet ist es letztlich, was die flächenhafte Abtragung der tropischen Rumpfflächen bewirkt. Es ist der entscheidende morphogenetische Abtragungsvorgang der Flächenspülzone⁵. Sein Zustandekommen wie seine flächenerzeugende Wirkung sind aber an zwei wichtige Voraussetzungen geknüpft: einmal an das allgegenwärtige Vorhandensein leicht beweglicher Verwitterungs-Endprodukte auf der „Spülfäche“, das seinerseits eine rasche Tiefenverwitterung und ein mächtiges Bodenprofil mit vollem Zersatz bis zur tiefliegenden Verwitterungs-Basisfläche voraussetzt, und zum anderen an das (an dieselben Voraussetzungen geknüpfte) ganz eigenartige Verhalten der größeren Flüsse dieser Zone, dem wir uns nunmehr zuwenden.

VI. Die Rolle der Flüsse im Wirkungsgefüge der Talbildung und Flächenbildung

Die allgemein verbreiteten, ständig zeitweilig abgebremsten, in jeder Regenperiode etwas anders verlaufenden Kleinst-Rinnsale wirken rein flächenhaft und erzeugen einzeln auf der Spülfäche keinerlei ihnen angepaßte Hohlformen. Sie folgen genau dem Gefälle. Dies verläuft auf der Tamilnad-Ebene generell von W nach O. Natürlich sammelten sie sich dabei zu größeren, in dieser Rich-

⁵ Wohl nur im semiariden Übergangsgebiet dieser Zone zur Passatwüste kommt es zu den über solche Flächen dahinschießenden geschlossenen Spülfloten, wie sie von älteren Autoren besonders aus den Trockengebieten Arizonas (so von MACGEE, 1930) und von BOBEK (1961) von manchen Pedimentflächen Irans beschrieben wurden. In gut bewachsenen Savannenländern ist diese Erscheinung meines Wissens bisher nicht beobachtet worden, es sei denn im Überschwemmungsgebiet großer Flüsse.

Was die allgemein wirksamen oben im Text erwähnten kleinen Spül-Rinnsale betrifft, so ist es eine bekannte, unser Ergebnis reziprok bestätigende Tatsache, daß sich auf solchen Flächen scharf eingeschnittene Miniatur-Bodenschluchten (Gullys) und entsprechende Schluchtsysteme (Badlands) mit stark gestreckten Verlauf, gleichmäßigem Gefälle und durchgehender linienhafter Erosion fast nur dort bilden, wo der Mensch durch systematische Beseitigung aller jener genannten Kleinhindernisse (insbesondere der niederen Gras- und Krautvegetation) dazu den Anstoß gab. Aber diese Zerschluchtung des Bodens im kleinen setzt nur in Ausnahmefällen auf größeren Flächen allgemein-gleichzeitig ein. Fast stets schreitet sie nur von einem Initial-Erosionsriß im Muldentiefsten aus linienhaft-rückschreitend über etwas stärker geböschte Flächenteile aufwärts fort, um unter Normalumständen nach einiger Zeit wieder zu erlöschen: die Gullys „verheilen“.

tung laufenden Flußsystemen. Diese bestehen aus den im ganzen W-O gerichteten Hauptflüssen (von S nach N: Ponnaijār, Cheyyar, Palār, Nagari und andere), denen noch Nebenbäche spitzwinklig zulaufen. Als Sammeladern der ungezählten kleinen Spül-Rinnale haben diese Flüsse einen durch längere Zeiträume beständigen Verlauf. Aber nicht diese Hauptflüsse allein, sondern das flächenhaft wirkende Gesamtsystem des hier herrschenden Abtragungsmechanismus haben zur Entstehung der äußerst flachen Hohlformen geführt, deren Tiefstem die Flüsse folgen. Die ganze Tamilnad-Ebene ist so aus lückenlos aneinanderschließenden ganz sanften Geländewellen zusammengesetzt, die wir „Spülmulden“ nannten⁶. Die ganz flach gewölbten Vollformen, welche die unmerklichen Wasserscheiden zwischen den Spülmulden tragen, nennen wir sinngemäß „Spülscheiden“. Es ist das besondere Charakteristikum dieser Flächen, daß die Spülscheiden nie fossile Plateauriedel einer älteren Reliefgeneration tragen, sondern daß sie stets als aktuelle Lebendformen dem Gesamtreief mit seinen hyperflachen Wellen voll eingegliedert sind. Als Beweis dafür dient außer der Form die Tatsache, daß Bodenart und Bodenmächtigkeit auf Spülscheiden wie in Spülmulden stets ganz gleich und daß Schildinselberge hier wie dort ganz gleichmäßig verteilt sind.

Die Flanken dieser Spülmulden und Spülscheiden bleiben auf der Tamilnad-Ebene in der großen Masse (d. h. in rd. 95 % der Fälle) unter 20‰ (2° oder 1,2°), wobei der größere Teil davon sogar unter 10‰ (1° = 0,6°) Neigung bleibt. Man kann das hier sehr genau an den Deichlängen und -höhen der vielen Tanks erkennen, welche die Ebene bedecken. Dabei muß berück-

6 Auf diese Muldengliederung tropischer Flächen hatte ich zuerst bei der Schilderung der Sandschwemmebene im südlichen Umkreis des Hoggar-Gebirges hingewiesen (BÜDEL 1952, S. 118): „Die Sandschwemmebene ist keine völlige Ebenheit. Abgesehen von ihrem Gestamtgefälle, das in den inneren Teilen im Durchschnitt 1 % (= 0,6°) erreicht, ist sie durch ungezählte ganz flache Wasser- oder besser „Sandscheiden“ in lauter kleine selbständige Einzugsgebiete der flächenhaften Anhäufung und Abspülung des Sandmaterials zerlegt. Die so entstehende sanfte Wellung der Oberfläche ist überall vorhanden und erreicht nicht selten eine Reliefenergie von 20, ja sogar 25—30 m je km, d. h. ein Lokalgefälle bis zu 3 % (= 1,7°)“. Die sehr verwandten Relief-Tatbestände auf den (genetisch leicht abweichenden) sudanischen Rumpfflächen hatte ich dabei in der ersten Publikation über den Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen mit dem Hinweis gekennzeichnet, daß „die so gebildeten Oberflächen von sehr geringem Gefälle an den Wasserscheiden zwischen einzelnen Spülflutbereichen sanft auf- und abschwngen“ (BÜDEL, 1957 a, S. 211). Auch der nächste Beitrag (1957 b) spricht von jenen gleichmäßig über sehr verschiedene Gesteine hinweggreifenden Ebenen oder schlicht Flächen mit meist nur ganz leichter „fastebener“ Wellung. Ich nannte diese Einzugsbereiche in der nächsten zusammenfassenden Publikation über die Flächenbildung in den wechselfeuchten Tropen „Spülmulden“ (BÜDEL 1963, S. 280) und die sie trennenden Wasserscheidenregionen analog „Spülscheiden“.

Als Sprachgebilde sind beide Termini genetisch gewählt und weisen auf den Bildungsvorgang dieser insgesamt ein auf der Erde so einzigartig flaches Relief formenden Voll- und Hohlformen hin. Der von LOUIS (1959 und 1964) für die Spülmulden vorgeschlagene Ausdruck „Flachmuldentäler“ (die er dabei ausdrücklich als „echte Täler“ bezeichnet) ist vom Sprachlichen her lediglich beschreibend und außerdem als Terminus deshalb ungeeignet, weil „Muldentäl“ sinngemäß längst für mechanisch völlig anders entstandene ektropische Formen festgelegt ist. Insbesondere diente er zur Bezeichnung

sichtigt werden, daß die genannten Böschungswinkel auf jeden Fall Maximalwerte einer jeweils längeren Flußstrecke sind, denn natürlich werden die Stau-
 deiche der Tanks möglichst dort angelegt, wo das Querprofil der Spülmulde
 sich aus petrographischen oder sonstigen Gründen etwa versteilt und verengt.
 Das sind zugleich die Stellen der leichten Gefällsbrüche (Stromschnellen) der
 betreffenden Flüsse im Längsprofil. Solche Stellen erfordern zur Erzielung einer
 bestimmten Stauwirkung, d. h. eines möglichst großen Kubikinhalts des Be-
 wässerungstanks einen kürzeren Damm und einen geringeren Aufwand an
 Baumaterial. Zudem ragen an solchen „Engen“ häufig felsige Grundhöcker als
 Schildinselberge über die Tagesfläche auf. Die Inder bauen solche als natür-
 liche Verstärkung gern in die Staudämme ihrer Tanks ein. Selbst an diesen
 Stellen werden 20 ‰ (1,2°) Flankenböschung der Spülmulden selten über-
 schritten. Das Normalgefälle schwankt leicht um 10 ‰ (0,6°), d. h. es ist so
 groß wie dasjenige der südlichen Münchener Schiefen Ebene im Perlacher
 Forst⁷. Als Fazit ergibt sich: die Einzelböschungen der Tamilnad-Ebene auf
 den weitgespannten Flanken, die hier Spülmulden und Spülscheiden verbinden,
 erreichen eben diejenigen moränennaher Sander. Das Gesamtgefälle der Ebene
 am Fuß der Ost-Ghats bis zum Meere bleibt mit rd. 2 ‰ (0,11°) noch erheb-
 lich darunter.

Außerhalb solcher extrem flacher tropischer Rumpfflächen eilt überall auf
 der Erde, d. h. in allen anderen Gebieten humider Abtragung und Landfor-
 mung die Linienerosion der Flüsse der Denudation auf den Tal-
 hängen und auf den Breiten des Landes (Zwischentalscheiden, Altflächen)
 deutlich voraus.

der muldenförmigen Talanfänge eiszeitlich-periglazialer Dellen. LOUIS selbst gibt zu
 (1964 a, S. 47, Anm. 3), daß der Ausdruck „Muldental“ schon anderweitig festgelegt ist.
 Wo man aber bisher in den Ekrotropen von einem „Muldental“ sprach, wurde dieser Be-
 griff immer einmal in „flaches Muldental“ auf der einen und „steiler geböschtes Mulden-
 tal“ auf der anderen Seite gegliedert. Mit anderen Worten: wenn „Muldental“ ein längst
 anderweitig fixierter Begriff ist, dann ist es damit automatisch auch der Ausdruck „flaches
 Muldental“. In den hauchdünnen (begrifflich nicht faßbaren) Sprachunterschied zwischen
 „flaches Muldental“ und „Flachmuldental“ gerade den stärksten Reliefgegensatz des
 humiden Bereichs: den zwischen der aktiven tropischen Rumpfflächenbildung und der
 Talbildung pressen zu wollen, scheint mir wissenschaftlich unzweckmäßig. Dazu kommt
 daß für bestimmte flache Dellen sogar wörtlich der Ausdruck „Flachmuldentäler“
 im Gebrauch ist (HAGEDORN, 1964, S. 120 u. f.)

Etymologisch bedeutet (nach freundlicher Auskunft von W. EILERS, 1964) das Wort
 „Tal“ — indogerm. Wurzel: „dhel“ — „dholo“ so viel wie „Biegung“, „Bogen“, vor
 allem im Sinne einer eingebogenen, konkaven Hohlform. Die Urbedeutung klingt noch
 am stärksten im Altnordischen nach, wo „dalr“ sowohl „Tal“ wie „Bogen“ bedeutet.
 Die auf hinabführende Hohlformen eingeengte Bedeutung wird außer in unserem „Tal“
 besonders deutlich in gotisch „dalath“ = abwärts, sowie friesisch „to dele“, altsächs.
 „to dal“, niederdeutsch „hendal“, mittelhochdeutsch „ze tal“ = hinab, herab und alt-
 slawisch „dolu“ = hinunter. Auch wir verbinden ja in der wissenschaftlichen wie in der
 Umgangssprache mit dem Begriff „Tal“ eine deutlich eingebogene Hohlform.

7 Schon sprachlich erscheint es nicht gerechtfertigt, solche überflachen Abdachungen als
 „Hänge“ zu bezeichnen („Rampenhänge“ nach LOUIS, 1963). „Hang“, „Abhang“, „Berg-
 hang“, dazu die Verben „hängen“, „aufhängen“ oder kausativ „henken“ (= „hängen
 machen“) bezeichnen sämtlich die vertikale Raumbeziehung eines deutlich höher be-
 findlichen Objekts zu einer tieferen Basis.

Überall sonst ist die Flußerosion der Motor der Abtragungsprozesse. Das Erzeugnis davon ist die Tälerlandschaft, das Talrelief in allen seinen Varianten: vom Gebirge der feuchten Tropen und der tropischen Wüstengebirge bis zur Zone der exzessiven Talbildung im Frostschuttbereich am Saum des landbedeckenden Eises. Die Linienerosion wirkt dabei dreidimensional: als Tiefen-, als Seiten- und als rückschreitende Erosion. Die letztere bestimmt vor allem Tallänge und Tallängsprofil. Die Tiefenerosion bestimmt die Taltiefe. Sie löst dabei zwei ganz verschiedene Gruppen von Vorgängen aus. Unmittelbar durch die Flußarbeit der Tiefenerosion wird der Talgrund ausgestaltet, d.h. entweder nur ein relativ schmales Nieder- und Hochwasserbett (Schlucht, Kerbtal) oder eine breitere Talsohle (Kerb-Sohlental oder Kastental, Mulden-Sohlental) bis zur überbreiten Schotterflur. Letztere entsteht durch zusätzliche Vorgänge periodisch oder episodisch verstärkter (in vielen Fällen sogar nur einer vorzeitig verstärkten) Seitenerosion. Von der Energie der Tiefen- und Seitenerosion zusammen hängt mittelbar aber auch die Steilheit der Talhänge ab und damit auch weitgehend Art und Stärke der flächenhaften Abtragungsvorgänge, die auf diesen Hängen herrschen. Das gilt besonders von der jüngsten Generation der Talentwicklung, d.h. von den untersten Hangteilen (unterhalb etwa vorhandener ausgedehnter Talterrassen), auf welche die Seitenerosion der heutigen Talsohle am häufigsten noch einwirkt. In allen Fällen echter Talbildung: von den Schluchten der Hochgebirge aller Zonen bis zu den niedrigen Terrassenrändern, mit denen in den Ektropen auch noch im Bereich der allerflachsten Aufschüttungsformen: der Sander, Schwemmkegel und selbst der Deltafächer stets jüngere Flußsohlen oder Fluß-Schwemmfächer verschmälert in ältere eingeschnitten werden, sobald nur die leiseste Minderung von Wassermenge oder Schuttlast bzw. eine Vergrößerung der Basisdistanz eintritt (TROLL, 1926, 1956), kurz: in allen diesen Fällen eilt dabei die dreidimensionale Flußerosion der Denudation auf den Talhängen stets voraus. Dieser Umstand ist das Hauptcharakteristikum jeden Talreliefs.

Dazu tritt aber noch ein zweiter wichtiger Umstand. Während die Talhänge — wenn auch in ihren höheren Teilen immer weniger — wenigstens noch mittelbar von der Flußarbeit beeinflusst werden, ist ein weiterer Kreis von fast stets vorhandenen typischen Formelementen des Tälerreliefs von der heutigen Flußarbeit völlig unabhängig. Zwischen den morphologischen Einheiten der einzelnen Schluchten und Täler finden sich auf den Zwischentalscheiden hier fast stets ausgedehnte Altflächen-Riedel. Sie gehören sehr viel älteren Reliefgenerationen an und sind zumeist durch äußerst flache Formen und dementsprechend durch einen völlig selbständigen Kreis sehr langsam vor sich gehender Denudationsvorgänge gekennzeichnet. Sie sind von der rezenten (in den Ektropen meist: holozänen und pleistozänen) Zertalung noch nicht erreicht. Sie werden von dieser nicht weiterentwickelt, sondern bei der Verzweigung des Talnetzes durch rückschreitende Erosion allmählich zerstört und aufgezehrt. Gegenüber der äußerst langsamen Flächenabtragung auf diesen Alt-

flächen greift die Flußerosion mit der linienhaften Tieferlegung der Talgründe in jedem Talrelief (auch bei breiter Sohle) stets weit rascher in die Tiefe. Das Verhältnis der „Tieferlegung in der Zeiteinheit“ zwischen den Gründen der Schluchten und Täler und den Flachformen der Altflächen überschreitet fast stets das Verhältnis 100 : 1 und kann im Extremfall noch das Verhältnis 1000 : 1 überschreiten⁸.

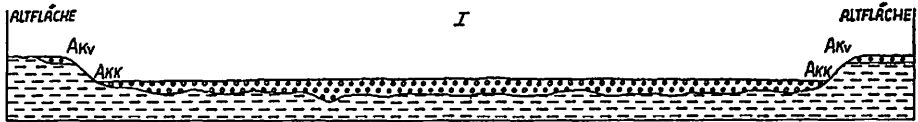
Wie Abb. 1/I für die flachsten Grundtypen des Talreliefs: breite Sohlentäler oder von Terrassenkanten begrenzte Schotterfluren zeigt, werden die drei a) von der Flußerosion in den Talgründen, b) von der Hangdenudation und c) von der Altflächen-Denudation beherrschten Reliefglieder durch aktive Arbeitskanten „Akv“ (konvexe) und „Akk“ (konkave) im Gelände getrennt. An diesen Kanten strebt jeweils der tiefere, energischere Vorgang danach, seinen Bereich auf Kosten der höher liegenden Bereiche weniger leistungsfähiger Vorgangskombinationen auszudehnen. Das ist an der konvexen Arbeitskante „Akv“ zwischen dem Bereich der Hang- und der Altflächen-Denudation stets der Fall. An der konkaven Arbeitskante „Akk“ wird die gleiche Wirkung von der Flußarbeit erreicht, die hier sowohl durch Tieferlegung der Talgründe im ganzen wie durch deren seitliche Ausweitung durch Lateralerosion wirksam werden kann. Die Talhänge zwischen den Kanten „Akk“ und „Akv“ werden dadurch versteilt und in den Stand gesetzt, ihrerseits die „Akv“ an ihrem Oberrand rascher auf Kosten der höheren Altflächen zurückzulegen. Insgesamt führt somit die gesamte Linienerosion der Flüsse (Tiefen- und Seitenerosion) zu einem Rückwärtswandern der Talhänge. Läßt die Flußerosion (Tiefen- und schließlich auch Seitenerosion) nach, so verlangsamt sich auch das Rückschreiten der Talhänge, u. U. bis zum Stillstand. Die Talhänge werden dann langsam abgeflacht. Aber dieser Prozeß verlangsamt sich bei abnehmender Hangsteilheit ganz außerordentlich. Die von W. M. DAVIS (1899, 1912) und implizite anscheinend auch von LOUIS (1964) als feststehendes Axiom angenommene Möglichkeit, daß die weitere Abflachung solcher Talhänge bis zur völligen „Vergreisung“, d. h. zur Rumpfflächenbildung führen könne, ist bis heute niemals beobachtet oder gar nachgewiesen worden. Sie stellt eine unbewiesene Hypothese der Morphologie dar, die wir auf Grund früherer und der weiterhin mitgeteilten Ergebnisse für überholt halten.

Kennzeichnend für das Talrelief sind somit folgende vier Züge: 1) die dreidimensionale Flußerosion eilt den Abtragungsvorgängen auf Talhängen und

⁸ Das Extremverhältnis 1000 : 1 wird in der Frostschutzzone SO-Spitzbergens erreicht (BÜDEL, 1961). Jüngeren solchen außer Kraft gesetzten Reliefgenerationen gehören die Talterrassen an. Neben den Altflächen ermöglichen sie es vor allem, Reliefgenerationen zu unterscheiden (vgl. BÜDEL, 1963). Die Talterrassen sind in den Ektropen entweder rein exogen (durch Klimawandel) oder gemischt endogen und exogen (durch Wandlung der Epirogenese und des Klimas) verursacht. Da in den Tropen Klimaschwankungen (mindestens thermischer Art) vom Tertiär über das Pleistozän hinweg bis zum Holozän eine weit geringere Rolle spielen, ist dort das Auftreten verschiedener Reliefgenerationen weit mehr der Ausdruck eines entsprechenden Wandels der Epirogenese.

Abb. 1: FLÄCHENBILDUNG IN DER EKTROPISCHEN TALBILDUNGSZONE (I) UND IN DER TROPISCHEN FLÄCHENBILDUNGSZONE (II)

I: Fluviale Flächenbildung durch Seitenerosion in den Ektropen



Typ der Münchner schiefen Ebene oder des Wiener-Neustädter Steinfeldes (ohne die spät- und postglaziale Zertalung)



1 Fluß-Schotter ortsfremder Herkunft (würmeiszeitlich), während der Flächenbildung ständig durchbewegt. Die Schotteroberfläche bildet einen flachen Schwemmkegel; sie ist in der Mitte leicht gewölbt.

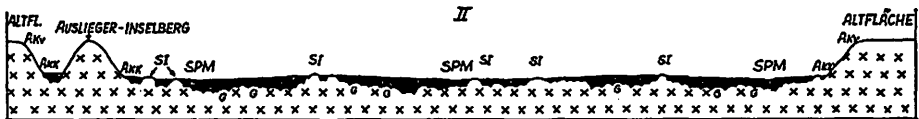


2 Anstehender Untergrund (Molasse). Die Altflächen stammen von fossilen Schwemmkegeln und tragen Reste älterer Eiszeitschotter.



3 Die durch Seitenerosion entstandenen Arbeitskanten (Akk = konkav, Akv = konvex), welche die Fläche begrenzen.

II: Spülflächenbildung durch den Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen in den wechselfeuchten Tropen



Typ der Tamilnad-Fläche in Südindien



1 Tropischer Rotlehm, an Ort und Stelle durch Verwitterung entstanden, während der Flächenbildung völlig unbewegt, darauf Spüloberfläche.



2 Anstehender Granit



3 Grundhöcker der Verwitterungs-Basis-Fläche



4 Durch subkutane Seitendenudation (s. Abb. 2 und Bild 2) entstandene Arbeitskanten (Akk = konkav, Akv = konvex), welche die Fläche begrenzen. Die Altflächen sind höhergelegene Rumpfflächen im Granit.
SPM = Spülmulden, SI = Schildinselberge

Altflächen überall voraus. 2) Sie bestimmt durch diese vorausseilende Erosionstätigkeit mittelbar auch die Steilheit mindestens der unteren Talhänge und damit mittelbar weithin auch die Art und Leistungsfähigkeit der Denudationsvorgänge auf den Talhängen zwischen den Arbeitskanten „Akk“ und „Akv“ — wiederum mindestens auf den tieferen Hangteilen. 3) Sie bewirkt damit auch das Zurückweichen der Talhänge — im Extremfall bis zur oberen Arbeitskante „Akv“ — auf Kosten der Altflächen. 4) In den meisten Talreliefgebieten (in den Gebirgen der warmen Länder wie in den gesamten Ektropen) ist der Einsatz der heutigen Talbildung geologisch so jung und so sehr auf Linien beschränkt, daß eine allgemeine obere Hangverschnidung noch nicht stattgefunden hat, sondern sich hier im Bereich der Zwischental-scheiden noch ansehnliche Reste von Altflächen als Relikt früherer Relief-

generationen vorfinden. Sie zeigen dort noch die ganz sanften Böschungsverhältnisse ihrer Bildungszeit. Auf diesen häufig unter 2° geneigten Flächen findet heute in den Ektropen nur eine verschwindend geringe Flächendenudation gegenüber der Tieferlegung der Talgründe statt.

Insgesamt ist im Bereich jedes irdischen Talreliefs die dreidimensionale Linienerosion der Flüsse der voraus-eilende und bestimmende Motor für alle Abtragungsvorgänge unterhalb der Kante „Ak^v“.

Indessen bildet das Talrelief nur einen Teil und zwar den durch das absolute Vorherrschen der Linienerosion bestimmten Extremfall des Gesamtbereichs der humiden Landformung. Den anderen Extremfall stellen die hyperflachen Rumpfflächen vom Typ der Tamilnad-Ebene dar. Ihnen fehlen alle diese kennzeichnenden Züge des Talreliefs vollkommen. Der Grund dafür ist die hier aus klimatischen Gründen eintretende völlige Umkehrung des Verhältnisses Linienerosion zur Flächendenudation. Hier ist die flächenhafte Abtragung nach dem Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen der überlegene und damit bestimmende Motor für alle Abtragungsvorgänge. Die dreidimensionale Flußerosion ist demgegenüber hier nicht etwa nur ein zweitrangiger Vorgang, sondern sie fällt als selbständiger Vorgangskomplex überhaupt aus und ist mit den Rudimenten ihrer Tätigkeit völlig dem übergeordneten Wirkungsgefüge der doppelten Einebnungsflächen eingegliedert. Damit verlieren die Flüsse jeden Einfluß auf die Art der Abtragungsvorgänge auf den Flanken und den hyperflachen Zwischentalscheiden der Hohlformen, in denen sie fließen, d. h. auf den Spülmulden und Spülscheiden, aus denen sich jede solche Rumpffläche stets in ganz sanfter lückenloser Wellung — ohne zwischengeschaltete Altflächen — zusammensetzt. Die Spülmulden sind damit nur noch hydrologische Abflüßeinheiten, aber keine morphogenetischen Einheiten mehr! Sie sind dies nahezu so wenig wie etwa ein zwischen den Rundhöckern der südschwedischen Felsplatten, zwischen Moränenzügen oder Dünenwällen dahinfließender Bach etwa für die Steilheit und die Bildung der „Hänge“ verantwortlich zu machen ist, die hier ein „Tal“ einschließen.

Die Folge ist, daß solche aktiven tropischen Rumpfflächen auf länderweiten Arealen in langen geologischen Zeiten stets nur schichtweise parallel zu sich selbst tiefer gelegt wurden. „Parallel zu sich selbst“ heißt hier: unter Erhaltung und nur langsamer Verschiebung der sanftwelligen hydrologischen Abdachungen, aus denen sie sich zusammensetzen.

In der allgemeinen Flachheit dieses Formenbildes gehen die vorgenannten Arbeitskanten und damit die im Schlucht- und Talrelief so deutlichen qualitativen und quantitativen Unterschiede zwischen Flußerosion, Hangdenudation und Altflächendenudation völlig verloren und werden durch das diese Fläche einheitlich ausformende Wirkungsgefüge der doppelten Einebnungsflächen

ersetzt. Das Verhältnis der Tieferlegungs-Geschwindigkeit zwischen Spülmulden und Spülscheiden beträgt hier durchwegs 1 : 1!

Im einzelnen ist der wichtigste Wesenszug dieses Wirkungsgefüges die schon erwähnte Tatsache, daß bei fehlender oder schwacher Hebungintensität die chemische Verwitterung und Bodenbildung an der Grundhöckerbasisfläche rascher in die Tiefe greift als das einheitliche Netz der Spül-Rinnsale, welches die gesamte Abtragung auf der Spüloberfläche trägt, diese tiefer legen kann. In diesen oberflächlichen Spülvorgängen sind auch die großen Flüsse mit eingeschlossen. Griffen irgendwo auf diesen Flächen linienhafte Abtragungsvorgänge rascher in die Tiefe, so wäre weder die gleichmäßige Mächtigkeit der Rotlehmdecke noch die vollkommene Ausgeglichenheit der Rumpfflächenform zu erklären. Diese ist dadurch ausgezeichnet, daß alle Arten von Altflächen vollkommen fehlen und daß die sanftkonvexe Wölbung der Spülscheiden stets vollkommen gleichmäßig und knicklos in die Spülmulden und von da asymptotisch in die Talgründe der Flüsse übergehen.

VII. Die Unfähigkeit der Flüsse auf tropischen Rumpfflächen zur Tiefenerosion

Wir betonten eben, daß die Spülmulden auf tropischen Rumpfflächen nur hydrologische, aber keine morphologischen Einheiten sind. Eine solche ist nur jede Rumpffläche bis zu ihren Rändern als Ganzes, wie es Abb. 1/II deutlich macht. Es ist dies eine Folge des hier herrschenden allgemeinen Überwiegens der Flächendenudation in einem Wirkungsgefüge, das die Flußarbeit voll in sich einschließt.

Im folgenden soll gezeigt werden, daß sich dieser Satz auch vom umgekehrten Standpunkt aus belegen läßt. Wir versuchen dies durch den Nachweis, daß die Flüsse im Bereich dieser Rumpfflächen weder zur Tiefenerosion noch zur Seitenerosion noch zur rückschreitenden Erosion in einem Maße fähig sind, das irgendwie über ihre völlig untergeordnete Rolle im Rahmen des Wirkungsgefüges der doppelten Einebnungsflächen hinausginge.

Alle Flüsse haben auf diesen Flächen ein schmales Niederwasserbett von meist nur 2—3, maximal auch 6—8 m Tiefe. Sie können mit diesem Niederwasserbett gelegentlich die Rotlehmdecke durchsinken und das Anstehende erreichen. Dies ist besonders dann der Fall, wenn im Talgrund isolierte Spülpeditimente bis nahe an die Oberfläche herantreten. Ein linienhaftes Durchschneiden des Untergrunds findet dabei so wenig statt wie bei den durch Felschwellen erzeugten Stromschnellen, die wir unten besprechen werden.

Die stark vermehrten Abflußmengen der Regenzeit füllen das Niederwasserbett sofort und ufern darüber hinaus schon bei den relativ kleinen Flüssen der Tamilnad-Ebene kilometerweit aus. Sie stauen dadurch die Regenzeitfluten der Seitenbäche, die ihrerseits dieselbe Wirkung auf die allgemein verbreiteten

kleinen Spül-Rinnsale ausüben, so daß die ganze Fläche von einem einheitlichen, wenn auch vielfach lückenhaften Wasserfilm überzogen ist. Da alle Abtragung auf der Spüloberfläche während dieses Regenzeitzustandes stattfindet, ist nur er für die Morphogenese wichtig. Bei ihm sind die Abflußrinnen jeder Größenordnung zu einem System vereinigt. Dies System dient ausschließlich dem Abtransport des durch reine Zersetzungsvorgänge an der Verwitterungsbasis aufbereiteten Detritus. Wie oben schon betont, ist die Natur dieser Bodendecke auf der ganzen Fläche gleichmäßig mit dem Unterschied, daß die Ausspülung der Tonbestandteile aus dem Feinsand um so stärker ist je größer der Fluß ist.

Zum Abtransport dieses Schuttes ist neben der fehlenden Erosion auch keinerlei weitere Aufbereitungsarbeit durch das rinnende Wasser größerer oder kleinerer Stänge nötig. Es geht zu einem größeren Teil als in irgend einem anderen Klima sogleich als Trübe oder sogar in gelöstem Zustand in das Abflußwasser ein. Der Feinsand-Rest bleibt mit Korngrößen von nur 50—200 μ (das sind die Korngrößen unserer Groblösse und Flott-sande) zur Gänze in dem Bereich, der auch vom kleinsten Rinnsal auf dem bescheidensten Gefälle noch transportiert werden kann. Entscheidend ist dabei der Umstand, daß auch die großen Flüsse dieses Bereichs in der Masse nur Sandmaterial desselben Feinheitsgrades führen und dieses dann zur Trockenzeit in ihren weiten Hochflutbetten liegen lassen. Auch von dieser Seite her ist die Flußarbeit auf tropischen Rumpfflächen völlig als nur mitwirkender Faktor in den allgemeinen Einebnungsprozeß eingegliedert.

Die wichtigste Folge aktiver Tiefenerosion der Flüsse ist in der ektropischen Talbildungszone das durchwegs ausgeglichene, parabelartig durchhängende Längsprofil der hier geschaffenen Täler. Auch petrographisch harte Querriegel (Schichten oder Schlieren) prägen sich gewöhnlich nur durch ganz geringfügige Verteilungen (flache Knicke) im Längsprofil aus⁹. Wie wir schon früher ausführlich darlegten, zeigen die Flüsse der tropischen Rumpfflächen völlig andere Züge (BÜDEL, 1952, 1957 a, b). Ihr Längsprofil ist unausgeglichen. Zwischen äußerst gefällsarmen Strecken, wie sie unsere Flüsse nur auf Aufschüttungsflächen zeigen, liegen zahlreiche markante Gefällsknicke, wie sie auch auf vielen Rumpfflächen der afrikanischen und der südamerikanischen wechselfeuchten Tropen von den Flüssen nur durch Stromschnellen (Sulas, Cachoeiras) oder gar durch Wasserfälle überwunden werden. Diese Gefällsbrüche sind es, die auch auf den größten solchen tropischen Flüssen (Nil, Niger, Kongo, Nebenflüsse des Amazonas usw.) das Eindringen der europäischen Erschließungspioniere auf den natürlichen Wasserwegen so lange verhindert haben.

Im Bereich der Tamilnad-Ebene sind diese Gefällsbrüche heute — wie schon erwähnt — zumeist in den Dämmen der Stauteiche (Tanks) verborgen und

⁹ Besonders dann, wenn — wie in den Ektropen fast stets — das Tallängsprofil durch eine Periode exzessiver Talbildung (etwa der Würmkaltzeit) mitgeformt wurde. Die kurze, klimatisch gemäßigte Nacheiszeit allein reichte in den Mittelbreiten zu solchem Profilausgleich nicht aus.

zugleich in ihrer Wirkung für die markante Stufung der Flußgefällskurven künstlich gesteigert. Häufig ziehen an diesen Stellen Züge von Schildinselbergen bis ins Tiefste der Spülmulden hinab (s. Abb. 1/II). Die Schildinselberge erwiesen sich auch hier überall als einzelne über die Spülfäche aufragende Grundhöcker. Sind sie einmal über die feuchtheiße Packung der Rotlehmdecke emporgetaucht, so tritt ihr subaerischer Teil sofort unter völlig andere und zwar wesentlich schwächere Abtragungsbedingungen: es ist eine nur äußerst langsam wirkende mechanische Insolations-Verwitterung. In der Tamilnad-Ebene sind im übrigen Schildinselberge weit allgemeiner verbreitet als auf den mir bekannten sudanischen Vergleichsflächen. Auf der hochgelegenen Rumpfläch von Bangalore oberhalb der Stufe der Ost-Ghats nimmt die Häufigkeit der Schildinselberge noch erheblich zu. Neben anderen Gründen, auf die wir später zurückkommen, dürfte hierin eine weitere Folge der verstärkten Spül-Abtragung infolge der hier schon annähernd 5 000 Jahre währenden intensiven Landnutzung durch den Pflugbau vorliegen.

Die Erklärung für die im unausgeglichene Längsprofil zutage tretende mangelnde Tiefenerosion dieser Flüsse liegt in erster Linie darin, daß sie durch das dicke Rotlehmprofil weitgehend vom anstehenden Untergrund isoliert sind. Sie liegt ferner in dem Mangel von Erosionswerkzeugen, das die Flüsse auch an den Stellen, wo sie den anstehenden Untergrund berühren, nicht in den Stand setzt, in diesen einzuschneiden. Das letztere wird besonders im Bereich der genannten Schwellen deutlich. Das Längsprofil der Flüsse mit den zwischenliegenden gefällsarmen Strecken ist gewissermaßen an diesen „Fixpunkten“ aufgehängt. Ohne Erosionswerkzeuge können sie aber auch dort keinen mechanischen Grobschutt (der zur Erosion dienen könnte) lossprengen. Keine Frostsprengung stellt ihnen solchen aus dem Untergrund zur Verfügung. Die feuchtwarme Kluftverwitterung liefert ihnen auch hier nur Kaolin und Feinsand, und dazu gelegentlich die von der Verwitterung umgangenen groben Blöcke, die der Fluß an solchen Stromschnellen besonders leicht freispült. Aber auch diese Blöcke verleihen ihm keine Erosionskraft. Wie vielfältige Erfahrung — insbesondere auch von BAKKER (1957 a) — zeigt, sind vielmehr solche Grobblöcke in der ja stets besonders stark durchfeuchteten Packung der übrigen Flußsedimente oft schon nach wenigen hundert Metern, ja manchmal schon nach einigen Zehnern von Metern vollkommen zersetzt und in der Feinschuttmasse aufgegangen. So vermögen diese tropischen Tieflandsflüsse nicht einmal das wenige, ihnen durch die Verwitterungsvorgänge stellenweise zugeführte Grobmaterial als Erosionswerkzeug einzusetzen, weil die fortschreitende Verwitterung in ihrem eigenen Bett es ihnen alsbald weder raubt. Das hier herrschende Wirkungsgefüge weist ihnen keine andere Rolle bei der Abtragung zu, als den kleinsten auf den Flanken der Spülmulden dahinziehenden Rinnsalen: nämlich den *T r a n s p o r t*, die passive Weiterführung des an der Bodenbasis erzeugten Feinmaterials.

Daß diese Flüsse endlich zur Durchsägung der Felsschwellen, die ihr Längsprofil gliedern, auch in sehr langen geologischen Zeiträumen nicht fähig sind,

erweist eine weitere sehr wertvolle Beobachtung BAKKERS (1957 a). Seine Expedition untersuchte in Surinam auch die Arten und Rassen felsaufsitzender Wasserschnecken, die in solchen tropischen Tieflandsflüssen jeweils nur an den wenigen entblößten Felsschwellen geeignete Lebensbedingungen finden. Es zeigte sich nun, daß auch längs ein und desselben Flusses auf jeder solchen Felsschwelle eine andere Art oder Unterart dieser Gastropoden sitzt. Solche Rassen- und Artenbildung bedarf geologisch sehr langer Zeiten, während deren daher diese Felsschwellen an der gleichen Stelle und mit der gleichen morphologischen Wirkung als Stromschnellen ausgedauert haben müssen.

Noch auf eine weiterer Erscheinung ist in diesem Zusammenhang hinzuweisen: das weithin völlige Fehlen älterer, höherer Flußterrassen. Sie bilden in den Ektropen ein wesentliches Element des fluvialen Abtragungs- und Aufschüttungsreliefs und damit ein bewährtes Mittel, um gerade die jüngeren Reliefgenerationen scharf voneinander zu trennen — selbst bei komplizierter Verschachtelung. Auf tropischen Rumpfflächen versagt diese Methode völlig: ich entsinne mich noch gut der Enttäuschung, die mir dieser Umstand vor 15 Jahren beim Beginn meiner Arbeiten in den Sudanländern anfänglich bereitete. Erst im Trockenraum der zentralen Sahara stößt man im Tiefland auf die ersten Terrassenspuren. Aber sie sind noch sehr spärlich. Ähnliche Verhältnisse fand auch BREMER (1963) in Inneraustralien vor. Erst mit dem Übertritt zur subtropischen Pediment- und Talbildungszone am Nordsaum der Sahara gegen den Maghreb setzt das Terrassenphänomen wieder voll ein (vgl. MENSCHING, zuletzt 1958). Der Grund für sein so gut wie völliges Fehlen im feuchttropischen Tiefland ist eben die Tatsache, daß hier nicht, wie überall in den Ektropen, die Fluß- und Talgeschichte der führende Vorgang der Reliefentwicklung ist, sondern der durch das Vorherrschen der chemischen Tiefenverwitterung gekennzeichnete flächenhafte Abtragungsvorgang. In seinem Rahmen spielen die Flüsse hier seit langen geologischen Zeiten nur eine untergeordnete, passive Rolle.

VIII. Die Unfähigkeit der Flüsse auf tropischen Rumpfflächen zur Seiterosion.

Die Bildung der „Spülpedimente“ und der Vorgang der „Subkutanen Seitennudation“.

Man könnte nun denken, daß angesichts des leicht beweglichen Bodenmaterials dieser Flächen die tropischen Flüsse dieser Art wenigstens in bezug auf die Seitenerosion den von ihnen belebten Spülmulden ähnliche Züge aufprägten, wie wir sie von den Tälern der Ektropen kennen. Überraschenderweise ist auch dies nicht in einem Punkt der Fall. Da neuerdings behauptet wurde, die ältere Literatur hätte die aus einzelnen hyperflachen Spülmulden zusammengesetzte Natur dieser Flächen und ihres dadurch geregelten normalen hydrographischen Abflußsystems nicht erkannt (LOUIS 1964, S. 43 und S. 51), darf

ich die dem entgegenstehenden, schon oben (S. 21) angeführten Zitate durch die vor 1 1/2 Jahrzehnten gegebene Schilderung eines solchen Abflußsystems ergänzen (BÜDEL 1952, S. 126): „Der Niger fließt vom Futa-Djalon-Gebirge aus in seinem großen Bogen noch 4 000 km durch die innersudanische Ebenheit bis zu seiner Mündung. Und dennoch liegt der obere Teil dieser Ebenheit am NO-Fuß dieses Gebirges bei Dabola gerade nur 480 m hoch. Die äußerst sanften Gefällsverhältnisse im Bereich dieser Fläche kommen damit klar zum Ausdruck. Ihre Anlage ist größtenteils sehr alt . . . Die meisten Flüsse, auch die größeren, fließen fast im Niveau dieser Fläche ohne auch nur die Verwitterungsschicht ganz zu durchschneiden. Sie führen daher fast nur Feinmaterial mit sich. Weit hin werden sie von flachen Uferdämmen dieses Materials begleitet. Dadurch werden die Mündungen der Nebenflüsse teils verschleppt, teils völlig verlegt: sie können den Hauptfluß nicht erreichen, sondern münden in oberflächlich abflußlose limanartige Seen (Flußlimane) hinter dessen Uferdämmen.“ Diese Rolle ist unlängst durch WILHELMY (1957) nachdrücklich hervorgehoben worden.

Man kann die Hochflut-Bettbreite der großen Flüsse schon nach der Breite und Aufschüttungsrichtung der zugehörigen Sedimentstreifen (Sandstreifen) seitlich gut abgrenzen. Diese im Querprofil horizontalen Hochflutbetten sind überdies auf der Tamilnad-Ebene in der Trockenzeit weitgehend vegetationsfreie Flächen. Aus Tanganjika hat LOUIS (1964) auf die abweichende Vegetationsbedeckung dieser Sandbetten hingewiesen. Das gleiche gilt von allen Teilen der innersudanischen Rumpffläche, wo diese vielfach durch Hochflut-uferdämme seitlich begrenzt sind.

Diese Hochflutbetten kennzeichnen die Flüsse während ihrer morphologisch aktiven Jahresperiode. Aber nichts deutet hier auf irgendwelche Wirkungen von Seitenerosion. Das Auftreten von Uferdämmen bezeugt vielmehr eine zeitweilige seitliche Aufschüttung! Am Palār, dem größten Fluß unseres Arbeitsgebietes ist dies Bett nicht selten bis zu 600 m breit. Seine Ränder sind stark gestreckt. An ihnen fällt auf, daß irgendein morphologischer Unterschied von Prall- und Gleitstellen daran nicht zu bemerken ist. Vor allem aber fehlt diesen Rändern jede Spur einer Uferkonkave mit Steilrand, d. h. einer konkaven Arbeitskante! Unsere ektropischen Flüsse erzeugen solche an den Rändern jahreszeitlich überfluteter Hochflutbetten selbst dann, wenn diese in breitgeöffneten Trichtern bereits in zerschnittene Schwemmkegel übergehen (Abb. 1/I). Selbst im Bereich von Deltas pflegen deutliche — wenn auch niedrige — solche Kanten die eingesenkten Fluren junger Schwemmfächer noch zu begleiten. Das abweichende Verhalten der Tropenflüsse zeigt, dass ihnen neben der Kraft zur Tiefen- auch die zur Seitenerosion fehlt.

Damit aber hat der Hauptfluß hier keinerlei Einfluß auf die Böschungsverhältnisse seiner Muldenflanken und auf die Abtragungsvorgänge, die sich dort abspielen! Der Hauptfluß ist somit nichts weiter als die vollkommen gleichartige Fortsetzung der allgemeinen Spülflächenleistung im Rahmen des gesamten Wirkungsgefüges, das den eigentlichen Bildungsmechanismus dieser Flächen dar-

stellt. Die Breite der hochwasserzeitlichen Flußsohle ist hier keine Funktion der Seitenerosion sondern allein der Hochfluthöhe und der dadurch limitierten Höhe der Durchgangs-Aufschüttung dieser Flüsse. Das vorerwähnte Fehlen älterer Terrassen ist ein weiteres Zeichen hierfür.

Wir wiederholen: im ektropischen Talbildungsbereich ist jede Talsohle durch zwei topographisch und funktional scharf markierte Akk-Kanten von ihren Hängen getrennt, auf denen ganz andere Vorgänge herrschen als im Talgrund. Noch schärfer ist die Trennung dieser Hänge durch die Akv-Arbeitskante an ihrem Oberrand von den auf den Zwischentalscheiden meist vorhandenen Altflächen. Jeder Fluß mit seinem Erosionstal bildet hier zwischen diesen Kanten eine wohlcharakterisierte morphologische Einheit. Ziehen wir ein entsprechendes Profil quer zur allgemeinen Abdachungsrichtung über die Tamilnad-Ebene (von N nach S im östlichen Drittel der Abb. 5), so sind die Einzugsgebiete der Flüsse mit ihren Spülmulden natürlich auch topographisch-hydrographische Einheiten. Ihr Querprofil ist in Abb. 1/II noch annähernd fünffach überhöht. Ihre morphologische Rolle beschränkt sich auf die bereits gekennzeichnete Transportleistung im Rahmen des allgemeinen Abtragungsgefüges dieser Flächen. Die klar umgrenzte, in ihren gemeinsamen Zügen absolut beherrschende morphologische Einheit ist jedoch hier die Tamilnad-Fläche als Ganzes! Dementsprechend finden wir die Arbeitskanten, die dem ganzen Inneren der Tamilnad-Ebene fehlen, um so deutlicher an deren Grenzen markiert (Abb. 1/II). Das entscheidende ist dabei, daß diese scharfen Arbeitskanten an den Rändern der Tamilnad-Ebene nirgends von einer etwaigen Seitenerosion der Flüsse, sondern stets eindeutig durch den Arbeitsmechanismus der doppelten Einebnungsflächen selbst erzeugt werden. Das geht aus zwei Umständen hervor. Einmal erheben sich die steilen Randstufen und die ihnen vorgelagerten Auslieger-Inselberge so gut wie nie aus den Flußbetten im Tiefsten der Spülmulden, sondern sind stets einer sanften Anschwellung der Fläche: einer Spülscheide aufgesetzt. Das zeigen auch die ausgezeichneten Arbeiten von THOMAS (1964/65) aus Nigerien und von BERRY (1964) aus dem Gebiet der Republik Sudan. Zweitens reicht die Rotlehmdecke überall unmittelbar bis zum scharfen felsigen Fuß der Randstufen und ihrer Auslieger und setzt dort plötzlich aus (s. u. S. 33). Das schließt die Anwendung etwa der Seitenerosions-Theorie von WISSMANN'S (1951) für die Entstehung der Tamilnad-Ebene wie aller analog gebauter Rumpfflächen völlig aus. Nirgendwo begleiten Flußsedimente die Inselberg- oder Randstufen-Füße. Da sich an diesen — zudem sehr ungleich hoch gelegenen — Arbeitskanten auch nirgends Meeressedimente finden, müssen wir auch die Ansicht CHATTERJEE'S (1961) ablehnen, daß hier ein altes Kliff vorliege.

Mit welcher Energie der Arbeitsmechanismus der doppelten Einebnungsflächen — neben breitflächiger Tieferlegung der ganzen Rumpfebene — gerade auch zu deren seitlicher Ausweitung durch Unterschneidung der randlichen

Stufen und deren Auslieger-Inselberge fähig ist, zeigen sowohl die allgemeine Steilheit und Nacktfelsigkeit dieser Stufen- und Inselberghänge wie auch die besonderen Verhältnisse an der Arbeitskante „Akk“ der meist scharfen Hangfüße.

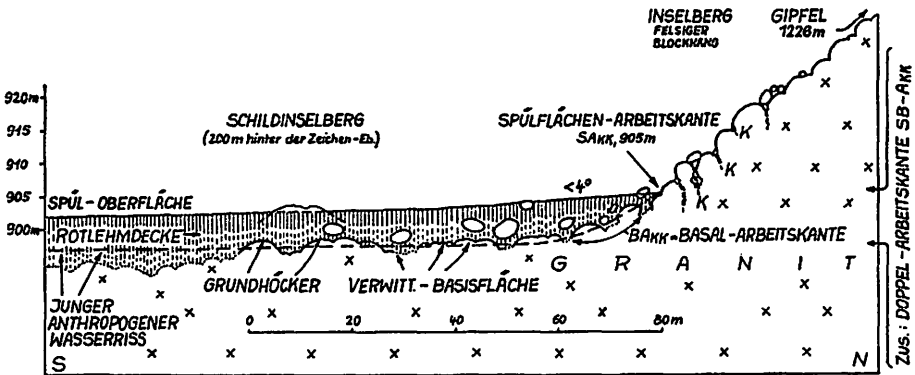


Abb. 2: Unterschneidung eines Inselberges bei Kolar durch die subkutane Seiten-Denudation der doppelten Einebnungsflächen (an der Doppel-Arbeitskante SB-Akk), K = Kluftverwitterung, die dieser Seitennagung vorarbeitet.

Abb. 2 u. Bild 2 zeigen eine typische solche Stelle auf der höheren Rumpflfläche von Bangalore 5 km westlich Kolar. Der dort rd. 900 m hoch gelegenen Fläche sitzt eine Gruppe von Inselbergen auf, darunter ein größerer von 1 226 m Höhe. 150—200 m von seinem S-Fuß entfernt beginnt die Fläche langsam etwas stärker zu ihm hin anzusteigen, zuletzt bis zu der in solchen Fällen häufigen Neigung von knapp 4° . Dann stehen wir an der Akk-Kante der Fläche gegen den Inselberg, d. h. an dem sehr scharfen Fußknick gegen seinen $35\text{--}40^\circ$ steilen felsigen Blockhang. Der Knick ist so scharf, daß man rings um den ganzen Berg die Hand auf diese Arbeitskante legen kann. An der in der Abb. 2 wiedergegebenen Stelle hat nun ein junger anthropogener Wasserriß mit einigen Seitenästen den obersten Teil der Fläche nach S aufgeschlitzt. So wurde hier auf 300 m Länge der Unterbau des randlichen Flächen-teils durch mehrere Bacheinschnitte zwischen stehengebliebenen Riedeln der alten Bodenoberfläche bloßgelegt. 500 m vom Inselbergfuß läuft dieses junge Erosionssystem wieder auf der Fläche aus. Abb. 2 zeigt den Befund in den randnächsten 120 m des tiefsten Haupt-Wasserrißes. Bild 2 ergänzt diesen Befund durch ein Farbfoto.

Der Wasserriß setzt unmittelbar am Bergfuß mit steiler Kerbe an und ist 30 m von diesem entfernt bereits 6 m tief eingeschnitten. Von diesem Punkt an bildet er eine kleine Sohle, (Bild 2 vorn). Diese läuft dann mit äußerst sanftem Gefälle weiter, so daß der nun kastentalartige Wasserriß 120 m vom Bergfuß nur noch 4,60 m in die Fläche eingeschnitten ist. Auf der ganzen Strecke entblößt er ein bis über 5 m mächtiges, monogenetisches Rotlehmprofil (Bild 2). Die obersten $2\frac{1}{2}$ m bestehen aus einem dunkel-ziegelroten

Rotlehm von großer Dichte. Auf den nächsten 2 m hellt sich die Farbe ganz allmählich zu einem gelben Rosa auf, das unmittelbar über dem Felssockel in eine 20—30 cm dicke helle Zersatzrinde übergeht.

In den obersten 80 m seines Laufes deckt der Wasserriß in 5—6 m Tiefe das typische Grundhöckerrelief der Verwitterungs-Basisfläche auf. Es reicht in gleichbleibender Tiefe bis an den subkutanen (durch 5 m Rotlehm verdeckten!) Bergfuß an der Basal-Arbeitskante BAKk (s. Abb. 2). An diesem Punkt geht die Basal-Fläche — also noch subkutan! — unmittelbar in den steil dahinter aufsteigenden felsigen Blockhang über. Dort, wo hingegen die Oberkante der Bodendecke mit dieser Kante SAKk oberflächlich an den Bergfuß stößt, findet sich auch nicht die geringste Kerbe im Anstehenden. Klar ergibt sich daraus, daß an der Entstehung dieser Kante keine wie immer geartete Seitenerosion beteiligt ist. Die Arbeit der Unterschneidung und Steil-Erhaltung des Inselberghanges erfolgt vielmehr allein an der subkutanen „Basal-Arbeitskante“ BAKk, an der das Anstehende des Berghanges schon nach 20 m in das flache allgemeine Grundhöckerrelief übergegangen ist. Wiederum erweist sich die chemische Zersetzung an der Verwitterungsbasisfläche als der eigentliche Motor der Landabtragung auf diesen Flächen, gerade auch am Fuß dieser steilen Ränder!

Diese Zersetzung an der Basisfläche wird hier, wie wir schon früher (BÜDEL 1957 a, b) betonten, noch durch zwei Umstände gefördert.

Der wichtigere besteht darin, daß auf dem nacktfelsigen Inselberghang das Wasser der Regenzeit nur zu einem geringen Prozentsatz versickert. Der größte Teil fließt daher rasch oberflächlich ab. Erst nach Überschreitung der Fußkante SAKk kann das Wasser in größerem Umfang in das nun erreichte mächtige Bodenprofil einsickern. Es hält so gerade den Bereich der Basal-Arbeitskante BAKk besonders feucht. Welche Wassermassen hier herabstürzen, zeigt gerade dieses System schon durch eine kleine anthropogene Begünstigung (Raubbau im Dauerpflugland) ausgelöster Erosionsfurchen, die sämtlich hart an der Fußkante SAKk ansetzen. Unter normalen Umständen vermag jedoch der Boden sofort an dieser Fußkante das ganze hier zusätzlich angelieferte Wasser in sich aufzunehmen und für die Gesteinszersetzung an der Basalarbeitskante BAKk auszuwerten. So frißt sich diese BAKk-Kante dauernd weiter gegen den Berg horizontal (und leicht ansteigend) vor. Die dicke Bodendecke ist dabei der Schutzmantel, unter dem sich diese Verwitterungsvorgänge wie unter einem ständigen feuchtheißen Umschlag abspielen. Dies geschieht in der ganzen Regenzeit und jeweils noch lange in der Trockenzeit (mit ihren Einzelregen) hinein, d. h. also weit über die Dauer der hier klimatisch humiden Monate hinaus!

Ebenso wie viele andere solche Aufschlüsse zeigt auch dieser, daß diese Schutzdecke in der Tat in fast unverminderter Mächtigkeit von mehreren Metern noch bis unmittelbar an den oberflächlich sichtbaren Fußknick SAKk heranreicht, d. h. der Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen ist bis

hart an den Inselbergfuß hin durch Unterschneidung an den beiden Arbeitskanten SAKk und BAKk wirksam. Im folgenden sprechen wir hier zusammenfassend von der „doppelten Arbeitskante“ SB-Akk. Der hier tätige Mechanismus allein ist es, der diese energische Seitennagung an allen begrenzenden Steilrändern aktiver tropischer Rumpfflächen auslöst. Wir nennen diesen Vorgang in Anlehnung an den Begriff Seitenerosion die „Subkutane Seiten-Denu-dation“¹⁰.

Ein weiterer Umstand arbeitet dem Ausgreifen dieser Seitennagung noch ein wenig vor. Ein kleiner Prozentsatz des am Inselberghang herabrinnenden Wassers sickert natürlich auch während dieses Vorgangs schon in die Tiefe, vor allem in vorhandene Klüfte und Spalten des Gesteins. Das geschieht insbesondere bei vorherrschender Blockverwitterung (Granit, Sandstein) und natürlich besonders auf einem etwa vorhandenen flacheren unteren Hangteil. Die starke Zergliederung dieser nacktfelsigen Blöcke fördert die chemische Zersetzung durch das Wasser in den sie trennenden Klüften. Durch diese Klüftverwitterung, die hier einzelne Blöcke schon teilweise aus dem Anstehenden gelöst hat, wird der basalen Seitennagung unter den Rand der Rotlehmedecke an der Kante BAKk noch Vorschub geleistet (vgl. Abb. 2).

Dabei erzeugt die subkutane Kante BAKk den eigentlichen Gefällsbruch im Fels. Die von oben herabrinnenden Regenfluten führen natürlich auch etwas (in Spalten zersetztes) Aufbereitungsmaterial in Lösung und Suspension mit sich. Der Gefällsknick hemmt den raschen Weitertransport unterhalb der Kante SAKk. Der Winkel von knapp 4°, der sich hier am Flächenrand häufig einzustellen pflegt, entspricht der Bilanz aus der Materialzufuhr (vom Hang und von unten) und Transportkraft, nachdem das Wasser an dieser Kante einen bedeutenden Versickerungsverlust erleidet, seine lebendige Energie sich verringert und die Feinmaterialzufuhr sprunghaft wächst.

Die subkutane Seitendenudation ist es, die solcherart die randlichen, jüngsten Teile eingeebneten Landes der Gesamttrumpffläche zuschlug. Sie ist in ähnlicher Form vermutlich auch schon über randferne Teile der Fläche hinweggegangen. Diese ist aber — sowohl gleichzeitig wie auch zeitlich anschließend — noch durch den oben geschilderten Vorgang flächenhafter Verwitterung an der Basisfläche dauernd langsam parallel zu sich selbst tiefer geschaltet worden. Dabei entstanden auf der sich vergrößernden Fläche sekundär immer neue Regenzeit-Rinnale und schließlich größere hydrographische Systeme, die den Abtransport des nun überreichlich anfallenden Aufbereitungs-Materials auf der oberen Spülfläche besorgten. Während aber die randlichen Spülpeditente, wie Abb. 2 zeigt, noch bis zu $\approx 4^\circ$ Gefälle zeigen können, herrschen auf der Gesamtfläche ja die genannten viel geringeren Böschungsverhältnisse. Bei diesem Ausgleich wirken nun wieder beide Einebnungsflächen in einer neuen Kombination zusammen.

¹⁰ Sie kann nach W. SCHMIDT (1964) im Kristallin Südafrikas bis zur Unterschneidung von Inselbergfüßen durch eine u. U. mehrere Zehner von m tiefe subkutane Zersetzung-Hohlkehle führen.

Die Flächenbildung im Ganzen ist, wie wir sahen, eine Folge des steten Vorseilens der chemischen Tiefenverwitterung und ihres bevorzugten Rand-Ausgriffs: der subkutanen Seitendenudation. Die so erzeugte Grundhöcker-Basisfläche ist nun im einzelnen noch recht uneben. Im ganzen aber ist dies Basisrelief sehr ausgeglichen, d. h. die Grundhöcker, die dies Relief zusammensetzen, zeigen auf der ganzen Fläche eine auffallend gleichförmige subkutane „Gipfelflur“. Zu ihrer Ausbildung wirkt nun auch die Spül-Oberfläche auf mehreren Wegen indirekt mit. Ihr geringes Gefälle (Mittel $0,6^\circ$, Extreme $0,1^\circ$ bis $1,2^\circ$, nur zu den randlichen Arbeitskanten bis rd. 4° ansteigend) ist eine Folge davon, daß schon bei diesen hyperflachen Böschungen das in der Zeiteinheit anfallende hochbewegliche Aufbereitungsmaterial voll abtransportiert werden kann. Die flächenhafte Abspülung gleicht hier alle Unebenheiten weitgehend aus. Diese Oberfläche ist aber zugleich der Ort, auf den die Sonnenstrahlung trifft. Durch ihre Gleichmäßigkeit stellt sie für die Zersetzung an der feuchten Basisfläche eine sehr gleichförmige Heizfläche dar, von der aus die nötige Wärme dorthin weitergeleitet wird. Die Folge davon ist, daß auch die Verwitterungs-Basisfläche (trotz der vielen „Grundhöcker“ im einzelnen) im ganzen doch ein auffällig ausgeglichenes Relief zeigt. So kommt es zustande daß in diesem Relief auch das **B o d e n w a s s e r** (bzw. der **G r u n d w a s s e r s t r o m**, falls ein solcher sich einstellt) ziemlich gleichmäßig verbreitet bzw. zum Tiefsten der Spülmulden hin gerichtet ist. Damit werden überall an der Basisfläche relativ ähnliche Bedingungen von Wärme und Feuchtigkeit aufrecht erhalten. Dies ist weiterhin der Grund für die überall ähnlich tiefe Lage der Basisfläche und die recht gleichmäßige Dicke der Rotlehmdecke. So wirkt indirekt auch die Spül-Oberfläche auf die so auffällig gleichmäßige Tieferlegung der Basisfläche mit ihrem charakteristischen weitgehenden Ausgleich der Gesteinsunterschiede zurück. (Das gilt gerade auch von solchen Gesteinsunterschieden, die sich etwa im tropischen Gebirgsrelief, s. u., sehr deutlich im Formenbild auszuprägen pflegen).

Erst nachträglich erhält die Spüloberfläche durch das allmählich auf ihr sich ausbildende hydrographische Abflußsystem die ganz sanfte fastebene Wellung in Spülmulden und Spülscheiden. Es ist dies die automatische Folge des oben genannten Axioms, daß das Wasser auf der Erdoberfläche überall abwärts rinnt. Dieser Wellung paßt sich natürlich auf dem angegebenen Wege gleichmäßiger Erhitzung von oben auch die Großform des Grundhöckerreliefs an. Aber auch dies ist keine Wirkung der einzelnen Flüsse, sondern nur des sich bildenden Gesamt-Abflußsystems im ganzen.

Aus diesem so in immer neuen Wechselbeziehungen sich darbietenden Vorgangskomplex der doppelten Einebnungsflächen geht endlich hervor, daß dieser zu einer Flächenbildung von solchen Dimensionen sehr lange geologische Zeiten benötigt. Das gleiche erweist das Beispiel der fossilen Rumpffläche auf der Fränkischen Alb: dort reichten die rd. 40 Jahrmillionen von Eozän bis zum Pliozän noch nicht hin, um auch nur die Spuren eozäner Karstschlotten völlig zu tilgen, d. h. diese Rumpffläche wurde in diesen Äonen nur

um rd. 50 m parallel zu sich selbst tiefer gelegt (DEHM, 1961). Ein gleichfalls sehr hohes Alter von mindestens einigen Jahrmillionen bezeugen auch die mächtigen polygenetischen Bodenprofile überall auf den randferneren, älteren Teilen etwa der Tamilnad-Fläche. Das bedeutet aber: die Tamilnad-Ebene ist seit dem Beginn derjenigen junggeologischen Perioden, aus denen wir überhaupt noch morphologische Spuren in der Gegenwart erwarten können, stets deutlich durch diesen gleichen Vorgangskomplex angelegt und weitergebildet worden. Diese Fläche wurde nach allen erkennbaren Zeugnissen niemals durch irgendeinen Vorgang der Talbildung vorgeformt; sie hat nicht etwa von einem ursprünglichen Talrelief aus erst nachträglich ihren Flächencharakter erworben — sei es durch Seitenerosion nach VON WISSMANN (1951), sei es durch Vergreisungs-Hangabflachung nach DAVIS (1912), sei es durch die „Rampenhängbildung“ nach LOUIS (1964), die dieser dort übrigens in keiner Weise dynamisch oder genetisch erklärt hat¹¹.

Wie Abb. 2 u. Bild 2 zeigt, reicht diese Rotlehmdecke in fast gleicher Mächtigkeit bis zu der doppelten Arbeitskante SB-Akk als dem eigentlichen lateralen Schrittmacher dieser Flächenbildung. Sowie sich jedoch der dort ständig durch Unterschneidung versteilte nackte Fels oder Felsblockhang eines Inselberges (oder einer geschlossenen Randstufe) darüber erhebt, gerät er in den Bereich völlig anderer Abtragungsbedingungen. Die geschlossene Bodendecke als zersetzungsfördernder Schutzumschlag fehlt hier. An der nackten Felsoberfläche herrscht die mechanische Insolationsverwitterung und im Gefolge der häufigen Durchfeuchtung und Wiederaustrocknung der Oberfläche jene Rinden- und Krustenbildung, wie sie WILHELMY (1958) in ihren Ursachen und klimabedingten Wandlungen ausführlich dargestellt hat. Sie kann durch eine gewisse Panzerung der Felsoberfläche die Abtragung sogar verzögern. In der Form reiner chemischer Zersetzung greift die Verwitterung nur in tiefen Spalten weiter (s. o.), so daß beim Granit unseres Arbeitsgebietes an Inselberghängen häufig die wollsackförmige Blockverwitterung auftritt. Das Feinmaterial wird vom Regen rasch ausgespült, so daß das Blockwerk an diesen Hängen vielfach hohl liegt. Nur in tiefen Spalten können sich Reste einer Bodendecke erhalten, besonders beim etwaigen Vorhandensein eines

11 Offenbar schien LOUIS eine solche Erklärung überflüssig angesichts des für ihn feststehenden Axioms, daß jede „Hangbildung“ im humiden Klimabereich „selbstverständlich vom Fluß ausginge“ (Diskussionsbemerkung in London am 22. 7. 1964). Erstaunlich ist nur, daß LOUIS bei dieser für ihn feststehenden Hypothese an vielen Stellen (so 1964, S. 52) die Ergebnisse meiner Untersuchungen über den Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen sich weitgehend zu eigen macht. Der darin liegende Widerspruch findet in seinen Arbeiten keinen Niederschlag, obwohl ich ihn in einem freundschaftlichen Briefwechsel von mehrmonatiger Dauer vielfach darauf hinwies. Sein Fazit blieb folgendes: „Nur, daß Täler vorliegen, ist auf den ersten Blick klar“ (1964, S. 52). Er meint natürlich die topographisch-hydrographischen Einheiten (Spülmulden), in denen das Wasser abrinnt. Darin, daß er diese ohne Prüfung — einfach nach dem Muster des ektropischen Talreliefs — mit morphologischen Einheiten gleichsetzt, liegt der entscheidende Fehlschluß für LOUIS' ganzen weiteren Gedankengang.

sanfteren Hangfußes. Darüber sacken die Blöcke oft ab oder stürzen sogar bis zum Fußknick hinunter, wo man sie oft in den Rotlehmen bei der Kante SAKK schon halb eingebettet findet. Sie werden dort dann von der feuchten Unterseite her rasch chemisch zersetzt. Aus diesem Grunde kommt es auch am Fuß hoher Hänge (s. Abb. 2 u. Bild 2: der Inselberg reicht von 904—1226 m Höhe glatt und steilfelsig empor!) niemals oder nur sehr selten zu größeren Block-Anhäufungen und Block-Schutthalden. Durch die gesteigerte Wasserzufuhr (s. o.) ist ja gerade bei und hart unterhalb der Doppelkante SB-Akk die Zersetzung besonders stark.

Auch in größerer Entfernung von dieser Bergfußkante treten in der Rotlehmdecke häufig durch Fugenverwitterung aus dem Untergrund herausgelöste Granitblöcke auf. Sie sind von den herabgestürzten am Hangfuß leicht dadurch zu unterscheiden, daß ihr Strukturgefüge der Richtung nach stets mit dem der darunter anstehenden Grundhöcker übereinstimmt, von denen sie nur chemisch isolierte Fortsetzungen nach oben darstellen. In den Abb. 2 u. Bild 2 zeigen auch diese Blöcke überall einen scharfen Übergang vom völlig zersetzten Rot- bzw. Gelblehm zum nahezu unverwitterten festen Fels oft innerhalb weniger cm. Auch darin darf man wohl ein Anzeichen der besonders raschen Zersetzung in der Nähe des Bergfußes erblicken.

80 m vom Bergfuß in Abb. 2 entfernt taucht der letzte Grundhöcker aus der Talsohle des erwähnten Wasserrisses empor. Dann sinkt das Felsrelief der Verwitterungs-Basisfläche in größere Tiefen unter eine mächtigere Rotlehmdecke ab. Wir sind damit am Rande des Spülpediments um diesen Inselberg gelangt. Wie wir schon früher hervorhoben (BÜDEL, 1957 a, b) sind die Spülpedimente die randlichen Zonen jeder aktiven Rumpffläche gegen ihre steilen Ränder. Ebenso umgeben sie als Aureolen jeden Auslieger-Inselberg. Die Spülpedimente sind die jüngsten Teile jeder aktiven Rumpffläche, ihr Wachstumsrand auf Kosten des höheren Rücklandes. Sie zeigen ein etwas steileres Gesamtgefälle als die übrige (ältere!) Fläche (bis $\approx 4^\circ$ gegen $0,1^\circ$ — $1,2^\circ!$), und ein geringmächtigeres stets monogenetisches Bodenprofil. In den älteren Flächenteilen sinkt die Basisfläche weiter ab, wird das Rotlehmprofil im ganzen mächtiger und gewinnt oft polygenetische Züge. Die Spül-Oberfläche wird immer flacher. Sie paßt sich damit gleichzeitig an das auf ihr in langen Zeiträumen sich allmählich herausbildende Abflußnetz mit seiner hyperflachen Wellung sekundär an, wie wir oben zeigten.

IX. An Aufschüttungsflächen erinnernde Züge der tropischen Rumpf- (= Abtragungs-) -Flächen. Die morphogenetische Bedeutung der Schild- und der Auslieger-Inselberge

Offensichtlich dauert es sehr lange, bis in der geschilderten Weise nicht nur das Bodenprofil seine volle Reife und Mächtigkeit erreicht, sondern auch der Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen sich bis zum Gleichgewicht

zwischen Aufbereitung in der Tiefe und Abtransport auf der Spüloberfläche voll eingespielt und damit das Gesamtrelief mit der Gewinnung der flachestmöglichen Böschungen für ein Abtragungsrelief sich voll an die herrschenden epirogenen und Klimaverhältnisse angepaßt hat.

Die lange geologische Zeitdauer, die hierzu nötig ist, beweist aber nicht nur, daß sich hier seit dem Beginn der Rumpfflächenbildung dieser Abtragungsmechanismus nicht geändert hat, sondern auch, daß seitdem auch das Klima selbst stets soweit gleichartig blieb, daß dieser Mechanismus nicht durch einen anderen abgelöst wurde. Nach der räumlichen Spannweite der Klimate, in denen voll ausgeprägte aktive Rumpfflächen heute auftreten, war dies der ganze Spielraum der wechselfeucht-tropischen Savannenklimate: von der Feuchtsavanne mit 10 humiden Monaten (und oft über 3000 mm Jahresniederschlag) etwa in Südnigerien und anderen Teilen der Guinealänder bis zur Dorn- und Wüstensavanne mit nur 1—2 humiden Monaten (und unter 500 mm Jahresniederschlag) im „Sahel“-Grenzbereich zwischen Sahara und Sudan. Man kann annehmen, daß der Klimagang Südindiens sich seit der ersten Anlage der Tamilnad-Ebene im Miozän (s. u. S. 54) in zeitlicher Folge in der gleichen Spannweite ändern konnte, ohne daß ein grundsätzlicher Wandel der Abtragungsvorgänge eintrat. Wir erinnern uns daran, daß auf der tertiären Rumpffläche der Frankenalb für eine Flächenabtragung von nur 50 m der ganze Zeitraum der „Alten Tropenerde“ vom Eozän bis zum Pliozän benötigt wurde!

In diesen langen Zeiten blieb nach allen Anzeichen die Tamilnad-Ebene immer gleich flach. Das Bild eines solchen stets flächenhaft tiefer gelegten Abtragungsreliefs zeigt daher bis heute viele Züge, die an eine Aufschüttungsfläche erinnern. Wir stellen sie im folgenden unter 1) — 6) kurz zusammen. Wir sehen dabei zunächst von den aus dieser Entwicklung gleichsam „ausgesparten“ Stellen der Inselberge ab. Deren besonderer Rolle im Rahmen der Flächenbildung ist der zweite Teil dieses Abschnittes IX gewidmet.

1) Das Gesamtgefälle der Tamilnad-Ebene bleibt mit 2‰ oder 0,11° noch weit unter dem Maß steilerer Aufschüttungsflächen (S. 9), ihr Einzelgefälle an Muldenflanken erreicht dieses eben: mit Böschungswinkeln von im Mittel 10‰ = 0,6° (Extreme 20—30‰ = 1,2—1,7°, steilere Böschungen bis knapp 4° werden nur auf Spülpedimenten erreicht, s. S. 33 u. 35). 95 % der Tamilnad-Fläche zeigen in jener Richtung Böschungswinkel von weit unter 2°!

2) Überall auf diesen Flächen schreitet die chemische Verwitterung rascher (oder, nach in langen Zeiten erreichter vollendeter Bodenreife) ebenso rasch in die Tiefe, wie der allgemeine oberflächliche Spülvorgang sie tiefer legen kann. An der Oberfläche liegen auf diese Weise stets nur die hochbeweglichen Endprodukte dieser Bodenbildung in einer Form bereit, wie sie auch das schwächste und letzte (aber am allgemeinsten verbreitete!) Glied des oberflächlichen Spülnetzes: das einzelne Regenzeit-Rinnsal in Lösung, als Suspension oder durch Feinsandspülung abtransportieren kann.

Dieser Abtragung kann hier kein Teil der Landoberfläche wiederstehen. Auf diese Weise bildet und bewahrt der Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen mit deutlichem Abstand vor jeder Art des „Talreliefs“ die flachstmöglichen Böschungen, die ein subaerisches Abtragungsrelief gewinnen kann. Die Ähnlichkeit zum Aufschüttungsrelief flacher Schotter- und Schwemmkegel besteht darin, daß auch dort flächenhaft überall Material von genau dem Aufbereitungsgrad zur Verfügung steht, den Hochwässer auf dem betreffenden Sander oder Deltakegel eben noch bewältigen können. Bei groben Schottern kann dabei das Gefälle bis 12 und 15 ‰ (maximal 1°) erreichen, bei feinem Deltalehm kann es auf Bruchteile eines Promilles sinken — je nachdem, welches vorweg mechanisch aufbereitete Material der Fluß dort „advektiv“ aus seiner oberen Laufstrecke erhält. Auf tropischen Rumpfflächen wird das Material von unten, durch die Leistung an der Verwitterungs-Basisfläche und im Boden in einem sozusagen chemisch garantierten stets gleichartigen Feinheitsgemisch zur Verfügung gestellt. Diese Bedingung kann — was sehr wichtig ist — auch schon bei geringmächtigen Bodenprofilen von nur 1—2 m erfüllt sein, wenn nur der nötige Reifegrad des Bodens erreicht wird! Aktive Rumpfflächen zeigen daher in den ganzen wechselfeuchten Tropen Afrikas wie Indiens stets die gleichen extrem flachen Abtragungsböschungen, die etwa dem Mittelmaß möglichen Allgemeingefälles außertropischer Schwemmfächer entsprechen.

3) Wie innerhalb eines großen ektropischen Schwemmfächers fehlen auf einer aktiven tropischen Rumpffläche alle Arbeitskanten (s. Abb. 1). Die im übrigen räumlich stets weit ausgedehnteren Rumpfflächen sind daher ebenfalls geschlossene morphologische Einheiten, die in ihrer Gesamtheit durch einen gleichartigen, einheitlichen Prozeß gebildet werden. Er gliedert sich in die hydrographischen Einheiten der Spülmulden, die sekundär seine hyperflache Wellung erzeugen. Sie entstehen notwendig, sobald die Rumpffläche einen gewissen Umfang erreicht hat. Den Rumpfflächen steht überwiegend nur das auf ihnen fallende Regenwasser zur Verfügung (und das ihrer Inselberge und begrenzenden Steilränder). Schwemmkegel werden dagegen von einem Punkt — der Schwemmkegelspitze — aus durch eine übermächtige advective Wasserzufuhr hydrographisch wie morphologisch beherrscht, hier fallen daher hydrographische und morphologische Einheit zusammen. Eine untergeordnete hydrographische Teilgliederung erhalten Schwemmfächer nur durch den wechselnden Verlauf der dem jeweiligen Hauptstromstrich folgenden Schotterstränge. Diese sind recht instabil, die hydrographischen Einheiten auf einer Rumpffläche dagegen weitgehend ortsfest (s. jedoch u. Pkt. 5!).

4) Die großen Flüsse auf Rumpfflächen zeigen oft ebensolche Uferdämme wie die auf ektropischen und tropischen Deltas. Der Rückstau auf Nebenflüsse und die Bildung von Flußlimanen ist beiden eigentümlich. Er kann insofern auf kleine Spül-Rinnsale weiterwirken, als diese ja ohnehin

(durch zahlreiche kleine Hindernisse) lokalen, zeitweiligen Brems- und Stauwirkungen unterliegen. In der Trockenzeit bleibt das Spülmateriale auf der ganzen Fläche liegen. Die Flußarbeit auf Aufschüttungsflächen und der gesamte Spülvorgang auf Rumpfflächen trägt den gleichen Charakter quantenhafter Durchgangs-Aufschüttung von einer Hochwasserzeit zur anderen. Das ist auf Ektropen-Schwemmfächern meist die Schneeschmelzzeit, besonders bei noch gefrorenem Unterboden, in den Tropen die gesamte Regenzeit in jeweils zwei Phasen (s. S. 18—20).

5) Ein deutlicher Unterschied zwischen beiden Relieftypen ist natürlich das stufenreiche Gefälle besonders der größeren Flüsse auf tropischen Rumpfflächen. In den zwischenliegenden Laufstrecken sind diese aber besonders gefällsarm: gerade hier kommt es zu hohem Hochwasser- und Sedimentstau mit Uferdämmen. Bei den flachen Flankenböschungen führt hier schon ein geringer weiterer Anstieg in einer besonders ergiebigen Regenzeit zu großer seitlicher Erweiterung des Pendelbereichs und damit gelegentlich zum Überfließen einer Spülscheide, d. h. zu Bifurkationen und Flußableitungen. Auch auf der Tamilnad-Ebene verzeichnen die britischen Karten 1:63 000 und 1:253 000, die mir als Unterlage dienten, zwei solche Bifurkationen. Es lag für diesmal außerhalb meines Programms, genau der Frage nachzugehen, ob diese wirklich natürlich oder nicht vielmehr auf künstliche Ableitungen durch den Menschen zurückzuführen sind. Bei der größten: der des Palärflusses 28 km unterhalb Vellore nahm ich dies als das Wahrscheinlichere an, obwohl ich der Frage nicht weiter im Gelände nachgegangen bin (vgl. die Kanalsignatur auf Abb. 5). Aber ich halte es für ebenso wahrscheinlich, daß sich bei intensivem Suchen auch auf der Tamilnad-Fläche (wie auf Teilen der großen innersudanischen Rumpffläche) in gefällsarmen Strecken zwischen zwei Stromschnellen subfossile Überfließungsstellen, ja vielleicht sogar aktive Bifurkationen von einer Spülmulde in die andere feststellen lassen. Daß die kleineren Spülrinnale öfter ihren Lauf ändern, haben wir schon geschildert. Ähnlich dürften auch die größeren hydrographischen Einheiten (Spülmulden) auf einer solchen Fläche in bestimmten Fällen nicht absolut festliegen. Besonders in ihren gefällsarmen Strecken kann die Durchgangs-Aufschüttung großer Flüsse nach Breite und vielfacher Stromaufspaltung den Charakter von Binnendeltas annehmen.

6) Dies ist auch der Grund für eine Erscheinung, die in küstennahen Rumpfflächen wie der Tamilnad-Ebene besonders deutlich zutage tritt. Sie ist ja nur der S-Teil des gesamten, 800 km langen Rumpfflächen-Saumes der Koromandelküste. Auf diesem Saum haben zahlreiche große Flüsse zur Küste hin große Deltas vorgebaut, so der Kaveri im S und der vereinigte Krischna und Godowari im N. Ich habe dieses Delta nur überflogen, aber weder dabei noch auf der Karte die geringste Arbeitskante zwischen dem (durch den Verlauf der Stromarme sehr deutlich begrenzten) Delta und der von diesem flach über-gossenen Rumpffläche bemerken können. Als einziger subaerischer Abtragungs-Relieftyp sind die tropischen Rumpfflä-

chen von advektiven Aufschüttungskegeln nicht durch Arbeitskanten getrennt. Dies ist das deutlichste Zeichen ihrer geschilderten inneren Verwandtschaft. Diese Küstendeltas stehen in vielem den „Binnendeltas“ (Niger oberhalb Timbuktu!) großer Rumpfflächenflüsse in gefällsarmen Strecken gleich, und diese wiederum bilden mit dem ganzen Netz der Spül-Rinnsale auf diesen Flächen ein einheitliches System.

Wir müssen aber nun noch die Inselberge etwas näher betrachten, mit denen auch die südindischen Rumpfflächen allenthalben — wenn auch meist recht weitständig — übersät sind (Abb. 5). Wie bisher unterscheiden wir dabei — einem wichtigen Grundgedanken K. KAYSERS (1949) folgend — Schildinselberge und Auslieger-Inselberge. Beide bestätigen auf ihre Art den geschilderten Prozeß der Flächenbildung.

Für die Schildinselberge kehren wir noch einmal zur Betrachtung der Spülpedimente (Abb. 2) zurück. Ihr relativ dünnes, monogenetisches Bodenprofil werteten wir als Zeugnis für die hier rasch wirksame subkutane Seiten-Denudation. Die zahlreichen Schildinselberge, die gerade diesen Spülpedimenten aufsitzen, sind ein weiteres Zeugnis hierfür. Sie haben hier viel eher die Möglichkeit, als resistente Restpfeiler der Abtragung über die Spülfläche aufzuragen. In Abb. 2 liegt ein solcher 200 m hinter der Zeichenebene. Es ist jedoch ein an anderen Stellen unseres Arbeitsgebietes stets wiederkehrendes Bild, daß sich auf den etwas steileren Spülpedimenten Schildinselberge, ja manchmal ganze Felsplatten nebeneinander aufragender Grundhöcker viel häufiger finden als im übrigen Teil der Fläche. Die Farbbilder 3, 4, u. 5 bieten an drei verschiedenen Stellen den Blick über solche aus Spülpedimenten schildförmig aufragende Grundhöcker — eben Schildinselberge — gegen dahinter steil ansteigende Randstufen bzw. hohe Auslieger-Inselberge. Der Knick (Arbeitskante SB-Akk) ist in diesen Fällen nicht weniger scharf.

Mit größeren Abstand sind aber Schildinselberge (s. o.) im ganzen Bereich der Tamilnad-Fläche anzutreffen: sowohl auf den Spülscheiden wie auf deren Flanken — den eigentlichen „Flächenteilen“ — wie selbst im Tiefsten der Spülmulden. Es ergab sich dabei aber noch ein weiterer neuer Zug, auf den wir bei unseren früheren Untersuchungen im Sudan nicht hinreichend geachtet hatten. Diese weit über die Flächen verstreuten Schildinselberge sind in der Mehrzahl nicht von eigenen Aureolen von Spülpedimenten umgeben. Darin liegt ein wesentlicher weiterer Unterschied zu den Auslieger-Inselbergen. Wohl treten innerhalb der Fläche gelegentlich „isolierte Spülpedimente“ auf, die wohl auch einmal einen Schildinselberg tragen. Aber die Mehrzahl dieser die Spüloberfläche durchragenden Grundhöcker steigt isoliert und ohne umgebendes Pediment aus der Verwitterungs-Basisfläche auf. Öfter finden sich in ihrer Nähe die isolierten Blöcke des Anstehenden im Bodenprofil. In der allgemeinen Verbreitung dieser stets ähnlich hohen, ähnlich schildförmig gebauten, von isolierten Blöcken begleiteten Abtragungs-Restpfeiler sehen wir einen weiteren Beweis

für die stetige allgemein-planparallele Tieferlegung der ganzen Fläche¹².

Die Auslieger-Inselberge unterscheiden sich von den Schildinselbergen in vier Punkten:

a) Sie liegen bevorzugt in der Nähe zurückweichender Randstufen von Flächen.

b) Sie sind dementsprechend durchwegs viel höher als Schildinselberge. Oft tragen sie noch einen flachen Altflächenrest in ähnlicher Höhe wie die nächsthöhere Fläche über der benachbarten Randstufe: als Zeugnis dafür, daß sie einst von jener losgelöst wurden (Bild 5 u. 6). Auf der Tamilnad-Ebene sind sie 30 bis über 200 m hoch, die Schildinselberge stets unter 25 m, meist unter 5 m!

c) Sie sind stets von Spülpediment-Aureolen umgeben.

d) Sie erheben sich bevorzugt auf Spülscheiden, nie inmitten von Spülmulden (Hochflutbetten der Flüsse).

Die erste Eigenschaft tritt auch auf der Tamilnad-Fläche sehr deutlich hervor: Auslieger-Inselberge treten hier vornehmlich in der Nähe des Ost-Ghats-Stufenrandes von Attimanjeri im N über dem Bereich von Vellore und Vallum bis zur breiten Bucht von Tirupatur und Dharmapuri im S auf; die großartigsten liegen hier im Innersten dieser Bucht in der Umgebung von Krishnagiri (Bild 5). Darüber hinaus ist es eine Besonderheit dieser Rumpffläche, daß ihr auch in zwei isolierten Bereichen (weit ab vom Ghats-Rande) Gruppen hoher Inselberge, z. T. sogar mit krönenden Altflächenresten aufsitzen. Eine ausgedehnte solche Gruppe, umgeben von Spülpedimenten mit vielen Schildinselbergen, finden wir im S-Teil der Karte Abb. 5 bei und östlich Tiruvannamalai. Eine kleinere findet sich zwischen Madras und Chingleput sogar in der Nähe der Küste: sie tritt mit einzelnen niedrigeren Ausläufern (wobei im Einzelfall nicht sicher zu entscheiden ist, ob man noch von einem Auslieger-Inselberg oder schon von einem Schildinselberg sprechen soll) bei Mahabalipuram sogar hart an den Golf von Bengalen heran. Diese stehen dort inmitten des Küstendünenstranges. Sie bilden steilrandige, z. T. in Riesenblöcke aufgelöste Granitschilde von immerhin noch bis 23 m Höhe, die seewärts stellenweise unmittelbar von der Brandung gespült werden. Aus ihnen hat die reife Kunst hinduischer Tempelbauer und Bildhauer das Wunderwerk der „Sieben Pagoden“ um 700 n. Chr. (d. h. noch kurz vor der ersten Berührung des Hinduismus mit dem Islam) aus dem gewachsenen Fels herausmodelliert. Auf der ganzen Welt stößt keine Ebene mit einer so großartigen Landmarke an den Ozean.

12 Wird diese durch irgendwelche Umstände (in der Tamilnad-Fläche durch die alte Pflugkultur, im „Tropischen Rückenrelief“ am Saum der Fläche von Bangalore durch beginnende Erosionsbelebung s. u.) an der Oberfläche beschleunigt, so erhöht sich automatisch die Zahl der über die Bodendecke aufragenden Schildinselberge. Bei weiterer Entwicklung tritt mit weitflächiger Entblößung des Grundhöckerreliefs der felsige Kern einer Rumpffläche immer mehr zutage. Das zeigen viele Beispiele aus der südlichen Sahara (BÜDEL, 1953).

Für uns sind die beiden Auslieger-Inselbergeschwärme bei Tiruvannamalai und bei Chingleput-Mahabalipuram Zeugen dafür, daß hier einst größere Inselgebirge in Form geschlossener, wohl altflächengekrönter Hochgebiete die Tamilnad-Ebene überragt haben. Sie liegen auf einem südwest-nordöstlich annähernd parallel zum Ghats-Rand, aber spitzwinklig auf die Küste treffenden Streifen. Man könnte daraus auf eine randschwellenartige Längserhebung schließen, die einst hier verlief.

Im einzelnen liegen alle diese Inselberge heute weitab von Flüssen, mit der Lateralerosion von solchen hat ihr überwiegend scharfer, akut frischgehaltener Fuß an keiner Stelle irgend etwas zu tun. Auf den Prozeß, der hier am Werke ist, deuten die umgebenden Spül-Pedimente. Die subkutane Seitendenudation an deren Oberrand (Kante SB-Akk) greift von allen Seiten in diese alten Hochgebiete ein, hat sie allmählich zerteilt und schließlich in einzelne Inselberge aufgelöst. Daß auch solche Auslieger- (oder in diesem Fall besser Rest-) -Inselberge in verschiedenen Teilen der Ebene immer wieder mit dem gleichen steil unterschrittenen Felsfuß, umgeben von gleichartigen Spülpedimenten und im gleichen Auflösungszustand vorkommen, scheint uns einmal mehr zu beweisen, daß das hier herrschende Wirkungsgefüge auf allen Teilen der Tamilnad-Fläche auch die gleiche Kraft zur subkutanen Seitendenudation und damit zur horizontalen Flächenausweitung besitzt.

In diesem Sinne bezeugen gerade die beiden Inselbergtypen von einer neuen Seite her das Wesen einer solchen Rumpffläche als einer großen morphologischen Einheit.

X. Die Bildung von „Dreiecksbuchten“ und „Flächenpässen“ durch subkutane rückschreitende Denudation. Die Unfähigkeit der Flüsse auf tropischen Rumpfflächen zur rückschreitenden Erosion.

An der Arbeitskante SB-Akk im einzelnen (Abb. 2, Bilder 2—6) wie an jedem Inselberg- und Randstufenfuß auf der Tamilnad-Ebene im ganzen (Abb. 5): überall ist der markante Fußknick zwischen der fastebenen Fläche bzw. deren flachen, dick lehmbedeckten Spülscheiden und den steil darüber aufragenden, stets nur von Bodenspuren bedeckten, oft nacktfelsigen Bergflanken (Bilder 2, 3, 4, 6) der entscheidende, kennzeichnende Formenzug dieses Relieftyps, den infolgedessen auch nur der beherrschende Formbildungskomplex, der diesen Relieftyp schuf und dauernd weiterbildet, hier überall stets frisch und scharf halten kann. Selbst die fluviatile Tiefen- und Seitenerosion — in den Ektropen der letzten Jahrmillionen sicher der wirkksamste Formbildungsprozeß im Fluvialbereich — schuf dort selten durchgehend so scharfe Kanten.

Angesichts dieses eindeutigen Befundes, dessen Erklärung wir im Wirkungsgefüge der doppelten Einebnungsflächen und in deren Ausweitung durch subkutane Seitendenudation erblicken, erscheint es uns vollends unmöglich, die Entstehung dieses markanten, in so gesetzmäßiger Verbreitung allen übrigen Flachlandschaften der Erde völlig fehlenden Gehängeknicks durch Flußarbeit zu erklären. Die heutigen Flüsse auf der Tamilnad-Ebene fließen nie an diesen Kanten entlang. Es kann sich auch nicht um die Spur einer fossilen fluviatilen Reliefgeneration handeln, denn erstens liegen an diesen Kanten nirgends Flußablagerungen und zweitens müßte ja dann jeder einzelne Inselberg über die ganze Fläche hin von je einem Fluß umflossen worden sein — was zur Annahme eines gänzlich unmöglichen alten Flußnetzes führen würde. Vollends undenkbar ist aber, daß die heutigen Flüsse (selbst wenn man in ihnen mit LOUIS die primäre Ursache anstatt einer sekundären Begleiterscheinung der Denudationsvorgänge auf den Spülflanken erblicken wollte) nun über solche bis zu 50 km breiten hypersanft (0.1—2°!) geneigten Flächenstücke hinweg imstande sein sollten, dort noch solche markanten Denudationsstufen im gesunden Fels allenthalben dauernd scharf zu halten. Sie wären in wenigen Jahrzehnten ausgeglichen, wirkte nicht eben dort und auf diesen ganzen dadurch begrenzten Flächen ein Prozeß, der in diesem Klima die Wirkung der Flußarbeit weit übertönt.

Dieses Problem umgeht LOUIS dadurch, daß er die morphologische Betrachtung der Rumpfflächen als Ganzes auf die topographische Darstellung von Spülmulden — ohne Spülscheiden — im einzelnen einengt (und dies fast nur an Hand stark überhöhter Querprofile), sowie ferner das Phänomen der Inselberge ausdrücklich aus seiner Darstellung ausklammert¹³. Wo sich nun aber seine Darstellung dem Oberrand, d. h. der begrenzenden Randstufe einer Rumpffläche nähert, wo diese regelmäßig in den von mir seit langem beschriebenen „Dreiecksbuchten“ in ihr Gebirgsrückland eingreift (Abb. 5 in vielen Einzelbeispielen), ist ja die Existenz dieser — wenn auch im einzelnen abseits von jedem Fluß — sich erhebenden scharfen Fußkanten nicht mehr zu übersehen. LOUIS führt sie denn auch an diesen Stellen durch den Begriff „Flachmuldental mit Rahmenhöhen“ in seine Darstellung ein. Infolge seines als absolut betrachteten Axioms, daß überall wo es Flüsse gäbe (also im humiden Klima), diese automatisch auch stets das Hauptagens der Formbildung seien, scheint ihm auch hier die in seinen Profilen deutlich genug weitab vom Fluß dargestellte Konkav-Kante keiner Diskussion, keiner Erklärung zu bedürfen. Er begnügt sich mit der zeichnerischen Feststellung daß diese Kante im Sandstein (gemeint ist wohl: wenn sie mit einer Gesteinsgrenze zusammenfällt), ein etwas anderes (schärferes) Querprofil besitze, als im einheitlichen Kristallin.

Am Oberrand der Tamilnad-Ebene gegen ihre vielen Inselberge wie gegen

13 LOUIS (1964) bemängelt es (S. 46), daß hier „andere Forscher vor allem durch das Inselbergproblem gefesselt“ worden seien. Er selbst streift dies Problem in seiner ganzen Arbeit mit keinem Wort und klammert es so aus seiner Darstellung der Rumpfflächen völlig aus.

das Rückland der Ghats-Stufe mit den ihr vorgelagerten größeren Inselgebirgen (Yelagiri-, Jarvadi-Hills) liegt dieser scharfe Randstufen-Konkavknick überall abseits der Flüsse und überall im einheitlichen Granit. Ich fand hier an vielen Stellen keine Ausnahme. Dieser äußerst auffallende Umstand erfordert nirgends so dringend wie in Südindien eine allgemein gültige Erklärung durch einen flächenhaft-nivellierend wirkenden übergeordneten Prozeß, dem sich die Flußarbeit sekundär einfügt.

Überall an deren Rändern grenzt die Tamilnad-Ebene nur ausnahmsweise einmal auf einige km Länge annähernd geradlinig an die Stufe zum Rückland. Meist greift sie in größeren oder kleineren Dreiecksbuchten in die benachbarten Hochschollen ein (Abb. 5, Bild 6). Sie stellen die Forschung vor ein doppeltes Problem.

Das erste ist die Frage, wo der Ansatz zur Bildung dieses eigenartigen Formenelementes liegt, wie es zur initialen Anlage dieser Buchten kam.

Das zweite ist die Frage, welche Vorgänge heute die Weiterbildung dieser Rumpfflächenausläufer bewirken.

Die Lösung dieser Fragen suchen wir für die Tamilnad-Ebene in folgenden 6 Punkten zusammenzufassen:

1) Der auffälligste Zug ist der Grundriß. Die Dreiecksbuchten werden stets von zwei Hochlandsvorsprüngen eingeschlossen. Die Sehne zwischen diesen ist gleichsam die Basis (Hypotenuse) dieser Dreiecke. Mißt man von da die Mittelsenkrechte (Dreieckshöhe) bis zum innersten Winkel (Spitze) des Dreiecks, so ist diese in vielen Fällen annähernd gleich lang oder nur wenig (manchmal doppelt, seltener auch 3—4-mal) länger als die Basis. Folgt man der vom oberen Palār durchflossenen breiten Tieflandsbucht von Vellore weiter nach W und SW, so greifen nacheinander 7 solche Dreiecksbuchten sehr ähnlicher Größe von da südwärts in die Jarvadi-Hills ein¹⁴. Die Basis dieser Dreiecke mißt im Mittel 5,4 km; mittelt man gleichermaßen die Eindringungsstufe dieser 7 Buchten (ohne die in Anm. 14 erwähnten Fortsetzungen), so kommt man mit 5,5 km praktisch auf genau denselben Betrag. Es sind dies Ausmaße und Breiten-Tiefenverhältnisse, die öfter wiederkehren: so hart westlich Ambur (gegenüber den beiden südlichsten der eben genannten Buchten), ebenso an der Ostseite der Jarvadi-Hills, des kleinen Inselgebirges bei Vellore sowie im N zwischen Chittoor und Attimanjeri. Auch in Südsomalien haben solche Buchten (auch im Granit!) oft ähnliche Tiefen und vor allem eine im Verhältnis dazu sehr breite Öffnung auswärts zur Ebene hin oder — umgekehrt ausgedrückt — eine so überraschend schnelle Verengung nach innen. So sind diese Maße für einen besonders verbreiteten Typ dieser Buchten repräsentativ.

Andere Formen dürften nur Abwandlungen dieses Grundtyps sein. Eine zeigt im ganzen ähnliche Maße, ist aber nach innen nicht durch eine Dreieckspitze begrenzt, sondern durch einen mehr oder minder zugerundeten Bogen, so daß

14 Die dritte und vierte dieser Dreiecksbuchten sind in ihrem Hintergrund bereits durch neuerliche Flächenerweiterung mit einer kleinen (in sich wieder von Inselbergen unterbrochenen) „intramontanen Ebene“ (CREDNER, 1935; SEMMEL, 1963) verbunden.

die ganze Form mehr einem zur Ebene geöffneten Halbkreis oder einer Halbellipse ähnelt (so die 2. und 7. der oben genannten Reihe). Andere strecken sich mehr in die Länge und verzweigen sich nach innen (diese Form hatte wohl LOUIS bei seiner Namen-Wahl in erster Linie im Auge) aber ihre einzelnen Äste können sich oft wieder zu „intramontanen Ebenen“ ausweiten und auch sie schließen fast ebensooft bogenförmig wie mit Spitzen nach innen ab. Bei der folgenden Darlegung gehen wir von der häufigsten: der „normalen“ Dreiecksbucht aus. Sie enthält, wie wir sehen werden, in nuce alle wesentlichen Züge.

2) Die Begrenzung gegen das Gebirgsrückland ist bei der einfachen Normalform, der dreieckigen wie der bogenförmigen, stets eine scharfe Arbeitskante vom Typ SB-Akk (Abb. 2). Darüber sind die Ränder der Dreiecksbuchten zumeist entsprechend steilflankig, d. h. sie sind eindeutig von der rückschreitenden Seiten-Denudation erzeugt und entsprechen somit genetisch den früher geschilderten Kanten am Fuß nacktfelsiger Inselberge. In keiner Weise haben die solche Dreiecksbuchten durchfließenden Flüsse etwas mit der Entstehung dieser Kanten, mit der Entstehung dieses scharfen Konkav-Profilknickes am Fuß der Randstufen zu tun. Hier verweisen wir auf unsere obigen Ergebnisse.

3) Dasselbe zeigt auch das Gesamt-Flächenrelief im Inneren des Dreiecks. Wenn wir uns den oben skizzierten Grundriß mit der breiten Öffnung an der Basis (Hypotenuse) und die Mittelsenkrechte darauf nochmals vergegenwärtigen, so geht bei der Normalform das Gesamtgefälle zumeist nicht von den Flanken gegen diese „Mittelachse“ (etwa wie die Rippen eines Buchenblattes) sondern es läuft im ganzen vielmehr parallel zu dieser Mittelachse senkrecht auf die Hypotenuse hin, d. h. mit dem Gesamtgefälle der anschließenden Ebene auf diese hinaus. Das beweist, daß es ein von dort her flächenhaft vordringender denudativer Einebnungsprozeß war, der eine solche Bucht schuf. Die Dreiecksbuchten sind nichts anderes als die vom gleichen Wirkungsgefüge der doppelten Einebnungsflächen gegen das Rückland vorgetragenen Wachstumsspitzen der Ebene selbst. Nur so ist auch ihr breiter Ansatz und dann ihre rasche Verschmälerung zu erklären.

4) Aber diese Wachstumsausläufer haben, wiewohl sie die Gesamt-Gefällsrichtung der Ebene fortsetzen, doch meist in dieser Richtung eine etwas stärkere Neigung als die „alte“ oder „ausgereifte“ Ebene, von der sie ausgehen. Diese Neigung übersteigt alsbald nach dem Überschreiten der „Hypotenuse“ den Betrag von 1—2°, der dort herrscht, und kann sich im Inneren auf 3,5° und 4° (in Sonderfällen, s. u., auch etwas darüber) steigern. Im ganzen stellen so die Dreiecksbuchten Ebenen-Ausläufer dar, die sich noch überwiegend im Initial-Stadium, d. h. im Stadium von Spülpedimenten im großen befinden. Der allmähliche Gefällsausgleich gegen die Ebene hin ist dann die Sache der allmählichen vollen Ausprägung des Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen. An der Kante SB-Akk wirkt anfangs vor allem die subkutane Seiten-Denudation. Das so entstehende „Spül-

pediment“ ist zunächst nur flach mit Rotlehm bedeckt. Aber an dessen Sohle, an der Verwitterungs-Basisfläche, schreitet nun die Zersetzung rasch in die Tiefe fort, bis eine bestimmte Dicke des Bodenprofils erreicht ist. Von diesem Augenblick an wird die Verwitterungs-Basisfläche nur noch langsam tiefergelegt als nun — bei so starker Oberflächenneigung — der oberflächliche Spülprozeß Material wegschaffen kann. Er trägt ab, dünnt damit das Bodenprofil von ober her aus und gibt damit der Tieferlegung der Basisfläche (durch eine Art „Erneuerung der Exposition“, (s. W. PENCK, 1924) einen neuen Anstoß¹⁵. Dies Wechselspiel dauert so lange, bis an der Oberfläche das Minimalgefälle erreicht ist, bei dem das von unten her, durch die Tiefenverwitterung (nach erreichter „Reife“ des Bodenprofils) zur Verfügung gestellte Lehm-Feinsand-Gemisch eben noch in der gleichen Zeiteinheit abgetragen werden kann, wie es entsteht. Dann ist die „Reifeform“ des Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen und damit die Vollendung des Relieftyps der aktiven tropischen Rumpffläche erreicht. Das betreffende Krustenstück ist damit an die derzeitigen Verhältnisse des Klimas (und daneben der Epirovarianz, Petrovarianz und Basisdistanz) voll angepaßt. Solange diese Voraussetzungen \pm gleich bleiben, ändert sich an einem solchen „reifen“ Relief auch in langen Zeiten nur sehr wenig¹⁶. Nur seine Ränder wachsen auf die beschriebene Weise — vor allem in den Dreiecksbuchten — noch weiter gegen das Rückland vor.

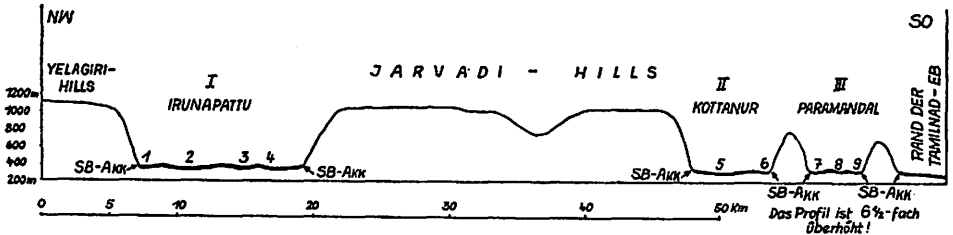


Abb. 3: Profil durch drei „Dreiecksbuchten“ I, II und III, mit denen die Tamilnad-Ebene in den Südteil der Yelagiri- und der Jarvadi-Hills eingreift. Die Buchten sind nicht von Talformen, sondern von echten Flächenteilen erfüllt, die jeweils aus mehreren Spülmulden bestehen. Die Scharfhaltung der Hangfüße erfolgt nicht durch irgendwelche Flußwirkungen, sondern allein durch die „subkutane Seitendenudation“ an den doppelten Arbeitskanten SB-AKK (s. Abb. 2 und Text).

15 Diese Abtragung wird am oberen, randnahen Teil der Buchten heute nicht selten anthropogen durch entstehende Soilerosion-Gullys gesteigert (vgl. den so aufschlußreichen Wasserriß Abb. 2). Diese Gullys scheinen aber rasch wieder zu vernarben und laufen auf die Fläche aus, sowie deren Gesamtgefälle 2° unterschreitet. Er erscheint mir indessen nicht ganz ausgeschlossen, daß eine solche vorübergehende Gully-Abspül-Episode auch unter natürlichen Verhältnissen gelegentlich — etwa nach blitzgezündeten Savannenbränden — eintritt und den weiter unten geschilderten Gefälls-Ausgleichs-Prozeß beschleunigt.

16 Allenfalls wird das Bodenprofil langsam immer noch mächtiger. Durch die beim „Gefällsausgleich“ erfolgte relativ rasche Abtragung seiner obersten Horizonte allein schon muß es auf der „gereiften“ Rumpffläche ein Art „polygenetischen“ Aufbaus erhalten.

5) Dieser Prozeßablauf wird für die Dreiecksbuchten durch das Feinrelief ihres Inneren bestätigt. Bei ihrer Normalform herrscht nicht eine Spülmulde und ein in deren Mitte — etwa längs der „Mittelsenkrechten“ — hinabrinnender Bach oder Fluß vor, vielmehr finden wir darin zumeist mehrere mit dem Generalgefälle der Ebene zustrebende Spülmulden parallel nebeneinander, die durch gleichgerichtete flache Spül-Scheiden voneinander getrennt sind. Abb. 3 zeigt ein Profil durch drei zufällig nebeneinanderliegende, ganz verschiedene Typen von Dreiecksbuchten, mit denen die Tamilnad-Ebene in den S-Teil der Jarvadi-Hills eingreift. Das Profil zieht ziemlich genau von der S-Spitze der Yelagiri-Hills nach SO zum Punkt „150“, zehn km südlich Tiruvannamalai. Es quert in dieser Richtung drei Buchten: I. Die von Irunapattu, eine etwas große Bucht von weiter Bogenform, die aber bereits eine seitliche Hintergrundsöffnung zu einer „intramontanen“ Ebene besitzt. Sie zeigt in unserem Profil 4 parallele Spülmulden. II. Die von Kottanur, die dem langgestreckten, talartigen Typ entspricht, aber in unserem Profil — an ihrem breiten S-Austritt zur Ebene — immerhin schon in zwei Spülmulden gegliedert ist. III. Die von Paramandal, die ein kleines Beispiel (Hypotenuse und Tiefe je nur knapp 3 km) des Halb-bogen-Typs darstellt, auf der sich aber so kurz vor dem Gebirgsrand bereits drei deutlich unterscheidbare kleine Spülmulden ausgebildet haben. Hierin, wie auch in allen anderen Zügen des Kleinreliefs (ungleichmäßige Fluß-Längsprofile, geschlossene, meist monogenetische Rotlehmdecke, Spülpeditmente, Verteilung von Schild- und Auslieger-Inselbergen u. a.), erwiesen sich die Dreiecksbuchten nicht als flußgeschaffene Täler sondern als Ausläufer (Wachstumsspitzen) der Rumpffläche, auf die sie auslaufen. Sie teilen mit dieser sämtliche genetischen Attribute.

6) Es bleibt nun die Frage, welche Umstände die Ansatzpunkte für diese eigenartigen Dreiecksbuchten boten bzw. — anders ausgedrückt — warum die Rumpffläche nicht mit einem weithin glatten sondern mit einem so gebuchteten Rand an das höhere Rückland stößt, was sie veranlaßt, solche „Wachstumsspitzen“ dorthin vorzutreiben. Zwei Umstände scheinen uns hierbei zusammenzuwirken.

Der eine ist die Klüftung des Granites im Rückland: seien es Abkühlungs-, Verwitterungs- oder tektonische Klüfte. Die subkutane Seitendenu-dation an der Konkav-Arbeitskante SB-Akk wird rascher wirksam, wenn ihr durch auswitternde Klüftbündel das seitliche Ausgreifen erleichtert wird. Daß dies im kleinen gilt, macht Abb. 2 deutlich. Daß die Klüftung aber solche Leitbahnen auch im großen fördern kann, zeigt ein Blick auf Abb. 5. Die vorherrschenden tektonischen Richtungen im Granit unseres Raumes verlaufen annähernd küstenparallel von SSW nach ONO¹⁷. Die Generalabdachung unseres

17 Man sieht das in erster Linie im alten Strukturbaue. Indessen scheinen auch die jüngeren epirogenen Bewegungsachsen in ähnlicher Richtung zu verlaufen, so der ostwärtige Abbiegungsrand der Ost-Ghats wie der Küste im Großen und die Generalrichtung der Inselkur von östlich Tiruvannamalai bis Madras.

ganzen Arbeitsgebietes verläuft indessen fast senkrecht dazu von WNW nach OSO. Trotzdem greifen in dem nördlichen 2/3 der Karte Abb. 5 die meisten Dreiecksbuchten nicht parallel zu dieser Gefällsrichtung sondern parallel zur vorherrschenden Kluftrichtung in die Ost-Ghats und besonders in die vorgelagerte Inselgebirgs-Hochscholle der Jarvadi-Hills ein. Das Eindringen der Dreiecksbuchten an solchen Schwächelinien wird dabei durch die Erosion steiler — und stets stark gestufter — lokaler Runsen (felsiger Erosionskerben) vorbereitet, die den Stufenrand überall gliedern. Erst im südwestlichen Drittel der Karte: westlich Ambur und Tirappattur, sowie vor allem bei und nordwestlich Krishnagiri ändert sich das Bild. Hier greifen gerade viele nicht nur langgestreckte, sondern auch sich verzweigende — dabei aber dennoch breite — Buchten mehr in der allgemeinen Gefällsrichtung ins Rückland ein¹⁸.

Ganz offensichtlich wirkt daher hier noch ein zweiter, wichtiger Umstand auf die Richtung ein, welche die Buchten beim Rückschreiten nehmen. Der ganze Gebirgsabfall oberhalb der Randstufe ist reich zertalt und zwar durch echte tropische Gebirgstäler. Soweit die Schrägschraffur in Abb. 5 geht, geschieht dies sogar durch zwar kurze, aber im Querprofil steil geböschte und im Längsprofil vielfach gestufte Kerb- oder Kerbsohlen-Täler. Diese schufen dort ein echtes „Tropisches Gebirgsrelief“. Im Bereich der waagerechten Schraffur auf Abb. 5 wiegt der Typ des durch „Spültäler“ sanfter zertalten „Tropischen Rückenreliefs“ vor (vgl. Abschnitt XII). Im ganzen schließt sich oberhalb der die Tamilnad-Fläche begrenzenden — stark gebuchteten — steilen Rumpfstufe zunächst eine 5—35 km breite stark zertalte Randzone der nächsthöheren Rumpffläche an, bis man diese: die Hochfläche von Bangalore mit weithin gleichmäßigen Höhen von rd. 900 m im NW unserer Karte Abb. 5 im Bereich von Bangalore (910 m), Dod Ballapur (915—918 m), Chic Ballapur (914 m), Chintamani (915 und 880 m), Kolar (900 und 938 m) sowie weiter östlich in einer mit der allgemeinen Gefällsrichtung weiter verminderten Höhe bei Palamaner (825—735 m) erreicht hat¹⁹.

Diese ganze, 5—35 km breite Randzone zwischen der höheren Bangalore- und der tieferen Tamilnad-Rumpffläche ist in jedem Fall von echten, flußgeschaffenen Tälern (wenn auch natürlich des schuttarmen, im Längsprofil stark gestuften tropischen Gebirgstaltyps) zerschnitten. Die Flüsse, die

18 Allerdings hatte ich in diesem Gebiet auch gelegentlich den Eindruck des Auftretens einer zweiten, damit annähernd parallel laufenden (also quer zur ersten stehenden) Kluftrichtung.

19 Von Palmaner gelangt man ostwärts in zwei Stufen mit zwei deutlichen Stufenrändern zu Tamilnad-Fläche herab. Die höchste Fläche von Bangalore liegt östlich Palmaner noch 735—750 m hoch, dann erfolgt ostwärts ein sehr markanter Stufenrand zur wieder völlig ebenen Fläche von Chittoor in 450—400 m und dann erst ein weiterer deutlicher Stufenabstieg zum Oberrand der Tamilnad-Fläche, die hier bei 250—300 m liegt. Bei Krishnagiri im S steigt in einer weit westwärts vorspringenden Bucht die Tamilnad-Fläche selbst schon bis über 500 m an. Man gewinnt dann von dort in einem einzigen, freilich besonders stark zertalten Randstufenanstieg das noch ± unversehrte Innere der hochgelegenen, an vielen Inselbergrändern noch aktiven Rumpffläche von Bangalore in 900 m Höhe.

sie schufen, folgten ehemals auf einer alten Landoberfläche — der östlichen Fortsetzung der Hochfläche von Bangalore — natürlich der allgemeinen WNW-OSO-Gefällsrichtung an der Ostflanke von Dekan. Als mit der ständigen westwärtigen Ausweitung der tieferen Fläche von Tamilnad der dorthin gerichtete, durch subkutane Unterschneidung dauernd steilgehaltene Rumpfstufenrand immer näher rückte (also die Basisdistanz für diese Flüsse verringert wurde) schritten sie rückschreitend zugleich immer stärker in die Tiefe und zertalten so diese (dauernd weiter westwärts sich verschiebende) Randregion.

Diese Zertalung erfolgte wie jede echte Talerosion weithin unabhängig vom Kluftbau. Mindestens ist dies bei den hier herabführenden Haupttälern der Fall: sie behielten überwiegend auch bei der nun erfolgenden vertikalen Linienerosion die allgemeine Gefällsrichtung nach SO bis SSO bei. Bei ihrem Übertritt aus dem Bereich dieser Randstufe in die Ebene werden dadurch in dieses Rückland tiefe Breschen bis zum Niveau der Ebene herab geschlagen. Diese Breschen sind natürlich noch viel wirksamere Einfallstore der von unter heraufdrängenden subkutanen Seitendenudation. Sie drängt hier herein und erweitert diese Pforten natürlich auch rasch nach der Seite. Ein sinnfälliger Ausdruck dieser Tatsache ist ja die rasche Verbreiterung, d.h. die weite Schenkelöffnung jeder solchen Dreiecksbucht!

Bei dieser Verbreiterung folgt die Seitendenudation am Buchten- (= Ebenen-) Rand zunächst auch noch kleineren hier austretenden Talpforten. Diese sind indessen schon stärker als die Haupttäler an Kluftrichtungen und Tektonik gebunden. Je mehr eine Dreiecksbucht sich jedoch erweitert, desto stärker wird sie von solchen Schwächezonen im Gestein geleitet.

Das Ergebnis wird modellartig durch die Form und den Verlauf der talartig verzweigten Dreiecksbuchten (oder hier besser: Rumpfflächenbuchten) nördlich und westlich Ambur und von da südwestwärts bis Krishnagiri dargetan. Die Hauptrichtung dieser Buchten folgt größtenteils nach der allgemeinen Abdachungsrichtung, die auch die Täler im zertalten Rückland zeigen. Aber die Seitenzweige der Buchten folgen nur noch gelegentlich der spitzwinklig darauf stoßenden Seitentalrichtung. In der Hauptsache biegen diese vielmehr entgegen dieser Richtung bereits in die vorherrschende Kluftrichtung SW—NO zurück.

Wir beschließen damit die oben gestellte, in den Punkten 1—6 generell beantwortete Doppelfrage.

Drei Erscheinungen, die diesen Entwicklungsgang der Dreiecksbuchten bekräftigen, verdienen aber noch unser besonderes Interesse:

a) Auch die letztgenannten talartig verzweigten großen Buchten sind im Hauptteil sehr breit (bis über 10 km), oft in mehrere Spülmulden gegliedert und auch sonst mit allen Zügen echter Rumpfflächen-Ausläufer ausgestattet. Natürlich fließen die oberhalb in selbstgeschaffenen Talgefäßen dahinrinnenden Flüsse nun auf diesen Flächenbuchten als Flüsse weiter! Es ist hydrographisch dasselbe Ding. Aber sofort mit dem Durch-

schreiten der Randstufe, d. h. dem Übertritt auf den vorgeschobenen Flächenteil der Dreiecksbucht verlieren sie mit dem Gefälle, der „Tuchföhlung“ mit dem Anstehenden und den Erosionswaffen ihre führende Rolle als morphologisches Element und ordnen sich alsbald dem hier herrschenden Wirkungsgefüge der doppelten Einebnungsflächen ein, hier keine Täler mehr erzeugend.

b) Immerhin vollzieht sich stellenweise dieser Übertritt nicht so scharf. Westlich, nördlich und nordöstlich Krishnagiri stößt das Rückland nur als sanft zertaltes Rückenrelief an die Ausläufer der tieferen Fläche. Hier ist der Stufenrand in den inneren Verzweigungen solcher Buchten noch niedrig und unscharf, denn zahlreiche von oben herabkommende Spültäler (s. u.) lösen ihn auf. Folgen wir aber hier von oben her den Ausläufern der Hochscholle gegen die Ebene, so sehen wir deren — ebenfalls dreieckige — Spitzen dann doch meist mit bereits scharf unterschnittenem Rand zur Ebene abbrechen. Vollends die diesen „Rückzugsspitzen des Hochlandes“ vorgelegerten Inselberge, die sich im weiteren Umkreis von Krishnagiri sehr zahlreich finden, tragen ausnahmslos bereits scharfe SB-Akk-Fußkanten. Durch ein abweichendes Kluftnetz (s. Anm. 18) sind mehrere dieser Inselberge in NNW-SSO-Richtung langgestreckt. Dabei finden sich innerhalb unseres ganzen Arbeitsgebietes die steilsten, rein felsdomförmigen Inselberge mit extrem scharfem Fußknick gerade unter den Inselbergswärmen von Krishnagiri (Bild 5)! Hierin sehen wir einen sinnfälligen Beleg dafür, daß mit der Entfernung aus dem innersten Winkel der (zunächst Tälern nachwachsenden) Dreiecksbuchten der Einfluß der Flußerosion, der innerhalb der Randstufe noch voll herrscht, nach außen auch hier sehr rasch abnimmt und alsbald dem vollen Übergewicht des Rumpfflächen-Wirkungsgefüges und besonders der subkutanen Seiten-Denudation Platz macht.

c) Mit der weiteren Entfernung vom Hochlandsrand gesellt sich zu diesen beiden Zügen ein dritter, der zeigt, welchen Leitbahnen die Bildung der Dreiecksbuchten hier folgt. In die Jarvadi-Hills greifen die — z. T. oben schon beschriebenen — Dreiecksbuchten von allen Seiten tief ein und haben dies Inselgebirge, z. T. unter Erweiterung zu großen „intramontanen Ebenen“ schon stark aufgelöst. Dieser Prozeß ist erdgeschichtlich offenbar schon sehr lange im Gang. Die an Altflächenresten noch reiche Oberfläche der Jarvadi-Hills entspricht mit Höhen von rd. 900 m (aufsitzende alte Inselberge bis 1 175 m!) etwa der von Bangalore, ist aber etwas höher als diese. Möglicherweise war sie einst auf dieser ein eigenes tektonisches Anschwellungsgebiet, von dem innerhalb der Gesamtfläche ein eigenes hydrographisches Netz zentrifugal ausstrahlte. Darauf deutet die Laufrichtung des oberen Palär und die des Flusses von Tiruppattur hin. Aber die Richtung der vielen Dreiecksbuchten hier läßt sich doch wohl nicht allein mit der Annahme einer solchen lokalen Unregelmäßigkeit innerhalb der Generalabdachung Ost-Dekans erklären. Dafür folgen hier einige langgestreckte Dreiecksbuchten doch zu deutlich der herrschenden Kluft-

richtung. Das heißt: je länger erdgeschichtlich der einstige Zusammenhang mit der höheren Altfläche zurückliegt, je weiter ein solches Auslieger-Inselgebirge von seinem einstigen Rückland getrennt und immer weiter aufgelöst wird, desto mehr überwiegen Kluftrichtungen als Leitbahnen für die Dreiecksbuchten. Denn das hydrographische Großnetz hat diese Auslieger längst verlassen und umgeht sie — nun passiv — auf der tieferen Fläche. Dieser Leitbahntyp für dreieckige Wachstumsspitzen der tieferen Fläche wird vollends im Bereich der bereits in stärkster Auflösung begriffenen Inselbergfluren von Tiruvannamalai allein herrschend.

Wir verlassen damit endgültig unsere Darstellung der Dreiecksbuchten und kommen zum letzten Punkt dieses Abschnittes: der Betrachtung der Flächenpässe auf der Tamilnad-Ebene. Es ist eine Erscheinung, die nicht nur die obere (innere, „proximale“) Randzone, sondern die Gesamtheit dieser Fläche kennzeichnet, auf die wir hiermit abschließend nochmals unseren Blick richten. Aber das Verständnis dieser Erscheinung setzt dasjenige der Dreiecksbuchten voraus.

Der auffälligste Flächenpaß unseres Gebietes liegt in 404 m Höhe nördlich Tiruppattur. Dort greift von Süden her ein 30—40 km breiter Flächenausläufer vom Ponnaijār-Fluß bis ins Gebiet von Tiruppattur nordwärts vor. Von NO her zielt auf dieselbe Stelle der gebogene, das Inselgebirge der Jarvadi-Hills von seinem Rückland abtrennende, 6—15 km breite Flächenarm, dem der obere Palār folgt. Die Berührungsstelle beider Flächenarme liegt nun mitten im gleichförmig-flachen Rumpfflächenrelief an einer Stelle von bereits wieder über 20 km Flächenbreite zwischen dem Stufenrand der Ostghats und den scharf abgesetzten Yelagiri-Hills. Diese Scheitelregion (mit dem tiefsten Paß-Punkt in 404 m Höhe) ist an völlig ausdruckslose Spülscheiden geknüpft und fällt mit dem bloßen Auge überhaupt nicht auf. Erst der Karte entnimmt man, daß hier in über 20 km Breite zwei verschiedene Flächenteile aneinanderstoßen, die zudem nach S und nach N das gleiche Gesamtgefälle von 2,5 ‰ zeigen, d. h. ein Viertel des Gefälles der südlichen Münchner Schiefen Ebene. Erst in einigem Abstand vor dieser breiten Spülscheiden-Scheitelregion sammelt sich langsam ein auf der Fläche dahinrinnendes hydrographisches Netz von Regenzeit-Rinnsalen zu dem in mehreren parallelen Spülmulden nordwärts ziehenden Quellästen des Palār und den ebenso südwärts ziehenden des Flusses von Tirappattur. Die Ausstattung der ganzen breiten Wasserscheidenregion mit allen Attributen des klassischen Flächenreliefs zeigt deutlich, daß sie durch rückschreitende subkutane Seitendenudation erzeugt und dann durch den Gesamtmechanismus der doppelten Einebnungsflächen ausgeformt und abgeflacht wurde. Wir sehen in diesen „Flächenpässen“ einen weiteren Beweis dafür, daß die auf solchen Flächen „im Niveau der Ebene“ dahinrinnenden Flüsse nur passiv in das herrschende Wirkungsgefüge eingefügt und so (ebensowenig wie zur Tiefen- und Seitenerosion) auch zu einer eigenen rückschreitenden Erosion nicht fähig sind.

Im Bereich der Tamilnad-Ebene finden sich noch viele Flächenpässe, die dies

Ergebnis unterstreichen. So sind im Bereich der Jarvadi-Hills durch die rückschreitende Seiten-Denudation viele Dreiecksbuchten bereits um stehengebliebene Inselberge und Inselgebirge (wie die Yelagiri-Hills) herum miteinander in Verbindung getreten. Oft, wie bei Vallam südlich Vellore, sind diese breiteren Flächenpaß-Regionen noch reich mit Inselbergen aller Art besetzt, deren scharfer SB-Akk-Fußknick den „paßerzeugenden“ Mechanismus, der hier herrscht, noch besonders unterstreicht. Und schließlich ist ja jeder Inselberg auch weit draußen auf der Fläche durch denselben Mechanismus durch kleine solche „Pässe“ von seinen Nachbarn abgelöst worden. Auch damit hat — wie wir schon oben S. 45 zeigten — das erst in Anpassung an diesen Hauptvorgang herausgebildete hydrographische Netz der Flüsse auf diesen Flächen von sich allein aus gar nichts zu tun!

XI. Das relative und das absolute Altersverhältnis der Tamilnad- und der Bangalore-Fläche

Wir sahen bereits, daß der Ostabfall des Hochlands von Dekan eine Rumpftreppe darstellt. Die rd. 900 m hohe Scheitelfläche von Bangalore fällt nach SE — im Großteil des in Abb. 5 dargestellten Ausschnittes — in einer Stufe von mehreren hundert Metern Höhe zu basalen, von der Koromandel-Küste heraufreichenden Tamilnad-Rumpffläche ab. Nur im N unseres Ausschnittes ist zwischen beide (hier rd. 250 bzw. 750 m hohen) Flächen noch das mittlere Rumpfflächenstück von Chittoor (400—450 m) eingeschaltet. Die Verdopplung an dieser Stelle erwähnt schon N. KREBS (1939, S. 213).

Die höheren Rumpfflächen, insbesondere die beherrschende von Bangalore, setzt sich dabei noch ostwärts des Stufenabfalls in größeren Inselgebirgen und vielen kleinen Auslieger-Inselbergen fort. Sie sind durch Ausläufer der Tamilnad-Fläche (Dreiecksbuchten, intramontane Ebenen, Flächenpässe) von ihrem einstigen Zusammenhang mit den höheren Flächen abgetrennt worden. Als Zeugnis dieses alten Zusammenhangs tragen die größeren dieser Gebirgsinseln noch Plateaureste in ähnlichen Höhen. Soweit sie südlich des Palār liegen, entsprechen diese krönenden Altflächenreste meist den benachbarten Randhöhen der Bangalore-Fläche mit einer entsprechenden Höhenabnahme in der allgemeinen Abdachungsrichtung nach SE. Die Randhöhen der Bangalore-Fläche oberhalb Krishnagiri und Ambur liegen zwischen 750 und 900 m, die Altflächen auf den randnahen Inselbergen bei Krishnagiri erreichen noch annähernd 750 m, die auf den ferneren Inselbergen im Umkreis von Tiruvannamalai nur 400 bis etwas über 500 m. Eine Ausnahme macht der größte, im Inneren noch geschlossene Altflächenrest auf den Jarvadi-Hills, der hier (ohne die ihm seinerseits aufgesetzten kleinen Inselberge von 1 082 und 1 175 m) mit seinem Scheitel heute noch bis 881 m (also fast 900 m) aufragt. Dieser Scheitel dürfte ursprünglich sogar noch etwas höher gewesen sein, denn der Altflächenrest ist heute durch die von allen Seiten gegen ihn andrängende Randzertalung schon etwas ernie-

drigt. Wir schlossen daraus schon oben, daß der Bereich der Jarvadi-Hills einst ein eigenes (epirogen angelegtes) Anschwellungsgebiet innerhalb der noch geschlossenen Hochfläche von Bangalore darstellte. In ähnlicher Weise deutet die isolierte Inselbergflur zwischen Madras und Chingleput — die sich südwestwärts in die von Tiruvannamalai fortsetzt — eine einstige schwächere Randanschwellung im küstennahen Bereich der tieferen Fläche an (s. S. 43/44).

Im ganzen gesehen ist zweifellos die Fläche von Bangalore, die einst viel weiter ostwärts gereicht haben muß, die ältere der beiden Flächen. Dem entspricht die beiderseitige Höhenlage. Außerdem konnten wir ja an zahlreichen, aktiv fortschreitenden und entsprechend scharf gehaltenen Arbeitskanten erkennen, wie die tiefe Tamilnadfläche sich ständig mit den Wachstumsspitzen ihrer Dreiecksbuchten und Spülpedimente auf Kosten der älteren Flächen westwärts ausdehnt, die abgeschnittenen Inselgebirge durch eingreifende „intramontane Ebenen“ und Flächenpässe zu Inselbergfluren aufgegliedert und jeden dieser Auslieger- oder Rest-Inselberge immer enger umgrenzt, bis er schließlich die kleinen, allgemein von unten auftauchenden Schildinselberge nicht mehr überragt.

Die jüngere Tamilnad-Fläche hat sich während ihres Werdegangs aber nicht nur horizontal (und leicht ansteigend) westwärts ausgedehnt, sondern sich auch allgemein langsam tiefer geschaltet. Dies geschah innerhalb der neu zugeschlagenen Wachstumsspitzen, wie wir zeigten, noch recht rasch. Je sanfter das allgemeine Gefälle der Ebene dabei wurde, desto langsamer erfolgte die weitere Tiefschaltung. Endlich setzt das Meeresniveau diesem Prozeß eine quasi-absolute Grenze. Aus diesem Grunde sind die heute noch aktiv von Erosionsbasen (Küsten oder Binnenbecken) ausgehenden Rumpfflächen stets besonders flach und einheitlich ausgeprägt. Sie stellen die kennzeichnenden Musterbeispiele dieses Relieftyps dar.

Am Westrand der Tamilnad-Ebene müssen wir über eine 400—700 m hohe Randstufe zu der Scheitelfläche von Bangalore emporsteigen. Diese reichte, wie wir sahen, ehemals weiter ostwärts. Aber ebenso, wie der relative Höhenunterschied zwischen beiden Flächen längs der heutigen Stufe nicht überall gleich groß ist, so war einst auch flächenhaft — über der heutigen Tamilnad-Fläche — der Vertikalabstand zwischen beiden regional verschieden. Die Jarvadi-Hills deuten heute noch eine Anschwellung der einst zusammenhängenden höheren Fläche an: hier beträgt (und betrug) dieser Vertikalabstand zwischen 500 und 700 m. Ostwärts wird er dann sehr rasch geringer und beträgt bei Tiruvannamalai sowie nördlich bei Chittoor (wo sich jene Zwischenfläche einschaltet) und Attimanjeri maximal nur noch etwas über 200 m. Die einstige Altfläche, die über der Inselbergflur von Madras-Chingleput vermutet werden darf, kann (gleichgültig ob wir sie als Fortsetzung der Bangalore- oder der Chittoor-Fläche betrachten) kaum noch 200 m über dem Niveau der heutigen Fläche gelegen haben. Dazwischen liegt jedoch am mittleren Palār zwischen den letzten Auslieger-Inselbergen östlich Vellore und den westlichsten Rest-Inselbergen bei Chingleput ein rundliches, in jeder Richtung 60 km messendes Gebiet, in dem

nicht nur alle höheren Inselberge fehlen, sondern auch Schildinselberge nur in der Nähe seiner Ränder häufiger auftauchen. Dafür treten hier besonders mächtige und vielschichtig aufgebaute Böden auf. Dies deutet auf ein epirogenes Senkungsfeld. In seinem Bereich dürfte der einstige Vertikalabstand beider Flächen sich stark verringert haben, ja es ist denkbar, daß hier beide Ebenen zusammenfallen, d. h. die ältere hier nie über die Flur der jüngeren gehoben wurde, sondern die jüngere einfach die Weiterentwicklung der älteren im \pm gleichen Niveau darstellt. Es ist das Gebiet, in dem der Palār heute nicht nur eine (wie wir sahen: wohl mindestens künstlich geförderte) Bifurkation zeigt, sondern auch sonst das Flußnetz Züge annimmt, die denen eines Binnendeltas ähneln. So muß man sogar mit der Möglichkeit rechnen, daß im Zentrum dieses Senkungsgebietes die ältere Fläche unter die jüngere hinabtaucht und letztere hier nur durch lokale flache Aufschüttung des Palār ihr Niveau hielt²⁰. Als sicher muß dank des nach Osten zunehmenden Gesamtgefälles der oberen Fläche und ihrer rekonstruierbaren Reste angenommen werden, daß diese weiter ostwärts außerhalb der Küste geschlossen bis zum Niveau der tieferen Fläche und darunter herabtauchte und dort heute unter jungen, der tieferen Fläche entsprechenden korrelaten Meeres-Sedimenten begraben liegt²¹.

Aus dem Gesamtbild des Verhältnisses beider Rumpfflächen gelangen wir zu dem Schluß, daß auch die ältere einst auf die Erosionsbasis des Meeres eingestellt war und von da mit ähnlichem Gefälle wie die heutige Tamilnad-Fläche gleichmäßig-sanftkonkav auf den Scheitel von Dekan hinaufführte. Dank dieses Gefälles dürfte die Scheitelfläche in der Gegend des heutigen Bangalore schon damals 600—700 m erreicht haben. Dann trat eine epirogene Störungsphase ein. Sie bewirkte zweierlei. Einmal hob sie die alte Fläche im Scheitel von Dekan noch etwa 200—300 m im Block empor. Zweitens wurde diese Fläche dabei nach O, zum Golf von Bengalen in weitgespannter Flexur (ähnlich der N-Flanke des Erzgebirges) abgebogen. Aber dies geschah nicht gleichmäßig, sondern in flachen Wellen. Das morphologische Erbe einer ersten küstennahen solchen Schwelle sind die in SW-NO ziehenden Inselbergswärme von Tiruvannamalai und Chingleput-Madras. Nach Westen folgt das Senkungsgebiet am mittleren Palār. Eine zweite, starke solche Wölbungszone wird durch die Erhaltung des großen Inselgebirges der Jarvadi-Hills mit seinen hochgelegenen Altflächen an-

20 Schon oben (Kapitel IX) betonten wir, daß im Bereich solcher Rumpfflächen mit ihrer überall mächtigen Bodendecke wie bei keinem anderen Relieftyp der Welt sich Abtragungs- und Aufschüttungsbereiche ohne Randstufe, Arbeitskanten oder sonstige morphologisch-topographische Markierungen aneinanderschließen.

21 Diese Umstände ähneln außerordentlich dem sanften Nordabschwung der Erzgebirgsschwelle zur Leipziger Tieflandsbucht. Auch hier hat sich im Tertiär eine Rumpftreppe herausgebildet. Von der Scheitelfläche steigt man nach N über mehrere Stufen auf eine jüngste (pliozäne) Fläche herab, die dann in die Aufschüttungs-Oberfläche der gleichaltrigen korrelaten Ablagerungen übergeht. Unter diesen Sedimenten liegen aber bei Leipzig und Halle die Fortsetzungen der älteren Flächen begraben. Zum Unterschied von Süd-Indien ist nur im Erzgebirge die ganze Rumpftreppe heute völlig außer Kraft gesetzt und von schmalen, tiefen Pleistozäntälern bis auf Reste zerschnitten.

gedeutet. Möglicherweise entspricht der eigenartige Lauf des oberen Palār und die so auffällige Breite des Flächenpasses nördlich Tiruppattur sowie das in der südwestlichen Fortsetzung dieser „Rumpfflächengasse“ gelegene Inselbergarme Gebiet im oberen Ponnaiyār — nördlich Dharmapuri — wieder einer schwachen relativen Senkungszone (in deren nordöstlicher Fortsetzung auch die „Zwischenfläche“ von Chittoor liegt). Eine letzte deutliche Flexuraufbiegung führte dann westwärts zu der im Block gehobenen Scheitelfläche hinauf. Es ist die Zone, der heute die aktive Haupt-Randstufe zwischen der tieferen und der höheren Fläche folgt. Natürlich war nur ihr erster Anlaß eine epirogene Aufwölbung; das morphologisch sichtbare Bild der Stufe ist, wie wir sahen, sowohl im Querprofil wie in dem durch Dreiecksbuchten gegliederten Längsverlauf eine *reine exogene Denudationsstufe*! Es ist dabei durchaus möglich, daß auch diese letzte Aufwölbung gegenüber der Scheitelfläche noch etwas Randschwellencharakter trug, d. h. stellenweise eine noch etwas stärkere Heraushebung erfuhr als der Zentralteil dieser Fläche bei Bangalore selbst. Denn es treten im Bereich dieser Randstufe der Ost-Ghats (besonders zwischen Hosur und Krishnagiri) eine Reihe von Inselbergen auf, die an Höhe (bis fast 1 400 m) nicht nur diesen Zentralteil dieser Scheitelfläche um Bangalore (900 m), sondern auch die dieser aufgesetzten Inselberge (um 1 000 m) deutlich übertreffen²².

Gegenüber dieser wellenförmigen Aufwölbung im Inneren Dekans blieb die ältere Fläche in Küstennähe weit zurück. Bei schwacher oder fehlender Hebung folgte hier nur die langsame weitere Tiefschaltung der Fläche, die bei annähernd gleichbleibenden Höhenverhältnissen auf die Koromandel-Küste als Erosionsbasis eingestellt blieb. Damit war der Ansatzpunkt der jüngeren Flächenbildung geschaffen. Sie fiel in den Senkungsgebieten mit der alten zusammen. In den — überwiegenden — Hebungsbereichen fraß sie sich aber von ihrem tiefer liegenden Niveau aus in jene ein. Dies geschah (und geschieht) bei dem hier herrschenden Abtragungsmechanismus weithin mit einer steilen Denudations-Randstufe, deren Fuß die Arbeitskante SB-Akk scharf hält. Das Vordringen der tieferen Fläche und das Zurückweichen dieser Randstufe erfolgt in Wachstumsspitzen (Dreiecksbuchten), die zuerst den schmalen Talpforten in der Stufe folgen, sich dann aber rasch verbreitern und dabei vor allem an Kluftbündeln und Schwächezonen vordringen. Diese alten Kluftsysteme zeigen oft ähnliche Streichrichtungen wie die späteren epirogenen Aufwölbungen²³. Hierbei fördern die Zonen geringerer Hebung die rasche Aufzehrung der älteren Fläche durch die jüngere. Denn wo der Vertikalabstand beider Flächen gering ist, ist zum Ersatz der älteren durch

22 Auch an der NW-Seite dieses Zentralteils ragen bei Chic Ballapur — wieder in einem Randstufenbereich — besonders hohe Inselberge als weithin sichtbare Landmarken bis 1400 m auf. So hat es den Anschein, als ob der als Rumpffläche noch besonders gut erhaltene Zentralteil der Ebene von Bangalore innerhalb seiner In-Block-Hebung wieder ein schwaches relatives Senkungsgebiet im Rahmen der allgemeinen Aufwölbung darstelle.

23 Daß ältere tektonische Leitlinien in späteren Bewegungsphasen wieder aufleben, ist ja auch sonst eine häufige Erscheinung.

die jüngere eine geringere Abtragungsleistung nötig und damit ein rascheres Vordringen der Randstufe möglich.

Von allen diesen Umständen wird der stark gebuchtete Verlauf der Randstufe bestimmt, wie wir ihn heute vor uns sehen (s. Abb. 5). Diese Stufe bildet nicht nur den Steilabfall der Ost-Ghats nach O, sie tritt auch vor dieser Stufe als scharfer Denudationsrand rings um jedes Inselgebirge und jeden einzelnen hohen Inselberg wieder auf.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Scheitelfläche von Bangalore sich ihrerseits in genau derselben Weise an den sehr deutlichen Denudationsstufen, die sie überall von noch höher aufragenden Geländeteilen trennen, durch subkutane Seitendenudation gegen jene vorschiebt²⁴. Allerdings bilden diese höheren Geländeteile nicht etwa ein „zentrales Bergland“ mitten auf der Fläche. Vielmehr handelt es sich um einzelne höhere Inselberge, die sie überragen und sich — wie schon betont — vor allem in ihren Randzonen befinden.

So kommt es, daß wir im Bereich und östlich der hohen Inselberge zwischen Hosur und Kolar zugleich auch die Untergrenze der Hochfläche von Bangalore gegen die 5—35 km breite Zertalungszone erreichen, die von ihr zur Randstufe der Tamilnad-Fläche hinabführt. Ähneln sich beide Flächen an ihren Obergrenzen, so sind ihre Untergrenzen vollkommen verschiedenartig. Die Tamilnad-Fläche stößt unten ans Meer und damit an eine überall gleich hohe quasistabile Erosionsbasis. Solange keine neuen Krustenbewegungen oder länger dauernde Meeresspiegel-Schwankungen eintreten, liegt hier ein fester Bezugssaum für die — mit zunehmender Abflachung freilich immer langsamer fortschreitende — Gefällsverminderung und Tiefschaltung der Tamilnad-Fläche vor, denn unter diese Bezugsbasis ist keine Eintiefung mehr möglich!

Demgegenüber ist die Untergrenze der Bangalore-Fläche in dreifacher Hinsicht ein labiles Gebilde. Einmal sind hier die Spuren der alten, mit der einstigen Hebung verbundenen Krustenbewegungen nicht auf eine neue Bezugsbasis ausgeglichen, sondern bestehen in der zwischen 700 m und 900 m schwankenden Höhenlage unzertalter Unterrand-Stücke der Altfläche bis heute fort. Zweitens werden diese schon ungleich hoch liegenden Flächenstücke nun nach unten von Talhängen und Talgefäßen begrenzt, die ihrerseits in der Obergrenze der Tamilnad-Fläche schon keine gleichhohe Bezugsbasis besitzen und obendrein von dort aus heute ganz verschieden weit, mit ganz verschiedenen Taltiefen und Hangneigungen in die höhere Fläche zurückgreifen. Drittens: Endlich ist auch dieser horizontal und vertikal so ungleich ausgestattete Unterrand kein stabiles Gebilde, sondern eine konkave Arbeitskante, an der sich diese Zertalungszone ständig aktiv gegen das Innere der Hochfläche von Bangalore vorschiebt. Da in dieser Zertalungszone — wie in jeder auf der Erde, denn das gehört zur Definition einer solchen — die Flußerosion der führende Abtragungs-

24 Unser Beispiel Abb. 2 und Bild 2 zeigt ja einen — durch Zufall besonders gut erschlossenen — Beispielfall dieser Denudationsstufe.

vorgang ist, greift die Zertalung längs der großen Flüsse am weitesten gegen das Innere der Bangalore-Fläche vor, so daß sich ihr Unterrand zu einem sehr gewundenen Verlauf auflöst. Nur im Zentralteil dieser Fläche ist zwischen dieser von allen Seiten vordringenden Randzertalung (und den mehrfach gerade in deren Bereich der Fläche aufsitzen den hohen Inselbergen) noch ein ansehnlicher Flächenrest im Gebiet von Bangalore, Hoskote, Kolar, Chintamani und nordöstlich davon bis heute unversehrt erhalten geblieben. Die Millionenstadt Bangalore zieht aus dieser Zentrallage mehrfachen Nutzen.

Wenn LOUIS (1964, S. 65 und an anderen Stellen) behauptet, daß „die Bildung bzw. die Vervollkommnung von Rumpfflächen in Tanganjika . . . unabhängig von der Meereshöhe“ herrsche, und „aktive Rumpfflächenbildung“ dort von unter 100 m Seehöhe bis zu 800 m hinauf wirke, so kann er dabei nach unseren Ergebnissen nur die Verhältnisse am Oberrand, aber nicht die am Unterrand solcher ganz verschieden hoch gehobenen Flächen verglichen haben. Wohl können länderteilweite — uralte angelegte — Riesenrumpfflächen wie die innersudanische, die von der Erosionsbasis des Meeres 1000 km und mehr ins Binnenland zurückgreifen, bei den genannten Mittel-Gefällswerten an ihrem kontinentalen Oberrand gelegentlich 800 m, ja 1 000 m Seehöhe (und darüber) in einheitlichem, nicht von Rumpfstufen unterbrochenem Anstieg erreichen. Aber die höheren Flächen von Rumpftreppen, die durch Stufen und Zertalungszonen von tieferen Rumpfflächen getrennt sind, wachsen nur noch an ihrem Oberrand durch den Prozeß der subkutanen Seitendenudation in der gleichen Art wie die tieferen weiter. An ihrem Unterrand werden sie stets von der nächsttieferen Fläche her zertalt und aufgelöst. Trotzdem können sie noch lange erhalten bleiben, denn die Zertalungs-Auflösung von unten her schreitet beim Typ der tropischen Gebirgstäler (s. u.) lange nicht so rasch und vor allem nicht so gleichmäßig tief nach rückwärts weiter, wie etwa die Zertalungsvorgänge in den „Talbildungszonen“ der Mittelbreiten und vor allem der Kaltklimate.

Alle solchen hochgelegenen Flächen sind nach unseren Erfahrungen einst in der Nähe einer lange festliegenden Erosionsbasis angelegt und erst nachträglich gehoben worden. Hier findet auch in den Tropen nur eine viel zähere Erhaltung und Oberrand-Weiterbildung, aber keine Neuanlage von Rumpfflächen statt, weil dafür jede geeignete Bezugsbasis fehlt²⁵.

Das Alter dieser Aufwölbung ist vorerst nur in weitem Rahmen bestimmbar.

25 Die einheitliche feste Niveaufläche des Meeres oder eines kontinentalen Binnenbeckens sowie eine durch lange Zeit gleichförmig schwache Hebung der benachbarten Festlandscholle sind neben einem wechselfeuchten Klima unabdingbare Voraussetzungen für die Anlage solcher weiter hyperflacher Abtragungsebenen. Wir kennen keinen Vorgang auf der Welt, der es den Flüssen erlauben würde, beim Rückschreiten in ein Gebirge von einem bestimmten Oberlaufniveau an plötzlich zu so flachem Gefälle überzugehen, und der vollends dann — hoch über dem Meer — der Anlaß zur Neuanlage eines so extremen Abtragungs-Flachreliefs werden könnte. Auch das Auftreten sehr harter flachlagernder Schichten kann eine solche Entwicklung niemals erzwingen. Alle solchen höheren Flächen einer Rumpftreppe sind vielmehr in der Nähe des Meeresspiegels angelegt und nachträglich epigenetisch gehoben worden. Nur so ist auch in Tafelländern das Abtragen mächtiger Pakete weicher Schichten über den „stufenbildenden“ harten bei

Die über 1/2 Mill. qkm ausgedehnten, mächtigen Trappdecken NW-Dekans entstammen — mit schwachen späteren Nachphasen — in der Hauptsache verschiedenen, durch Lateritdecken deutlich getrennten Ergüssen aus der Zeit vom Dan bis ins untere Eozän. Sie ergossen sich über eine nach langen tektonischen Ruhezeiten noch tiefliegende Festlandsscholle. Die nachträgliche Hebung erfolgte vorwiegend als flache Aufwölbung mit geringer germanotyper Falten- und Bruch-Begleittektonik. Ähnlich wie dies CLOOS (1942, 1948) und KNETSCH (1954, 1957) für die gleichartige junge Oberbau-Tektonik der syrisch-arabischen Scholle und Ägyptens nachwiesen, war auch diese posteoazäne Aufwölbung der Dekan-Scholle vermutlich eine Ausstrahlung des südwärtigen Horizontalschubes der nördlich benachbarten großen alpidischen Faltungszone. Die Hauptfaltung des Himalaja fällt nach unserer bisherigen Kenntnis ins Oligozän und Untermiozän. Nimmt man an, daß die dadurch verursachten Aufwölbungen im altkonsolidierten gondwanischen Vorland diesen Überschiebungen zeitlich etwas nachhinkten, so ergäbe sich auch für die von uns beobachtete Hebungsphase S-Dekans ein etwa miozänes Alter. Viel älter wird man diese Epirogenese nicht ansetzen dürfen. Aber wir tragen auch Bedenken, die Hauptphase dieser Bewegung jünger anzusetzen. Schließlich ist die gesamte Ausbildung der großen, schon weit landeinwärts in den Hebungsbereich vorgedrungenen Tamilnad-Fläche ja erst nach dieser Aufwölbung erfolgt. Zu der hierbei geleisteten Gesteinsabfuhr war auch bei der energischen flächenhaften Abtragung, die hier herrscht, sicher ein langer Zeitraum nötig. Die zwölf Jahrmillionen des Pliozän und Pleistozän dürften dafür ein Minimum darstellen ²⁶.

Schwächere Nachbewegungen der Himalaja-Faltung entsprachen nur noch etwa der Molassefaltung am Alpennordrand. Sie betrafen noch die in der Hauptsache das Miozän (DEHM, 1963) und Pliozän (mit ihren jüngsten Gliedern auch noch das ältere Pleistozän) umfassenden Siwalikschichten. Vermutlich wurden diese Nachphasen auch noch von schwachen weiteren Hebungen der Dekan-Scholle begleitet. Aber diese waren offenbar so schwach und vollzogen sich so langsam, daß der geschilderte flächenhafte Abtragungsmechanismus auf der Tamilnad-Fläche ihnen erfolgreich Widerpart halten konnte. Denn die völlig gleichmäßig und ganz flachkonkav zum Meere abgedachten Gefällsverhältnisse dieser Fläche zeigen trotz ihrer offenkundig alten Anlage keine morphologischen Spuren tektonischer Störungen mehr.

gleichzeitiger Umwandlung von deren Oberflächen in „Schnittflächen“ (Kappungsebenen) zu erklären (s. auch Anm. 41, S. 81).

Trotz besonders starker Hebung noch erhaltene Rumpfflächen finden sich in Äthiopien noch in 4000 m Höhe. Sie liegen dort schon über der Zone der warmen Tieflandsstufen des Tropenklimas und haben schon eine entsprechende Umwandlung ihrer Bodendecke, der Denudationsvorgänge und des Kleinreliefs erfahren (BÜDEL, 1954). Die von unten heraufgreifende Zertalung ist dank der raschen Hebung des Hochlands so energisch, daß es an den Rändern dieser Scholle vielfach zum „Abreißen“ der Denudation und Erosion kam (s. S. 78/79).

- 26 Nach Angaben von MACHATSCHKE (1955, II, S. 215) liegt das marine Oberpliozän auf der südlichen Fortsetzung unserer Tamilnad-Ebene bereits auf der auch dort die Küstenebene einnehmenden Rumpffläche. Dies würde unsere obige Altersdeutung bestätigen.

XII. Der Stufenbereich zwischen Tamilnad- und Bangalore-Fläche: das „Tropische Gebirgsrelief“ bei starker und das „Tropische Rückenrelief“ bei beginnender Zertalung von Rumpfflächen

Als letzte Aufgabe in unserem engeren Arbeitsgebiet verbleibt uns noch die Darstellung der 5—35 km breiten Zertalungszone, die von der oberen Randstufe der Tamilnad-Fläche zurückgreifend, die untere Randzone der Fläche von Bangalore in Rücken und Riedel auflöst. Wir beschränken uns bei dieser Betrachtung auf den S-Teil dieser Zone, wo diese Zertalung den ganzen Stufenbereich zwischen Tamilnad- und Bangalore-Fläche umfaßt, während im N-Teil dieser Abfall durch die Zwischenfläche von Chittoor zweigeteilt ist.

Im Gegensatz zu den beiden großen Flächen ober- und unterhalb wird diese Zone von der zentralen tropischen Talbildung beherrscht. Dabei lassen sich jedoch deutlich zwei Relieftypen unterscheiden. Sie sind auf Abb. 5 durch zwei verschiedene Signaturen: als das steil zerschnittene Tropische Gebirgsrelief (Schräg-Schraffur) und als das nur sanft zertalte Tropische Rückenrelief (Horizontalschraffur) unterschieden. Eine scharfe Grenzziehung zwischen beiden Bereichen war mir nicht möglich, sie unterblieb daher auf der Karte (s. u. S. 66). Bemerkte sei ferner, daß wir die Begriffe (a) „Tropisches Gebirgsrelief“ und (b) „Tropisches Rückenrelief“ jeweils als kurz geprägte Termini für Relieftypen verwenden, die sonst etwa wie folgt bezeichnet werden müßten:

bei (a): „Wechselfeucht-tropisches Gebirgsrelief“ oder „Savannenklima-Gebirgsrelief“ oder „Gebirgsrelief im Bereich der tropischen Flächenspülzone“, und

bei (b): „Wechselfeucht-tropisches Rückenrelief“ oder „Savannenklima-Rückenrelief“ oder „Rückenrelief im Bereich der tropischen Flächenspülzone“.

Das tropische Gebirgsrelief schließt sich unmittelbar hinter der Randstufe an, besonders, wo diese steil und mit großem Höhenunterschied ansteigt. Die Auflösung des Plateaurandes erfolgt hier durch Kerb- und Kerbsohlen-Täler mit jener deutlichen Stufung im Längsprofil, wie wir sie aus allen tropischen Gebirgen — im Extrem etwa von den Außenabstürzen des Äthiopischen Hochlandes her — kennen²⁷. Die Hänge dieser in die Randstufe eingesenkten Kerben erreichen oft die Steilheit von Inselbergflanken. Die Rotlehmdecke ist dünn und lückenhaft, weithin treten nackte Felshänge auf. Talsohlen sind nur in den größeren Tälern vorhanden. Diese sind zugleich die einzigen Täler unseres Arbeitsgebietes, die echte Flußterrassen aufweisen²⁸. In den schmalen

27 N. KREBS erwähnt mehrfach den auffälligen Längs-Stufenbau des Palär-Tales und seiner Nachbartäler (1935, S. 213). Er schreibt aber jeder Stufe im Tal-Längsprofil ein Flächenniveau innerhalb einer mehrgliedrigen Rumpftreppe zu. Das trifft gelegentlich — etwa bei Chittoor — zu. Die meisten Knicke im Längsprofil dieser Flüsse sind aber an harte Granitschlieren geknüpft, welche für die erosionsschwachen, schuttarmen Tropenflüsse auch im Gebirge starke Hindernisse bilden.

28 Die selbständige Entdeckung und subtile Untersuchung der z. T. sehr mächtigen Aufschüttungsterrassen in diesen Tälern ist ein Verdienst von H. BRUNNER (1964) der hierüber ausführlich berichtet wird.

Seiten-Kerbtälern sind die Felsbetten der Flüsse oft schuttarm. Je steiler das Längsprofil dieser Flüsse ist, desto mehr dürfte sich der hier herrschende Erosionsvorgang dem außertropischer Gebirgstäler annähern. Dies wird — neben dem nur hier auftretenden Terrassenphänomen — auch dadurch unterstrichen, daß nur an den Talhängen dieses Gebirgsreliefs die Doleritgänge, die den Granit durchschlagen, morphologisch scharf herauspräpariert sind.

Je sanfter dagegen das Längs- und Querprofil solcher Täler wird, desto mehr weicht der darin wirkende Erosionsvorgang von den Prozessen ab, die in den Ektropen zur Talbildung führen. Allgemein ist dies im Bereich des tropischen Rückenreliefs der Fall, das wir hiermit als einen durchaus eigenständigen tropischen Relieftyp einführen. Wir stießen schon auf früheren Reisen auf Vorkommen dieses Typs: so in Teilen von Obervolta, im Bereich der Küstenebenen von Guinea und Ghana und in mittelhohen Lagen Hochsomalis, ohne ihn bis jetzt näher analysiert zu haben ²⁹.

Das tropische Rückenrelief ist ein Formentyp, der im Savannenklima der wechselfeuchten Tropen zwischen den unzertalten Rumpfflächen und dem steil zertalten tropischen Gebirgsrelief vermittelt und dort etwa den morphographischen Typ des ektropischen Hügel- und Plattenlandes vertritt, aber, wie wir sehen werden, mit sehr deutlichen genetischen Unterschieden. Geographischer Ort seines Auftretens sind die Fälle, wo tropische Rumpfflächen nur eine langsame und geringe Heraushebung über eine benachbarte Erosionsbasis erfuhren: sei es eine anschließende, sehr ausgeglichene tiefere Fläche oder das Meeresniveau. Das ist bei den soeben genannten Beispielen der Fall. Ebenso kann es zur Ausbildung dieses Relieftyps kommen, wenn der Unterrand einer kräftig gehobenen Rumpffläche zwar sehr stark zertalt ist, aber von dort in einer landeinwärts anschließenden Zone nur flach eingesenkte Muldentäler weiter ins Innere der gehobenen Fläche zurückgreifen. Das ist in der entsprechenden Randzone der Bangalore-Fläche der Fall: so zwischen Kolar, Krishnagiri und Ambur. Hier wurden die Ausläufer der Bangalore-Fläche so wenig gehoben, daß das nur sanft zertalte tropische Rückenrelief bis zur oberen Randstufe der Tamilnad-Fläche herabreicht.

Gerade dieses Beispiel eines tropischen Rückenreliefs hat eine Reliefenergie, die mit 20—50 m (im Extremfall um 100 m) auf 5 km Distanz den sanfteren Varianten ektropischer Hügel- und Riedelländer, etwa des Tertiärhügellandes in Niederbayern, in der Oststeiermark oder in Siebenbürgen ähnelt. Aber dies ist auch die einzige Ähnlichkeit! Denn mit vielen anderen Wesenszügen

29 Es ist ein Verdienst von H. LOUIS (1964), daß er sich als Erster dieser Aufgabe widmete. Wie bei den Rumpfflächen betrachtet er indessen auch diesen Relieftyp nicht als Ganzes, sondern nur den eigenartigen flachen Muldentyp, der das tropische Rückenrelief jedoch nur als ein charakteristischer Wesenszug neben anderen kennzeichnet. Er sprach hier von „Kehltälern“, während ich dafür den Terminus „Spültäler“ vorschlage (s. S. 64/66). Auf Grund der topographischen Aufnahme einzelner Talindividuen in Tanganyika kommt er für die Gründe der regionalen Verteilung dieses Taltypus zu Ergebnissen, denen wir für die Bildung und die Verbreitung des Relieftyps nicht zustimmen können (s. u. S. 74, insbes. Anm. 36).

weicht es von diesen Beispielen ab und behauptet seine genetische Selbständigkeit. Wir stellen im folgenden diese Züge zusammen:

1) Der wichtigste Zug ist das **Fehlen scharfer Arbeitskanten** — konkaver wie konvexer — an den Talflanken dieses Relieftyps. Diese „Spültäler“ haben ein flaches, muldenförmig durchhängendes Querprofil. Auch wenn ebene Talgründe (Hochwasserbetten) vorhanden sind (also Mulden-Sohlentäler vorliegen), sind deren Ränder im Normalfall nicht durch Seitenerosions-Arbeitskanten markiert. Vielmehr geht (wie bei den Spülmulden) Hangfuß und Talmulde sanft ineinander über. Aber die größere Hangneigung trennt diese Spültäler dennoch von den Spülmulden. Man kann im Einzelfall alle Übergänge von $< 2^\circ$ zu $> 2^\circ$ und dann zu steileren Böschungen verfolgen (worauf LOUIS, 1964 das Hauptgewicht legt). Aber in der Masse der Fälle treten die Spültäler alsbald mit steileren Böschungen auf: von 3° — 6° , ja bis 12° , gelegentlich auch bis zu 20° (bei so steilen Hangneigungen tritt das unten in Pt. 12 geschilderte Phänomen und bald schon der Übergang zu tropischen Gebirgstälern auf). Bei 20—50 m Taltiefe — selten darüber — sind diese Spültäler am Oberland 500—1 000 m, in Extremfällen auch bis 2 000 m breit. Im Talgrund sind die leuchtenden Rotlehme der Hänge öfter zu Grau- oder Gelblehm degradiert und die Vegetation zeigt erhöhte Feuchtigkeit an. Vollkommen eingebnete Talsohlen mit ausgespülter Feinsanddecke treten stark zurück; die reine Muldenform des Talgrundes überwiegt bei weitem.

2) Die zwischenliegenden **Rücken**, die als Vollformen dieses „Rückenrelief“ beherrschen, sind häufig noch breiter als die lichte Öffnung der Täler. Auch ihre Oberfläche entsteigt stets knicklos, ohne konvexe Arbeitskanten den benachbarten Spültalhängen. Damit zeigt auch die Rückenoberfläche ein sanftgewölbtes Querprofil, so daß Hohl- und Vollformen gleichförmig-sanftwellig ineinander übergehen. Gerade das ist das typische, immer wiederkehrende Bild des tropischen Rückenreliefs. Nur wenn die Rücken breiter als die Täler sind, tragen sie noch fastebene Altflächenreste, aber auch dann fehlen an deren Rändern scharf-konvexe Arbeitskanten³⁰.

Quer zur allgemeinen Abdachungsrichtung gemessen sind benachbarte solche Rücken stets ähnlich hoch, in dieser Richtung fallen sie gleichmäßig sanft ab, mit den gleichen niedrigen oder nur wenig höheren Gefällswerten wie echte Rumpfflächen. Schon dies deutet darauf hin, daß sie als zerschnittene Restriedel einer solchen entstammen. Dazu kommt, daß

3) alle diese breiten, sanft abgedachten Rücken **Abtragungsflochformen** sind. Wie nichtzertalte Rumpfflächenstücke greifen sie in Süd-Indien über die verschiedenen Härtevarianten des granitischen Untergrunds ungestört hinweg. Flachlagernde harte Schichten oder Aufschüttungsdecken (etwa nach

30 Daß die Rücken durch scharfe Randkanten begrenzt werden, wenn dort zufällig gerade eine flachlagernde harte Schicht ausstreicht (LOUIS, 1964, S. 45, Profil 5), ist ein petrographisch bedingter Lokalfall, dem wir keine generelle Bedeutung für die Erklärung des exogenen Abtragungsmechanismus beimessen. In unserem indischen Arbeitsgebiet tritt dank seiner Lage im altgepreßten Kristallin dieser Lokalfall nicht auf.

Art der „Decken-Schotter“ der Iller-Lech-Platte) sind dort nirgends die Ursachen ihrer Höhengleichheit.

4) Auch im Bereich des tropischen Rückenreliefs treten stellenweise hohe Auslieger- oder Rest-Inselberge auf, so die schon erwähnten, z. T. besonders hohen südöstlich Hosur. Diese sitzen dann stets den breiten Rücken auf, sie erheben sich nie unmittelbar aus den Tiefen der Spültäler. Über diese Rücken erheben sie sich stets mit scharfen Akv-Arbeitskanten (Abb. 5). Auf den Rumpfflächen liegen damit auch im Bereich des tropischen Rückenreliefs die beherrschenden Arbeitskanten noch am Fuß dieser Inselberge und nicht im Talbereich (erst im tropischen Gebirgsrelief ändert sich das). Wir sehen darin ein weiteres Zeichen dafür, daß dies Relief aus einer alten Rumpffläche durch langsam einsetzende lineare Zerschneidung hervorgegangen ist. Die Rücken sind allmählich steilflankiger werdende Spülscheiden, die Spültäler langsam vertiefte Spülmulden.

5) Die Rücken sind im Grundriß langgestreckt und ziemlich geradlinig, wobei sie in der Längsrichtung sanft abfallen. Ihre Auflösung in isolierte Hügel durch kleine Seitentäler tritt zurück.

6) Ganz ähnlich langgestreckt sind die Spültäler. So ähnelt ihr Grundriß noch dem der Spülmulden. Auf lange Strecken treten dabei Seitentäler zurück. Erst im Oberlauf entspringen sie oft aus mehreren, sehr spitzwinkelig aufeinander zusammenlaufenden Quell-Spültälern. Natürlich sind besonders diese Quelltäler und die anschließenden Oberlaufstrecken in der langen Trockenzeit oft völlig wasserlos. Hier treten erkennbare Hochflutbetten so gut wie nie auf, selbst die Bodendegradierung tritt zurück, so daß Rotlehme auch den Talgrund erfüllen (Bild 7) und nur das Pflanzenkleid dort auf erhöhte Bodenfeuchtigkeit weist. Nach oben werden die Quell-Spültäler durch flach-halbrunde Quellnischen begrenzt. Diese ähneln den obersten, symmetrischen Laufstücken der kaltzeitlichen Dellen Mitteleuropas (HELBIG, 1965).

7) Weder diese Quell-Spültäler noch der weitere Verlauf der Spültäler zeigt irgendwo eine durchgreifende Asymmetrie. Vielmehr ist ein weithin symmetrischer Querschnitt für sie charakteristisch.

8) Die Spültäler zeigen auch — wie die Spülmulden — nur ganz leichte Talwindungen. An ihnen ist der in den Ektropen regelmäßig auftretende Böschungs-Unterschied von Prall- und Talhang nicht zu beobachten. Wir haben auf diesen Umstand sehr geachtet und nirgends eine Ausnahme gefunden (von den in Pt. 12 erwähnten Sonderfällen abgesehen). Dies bezeugt, daß nicht nur heute, sondern auch im ganzen Entwicklungsgang solcher Spültäler die fluviale Seitenerosion keine irgendwie bedeutende Rolle spielte.

9) Ein weiterer Umstand bekräftigt dies Ergebnis: die so regelmäßig-muldenförmigen Spültäler enthalten (wie die Spülmulden) nirgends Flußterrassen.

10) Die Spültäler haben ein unausgeglichenes Längsprofil mit langen gefällsarmen Strecken zwischen kleinen markanten Felsstufen. Sie liegen damit in der Reihe aller tropisch-humiden Hohlformen, die von den Spülmulden

über diese Spültäler bis zu den Kerb- und Kerb-Sohlentälern des tropischen Gebirgsreliefs reicht. Aus Spülmulden haben sie sich entwickelt, in Kerbtäler gehen sie oft talab über. Bei all diesen Typen tritt die Fähigkeit zur Tiefenerosion so weit zurück, daß die Flüsse kein ausgeglichenes Längsprofil bilden können, sondern an jedem härteren Gesteins-Querriegel „aufgehängt“ sind! An Stelle des bis in den Oberlauf tief eingeschnittenen, konkav durchhängenden Längsprofils vieler Ektropenflüsse tritt ein gestuftes, im Gesamtverlauf oft konvex gestaltetes Längsprofil, das in weiten Oberlaufstrecken erst ganz wenig eingetieft ist.

Neben den steileren Flankenböschungen trennen noch zwei bedeutende Züge die Spültäler von den Spülmulden, nämlich:

11) Die **B o d e n d e c k e** auf den weitgewölbten Rücken, insbesondere auf den Spülflanken ist **w e s e n t l i c h d ü n n e r**. Auch KREBS (1939) scheint dies schon aufgefallen zu sein. Auf den Rücken wird die Rotlehmdecke nur noch gelegentlich mehr als 2 m mächtig. An den Talhängen ist sie oft noch dünner und vielfach lückenhaft. Rücken wie Hänge, und diese wiederum um so mehr je steiler sie sind, werden oft so dicht von Schildinselbergen durchragt, daß diese auch zu förmlichen Grundhöcker-Felsplatten zusammengeschlossen sind (Bild 7). Man kann da — besonders bei und südlich Hosur — Landschaftsbilder antreffen, die verblüffend an die eisüberformten Rundhöcker-Felsfluren Süd-Schwedens erinnern³¹. Die Trockenfelder sind hier immer wieder von flachen, kahlen Granitschilden oder großen Granitblöcken durchragt, welche die Bauern — genau wie in Süd-Schweden — in generationenlanger Arbeit zu beseitigen suchen.

12) Ein letzter Charakterzug erscheint zwar allgemein erst dort, wo die Spültäler des Rückenreliefs talab in die stärker eingeschnittenen Kerbtäler des Gebirgsreliefs übergehen. Er kann aber isoliert auch schon innerhalb des Rückenreliefs an Talstrecken unterhalb einer Gefällsstufe auftreten, um nach einer gewissen Strecke zunächst wieder zu verschwinden. Es handelt sich um die Bildung von steil eingeschnittenen jüngeren Erosionsrissen, **T o b e l n**, am Grund der Muldentäler. Das charakteristische Beispiel von Bild 8 (südöstlich Hosur) ist dabei erst 5—7 m in die Mulde eingetieft. Dazwischen liegt aber schon eine 20—25 m breite horizontale Talsohle aus Sand. In ihrem Bereich werden besonders viele Grundhöcker bloßgelegt (Bild 8, Vorder- und Mittelgrund). Die scharfen Arbeitskanten dieses „Tales im Tal“ zeigen, daß hier Seitenerosion wirksam ist. Zeigen solche Tobel Windungen, so sind an diesen die Unter-

31 Die Lautverwandtschaft der Termini: „Grundhöcker“ und „Rundhöcker“ ist mit Absicht gewählt, um das ähnliche Erscheinungsbild dieser beiden Reliefotypen anzudeuten. In dessen dürften auch genetische Beziehungen vorliegen. Sowohl in Schweden wie auf dem Kanadischen Schild liegen nach vielen Beobachtern alte Rumpfflächen aus der Zeit der „Alten Tropenerde“ vor. Die pleistozänen Inlandeisdecken haben dann deren Grundhöckerrelief in ihrer Strömungsrichtung überformt. Dies geschah vor allem durch weitere Ausschürfung der in dieser „Vorzugsrichtung“ verlaufenden Klüfte, die heute Tiefenlinien und Seenketten bilden. Für Kanada wies BROCHU (1959, 1962) auf solche Beziehungen hin, die warmzeitlich-präglaziale Vorarbeit setzt er freilich m. E. zu alt an.

schiede von Prall- und Gleithang voll ausgeprägt. Manchmal gehen von solchen gewundenen Tobeln auch Seiten-Erosionsrisse nach Art der „soil erosion“ aus.

Aus diesen Wesenszügen läßt sich auch die Genese des tropischen Rückenreliefs und seine Stellung im Rahmen der übrigen Relieftypen ableiten.

Das tropische Rückenrelief ist ein echtes Talrelief. Soweit stimmen wir LOUIS (1964, a, b) zu. Aber gerade als solches ist es vom Relieftyp der Rumpfflächen scharf zu trennen. Auf der anderen Seite ist es jedoch auch ein Talrelief völlig eigenständiger Prägung, das sich nicht nur von den Tallandschaften etwa der Mittelbreiten-Ektropen, sondern auch dem Typus der wechselfeuchten tropischen Gebirge deutlich unterscheidet. In unserem Arbeitsgebiet liegt dieser sehr charakteristische Relieftyp unmittelbar zwischen dem stark zertalten Gebirgsrelief unterhalb und der noch unzertalten Bangalore-Fläche oberhalb.

Der charakteristische Taltyp des tropischen Rückenreliefs ist das „Spültal“ („Kehltal“ bei LOUIS). Es ist in unserem Arbeitsgebiet zumeist aus einer alten Spülmulde hervorgegangen. Spülmulden sind Elemente der Flächenbildung und dieser ganz eingefügt. Spültäler unterbrechen aber bereits bestehende Rumpfflächen: sie sind Elemente der Flächenzerstörung.

Außerlich besteht der Unterschied in weit stärkeren Hangneigungen (meist zwischen 3° und 12° , extrem 20°), weit geringerer lichter Öffnung, schmälere Talgrund und stärkerer Stufung im Längsprofil. Dazu kommt die dünnere Boden- decke und das häufigere Auftauchen des anstehenden Untergrunds.

Vergleicht man, wie LOUIS dies tut, die beiden Hohlformtypen isoliert, so kann man zwischen beiden Übergangsformen finden. Konkret ausgedrückt: folgen wir einer Spülmulde auf der Bangalore-Fläche abwärts, so kann in Fällen, wo kein flach-halbrunder Talschluß den Beginn der Linienabtragung deutlich markiert, eine Talstrecke von einigen 100 Metern vorhanden sein, innerhalb von der beim allmählichen Übergang der mittleren Hangböschung von $< 2^\circ$ zu $> 2^\circ$ die Ziehung einer scharfen Grenzlinie unmöglich ist.

Es ist nun ein weitverbreiteter Irrtum in der Geographie, daß das Fehlen einer „exakten“ Grenzlinie auf der Karte die Schärfe der logischen Trennung zweier Phänomene beeinträchtigt. In Wirklichkeit hat beides recht wenig miteinander zu tun. Fast alle Begriffe der Geographie sind komplexe Gebilde. In solchen Übergangssäumen ändern sich alle Erscheinungen nicht mit einem Schlage, sondern ein Zug nach dem andern setzt aus, bis endlich im Nachbargebiet der volle Typenwandel mit allen charakteristischen Zügen ausgeprägt ist³².

32 Wenn man 100 Geographen beauftragt, die Begriffe „Ozeanisches Europa“, „Schwarzwald“ oder „Allgäu“ auf der Karte mit einer Linie abzugrenzen, so ist nur eines sicher, daß man für jedes dieser drei Beispiele nicht zwei Grenzlinien erhält, die sich völlig decken. Das beweist nichts gegen die Gültigkeit der Ausscheidung dieser Begriffe mit ihren vielen völlig eigenständigen Zügen. Legt man nämlich die jeweils 100 Grenzlinien übereinander, so schließen sie eine Grenzzone ein, durch welche die betreffende Erscheinung logisch ebenso sicher abgrenzbar ist wie durch eine Grenzlinie.

Die Existenz von Übergangsformen bei allen komplexen Naturerscheinungen ist kein Argument gegen die Gliederung dieser Erscheinungen zu größeren logischen Ordnungen, in denen ein Grundprinzip aller Wissenschaft liegt. Der Übergang von den höheren Pri-

Selbst wenn man in unserem Arbeitsgebiet Spülmulden und Spültäler für sich allein nach ihrer statistischen Häufigkeit betrachtet, so findet man weit mehr reine Typen beider Formen als „Übergangstypen“. Sie sind aber außerdem streng regional den beiden Relieftypen der Rumpffläche und des Rückenreliefs zugeordnet, in die sie als inhärente Bestandteile eingebaut sind. Nur im Rahmen dieser Relieftypen treten ihre genetischen Unterschiede zutage.

Die Rolle der Spülmulden bei der Genese einer über ihre ganze Erstreckung aktiven Rumpffläche haben wir oben schon für die Tamilnad-Fläche dargestellt. Sie schließt sich an die fixe Erosionsbasis des Meeres an. Solange diese den gleichen Stand zum Land behält, können die Flüsse sich hier unmöglich weiter eintiefen. Auf der ganzen Fläche findet nur die geschilderte rein flächenhafte Abtragung durch den Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen statt, in den das hydrographische Netz, das sich natürlich darauf entfaltet, passiv einbezogen ist. Dieser Mechanismus kann bei fixer Erosionsbasis sogar einer leichten bis mäßigen epirogenen Hebung der betreffenden Scholle mit einer gleichgroßen Abtragung der Oberfläche entgegenwirken, d. h. also das bestehende Flächenrelief unverändert aufrechterhalten. Dabei bleibt das Verhältnis der Abtragung auf den Spülscheiden und in den Spülmulden stets 1 : 1, m. a. W.: die relativen Höhenunterschiede der Hohl- und der Vollformen nehmen nicht zu. Bei erlahmender Hebung oder Stillstand der Scholle — was auf einem Großteil der gondwanischen Urschollen in Afrika, Dekan, Australien und Brasilien offensichtlich der Fall ist — kann die weitere Entwicklung dieser Flächen nur zu einer immer weiteren Abflachung, d. h. weiteren Abnahme der relativen Höhe führen. Selbst bei langer Entwicklungsdauer ist eine aktive tropische Rumpffläche immer das Ergebnis einer Reliefgeneration.

Aber selbst am Oberrand der Tamilnad-Fläche, wo ihre Basisdistanz am größten und eine etwaige gleichzeitige Hebung der Scholle am stärksten ist, wächst diese längs der durchlaufend (d. h. noch ohne den Unterschied von Spülscheiden und Spülmulden) entwickelten Arbeitskante SB-Akk gegen das höhere Rückland weiter. Sie ist die Wachstumskante der aktiven Rumpffläche. Welcher Art das höhere Gelände ist, auf dessen Kosten sich hier die aktive Rumpffläche ausdehnt: ob ein hügeländähnliches Rückenrelief, ob mittleres

maten zum Menschen an der Pliozän-Pleistozän-Wende ist im Körperbau der Grenzfälle auch durch die genauesten anthropologischen Messungen nicht festzulegen. Man ist daher übereingekommen, die Grenze beim Nachweis bewusster Feuerbenutzung anzusetzen. Die Tatsache, daß hier Übergangsformen vorliegen, bietet keinerlei Anlaß, nun die Begriffe „Tier“ und „Mensch“ nicht scharf zu trennen. Ähnliches gilt von den Begriffen „Stadt“ und „Dorf“, „Pflanzenwelt“ und „Tierwelt“ (Einzeller mit Übergangscharakter!) und so fort. Kein Mensch würde auf die Idee verfallen, um dieser zahlenmäßig kleinen und untypischen Übergangsformen willen die scharfen Gegensätze der voll ausgeprägten Typen zu leugnen und etwa statt „Dorf“ künftig: „Agrare Kleinstadt“, statt „Mensch“: „Geist-Säugetier“ zu sagen. Die „geradlinige Folgerichtigkeit“, die in einem solchen Verfahren zu liegen scheint, wird sinnwidrig, sobald man dabei Begriffsebenen von weit größerer Trennschärfe durchschreitet und diese ignoriert.

oder hohes Gebirge, ferner: ob diese höhere Nachbarscholle durch eine bruchlose Flexur, einen Staffelbruch oder sonstwie über die minder gehobene Scholle der Ebene emporgehoben wurde: das spielt alles für die Art der entstehenden Fläche gar keine Rolle, ist ohne Einfluß auf den hier herrschenden flächenhaften Abtragungsmechanismus, der an solchen Randstufen die verstärkte Form der subkutanen Seitendenudation annimmt. Erst später bildet sich bei der weiteren Abflachung der randnahen Flächenteile auf ihnen das hydrographisch-topographische Netz der Spülmulden und Spülscheiden heraus. Die Transportleistung der Flüsse ist dabei ein wesentliches Element des flächenhaften Abtragungsmechanismus, aber diesem voll eingegliedert und untergeordnet. Der Hohlformtyp der Spülmulde und die gesamten hyperflachen Böschungsverhältnisse aktiver Rumpfflächen sind daher nicht nur der „physiognomisch“ auffällige Extremwert einer Reihe „irdischer Tallandschaften“, sondern der Formenausdruck eines quantitativ und qualitativ völlig eigenständigen Bildungsmechanismus, der von allen Typen subaerischer Reliefbildung extrem abweicht. Seine Sonderstellung diesen gegenüber übertrifft in vielen Fällen die der subglazialen Formbildung.

Das tropische Rückenrelief mit der beherrschenden Hohlform des Spültales ist als echtes Talrelief in allen genannten Zügen von einer aktiven Rumpffläche klar unterscheidbar, wiewohl es von allen irdischen Talrelieftypen jener noch am nächsten steht. Der geographische Ort seines Auftretens ist in allen vorgenannten Beispielen (Obervolta, Hochsomalien, gehobene Küstenflächen Guineas und Ghanas) der einer über ein Vorland gehobenen Scholle, bzw. der Randzone einer solchen. In unserem, am Saum der Bangalore-Fläche gelegenen Beispiel schließt sich unterhalb sogar weithin noch eine stärker zertalte, bereits dem tropischen Gebirgsrelief zugehörige Randzone an. Die starke Eintiefung der Täler in dieser Zone und weiterhin das dauernde Rückschreiten der Tamilnad-Fläche an ihrem Oberrand, welches diese „Gebirgstäler“ ständig von unten her konvex versteilt: sie sind es, die hier die — tektonisch verursachte — Voraussetzung für die Eintiefung der Spültäler und damit das Entstehen des Rückenreliefs geschaffen haben.

Diese Spültäler beherrschen diese ganze Reliefzone und greifen rückschreitend weit zurück. Ihr Rückschreiten — also eine Form der Talbildung — liefert auch den Oberrand dieses Relieftyps. Er schiebt sich damit gegen die höhere Fläche von Bangalore vor. Aber zwischen den Oberlaufstrecken dieser Spültäler sind noch weite Restriedel der alten Fläche erhalten, denen auch überall noch Inselberge mit scharfem Fuß aufsitzen. Das zeigt, daß der flächenbildende Mechanismus auf den Rücken dieses Rückenreliefs eine zeitlang noch im Gange ist. Es zeigt ferner, daß alle diese breiten Rücken mit ihren ostwärts sanft abfallenden Höhen Restriedel der alten höheren Rumpffläche sind, die sich einst weiter ostwärts ausdehnten. Betrachtet man so die hier vorliegende Zone des tropischen Rückenreliefs als Ganzes (Horizontalschraffen in Abb. 5), so ist es keineswegs gleichgültig, auf wessen Kosten sie sich ober-

halb ausdehnt, welchen Relieftyp das Rückland zeigt, welches sie aufzehrt. Das tropische Rückenrelief kann vielmehr nur entstehen, wenn eine alte Rumpffläche der Zertalung durch Spültäler anheimfällt. Das ist der Fall, wenn die Hebung nicht sehr hoch ist oder so langsam erfolgte, daß nicht sofort nur ein tropisches Gebirgsrelief an der Stufe entstand, sondern dahinter auch noch eine nur sanft zertalte Zone von Spültälern zwischen Restriedeln der Rumpffläche sich etablieren konnte. Das ist hier der Fall. Alle mir bekannten — vorgenannten — Beispiele tropischer Rückenreliefs bestehen aus dieser Kombination alter Flächen-Restriedel und darin jung eingesenkter Spültäler. Alle diese Beispiele bieten das Formenbild zweier Reliefgenerationen und können nur entstehen, wo vorher schon eine altangelegte Rumpffläche bestand, deren Unterrand sie aufzehren. Dabei kann, wie wir sahen, der Oberrand einer solchen Fläche noch ganz nach den Gesetzen der Flächenbildung weiterwachsen, solange die von unten hinaufgreifende Zertalung nicht schon bis zu diesem Oberrand zurückgreift.

Die oben gegebene Formenanalyse des Rückenreliefs läßt erkennen, daß die Spültäler einem besonderen Vorgang tropischer Talbildung entstammen. Ihr auffälligster Zug ist, daß sie sowohl zur Tiefenerosion wie auch zur rückschreitenden Erosion, aber nicht zu einer nennenswerten Seitenerosion fähig sind.

Der Flächenbildung auf den Restriedeln und Rücken eilt die Tiefennagung der Spültäler sichtlich voraus, ob im Verhältnis 1 : 5 bis 1 : 10 oder mehr steht dahin. Mit dieser Tiefennagung in jedem Querprofil geht die rückschreitende im Längsprofil Hand in Hand. Dagegen fehlen den Spültälern alle Spuren von Seitenerosion. Talsohlen mit Feinsanddecken sind selten vorhanden³³, und wenn, dann fehlen an ihren Rändern alle Arbeitskanten. Ebenso fehlen Talterrassen. Im Grundriß zeigen die Spültäler nur schwache Windungen und nirgends den Unterschied von Prall- und Gleithang. Überall bewahren diese Täler das sanfte, konvex-konkave Muldenprofil. Die Bodendecke zieht — wenn auch dünn und durch Grundhöckerplatten durchbrochen — mit dem gleichen Rotlehm von den Rücken über Hänge oft bis in den Talgrund hinab (Bild 7). In anderen Fällen zeigt der Talgrund eine Degradierung zu Gelb- und Graulehm; dazu weist oft das Pflanzenkleid auf größere Feuchtigkeit hin.

Wie die Spülmulden und die weiter unterhalb anschließenden Gebirgstäler zeigen auch die Spültäler Stufen im Längsprofil. Ihr Gesamt-Längsgefälle ist dabei größer als das der Spülmulden, aber geringer als das der Gebirgstäler. Der Grenzpunkt zu den letzteren ist meist scharf: es tritt hier ein — zumeist kleiner — „Tobel“ auf, ein „Tal im Tal“, das dann alle Elemente der Talbildung: Talsohle, Arbeitskanten an deren Rand, Fähigkeit zur Seiten-

33 Man trifft sie fast nur da, wo sie künstlich geschaffen oder erweitert sind, d. h. im Bereich und oberhalb eines durch einen Deich angestauten Tanks oder unterhalb davon in der Bewässerungsoase, wo ein möglichst breiter, flacher Talgrund erwünscht ist und die Hänge zu dessen Erweiterung oft künstlich unterschritten werden. Die Reisfelder zeigen dann die übliche graue oder schwarze Humusfarbe im obersten Bodenhorizont.

erosion, Tal- und Flußwindungen mit Prall- und Gleithang aufweist und alsbald den Muldentaltypus unter Umwandlung in ein Kerbsohlen- oder Kerbtal mit deutlichen Terrassen ganz aufzehrt.

Die Spuren solcher eindeutigen Flußarbeit fehlen dem Spültal. Hier muß daher eine andere Art der Linienabtragung zur Talbildung führen.

Auf den flachen Rücken herrscht — wie wir sahen — noch das Wirkungsgefüge der doppelten Einebnungsflächen, wenn auch schon abgeschwächt, je schmaler und stärker gewölbt die Rücken werden. Da das Gelände von hier aus ohne jeden Knick (Arbeitskante) und oft mit den gleichen Rotlehmdecken bis in die Talgründe hinabzieht, muß dieser Mechanismus auch noch dort wirksam sein. Offenbar aber findet mit zunehmender Hangsteilheit (schon von $> 2^\circ$ an) alsbald eine Verschiebung zwischen den Teilvorgängen statt. An steileren Hängen wird in der Regenzeit mehr abgespült. Dadurch wird die Bodendecke verdünnt. Sie kann weniger Wasser speichern, vor allem aber fließt das Niederschlagswasser viel rascher ab. Der (dünnere) Boden trocknet rascher aus, so daß sich die Tiefenverwitterung schon bald nach Einsetzen der Trockenzeit abschwächt oder ganz aussetzt. Damit erhält hier die Abtragung in Form der oberflächlichen Abspülung das Übergewicht.

Das von den Hängen abgetragene Material gelangt in die Täler. Da zugleich der Abflußfaktor erhöht ist, verstärken sich dort auch die Regenzeit-Hochfluten. Sie sind imstande, diesen Spülschutt quantenhaft weiterzubefördern. An Stellen stärkerer Abflußgeschwindigkeit ist ihnen möglicherweise die Fähigkeit zu echter fluvialer Tiefenerosion — etwa an Felsschwellen — in bescheidenem Umfang schon gegeben. Da aber durchlaufende Sand-Flußsohlen zumeist fehlen, dürfte ein anderer Erosionsvorgang weit wichtiger sein.

Der nur quantenhaft-ruckweise erfolgende Schuttransport lagert in diesen Tälern zwischen den Felsschwellen viel Material — Lehm und Feinsand — zeitweilig ab. Jedenfalls ist hier die Lockerdecke über dem gewachsenen Fels größer als an den Hängen. Hier liegen aber zugleich die Sammeladern des rasch abfließenden Regen- und Sickerwassers. Hier reichert sich daher das Grundwasser mit geringem Verdunstungsverlust besonders stark an, so daß das in den Talgründen angehäufte Material stets bis weit in die Trockenzeit hinein feucht bleibt. Die Tiefenverwitterung, die auf den Rücken mäßig, an den Talhängen aber stark abgeschwächt ist, erfolgt daher in den Talgründen annähernd das ganze Jahr hindurch gleichmäßig stark. Auf diese Weise wird hier der Verwitterungsvorgang, der im Wirkungsgefüge der doppelten Einebnungsflächen für die flächenhafte Tieferlegung des Gesamt-Reliefs verantwortlich ist, auf die Linien der Talgründe konzentriert. Die linienhafte Abspülung in diesen Talgefäßen ist dabei groß genug, um ruckweise die „Erneuerung der Exposition“ und damit das stetig raschere Fortschreiten der Tiefenverwitterung längs dieser einmal geschaffenen Vorzugslinien sicherzustellen.

Es ist also ein der Flächenbildung noch durchaus verwandter, speziell wechselfeucht-tropischer Abtragungsvorgang, der durch eine Kombination linien-

haft verstärkter Tiefenverwitterung und Abspülung diese Täler schuf. Wir bringen dafür — analog zum Terminus „tropische Flächenspülung“ — die Bezeichnung „tropische Linienspülung“ in Vorschlag. In die Definition beider Termini ist dabei neben dem oberflächlichen Spülvorgang die damit verbundene flächenhaft, bzw. linienhaft verstärkte Tiefenverwitterung ausdrücklich eingeschlossen. Für den hierdurch erzeugten, keine Spuren von Seitenerosion zeigenden charakteristischen Muldentaltyp des tropischen Rückenreliefs schlagen wir nach der gegebenen genetischen Definition den Ausdruck „Spültal“ vor³⁴.

Die Spültäler sind aber nicht nur von den Spülmulden, sondern auch von den meisten anderen irdischen Taltypen deutlich getrennt.

Die Masse dieser Taltypen wird von (dauernd, periodisch oder episodisch) in durchlaufenden Betten fließenden Flüssen erzeugt, die ebenso in die Tiefe und rückwärts wie nach der Seite erodieren können. Der Erosionsvorgang in Flußtälern eilt daher den Denudationsvorgängen auf den Breiten des Landes nicht nur quantitativ voraus, sondern steht diesen auch qualitativ als ein völlig anderer Abtragungsvorgang gegenüber. Ein solcher durchlaufender Fluß bewältigt überall zwei Aufgaben, nämlich:

a) den gesamten Abtransport des an seinem Grunde gelockerten und ihm seitlich zugeführten Materials und

34 Der von LOUIS (1964) für Beispielfälle dieses Taltyps in Tanganjika vorgeschlagene Ausdruck „Kehltal“ ist sprachlich ein Pleonasmus: aus zwei sich im Sinne nahestehenden Substantiven ohne ein auf den Bildungsvorgang bezügliches Tätigkeitswort. Auch in der Morphologie wird „Kehle“ schon für langgestreckte Hohlformen anderer Art verwandt, so etwa in „Schliffkehle“ oder in „Brandungs-Hohlkehle“. Die indogermanische Wurzel von Kehle lautet „g(w)el“ und bedeutete „verschlingen“. In mehreren indogermanischen Sprachen stammen von dieser Wurzel Ausdrücke mit der Doppelbedeutung „Kehle“ und „Schlucht“, so Persisch: „gulu“, Lateinisch: „gula“, Italienisch: „gola“, Altenglisch: „ceole“. Auch aus anderen Wurzeln stammende Ausdrücke für „Kehle“ oder „Schlund“ werden in vielen Sprachen im übertragenen Sinne auch für „Engtal“ und „Schlucht“ verwandt, so Lateinisch „vauces“ (pl.) oder Französisch und Englisch „gorge“ (sämtliche Ableitungen nach EILERS, 1964).

Von solchen pleonastischen Doppelsubstantiven in Verbindung mit „Tal“ ist in der deutschen Fachsprache nur „Trogtal“ zu einem eindeutigen, genetischen Terminus als „gletscherüberformtes Gebirgstal“ geworden. Schon die ähnlich pleonastischen Ausdrücke „Kerbtal“ und „Muldental“ sind nur beschreibend, aber nicht genetisch auf einen bestimmten Sinn festgelegt. Wir sollten m. E. diese Fälle nicht mit Begriffen wie „Rinntal“, „Wannental“, „Kehltal“, „Grabental“, „Talfurche“, „Talrunse“ und weiteren denkbaren Kombinationen vermehren. Sachlich ist „Kehltal“ eine topographisch beschreibende Bezeichnung, die für sich allein keinen genetischen Hinweis bietet. Mit dem von uns vorgeschlagenen Ausdruck „Spültal“ wird gerade dies erstrebt. Mit der Gleichheit der ersten Silbe in „Spülmulde“ und „Spültal“ ist bewußt auf die Verwandtschaft der erzeugenden Vorgänge hingewiesen. Die zweite Silbe betont zugleich den genetischen Unterschied zwischen beiden Hohlformen. Bei „Spülmulde“ ist der Vorgang der Flächenspülung so gleichmäßig über die trennenden Scheiden, die Flanken und die Gründe dieser hyperflachen Hohlformen verteilt, daß diese zu einem Element der Flächenbildung werden. Beim „Spültal“ ist ein verwandter Vorgang zwar auch noch allgemein verbreitet, daneben aber (als „Linienspülung“) auf bestimmten Linien schon so verstärkt, daß er hier der übrigen Abtragung vorausseilt und so bereits zur Talbildung und damit zur Flächenzerstörung führt.

b) die Hauptarbeit der Lockerung des Materials an seiner Basis aus dem Anstehenden.

Einen abweichenden Fall bilden etwa noch die symmetrischen Muldental-Oberläufe der kaltzeitlichen Dellen Mitteleuropas (BÜDEL, 1963; HELBIG, 1965). Auch hier erfolgt der Abtransport quantenhaft durch eine linienhafte Solifluktion, kombiniert mit ruckweiser Abspülung. Das gibt zusammen eine Kombination linienhafter Abtragung, die hier noch kein durchlaufendes Flußbett erzeugt. Die entscheidende Lockerung des Anstehenden und seine Umwandlung in eine für diese Art der Linienabtragung transportfähige Trümmerform hat hier schon ein anderer Vorgang besorgt: der Dauerfrostboden, vor allem seine oberste, noch alljährlich Temperatur- und Volumschwankungen aufweisende Eisrinde, in der zahllose, von Boden-Eis gefüllte Spalten das Anstehende bereits völlig zertrümmert haben, so daß Linien-Solifluktion und Schmelzwasserfluten diese Trümmer dann einfach durch den Schmelzprozeß aufgreifen, sie ihren Massenströmen einverleiben und wegschaffen können.

Die Spültäler ähneln nicht nur in der Form jenen Dellen-Oberläufen. Die erzeugenden linienhaften Abtragungsvorgänge, die wir oben zusammenfassend als „tropische Linienspülung“ bezeichneten, sind auch hier in zwei Stockwerke aufgeteilt. Den Abtransport des bereits völlig zu Feinsand, Rotlehm und in lösliche Substanzen chemisch aufbereiteten (nicht nur mechanisch gelockerten!) Materials übernehmen hier die quantenhaften, nicht in festen Bahnen durchlaufenden Hochfluten der Talgründe. Die Aufbereitung zu solcher Transportfähigkeit wird aber nicht von diesen Fluten, sondern von der Tiefenverwitterung durchgeführt, die infolge der Bodenwasseransammlung unter der Schuttdecke der Talgründe linienhaft gesteigert wird. Erst mit dem Einsetzen scharf begrenzter „Tobel“ beginnt in diesen Tälern die eigentliche Linien-Erosion.

Es kommt aber noch ein Zug hinzu, in dem Spültäler und Dellen sich ähneln. Beides sind Oberlauf typen. Sie gehen zumeist nach unten in echte Flußtäler über: die Spülmulden in Kerb- oder Kerbsohlen-Tal-Typen des tropischen Gebirgsreliefs, die initialen symmetrischen Muldental-Dellen in asymmetrische Dellen mit einseitiger und endlich auch in Kastentäler mit zweiseitiger Seitennagung.

Hier wie dort gibt es natürlich auch Fälle, wo bei geringer Basisdistanz in der Horizontalen und Vertikalen von solch einer Tal-Hohlform nichts mehr existiert als eben ein kurzes, muldentalförmiges Oberlaufstück, das dann als solches unmittelbar auf die Erosionsbasis ausmündet³⁵.

³⁵ Das haben wir an den Dellen der Reißschotterplatte des Neukirchener Feldes im Inngebiet ausführlich dargestellt, die sämtlich über die Inn-Hauptwürmterrasse auslaufen (BÜDEL, 1944; HELBIG, 1965). Spültäler, die als solche unmittelbar auf die Erosionsbasis ausmünden, finden sich in unserem süd-indischen Arbeitsgebiet zwischen Krishnagiri und Ambur sowie westlich Chittoor; auch im Küstenvorland von Guinea und Ghana gehören die meisten Spültäler diesem Typ an, ebenso im oben erwähnten Bereich Hoch-Somaliens.

Mit dieser Feststellung ist zugleich schon die Frage beantwortet, was denn in allen genannten Fällen der erste Anlaß dafür war, daß sich Spültäler plötzlich in der Mittelachse von Spülmulden einzuschneiden, die allgemeine Flächenabspülung linienhaft zu unterbrechen begannen. Dieser Anlaß war in allen von uns beobachteten Fällen eine Tieferlegung der Erosionsbasis. Die Entstehung aller Spültäler, die wir kennen, begann rückschreitend von unten her dadurch, daß die Rumpffläche, auf der sie sich bildeten, tektonisch durch Bruch bzw. Flexur unmittelbar über die Erosionsbasis des Meeresspiegels oder über einen in tieferer Lage verharrenden Rumpfflächenteil emporgehoben wurde. Bleibt das Ausmaß dieser Hebung gering, so daß nur eine mäßige vertikale Basisdistanz erzielt wird, so kommt es zur Ausbildung des tropischen Rückenreliefs. Es wächst rückschreitend gegen die höhere Rumpf-

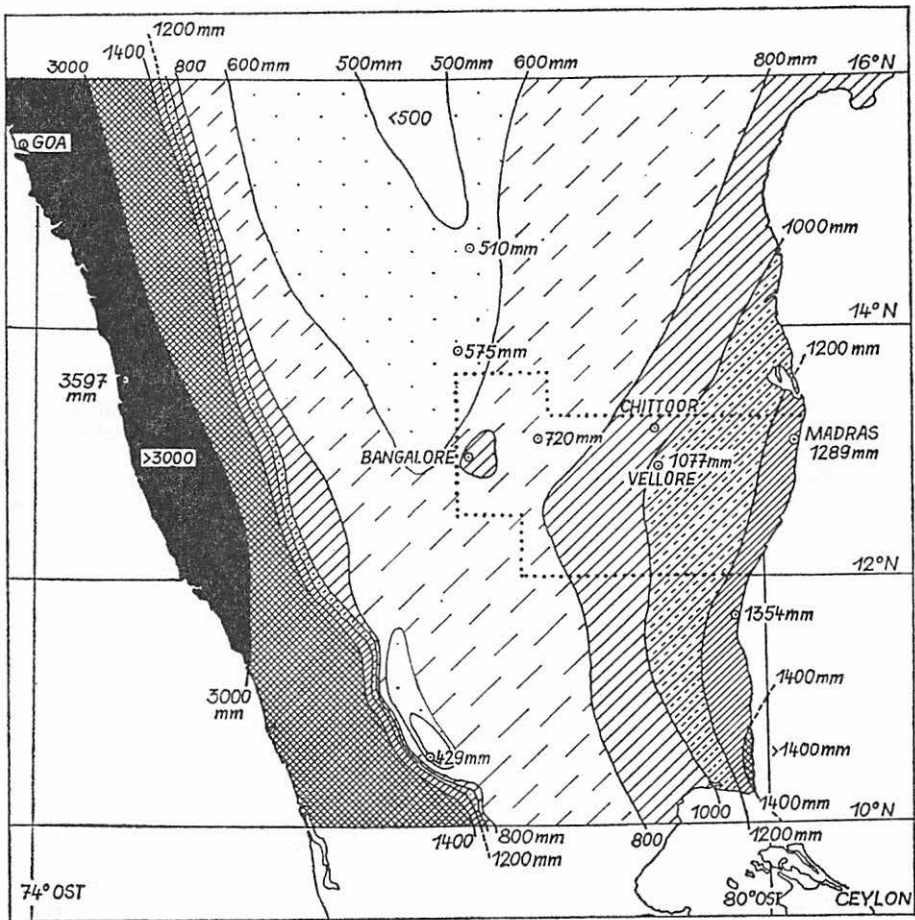


Abb. 4: Mittlere Jahres-Niederschläge in Süd-Indien (Text S. 74, Anm. 36 u. 37!).
 Grenzen des Arbeitsgebietes

fläche vor und zehrt dabei diese (die ihrerseits noch an ihrem Oberrand flächenhaft weiterwachsen kann) von unten her durch Umwandlung in ein Talrelief auf. Dieses kann sich bei größerer und durch rasche Hebung erzielter Basisdistanz weiter abwärts bis zum Gebirgsrelief steigern. Ein solches wird dann seinerseits vom Oberrand-Wachstum der tieferen Fläche abgelöst.

Unter diesen Umständen sehen wir keine Möglichkeit, das Auftreten des tropischen Rückenreliefs durch besondere Varianten des Savannenklimas oder gar nach den Unterschieden eines einzigen Meßelements: nämlich der jährlichen Niederschlagssumme zu erklären, wie dies H. LOUIS (1963, 1964) für den Typus seiner „Kehltäler“ tut³⁶ (vgl. auch Abb. 4!). Im großen Rahmen des Savannenklimas zwischen Regenwald und Vollwüste herrschen mit den abgekürzt als tropische Flächenspülung, tropische Linienenspülung und tropische Gebirgsrelief-Bildung bezeichneten Vorgangskomplexen dieselben Mechanismen. Wo aber nur in der Entwicklung durch lange Zeiträume der erste Typ zur Bildung aktiver Rumpfflächen (oder zum Weiterwachsen von gehobenen an ihrem Oberrand) der zweite zum tropischen Rückenrelief und der dritte zum tropischen Gebirgsrelief führte, ist innerhalb des weiten räumlichen und zeitlichen Rahmens des Savannenklimas in erster Linie eine Folge der Epirovarianz und der horizontalen und vertikalen Basisdistanz. Dabei sind die beiden tropischen Talrelieftypen, die wir unterscheiden, nur Durchgangsstadien des Reliefs, ausgelöst durch bestimmte tektonische Ereignisse. Sie sind mit ihrem geographischen Entstehungsort an die Ränder von Hebungszonen gebunden und verschieben sich von da langsam gegen das Innere der gehobenen Scholle. Von unten schreitet die basale aktive Rumpffläche gegen sie vor.

36 Die Annahme einer solchen Direktbeziehung zwischen einem einzigen — zufällig exakt meßbaren — Klimaelement wie der Jahres-Niederschlagssumme und dem Relief: dem Formenschatz selbst scheint uns in unzulässiger Weise den ganzen Komplex der formbildenden Vorgänge, der in Wahrheit erst die Brücke vom Klima zum Relief schlägt, zu überspringen. Nach unseren Erfahrungen herrscht der Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen im ganzen Bereich des Savannenklimas, d.h. nach der Terminologie von TROLL (1951) und LAUER (1951, 1952) von der Feuchtsavanne am Rand des Regenwaldes mit 9—10 humiden Monaten, bis zur Dorn- und Wüstensavanne am Rand der Vollwüste mit nur 1—2 humiden Monaten. Es kommt zur Herrschaft dieses Prozesses in erster Linie auf die Feuchtigkeit im Grundwasserniveau: in der Tiefenzone der Basisverwitterung, und andererseits auf den quantenhaften Spülvorgang in der Regenzeit an. Der erste Vorgang ist auch in der Wüstensavanne — wie viele Grundwasserbohrungen zeigen — oft ganzjährig wirksam. Der zweite — der Spülvorgang — dauert bei kurzer Regenzeit kürzer, ist aber dort bei schütterem Pflanzenkleid weit wirksamer. Es kommt hinzu, daß die Bildung des Reliefs in jedem Fall ein historischer Vorgang ist, der sich selbst bei den jüngsten aktiven Rumpfflächen über Zeiträume von 10^6 — 10^7 Jahren erstreckte, d.h. also eine ganze Reihe von zeitweiligen Klima- und Vegetationsverschiebungen in sich aufnahm und so das morphologische Summenergebnis der ganzen jüngeren Klimageschichte ist. Unterschiede des Reliefs also allein aus einem einzigen Meßelement des zufällig gerade heute herrschenden Klimas, sowie ohne jede Berücksichtigung der jüngeren Tektogenese und des heutigen endogenen Zustands der betreffenden Scholle erklären zu wollen, bedeutet m.E. eine Überbewertung des klimatischen Faktors in der Geomorphologie durch einen logischen Kurzschluß, der die Beziehungen zwischen Klima und Relief in unzulässiger Weise vereinfacht.

Diese bildet mit ihrer an eine fixe Erosionsbasis gebundenen Dauerexistenz gewissermaßen die logische Gegenprobe. Solange hier das Verhältnis von Festlandscholle und Küste ungestört bleibt, d. h. der tektonische Zustand der Landscholle nur in einem bestimmten Spielraum zwischen Ruhelage und schwacher bis mäßiger Hebung schwankt und ebenso der eustatische Meeresstand keine Dauerverschiebung nach einer Richtung erfährt, kann hier keine Eintiefung, keine Zertalung der Fläche von unten her stattfinden. In der Tat zeigt sich im ganzen weiten Bereich der Tamilnad-Fläche im Tiefsten aller Spülmulden nirgends der Ansatz zu einem Spültal³⁷. Das Gesamtgefälle der Fläche jedoch ebenso wie die Topographie des hier entstehenden hydrographischen Netzes der Spülmulden und Spülscheiden wird bei der Weiterentwicklung, d. h. der weiteren Tieferlegung der Fläche, nur immer flacher, denn sie kann ja niemals unter den Meeresspiegel eingetieft werden.

XII. Die Rolle fossiler Rumpfflächen im Savannenklima, in den Rand- und Subtropen

Die Tamilnad-Fläche steigt von der Koromandel-Küste bis zu ihrem meerenfernen letzten Verzweigungen bei Krischnagiri auf 200 km Entfernung als aktive Rumpffläche bis 550 m Seehöhe an. Im Inneren des Sudan erstrecken sich solche Flächen noch viel weiter landeinwärts und erreichen dabei bis über 1000 m Seehöhe³⁸.

37 Das ist genau das Umgekehrte, was nach LOUIS zu erwarten wäre. Er fordert für seine „Kehltalzone“, die annähernd unserem „tropischen Rückenrelief“ entspricht, höhere Jahresniederschläge als für die aktiven Rumpfflächen. Er suchte das für Tanganjika mit Hilfe der Herstellung einer Karte dieser Relieftypen und der Niederschlagssummen zu belegen (1964 b). Wie die beigegebene Regenkarte von Süd-Indien (Abb. 4) zeigt, empfängt die Tamilnad-Fläche gerade in ihren flachsten Teilen längs der Koromandel-Küste die höchsten Niederschläge des ganzen Raumes (1000—1400 jährlich), während die Zone des tropischen Rückenreliefs nur 650—800, ja an der NW-Ecke unseres Arbeitsgebietes bei Chic Ballapur sogar unter 600 mm Jahresniederschlag empfängt und damit bereits dem Bereich der semi-ariden Trockeninseln Hochdekans im Regenschatten der West-Ghats angehört.

38 Der Mechanismus der subkutanen Seitendenudation, mit dem diese erreicht wird, kann sich nach freundlicher Mitteilung von W. F. SCHMIDT (1964) in manchen leicht zersetzbaren Gesteinen bis zur Unterhöhlung von Inselbergfüßen oder Randstufen steigern. Solche Stufenhänge steigen dann natürlich mit besonders scharfem Fuß und steilen Hängen über die SB-Akk-Arbeitskante empor (vgl. S. 35, Anm. 10). Die von H. LEHMANN (1939, 1955, sowie von M. A. SUNAKTADIRDJA und H. LEHMANN, 1960 und in den bereits erschienenen Folgen des von H. LEHMANN herausgegebenen „Internationalen Karst-Atlas“ seit 1960) gewonnenen Ergebnisse über das Phänomen des tropischen Karstes zeigen, daß die Entstehung tropischer Karstrandebenen durch einen Prozeß lateraler, chemisch-lösender Unterhöhlung durchaus als ein bei petrographischer Bevorzugung bis ins Extrem gesteigerter Prozeß der „subkutanen Seitendenudation“ aufgefaßt werden kann. Darüber hinaus gelangten wir aus noch unveröffentlichten Ergebnissen in griechischen Karstgebieten zum Ergebnis, daß auch dort die Bildung von Poljebecken und Karstrandebenen ebenfalls noch einem verwandten

Wir sahen, daß auch gehobene Rumpfflächen wie die Bangalore-Fläche noch zu einem ähnlichen Oberrand-Weiterwachstum fähig sind. Zugleich wird jedoch die Bangalore-Fläche von der unterhalb anschließenden Randstufe her allmählich durch zurückgreifende Täler zerstört. Dazwischen liegt der Bereich, in dem solche gehobenen Flächen noch weitgehend ihre Flachform bewahren konnten und in dem auch der Prozeß ihrer allgemeinen Tieferlegung parallel zu sich selbst (der u. a. auch in der Scharfhaltung des Fußes aufsitzender Inselberge seinen Ausdruck findet) noch eine zeitlang weitergeht. Aber mit der zunehmenden Zerstörung von unten her erfolgt doch allmählich auf großen Teilen solchen Flächen eine verstärkte Abspülung der Rotlehmböden. Mit der damit erreichten allmählichen Verdünnung der Bodendecke geht das Herausragen und Entblößtwerden immer größerer Teile des basalen Grundhockerreliefs Hand in Hand. Im gleichen Maß verwandeln sich solche gehobenen Ebenheiten aus lehmbedeckten Spülfächen allmählich zu nur noch dünn und lückenhaft überdeckten F e l s f l ä c h e n. Dies bedeutet, daß auch im tropischen Savannenklima solche gehobenen Rumpfflächen im Verlauf langer Zeiten allmählich fossilisiert werden. Solche Felsflächen sind dabei nicht neu geschaffen worden: sie waren als Verwitterungs-Basisfläche ja schon immer vorhanden und wurden nur allmählich immer stärker bloßgelegt. Dieses Aussetzen ihrer Weiterentwicklung als Fläche verstärkt aber zugleich die U n a n g r e i f b a r k e i t solcher Felsplatten, etwa auch für übergreifende Spültäler. Bei entsprechendem Wandel des Klimas und der Vegetationsdecke können die Lehmdeckenreste auf solchen Flächen noch verkrusten: dabei entstehende Lateritdecken können die Erhaltungsfähigkeit solcher Felsflächen weiter verstärken³⁹.

Ein Umschlag in der Weiterentwicklung solcher mindestens graduell fossilisierter Fels-Rumpfflächen erfolgt, wenn eine noch stärkere Hebung sie über den Bereich des tropischen Tiefland-Savannenklimas emporgehoben hat. Die Obergrenze dieses Bereichs fällt etwa mit derjenigen der Tierra templada oder der Woina Dega zusammen, die in Äthiopien bei 2 800—3 000 m Höhe liegt. An den Rändern der feuchten Tropen sinkt sie schon bis 3 000 m und darunter ab (TROLL, 1956). Dann entwickeln sich auf den Reliktböden über solchen Felsflächen meist dunkle Hochlandsböden abweichender Zusammensetzung; zugleich gelangt dort ein in wesentlichen Zügen abgewandelter Formungsmechanismus zur Herrschaft (BÜDEL, 1954). Bei besonders rascher Hebung in solch große Höhen kommt es dabei an den Rändern der einzelnen flachen Hochlandsinseln oft zum völligen „Abreißen“ der Denudation und Erosion.

Prozeß zuzuschreiben ist. Dieser Prozeß verknüpft sich an mehreren Beckenrändern Griechenlands mit demjenigen der Pedimentbildung und kann so unter bestimmten Umständen auch auf Nicht-Kalkgestein übergreifen. In solchen Zonen besonderer petrographischer Bevorzugung kann man auf kleinem Raum noch in den Subtropen die letzten Anklänge an dem Prozeß tropischer Flächenbildung erkennen.

39 Auf der Hochfläche von Bangalore liegen verschiedentlich — besonders nordöstlich von Hoskote — mächtige Lateritdecken (s. o. S. 13). Sie werden in Kürze durch H. BRUNNER (1964) zusammen mit dem Gesamtprofil der Bodensedimente, denen sie dort aufruhend, eine eingehende Darstellung erfahren.

Begeben wir uns darüber hinaus (auf den Westseiten oder im Inneren der Kontinente) in den Bereich der großen Passatwüsten, d. h. in den äußeren Bereich der „Flächenbildungszone“, so hört hier als erstes die Fähigkeit gehobener Rumpfflächen zu gleichgearteter Weiterbildung auf, vor allem weil in der Vollwüste gehobene Rumpfflächen selbst dann, wenn sie noch eine ansehnliche fossile Bodendecke besitzen, das nötige Bodenwasser an der Basis des Bodenprofils fehlt, das einen so wesentlichen Bestandteil des Rumpfflächen-Bildungsmechanismus darstellt. In diesem Bereich findet somit eine Weiterbildung von Flächen nur noch bei deren unmittelbarem Anschluß zur Erosionsbasis statt. In der „Sandschwemmebene“ im Umkreis des Hoggar-Gebirges (BÜDEL, 1955) reichen solche Flächen immerhin noch bis 1 400 m auf. Aber auch diese Sandschwemmebene am Fuße des Hoggar-Gebirges wird heute schon von einem deutlich abweichenden Mechanismus der Flächenbildung beherrscht; im Grunde handelt es sich sehr wahrscheinlich nur um eine Weiterbildung einst unter einem Savannenklima angelegter Flächen.

Noch weiter polwärts gelangen wir in den Bereich der Pediment- und Talbildungszone, die im Meridianfeld Europas die mittleren und südlichen Mittelmeerländer sowie das Iranische Hochland umfaßt. Hier sind die stärker gehobenen, des Anschlusses an tiefliegende Erosionsbasen (die Ozeanküste oder große Binnenbecken) beraubten Rumpfflächen nirgends mehr in Weiterbildung begriffen. Aber auch in den tieferen Regionen ist dies nur noch ganz bestimmten tektonischen Bedingungen: nämlich in den „Scharnierzonen“ zwischen Hebung- und Senkungsgebieten durch den eigenartigen, vor allem von MENSCHING (1958, 1964) und H. BOBEK (1961) in die Wissenschaft eingeführten Prozeß der Fußflächen- und Pedimentbildung der Fall. Immerhin beherrscht dieser Prozeß der Flächenentwicklung beispielsweise in den Atlasländern und in Inner-Iran noch sehr weite Flächen.

Werden höher gehobene Flächen etwa im Mittelmeergebiet nicht mehr in irgendeiner Form aktiv weitergebildet, so können solche doch noch lange erhalten bleiben, denn die Talbildungsvorgänge, die sie zerstören, erreichen hier noch nicht die volle Kraft, die sie in der ektropischen Talbildungszone der Mittelbreiten gewinnen, der wir uns nunmehr zuwenden.

XIV. Die Reliefgeneration der „Altflächen“ in den Ektropen. Methoden zur Rekonstruktion zertalter solcher Altflächen

Wir wissen, daß die rasche Tiefen- und Rückwärtserosion der Flüsse, die in den pleistozänen Kaltzeiten fast die gesamten heutigen Mittelbreiten beherrschte und heute noch in der „exzessiven Talbildungszone“ der eisfreien Polarländer aktiv wirksam ist, ihre hohe Leistungsfähigkeit sehr weitgehend der das Anstehende lockernden Vorarbeit des Dauerfrostbodens insbesondere seiner obersten „Eisrinden“-Zone für die erosive Flußarbeit verdankt (s. o. S. 72). Dieser

energischen Talbildung ist auch die rasche und weitgehende Zertalung gehobener fossiler Rumpfflächen zu danken, welche in den Mittelbreiten in der langen, tertiärzeitlichen Warmperiode der „Alten Tropenerde“ (BÜDEL, 1963 a, b) gebildet worden waren. Trotzdem sind auf den Höhen unserer europäischen Mittelgebirge noch weite Reste jener alten Rumpfflächen erhalten. Sie finden sich über den kristallinen Mittelgebirgshorsten des Unterbaus ebenso wie über den Schollenländern der triadischen Deckschichten, auf den Höhen der ostalpinen Kalkplateaus wie im Bereich der Dinariden, ja selbst noch in weiten Teilen Skandinaviens und sogar SO-Spitzbergens (WIRTHMANN, 1964), obwohl diese Gebiete doch alle entweder das Frostschutt- und Tundrenklima pleistozäner Kaltzeiten bzw. des Holozän oder gar eine pleistozäne Inlandeisbedeckung über sich ergehen lassen mußten.

Über die Ursache, wie dies möglich war, gewinnen wir auch erst beim Blick auf den Bildungsmechanismus der tropischen Flächen genaueren Aufschluß. Nur dieser vermag landweite Abtragungsf lächen zu erzeugen, die als Gesamtform wie in den hydrographischen Einzelböschungen an jedem Punkt weit unter 2° Gefälle bleiben. Hierin liegt der Hauptgrund für die lange Erhaltungsfähigkeit von Rumpfflächen — auch nach ihrer Hebung in große Höhen und nach einem Umschlag des Klimas selbst bis zu den extremsten subaerischen Kaltklimaten mit Gletscherbedeckung oder exzessiver Talbildung.

Betrachten wir zunächst den letzteren Fall. Wie unsere Beobachtungen in Mitteleuropa wie in SO-Spitzbergen ergaben (BÜDEL, 1961), beginnt im Auftauboden solcher Frostklimata das der Schwerkraft folgende Abwandern der gesamten Auftau-Schuttdecke erst bei 1,8—2°, d. h. also bei Böschungen, die erheblich steiler sind als das Normalgefälle auf Rumpfflächen von 0,1—1°. Die Folge davon ist, daß auf einer Rumpffläche, die in solches Klima gerät, die Solifluktion nicht allenthalben automatisch einsetzt, sondern daß es dazu erst der Versteilung der Randzonen einer solchen Rumpffläche auf über 2° Neigung bedarf. Eine solche kann natürlich nur von bereits eingeschnittenen Tälern ausgehen: am Oberrand ihrer Seitenhänge sowie an ihren rückwärtsgreifenden Oberläufen. Aber nicht einmal da ist überall mit einer solchen allmählich auf über 2° sich versteilenden Abschrägung der nächstgelegenen Rumpfflächenteile zu rechnen. Dies ist vielmehr überraschenderweise nur bei langsamer solcher Taleintiefung in flachen bis mittelsteilen Muldentälern der Fall. Wir haben ein solches Talprofil mit sanftem Konvexübergang am oberen Hangteil von < 2°—2,5° auf 30—40 m Entfernung näher dargestellt (BÜDEL, 1961, S. 370). Aber es gelang WIRTHMANN (1964) gleichzeitig nachzuweisen, daß in den wohl häufigeren Fällen rascher, energischer Talzerschlitzung von Altflächen sich am Oberrand so entstehender Kerbtal- oder Kerbsohlental-Hänge gar kein breiter allmählicher Konvexübergang, sondern eine scharfe Konvexkante (Akv) bildet, mit welcher der Talhang unmittelbar in die unversehrte Rumpffläche einschneidet. In solchen Fällen bleibt der benachbarte Rumpfflächenteil praktisch ganz unverändert; soweit hier eine Zurundung der Konvexkante stattfindet, sind dieser sehr enge Grenzen gezogen. Aber WIRTHMANN's Ergebnisse gehen

hier noch weiter. Durch eine so scharfe Unterschneidung an der Arbeitskante Akv wird nämlich die benachbarte Randzone der Altfläche besonders gut drainiert und *a u s g e t r o c k n e t*, so daß hier selbst die üblichen Kryoturbationsbewegungen und Abspülvorgänge im Auftauboden stark gebremst, ja unterdrückt werden. WIRTHMANN fand sogar Stellen, wo diese Austrocknung der Fläche hart oberhalb der Kante Akv so weit geht, daß dort Dünenbildung eintritt. Seine Ergebnisse zeigen damit, daß bei scharfer Zertalung von Altflächen im Gebiet der exzessiven Talbildung von den Hangoberkanten Akv u. U. keine weiterreichende Zerstörungswirkung, sondern im Gegenteil eine zunächst konservierende Wirkung ausgehen kann.

Es handelt sich hier um ein neues Beispiel des „Abreißens“ der Erosion bzw. Denudation. Wir haben Ähnliches zuvor vor allem bei der Steilzertalung sehr hochgehobener Rumpfflächen in Semién beobachtet (BÜDEL, 1954), aber erst WIRTHMANN's Untersuchungen dieses Phänomens gerade auch in der exzessiven Talbildungszone lassen jetzt seine allgemeine Bedeutung erkennen.

Ähnlich auffällig sind die auf früheren Erfahrungen in Nordnorwegen und Lappland sowie während der Stauerland-Expedition gewonnenen Ergebnisse über die Konservierung alter Rumpfflächen von $< 2^\circ$ mittlerer Abböschung unter Inlandeisdecken. Überfließt eine Inlandeisdecke mit ihrer langsamen (viskosen bis plastischen) Strömung eine derartige gleichförmig gestaltete Felsunterlage, so übt sie im ganzen nur eine geringe Erosionswirkung und vor allem nur eine bescheidene selektive solche Wirkung aus. Sie räumt hier allenfalls solche Schwächenzonen im Gestein ein wenig aus, die zufällig in der Strömungsrichtung des Eises liegen. Daß dabei in der Eisstromrichtung ausgestaltete Rundhöcker von ehemaligen Grundhöckern vererbt sein können, haben wir schon in Anm. 31 erwähnt. Auch die dabei entstehenden geschlossenen Hohlformen zwischen solchen Rundhöckern bleiben bescheiden. Keinesfalls vermag das Eis auf einer solchen Fläche ein gleichsinnig abgedachtes Talrelief zu erzeugen und solcherart die systematische Zerstörung von Rumpfflächen unmittelbar einzuleiten.

Wohl aber strebt das strömende Eis danach, bereits vorhandene Reliefunterschiede im Anstehenden zu verschärfen, also etwa auf einer bereits in beginnender Zertalung begriffenen Rumpffläche die Täler weiter auszuformen: sie im Querprofil trogförmig zu vertiefen und im Längsprofil jede bestehende kleine Gefällsverteilung zu einer markanten Talstufe (meist sogar mit Übertiefungs-Rückgefälle) auszukolken. Den hierbei herrschenden Mechanismus der glazialmorphologischen Stufenbildung aufgeklärt zu haben, ist das Verdienst von H. LOUIS (1952). Seine Ergebnisse werden ergänzt durch die in Lappland und SO-Spitzbergen gewonnene Erkenntnis, daß diese Betonung der Reliefunterschiede durch eine Inlandeisdecke überraschenderweise um so größer ist, je dünner sie im Verhältnis zu der präglazial angelegten Taltiefe ist. Wenn beispielsweise solche Täler bereits 200 m tief in eine Rumpffläche eingesenkt waren und es überfließt nun — etwa in der Abdachungsrichtung dieser Täler — eine 3 000 m mächtige Eismasse dieses

Relief, so ist der Unterschied von Fließgeschwindigkeit und Reibung zwischen 3 200 m Eismächtigkeit über den Tälern und 3 000 m Eismächtigkeit über den zwischenliegenden Flächenriedeln sehr gering — u. U. so gering, daß es gar nicht zu einer nennenswerten Auskolkung bzw. Trog-Übertiefung der Täler durch das Eis kommt. Ist aber der Eiskuchen an der gleichen Stelle nur 400 m mächtig, so hat der Eisstrom über den Tälern die doppelte Mächtigkeit wie über den zwischenliegenden Riedeln. Damit sind in den Tälern Fließgeschwindigkeit und Bodenreibung stark erhöht. Diese werden daher relativ zu den Flächenresten rasch vertieft und ausgekolkelt werden — ein Vorgang, der sich bei längerer Dauer und mehrfacher Wiederholung von Eisvorstößen ähnlicher Art (in mehreren Eiszeiten) dauernd zugunsten bevorzugter Eiserosion in den Tälern verschieben muß. Extrem wird dieser Unterschied vollends bei einer Mächtigkeit des Eises von gar nur rd. 200 m: d. h. wenn eben nur diese präglazialen Täler von getrennten Eisströmen durchflossen werden und auf den Flächenriedeln dazwischen gar keine oder nur eine praktisch unbewegte dünne „Eishaut“-Decke liegt⁴⁰.

Die Eismächtigkeit ist daher in hohem Grade maßgebend dafür, wie stark präglaziale Täler, die eine Rumpffläche zu zerschneiden begannen, durch Eisüberformung vertieft werden.

Unabhängig von diesem Unterschied besteht für den Einfluß von Eisdecken auf alte Rumpfflächen die wichtige doppelte Tatsache, daß einmal die fastebenen Flächenreste zwischen deren Tälern nur sehr wenig und zwar unter Erhaltung ihres Flächencharakters parallel zu sich selbst abgetragen werden, und zweitens, daß selbst die bevorzugte Ausschürfung der Täler das Talnetz als Ganzes nicht durch Neuverzweigung und rückschreitende Erosion auszuweiten vermag.

Die zähe Erhaltungsfähigkeit einst unter einem Savannenklima entstandener Rumpfflächen unter allen sonstigen subaerischen und subglazialen Abtragungsbedingungen hat ihren Grund allein in ihrer extremen Flachheit über festem anstehendem Gestein, in dem zudem alle Härteunterschiede in einem sonst nirgends erreichten Maß ausgeglichen wurden. Eine solche fast horizontale Felsplattform bietet den exogenen Vorgängen aller anderen Klimazonen (Pediment-, Talbildungs- und Gletscherzone) nur sehr geringe Angriffspunkte. Diese weitgehende Unangreifbarkeit der Rumpfflächen wirft ein weiteres Licht auf den absoluten Ausnahmestandard ihrer Bildung.

Diese Bildungsbedingungen sind heute auf der Erde auf einen verhältnismäßig kleinen Flächenanteil des Festlandes beschränkt: die wechselfeuchten Tropen. Ehedem, zur Zeit der tertiären „Alten Tropenerde“ (d. h. mindestens von Eozän bis zum Miozän und dann auf langsam sich verengendem Raum bis ins Mittelpliozän) war die Flächenbildungs- und selbst ihr Kern: die Flächenspülzone über

40 Das ist heute in Neufriesland, im NO-Teil der spitzbergischen Hauptinsel der Fall. Die dort vorhandenen, manchmal weniger als 15 m dicken „Eishaut“-Decken, über den das dortige Relief krönenden scharfbegrenzten Altflächenresten sind weithin nicht nur unbewegt, sondern wahrscheinlich (mindestens den größeren Teil des Jahres hindurch) am Untergrund festgefroren, so daß sie diesen sogar vor jeder Abtragung schützen!

annähernd 4/5 des Festlandes bis in subpolare Breiten ausgedehnt. Da in langen Zeiten dieser Periode wohl starke horizontale Verschiebungen in den säkularplastischen Tiefen der Erde, aber keine so starken Vertikalhebungen erfolgten, wie sie später (vor allem während des Ober-Pliozän und des älteren Pleistozän) im Bereich der heutigen Hochgebirge stattfanden, lagen in der Zeit der „Alten Tropenerde“ weithin auch günstigere tektonische Vorbedingungen für die Flächenbildung vor. Zudem währte die Zeit der „Alten Tropenerde“ sehr lange. Und nun ist außerdem gerade der dabei entstehende Relieftyp noch von so außerordentlicher, sich hartnäckig konservierender Prägekraft.

Die Folge davon ist, daß fast überall auf der Erde die älteste Reliefgeneration des heute sichtbaren Formenbildes sich uns in solchen hochgelegenen Rumpfflächen oder Restriedeln von solchen darbietet. Diese hohen Altflächen reichen bis in subpolare Breiten. WIRTHMANN (1964) hat ausgedehnte Reste von solchen selbst auf Spitzbergen nachgewiesen und triftige Gründe dafür angeführt, daß auch der ganze, jung überflutete Barentssee-Schelfboden einst subaerisch als Rumpffläche angelegt war. Ausdrücklich betonen wir dabei, daß diese allgemeine Verbreitung einst in einem tropisch-wechselfeuchten Klima gebildeter Rumpfflächen auf den Höhen fast aller irdischen Gebirge, Schollen- und Tafelländer keineswegs selbstverständlich ist. Hier liegt das Ergebnis einer ganz bestimmten Klima- und Formbildungs-Entwicklung der Erde in den letzten 50 Jahrmillionen vor ⁴¹.

Die weite Verbreitung alter Rumpfflächen hindert nicht, daß ihre Rekonstruktion im einzelnen große methodische Sorgfalt erfordert. Sie gelingt nur

41 Durch viele Jahrzehnte bis in die jüngste Zeit wurden von einer Reihe von Forschern jene hochgelegenen Altflächen entweder als eine nicht mehr zu diskutierende Gegebenheit hingenommen oder mit lokalen Ursachen erklärt. In Tafelländern legte das Auftreten flachlagernder harter Schichten zwischen weichen eine petrographische Deutung jener Altflächen nahe. Man nahm an, daß diese nicht nur, was ja selbstverständlich ist, an Steilstufen zwischen zwei Flächen bzw. an den Hängen der jüngeren, eine solche Rumpffläche zerschneidenden Täler scharfe Denudationsstufen erzeugen konnten, sondern daß sie auch die Fähigkeit hätten, weiche Schichten über sich „abzuschütteln“, so daß weite harte Schichtflächen als Höhen-Verebnungen bloßgelegt würden („Landterrassen“). Welcher Mechanismus die Abtragung der gewaltigen Schichtpakete oberhalb solcher harten Schichten bis zu deren völliger Entblößung auf weite Strecken hervorrufen können, danach wurde in den vielen Theorien der „Schichtstufenlandschaft“ selten gefragt und niemals gültig geantwortet (vgl. Anm. 25!). Man nahm an, daß die „normalen Abtragungsvorgänge“ und die Bildung eines imaginären „oberen Denudationsniveaus“ dafür hinreichten. Es wurde dabei weder nach dem etwa in den Mittelbreiten seit dem Miozän sich ablösenden Wandlungen der exogenen Vorgänge noch nach der Tatsache gefragt, daß diese angeblich schichterzeugten Hochflächen oft ganz verschiedene Schichten, ja selbst Verwerfungen bis zu 1000 Sprunghöhe kappen. Der Begriff „Schichtfläche“ wurde nach der letzt genannten Beobachtung nur durch den Begriff „Schnittfläche“ ersetzt und damit unbeschwert weiterhin an diesen nunmehr gegenstandslos gewordenen Teil der „Schichtstufentheorie“ festgehalten. Diese Theorie hat die morphologische Forschung in den letzten 40 Jahren stark gehemmt. Eine so allgemeine: in altkonsolidierten Kristallinbereichen, in alpidisch gefalteten oder saxonisch gestörten Zonen wie in flachlagernden Tafelländern und von den Tropen bis ins Polargebiet auftretende Erscheinung bedarf jedoch einer allgemeingültigen genetischen Erklärung, wie sie nur eine Analyse der dabei beteiligten Reliefgenerationen bieten kann (s. auch u. S. 83 u. folg.).

durch ein genaues Studium aktiver solcher Flächen in der heutigen Flächenspülzone. Dabei scheinen zwei Punkte besonders wichtig. Einmal, daß auch das geringe Gefälle der heutigen Rumpfflächen im ganzen wie im einzelnen auf großen Entfernungen dennoch ansehnliche Höhendifferenzen einschließt, daß es sich nicht um absolut „ebene Niveauflächen“ handelt. So steigt die Tamilnad-Fläche im S-Teil unseres Arbeitsgebietes auf 200 km Entfernung von 0 bis fast 550 m an. Im Querprofil von Spülmulden ergeben sich bei $0,6^\circ = 11\%$ Gefälle auf 5 km Entfernung schon Höhenunterschiede von 55 m! Stellt man sich die tropische Rumpftreppe, wie sie uns in Abb. 5 in lebender Form entgegentritt, im Blocke 1 000 m hoch gehoben und in einem ekotropischen Talbildungsberreich (zugleich etwa mit dem Wandel der Hauptabdachungsrichtung von OSO nach S oder N) entsprechend tief zertalt vor, so daß nur etwa 10 % dieser Fläche in unversehrten Restriedeln erhalten blieben, so läge die Versuchung sicher nahe, etwa einem Flächenrest bei Chittoor in nunmehr $(400 + 1\,000 =)$ 1 400 m Höhe für jünger und einem tieferen „Rumpfflächenniveau“ zugehörig anzusprechen als etwa einen zufällig bei Krishnagiri in $(500 + 1\,000 =)$ 1 500 m Höhe erhaltenen Flächenrest, während in Wahrheit das Umgekehrte der Fall ist. Dagegen würde man dann diesen 1 500 m hohen Flächenrest wohl kaum „gleichaltrig“ mit einem in der Nähe der ehemaligen Küste in nunmehr 1 000 m Höhe erhaltenen annehmen. Daraus erhellt, wie wichtig es ist, auch das ursprüngliche Gefälle und die ursprüngliche Abdachungsrichtung alter Rumpfflächen — die oft von der heutigen abweicht — richtig erschließen zu können.

Eine zweite Schwierigkeit liegt in folgendem Umstand. Wohl sind Reste alter Rumpfflächen, die weithin ähnliche Höhen einhalten, in vielen Teilen der Erde verbreitet. Blickt man von oben über das Rheinische Schiefergebirge, das Französische Zentralplateau oder die Höhen des Frankenwaldes, über die Altflächen des Fränkischen Gäulandes, des Wald- oder Weinviertels in Niederösterreich oder die Karstflächen der Dinariden, so überwiegt bei tangentialer Schau oft der Eindruck einer ziemlich einheitlichen weitgespannten Altfläche. Man blickt über die vielen großen und kleinen Täler, Dellen, Quellmulden oder Karsthohlformen hinweg, die sie in Wahrheit schon in unzählige getrennte Riedel aufgelöst haben. Von diesen sind viele bereits schon 5 m, 10 m oder gar 20 m unter die einstige Rumpffläche erniedrigt und zu flachgewölbten Rücken zugerundet worden. Die krönenden Flachformen solcher Rücken sind zwar noch von jener Altfläche vererbt, aber nicht mehr wirkliche Teile von ihr. Auf der anderen Seite können aus höherem Gelände auf die gleiche Weise durch Zertalung einzelne Stücke zu Abtragungs-Rücken umgeformt sein und u. U. gerade in der Höhe einer solchen Altfläche liegen, so daß man sie bei flüchtiger Beobachtung allein nach den Höhenverhältnissen als echte Teile einer solchen Altfläche ansprechen könnte.

Indessen tragen solche erniedrigten Flachrücken neben ihrer stärker zugerundeten Form stets nur junge unreife Skelettböden wie Ranker, Rendsinen u. ä. Demgegenüber sind noch erhaltene oder nur ganz wenig erniedrigte Restriedel echter tropischer Rumpfflächen durch eine ganze Reihe bestimmter Merkmale

ausgezeichnet, die wir hier anführen. Je mehr dieser Merkmale jeweils zusammentreffen, desto sicherer kann man solche hochgelegenen Flachformen als echte Altflächenreste aus der Zeit der „Alten Tropenerde“ ansprechen.

1) Die Prüfung der Frage, ob ein zertaltes Relief noch von echten Altflächen-Restriedeln gekrönt wird, beginnt mit der Untersuchung des zerstörenden Talnetzes. Die ähnliche Höhenlage benachbarter Zwischentalscheiden als „oberes Denudationsniveau“, d. h. ein Produkt der Zertalung selbst durch die Firstzerschneidung der Talhänge zu erklären ist nur möglich, wenn die betreffende Scholle von Tälern mit genau gleichen Abstand, gleicher Tiefe und gleicher Hangsteilheit zerschnitten wird. Finden wir jedoch über Tälern von ungleichem Abstand sowie ungleicher Tiefe und ungleicher Hangsteilheit dennoch Zwischentalscheiden von auffallend gleicher Höhenlage, so können diese nicht als oberes Denudationsniveau während der Taleintiefung und durch diese selbst entstanden sein. Sie können nur dadurch erklärt werden, daß ein solcher Ausgleich der Höhen vor der Taleintiefung auf einer dies Relief einst gleichmäßig überziehenden Altfläche erfolgte.

Dieser Schluß wird bekräftigt, wenn solche ähnlich hohen Zwischentalscheiden keine von unten zugeschärften „Firste“ sind, sondern wenn sich unten steile Talhänge nach oben mit konvexem Übergang zu breitgewölbten Rücken ver eben — selbst wenn es sich dabei nicht um wohlerhaltene Altflächenreste (s. Pkt. 3—15), sondern nur um von solchen vererbte Rücken handelt. Ein heute steil unterschrittener Steilhang strebt danach, den oberhalb einer solchen Konvexkante sich anschließenden Flachhang aufzuzehren, aber nicht, ihn auszubilden! Der Zurundung einer solchen Konvexkante von unten her sind sehr enge Grenzen gesetzt (s. o. S. 78 unten).

2) In den älteren Lehrbüchern der Geomorphologie wird seit DAVIS (1899) die Entwicklung des Reliefs, etwa einer Tallandschaft durch rein konstruktive Abfolgen schematischer Querprofile dargestellt. Insbesondere beruht die Ableitung eines „oberen Denudationsniveaus“ nicht auf der Analyse der Formen und Vorgänge in der Natur selbst, sondern rein auf solchen Konstruktionen (zuletzt bei GRADMANN, 1931, I, S. 24/25). Die genetische Betrachtung der Reliefentwicklung setzt anstelle solcher konstruierter Abfolgen die Analyse der wirklichen Formgeschichte nach klimatischen und epirogenen Reliefgenerationen. Hierdurch läßt sich nicht nur der fossile Charakter älterer Phasen der Reliefentwicklung exakt beweisen, sondern jede dieser Phasen einer bestimmten geologischen Epoche zuordnen. Am wichtigsten, aber auch schwierigsten ist dabei das Erkennen echter Altflächenreste auf den krönenden Zwischentalscheiden, dem wir uns hiermit zuwenden.

3) Das erste solche Merkmal ist, daß echte Restriedel einer Altfläche noch in Flächenstücken von einer Mindestgröße von rd. 0,6 ha (d. h. etwa 75×75 m) den maximalen Böschungswinkel aktiver tropischer Rumpfflächen von $< 2^\circ$ in keiner Richtung überschreiten.

4) Eine weitere Forderung ist, daß sich in der Nachbarschaft ähnlich ausgestattete Restriedel in ähnlicher Seehöhe verbreitet sind.

5) Besonders beweisend für das Vorliegen echter Altflächenreste ist hierbei der folgende Umstand. Wenn die heutigen Haupttäler in größerer Entfernung auseinanderliegen, so pflegen echte Reste einer einheitlichen Fläche nicht nur in der Wasserscheidenregion zwischen solchen Tälern, sondern auch unmittelbar über den Rändern dieser Täler gleiche Höhen einzuhalten. Das ist etwa im Fränkischen Gäuland zwischen den engen Kastentälern des Mains und der Tauber der Fall: mit fast gleichen Höhen von etwas über 300 m überspannen die Altflächenreste hier den ganzen fast 30 km breiten Zwischenraum zwischen Ochsenfurt und Mergentheim. Es wird dadurch eine wichtige Eigenschaft jener alten Rumpfflächen belegt, d. h. daß sie unabhängig vom heutigen Talnetz sind und ungestört sowohl über die heutigen Täler wie über deren Wasserscheidenregion hinweggreifen.

6) Echte Altflächenriedel greifen über verschieden harte Schichten in gleicher Höhe hinweg: seien es die steilgestellten eines altkonsolidierten Sockels oder die Schichtstörungen einer Oberbau-Tektonik alpidischen oder germanotypen Gepräges. Besondere Beachtung verdienen dabei Stellen, wo solche Flächen über Gesteine ganz verschiedener Härte \pm ungestört hinweggreifen, während dieselben Gesteine beim Ausstreichen an jungen Talhängen zur Bildung stärkerer Denudationsstufen Anlaß geben. Zur Bestimmung des Höchstalters der Rumpffläche ist es dann wichtig, das jüngste Schichtglied festzustellen, über das die Fläche noch hinweggreift.

7) In „Tafelländern“, wo schwach einfallende Schichten nur im spitzen Winkel von \pm horizontalen Altflächen geschnitten werden (sog. „Schnittflächen“, vgl. Anm. 25 u. 41), ist an den Vorsprüngen von Stufenrändern gegen die nächsttiefe Fläche wahrzunehmen, daß die krönende harte Schicht dort nicht in voller Mächtigkeit, sondern nur mit einer dünnen Basalschicht ansteht („Schichtstufen“ an denen die harte Schicht mit einem nur kleinen Teil ihrer Mächtigkeit austreicht, nach GRADMANN, 1931). Die Stufe liegt dabei größtenteils im Bereich der unterlagernden weichen Schichten. Der größte Teil des harten Schichtkomplexes ist dagegen durch einen älteren Einebnungsprozeß der Fläche oberhalb des Stufenrandes einverleibt worden, die dann weiterhin auch die höheren weicheren Schichten im spitzen Winkel schneidet. Auch in diesen Fällen ist damit klar, daß die Altfläche ungestört über Schichten ganz verschiedener Härte hinweggreift (s. Anm. 41). Wir kennen aber außer dem Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen keinen irdischen Prozeß, der zu einer gleichmäßigen Kappung derartig verschieden harter Schichten wie etwa des Muschelkalks und der Lettenkohle — zumal hoch über der lokalen Erosionsbasis — fähig wäre.

Für den Nachweis des Vorhandenseins einer solchen schichtunabhängigen Einebnung sind besonders die Stellen aufzusuchen, wo die krönende Altfläche einzelne auftretende Sättel oder Mulden im Bereich eines sonst flachlagernden Schichtenbaus kappt. Das ist auf der Fränkischen Gäufläche etwa am Thüingersheimer Sattel oder den zahlreichen verwandten Störungen südlich von Würzburg der Fall, die soeben U. HOFFMANN (1964) beschrieben hat. Hier,

im Grabfeld und ebenso in der aus vielen Resten rekonstruierbaren Scheitelfläche der Haßberge (SPÄTH, 1965) greifen solche Flächen über Verwerfungen von über 100 m Sprunghöhe, im Kulmbacher Bergland sogar über solche von 1 000 m Sprunghöhe hinweg. Dort werden nebeneinander Muschelkalk und Malm in gleicher Höhe gekappt.

8) In Tafelländern streichen die harten Schichten an den Hängen der zerschneidenden Täler stets als markante Denudationsstufen aus („Schichtstufen“, an denen die harte Schicht in voller Mächtigkeit ausstreicht, nach GRADMANN, 1931 u. a.). Die gleichen Schichten treten, wenn sie auf der krönenden Altfläche selbst in spitzem Winkel ausstreichen, stets nur wenig und auf jeden Fall in ganz anderer Weise morphologisch hervor. Auf diesen Unterschied hat in rezentropischen Tafelländern zuerst K. KAYSER (1949) beim Vergleich des steilen Ostabfalls mit der Scheitelfläche der Drakensberge hingewiesen. Die gleichen Schichten, die am Steilrand markante Denudationsstufen bilden, treten auf der Höhe der Fläche entweder nur als ganz flache „Cuestas“ oder sogar als Reihen völlig getrennter Schildinselberge auf. Im Fränkischen Gaoland sind solche fossilen Schildinselberge häufig an das Ausstreichen des Quaderkalkes geknüpft.

Auf Altflächen über kristallinem Grundgebirge spielen Felsburgen oft eine ähnliche Rolle. Solche Felsburgen fehlen nur auf eisüberformten Altflächen. Sie treten aus diesem Grunde auf den Britischen Inseln nur in dem von der Rißvereisung nicht mehr erreichten Südengland auf, fehlen aber in den nördlichen Teilen der Britischen Hauptinsel und Irlands.

9) In manchen Fällen läßt der Verlauf großer Landstufen noch deutlich das Vorhandensein einer älteren Rumpffläche mit Dreiecksbuchten erkennen. Dies gilt von den fossilen Rumpfstufen auf der nördlichen Erzgebirgsabdachung (BÜDEL, 1936). Im Tafelland der Edge-Insel SO-Spitzbergens konnte WIRTHMANN (1963) den Nachweis führen, daß auch dort alte Dreiecksbuchten aus einer tertiären Zeit der Flächenspülung von der tieferen Basisfläche der Insel, die sich langsam aus dem Schelfboden der Barents-See erhebt, in den höheren Kern dieser Insel eingreifen.

10) Alle echten Altflächenreste (soweit sie nicht vom Eis überflossen waren) tragen niemals junge Skelettböden, sondern stets eine mächtige reife Bodendecke von durchwegs polygenetischem Charakter. Auf diesen Punkt hat besonders KÖRBER (1956, 1963) verwiesen. Selbst wenn tertiäre Bodenreste fehlen, tragen sie mindestens eine — oft sehr mächtige — Kryoturbationsdecke, darüber (bei sonst geeigneten Umständen) oft noch eine Lößdecke und auf dieser das vollständige postglaziale Bodenprofil.

11) Auf allen echten Altflächen sind darüber hinaus an der Basis der genannten quartären Bodendecken häufig noch Reste tertiärer Böden aus der Zeit der einstigen aktiven Flächenbildung weit verbreitet. Altflächen über Massengesteinen tragen oft noch geschlossene Decken von Rotlehm (Waldecker Bergland nach KÖRBER, 1956) oder Kaolinerde (Böhmische Randgebirge an verschiedenen, früher häufig als Lagerstätten für die Porzellanherstellung aus-

gebeuteten Stellen, vgl. WURM, 1956). In allen Kalkgesteinen (Muschelkalk, Malmkalk, Marmor des Fichtelgebirges) sind die tieferen Karstschlotten fast regelmäßig mit vorpleistozänem Rot- oder Gelblehm aus der Zeit der „Alten Tropenerde“ erfüllt: In über 100 solchen Schlotten der südlichen Franken- und Schwabenalb konnte DEHM (1961) z. T. sehr reiche Säugetierfaunen aus allen Stufen der „Alten Tropenerde“ bergen: 2 aus dem Mittel-Eozän, eine aus dem Ober-Eozän, 38 aus dem Unter-Oligozän (Lattorf), 2 aus dem Mittel-Oligozän (Rupel), 5 aus dem Ober-Oligozän (Chatt), 8 aus dem Unter-Miozän (Aquitain), 4 aus dem Mittel-Miozän (Burdigal) und zwei weitere aus dem Helvet, 8 aus dem Ober-Miozän (Torton und Sarmat), 21 aus dem Unter-Pliozän (Pont) und 5 aus dem Mittel- und Ober-Pliozän (Piacent und Asti). Das sind je 48 Fundstellen aus dem Alt- wie aus dem Jungtertiär. An Hand der Lagerungsverhältnisse konnte Dehm nachweisen, daß während dieser ganzen Zeit vom Eozän bis heute die Albfläche höchstens 50 m parallel zu sich selbst niedergelegt wurde. Die heutige Fläche ist dabei schon etwa seit dem Mittel-Pliozän fossil geworden. Sie wurde seitdem von der oberpliozänen und vor allem von der pleistozänen Talbildung vom Rand her zerschnitten und wird so — allerdings im Kalkgestein besonders langsam — allmählich aufgezehrt.

12) Bei Altflächen über kristallinem Grundgebirge finden sich unter solchen Tertiärböden, in denen der Gesteinsuntergrund chemisch völlig umgewandelt ist, häufig noch tiefe Vergrusungszonen, in denen die ursprüngliche Gesteinsstruktur im ganzen noch erhalten ist. Sie entsprechen bis in die Einzelheiten den Vergrusungszonen unter den polygenetischen Rotlehmdecken auf aktiven tropischen Rumpfflächen. Sie sind aus dem Odenwald, dem Harz, den Sudeten (Riesengebirge) und dem Fichtelgebirge vielfach bekannt geworden. Dort erreichen sie nach WURM (1956) bis zu 100 m Tiefe. Häufig schließen diese Vergrusungszonen noch Pfeiler und Blöcke unzersetzen Gesteins ein. Daß aus ihm dann durch kaltzeitliche Abtragung Felsburgen (Luisenburg bei Wunsiedel) und Blockmeere hervorgehen können, hat HÖVERMANN (1949) für den Harz nachgewiesen.

13) Außer den Bodendecken finden sich auf echten Altflächen häufig noch Reste randlich übergreifender Sedimentdecken aus der Zeit der „Alten Tropenerde“, so miozäne in der Oberpfalz (WIRTHMANN, 1961), in der Rhön (MENSCHING, 1958) und am Südsaum der Frankenalb (BÜDEL, 1958). In breiter Front greifen tertiäre Schichten verschiedener Stufen auf den sanften Nordabfall des Erzgebirges oder am Ostsaum der Böhmisches Masse gegen Mähren und das Weinviertel, auf den Ostsaum des steirischen Randgebirges, insbesondere im mittleren Burgenland von der Tertiärfüllung des steirischen Hügellandes und West-Ungarns her über (J. FINK, 1959).

14) Viele solche Sedimentdecken auf Resten tertiärer Rumpfflächen sind nur unter dem Schutz überlagernder Basaltdecken noch erhalten. Daneben liegen solche Basaltdecken Teilen alter Rumpfflächen auch unmittelbar auf. Diese werden dadurch oft besonders gut konserviert. Dies ist etwa im Nordspessart und in der Rhön, im Erzgebirge, in vielen Teilen Böhmens und der Oberpfälzer Senke (WIRTHMANN, 1960) der Fall; in größtem Ausmaß im

Hoggar-Gebirge, in Äthiopien und in NW-Dekan. Falls solche Basaltermäntel datierbar sind, ist dadurch auch das Mindestalter der von ihnen überdeckten Rumpffläche festgelegt.

In anderen Fällen kappen solche Rumpfflächen ältere Basaltstiele. Falls deren Ausbruchszeit bekannt ist, kann daraus das Höchstalter der kappenden Rumpffläche abgeleitet werden.

15) Auf Kalkgestein sind echte Altflächen stets durch wohlausgebildete Karsthohlformen, insbesondere große Dolinen gekennzeichnet. Auf jünger zugeschärften Firsten und Rücken fehlen solche in der Regel völlig. Auch auf diesen Umstand hat besonders KÖRBER (1963) verwiesen. Beispiele dafür finden sich auf der Franken- und Schwabenalb, auf den Hochflächen des Schweizer und des Französischen Jura, auf den Hochplateaus der nördlichen und südlichen Kalkalpen sowie in größtem Ausmaß auf denjenigen der Dinariden. Auf die präpleistozäne Anlage der größeren Dolinen haben in einzelnen dieser Gebiete besonders KAYSER (1934) und BÖGLI (1960) verwiesen.

XV. Zusammenfassung

Der Ostabfall des Dekan-Hochlands zur Koromandel-Küste im Bereich zwischen Bangalore und Madras bildet den besonders reinen Beispielfall einer aktiven Rumpftreppe. Sie besteht im wesentlichen aus zwei großen Flächen, nur im Norden des Arbeitsgebietes schaltete sich noch eine dritte Fläche als Zwischenform ein.

Die tiefere dieser beiden Flächen: die Tamilnad-Fläche, schließt breit an die Küste an und reicht von dort im Mittel 100 km, in Ausläufern bis 200 km landeinwärts. Sie steigt dabei bis 200 bzw. bis über 500 m empor. Dann erfolgt eine Steilstufe von einigen 100 m Höhe, die zur höheren Fläche von Bangalore (750—900 m) emporführt. Diese wird ihrerseits noch von Inselbergen überragt, von denen die höchsten fast 1 500 m erreichen. Diese treten aber weniger in der Mitte als an den Rändern der Bangalore-Fläche auf (vgl. Abb. 5). Den Bereich des Stufenabfalls zwischen den beiden großen Flächen nehmen zwei weitere Relieftypen ein. Unmittelbar an den scharfen Oberrand der tieferen Tamilnad-Fläche schließt sich zunächst ein „Tropisches Gebirgsrelief“ mit schmalen, im Längsprofil stark gestuften echten Erosionstälern an. Oberhalb dieser stark zertalten Randzone folgt bis zum Unterrand der höheren Bangalore-Fläche ein „Tropisches Rückenrelief“. Die flachen Muldentäler — „Spültäler“ —, die es erzeugen, verdanken nicht der Flußerosion, sondern einer linienhaften Konzentration des Doppelvorgangs der Tiefenverwitterung und der oberflächlichen Abspülung ihre Entstehung. Wir bezeichnen diesen Vorganskomplex als „Linienpülung“.

Die funktionale Erklärung dieser vier Beispielfälle der Reliefbildung im Bereich der wechselfeuchten Tropen wird hier besonders dadurch erleichtert, daß das ganze betreffende Gebiet einheitlich aus Granit besteht, der nur sehr kleine Bereiche sedimentärer Schuppen einschließt und von wenigen Doleritgängen durchschlagen wird. Die Einflüsse des Klimas und der Epirovarianz treten daher um so klarer hervor.

Die T a m i l n a d - F l ä c h e ist das Muster einer in aktiver Ausbildung begriffenen Rumpffläche. Ihr Gefälle im ganzen beträgt nur 2 ‰ = 0,6°, das Gefälle des auf ihr ausgebildeten hydrographischen Netzes im einzelnen, d. h. zwischen den „Spülscheiden“ und „Spülmulden“, in denen hier das Wasser abrinnt, beträgt im Mittel auch nur 10 ‰, im Extrem 20—30 ‰ (= 1,2—1,7°). Nur im unmittelbaren Vorfeld der oberen Randstufe der Fläche oder aufsitzender hoher Inselberge („Auslieger-Inselberge“) kann ganz lokal und weitab von den Flüssen das Gefälle dieser Flächen auf 3,5—4° ansteigen. Wir nennen diese stets nur wenige hundert Meter breiten steileren Saumteile der Fläche vor ihrem scharfen Oberrandknick (am Fuß von Inselbergen oder ihrer oberen Randstufe) „Spülpedimente“.

Die Bildung der Tamilnad-Fläche erfolgte und erfolgt fortlaufend durch den „Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen“. Eine mächtige Rotlehmdecke von im Mittel 4—10 m Dicke überzieht die ganze Fläche. Sie ist das Produkt einer allenthalben rasch in die Tiefe greifenden chemischen Verwitterung. Durch sie entsteht über dem anstehenden Granit an der Basis dieser Rotlehmdecke die „Verwitterungs-Basisfläche“. An den Klüften des Granit greift die Verwitterung rascher in die Tiefe. Dazwischen bleiben „Grundhöcker“ stehen. So erhält die Verwitterungs-Basisfläche im einzelnen ein unebenes Relief. Wo harte Granitschlieren austreichen oder die Klüfte weit auseinandertreten, können die Grundhöcker als „Schildinselberge“ über die Bodenoberfläche aufragen.

Das ganze Rotlehmprofil ist auf diesen Flächen ohne Bewegung, ohne Abtragungsvorgänge: es ist allein ein Produkt der raschen chemischen Verwitterung an Ort und Stelle. Die Abtragung findet nur auf der Oberfläche der Rotlehmdecke, der „Spülfläche“ statt. Sie erfolgt während der Regenzeit ruckweise (quantenhaft) in gleichmäßig über die ganze Fläche verbreiteten kleinen Spül-Rinnsalen. Diese fließen zu größeren Bächen und endlich zu Flüssen zusammen. Aber die kleinsten Rinnsale wie die großen Flüsse transportieren nur Material derselben Korngröße, das die Verwitterung bereitstellte. Es ist einerseits kaolinreicher Ton und andererseits Feinsand von 50—200 μ . Auch die größeren Flüsse, die in den hyperflachen Spülmulden fließen, vermögen kein gröberes Material durch eigene Erosionsarbeit aus dem Untergrund aufzunehmen: sie erodieren nicht, sondern sind nur passiv in den allgemeinen oberflächlichen Abspülvorgang einbezogen, der diese ganzen Flächen beherrscht und ausbildet.

Im einzelnen wird in den Abschnitten VII—X nachgewiesen, daß diese Flüsse sowohl zur Tiefenerosion wie zur Seitenerosion und zur rückschreitenden Erosion unfähig sind. Die Spülmulden, in denen sie fließen, sind keine morphologischen, sondern nur hydrologische Einheiten. An ihren Rändern fehlen alle morphologischen Arbeitskanten.

Eine morphologische Einheit, begrenzt durch scharfe Arbeitskanten an ihrem Oberrand und am Fuß jedes großen „Auslieger“-Inselberges, ist nur die Fläche als Ganzes! Sie dehnt sich an diesen Arbeitskanten ständig weiter aus. Dies geschieht hier durch den Prozeß der „subkutanen Seiten-Denudation“. Er ist eine verstärkte Form des allgemein auf diesen Flächen herrschenden Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen. Die Verstärkung kommt dadurch zustande, daß die zur Regenzeit fallende Wassermenge an dieser Kante durch das Wasser verstärkt wird, das von den steilen, oft felsigen Hängen der Inselberge oder der oberhalb anschließenden Randstufe abrinnt. So zieht sich am Fuß solcher Hänge eine Zone besonders starker Durchfeuchtung der Rotlehmdecke und besonders starker Tiefenverwitterung hin (Abb. 2 und Bild 2). Sie kann solche Hänge geradezu unterhöhlen und hält sie damit steil. Jede aktive Rumpffläche dehnt sich so an dieser Arbeitskante (SB-Akk, Abb. 2) ständig auf Kosten des höheren Geländes aus.

Solange die Erosionsbasis des Meeres fest bleibt, wird diese Fläche durch den Mechanismus der doppelten Einebnung zugleich als Ganzes parallel zu sich selber tiefer gelegt und dabei in jeder Richtung immer flacher. Die Ausbildung solcher Rumpfflächen ist an das wechselfeucht-tropische Savannenklima mit 1—10 humiden Monaten neben deutlichen Trockenzeiten, ferner an Schollen ohne oder mit nur mäßiger tektonischer Hebung sowie an den Anschluß an eine festliegende Erosionsbasis — des Meeres oder großer Binnenbecken — gebunden, unter welche keine Eintiefung von Erosionslinien (Tälern) mehr möglich ist. Auch die höhere Fläche von Bangalore wurde einst (vor dem Miozän) im Anschluß an eine solche lange Zeit festliegende marine Erosionsbasis angelegt. Dann erfolgte im Miozän die Aufwölbung Dekans, wobei die Scheitelfläche von Bangalore annähernd im Block gehoben wurde. Zur Küste hin klingt diese Hebung wellenförmig aus. Hier wurde nun die jüngere Fläche in den Körper der höheren vertikal eingetieft und horizontal ausgedehnt. Die höhere Fläche von Bangalore vermag sich an ihrem Oberrand — gegen die ihr aufsitzenden Inselberge — durch denselben Mechanismus der subkutanen Seitendenudation auszudehnen und wird auch als Ganzes durch den Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen noch langsam parallel zu sich selber tiefer gelegt. Aber von unten her wird diese Fläche nun durch die Zertalung aufgelöst, die an die Zone des Stufenrandes geknüpft ist. Von dort greift auch eine allmählich verstärkte Abspülung auf weite Teile dieser Fläche aus. Dadurch wird die Rotlehmdecke hier dünner und die Verwitterungs-Basisfläche tritt in weiten Schildinselberg-Fluren immer stärker an die Oberfläche. So verwandelt sich hier die aktive Spülfläche allmählich in eine langsam immer weiter fossilisierte Fels-Rumpffläche. In der Tertiärzeit, in der Zeit der „Alten Tropenerde“ reichten Varianten dieses der Rumpfflächenbildung günstigen tropischen Savannenklimas im Eozän noch bis ins Subpolargebiet, später, im Miozän und älteren Pliozän noch bis Mitteleuropa. Aus dieser Zeit sind fast auf der ganzen Erde die ältesten Reliefgenerationen des heutigen Formbildes in Gestalt fossiler Rumpfflächen („Altflächen“) oder Restriedel von solchen erhalten. Das gilt von altkonsolidierten Schollen wie von Tafelländern mit flachlagerndem Schichtbau und von jungen (alpidisch oder saxonisch) gestörten Gebieten.

Heute liegen diese Altflächen in sehr verschiedenen Höhenlagen und Klimazonen. In Kap. XIII u. XIV wird gezeigt, daß diese Flachformen selbst unter extremen Klimabedingungen eine äußerst zähe Erhaltungsfähigkeit besitzen: selbst gegenüber strömendem Eis und dem Subpolarklima der „exzessiven Talbildungszone“ bleiben sie für die dort herrschenden Abtragungsvorgänge durch lange Zeiten unangreifbar und können daher in Restriedeln noch sehr lange erhalten bleiben.

Abschnitt XIV schildert endlich die Methoden, mit denen im Ektropenklima der Mittelbreiten echte Restriedel fossiler Rumpfflächen aus der Zeit der alten Tropenerde von zufällig etwa in gleicher Höhe gelegenen Rücken jüngerer Abtragung und Zuschärfung unterschieden werden können.

XVI. Summary

The eastern slope of the Deccan Highlands towards the Coromandel Coast in the region between Bangalore and Madras offers a model example of a Rumpftreppe. Essentially it consists of two large plains. Only in the north of the field under consideration exists a third plain which is included as an intermediate form.

The lower of these plains, the Tamilnad Plain, broadly follows the coastline and reaches inland an average of 100 km and in places to 200 km. It rises to an altitude of 200 m and on occasion exceeds 500 m. It is then succeeded by a steep step some 100 m in height which leads to the higher Bangalore Plain (750—900 m) overtopped, however, by inselberge, the highest of which reach almost 1500 m. But these occur less at the centre than on the fringe areas of the Bangalore Plain (cf. Fig. 5). There are two other relief types in the region of decreasing gradation between both the large plains. Firstly a "Tropisches Gebirgsrelief" (tropical mountain relief) with narrow, and in the long profile much graded true erosion valleys, immediately joins the abrupt upper edge of the lower lying Tamilnad Plain. A "Tropisches Rückenrelief" (tropical ridge relief) follows, beginning above the border zone so much dissected by valleys and continuing as far as the lower edge of the higher Bangalore Plain. The shallow trough-shaped valleys — "Spültäler" (rills) — which produce the ridge relief, do not owe their existence to river erosion but to a line-like concentration of both the process of weathering in the lower strata and the process of surface run-off. This complex of processes is described as "Linienspülung" (linear run-off).

Here the functional explanation of the four examples of relief formation in the tropical zone of alternating humidity has been made especially easy by the fact that the entire region consists uniformly of granite with only very small extents of sedimentary flakes and penetrated by only a few dolerite veins. Thus the influence of climate and epirovariability emerge the more clearly.

The Tamilnad Plain is a model of a Rumpffläche in the process of active formation. Its entire slope reaches no more than 2 ‰ or 0.6°; the gradation of the hydrological network operating on the plain — that is between the "Spülscheiden" (run-off divides) and the "Spülmulden" (run-off troughs) which collect the water here — show in detail a mean value of only 10 ‰, with extremes of 20 to 30 ‰ (= 1.2 to 1.7°). Only in the area on the immediate front of the upper edge of the plain or the high inselberge ("Auslieger-Inselberge") perched on top far away from rivers and in markedly localized situations does the gradient of these areas rise to 3.5 to 4°. These never more than a few hundred metres-wide and somewhat steeper margins of the plain which begin at the sharp break on the upper edge — i. e. at the foot of the inselberge or their upper step edge — we term "Spülpeditimente" (run-off pediments).

The formation of the Tamilnad Plain has occurred and continues to occur as a result of the "Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen" (mechanism of duplicate planation surfaces). A heavy sheet of red loam of an average thickness of 4 to 10 metres covers the entire area and is the product of a chemical decomposition above the granite at the base of the red loam cover. Along fissures in the granite the decomposition reaches the lower levels more speedily. "Grundhöcker" (basement humps) persist between them. Thus a close-up of the basic plain of decomposition presents an uneven relief. With hard granite measures spreading out or fissures diverging widely, the basement humps rise above the soil surface to form "shield inselberge".

The entire profile of the red loam is without motion and lacks any denudation process on these plains: it is nothing but a product of the first chemical decomposition. Denudation only occurs on the surface of the red loam cover the "Spülfläche" (run-off plain). It occurs by fits and starts, continuing step by step, during the rainy season by way of small grooves evenly distributed over the entire plain. These coalesce to make up bigger streams and finally to form rivers. The smallest brooks and the biggest rivers alike, however, only transport material of the same grain size which has to be provided by decomposition. It is a clay rich in kaolin on the one hand and fine sand of 50 to 200 μ on the other. Larger rivers too, flowing in the hyper-shallow "Spültäler" are not able to acquire bigger material from the underground by their own erosive activity: they do not erode but are merely drawn passively into the general process of superficial run-off which governs and shapes these entire surfaces.

In paragraphs VII—X it has been proved in detail that these rivers are incapable of depth erosion as they are incapable of lateral and regressive erosion. The run-off troughs they use are not morphological but only hydrological units. Along their margins all signs of working edges are absent.

A morphological strict unit defined by distinct working edges at their upper brink and at the foot of each "outlier inselberg" can only be seen in the area as a whole. It continues to extend further at these working edges by the process of sub-cutaneous lateral denudation: it is an intensified form of the mechanism of the duplicate planation surfaces generally prevalent on these plains. The intensification is brought about by the fact that precipitation falling during the rainy season is joined at this brink by the water running off the steep and often rocky slopes of the inselberge or running down the break-of-slope from above. Thus there is a zone of particularly high moisture saturation of the red loam cover and of especially intense decomposition in depths extending along the foot of such slopes (Fig. 2 & Photo 2). Such slopes can even be actually undermined and thus kept steep. In this way an active peneplain continually extends at this working edge (SB-Akk, Fig. 2) at the expense of the terrain above.

As long as the erosion base-level of the sea remains constant the mechanism of duplicate planation surfaces will lower this area as a whole parallel to itself and become flatter and flatter in every direction. The formation of such peneplains is conditioned by the alternately humid tropical climate of the savanna

with 1 to 10 humid months besides distinct dry seasons; it occurs on continents with only little or no tectonic uplift and in connection with a fixed base-level of erosion — the sea or large inland waters — which does not allow further incisions of erosion lines (valleys). The higher plain of Bangalore once formed before the Miocene in conjunction with a marine erosion-base which persisted over a long period. The vaulting of the Deccan followed in the Miocene, accompanied by the uplifting of the summit region of Bangalore almost en bloc. This uplift declines in wave-like fashion towards the coast. At this point the younger plain was vertically let into the body of the upper one and horizontally extended. The upper plain of Bangalore is able to extend its upper edge against its “perched” inselberge by virtue of the same mechanism of the dual levelling. But now this plain is being dissolved from below by valley formation which is connected with the zone marked by steps. Thus the red loam cover decreases here and the basic plain of decomposition comes more and more to the surface in the form of extensive shield inselberge. In this way the active plain of run-off gradually turns into a more and more fossilized rock-peneplain. In the Tertiary, the period of the “old tropical earth”, variants of the tropical savanna climate favouring the formation of peneplains extended as far as the subpolar regions in the Eocene and later, in the Miocene and older Pliocene, as far as Central Europe. It is from this age that nearly everywhere on earth the oldest relief generations of our present range of forms have been preserved in the shape of fossil peneplains (old plains) or remains of such. This applies to long consolidated continents as well as to plateaux formed of flat strata deposits and to young regions with alpidian or saxon tectonic structures.

At the present time the old plains are to be found at various altitudes and in various latitudes: pg. XIII—XIV shows that these flat forms are endowed with an exceptional ability to survive even extreme climatic conditions. For long periods even floating ice and the sub-polar climate of the „excessive valley formation” do not succeed in subduing them for the break-down processes effective there and thus they manage to persist in remnant fragments.

Lastly, paragraph XIV presents the methods which enable us to distinguish genuine remnant fragments of fossil peneplains from the period of “old tropical earth” in the central latitudes from ridges formed by recent breakdown processes and working stages which are accidentally situated at the same height.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

- ACKERMANN, E., 1936: Dambos in Nordrhodesien. Wiss. Veröff. Dt. Museum Länderkde. Leipzig, N. F. 4.
- ACKERMANN, E., 1962: Büßersteine — Zeugen vorzeitlicher Grundwasserschwankungen. Ztschr. f. Geomorph. Bd. 6.
- BAKKER, J. P., 1957: Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. Ztschr. f. Geomorph., 2.
- BAKKER, J. P., u. MÜLLER, 1957: Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. Stuttg. Geogr. Studien, 69.
- BERRY, L., 1964: Some erosional features in semi-arid Sudan. 20. Int. Geogr. Congr., Abstracts of papers, Suppl. 3, London.
- BIROT, P., 1960: Le cycle d'érosion sous les différents climats. Rio de Janeiro.
- BOBEK, H., 1961: Die Große Kawir und die klimamorphologische Gesamtzonierung Irans. Vortr. Koll. Würzburg 14. 6. 1961.
- BREMER, H., 1963: Der Einfluß von Vorzeitformen auf das rezente Relief Zentral-Australiens. Tagungsber. u. wiss. Abh. Dt. Geographentag Bd. 34, Heidelberg.
- BROCHU, M., 1959: Genèse des moraines des boucliers cristallins (exemple du Bouclier Canadien). Ztschr. f. Geomorph., 3.
- BROCHU, M., 1962: Nouveaux indices de la genèse de type tropical humide des moraines des boucliers cristallins. Ztschr. f. Geomorph., 6.
- BRUNNER, H., 1964: Diskussionsbemerkungen über Süd-Indien auf der Arbeitstagung der Akademie „Leopoldina“ in Halle am 15./16. 11. 1964.
- BÜDEL, J., 1936: Die Rumpftreppe des westlichen Erzgebirges. Verh. u. wiss. Abh. 25. Dt. Geographentag Bad Nauheim.
- BÜDEL, J., 1948: Das System der klimatischen Morphologie. Dt. Geographentag München 1948, Landshut 1950.
- BÜDEL, J., 1952: Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika. Erdkunde VI.
- BÜDEL, J., 1954: Klima-morphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953. Erdkunde VIII.
- BÜDEL, J., 1955: Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggargebirge (Zentrale Sahara). Erdkunde IX.
- BÜDEL, J., 1957 a: Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. Ztschr. f. Geomorph. Bd. 1
- BÜDEL, J., 1957 b: Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimaräumen. Dt. Geogr. Tag 1957, Würzburg.
- BÜDEL, J., 1957 c: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. Würzb. Geogr. Arb., H. 4/5, S. 5—46.
- BÜDEL, J., 1961: Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barents-Insel auf Grund der Stauerland-Expedition 1959/60. Dt. Geographentag Köln, Tagungsber. u. wiss. Abh.
- BÜDEL, J., 1963 a: Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. Eiszeitalter u. Gegenwart, 14.
- BÜDEL, J., 1963 b: Klima-genetische Geomorphologie. Geogr. Rundschau 1963, H. 7.
- CARL, J., 1930: Dans les massifs montagneux de l'Indie méridionale. Le Globe, Memoires, Genf.

- CHATTERJEE, S. P., 1961: Fluctuations of Sea level around the coasts of India during the Quaternary Period. *Ztschr. f. Geomorph., Suppl. Bd. 3*, 1961.
- CHATTERJEE, S. P., 1964: Land-use Mapping in India. 1960—1964. 20th Internat. Geographical Congr. Abstracts of papers, p. 227. Th. Nelson, London.
- CREDNER, W., 1935: Siam, das Land der Tai. *J. Engelhorn Nachf., Stuttgart*.
- DEHM, R., 1961: Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. *Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1. S. 27—56*.
- DEHM, R., 1964: Dinotherien in der Chinji-Stufe der unteren Siwalik-Schichten. *Abh. Bayer. Akademie d. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., N. F., H. 114*.
- DAVIS, W. M., 1899: The geographical cycle. *Geogr. Journal*.
- DAVIS, W. M., u. RÜHL, A., 1912: Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig.
- EILERS, W., 1964: Etymologische Ableitung geographischer Begriffe in indogermanischen Sprachen. *Freundl. mündl. Mitteilg.*
- FINCK, A., 1963: Tropische Böden. *Verl. Parey, Hamburg u. Berlin*.
- FINK, J., 1961: Pliozäne Flächen im mittl. Burgenland. *Freundl. mündl. Mitteil.*
- GLASER, U., 1964: Die miozäne Strandzone am Südsaum der Schwäbischen Alb. *Würzburger Geogr. Arb. H. 11*.
- GRADMANN, R., 1931: Süddeutschland I. Allg. Teil. *Engelhorn's Nachfolger Stuttgart*.
- HAGEDORN, J., 1964: Geomorphologie des Ulzener Beckens. *Göttingen Geogr. Abh., Heft 21*.
- HELBIG, K., 1965: Die Asymmetrie der Dellen im Umkreis Süd-Deutschlands. *Dissertation Würzburg*.
- HETTNER, A., 1924: Noch einmal die leidigen Fast-Ebenen! *Geogr. Ztschr. 30. Jg.*
- HÖVERMANN, J., 1949: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. *Göttinger Geogr. Abh., H. 2*.
- HOFFMANN, U.: Die Geologie des Blattes Würzburg-Süd 1 : 25 000 (Stratigraphie der Trias und Tektonik im südlichen Unterfranken). *Würzburger geolog. Dissertation, 1964*.
- JESSEN, O., 1936: Reisen und Forschungen in Angola. *D. Reimer, Berlin*.
- KAR, N. R., 1962: Investigation on a piedmont drift deposit in the Fort-Hills of the Eastern Himalaya and its glacial and periglacial significance. *Biuletyn Periglacialny 11*.
- KAYSER, K., 1934: Morphologische Studien in Westmontenegro II. *Ztschr. Ges. Erdkunde, Berlin*.
- KAYSER, K., 1949: Die morphologischen Untersuchungen an der großen Randstufe an der Ostseite Südafrikas. In: *Die große Randstufe usw. von E. Obst u. K. Kayser. Sonderveröffentl. III der Geogr. Ges. Hannover*.
- KAYSER, K., 1958: Zur Flächenbildung, Stufen- und Inselberg-Entwicklung in den wechselfeuchten Tropen auf der Ostseite Süd-Rhodesiens. *Tag-Ber. u. wiss. Abh. Dt. Geographentag Würzburg, Wiesbaden 1958*.
- KELLER, R., 1961: Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Eine Einführung in die Hydrographie. *Haude u. Spener, Berlin*.
- KELLOGG, C. E., 1960: Soil map of the world. *FAO Agric. Studies No. 43, Rom*.
- KNETSCH, G., 1954: Allgemeine geologische Beobachtungen in Ägypten. *Neues Jahrbuch Geologie und Pal. 99*.
- KNETSCH, G., 1957: Eine Strukturskizze Ägyptens und einiger seiner Nachbargebiete. *Geol. Jahrbuch 64*.
- KNETSCH, G., 1964: Diskussionsbemerkung über fossile Tropenböden im Spessart auf der Arbeitstagung der Akademie „Leopoldina“ in Halle am 15./16. 11. 1964.
- KÖRBER, H., 1956: Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. *Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Würzburger Geogr. Arb. H. 3*.
- KÖRBER, H., 1962: Die Entwicklung des Maintals. *Würzburger Geogr. Arb. H. 10*.
- KREBS, N., 1933: Morphologische Beobachtungen in Süd-Indien. *Sitzungsberichte Preuß. Akademie der Wissenschaften, Phys.-Math. Reihe XXII*.
- KREBS, N., 1933 d: Das südlichste Indien. *Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin, H. 7/8*.

- KREBS, N., 1935: Zur Morphologie der Ostghats. Sitzungsberichte Preuß. Akademie der Wissenschaften. Phys.-Math. Reihe XVI.
- KREBS, N., 1936: Klima und Bodenbildung in Süd-Indien. Ges. f. Erdkunde Berlin.
- KREBS, N., 1939: Vorderindien und Ceylon. Eine Landeskunde. J. Engelhorn Nachf., Stuttgart.
- KREBS, N., 1942: Über Wesen und Verbreitung der tropischen Inselberge. Abh. Preuß. Akademie der Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Reihe 6.
- KUBIENA, W. L., 1962: Polygenetische Bodenkunde und Aufbauelemente der Tropenböden. Vortrag Univ. Hamburg am 12. 12. 1962.
- LAUER, W., 1951: Hygrische Klimate und Vegetationszonen der Tropen mit besonderer Berücksichtigung Ostafrikas. Erdkunde V.
- LEHMANN, H., 1936: Morphologische Studien auf Java. Geogr. Abh. III/9. Stuttgart.
- LEHMANN, H., 1954: Der tropische Kegelkarst auf den großen Antillen. Erdkunde VIII.
- LEHMANN, H., 1955: Der tropische Kegelkarst in Westindien. Dt. Geographentag Essen. Tagungsbericht, Wiesbaden.
- LEHMANN, H., 1960: Internat. Beiträge zur Karstmorphologie. Suppl.-Bd. 2 d. Ztschr. f. Geomorphol., hrsg. v. H. Lehmann.
- LEHMANN, O., 1922: Beiträge zur gesetzmäßigen Erfassung des Formenablaufs bei ständig bewegter Erdrinde und fließendem Wasser. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 65. Bd.
- LOUIS, H., 1952: Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern. Eiszeitalter u. Gegenwart 2.
- LOUIS, H., 1964 a: Über Rumpfflächen und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen, besonders nach Studien in Tanganjika. ZfG. 8.
- LOUIS, H., 1964 b: Completion and Destruction of peneplains in Tanganjika. Vortrag auf dem 20. Internat. Geogr. Congress London. Abstract of papers, S. 95, Nelson, London.
- MACHATSCHEK, F., 1962: Geomorphologie. 8. neubearb. Aufl. Stuttgart.
- MAULL, O., 1958: Geomorphologie, 2. Aufl. Franz Deuticke Verlag Wien.
- MAC GEE, W. J., 1897: Sheetflood Erosion. Bull. Geol. Soc. America.
- MECKELEIN, W., 1959: Forschungen in der Zentralen Sahara. Westermann, Braunschweig.
- MENSCHING, H., 1957: Geomorphologie der Rhön und ihres südlichen Vorlandes. Würzburger Geogr. Arbeiten, H. 4/5.
- MENSCHING, H., 1958: Glacis-Fußfläche-Pediment. Ztschr. f. Geomorph. 2, 1958.
- MENSCHING, H., 1964: Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfußflächen auf der Iberischen Halbinsel (Ebro-Becken — Nordmeseta — Küstenraum Iberiens). Würzburger Geogr. Arbeiten, H. 12, 1964, S. 141—161.
- PASSARGE, S., 1904: Rumpfflächen und Inselberge. Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. Bd. 56.
- PASSARGE, S., 1929: Das Problem der Inselberglandschaften. Ztschr. f. Geomorph. IV.
- PEEL, R. F., 1964: Some aspects of the Physiography of Western Tibesti. 20th Internat. Geogr. Congress, Abstracts of papers, supplement, p. 34, Th. Nelson, London.
- PENCK, A., 1910: Versuch einer Klimaklassifikation auf physiographischer Grundlage. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Kl., Berlin.
- PENCK, A., 1931: Zur Geomorphologie von Südafrika. Vortr. Berliner Geogr. Kolloquium, Sommer 1931.
- PENCK, W., 1924: Die morphologische Analyse. Engelhorn Stuttgart.
- PHILIPPSON, A., 1924, 1931: Grundzüge der allgemeinen Geographie. Bd. II, 1. u. 2. Auflage Leipzig.
- POWELL, J. W., 1876: Report on the geology of the Uinta-Mountains. Washington.
- RICHTER, H., 1963: Das Vorland des Erzgebirges, die Landformung während des Tertiärs. Wiss. Veröffentl. d. Inst. f. Landeskunde. Neue Folge 19/20, Leipzig.
- RICHTHOFEN, F. von, 1886: Führer für Forschungsreisende, Hannover.
- ROGNON, P., 1964: Altérations successives des plus anciens basaltes de l'Atakor (Sahara Central) depuis le début de Tertiaire. 20th Internat. Geogr. Congr., p. 100, Th. Nelson, London.

- RÜTIMEYER, L., 1874: Über Thal- und Seebildung. Beiträge zum Verständnis der Oberfläche der Schweiz. 1. Ausg. 1869, 2. Ausg. 1874, Basel.
- RUTHERFORD, G. K., 1964: Tropical weathering and landsurfaces in semi-arid Northwestern Australia. 20th Intern. Geogr. Congr., abstracts of papers, p. 100, Th. Nelson, London.
- SCHMIDT, W. F., 1964: Diskussionsbemerkung über Inselbergbildung nach einem Kolloquium in Tübingen am 10. 11. 1964.
- SCHMITTHENNER, H., 1956: Probleme der Schichtstufenlandschaft. Marburger Geogr. Schriften, Bd. 3.
- SEMMEI, A., 1963: Intramontane Ebenen im Hochland von Godjam (Äthiopien). Erdkunde 17.
- SICRESS, A., 1964: Distribution and socio-economic structure of Christian groups in Kevala (India). 20th Intern. Geogr. Congr., abstracts of papers, p. 289, Th. Nelson, London.
- SPÄTH, H., 1965: Geomorphologische Fragen in den Haßbergen und im Coburger Land. Würzburger Dissertation.
- THOMAS, M. F., 1964: On the study of Inselberglandscapes. 20th Internat. Geogr. Congress, abstracts of papers, Th. Nelson and Sons, London.
- THOMAS, M. F., 1965: Some aspects of the Geomorphology of domes and tors in Nigeria. Ztschr. f. Geomorph. Bd. 9, H. 1.
- TRICART, J., 1958: Geomorphologie dynamique de la moyenne vallée du Niger (Soudan). Annales de Géographie.
- TRICART, J., 1961: Les caractéristiques fondamentales du système morphogénétique des pays tropicaux humides. L'information géographique, 25. Jg., 4.
- TROLL, C., 1926: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Forsch. z. Dt. Landes- und Volkskunde XXIV. H. J. Engelhorn Nachf. Stuttgart.
- TROLL, C., 1951: Das Pflanzenkleid der Tropen. Dt. Geogr. Tag Frankfurt.
- TROLL, C., 1956: Der Klima- und Vegetationsaufbau der Erde im Lichte neuer Forschungen. Jahrbuch Akademie der Wissensch. und Literatur in Mainz.
- TROLL, C., 1957: Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvio-glazialen und periglazialen Bereich. Peterm. Mitt. Erg.-H. 262 (Machatschek-Festschrift) Gotha.
- WAIBEL, L., 1925: Gebirgsaufbau und Oberflächenform der Karrasberge in Südwestafrika. Mitt. a. d. Dt. Schutzgebieten, Bd. 33.
- WAIBEL, L., 1928: Die Inselberglandschaft von Arizona und Sonora. Sonderband Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin.
- WILHELMY, H., 1957: Das Große Pantanal in Matto Grosso. Ein Beitrag zur Länderkunde tropischer Schwemmlandebenen. Verhandl. u. Wiss. Abh. d. 31. Dt. Geogr.-Tag in Würzburg, 1957, Wiesbaden 1958.
- WILHELMY, H., 1958: Klimamorphologie der Massengesteine. Westermann-Verlag Braunschweig.
- WIRTHMANN, A., 1961: Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. Würzburger Geogr. Arb., H. 9.
- WIRTHMANN, A., 1964: Die Landformen der Edge-Insel in Südostspitzbergen. Erg. d. Stauerland-Expedition 1959/60, H. 2. Steiner-Verlag, Wiesbaden.
- WISSMANN, H. von, 1951: Über seitliche Erosion. Colloquium Geographicum, Bonn, Bd. 1.
- WURM, A., 1961: Geologie von Bayern (Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald). Bornträger, Berlin.



Bild 1. Überblick über die Tamilnad-Fläche als Typ einer aktiven Rumpffläche. Standort: 38 km wsw. Madras auf der 5 m hohen Deichkrone des Tanks (künstlicher Stauteich) von Sriperumbūdūr. Blick nach SSW auf die Inselbergflur von Chingleput, der nächste dieser Inselberge ist 18 km entfernt. Untergrund im Gesamtgebiet Granit, darauf mächtige Rotlehmdecke. Die Spül-Oberfläche ist in ein überaus flaches Netz von Spülscheiden und Spülmulden gegliedert. Die seitlichen Ausläufer des Tanks, dessen Hauptfläche links des Bildes liegt, sind in zwei solche Spülmulden rückgestaut (vorn und Mittelgrund hinten). Das Gesamtgefälle dieser Abtragungsfäche beträgt nur ein Fünftel des Würm-Schotterfeldes südlich München!



Bild 2. Unterschneidung eines Inselberges bei Kolar. Bis 5 m mächtiges, monogenetisches Rotlehmprofil auf einem Spülpediment, im Vordergrund rechts tauchen Grundhöcker der Verwitterungs-Basisfläche auf.

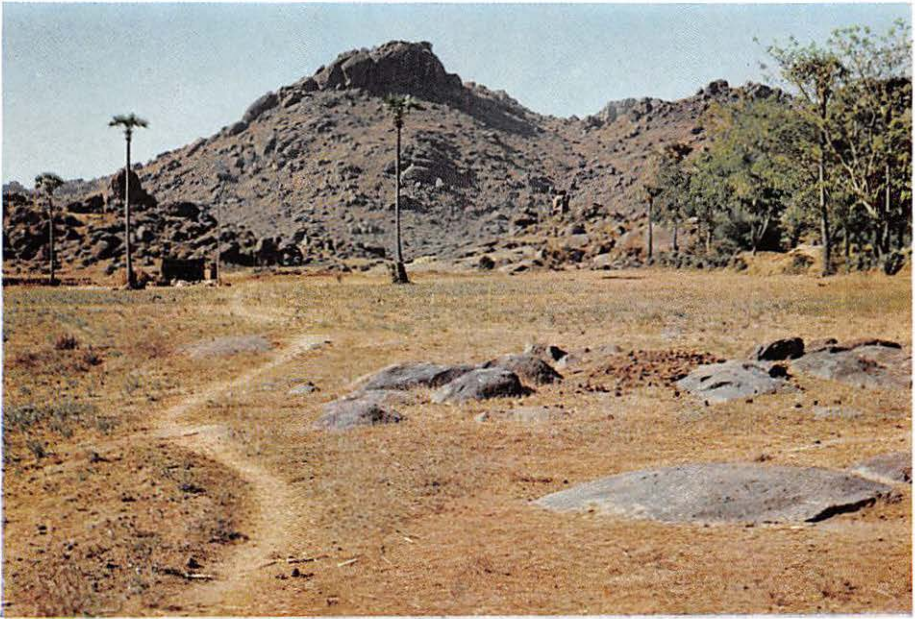


Bild 3. Scharfer Fuß des Inselgebirges von Vellore, 8 km östlich der Stadt. Blick nach SSW. Längs des Fußes die typische Zone verstärkter Bodenfeuchte, durch Kulturen genutzt. Vorn Spülpediment, links von Schildinselbergen durchragt.



Bild 4. Scharfer Randstufenfuß des Inselgebirges der Jarwadi-Hills gegen die Dreiecksbucht südlich Pallikondai (37 km wsw. Vellore, 16 km onö. Ambur). Besonders deutliche Randstufe an der Kante SB-Akk (vgl. Abb. 2). Auf dem Spülpediment vorn zwei flache Schildinselberge mit Schalenverwitterung. Der Granituntergrund der Fläche vorn und des Berghanges hinten ist völlig gleich.

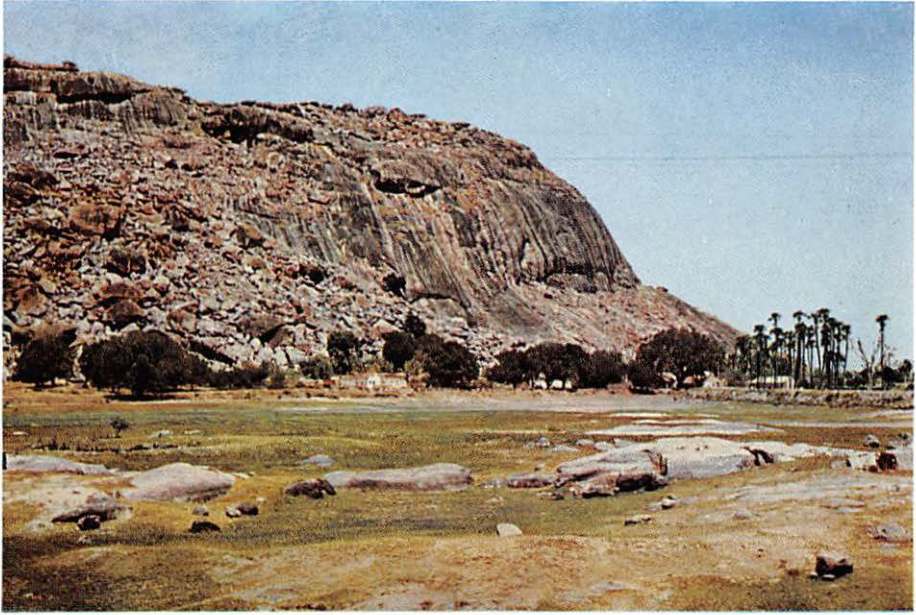


Bild 5. Domförmiger Inselberg mit scharfem Fuß bei Krishnagiri, Basis 505 m, Gipfel-
fläche 735 m. Der nacktfelsige Hang zeigt Schalenverwitterung an Druckentlastungs-
klüften (Wilbelmy, 1958), die Bergfront folgt außerdem einer in diesem Gebiet verbreiteten
Klüftrichtung SO-NW. Die Ursache der Druckentlastung ist die subkutane Seiten-Denu-
dation am Fuß; die starke Durchfeuchtung längs dieser Arbeitskante wird auch hier durch
Kulturen betont. Die Schildinselberge auf dem Spülpediment vorn zeigen eine der Berg-
front parallele Klüftung, dazu eine sekundäre \pm senkrecht dazu. Auch sonst ist der Granit
des Spülpediments dem des Inselberges gleich.



Bild 6. Randstufe zwischen zwei Rumpfflächen: der von Bangalore (links oben, rd. 670 m) und der von Chittoor (Mitte und rechts unten, rd. 470 m). Standort 10,5 km östlich Palmanūr. Blick längs der Stufe nach N: im Mittelgrund einspringende Dreiecksbucht, im Hintergrund Vorsprung der höheren Fläche, davor mehrere (größere und kleinere) Auslieger-Inselberge. Das Gefälle des Spülpediments erreicht unmittelbar vor der Stufe den hier typischen Maximalwert von 3,5 bis $< 4^{\circ}$.

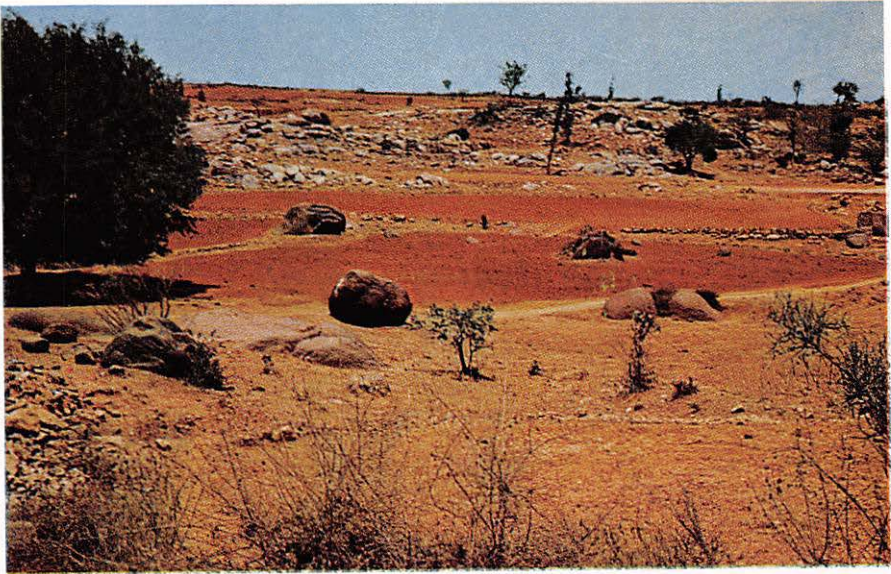


Bild 7. Spültal im „Tropischen Rückenrelief“, erzeugt durch Linienspülung (s. S. 70/71). Standort 63 km sö. Bangalore, 20 km nnw. Krishnagiri, Blick nach N. Rein muldenförmiges Querprofil, Hänge maximal 20°, keine Talsohle; die allgemeine Rotlehmdecke reicht von den Rücken (Hintergrund) über die Hänge knicklos bis in den Talgrund hinab, sie ist dort am mächtigsten und am stärksten durchfeuchtet. Besonders an den Hängen nur noch dünne, lückenhafte Rotlehmdecke, viele Blöcke und Schildinselberg-Fluren (flächenhaft auftauchende Grundhöcker, an südschwedische Rundhöcker-Fluren erinnernd, vgl. Anm. 31).



Bild 8. Dasselbe Tal wie Abbildung 10, rund 4 km talab.. Das ehemalige muldenförmige Querprofil ist im linken Bildteil noch erhalten, in seiner Mittellinie ist (rechter Bildteil) ein 5—7 m tiefer, bis 25 m breiter „Tobel“, ein „Tal im Tal“ jung rückschreitend eingetieft. Als echtes Erosionstal schneidet dieser Tobel mit deutlichen Arbeitskanten in das alte Muldental ein und legt an seiner Sohle zahlreiche „Grundhöcker“ bloß. Übergang vom „Tropischen Rückenrelief“ mit Linienspülung zum „Tropischen Gebirgsrelief“ mit Linien-erosion.

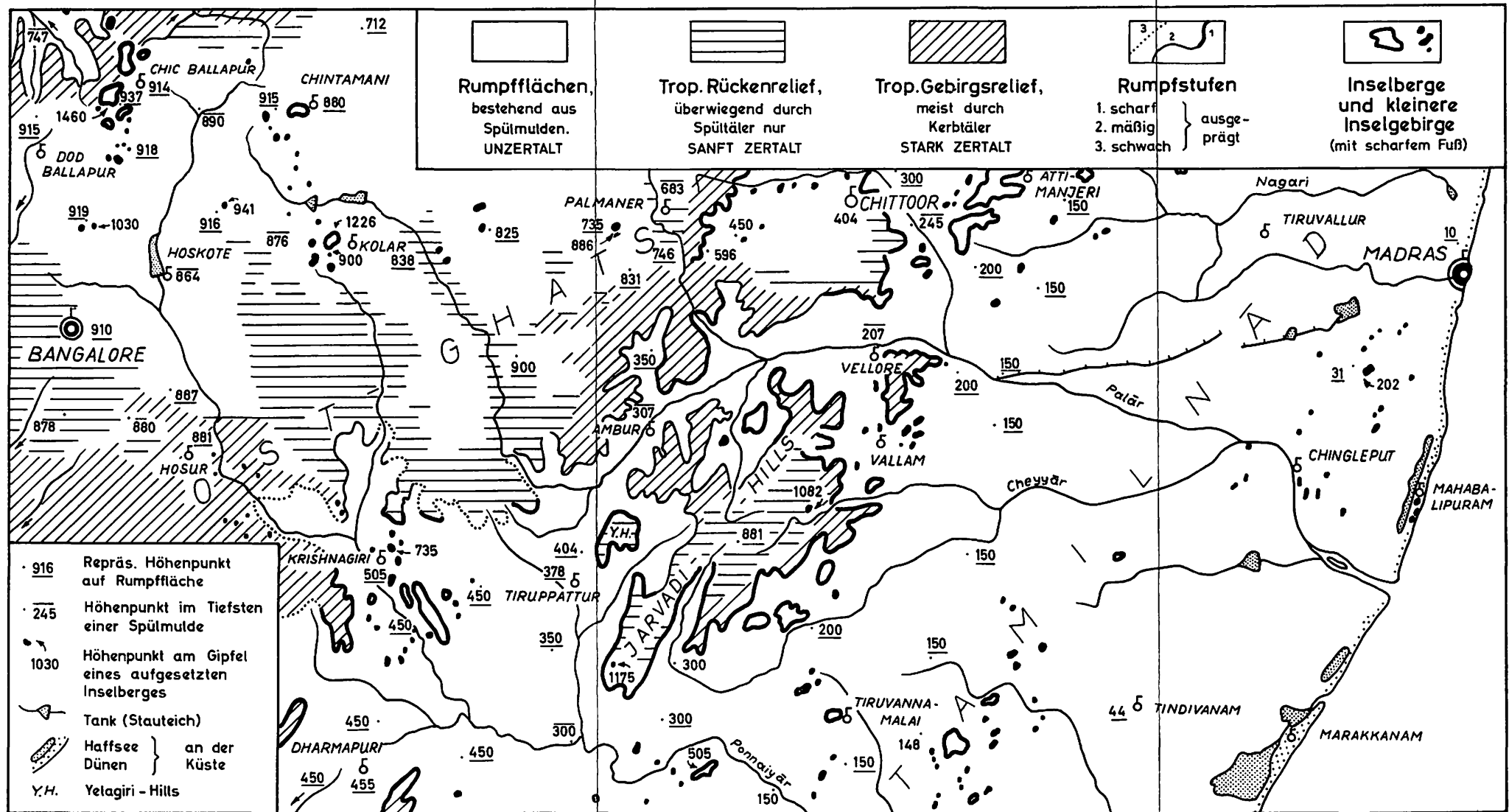


Abb. 5

DIE TROPISCHEN RELIEFTYPEN
 AN DER OSTFLANKE DES HOCHLANDES VON DEKAN (SÜD-INDIEN)

Beilage zu COLLOQUIUM GEOGRAPHICUM, Heft 8

Maßstab 1:1000 000

