

Nach Aufgabe seiner Universitätsverpflichtungen reiste Mendelssohn viel, vor allem nach Italien, Tirol und der Schweiz; häufig hielt er sich den Sommer über in der Schweiz und den Winter in Nizza auf zur Erholung und im anregenden, geselligen Verkehr. Immer wieder aber zog er sich auf seinen Besitz in Horchheim zurück. Mendelssohn erreichte das hohe Alter von fast 80 Jahren und starb nach nur eintägigem Krankenlager am 24. August 1874.

Schon die Zeitgenossen haben Mendelssohn anerkennend beurteilt. Der Historiker Johann Wilhelm Loebell (1786–1863), der zu gleicher Zeit wie Mendelssohn an der Bonner Universität lehrte, nannte das „Germanische Europa“ „eine wahre Bereicherung der Wissenschaft“²⁰). Erst um die Jahrhundertwende hat ERNST KÄMMERLING den „Versuch eines kurzen Lebensabrisses“ unternommen aufgrund persönlicher Mitteilungen aus dem Kreise der Familie Mendelssohn und seine Persönlichkeit gewürdigt, zugleich aber bedauernd vermerkt, daß „das Andenken dieses bedeutenden Mannes bei der Nachwelt erstaunlich schnell verblaßt ist“²¹).

Kein Geringerer aber als ALFRED HETTNER hat auf dem Geographentag 1907 in Nürnberg in seinem grundlegenden Vortrag über „Die Geographie des Menschen“ auf Mendelssohn hingewiesen und ihn neben Ernst Kapp (1808–1896) gestellt²²). In seinem Werk „Die Geographie, ihre Geschichte, ihr We-

sen und ihre Methoden“ urteilt ALFRED HETTNER 1927: „Als das schönste Werk der geschichtlichen Erdkunde muß wohl Mendelssohns Germanisches Europa, 1836, gelten, das später leider viel zu sehr in Vergessenheit geraten ist“²³).

OTTO SCHLÜTER und EMIL MEYNEN räumen Mendelssohn einen Platz am Beginn der deutschen landeskundlichen Darstellung ein. Am Beispiel Mitteldeutschland weist OTTO SCHLÜTER auf Mendelssohn und sein „Streben geographische Einheiten geringen Umfanges scharf herauszuarbeiten“ hin²⁴). EMIL MEYNEN nennt Georg Benjamin Mendelssohn als ersten in einer Reihe von Forschern, die er mit Wilhelm Heinrich Riehl, Friedrich Ratzel, Theobald Fischer und Joseph Partsch weiterführt²⁵).

Im Rahmen der Geschichte der Universität und der Bonner Geographie hat ALFRED PHILIPPSON 1933 Georg Benjamin Mendelssohn gewürdigt²⁶). In seinem Vortrag „Jüdischer Anteil an der Bonner Gelehrsamkeit“ gedachte jüngst MAX BRAUBACH Mendelssohns²⁷).

²³) S. 84/85.

²⁴) Festschrift z. XXIII. Deutschen Geographentag Magdeburg 1929, Braunschweig 1929, S. 7.

²⁵) MEYNEN, EMIL: Deutschland und das Deutsche Reich, Leipzig 1935, S. 119.

²⁶) PHILIPPSON, ALFRED: Die Geographie und das Geographische Institut, I. Teil 1818–1919. In: Geschichte der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn, 2. Bd., Bonn 1933, S. 303–319.

²⁷) Rheinische Vierteljahresblätter 32, 1968, S. 402 bis 418.

Veröffentlichungen Georg Benjamin Mendelssohns

Observationes geologico – geographicae de naturalibus soli in Germania formis, Kiel 1828, 114 Seiten.

Das Germanische Europa. Zur geschichtlichen Erdkunde, Berlin 1836, 501 Seiten.

Die ständische Institution im monarchischen Staate, Bonn 1846, 59 Seiten.

DAS SYSTEM DER KLIMA-GENETISCHEN GEOMORPHOLOGIE¹⁾

Mit 3 Abbildungen

JULIUS BÜDEL

Summary: The system of climatic-genetic geomorphology

A natural system of geomorphology is developed, which can be divided into two parts, both based on active form-shaping exogenous occurrences. Endogenous influences on the formation of the relief sphere (petrovance, epirovance, active vulcanism) are not thereby suppressed, but only placed in a proper relationship to active formative exogenous processes.

The first part of this system, *climatic-dynamic geo-*

morphology, deals with landform processes which are contemporarily exogenous. Besides the special categories of coastal and glacial forms subaerial relief is the primary consideration. The process mechanisms which dominate in this context consist of eight elements of varying and differing importance based on climate: mechanical weathering, chemical decomposition, soil formation, sheet erosion, linear erosion by rivers, transport deposition, quasi-definitive and definitive deposition.

Dynamic geomorphology, in an analytical sense, follows the pedologic, hydrologic, morphometric and other physical and chemical concepts and aspects of these eight elements. In this respect not only the measurement and

¹⁾ Erweiterte Fassung des für den Internationalen Geographen-Kongreß in Neu Delhi (Dezember 1968) vorbereiteten Referats.

proof techniques of geomorphology and geology are used, but also those of the neighbour disciplines already mentioned. In addition the *synthetic* problem arises as to how these eight elements work together in a total sense towards the qualitative and quantitative performance of a process mechanism. Both aspects are closely bound up with *climatic* geomorphology, which systematically investigates the deviations of individual elements and formative mechanisms caused by terrestrial climate. In the sub-aerial division alone, six large 'climate-morphologic' zones of very different formative strength and efficiency can be recognized (Fig. 1). Subdivisions, transitions and convergence phenomena are indicated, but above all the knowledge of the extremes limiting the whole spectrum of processes is striven after. Such extremes include the sub-polar zones of excessive valley formation and the circum-tropical zone of excessive plain formation. As these very complex climatically-determined differences cannot be fully attained in laboratory work the task in this respect is to discover those zones and locations where a particularly clear 'experimental order in Nature' exists for individual phenomena and processes.

The second part, *climatic-genetic geomorphology*, whose importance has resulted in the whole system being named after it, deals with the *analysis of existing relief*. This is in large measure not generated by contemporaneously-operating processes. Indeed, many relicts of relief formed under past climates are preserved in the crust. In the non-tropics especially, current relief consists, often to an extent of 95%, of more or less strongly modified relicts of fossil relief generations. The task of climatic-genetic geomorphology is to separate out these relicts, to recognize the probable character of the climate at their time of creation and to investigate the operations of the process mechanisms powered by past climates. It must therefore work with methods suitable to this approach: logical-historical indices, large-area geographical comparisons and the clarification of climatic history.

Of pre-contemporary relief elements, 'Rumpfflächen' (rocky 'Altflächen') are particularly prone to preservation. The ways in which they are fossilised, preserved and 'traditionally modified' ('worked over') are explained.

The system here presented allows every form element on the land surface to be rationally indicated and allocated to its *natural* place in a easily-grasped developmental history.

Im Relief der Festländer gibt es zwei Areale mit sehr spezifischer Ausprägung: die Strand- und Küstenformen (sub- und randmarines Relief) und die Bereiche, über die im Jungpleistozän Gletscher und Inlandeismassen hinweggegangen sind oder wo solche heute noch an der Ausgestaltung des Reliefs arbeiten (nivales oder subglaziales Relief). Von dem ariden Relief der Wüste wird unten noch die Rede sein. Fassen wir das nival-glaziale und das marine Relief zusammen, so umfaßt beides weniger als 20% der Festländer. Mehr als 80% wurden demgegenüber bis vor kurzem und werden allgemein noch heute mit dem Namen „humide“ bzw. „aride“ Zone bezeichnet. Zwischen beiden Bereichen existiert aber nur eine gedachte Grenze des Wasserhaushalts, keine genau definierte der Reliefbildung. Wir fassen sie

daher gegenüber dem sub- (bzw. rand-)marinen und dem sub- (bzw. rand-)glazialen als *subaerisches Relief* zusammen. Denn hier stößt die Kruste ohne eine Trennhülle (wie die Meeres- oder Gletscherbedeckung) unmittelbar an die Atmosphäre. Mit dem atmosphärischen Niederschlag kommt es in dieser ganzen Zone zur Ausbildung dauernder, periodischer oder episodischer Flüsse. Gerade die ganz verschiedene Rolle, die die Flüsse innerhalb der hier herrschenden Formbildungs-Mechanismen in ihrem *Stärkeverhältnis zur Breitenabtragung* des Landes (Denudation) spielen, ist der Ausgangspunkt der weiteren Gliederung des subaerischen Reliefs. Denn es hat sich bald gezeigt, daß innerhalb dieses subaerischen Reliefs ebenfalls große Unterschiede der Reliefbildung vorhanden sind, die dem General-Unterschied etwa zwischen dieser subaerischen und der subglazialen Zone nicht viel nachstehen. Eine deutliche Untergliederung der subaerischen Zone würde daher schon vor über 20 Jahren (BÜDEL, 1948) versucht und seitdem systematisch weiter ausgebaut.

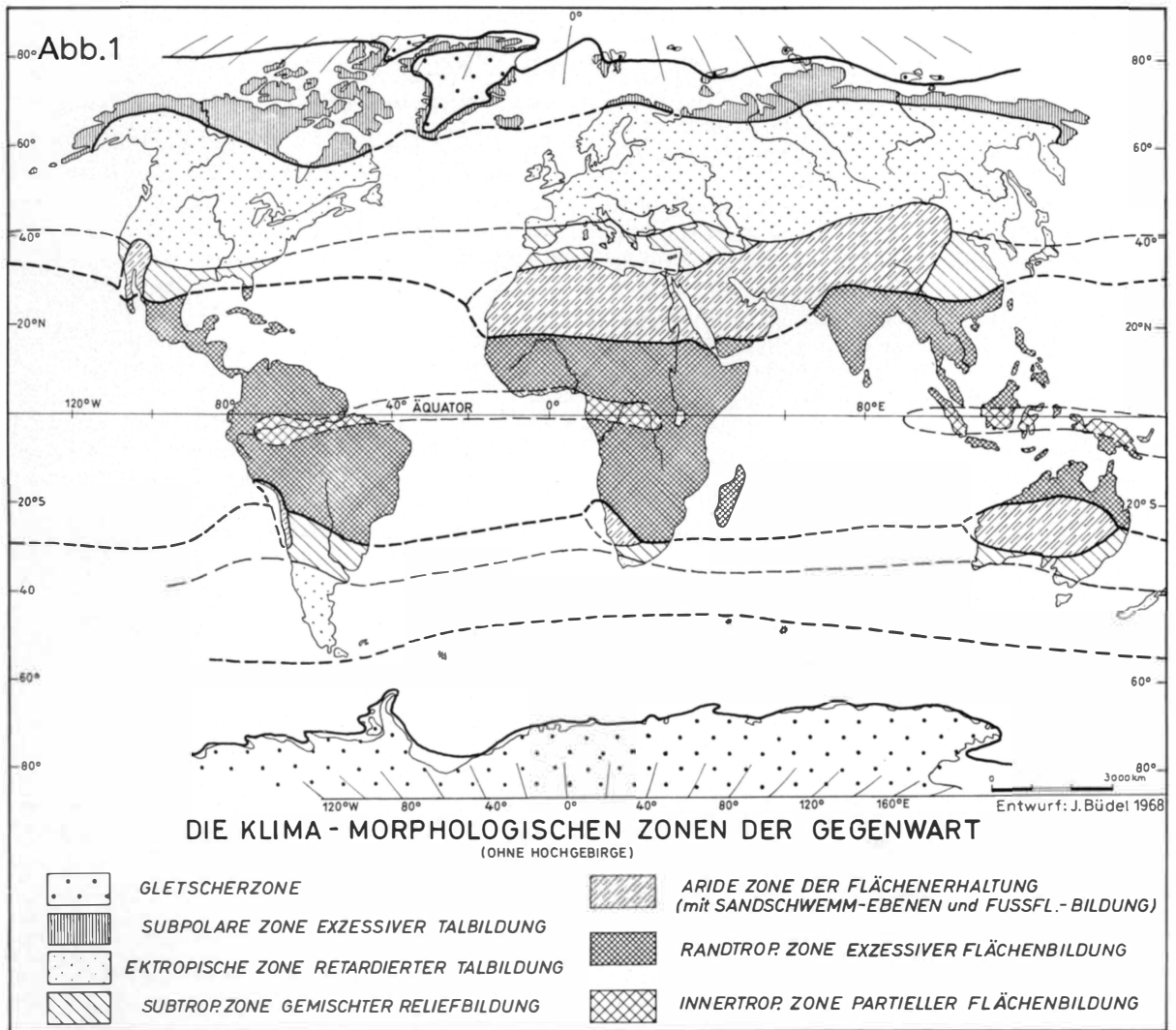
A. Klimatisch-dynamische Geomorphologie

Auf kleinem Raum sind dabei die Unterschiede der Gesteinshärte (Petrovarianz) und diejenigen der verschiedenen Vertikalbewegungen der Kruste (Epirovarianz) besonders auffällig. Indessen sind diese Einflüsse endogener Art auf die Reliefbildung über die ganze Erde in einem ziemlich gleichartigen Mosaikmuster verbreitet. Dieses kleinräumige Mosaik wird überdeckt von den großen klimamorphologischen Zonen. Ihre Unterscheidung bildet den Gegenstand der *klimatischen Geomorphologie*. Diese geht von der Tatsache aus, daß auch Gebiete mit gleichen endogenen Voraussetzungen (Petrovarianz und Epirovarianz, vgl. BÜDEL, 1961) in verschiedenen Klimaten zu einer ganz anderen *exogenen Realform* des Reliefs führen bzw. dieser zustreben.

Die neueren Untersuchungen ließen hier folgende Zonen unterscheiden:

1. Subpolare Zone exzessiver Talbildung

Wie insbesondere die jüngsten Untersuchungen der „Stauerland-Expedition“ 1959 bis 1967 in Spitzbergen ergaben, arbeiten hier die Flüsse ihre Täler mit weit größerer Energie und Geschwindigkeit aus als irgendwo sonst auf der Erde. Die Ursache dafür ist die Existenz der „Eisrinde“. Das ist eine dicht unter der sommerlichen Auftauboden-Decke sich hinziehende Lage in den obersten 0,5 bis 1,2 m des Dauerfrostbereiches (Permafrost), in der das anstehende Gestein durch regelmäßige Temperatur- und Volumschwankungen völlig zerrissen und von Bodeneis durchsetzt ist. Diese Eisrinde zieht, wie Bohrungen und Grabungen auf allen Reliefteilen erwiesen, überall und so auch unter den – im Winter ja trockenliegenden – breiten Schottersohlen der Pendelflüsse hindurch. Zur Tieferschaltung dieser Sohlen brau-



chen die Flüsse hier kein festes Gestein langsam abzuschleifen, sondern nur diese unterlagernde Eistrinde anzuschmelzen, um die *bereits in dieser* aus dem Verband gelösten Gesteinstrümmen ihrer Schottersohle einverleiben zu können. Wir nennen diese Wirkung den „Eistrinden-Effekt“ (BÜDEL, 1969 b). Dank ihm vollzieht sich daher die fluviale Tiefenerosion auf breiter Sohle (unter sonst gleichen Umständen) in dieser Zone exzessiver Talbildung mit einer um ein Vielfaches (bis Mehrhundertfachen!) größeren Geschwindigkeit als in allen anderen Zonen der Erde. Die vom „Eistrinden-Effekt“ in ihrer Erosionsfähigkeit so sehr begünstigten Flüsse schufen auf breiten Sohlen rasch bis in den Kern der Gebirge zurückgreifende Täler ohne markante Stufen im Längsprofil. Dies geschah mehr durch gleichzeitige Eintiefung längs des ganzen Tallaufs als durch rückschreitende Erosion; ein Prinzip, dessen anderswo erwiesene Gültigkeit (BREMER, 1967) auch hier

zutrifft. Wichtige Beiträge zur Hangbildung in diesen Tälern hat WIRTHMANN (1964) erkannt.

Wir haben es hier mit einem bisher nicht beschriebenen Typ fluvial-erosiver Talbildung zu tun. Dieser Art von Erosionsangriff gegenüber verschiebt sich auch der Grad der Widerständigkeit der Gesteine; sie wird vor allem im ganzen geringer.

2. Ektropische Zone retardierter Talbildung

Nicht nur im ehemals vergletscherten, sondern auch im ehemals unvergletscherten Bereich haben die hier seit der letzten Kaltzeit stark abgeschwächten Vorgänge der Breitenabtragung (Denudation) und der Linienerosion das Bild des Reliefs, das in der vorausgegangenen Würm-Kaltzeit unter der Herrschaft exzessiver Talbildung geschaffen worden war, in der kurzen Spät- und erst recht in der durch volle Wiederbewaldung ausgezeichneten Postglazial-

zeit (Holozän) nur wenig zu verändern vermocht. Nur die größten Flüsse konnten einen Teil ihrer aus der Würmkaltzeit überkommenen Talsohlen noch etwas stärker umgestalten. Zu kräftiger Tiefenerosion kam es aber ohne die Mitwirkung einer allenthalben verbreiteten Eisrinde auch hier nicht. Das gilt erst recht von allen kleineren Tälern in minder gehobenen Schollen: wie Marne, obere Maas und Mosel, Neckar, Main, Oberweser, Saale, Moldau und deren Zuflüssen. Auf allen Hängen treffen wir hier noch die Froststrukturen, auf den älteren Terrassen die Lößdecken, im Talgrund die jetzt stillgelegten Schottersohlen aus der exzessiven Talbildungsperiode der Würmzeit an. Zur Würmzeit wurden diese Schottersohlen als alljährlich überspülte Kiesbänke und Teilschotterkegel stetig durch diese Täler bewegt (BÜDEL, 1944), durch den Schutt der basalen Eisrinde vermehrt und rasch tiefer gelegt (im Jahrtausend in der Größenordnung bis zu 1 m). Heute liegen sie fest und bergen als „Niederterrassen“ oft noch kaltzeitliche Knochenreste und Artefakte. Die häufig trotz jüngerer Auelehmüberkleidung noch bestehende leichte Wölbung dieser Wiesentalsohlen verrät ihre einstige Entstehungsart. In diesen oft bis kilometerbreiten Wiesentalsohlen sind die heutigen schmalen Flüschen mit ihren kleinen Wiesenmäandern durch diese Wölbung meist an den Rand gedrängt und wechseln in Abständen – den Tiefenlinien zwischen alten Kiesbänken folgend – von einer Seite zur anderen. Oft erreichen diese Flüschen nicht einmal das Anstehende. Nur die größten Tieflandflüsse und die steilsten Gebirgsbäche hatten in der Nacheiszeit die Kraft, noch ein wenig darin zu erodieren – mit den stark abgeschwächten Mitteln, die ihnen jetzt ohne die „Vorarbeit“ einer Eisrinde verblieben. So bezeichnen wir diese Zone als eine solche retardierter Talbildung. 95 % ihres Reliefs zeigen heute innerhalb wie außerhalb der alten Gletscherbereiche noch die Züge, die ihnen hier die Gletscherzone und die Zone exzessiver Talbildung zur Würmkaltzeit verlieh.

Außerhalb des alten Gletscherbereichs bilden hier die geschilderten Täler mit ihren breiten (ehemals auwaldbedeckten) Wiesensohlen, ihren meist sanften Hängen und der stufenlos bis in den Kern der Mittelgebirge zurückgreifenden Kastentalform jene wunderbaren Leitlinien für den alten Besiedlungsgang und die heutigen Siedlungen und Verkehrswege, welche die Mittelbreiten-Ektropen genießen. Dieser uns so vertraute Taltypus, der uns als Norm erscheint, ist dies keineswegs. Vielmehr ist er gegenüber den im Längsprofil stark gestuften, schmalen Gebirgs-Kerbtälern der meisten warmen Länder eine Ausnahme auf Erden. Und auch bei uns ist er ein fossiles Relikt. Wir sehen hier ein erstes eklatantes Beispiel dafür, wie sehr man sich irren kann, wenn man das heute an einer Erdstelle vorhandene Relief mit den *heute* (z. B. in der kurzen ektropischen

Nacheiszeit) dort *wirksamen* Formbildungsmechanismen erklären will.

3. Subtropische Zone gemischter Reliefbildung

Für die höheren Gebirge dieser Zone sind Formen der Talbildung charakteristisch, die denjenigen der soeben geschilderten ektropischen ähneln, d. h. zumeist noch den pleistozänen Kaltklima-Perioden entstammen. Die entscheidende Grenze liegt im N-Teil des europäischen Mittelmeergebietes bei 600–800 m, im S-Teil bei 1000–1200 m Seehöhe und darüber. Sie fällt mit der eiszeitlichen oberen Waldgrenze bzw. der damaligen Untergrenze kräftiger Solifluktionerscheinungen zusammen²⁾.

Die autochthone Talbildung der tieferen Regionen zeigt schon Anklänge an die vornehmlich von Kerbtälern beherrschte der tropischen Gebirge mit starken Stufen im Längsprofil. Je nach der vertikalen Basisdistanz sind die Hänge dieser – zumeist von Torrenten durchflossenen – Täler sanfter oder steiler. Die Höhen der Gebirge, aber auch manche niedrigen Platten – wie die Murge Apuliens – werden, wie in vielen Teilen der Mittelbreiten, von ausgedehnten Resten alter Rumpfflächen aus den Warmklima-Perioden der jüngeren Tertiärzeit gekrönt („Tropoide Alt-Erde“, s. u.), besonders in Kalk- und Karstgebieten.

Im Tiefland ist in der etesisch-subtropischen Zone (an den *Westseiten* der Kontingente mit heißen, trockenen Sommern) die Verbreitung von fossilen bis subfossilen Fußflächen an Gebirgsrändern häufig (MENSCHING, 1958, 1964; WICHE, 1963; SEUFFERT, 1969). Ihr Bildungsmechanismus ist ein altes Problem der Geomorphologie (so CAILLEUX, 1950). Sie sind auch in ihren beckenwärtigen Ausläufern (Glacis) bei genügend hohem Hinterland in Stufen gegliedert, die den pleistozänen Kaltzeiten mit herabgedrückter Solifluktionsgrenze entsprechen. Auf Sardinien entstammt nach SEUFFERT die höchste, sehr ausgeprägte Ausgangsform dieser Fußflächenserie bereits dem Oberpliozän/Altstpleistozän und damit einem vorzeitlichen Trockenklima an diesem bedeutenden Wendepunkt der Klimageschichte. Dieses „Dachglacis“ zeigt in Zusammensetzung und Bodenbildung andere Züge als die tieferen kaltzeitlichen Fußflächen.

An den monsun-subtropischen *Ostseiten* der Kontinente (mit heißen, feuchten Sommern) zeigen sich mit starker chemischer Tiefenverwitterung schon Anklänge an die Bildung von Rumpfflächen nach Art der wechselfeuchten Tropen. Künftige Untersuchun-

²⁾ An den seewärtigen Außenküsten besonders kleiner Inseln des nördlichen Mittelmeergebietes wie Mallorca, Elba und Korsika war in den Kaltzeiten außer der oberen noch eine ozeanische Waldgrenze ausgebildet, die gelegentlich Solifluktionsbewegungen bis zum Meeresniveau herab ermöglichte.

gen dürften auch hier zu einer schärferen Trennung fossiler, subfossiler und rezenter Formelemente führen. Die stärkste Annäherung an die rezenten Formbildungsmechanismen der wechselfeuchten Tropen zeigt in den monsonalen, sommerfeuchten Subtropen die Art der Karstbildung (Turmkarst, vgl. H. LEHMANN, 1954).

Bei einer solchen Durchdringung rezenter Formbildungs-Produkte mit fossilen und subfossilen Formrelikten, wie sie hier im Übergangs-, Überschichtungs- und Durchdringungsgebiet ektropischen und tropischen Klimas naturgemäß auftreten, bezeichnen wir diese Zone zunächst neutral als eine solche „gemischter Reliefbildung“.

4. Aride Zone der Flächen-Erhaltung

(mit Sandschwemmebenen und Fußflächen-Bildung)

Bei vielen Gemeinsamkeiten der Reliefentwicklung (TRICART und CAILLEUX, 1964) bieten hier die Trockenräume der Ektropen, der Subtropen und der Tropen dennoch ein etwas verschiedenes Bild. Ähnlichkeiten zeigen einmal das Fehlen von Dauerflüssen und die geringe Leistung der periodischen bis episodischen „Wadis“. Ferner fehlt in allen Wüstengebirgen (in Hochgebieten wie an Steilrändern) die dämpfende Pflanzen- und Bodendecke. Das Gestein ist hier *einem* Element der Formbildung: der mechanischen Verwitterung, in besonders hohem Maß ausgesetzt. Diese ist stark von der täglichen Temperaturschwankung und den insbesondere von WILHELMY (1958) und MECKELEIN (1959) dargestellten Erscheinungen der Rindenbildung und Subkutanverwitterung einschließlich der Salzsprengung (MORTENSEN, 1933) abhängig. Diese chemischen Prozesse sind in den tropischen Wüsten besonders wirksam; sie führen hier u. a. zur weiten Verbreitung des „Absandens“, besonders kristalliner Gesteine. In den subtropischen Wüsten reicht die tägliche Temperaturschwankung auf den Gebirgshöhen (und hier natürlich besonders in den Kaltzeiten, vgl. HÖVERMANN, 1963, 1967) schon oft unter den Gefrierpunkt. Hier herrscht daher gröberer Gesteinszerfall vor. Solche Wirkungen der Frostsprengung steigern sich in den ektropischen Binnenwüsten immer mehr, um endlich in den Hochwüsten Tibets ihr Maximum zu erreichen.

Wo mechanischer Zerfall auf mehr oder weniger bloßliegendem anstehendem Gestein eine große Rolle spielt, werden die endogenen Sekundäreinflüsse auf die Reliefbildung stärker. Das gilt vor allem von der Epiroviananz. Rascher Wechsel von Hebung- und Senkungsgebieten (rezent fortwirkende Graben-tettonik = Taphrogenese oder Basin-Range-Struktur) führen in den Wüsten zu besonders auffälligen Sonderformen der Reliefentwicklung. Auf die gegenüber humiden Klimaten verstärkte Bedeutung der Petrovarianz, insbesondere von sedimentären Deck-schichten einerseits und Aufragungen des kristallinen

Unterbaus andererseits haben MENSCHING (1968) und RATHJENS (1968 b) verwiesen.

Eine bisher wenig beachtete Rolle spielt für die Entstehung gerade des Wüstenreliefs die *Zeit*. Viele der heutigen Wüsten sind erst in erdgeschichtlich junger Zeit zu solchen geworden (BÜDEL, 1963). In diesen ist das Relief noch nicht (z. T. noch lange nicht) an das heutige Klima angepaßt. Reliefreste aus langen, vorangegangenen Feuchtzeiten sind daher noch reichlich vorhanden. Das gilt besonders dann, wenn es sich um ererbte Flachformen (z. B. Rumpfflächen aus ehemals feuchttropischem Savannenklima) handelt. Unter sonst gleichen Umständen erhalten diese sich um so länger und zäher, je geringer die seitherigen tektonischen Störungen (Wandlungen der Epiroviananz) in dem betreffenden Krustenstück waren. Das war insbesondere in Inner-Australien (BREMER, 1967, 1968) und in der südlichen Sahara der Fall. Die Neigung des Wüstenklimas zur Flächenerhaltung haben auch BÜDEL (1955) und MENSCHING (1958, 1968) betont. Hierfür ist im Wüstentiefenland nicht nur die geringe *aktive* Erosionstätigkeit, sondern auch die geringe *passive* Transportleistung der Flüsse gegenüber dem anfallenden Schutt (um so weniger, je grobkörniger dieser ist!) eine wesentliche Ursache. Wir haben daher die Wüsten hier unter dem hervorstechenden Gesichtspunkt der *Erhaltung aller Arten von Flächen* zusammengefaßt. An Steilstufen und vom Rand der Gebirge in diese eingreifend erfolgt selbstverständlich in allen Wüsten durch episodische Wildbäche eine Zertalung, meist in kurzen, steil gestuften Kerbtälern.

In den *tropischen Wüsten*, besonders auf „wenig bewegter Bühne“ (der Ausdruck stammt von A. PENCK) wie in der südlichen Sahara und in Inneraustralien, sind dann, wenn hier das heutige (frostfreie, noch stark von chemischer Verwitterung mitbestimmte) Trockenklima erst vor erdgeschichtlich kurzer Zeit ein tertiärzeitliches, der tropoiden Alt-Erde entstammendes warm-feuchtes Savannenklima abgelöst hat, alte Rumpfflächen und Rumpfflächensysteme bei geringen Seehöhen noch in geradezu beherrschendem Ausmaß erhalten. Auf solchen Flächen ist in Inneraustralien sogar die alte Latosoldecke noch weit-hin vorhanden, soweit sie nicht zu Lateritkrusten und deren Resten einer Pisolith-Streu umgewandelt ist (BREMER, 1967). In der Südsahara sind solche Reste unter Basaltüberdeckung auf – allerdings recht ausgedehnten – Flächen im höheren Teil des Hoggar-Gebirges nachgewiesen worden (BÜDEL, 1955, KUBIENA, 1955, ROGNON, 1967). Südlich des Hoggar- und Tibesti-Gebirges nimmt das felsige Grundhöckerrelief solcher alten Rumpfflächen noch weite Areale ein, sei es in teilweise sandüberdecktem Zustand als „Sandschwemmebene“ (BÜDEL, 1955, ERGENZINGER, 1967, 1968), als „Treibsand-Schwemmebene“ (HÖVERMANN, 1966) oder bei noch stärkerer, auch korrasiver Windwirkung als „Sandschliffebene“ (etwa im

Borku-Bergland nach HAGEDORN, 1968). Auch im letzteren Falle neigen wir jedoch dazu, die tiefgründige Abtragung der dort austreichenden altpaläozoischen Sandsteinserien zu sehr vollständigen Ebenheiten eher einem langdauernden vorzeitlichen Feuchtklima als dem hier noch nicht sehr lange wirksamen rezenten Wüstenschliff zuzuschreiben. Daß dieser hier indessen eine ansehnliche Leistung in dem Sinne vollbracht hat, was wir mit dem unten näher erläuterten Terminus „traditionale Weiterbildung“ (Überformung) bezeichnen, ist nach HAGEDORNS Beobachtungen nicht zu verkennen.

In den *subtropischen Wüsten* mit stärkeren Temperaturschwankungen bis unter den Frostbereich liefern die Berghänge auch viel Grobschutt. Für den Fuß solcher Steilhänge ist die Bildung von Fußflächen (Pedimente, Glacis) charakteristisch, vgl. MENSCHING (1958, 1968), WICHE (1963) sowie BIROT und DRESCH (1966), RAYNAL (1961). Diese greifen einmal vom Gebirgsfuß um so mehr aus und zeigen eine um so größere Neigung zur Mehrgliederung, je höher das Gebirge dahinter aufragt (SEUFFERT, 1968, 1969). Wenn andererseits das Wüstenklima eines Raumes schon *sehr lange* ohne allzu große Schwankungen besteht (s. BOBEK, 1961), können schon von kleinen Gebirgs-Restinseln aus sehr weite Fußflächen mit sedimentären Ausläufern in Binnenbecken ausstrahlen und diese erfüllen. Das gilt besonders von gebirgs-umrahmten alten Binnenwüsten mit „Basin-Range-Struktur“ und einem Klima mit häufigem Frostwechsel in höheren oder auch nur sehr starken täglichen Schwankungen der Bodentemperatur ohne Frost in tieferen Lagen wie im Inneren Irans (vgl. WEISE, s. u.).

Rumpfflächen und Fußflächen

Die wesentlichen Unterschiede zwischen den Rumpfflächen des Savannenklimas und den Fußflächen der Trockenräume sehen wir in folgenden Punkten:

a) Die Rumpfflächenbildung schafft, indem sie zum Fuß von Inselgebirgen, Rumpfstufen und höheren Gebirgen land- und bergwärts vordringt, *selbst* den Unterschied von Tief (im Vorland) und Hoch (im Rückland). Bei der Fußflächenbildung ist dieser Unterschied stets *schon vorgegeben* (durch Bruchstufen, sonstige tektonische Vorgänge wie steil aufgewölbte „Sierren“ oder alte Rumpfstufen) und eine Voraussetzung dafür, daß sich Fußflächen überhaupt bilden. Deren Anlage bedingt immer und überall ein schon vorhandenes höheres Rückland.

b) Die konkave Arbeitskante (Akv) am Oberrand einer Rumpffläche wird durch einen selbständig von dieser Fläche ausgehenden, *von unten nach oben* wirkenden Impuls, die rückschreitende Subkutan-Denudation (BÜDEL, 1965), erzeugt. Sie ist meist sehr scharf. Die konkave Arbeitskante am Oberrand einer Fußfläche wird umgekehrt durch den *von oben nach unten* wirkenden Impuls des Rücklandes am Fuß-

punkt der Tiefenerosion mit der Änderung des Belastungsverhältnisses erzeugt. Sie ist meist weniger scharf und schleppenhaft-lang ausgezogen. Sie ist ein Element der Hangbildung von oben.

c) Die letztere Wirkung tritt nur in Gebieten mit fehlender oder ganz schütterer Pflanzendecke, vorwiegender mechanischer Verwitterung, langen Trockenzeiten und ruckartigen Hangabtragungen ein. Die Oberkante von Fußflächen folgt dabei dem Gebirgsfuß oft auffallend geradlinig. Nur selten greift sie in breittalartigen Buchten ins Rückgelände ein. Ihre obersten Teilstücke können 12–15° erreichen. Das Rückwärtsausgreifen von Rumpfflächen ist dagegen – wie deren ganzer Bildungsmechanismus – an den tiefgründigen chemischen Zersatz in einem wechselfeuchten Savannenklima geknüpft. Auch am Oberrand – auf den „Spülsockeln“³⁾ vor dem Rückgelände – erreichen Rumpfflächen selten mehr als 3,5–4,5° Neigung. Diese Oberkante ist durch die charakteristischen „Dreiecksbuchten“, ja durch vorgeifende „intramontane Ebenen“ in sehr kennzeichnender Weise gegliedert. BREMER (1967) wies nach, daß letztere sich auch abseits eines größeren Flusses („Vorfluters“) an Stellen bilden können, die durch ganz andere Ursachen vorgezeichnet sind. Ihre fastebenen Böden können dann unmerkliche Wasserscheiden („Flächenpässe“) tragen, so daß solche Ebenen nach ganz verschiedenen Richtungen entwässern.

d) Insgesamt: aktive Rumpfflächen dehnen sich ohne Rücksicht auf vorhandene Strukturen *autark*, von sich aus, nach der Tiefe und nach der Seite (rückwärts) aus. Fußflächen sind *immer abhängig* von einer „Hilfestellung“ von oben, von einem – meist stark – überhöhenden Gebirge her. Es ist unzulässig, Zehntausende von qkm großen Fels-Abtragungsf lächen mit geringerem Gesamtgefälle als 2° und ohne überhöhende Gebirge oder wenigstens die Spuren einstiger solcher (s. u.), nur deshalb die Eigenschaft von Rumpfflächen abzusprechen, weil sie ihre ursprüngliche Latosoldecke verloren haben, sonst aber noch ganz die Formanlage von Rumpfflächen zeigen. So ist dann oft noch ihr inselbergbesetztes Grundhöckerrelief in wenig veränderter Form (etwa unter einer Sandschwemmebene) erhalten (s. u.).

e) Darauf, daß sich bei einer nachträglichen Überformung von Rumpfflächen durch Fußflächen diese Eigenschaften überdecken können, kommen wir noch zurück. Außer den Fußflächen treten in subtropischen und anderen Trockenräumen im Bereich wenig ge-

³⁾ Um Verwechslungen mit dem ganz andersartigen Formenkreis der Fußflächen- und Pedimentbildung im ariden Bereich vorzubeugen, ersetze ich den von mir 1958 (zuletzt BÜDEL, 1965) kreierte Ausdruck „Spül-Pediment“ durch „Spül-Sockel“. Dieser bezeichnet somit den proximalen Saum von Rumpfflächen (bzw. deren *Spül-Oberfläche*) an ihrem Oberrand, wo die Latosoldecke meist etwas dünner wird und das Gefälle auf 3,5–4,5° ansteigen kann.

störter (vorweg mesozoischer) Schichten mit starken Härteunterschieden häufiger als in anderen Klimaten eng an den Schichtbau angepaßte „Adaptionsflächen“ auf. Dies hat auch RATHJENS (1968 b) betont. Aber ihre weite Ausdehnung legt oft dennoch die Vermutung einer „Vorarbeit“ durch vorzeitliche Flächenbildung nahe. Welcher Art diese sein könnte, bedarf von Fall zu Fall genauer Untersuchung. MENSCHING (1968) schlägt dafür die neutrale Bezeichnung „Initialfläche“ vor.

Die *ektropischen Binnenwüsten* mit noch stärkerer mechanischer Verwitterung nacktfelsiger Hänge (infolge sehr großer täglicher Temperaturschwankungen der Felsoberfläche, in höheren Lagen auch mit häufigerem Frostwechsel) zeigen das großartigste Fußflächen-Phänomen. In aktiver Form ist es besonders um die isolierten Gebirgsketten im inneren Iranschen Hochland ausgeprägt. Nach einer Luftvorerkundung durch mich hat es O. WEISE soeben genauer untersucht. Der Grottschutt auf den Oberteilen dieser Flächen wird hangab durch die starken Temperaturschwankungen (thermoklastische Verwitterung) rasch zerkleinert und beweglich gemacht. Das feinere Material wird in die Binnenbecken der Kavire verfrachtet und dort angehäuft⁴⁾.

Während im Oberteil diese „Fanger“-Schuttdecke (der Ausdruck stammt von STÄBLEIN, 1968) selten mächtiger als 0,5–1,5 m wird, wodurch diese Fangerdecke in ihrer ganzen Mächtigkeit transportabel bleibt, nimmt ihre Dicke hangab rasch zu. Das bedeutet den Übergang vom „Pediment“ zum „Glacis“.

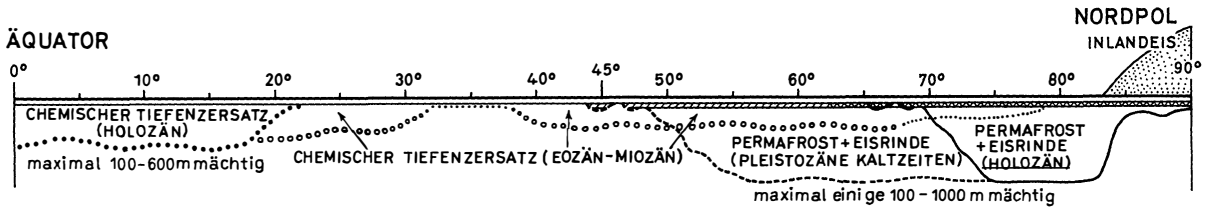
Dabei ist besonders der – bisher nicht erkannte – Umstand zu betonen, daß die Wüstengebirgs-Außenhänge („Trocken-Fronthänge“) über solchen Pedimenten mit Hilfe des „Hangfuß-Effektes“ von sich aus zurückweichen. Die stete bergwärtige Ausdehnung solcher Pedimente erfolgt (in scharfem Gegensatz zu Rumpfflächen!) daher in erster Linie dadurch, daß der oberhalb davon *aktiv* zurückweichende Trocken-Fronthang sie *passiv* hinter sich zurückläßt. Wir erläutern dieses Ergebnis gleichzeitig ausführlich (mit allen Nebenwirkungen) an anderer Stelle (BÜDEL, 1969 c). Mit den Feldbeobachtungen, die zu dieser Erkenntnis führten, stimmen die theoretischen Ableitungen GOSSMANN'S (1969) gut überein. Von einem bestimmten, als „Zertalungsreife“ des Rücklandgebirges bezeichneten Stadium an, greifen die Pedimente, welche solche ehemals umfangreicheren Ketten einst nur randlich unterhalb eines recht geschlossen verlaufenden Fußknicks umga-

ben, in vordringenden Wachstumsspitzen, ja schließlich in breiten Pediment-Gassen in das immer kleiner werdende Rückland-Gebirge ein (BÜDEL, 1969 c). Durch weiteres Zurückweichen der Hänge löst es sich schließlich in einzelne Inselgebirgs-Gruppen und Restberge auf (Abb. 3, Mittelgrund links und Vordergrund rechts). Im Mittelgrund rechts sind an drei Stellen selbst diese Reste aufgezehrt, so daß sich die Pedimente jetzt von allen Seiten her in flach-konvex gewölbten „Pediment-Scheiteln“ berühren. Dieser nö von Bam (S-Saum der Lut) verwirklichte Extremfall des nicht mehr von Rückland-Gebirgen überhöhten „*Pediment-Scheitel-Flachreliefs*“ ist aber sowohl in den vermutlich ausgedehnteren fossilen wie erst recht in diesem bisher einzig beschriebenen rezenten Beispiel in seiner räumlichen Verbreitung beschränkt. Er ist an die *lange* ungestörte Herrschaft eines entsprechenden Trockenklimas in „*alten*“ Wüsten gebunden. Solches sind vor allem die hochkontinentalen, von Randgebirgen umschlossenen Binnenwüsten, die auch im Pleistozän keine ausgeprägten Feuchtzeiten kannten (BOBEK, 1961). Außerdem stellt ja ein solches Pediment-Scheitelrelief keine geschlossene Fläche im Anstehenden dar, denn die einzelnen Pediment-Scheitel sind ja immer von weiten Glacis-Flächen und von Aufschüttungsflächen in zwischengeschalteten Senken (Kaviren) umgeben.

Festzuhalten ist jedoch: es besteht in einem solchen Pediment-Scheitel-Flachrelief (neben dem Typ der ausgedehnten, nur durch Spülmulden gegliederten Rumpfflächen, die sich im wechselfeuchttropischen Savannenklima durch das Überwiegen chemischer Zersetzung bilden) hier ein *anderer* Typ eines tallosen Abtragungs-Flachreliefs, das durch fast rein mechanische Verwitterung bei praktisch fehlendem Pflanzenkleid entstand. Auch in ihm haben die Flüsse keine Möglichkeit, der allgemeinen Flächenabtragung durch Tiefenerosion vorauszuweichen. Nur sind die Areale dieses Flachrelief-Typs erheblich kleiner. Im ganzen bieten Inner-Iran wie Tibet das schon von den alten Asien-Reisenden immer wiederholte Bild der „im Schutt ertrinkenden Gebirge“. Inner-Anatolien dürfte in einer trockenen Vorzeit (wohl an der Plio-Pleistozänwende) ein ähnliches Bild geboten haben; heute sind diese fossilen Pedimente und Glacis aber schon vielfach wieder tektonisch gestört und zerschnitten (WIEGAND, 1969).

Zur Zeit des Oberpliozän/Ältestpleistozän war randliche Fußflächenbildung mit der zeitweiligen Herrschaft trockenen Klimas (MENSCHING, 1957), am Rand der Pfälzer Haardt (STÄBLEIN, 1969), am Alpenostsaum (dort in die Donau-Aufschüttungen der wohlgerundeten Laaerberg-Schotter übergehend, vgl. FINK, 1966), am Innensaum des Karpatenbogens (MAZUR, 1965; KVIKOVIC, 1968; PÉCSI, 1967, 1968) und besonders großartig am walachischen Saum der Südkarpaten verbreitet. Im späteren Pleistozän zog sich die Fußflächenbildung äquatorwärts ins Mittelmeergebiet zurück, wo sie besonders in den

⁴⁾ Den – auch in Inner-Iran nicht seltenen – Fall randlich neu zerschnittener, bzw. mehrstufiger und damit mindestens bereits teil-fossilisierter Fußflächen lassen wir hier außerhalb der Betrachtung. Natürlich können auch solche im peripheren Teil schon zerschnittene Fußflächen im proximalen noch lange erhalten bleiben bzw. abgeschwächt weitergebildet werden („traditionale Weiterbildung“, s. u.).



*Fast rein chemischer Tiefen-Zersatz
(Kluftverwitt., Vergrusung)*

Im Holozän auf die heutigen Tropen beschränkt, in der Zeit der Tropiden Alt-Erde (Eozän-Miozän) bis in subpolare Breiten reichend. (Mit etwaiger Unterbrechung in damals schon bestehenden Wüsten.)

*Fast rein mechanische Tiefenverwitterung
(Permafrost und Eisrinde)*

Im Holozän auf die heutige Frostschuttzone (ohne Landeisdecken) und Teile der Tundra und Taiga beschränkt, in den pleistozänen Kaltzeiten bis tief in die Mittelbreiten reichend.

Weißer Deckschicht = Pedosphäre

So z. B. in den wechselfeuchten Tropen bis 30 m mächtige, sehr alte Latosole, in der Frostschuttzone der oft unter 0,5 m mächtige und nur wenige Jahrtausende alte sommerliche „Auf-tauboden“ über der Eisrinde.

Abb. 2: Die Dekompositionssphäre der Erde (Tiefländer im Meridianfeld Mitteleuropas) in klimagenetischer Gliederung

nun auftretenden Kaltzeiten aktiv war (MENSCHING, 1958; SEUFFERT, 1969). Partielle „traditionale Weiterbildung“ (s. u.) dauert in den subtropischen Trockenräumen noch an, lebendiges Weiterwachsen scheint aber in der Gegenwart auf einzelne Bereiche, vor allem in ektropischen Binnenwüsten beschränkt zu sein (nach BOBEK, 1961, eigenen Beobachtungen von 1964 und solchen von O. WEISE, 1969).

5. Randtropische Zone exzessiver Flächenbildung

Diese Zone ist insbesondere an wechselfeucht-tropische Savannenklimata mit deutlicher Trockenzeit und kräftiger Regenzeit von 3–10 Monaten geknüpft⁵⁾. Sie reicht von da auch in die immerfeuchte Äquatorialzone hinein. Damit umfaßt der hier heute aktive Formbildungsmechanismus den *größten Teil der Tropenwelt* (abseits der Wüsten und Hochgebirge), vor allem deren wenig oder nicht gehobene Krustenteile.

Dieser „Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen“ (BÜDEL seit 1957, zuletzt 1965) beruht auf dem absoluten Überwiegen einer tiefgreifenden chemischen Verwitterung, die hier ihren irdischen Extremfall erreicht (s. Abb. 2). Sie ist neben dem anderen Extremfall: der durch die stärkste mechanische Verwitterung gekennzeichneten Zone exzessiver Talbildung in den gletscherfreien Polarländern, die subae-

rische Zone mit der größten Prägekraft. Zudem herrscht die exzessive Flächenbildung im Bereich der wechselfeuchten Tropen seit sehr langen Zeiträumen (bis weit zurück ins Tertiär) ohne Unterbrechung (vgl. hierüber auch v. GAERTNER, 1968).

So führte hier die chemische Verwitterung im Tiefland zur Bildung meist sehr mächtiger, kaolinreicher Bodendecken (Latosole) mit dichtem Bodenplasma und sattroter (Rotlehm!), in der Tiefe oft gebleichter Farbe. Hier, an der *Verwitterungsbasisfläche*, wo auch im größten Teil der Trockenzeit hohe Bodenfeuchte herrscht, greifen Verwitterung und Bodenbildung rasch weiter in die Tiefe. Die dazu nötige ständige „Erneuerung der Exposition“ wird durch die oberflächliche Abtragung besorgt. Diese findet an der *Spül-Oberfläche* allenthalben *im gleichen Maße* statt, denn das hier voll zersetzte Material ist so feinkörnig, daß das kleinste Regenzeit-Rinnal es ebenso bewegen kann wie die größten Flüsse. Diese vermögen der denudativen Tieferlegung der Gesamtfläche *nicht* linienhaft-erosiv voranzuwelen. Sie üben daher hier – im Gegensatz zu allen anderen Klimazonen – keine *aktive* Tiefennagung, sondern *nur den passiven Transportanteil* der Flußarbeit aus. Mit diesem sind sie in das allgemeine Abtragungssystem auf diesen Spülflächen *voll einbezogen*. Die so entstehenden aktiven Rumpfflächen der wechselfeuchten Tropen unterscheiden sich mit dem geschilderten Mechanismus (s. o.) vollkommen von den aktiven Fußflächen der ariden Zonen, auch in dem in Abb. 3 dargestellten, lokalen Extremfall. Sie greifen mit ihrer autarken Bildungsart in z. T. kontinentaler Weite („innersudanische Rumpffläche“) rücksichtslos auch über große

⁵⁾ Latosole sind auch in Gebieten mit nur zweimonatiger und sogar noch kürzerer Regenzeit verbreitet. Hier dürfte es sich aber im Sudan wie in Inneraustralien weitgehend nur um fossile Latosole und nur noch um die abgeschwächte „traditionale Weiterbildung“ solcher Rumpfflächen handeln (s. u.).

Gesteins- und Strukturunterschiede hinweg. Allenfalls wird durch austreichende harte Bänke das Auftreten von Inselbergreihen gefördert. Sie sind in der ganzen Arealweite *autochthon*. Sie tragen nirgends ortsfremde Schuttdecken. Ihr Gesamtgefälle überschreitet selten 1°, das der Spülmulden-Flanken selten 2°. Auch in voll aktiver Ausprägung können solche ausgedehnten Rumpfflächen an ihrem binnenländischen Saum dennoch große Seehöhen (1000, ja 1500 m) erreichen.

Sie zeigen dort die schon geschilderte charakteristische Ausprägung ihrer – meist scharfen – Oberländer. Sonst sind diese Flächen durch aufsitzende Inselberge mit gleichfalls meist scharfem Fuß gekennzeichnet. Diese finden sich vor allem auf den Spülscheiden der flachen Spülmulden, in welche diese Flächen oro-hydrographisch gegliedert sind⁶⁾. Die

⁶⁾ Diesen Spülmulden fehlt, wie schon mehrfach betont, jede umgrenzende Arbeitskante, sie sind daher innerhalb der Gesamtfläche keine selbständigen morphologi-

morphologisch wirksame Einheit ist vielmehr hier die von autarken Denudationsvorgängen beherrschte *Fläche als Ganzes*. Das bezeugt ihre jahrmillionenlange, rein flächenhaft-unzertalte Entwicklung. Sie wird durch den „Mechanismus der doppelten Ein-

schon Einheiten. Die Unterscheidung von „Spülmulden“ und „Spülmuldentälern“, wie sie hier LOUIS (1968) neuerdings vertritt (nachdem er sich schon mit mir darüber geeinigt hatte, vgl. das wohlabgewogene Referat von RATHJENS, 1968), erscheint mir nicht berechtigt. Denn an der Stelle, wo er diese Grenze ansetzt: beim ersten Auftreten von Trockenzeit-Feinsandbetten im Grunde solcher Spülmulden findet sich in diesen flachen, gleichmäßig weiterziehenden Hohlformen *kein* irgendwie durch Arbeitskanten markiertes Anzeichen dafür, daß die Flüsse von diesen (im übrigen sich oft verschiebenden) Punkten an ihre passive Rolle auf solchen Flächen änderten. Im übrigen dürften manche von Louis' „Spülmuldentälern“ ähnlich den von mir geschilderten „Spültälern“ auf den ersten Beginn der Zerschneidung einer in abgeschwächter „tradiionaler Weiterbildung“ begriffenen Rumpffläche hindeuten.

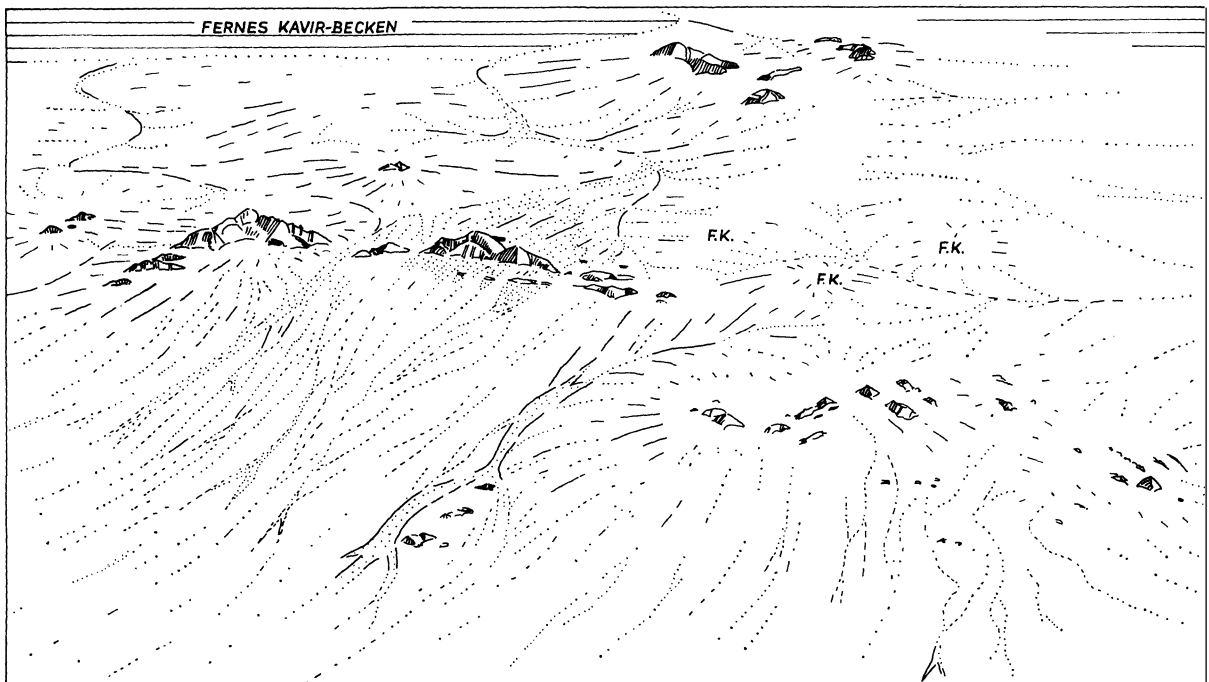


Abb. 3: Pediment-Scheitel-Flachrelief mit Inselgebirgsresten und Restbergen (Umgebung von Bam, S-Iran)

Fußflächen, deren proximale Teile als Pedimente ausgebildet sind, und die einst ausgedehntere und höhere Ketten randlich rings umgaben, haben sich in einem dafür besonders geeigneten Trockenklima soweit rückwärts ausgedehnt, daß die einstigen Ketten in Inselgebirgsreste und Restberge aufgelöst sind. Im Mittelgrund rechts sind an drei Stellen selbst diese Reste aufgezehrt, so daß die Fußflächen und Pedimente sich jetzt in flachgewölbten *Pediment-Scheiteln* = *PS**) berühren.

Zeichnung nach einer Luftaufnahme von BÜDEL vom 22. 2. 1964. Inzwischen hat WEISE das Gebiet im Winter 1968/1969 besucht und festgestellt, daß diese Scheitel nur eine dünne Schuttdecke über dem Anstehenden tragen und daß das Korn dieser Auflage hangab rasch zerkleinert und mächtiger wird (Übergang zur Glacis-Bildung).

*) Durch ein Versehen wurden in der Zeichnung statt der Buchstaben *PS* = Pediment-Scheitel die Buchstaben *F.K.* eingefügt. Bitte streichen und durch *PS* ersetzen!

ebnungsflächen“ dauernd parallel zu sich selbst tiefergelegt und dehnt sich zugleich durch den (einen integrierten Teilvorgang davon bildenden) „Mechanismus der doppelten Rückwärtsdenudation“ mit meist scharfen Arbeitskanten gegen die sie überhöhenden Inselberge und ihr höheres Rückland (Rumpfstufen oder höhere Gebirge) aus. Alle diese konkaven Arbeitskanten (Ak_v) liegen weit abseits von den Flüssen und haben mit deren – hier rein passiver – Tätigkeit unmittelbar nicht das geringste zu tun.

Häufig werden solche Rumpfflächen nachträglich tektonisch in noch größere Höhen gehoben. Sie werden dann an ihrem Unterrand zertalt; es bilden sich Rumpfstufen. Die Zertaltung führt bei schwächerer Hebung zu dem sehr eigenartigen „tropischen Rückenrelief“ (mit Spültälern, s. BÜDEL, 1965). Bei stärkerer Hebung kommt es durch die Anlage und das Rückgreifen steiler, gestufter Kerbtäler zur Bildung des „tropischen Gebirgsreliefs“ mit den typischen Wasserfällen, die ja auch – aus an anderer Stelle (BÜDEL, 1965) dargelegten Gründen – für viele große Ströme auf den Rumpfflächen selbst kennzeichnend sind (Katarakte des Nil, Niger, Kongo usw.). Eine ihrer Zeit vorausseilende Analyse gehobener Rumpfflächen legten KAYSER und OBST (1949) vor.

Zwischen den Talkerben, die in den Unterrand gehobener Flächen eingreifen, werden deren Restriedel allmählich fossilisiert. Die Latosoldecke trocknet dabei aus. Sie kann sich dabei örtlich zu Lateritkrusten verfestigen. Häufiger ist, daß sie dann durch verstärkte Abspülung ganz oder teilweise abgetragen wird. Dabei wird die Verwitterungsbasisfläche entblößt, so daß schließlich nur noch die Grundhocker-Felsfläche, allenfalls überstreut durch Pisolithe, übrigbleibt. Damit ist hier der Vorgang der aktiven Flächenbildung unterbunden. Die rückgreifenden Spül- oder Kerbtäler lassen diesen Bereich peripherer Fossilisierung auf der Fläche immer weiter hinaufgreifen, schieben ihn gewissermaßen vor sich her. Am Oberrand von Kerbtälern bilden sich dabei oft scharfe, konvexe Arbeitskanten (Ak_x) mit völligem Abreißen der Denudation und Erosion: die neu heraufgreifenden Täler treffen oft nicht die alten, an diesen Kanten austreichenden Spülmulden oder Spültäler⁷⁾. Gleichzeitig mit dieser Fossilisierung am peripheren Saum kann aber dieselbe Fläche an ihrem proxima-

len Oberrand, wo die Latosoldecke noch unversehrt ist, ungestört weiterwachsen und sich gegen höhere Reliefglieder vorschieben. Eine gehobene Rumpffläche kann so oberhalb einer steilen Rumpfstufe wohl noch eine Zeitlang im proximalen Teil fortgebildet, aber oberhalb einer solchen Stufe nicht *neu angelegt* werden. Das wird oft übersehen, so etwa mit der Behauptung: Rumpfflächen können sich in jeder Höhe *bilden*. Das eben ist *nicht* möglich.

Die Fähigkeit zu ungestörter Fortbildung im proximalen Bereich erlischt dagegen erst, wenn *entweder* der periphere Zertaltungs- und Fossilisierungsbereich bis in die Nähe des Flächen-Oberrandes vorgedrungen ist *oder* die ganze Fläche durch sehr starke vertikale Hebung (s. Anm. 7) oder durch horizontale Verschiebung von Klimagürteln (etwa ein äquatorwärtiges Vordringen der Wüstenzone) in einen ganz anderen Klimabereich mit dem automatischen Einsetzen eines ganz anderen Formbildungs-Mechanismus gerät.

6. Innertropische Zone partieller Flächenbildung

Die Formbildungs-Mechanismen dieser Zone sind noch nicht systematisch untersucht. Doch beginnen sich folgende Ergebnisse abzuzeichnen. Einmal greift bei der noch stärkeren Bodenfeuchtigkeit und dem besonders starken CO₂-Gehalt der Bodenluft (NAGEL, 1967) die chemische Verwitterung hier noch energischer in die Tiefe als im wechselfeuchten Tropenland. Was wir dort an der Verwitterungs-Basisfläche in Aktion sahen, vollzieht sich daher hier in womöglich noch stärkerem Grade (vgl. Abb. 2). Anders aber ist es mit der Flächenspülung an der Spül-Oberfläche: diese ist hier nicht in gleichem Maß aktiv. Im tropfnassen Regenwald bleibt viel mehr Wasser im vielstufigen Blätterdach hängen. Ein gut Teil von dem, was den Boden erreicht, saugt der Humus auf. Den freien Abfluß des Restes hemmt der ganzjährig üppig nachsprießende Unterwuchs. So treten hier die durchlaufenden Wasserstränge als Träger der Flächenspülung zurück. Gegenüber dem „Mechanismus der doppelten Einebnungsflächen“, der die Rumpfflächen des Savannenklimas formt, verliert daher im tropischen Regenwald (mit mehr als 9 oder 10 humiden Monaten) gerade der eigentlich flächenbildende Vorgang an Wirksamkeit.

Wir sind geneigt, damit die Tatsache in Zusammenhang zu bringen, daß die Flächenbildung in den immerfeuchten Tropen nur *partiell* auftritt. Daneben gewinnt hier ein welliges Relief größere Verbreitung, in dem wir aber nicht, wie im vorerwähnten „Tropischen Rückenrelief“ die beginnende Zerstörung einer ehemaligen Rumpffläche, sondern ein „Primär-Hügelrelief“ (in Analogie zu dem ganz flachen „Primärrumpf“ der Savannenländer so benannt) sehen. Außerdem dürften in der relativ schmalen äquatorialen Regenzone ererbte Formen aus trockeneren Klimaperioden eine Rolle spielen.

Fest steht, daß über Rumpfflächen, über Gebiete

⁷⁾ Erstmals konnte ich dies an prachtvollen Beispielen am solcherart aufgelösten Rand des Hochlandes von Semíen (Äthiopien) gegen die außerordentlich steilen, gestuften Kerbtäler beobachten, die von der sudanischen Ebene und vom tiefen Haupttal des Blauen Nil dort hinaufgreifen. Die Riedel von Altflächen (bzw. von tropischem Rückenrelief), die dieses Hochland krönen, wurden dabei in so kühle Höhen (bis 4000 m) gehoben, daß die alte Latosoldecke oft durch einen schwarzen Dega-Boden überlagert bzw. ersetzt wurde.

des Rückenreliefs und solche, die wir als „Primär-Hügelländer“ ansprachen, sich Inselberge in gleicher Art und – bei geeignetem Gestein – auch in der gleichen Zuckerhutform mit nacktfelsigen Flanken erheben. Die Türme des Tropenkarstes (H. LEHMANN, 1954 usw.) sind ein petrographisch bedingtes Extrem der Scharung solcher Kegelberge.

Da bei unserer Trennung der klima-morphologischen Zonen die beherrschenden Areale der flacheren, tiefer gelegenen Reliefteile ins Auge gefaßt wurden, gehen wir hier auf die seit BEHRMANN (1927) bekannten Denudationsvorgänge an steilen Hängen der Tropengebirge („subsilvines Bodenfließen“) sowenig ein wie auf diejenigen der Frostwechselklimate in den tropischen Höhenstufen (TROLL, 1944).

Zu diesen sechs subaerischen Zonen tritt als siebente die sub- bzw. randglaziale Gletscherzone und als achte die sub- bzw. randmarine Küstenzone. So ergeben sich insgesamt *acht große, klimamorphologische Zonen* (s. Abb. 1).

Re z e n t e r F o r m b i l d u n g s m e c h a n i s m u s

Die unterschiedenen Zonen beziehen sich – das sei nochmals betont – nicht etwa auf die Gliederung des vorhandenen Gesamtreliefs, sondern bedeuten allein Zonen der *heute auf dem Festland herrschenden Formbildungsmechanismen*. Sie deuten damit zugleich die Richtung, das Ziel, die Reifform des Reliefs an, dem diese rezente Mechanismen zustreben und zu der hin sie die zahlreichen überkommenen alten Reliefreste (Altreief-Anteile) umzugestalten und auszuformen trachten.

Dabei scheint es wichtig, folgende Punkte festzuhalten:

1. Diese Zonen bedeuten eine großzügige Gliederung und suchen dabei – wie eingangs betont – natürlich nur Gebiete mit möglichst ähnlichen endogenen Voraussetzungen (der Petrovarianz und Epirovarianz) miteinander zu vergleichen. Daß man jede dieser Zonen noch weiter unterteilen kann, ist klar (bei der Zone 5 haben wir solche Möglichkeiten angedeutet). Aber ebenso klar scheint mir, daß sie im ganzen gesehen ein *erstes geeignetes Ordnungsprinzip* für die Gliederung der heutigen festländischen Formbildungsmechanismen darstellen. Im Gegensatz zur älteren, rein auf die Unterschiede des irdischen Wasserhaushalts bezogenen Gliederung in eine nivale, aride und humide Zone gehen diese klima-morphologischen Zonen von den formschaffenden Vorgängen selbst aus. Sie beziehen sich dabei sowohl auf die Unterschiede ihrer Einzelelemente (mechanische Verwitterung, chemischer Zersatz, Bodenbildung, Denudation, Linienerosion, Transport und Durchgangsaufschüttung, quasi-definitive und definitive Ablagerung) wie auf die Art ihres Zusammenwirkens im Gesamteffekt dieser Formbildungsmechanismen. Besonders kam es uns dabei auf die Art des Stärkeverhältnisses zwischen Breitenabtragung (De-

nudation) und Linienabtragung (Erosion) an. Hierbei richteten wir uns letztlich danach, welcher dieser beiden Arbeitsgänge die entscheidenden Arbeitskanäle im Gelände prägt.

2. Es kam uns auch in Abb. 1 auf den *Kern dieser Zonen*, nicht auf ihre exakte Abgrenzung an, wozu den Geographen die Niederlegung seiner Ergebnisse auf Karten immer wieder verführt. Stellen wir 100 Geographen die Aufgabe, den Begriff „Schwarzwald“ (mit seinem bestimmten Mittelgebirgscharakter, seinen vielen Weißtannenwäldern, den sehr typischen ländlichen Haus- und Siedlungstypen, seinen alten Glashütten und Köhlereien wie seinen modernen feinmechanischen Industrien) mit einer Linie auf der Karte zu umgrenzen, so ist klar, daß keine dieser 100 Linien sich mit einer anderen völlig decken wird. Es kommt zu jenem breiten Linienbündel, das wir „Grenzsaum“ nennen. Ob dieser Grenzsaum sich an der einen Stelle fast zu einer Linie zusammendrängt, dort weiter aufspaltet, ist für den *Individual-Rang* des festgefügteten Begriffes „Schwarzwald“ völlig unerheblich. Das gleiche gilt von der Frage, ob man die Linien der Abb. 1 an dieser oder jener Stelle als breiteres Übergangsband oder gar mit einem (in dem gewählten Maßstab) um einige mm verschobenen Verlauf hätte ziehen sollen. In 40jähriger Lebensarbeit konnte ich kaum einige Prozent des hier dargestellten irdischen Festlandbereichs selbst be- und untersuchen. Dies geschah an Stellen mit möglichst klarer „Versuchsanordnung der Natur“, die Nebeneinflüsse tunlichst auszuschalten erlaubte. Außer der sonstigen Literatur konnte ich mich in zunehmendem Maße auf die Ergebnisse von Mitarbeitern und Schülern stützen.

3. Sehr bewußt bin ich mir der Tatsache, daß es zwischen diesen Zonen nicht nur Übergänge, sondern auch Konvergenzerscheinungen sowie das – unten näher betrachtete – Phänomen des Hereinragens alter Reliefglieder in die Gegenwart und vor allem sehr *mannigfache Einflüsse* jener Altreiefreste auf die rezente Landformung gibt. Gegenüber alledem erschien mir ein Ziel von primärer Wichtigkeit. Es ist das, die *äußersten Extreme* zu erfassen, die es im Rahmen der subaerischen Landformung derzeit gibt. Als solche Extremzonen erwiesen sich diejenigen der exzessiven Talbildung (Zone 1) und der exzessiven Flächenbildung (Zone 5). In der ersten herrscht das äußerste Maß des Überwiegens der Linienerosion und damit der Geschwindigkeit der Talbildung gegenüber der Breitenabtragung des Landes. Das geschieht hier letztlich auf Grund der überragenden Rolle der mechanischen Tiefenverwitterung (Abb. 2). In der zweiten herrscht das äußerste Maß der Flächenbildung, in welche die Flußarbeit mit ihrem einzigen hier gegebenen *passiven* Anteil des Materialtransportes völlig eingeht, so daß es in den so entstehenden Rumpfflächen *nicht zur Talbildung* im Sinne des erosiven Vorseilens der Linien – über die allge-

meine Breitenabtragung kommt⁸⁾. Warum ist das so wichtig? Antwort: Erst wenn man die äußersten *Extremtypen kennt*, zu denen die Natur in der subaerischen Landformung fähig ist, kann man auch die Natur der Übergangsbereiche erkennen, die dazwischenliegen. Deswegen muß man – wie überall in der Wissenschaft – erst die reinen Extrem- und Standardfälle untersuchen. Man denke an die reinen Tiefen- und die reinen Ergußgesteine im Bereich der Plutonite. Sie erst geben den Maßstab für die Zwischenglieder. Oder: wie könnte man die Übergangsformen zwischen Romanik und Gotik *eben als solche* erkennen und einordnen, wenn man nicht zuvor die ausgeprägt repräsentativen Bauwerke beider Stilarten klar bestimmt hätte?

4. Die zwischenliegenden klimamorphologischen Zonen sind indes *keineswegs nur Übergangsformen* zwischen den beiden Extremfällen. Sie haben vielmehr durchaus ihre spezifische (wenn auch selten so ausgeprägte) Eigenart. So ist das in Zone 4 aktiv, in Zone 3 als Fossilform so bedeutende Fußflächen-Phänomen ein allseitig eigenständiges Gebilde der Trockenräume. Sein Bildungsprinzip kehrt außerdem mit Konvergenzformen (Fußteil des „dreiteiligen Hanges“) in Zone 1 wieder.

Formengruppen wie die der Karsterscheinungen fußen auf den Vorkommen stark löslicher Gesteine, nehmen aber in jeder klimamorphologischen Zone einen daran angepaßten, stark abgewandelten Relief-typ an (H. LEHMANN, 1954). Sie werden daher hier nicht als eigener Formenkreis angesehen (wie dies bisher meist geschah), sondern den einzelnen klimamorphologischen Zonen als für deren Sonderart besonders bezeichnende Beispiele zugeordnet.

Mit allem bisher Gesagten haben wir jedoch erst *eine Hälfte* des natürlichen Systems der Geomorphologie berührt: ihre gegenwartsbezogene klimatisch-dynamische Seite. Die dynamische Geomorphologie sucht dabei *analytisch* das Wesen der einzelnen Elemente der Formbildungsmechanismen aufzuklären, indem sie diese weiter in ihre bodenkundlichen und morphometrischen Züge, ihre physikalischen und chemischen Teilvorgänge auflöst. Sie bedient sich dabei auch rechnerischer und statistischer Methoden wie der Laborprüfung. Dazu tritt die uns für die Geomorphologie wichtiger erscheinende *synthetische* Aufgabe, nun vor allem vermittelt der Naturbeobachtung und -messung das Zusammenwirken der Einzelemente zur Leistung eines Formbildungsmechanismus im ganzen aufzuklären. Beide Aufgaben bilden aber zu-

gleich schon ein Teilgebiet der *klimatischen Geomorphologie*. Ihr Ziel ist, die Unterschiede der Formbildungsmechanismen nach ihrer Wirkungsweise (qualitativ) und Leistungsstärke (quantitativ) in den einzelnen klimamorphologischen Zonen der Gegenwart aufzuklären und so diese Zonen zu definieren und zu umgrenzen. Wir gaben eben einen Abriß davon.

B. Klima-genetische Geomorphologie

Sehr viel weniger beachtet ist demgegenüber die *zweite Hälfte* des natürlichen Systems der Geomorphologie, das uns zur Erforschung der Reliefsphäre angemessen erscheint. Dieser Teil der Geomorphologie ist nicht, wie die klimatisch-dynamische, eine Aktualwissenschaft; er befaßt sich nicht mit den heutigen exogenen Vorgängen und ihrer Abwandlung in den Klimazonen, sondern mit deren Gesamtwirkung: *dem Relief selbst!*

Dieses entstammt nun in vielen Teilen der Festländer nur zum geringeren Teil den Gegenwarts-vorgängen, in der Hauptsache längst erloschenen, vorzeitlichen Mechanismen unter ganz andersartigen Klimazuständen. So besteht fast jeder festländische Relief-typ aus einer Reihe vorzeitlicher *Reliefgenerationen* (BÜDEL, 1961). Diese einzelnen Reliefgenerationen aus den erhaltenen Resten zu erkennen und voneinander zu trennen, ist die Aufgabe der *klima-genetischen Geomorphologie*. Wir halten diesen zweiten Teil des natürlichen Systems der Geomorphologie für so bedeutsam, daß wir hier das Gesamtsystem nach ihm benannten.

Man kann für das Relief jeder Erdstelle eine *endogene Rohform* rekonstruieren, indem man sich etwa über dem Buntsandstein des Schwarzwaldes die ganze jüngere Sedimentserie vorstellt, die diesen einst bedeckte, oder über dem Abtragungsrest der heutigen Alpen alle die „Luftsättel“ und überlagernden Decken, die hier einmal vorhanden gewesen sein müssen (vgl. E. JÄGER, 1966). Aber diese endogene Rohform hat in Wirklichkeit *niemals existiert*. Denn auf jedem Krustenstück, das sich über den Meeresspiegel erhebt, setzt sofort die Abtragung ein. So fehlen heute über den Alpen mehrere Kilometer Gestein. Sie lagen nie gleichzeitig und vollständig darüber. Die vielen überall in der Kruste vorhandenen Abtragungsdiskordanzen sprechen eine deutliche Sprache, wie oft im Laufe der Erdgeschichte Hebung und Abtragung, Senkung und Überschüttung miteinander wechselten. Das Ergebnis ist die *exogene Realform* des heute vor uns liegenden Reliefs. Dies ist in die erwähnten Reliefgenerationen aufgeteilt. Die ältesten indirekten Spuren von solchen erreichen allenfalls eo-zänes Alter. Die ältesten noch durch deutlich erhaltene Formenreste repräsentierten Reliefgenerationen stammen aus dem Unter- bis Mittelmiozän.

Die Natur hat uns aber auch das Buch der wei-

⁸⁾ Ich halte aus diesem Grunde den von der äußeren kartographischen Betrachtung, nicht von der umfassenden Erklärung des dort herrschenden Formbildungsmechanismus ausgehenden Versuch, die Unterschiede zwischen diesen beiden Extremräumen nomenklatorisch zu verwischen, vom Standpunkt des natürlichen Ordnungsprinzips, das hier offensichtlich waltet, für wissenschaftlich unberechtigt und didaktisch schädlich.

teren Reliefgeschichte nicht lückenlos Seite um Seite überliefert. Nur aus einzelnen, oft recht verstreuten und ungleichartigen Indizien kann man die Spuren solcher alter Reliefgenerationen neu zusammenfügen. Die weitere Aufgabe ist, aus solchen Indizien auf die Art der Formungsmechanismen und des Klimas zu schließen, das diese damals steuerte. Wie für den Historiker oder den Kriminalisten, der ja ebenfalls aus stets lückenhaften Quellen vergangene Vorgänge zu rekonstruieren hat, dient dabei als erstes Hilfsmittel der *logisch-historische Indizienbeweis*⁹⁾. Das zweite ist – nach gelungener Roh-Rekonstruktion – der über die Zeiten hinweg zu vollziehende *großräumige Vergleich* jener mutmaßlichen einstigen mit dem heute in analogen oder wenigstens ähnlichen Klimaten sich unter unseren Augen vollziehenden Mechanismen. Ein drittes Mittel sind die von vielen Nachbarbereichen mitgestützten Ergebnisse der *Klimageschichte*. Mit fortschreitender Erkenntnis werden aber heute schon fossile Reliefglieder selbst wichtige Hilfsmittel zur Ausdeutung fossiler Klimazustände. Daneben spielen hier die Ergebnisse der Paläontologie und Pollenanalyse, der – freilich erst in den Anfängen steckenden – genetischen Bodenkunde, fossile Spezialformen der Verwitterung (Frost-, Wüsten-, Karstspuren), die Durchforschung korrelater Sedimente, alte Meeres- und Gletscherstände sowie absolute Zeitbestimmungen nach physikalischen Methoden eine Rolle.

Mit der Erkenntnis, daß das heute vorhandene Relief nicht allein – ja sehr häufig sogar nur zum geringsten Teil – aktuellen (rezenten, aus dem Holozän stammenden) Vorgangsakten entstammt, sondern in eine Folge nacheinander entstandener Reliefgenerationen zu gliedern ist, wird der *Zeitfaktor* entscheidend in die Geomorphologie eingeführt. Er muß daher in deren System mit vollem Gewicht eingebaut werden. Das gilt sowohl für die (u. U. über viele erdgeschichtliche und Klimaperioden ausdauernde) *Erhaltung* resp. „traditionale Weiterbildung“ (s. u.), sondern auch schon für die *Entstehung* (Ausbildung) von Reliefgenerationen. Wir wenden uns zunächst dieser zu.

I. Reliefgenerationen

In den einzelnen klimamorphologischen Zonen dauert es schon 10 000 bis 50 000 Jahre, bis sich auch nur die Bodendecke vollkommen an ein bestimmtes Klima angepaßt hat. Bis sich jedoch das Relief schließlich bis in alle Einzelheiten (zum Beispiel bis in die letzten Talverzweigungen) an den

gerade herrschenden Klima-Formbildungsmechanismus angepaßt hat, wäre die gleichbleibende Herrschaft eines bestimmten Klimas durch viele Jahrmillionen nötig. In so langen Zeiten hat sich – besonders in den Ektropen – das Klima aber meist schon wieder gewandelt, oft sogar mehrfach. Dadurch wird jedesmal die gerade in Entwicklung befindliche Reliefgeneration außer Kraft gesetzt. Ein neuer Formbildungsmechanismus wird aktiv tätig und strebt danach, einen neuen Relieftyp zu schaffen. So besteht in den Ektropen das Relief oft zu 95 % aus den Resten *älterer Reliefgenerationen*. Wir können hier heute vom Miozän bis zum Holozän etwa fünf große solche Reliefgenerationen unterscheiden.

1. Das Zeitalter der „alten tropoiden Erde“ vom Beginn des Alttertiär bis ins höhere Miozän und in abgeschwächter Art sogar bis an die Wende Mittel-/Oberpliozän. Faßbare Reliefreste aus dieser Periode sind – siehe oben – seit dem Miozän erhalten. Sie finden sich hier von den Tropen bis ins Polargebiet in Gestalt hochgelegener Rumpfflächen insbesondere auf den Höhen der mittelhohen Gebirge. Diese Periode war durch ein gleichmäßig warmes, dem heutigen wechselfeucht-tropischen bis monsunalt-subtropischen ähnliches Klima bis in hohe Breiten ausgezeichnet. Kalte Polarkalotten mit Inlandeisdecken und vereiste Hochgebirge existierten nicht. Infolgedessen waren zwischen Pol und Äquator viel geringere Temperatur- und Druckunterschiede als heute vorhanden. Dementsprechend waren die Unterschiede der Klimagürtel nach Temperatur und Feuchtigkeit stark abgeschwächt (BÜDEL, 1963). Von der Äquatorialregion bis in Polnähe herrschten passatartige Ostwinde. Die bis in hohe Breiten reichende gleichmäßige Wärme und Feuchtigkeit wurde noch dadurch betont, daß sich die Erde (vor allem in den älteren Perioden des Tertiärs) in einer „thalassokratischen Phase“ mit größerer Ausdehnung des Weltmeeres und geringerer Ausdehnung der Kontinente sowie einer geringeren Verbreitung der Hochgebirge befand (FAIRBRIDGE, 1961). Außer den erwähnten fossilen Rumpfflächen finden wir als Zeugen dieser ältesten Reliefgeneration Spuren randtropischer Bodenbildung sowie Spuren subtropischer Fauna und Flora bis in hohe Breiten. Da die Festländer damals größtenteils aus epirogen schwach gehobenen Gebieten bestanden und diese Periode mit vorwiegender Flächenbildung sehr lange dauerte, sind aus dieser Zeit der „tropoiden Alt-Erde“ heute bis in polare Breiten sehr ausgedehnte Reste der damals ausgebildeten Rumpfflächen erhalten. Die „traditionale Weiterbildung“ (s. u.) trug noch fördernd hierzu bei. Sie ermöglicht es vor allem, daß auch im Pliozän, als das Klima der Ektropen schon durch merklich kühlere Winter abgewandelt wurde, die Mechanismen der älteren Rumpfflächenbildung abgeschwächt fort dauerten.

Natürlich gab es in einzelnen besonders stark gehobenen Hochschollen auch in der Zeit der „tropoiden

⁹⁾ Dessen an die Erfordernisse der Geomorphologie angepaßte Form geht im Kern auf die Feldbegehungs-methode zurück, die A. PENCK bei den Geländearbeiten zu seinem Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ anwandte. Penck hat diese Methode nur mündlich weitergegeben und keinen Namen dafür verwandt.

Alterde“ bereits Beispiele der Zertalung. Im Oberlauf gestuft, liefen diese Täler bald auf „Dreiecksbuchten“ aus, die auf jüngere Flächen hinausführen. Die ältesten solchen Täler stammen aus der Zeit des Miozän. Sie sind aber auch in den Kerngruppen der Zentralalpen noch wenig eingetieft gewesen und blieben vor allem bis zur Mio-Pliozän-Wende noch vom heutigen Talsystem unabhängig. Diese ersten „Alpentäler“ griffen noch rücksichtslos über die heutigen Wasserscheiden hinweg (SPÄTH, 1969).

2. Diese Verhältnisse änderten sich – nach mehreren Zwischenstufen – jedoch grundsätzlich erst im Laufe des Oberpliozän. Das Klima wurde deutlich kühler, wenn auch noch nicht bis zum heutigen Stand. In den polaren und mittleren Breiten setzten damals *erste Anzeichen einer Zertalung auch im Bereich schwach bis mäßig gehobener Schollen* ein. Diese Periode ist in Mitteleuropa besonders ausgeprägt. Die großen Flüsse dieser Region sammelten sich damals zuerst in freilich noch viele Kilometer breiten und im allgemeinen erst wenig in die älteren Rumpfflächen eingesenkten Tälern. Nur in einzelnen stärker gehobenen Gebieten erweiterte sich der Bereich steiler Täler, die aber nach Art der heutigen Gebirgstäler der Tropen im allgemeinen Kerbtalcharakter mit schmalen Sohlen und eine starke Stufung im Längsprofil zeigten. Die Stufung der später glazial überarbeiteten Hochgebirgstäler ist z. T. ein Erbe dieser Zeit. In Hochgebirgen wie den Alpen zog sich die Flächenbildung nunmehr in rasch folgenden Etappen auf die minder gehobenen Randzonen des Gebirges zurück (BÜDEL, 1969 a).

Dabei ergab sich insbesondere mit dem Übergang vom Oberpliozän zum Ältestpleistozän ein grundsätzlicher Wandel in der Art der Flächenbildung. Denn das älteste Pleistozän ist in Mitteleuropa durch die Einschaltung arider Perioden ausgezeichnet¹⁰⁾. Jetzt kam es am Rande des Gebirges nur noch zur Fußflächenbildung mit ihrem besonderen, von der Rumpfflächenbildung völlig abweichenden, passiv-mechanischen Abtragungsmechanismus, dessen rezenter Ablauf wir heute nur noch in ariden bis semiariden Gebieten beobachten können. Diese Fußflächen griffen als „Pedimente“ z. T. noch etwas auf die Gebirgsränder über. Der Großteil dieser Fußflächen erstreckte sich aber als „Glacis“ über die weichen und meist nur wenig gestörten, aber damals schon kräftig mitgehobenen Sedimente der Vorlandtiefen. Daß zu Beginn dieser Periode (Zeit der Laaberbergschotter) Schuttlieferung und Fußflächenbildung noch ohne Kaltzeiteinfluß besonders stark waren, liegt möglicherweise daran, daß in diesem Trockenklima erst die mächtigen Schuttdecken

der vorangegangenen wechselfeucht-tropischen Zeit von dem Gebirge und seinen alten Rumpfflächen abgeräumt wurden.

3. Die dritte Periode ist mehrteilig, sie umfaßt die *Kaltzeiten* (Glazialzeiten) des späteren Pleistozän; in Europa wie in den übrigen Ektropen besonders die Mindel-, Riß- und Würmkaltzeit. Die Spuren dieser jüngsten, letzten Kaltzeit sind am besten erhalten und können daher als Paradigma auch für die älteren Kaltzeiten gelten. In Nordamerika und Nordeuropa breiteten sich damals große Inlandeisdecken bis tief in mittlere Breiten hinein aus; ebenso gewannen in diesen Kaltzeiten auf der ganzen Erde die Hochgebirge eine mehr oder minder starke Vergletscherung. Die Folge ist, daß das Relief in diesen Gebieten den seit langem gut untersuchten „glazialen Formenschatz“ aufgeprägt erhielt. Es muß aber nochmals betont werden, daß dieser Formenschatz weithin nur eine charakteristische Umprägung und Verstärkung bereits vorher ausgebildeter fluvialer Formen bedeutet.

Eine nicht minder starke Umgestaltung erfuhren jedoch in der gleichen Zeit in den gesamten Mittelbreiten die *Gebiete außerhalb der Gletscher*. Hier herrschte (im sogenannten „Periglazialbereich“¹¹⁾) der Formbildungsmechanismus der oben geschilderten „exzessiven Talbildungszone“ mit dem „Eisrinden-Effekt“. Die rasche Eintiefung breitsohligler Täler auf ihrer ganzen Länge, die so ohne deutliche Stufen bis ins Innerste der Gebirge reichen, ist für diese „Periglazialbereiche“ besonders charakteristisch. Dazu treten sanfte Hänge mit Soliflukationsdecken, bestimmte (heute trockenliegende) flache Talanfänge, die in Deutschland als „Dellen“ bezeichnet werden, und endlich ausgedehnte Lößdecken. Tatsache ist, daß wir heute in den Mittelbreiten sowohl in den von Gletschern ausgestalteten Gebieten wie auch im damaligen Tundren- und Frostschuttbereich in bezug auf die Geländeformen in einer „fossilen Kaltzeitlandschaft“ leben. Auf den Höhen der Gebirge finden sich daneben die Reste ausgedehnter Rumpfflächen aus der älteren Zeit der „tropoiden Alt-Erde“.

Ausdrücklich muß betont werden, daß es in allererster Linie der Klima-Umschwung mit der Ausdehnung der exzessiven Talbildungszone von den pola-

¹⁰⁾ Solche Trockenperioden traten wohl schon vorher auf, blieben aber wegen des Vorherrschens der „traditionalen Weiterbildung“ der alten Rumpfflächen ohne spürbaren Niederschlag im Relief.

¹¹⁾ Dieser Terminus ist wenig treffend, und wir vermeiden ihn tunlichst. Er leistet der veralteten Theorie Vorschub, daß die Kälte des Eiszeitklimas von den Gletschern stamme (und sich auf deren Umgebung – peri – ausgedehnt habe), während doch in Wahrheit die Gletscher nur eine Folge des hereinbrechenden Kaltklimas sind – noch dazu eine erst sehr langsam und verzögert sich ausbreitende Folge. Wir sprechen hier, wenn die Pflanzen- und Bodendecke gemeint ist, vom kaltzeitlichen „Tundren- und Frostschuttbereich“, wenn die klimamorphologische Zone gemeint ist, von der kaltzeitlichen „exzessiven Talbildungszone“.

ren bis in mittlere Breiten war, der diese plötzlich stärkere Taleintiefung veranlaßte. Man kann ihr Fortschreiten von der Günz- und Mindel- bis zur Würmzeit meist gut in Terrassen verfolgen: danach sind rd. 80 % der Eintiefungsbeträge unserer Täler im nicht vergletscherten Teil Europas gegen die benachbarten Altflächen erst in den durch echte Kaltzeiten ausgezeichneten Perioden des Alt-, Mittel- und Jungpleistozän entstanden. Auf tektonisch besonders bewegter Bühne waren solche Taleintiefungen z. T. sogar in dieser Zeitperiode mehrmals hintereinander möglich. Diese Eintiefung erfolgte dabei – wie man aus vielerlei Umständen schließen kann – vor allem in den feuchtkalten, durch starke Solifluktionsschutt-Zufuhr und Schneeschmelz-Hochwässer ausgezeichneten Frühglazialperioden, während in den trockenen Hochglazialzeiten mehr die Lateralerosion wirksam war. In den Warmzeiten (ohne Eisrinden-Effekt) geschah nur die gleiche „retardierte“ Taleintiefung wie im Holozän.

Erst in zweiter Linie ist eine *Belebung tektonischer Vertikal-Hebung* im späteren Pleistozän die – übrigens immer nur lokal wirksame – Ursache dieser starken pleistozänen Talbildung. Deren allgemeines und gleichzeitiges Auftreten in allen Krustenteilen der Mittelbreiten bezeugt den übergeordneten Einfluß des allgemeinen Klimawandels.

Eustatische *Meeresspiegelschwankungen*, auf die neuerlich ROHDENBURG (1968) diese Eintiefung wieder zurückführen will, sind nur an steilen Küsten und dann nur für untere Talstrecken mit starker Rückwärtserosion, vor allem aber an kurzen Kliff-Kerbtälern von Einfluß (A. WIRTHMANN, 1964, 1968), d. h. dort, wo wirklich die *vertikale* Komponente des Meeresrückzugs überwog. Wenn sich das Meer in den Glazialzeiten aber – wie fast überall – nur auf flachen Schelfböden zurückzog, deren Gesamtgefälle ebenso gering oder sogar noch geringer war als das Unterlaufgefälle der heutigen großen Ströme, so entsteht durch einen solchen im wesentlichen horizontalen Meeresrückzug überhaupt keine Erosionsbeschleunigung (vgl. auch ILLIES, 1952). Selbst auf kleinen Inseln wie Sardinien wirkten die kaltzeitlichen Spiegelschwankungen nur auf die meernächsten Unterlaufstrecken zurück (SEUFFERT, 1969).

4. Die vierte Periode umfaßt die Warmzeitperioden des mittleren und jüngeren Pleistozän. In ihnen sind die Vorgänge der *Talbildung in den Mittelbreiten stark verzögert gewesen* und ähnelten denjenigen, die in der

5. fünften Periode, dem *Holozän* oder der *geologischen Gegenwart* in der Zone retardierter Talbildung herrschen.

II. Erhaltung älterer Formen

Wenden wir uns nun der *Erhaltung* der Formenreste älterer Reliefgenerationen zu, die ja (mit einer

Summe von Neben Spuren) die Voraussetzungen zu deren Rekonstruktion sind. Hier ist folgendes zu beachten:

1. Daß alte Reliefglieder bis aus dem Untermiozän (ja in indirekten Spuren bis aus dem Eozän) noch erhalten sind, ist nur möglich, weil die Form-Produkte jener vorzeitlichen Mechanismen *in das feste Gestein der Kruste* eingekerbt worden sind. Die Erdgeschichte teilt sich demnach in *zwei* Abläufe: die *Krustengeschichte*, die mit dem ältesten erhaltenen Gestein beginnt, und die *Reliefgeschichte*, die von den ältesten erhaltenen Gliedern der exogenen Realform: der jeweils ältesten Reliefgeneration ihren Ausgang nimmt. Die erste wird von der Geologie, die zweite von der Geomorphologie bearbeitet. Beide Abläufe hinterließen *Dauerspuren*: die Krustengeschichte in die Kruste eingeschlossene, die Reliefgeschichte ihr exogen aufgeprägte. Damit unterscheiden sich die Gegenstände dieser beiden Wissenschaften scharf von denjenigen der Geophysik. Diese untersucht nur den Ablauf unter unseren Augen sich abspielender und meßbarer, sich im Prinzip in stets gleichartiger Form wiederholender, aber im einzelnen *vergänglicher* Vorgänge in den leichtbeweglichen Außenhüllen der Erde (Magnetfeld, Atmosphäre, Ozean, Gletscher sowie Schmelze und Schwerefeld des Erdinneren). Hier überall sind die Moleküle – rascher oder langsamer – gegenseitig verschiebbar und beweglich. Hier kann man nur aktuelle Abläufe *ohne Dauerspuren im festen Substrat* beobachten. Deshalb sind Bestrebungen, die Geomorphologie von der Geophysik her aufzurollen und dadurch „exakter“ zu machen, nur von sehr beschränkter Bedeutung für die Erklärung des *Reliefs*, das ja aus zahlreichen fossilen Formengliedern besteht und deshalb in erster Linie historisch zu analysieren ist.

Selbst die *aktuellen Vorgänge* der holozänen Formungsmechanismen besitzen auf der Reliefsphäre keineswegs die freie Beweglichkeit der Strömungen in den vorgenannten Hüllen. Dank der „Gesamtrelief-Influenz“ sind sie vielmehr dort, wie wir gleich sehen werden, auf bestimmte, vorgezeichnete Ablaufbahnen und Zwangswirkungen beschränkt.

2. Die älteren Reliefgenerationen sind uns nicht lückenlos überliefert. Zeiten starker Flächenbildung hinterlassen mehr Reste als solche starker Zertalung. *Alte Täler* werden rasch umgestaltet. Sie sind am ehesten in plombierten Resten in der Randzone zwischen Abtragungs- und Aufschüttungsbereich, die Tatsache alter Talbildungsperioden – in indirekten Spuren – am Korn, Abrollungsgrad und Herkunft von Schottern in korrelierten Ablagerungen kenntlich.

3. *Alte Flachformen*, insonderheit *Rumpfflächen*, gelegentlich auch Pedimente (oder – in Trockengebieten – an harte Schichten angepaßte Adaptionsflächen verschiedener Ur-Anlage) erhalten sich weit

besser; besonders in harten Gesteinen und wenn das Gesamtmaß ihrer seitherigen Hebung (und damit ihr Zertalungsantrieb) gering ist. Die rd. 15 Gruppen von Indizien, mit deren Hilfe man die oft nur in spärlichen Flächenresten und indirekten Zeugnissen auf uns gekommenen Reliefgenerationen (und deren ehemalige Formungsmechanismen) rekonstruieren kann, haben wir an anderer Stelle dargelegt (BÜDEL, 1965, S. 83–87). Man kann dadurch einerseits die Reliefgenerationen, von denen überhaupt noch Reste erhalten sind, zeitlich und genetisch (d. h. eben: *klima-genetisch*) gegeneinander abgrenzen. Dabei ist die genaue Abgrenzung der Formprodukte der vorletzten (in den Ekotropen: der wärmzeitlichen) Reliefgeneration gegen die wirklich dem Holozän entstammenden *rezenten* Formenglieder mit die wichtigste, aber oft auch die schwierigste Aufgabe. So hat noch A. PENCK sämtliche Spuren wärmzeitlicher Kryoturbation und Solifluktion in Mitteleuropa dem Holozän zugerechnet. Andererseits kann man danach auch abschätzen, was und wieviel vom Formenschatz jeder alten Reliefgeneration durch die andersartige Tätigkeit der Mechanismen späterer Generationen umgeformt und abgetragen wurde, und was insbesondere in dieser Beziehung im Holozän geschah.

4. Der oben geschilderte Ablauf der großen Reliefgenerationen in Mitteleuropa von ehemals verbreiteter Flächenbildung zu immer stärker und tiefer greifender Talbildung führt zu zwei wichtigen Erkenntnissen. Die erste ist folgende. Solange in den Zeiten der „tropoiden Alt-Erde“ Flächenbildung noch allgemein vorherrschte, überstrichen die zugehörigen Mechanismen noch in ziemlich freier, gleichförmiger Art – d. h. eben flächenhaft – weite Gebiete. Aber schon mit den ersten Zertalungsphasen und erst recht mit der pleistozänen exzessiven Talbildung wurde die volle *Wirksamkeit* dieser Mechanismen immer mehr linienhaft festgelegt und mit der Verschmälerung der Talgefäße nach unten immer mehr *eingeeengt*. Für die exzessive Talbildung kann man noch hinzufügen: „und konzentriert“, für die holozäne gilt nicht einmal mehr das. Im Gegensatz zu den geophysikalischen Vorgängen im Luftraum oder im Meere können sich daher Vorgänge wie die Flußlaufbildung trotz ihres geophysikalischen Grundcharakters hier keineswegs mehr frei entfalten, sondern sind in enge Bahnen gezwängt und werden hier noch durch die Art der Schutzzufuhr von den Hängen: d. h. der klimagesteuerten Art der Verwitterung, Bodenbildung und Denudation entscheidend beeinflusst. Mit der Zertalung ist so auch eine einengende Festlegung der Haupt-Mechanismen erfolgt. Sie kann bei schroffen Arbeitskanten (Akx) am Oberrand der Hänge durch das „Abreißen der Denudation“ (s. Anm. 7) sogar die Erhaltung der Flächenreste auf den Zwischentalscheiden indirekt fördern (WIRTHMANN, 1964).

5. Wir sprachen schon oben von der allmählichen *Fossilisierung* solcher Flächenreste durch fortschreitende Zertalung, sei es nun durch kurze Täler vom peripheren Unterrand solcher Flächen her, sei es durch lange, bis in den Kern der Hebungsscholle zurückgreifende oder diese sogar „antezeden“ in ihrer Gesamtheit durchziehende Talläufe. Wir wiesen auf die Arten dieser Fossilisierung durch Lateritbildung, randliche Bodenaustrocknung, Abspülung der syngenetischen Latosoldecke, Bloßlegung des Grundhöckerreliefs, und vor allem durch die spätere Bedeckung mit anderen (paragenetischen, ja polygenetischen) Böden, sand- oder bodenartigen Schuttdecken in den Fällen hin, wo solche Rumpflächen (durch vertikale Hebung oder horizontale Verschiebung der Klimagürtel) in eine andere Klima-Umwelt gerieten. Hier wies BREMER (1963, 1967) darauf hin, daß dabei nicht nur eine „Fossilisierung“ solcher Altflächen erfolgt, deren einstiger, voll-aktiver Bildungsmechanismus außer Kraft gesetzt ist. Auch neben der Zertalung sind ja in einem entsprechend abgewandelten Klima breitenhafte Abtragungsvorgänge (Denudationsvorgänge) anderer Art am Werk. Diese würden an sich keine neuen Flächen bilden. Aber sie unterliegen noch mehr als die Flüsse einer Steuerung durch das Gesamtrelief. In unserem Fall werden sie durch die *vorgegebene Existenz von Abtragungsaltsflächen* gezwungen, diese – wenn auch bei abgewandelter Bodendecke in *stark abgeschwächter Form – weiter zu entwickeln*, bis die fortschreitende Zertalung dieser Flächen dem ein Ende setzt, was aber bei solchen alten Abtragungsf lächen sehr lange dauern kann. Wir schlagen vor, diesen von BREMER aus sprechenden Beispielen in Inner-Australien abgeleiteten Zwangs-Effekt als „*traditionale Weiterbildung*“ (bzw. Überarbeitung) von Altflächen zu bezeichnen. Die „Sandschwemmebene“ und „Sandschliffebene“ tropischer Wüsten (s. o.) sind weitere Beispiele dafür. Auch das Rückenrelief auf den bis über 4000 m gehobenen Hochlandinseln von Semien (Äthiopien) gehört hierher: hoch über dem schroffen, zerschneidenden Talnetz mit völligem Abreißen der Denudation an den randlichen Arbeitskanten (Akx) erfährt es heute unter seinen schwarzen Degaböden zweifellos noch eine schwache Weiterbildung. Auf die Altflächen unserer Mittelgebirge hinauf dringt von den Ästen der tiefen eiszeitlichen Zertalung eine flache Zerdellung vor; selbst viele dieser zweifellos eiszeitlich entstandenen Dellen hätten nicht ihren heutigen, oft sehr langgestreckten flachen Verlauf, wenn nicht die „Vorform“ einer solchen jungtertiären Altfläche ihnen diesen aufgezwungen hätte (vgl. WEISE, 1967). Die flachsten Oberlaufstücke solcher Dellen machen zuweilen den Eindruck traditional weiterentwickelter alter Spülmulden.

6. Bei manchen Flächen kann man in dieser Richtung noch einen Schritt weitergehen. Das gilt etwa

von jenen „Pedimenten“, die sich im heutigen Trockenklima ohne wesentliches Rückland über sehr weite Areale als Felsflächen ausdehnen und gegen aufsitzen- Inselgebirge ohne wesentliche Verteilung mit scharfem Fuß abstoßen. Hier liegt zuweilen die Vermutung nahe, daß alte Rumpfflächenbildung aus einem wechselfeuchten Savannenklima dieser „Fußflächenbildung“ vorgearbeitet habe. Wenn dann solche Fußflächen durch Klimawandel wieder ihrerseits fossilisiert sind, haben wir an ein und demselben Objekt drei Stufen der Flächenbildung zu unterscheiden:

- A. Fossile Vorformung (als Rumpffläche)
- B. Erste kräftige Überarbeitung (als Fußfläche)
- C. Traditionale Weiterbildung (der nunmehr fossilisierten Fußfläche in stark abgeschwächter Form durch spätere – etwa holozäne – Nach-Überarbeitung).

Wir schlagen für solche – ein- oder sogar zweimal traditional überarbeitete – alte Flächen mit einer meta- oder polygenetischen Bodendecke, die mit dem ursprünglichen Anlage-Mechanismus nichts mehr zu tun hat, den Ausdruck „Sukzessionsfläche“ vor.

Ähnliche Gedankengänge schwebten wohl auch MENSCHING (1968) vor, wenn er von „polygenetischen“, und SEUFFERT (1969), wenn er von „polyzyklischen“ Fußflächen spricht. Beide Forscher meinen damit allerdings mehr die Wiedererweckung derselben Mechanismen mit gleicher Stärke in den aufeinanderfolgenden Kaltzeiten, oder mit abgewandelter Stärke im Warm-Kaltzeit-Wechsel des Pleistozän.

Altflächen-Bearbeitungen anderer Autoren leiden unter dem Fehler, daß sie nicht zwischen den obigen Vorgängen nach A, B und C unterscheiden und diejenigen Bodendecken und Denudationsmechanismen, die sie heute auf solchen – der Analge nach oft uralten – Flächen am Werke finden, unbesehen als diejenigen nehmen, welche die unterlagernde Felsfläche geschaffen haben. Sie verkennen das Mißverhältnis, das zwischen den kräftigen, viele Jahrmillionen langen Vorgängen voll-aktiver Ausbildung von Felsflächen und der schwachen, bloß durch die vorgegebene Form erzwungenen „traditionalen Weiterbildung“ besteht¹²⁾.

Zusammenfassung

Es wird ein natürliches System der Geomorphologie entwickelt, das deren Aufgaben in zwei Hälften

¹²⁾ Hierzu gehört auch der (nach unseren Erfahrungen in Spitzbergen) unwirkliche Vorgang der „Kryoplanation“ auf Altflächen der exzessiven Talbildungszone. Dort findet durch rezente Kryoturbation und Drainagespülung eine ganz schwache „traditionale Weiterbildung“, aber alles andere als eine Entstehung, eine Neuanlage solcher Flächen statt. Solche werden vielmehr in dieser Klimazone besonders rasch durch eben die „exzessive Talbildung“ aufgelöst.

teilt. Beide beziehen sich auf die aktiv-formbildenden exogenen Vorgänge. Die endogenen Einflüsse auf die Gestaltung der Reliefsphäre (Petrovarianz, Epirovarianz, aktiver Vulkanismus) werden dabei nicht unterdrückt, sondern nur in das richtige Verhältnis zu den aktiv-prägenden exogenen Vorgängen gesetzt.

Der erste Teil dieses Systems: die *klimatisch-dynamische Geomorphologie* gilt den derzeitigen exogenen Formbildungsmechanismen. Neben den Sonderbereichen der Küsten- und Gletscherformen wird hier vorwiegend das subaerische Relief betrachtet. Die hier herrschenden Formungsmechanismen bestehen mit einer nach dem Klima sehr unterschiedlichen Gewichtsverteilung aus folgenden acht Elementen: Mechanische Verwitterung, chemischer Zersetz, Bodenbildung, Denudation auf den Breiten des Landes, Linien-Erosion durch Flüsse, Transport und Durchgangsaufschüttung, quasidefinitive und definitive Aufschüttung.

Die *dynamische Geomorphologie* geht *analytisch* den bodenkundlichen, hydrologischen, morphometrischen und sonstigen physikalischen und chemischen Wesenszügen und Teilvorgängen dieser acht Elemente nach. Hierbei werden neben Meß- und Prüfmethoden der Geomorphologie und Geologie auch solche der weiteren genannten Nachbarwissenschaften verwandt. Dazu tritt die *synthetische* Frage, wie nun diese acht Elemente zur qualitativen und quantitativen Leistung eines Formbildungsmechanismus im ganzen zusammenwirken. Beide Aufgaben sind eng mit der *klimatischen Geomorphologie* verknüpft. Diese untersucht systematisch sowohl die Abwandlungen der Einzelelemente wie der Formungsmechanismen im ganzen durch die irdischen Klimate. Allein im subaerischen Bereich werden dabei sechs große „klimamorphologische Zonen“ von sehr verschiedener Prägekraft und Leistungsfähigkeit unterschieden (Abb. 1). Unterteilungen, Übergänge und Konvergenzerscheinungen werden angedeutet, vor allem aber die Erkenntnis der diesen ganzen Formungsspielraum begrenzenden Extreme angestrebt. Als solche erwiesen sich die subpolare Zone exzessiver Talbildung und die randtropische Zone exzessiver Flächenbildung. Daß vor allem eine unterschiedliche Art der Tiefenverwitterung diese beiden Extreme heute wie ehemals trennt, zeigt Abb. 2.

Auch zwischenliegende Zonen können sehr selbständige Formungsmechanismen gebären, so Trockenräume diejenigen der Fußflächen- und Pedimentbildung (s. Abb. 3). Da diese sehr komplexen klimabedingten Unterschiede im Laborversuch nicht nachvollziehbar sind, kommt es hier darauf an, diejenigen Zonen und Stellen aufzufinden, wo für die einzelnen Erscheinungen und Vorgänge eine besonders klare „Versuchsanordnung der Natur“ vorliegt.

Der zweite Teil: die *klima-genetische Geomorphologie*, nach der wir hier um ihrer Wichtigkeit

willen das ganze System benannt haben, gilt der *Analyse des vorhandenen Reliefs selbst*. Dieses wurde weithin nicht von den Vorgängen der Gegenwart erzeugt. Vielmehr blieben in der harten Kruste auch zahlreiche unter vorzeitlichen Klimaten geprägte Reliefreste erhalten. Besonders in den Ektropen besteht das heute vorliegende Relief zu 95 % aus (mehr oder minder stark überprägten) *Resten fossiler Reliefgenerationen*. Sie zu trennen, den mutmaßlichen Charakter des damaligen Klimas und der Wirkungsweise der von diesem gesteuerten Formungsmechanismen zu erkennen, ist die Aufgabe der klima-genetischen Geomorphologie. Diese ist aber eine vorwiegend historische Wissenschaft. Sie muß deshalb auch mit den hierfür geeigneten Methoden: dem logisch-historischen Indizienbeweis, dem großräumigen geographischen Vergleich und der Aufhellung der Klimageschichte an ihre Aufgaben herangehen.

Von vorzeitlichen Reliefgliedern sind Rumpfflächen (felsige Altflächen) in besonderem Grade erhaltungsfähig. Die Arten ihrer Fossilisierung, Erhaltung und „traditionalen Weiterbildung“ („Überarbeitung“) werden dargelegt.

Das vorgelegte System erlaubt es, jedes festländische Formenglied sinnvoll zu deuten und ihm seinen *natürlichen* Platz in einer überschaubaren Entwicklungsgeschichte des Reliefs zuzuweisen.

Literatur

- BEHRMANN, W., 1927: Die Oberflächenformen in den feuchtwarmen Tropen. Düsseldorf Geogr. Vorträge, Breslau.
- BIROT, P., und DRESCH, J., 1966: Pédiments et glaciaires dans l'Ouest des Etats-Unis. Anal. d. Géogr. Jg. LXXV No 411, S. 513–552.
- BOBEK, H., 1961: Die Salzwüsten Irans als Klimazeugen. Anz. ph.-hist. Kl. Österr. Akad. d. Wiss. Nr. 3, S. 7–19.
- BREMER, H., 1963: Der Einfluß von Vorzeitformen auf die rezente Formung in einem Trockengebiet – Zentralaustralien. 34. Dt. Geographentag Heidelberg, Tag.-Ber. u. wiss. Abh., S. 184–196.
- , 1967: Zur Morphologie von Zentralaustralien. Heidelberger Geogr. Arb., H. 17, S. 1–224.
- , 1968: Der Fluß als ein Gestalter der Landschaft. Geogr. Rundschau Jg. 20, H. 10, S. 372–381.
- BÜDEL, J., 1948: Das System der klimatischen Geomorphologie. Dt. Geographentag München, Landshut 1950, S. 65–100.
- , 1955: Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge. Erdkunde Bd. IX, H. 2, S. 100–115.
- , 1961: Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. Die Naturwissensch. 48. Jg., H. 9, S. 313 bis 318.
- , 1963: Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. Eiszeitalter und Gegenwart, 14, S. 161–187.
- , 1965: Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras. Col. Geogr. Bonn, Bd. 8, S. 1–100.
- , 1969 a: Der Werdegang der Alpen, Europa und die Wissenschaft. Wiss. Alpenvereinshefte, H. 21.
- , 1969 b: Der Eistrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. Würzburger Geogr. Arb., H. 25, S. 1–41.
- , 1969 c: Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge; deren aktive und passive Rückverlegung in verschiedenen Klimaten. Ztschr. f. Geomorph., N.F., Bd. 13, H. 4.
- CAILLEUX, A., 1950: Ecoulements liquides en nappe et applanissements. Revue Géomorph. Dynamique, Bd. 1, No. 6, S. 243–272.
- ERGENZINGER, P., 1967: Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im südlichen Vorland des Tibesti-Gebirges. Vortrag am 30. 10. 1967 vor dem 36. Dt. Geographentag in Bad Godesberg und Geogr. Kolloquium am 14. 11. 1967 in Würzburg.
- , 1968: Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibesti-Gebirges. Ztschr. f. Geomorph., Bd. 12, H. 1, S. 98–104.
- FAIRBRIDGE, R. H. W., 1961: Convergence of evidence on climatic change and ice ages. Annals of the New York Academy of Sciences, Vol. 95, Art. 1, S. 542–579.
- GAERTNER, R. v., 1968: Zur stratigraphischen und morphologischen Altersbestimmung von Altflächen. Geol. Rundsch., Bd. 58, S. 1–9.
- GOSSMANN, H., 1969: Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen. Unveröff. Manusk. (f. Würzburger Geogr. Arb., H. 28, vorgesehen).
- HAGEDORN, H., 1968: Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Erdkunde XXII, Lfg. 4, S. 257–269.
- HÖVERMANN, J., 1966: Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. L'évol. d. versants. Coll. Int. Univ. Liège, S. 139–156.
- , 1967: Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). Arbeitsberichte aus der Station Bardai (Tibesti). Berliner Geogr. Abh. 5, S. 7–10.
- ILLIES, H., 1952: Beziehungen von Elbe und Weser zu den eiszeitlichen Spiegelschwankungen an der Nordsee. Ztschr. Dr. Geol. Ges., 104, S. 426–429.
- JÄGER, E., 1966: Das Alter von Graniten und Gneisen. Tschermak. Min. Petrogr. Mitt. 3, Bd. 11, S. 304–316.
- KAYSER, K., und OBST, E., 1949: Die morphologischen Untersuchungen an der Großen Randstufe auf der Ostseite Südafrikas (in OBST-KAYSER: Die große Randstufe usw.) Geogr. Ges. Hannover, Kap. III, S. 85–249.
- KUBIENA, W. L., 1955: Über die Braunlehmrelikte des Atakor (Hoggar-Gebirge, zentrale Sahara). Erdkunde Bd. IX, H. 2, S. 115–132.
- KVITKOVIC, J., 1968: Die geomorphologischen Verhältnisse im NO-Teil des ostslowakischen Tieflandes. Würzburger Geogr. Arb. H. 22/III, S. 1–34.
- LEHMANN, H., 1954: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdkunde Bd. VIII, S. 112 bis 139 (mit weiteren Beitr. von C. ROGLIC, C. RATHJENS, G. LASSERRE, H. HARRASSOWITZ, J. CORBEL, P. BIROT).
- LOUIS, H., 1968: Über die Spülmulden und benachbarte Formbegriffe. Ztschr. f. Geomorph. N. F. Bd. 12, H. 4, S. 490–501.
- MAZUR, E., 1965: Major features of the West-Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. Geomorphological Problems of Carpathians, Bratislava.

- MECKELEIN, W., 1959: Forschungen in der zentralen Sahara. Westermann, Braunschweig, S. 1–181.
- MENSCHING, H., 1957: Geomorphologie der Hohen Rhön und ihres südlichen Vorlandes. Würzburger Geogr. Arb. H. 4/5, S. 46–88.
- , 1958: Entstehung und Erhaltung von Flächen im semiariden Klima, am Beispiel Nordwest-Afrikas. Tagungsber. u. wiss. Abhandl. Dt. Geogr.-Tag, Bd. 31, S. 173–184.
- , 1964: Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfußflächen auf der Iberischen Halbinsel (Ebrobecken – Nordmeseta – Küstensaum Iberiens). Würzburger Geogr. Arb., H. 12, S. 141–158.
- , 1968: Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. Geol. Rundsch., Bd. 58, S. 62–82.
- MORTENSEN, H., 1933: Die „Salzsprengrung“ und ihre Bedeutung für die regionalklimatische Gliederung der Wüsten. *Pet. Geogr. Mitt.* 79, S. 120–135.
- NAGEL, G., 1967: Freundl. mündl. Mitteilung auf der 3. Stauerland-Expedition.
- PÉCI, M., 1964: Ten years of physcogeographic research in Hungary. *Studies in Geography, Geogr. res. inst., Hungarian Academy of Science*, No. 1, S. 1–132.
- , 1968: Denudational levels of the Hungarian Middle Mountains with special regard to pediment formation. *Hungarian Acad. of Sc., Inst. of Geography. Symposium Budapest*, 16.–20. 4. 1968, S. 24–36.
- RATHJENS, C., 1968 a: Ein Rundgespräch über Flächenbildung in Saarbrücken. *Ztschr. f. Geomorph., N. F.* Bd. 12, H. 4, S. 470–489.
- , 1968 b: Schichtflächen und Schnittflächen im Trockenklima. *Regio Brasiliensis*, IX/1, S. 162–169.
- RAYNAL, R., 1961: Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental) S. 1–608.
- ROGNON, P., 1967: Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). *Etude géomorphologique. Centre de recherches sur les zones arides, Série: Géologie No. 9*, Paris, S. 1–559.
- ROHDENBURG, H., 1968: Zur Deutung der quartären Talentiefung in Mitteleuropa. *Die Erde* 99. Jg., H. 4, S. 297–304.
- SEUFFERT, O., 1968: Klimatische und nichtklimatische Faktoren der Fußflächenentwicklung im Bereich der Gebirgsvorländer und Grabenregionen Sardinien. *Geol. Rundsch.* Bd. 58, 1, S. 98–110.
- , 1969: Die Entwicklung der Grabenregion Sardinien. (Ein Beitrag zur Frage der Entstehung von Fußflächen und Fußflächensystemen). *Würzburger Geogr. Arb.*, H. 24.
- SPÄTH, H., 1969: Die Großformen im Glocknergebiet. *Wiss. Alpenvereinshefte*, H. 21, S. 117–141.
- STÄBLEIN, G., 1968: Die Reliefgenerationen der Vorderpfalz. *Würzburger Geogr. Arb.* H. 23, S. 1–191.
- TRICART, I., und CAILLEUX, A., 1964: *Le Modelé des Régions Sèches*. 2 Bde., Paris.
- WEISE, O., 1967: Reliefgenerationen am Ostrand des Schwarzwaldes. *Würzburger Geogr. Arb.* H. 21, S. 1 bis 146.
- , 1969: Freundl. briefl. Mitteil. aus Iran, Jan./Febr. 1969.
- WICHE, K., 1963: Fußflächen und ihre Deutung. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, Bd. 105, S. 519–532.
- WIEGAND, G., 1969: Morphologische Beobachtung in W- und Zentral-Anatolien. *Würzburger Geogr. Kolloquium*, 6. 2. 1969.
- WILHELMY, H., 1958: Klimamorphologie der Massengesteine. Westermann, Braunschweig, S. 1–238.
- WIRTHMANN, A., 1964: Die Landformen der Edge-Insel in SO-Spitzbergen. *Ergebnisse der Stauerland-Expedition 1959/60*, Heft 2, S. 1–53.
- , 1968: Über Talbildung und Hangentwicklung auf Hawaii. *Würzburger Geogr. Arb.*, H. 22/V, S. 1–22.

DIE RÄUMLICHE UND ZEITLICHE VERTEILUNG DER SCHWÜLE UND IHRE GRAPHISCHE DARSTELLUNG (MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG AFRIKAS)

Mit 1 Abbildung, 4 Tabellen und 13 Diagrammen (Beilage V)

CARL TROLL

Summary: The spatial and temporal distribution of sultriness and its graphical representation (with special reference to Africa)

The introduction to this paper reports previous attempts at a biometeorological definition of the term 'sultriness' (LEISTNER, KING, HERRMANN, DAMMANN) and the quantitative determination of the so-called 'sultriness limit' (LANCASTER-CASTENS, RUGE, SCHARLAU) and sultriness values. In the last 30 years regional climate-geographical investigations using the Lancaster-Castens Curve have been carried out primarily in African countries with their longer sultry spells (MARNER, SEMMELHACK, SCHARLAU, SCHULZE) and only a first crude attempt by Scharlau gives a worldwide presentation. Investigations in Central Europe (ZIMMERMANN, HERRMANN, LEHMANN, DAMMANN) attempt primarily to determine the frequency of sultriness and their relationship to particular weather situations.

A characteristic feature of tropical climates also in high altitudes is a small annual but stronger diurnal variation in temperature, but previous analyses and graphical presentations of sultriness in the tropics have only been made on the basis of mean monthly values, neglecting the night hours. In view of this, the author presents diagrams for four stations in equatorial Africa (Tiko, Dar-es-Salaam, Tabora, Tandala) which enable seasonal and diurnal changes in the values for sultriness and comfort to be read off. This follows previous work (since 1943) for air temperature in thermo-isopleth diagrams. The new diagrams are called Kaumato-isopleths. Whereas in the permanent rain-forest climate of Tiko, sultriness values show a dominantly diurnal differentiation, Dar-es-Salaam, Tabora and Tandala show, as a result of rainy and dry seasons, a dominant seasonal variation. Tiko and Dar-es-Salaam are permanently sultry, Tabora changes between months which are always sultry,