

kern in unserer Karte über dem südlichen Mitteleuropa als Ausdruck eines im Spätglazial besonders kräftigen und stabilen Aufbaus der Azorenhochzunge gewertet werden.

Entgegengesetzt sprechende Hinweise, nämlich solche, die auf eine rasche Veränderung der Luftdruckverhältnisse, etwa solche mit häufigem Durchgang von Depressionen hindeuten, lassen sich nicht finden. Sie würden, doch gewöhnlich verbunden mit Niederschlägen, wahrscheinlich auch Lähmung, wenn nicht gar Erstickung aller gerade fürs Spätglazial charakteristischen äolischen Vorgänge bedeutet haben, insbesondere der jüngsten und letzten Lößablagerung. So ist die Annahme eines beständigen Hochs auch in dieser Hinsicht geraten. Sie entspricht dem Umfang der äolischen Vorgänge sowie der steppenhaften Vegetation dieser Zeit durchaus am besten.

Größere Stabilität oder Konstanz des spätglazialen Hochs schließt nun durchaus nicht jede Depressionsstätigkeit aus. Wie schon früher hervorgehoben (11, S. 309), wird gerade die Tiefdruckfurche, in unserer Karte zwischen dem mitteleuropäischen Warmluftloch und dem nordeuropäischen Kaltluftloch gelegen, als Verbindung zwischen einem nordatlantischen und einem sommerlichen kontinentalen Tief über Rußland eine der häufigst benutzten Depressionsstraßen gewesen sein. Wie bei einer so gearbeteten Druckverteilung die Depressionen zwischen den beiden Hochs und um diese herum gesteuert werden, hat jüngst *H. Flohn* (7) an Beispielen gezeigt, aus welchen Lehren auch für das Spätglazial gezogen werden können. Seine Abbildungen zeigen unter andern den Zug der Tiefkerne von Schottland über die Nordsee und südliche Ostsee durch Ostpreußen zur Ukraine auf einer Bahn, von der sie auch Einfluß auf die Entwicklung der Dünenwinde nehmen konnten. Störungen auf dieser Zugstraße werden früher wohl wie heute über dem Kontinent rasch, namentlich in bezug auf Niederschlag, ihre Wetterwirksamkeit eingebüßt haben. Eine andere Region reger Störungstätigkeit kann vielleicht auch in dieser Zeit das Mittelmeergebiet gewesen sein. Für Mitteleuropa ist

dagegen anzunehmen, daß es zumindest im Sommer dank des stabilen Hochs vor Depressionen ziemlich verschont blieb. Doch gerade diese Fragen nach den Depressionen und ihren früheren Zugstraßen sind heute noch am wenigsten zu klären, weil befriedigendes Beweismaterial dafür besonders schwer zu erlangen ist. Das gilt für das Hochglazial ebenso wie für das Spätglazial.

Literatur

1. *Aßmann, R.*, Die Winde in Deutschland. Braunschweig 1910.
2. *Büdel, J.*, Neue Wege der Eiszeitforschung, Erdkunde, III, 1949, S. 82—95.
3. *Carroll, D.*, Movement of Sand by Wind, Geol. Mag., 76, 1939, S. 6—23.
4. *Enquist, Fr.*, The Relation between Dune-form and Wind-direction, Geol. Fören. Förhandl., 1932, S. 19—59.
5. *Firbas, F.*, Über das Verhalten von Artemisia in einigen Pollendiagrammen. Biol. Zentralbl., 67, 1948, S. 17—22.
6. *Firbas, F.*, Die Waldgeschichte Mitteleuropas. I. Bd. Jena 1949.
7. *Flohn, H.*, Über kalte metastabile Hochdruckgebiete. Meteorol. Rundsch., 2, 1949, S. 67—75.
8. *Grahmann, R.*, Das Alter der „Hellerterrasse“ und der Dünen bei Dresden. Mitt. Ver. Erdkde. Dresden, Jg. 1931/32, N. F., S. 85—97.
9. *Klötzer, J.*, Das Klima. Handbuch für Polen. Bln. 1917.
10. *Louis, H.*, Die Form der norddeutschen Bogendünen. Zs. f. Geomorph., 4, 1928/29, S. 7—18.
11. *Poser, H.*: Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. Naturwiss., 35, 1948, S. 269—276 u. 307—312.
12. *Poser, H.*, Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. Eiszeit und Gegenwart, I (im Druck).
13. *Sokolow, N. A.*, Die Dünen. Bln. 1894.
14. *Solger, Fr.*, Studien über nordostdeutsche Inlanddünen. Forsch. Deutsche Landes- und Volkskde., 19, 1910.
15. *Solger, Fr.*, Der Boden Niederdeutschlands nach seiner letzten Vereisung. Bln. 1931.
16. *Werth, E.*, Zum Alter der norddeutschen Dünenlandschaften und ihre Beziehungen zu den steinzeitlichen Kulturen und den nacheiszeitlichen Niveauschwankungen. Hermann-Stremme-Festschrift, Danzig 1944.
17. *Wilkins, O.*, Die oberrheinischen Flugsande. Geol. Rundsch., 17 a, 1926, S. 555—597.

RUMPFFLÄCHEN IM SCHICHTSTUFENLAND ?

Helmut Blume

Mit 3 Abbildungen

I.

Die morphologische Problematik der Schichtstufenlandschaft und die Frage nach deren Beziehungen zu den Rumpfbirgen sind neuerdings von *Mortensen* (1949) in einer umfangreichen Studie behandelt worden¹). Es sind nach

Mortensens Auffassung die gleichen Kräfte im Stufenland und in den Rumpfbirgen flächenbildend wirksam, so daß die Schichtstufenländer als „Austauschlandschaften“ der Rumpfflächen aufgefaßt werden müssen. Einen eigenständigen Charakter könnten die Stufenländer allein deswegen besitzen, weil sie „stufenlandschaftsgünstigere“ Gesteinslagerungen aufwiesen. Aber auch innerhalb der Gebiete flach lagernder Schichten könne das Formenbild verschiedenartig sein (Stu-

¹) Außerdem gibt *Mortensen* in Forsch. u. Fortschr. 25, S. 263—265, 1949, in einem kleinen Aufsatz „Rumpfflächen und Stufenflächen“ eine gedrängte Zusammenfassung seiner Anschauungen.

fenlandschaft hier, Rumpffläche dort), wenn die Verebnungstendenzen regional unterschiedlich ausgeprägt seien.

In einem Überblick stellt *Mortensen* sechs verschiedene Möglichkeiten der Flächenbildung in Gebieten wechselnd widerständiger, flach lagernder Schichten zusammen (1949, S. 2). Völlige Ein-ebnung oder voll ausgebildete Stufenlandschaften seien reine Typen der Flächenbildung, zwischen denen es räumlich und zeitlich die verschiedensten Mischungen und Übergänge gebe, von denen er als besondere Typen nennt: Akkordanz der Rumpfflächen an härtere Gesteinslagen ohne Ausbildung einer Stufenlandschaft, gleichzeitige Bildung von Rumpfflächen und Stufenlandschaften (Austauschlandschaften) und Entwicklung der Stufenlandschaften aus oder zu Rumpfflächen. In dieser Aufstellung führt *Mortensen* nicht die von *Braun* (zuerst 1928) ausgesprochene Ansicht auf, in der das Schichtstufenland insgesamt als Piedmonttreppe gedeutet wird. Mit Recht stellt *Mortensen* fest, daß diese Auffassung nicht zu beweisen und daher unhaltbar sei. Richtig ist es auch, daß *Mortensen* in seiner Aufstellung das Vorkommen von Piedmonttreppen im Schichtstufenland bei mächtigen, von der Flußerosion nicht durchsunkenen widerständigen Schichten (*Schmittbenner* 1949, S. 310) nicht erwähnt. Es handelt sich in solchem Fall lediglich um ausgesprochen lokale Erscheinungen, in der oben wiedergegebenen *Mortensenschen* Zusammenstellung jedoch um weitgespannte und damit landschaftsbestimmende Züge der Oberflächengestaltung.

Die Aufzählung der Möglichkeiten von Flächenbildung im Gebiet flacher, wechselnd widerständiger Schichten stellt Auffassungen nebeneinander, die bisher nicht miteinander vereinbar schienen. Nach der von *Schmittbenner* vertretenen Ansicht der gesetzmäßigen Formenentwicklung im Gebiet flacher Schichtlagerung ist es weder möglich, daß sich die hier zu beobachtende Stufenlandschaft aus einer Rumpffläche entwickelt hat, noch, daß sie sich zu einer Rumpffläche entwickelt, während andere Forscher genau das Gegenteil behaupten. *Mortensen* versucht eine Verknüpfung der Ansichten, indem er regional und zeitlich verschiedenartige Verebnungstendenzen, eine „alternierende Abtragung“ zur Deutung der Tatsache heranzieht, daß innerhalb eines einheitlich aus flachen, widerständigen und wenig widerstandskräftigen Schichten aufgebauten Gebietes Schichtstufen- und Rumpfflächencharakter nebeneinander herrschen können.

Daß diese gegensätzliche Formgestaltung im Bereiche flach lagernder Schichten auftritt, ist zweifelsohne richtig. *Mortensen* nennt als Beispiel einer Rumpffläche im Gebiet flach lagernder,

wechselnd widerständiger Schichten die Dransfelder Hochfläche südwestlich Göttingen (1949, S. 3) und ist der Ansicht, daß auch *Schmittbenner* „mindestens mit seinen Beobachtungen nicht mehr so weit von der Vorstellung der Möglichkeit einer vollen Einrumpfung stufenland-schaftsgünstiger Gesteinspakete“ entfernt sei (1949, S. 3, Anm. 15).

Die von *Mortensen* genannte Dransfelder Hochfläche ist nun aber ein außerordentlich kleines Gebiet im Vergleich zu den ausgedehnten Schichtstufenlandschaften, die wir in eigenständiger Prägung in vielen Teilen der Erdoberfläche finden. Man muß sich daher fragen, ob es gerechtfertigt ist, auf Grund der bei Dransfeld in einem kleinräumigen Gebiet in Erscheinung tretenden Verhältnisse, die anders sind, als wir es in Schichtstufenländern gewohnt sind, ganz allgemein die Gesetzmäßigkeiten der Formenentwicklung bestreiten zu wollen, die für so viele große Gebiete Gültigkeit zu besitzen scheinen. Die Vermutung liegt nahe, im Formenbild der Dransfelder Fläche eine Variante der üblichen Formenentwicklung zu sehen, die in besonderen Verhältnissen begründet sein mag. Ich möchte zu dieser letzten Auffassung um so mehr neigen, als ich glaube in der Lage zu sein, Flächen im Gebiet flach lagernder Schichten, die wesentlich größer sind als die bei Dransfeld und zweifellos keine Landterrassen darstellen, ausschließlich durch die Gesetze der Formenentwicklung zu erklären, die im allgemeinen zur Entstehung einer Schichtstufenlandschaft führen.

Die im folgenden beschriebenen flächenhaften Verebnungen im Schichtstufenlande, die äußerlich durchaus Rumpfflächencharakter besitzen, weil sie über mehrere verschieden widerständige Gesteine glatt hinwegziehen, haben mit Rumpfflächen genetisch nichts gemein, sie sind vielmehr nur durch eigentümliche, in der besonderen Gesteinslagerung des Schichtstufenlandes begründete Abtragsbedingungen zu erklären. Ich habe derartige Verebnungsflächen aus den Sandsteinplateaus am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Marburg, Korbach sowie Marsberg beschrieben und möchte meine Beobachtungen hier zusammengefaßt, in der Deutung jedoch erweitern, wiedergeben.

II.

Bei meinen morphologischen Untersuchungen in der nordböhmischen Kreide im Jahre 1940 fiel mir auf, daß die Täler dort im Hinblick auf die Größe der Wasserläufe unverhältnismäßig breit sind. Diese Erscheinung ist wohl weniger auf eine starke Seitenerosion zurückzuführen, als vielmehr auf ein besonders intensives Zurückweichen der Talhänge. Ich beobachtete im Dau-

baer Sandsteingebiet zahlreiche kräftige Quellen am Fuß der Talhänge, oft im anstehenden Fels (bei senkrechten Wänden), oft durch den Schuttmantel der Felswände rinnend. Zumeist reicht das die Talhänge aufbauende Gestein, der durchlässige, widerständige mittelturone Lamarckisandstein, beträchtlich unter das Niveau der Talsohle hinab. Der Quellhorizont am unteren Ende der Talhänge verdankt sein Dasein also nicht einer strukturell-stratigraphischen Unstetigkeitsfläche im Gestein, d. h. nicht dem Gegensatz wasserdurchlässiger Schichten oben und undurchlässiger unten, wie das meist für die Quellhorizonte im Schichtstufenland gilt, sondern der Unstetigkeitsfläche zwischen grundwassererfülltem Gestein unten und grundwasserfreiem Gestein oben (Blume 1943, S. 95). Eine solche Unstetigkeitsfläche, die ich später „hydrologisch bedingt“ genannt habe (1949, S. 57), verursacht ein intensives Zurückweichen der Hänge, ein Rückwärtswandern, das wesentlich stärker ist als über strukturell-stratigraphischen Unstetigkeitsflächen, denen nur die Bedeutung eines gewöhnlichen Quellhorizontes zukommt. Das Übereinander verschiedener Quellhorizonte beweist, daß ein Teil der Sickerwässer stets die strukturell-stratigraphischen Unstetigkeitsflächen durchsinkt. Der Grundwasserspiegel aber bietet dem Abwärtswandern der Sickerwässer endgültig Halt. Diese treten in starken Quellen aus und vermögen wesentlich kräftiger als in den oberen Stockwerken des Stufenlandes die Hänge zurückzuverlegen, obwohl derartig hydrologisch bedingte Unstetigkeitsflächen zumeist mitten durch ein homogenes Schichtpaket widerständigen, durchlässigen Gesteins hindurchziehen, entweder flach geneigt oder parallel zu den strukturell-stratigraphischen Unstetigkeitsflächen.

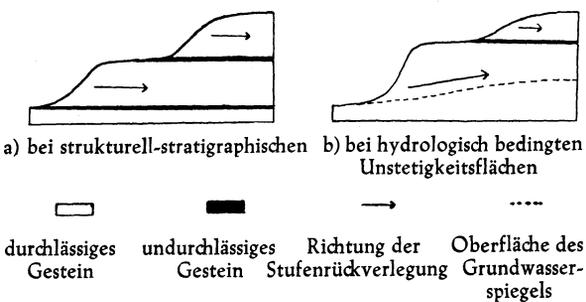


Abb. 1. Die Hanggestaltung im Gebiet flachlagernder Schichten

Bei der Auswertung meiner Geländestudien in Böhmen stellte ich fest, daß Vortisch (1932) gleichfalls die ungewöhnliche Breite der Täler im Kreidesandsteingebiet aufgefallen war. Während Vortisch der Ansicht ist, diese Verbreiterung der Täler stelle sich nur dort ein, wo der Talboden

mit der Oberkante bestimmter wasserundurchlässiger Horizonte zusammenfalle, kam ich zu der Überzeugung, daß selbst dann, wenn Talboden und Oberkante der wasserundurchlässigen Schichten nicht zusammenfallen, eine Talverbreiterung zu beobachten ist, und zwar unabhängig von den strukturell-stratigraphischen Unstetigkeitsflächen überall dort, wo der Talboden im Niveau des über den undurchlässigen Schichten gestauten Grundwassers liegt. Das kann auch inmitten eines einheitlichen, mächtigen, undurchlässigen Sandsteinpaketes vorkommen. Es bilden sich in diesem Falle Denudationsterrassen, die nicht der verschiedenen Gesteinswiderständigkeit ihre Entstehung verdanken, sondern dem Gegensatz zwischen grundwassergefüllten Gesteinslagen unten und grundwasserfreien oben. Außerlich unterscheiden sich diese Denudationsterrassen nicht von solchen, die durch petrographische Unterschiede hervorgerufen sind. Somit kommt zweifellos den hydrologisch bedingten Unstetigkeitsflächen im Schichtstufenlande eine besondere Bedeutung zu. Im tiefsten Stockwerk, an den Seiten der Erosionslinien, ist die Abtragung über dem Grundwasserspiegel am stärksten.

III.

Am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges liegen die Verhältnisse im Hinblick auf die Beziehungen von Schichtstufenland und Rumpfbirge folgendermaßen:

Die unterste Piedmontfläche des Rumpfbirges ist gleichzeitig die Basislandterrasse des Schichtstufenlandes. Die Schichten des Deckgebirges beginnen hier mit dem Zechstein. Über ihn und die randlichen Grundgebirgsschichten zieht überall am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges eine Verebnungsfläche glatt hinweg, eben die Basislandterrasse, die durch junge Erosion zerschnitten ist und auf Grund der Ergebnisse von Flußterrassenuntersuchungen ein unterpliozänes Alter besitzen dürfte.

Während nach Westen am gesamten Gebirgsrand entlang in mehr oder minder deutlichen Stufen und Flächen der Rumpf sich über diese Verebnung erhebt, sind die Verhältnisse an deren Ostrand recht verschiedenartig. Westlich Marburg ragt mit einer deutlichen Schichtstufe bei Wehrshausen der su über die Basislandterrasse auf. Am Westrand des Burgwaldes, des Buntsandsteingebietes der Frankenger Triasbucht, also nördlich Marburg, ist gleichfalls eine ausgesprochene Schichtstufe zu beobachten. Doch wird sie hier von sm gebildet. Der su liegt in der Basislandterrasse im gleichen Niveau wie Grundgebirge und Zechstein, gegen die er verworfen ist. Bei Korbach nimmt in der sog. Waldecker Fläche

die Verebnung ein bedeutendes Ausmaß an und geht über Grundgebirge, Zechstein, su und sm gleichmäßig hinweg. Sie zieht dabei, sich nur gering erniedrigend, über eine Entfernung von fast 30 km von Medebach am Fuße des Rothaargebirges im W bis nach Naumburg im O zum Rande der Hessischen Senke. Während der Zechstein dem Grundgebirge normal auflagert, sind gegen den Zechstein su und sm, auch untereinander, verworfen. Eine die Basislandterrasse begrenzende Stufe des Deckgebirges ist nirgends zu beobachten, lediglich in den Tälern, die hier wie bei Marburg die Fläche zerschneiden, zeigt sich in der Hanggestaltung die Abhängigkeit vom Gestein. Am Nord-

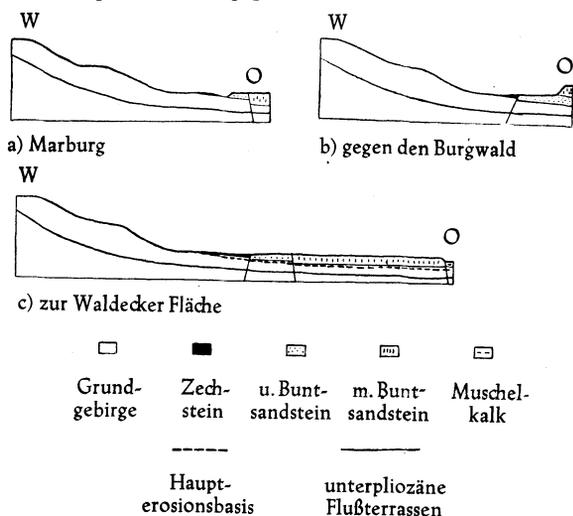


Abb. 2. Der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges

Die Darstellung ist vereinfacht und schematisch. Nur die an der Oberfläche anstehenden Gesteinshorizonte sind abgebildet.

rand des Schiefergebirges endlich bei Marsberg an der Diemel ähneln die Verhältnisse denen der Waldecker Fläche bei Korbach insofern, als auch hier keiner der gegeneinander verworfenen Buntsandsteinhorizonte stufenbildend auftritt. Eine einheitliche Fläche zieht auch hier vom Grundgebirge über den Zechstein in den Buntsandstein. Über sie ragt jedoch die Kreide mit einer Stufe auf, so daß hier wieder, wie bei Marburg und im Burgwald, die Basislandterrasse zum Deckgebirge hin eine eindeutige Begrenzung findet, die jedoch bereits weit im Bereich der flach lagernden Schichten liegt. So wird diese die Basislandterrasse begrenzende Schichtstufe jeweils von verschiedenen Gesteinshorizonten am Ostrande des Schiefergebirges gebildet, aber stets nur von einem Schichtpaket: su bei Marburg, sm im Burgwald, Kreide bei Marsberg. Im Waldeckischen fehlt jegliche Stufe.

Gemeinsam ist den genannten Stufen, daß sie im Streichen schwach geneigter Schichten verlaufen. Am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges ziehen sich die su-Stufe des Marburger Rückens sowie die sm-Stufe des Burgwaldes von Norden nach Süden, am Nordrand des Schiefergebirges die Kreidestufe von Westen nach Osten.

Daß der Gesteinswechsel zwischen Grundgebirge und Zechstein sich nicht im Formenbilde ausdrückt, vielmehr auf einer flächenhaften Verebnung sich vollzieht, liegt im Wesen der Basislandterrasse begründet. Es bedarf keiner weiteren Erläuterung der seit langem erkannten und erklärten Tatsache, daß es ein Charakteristikum jeder Landterrasse ist, die Schichtflächen unter spitzem Winkel zu schneiden. Die Basislandterrasse bildet mit der stärker einfallenden Zechsteinauflagerungsfläche einen spitzen Winkel.

Auffallend ist es, daß zum Teil die Basislandterrasse in gleicher Höhenlage über weite Strecken am Gebirgsrande hinzieht, daß sie aber an anderen Stellen von Schichtstufen überragt wird. Überall ist zu beobachten, daß Stufen nur dort auftreten, wo die Schichten ungestört sind, daß aber die Verebnung in der Höhenlage der Basislandterrasse gleichmäßig über die verschiedensten Gesteinspakete hinwegzieht, sofern diese längs Verwerfungen aneinandergrenzen.

Über den genannten einzelnen Schichtstufen wiederholt sich im Süden das gleiche Bild, das wir bei der Basislandterrasse kennen lernten. Hier ist im Marburger Buntsandstein wie im Burgwald gleichfalls eine ausgedehnte Ebenheit entwickelt, die unabhängig vom Gesteinsuntergrund über gegeneinander verworfenen su, sm und so zieht und zum Teil von tertiären Ablagerungen, u. a. Flußgeröllen, überlagert wird. Gerade auf Grund der Verhältnisse bei Marburg glaubte *Maull* (1919, S. 14) berechtigt zu sein, den Begriff des Tafelrumpfes zu prägen, worunter eine flußbedingte Verebnungsfläche zu verstehen ist, die parallel zu der fast horizontalen Schichtlagerung verläuft oder die Schichtflächen unter einem spitzen Winkel schneidet. *Oestreich* (1927, S. 154) und nach ihm verschiedene andere betonten die großartig-weiträumige Ausdehnung der Waldecker Fläche mit ihrem ausgesprochenen Rumpfflächencharakter, der sich auf Grund der Tatsache erweise, daß die Fläche, wie oben dargelegt, über die verschiedensten Gesteinspakete des Untergrundes gleichmäßig hinwegziehe.

Für den Ostrand der Lahnberge, dort, wo das Marburger Buntsandsteingebiet längs einer bedeutenden Verwerfung gegen das Amöneburger Becken als Glied der Hessischen Senke grenzt, habe ich versucht, den Nachweis zu erbringen, daß sich bei flacher Gesteinslagerung Denudationsterrassen

über Verwerfungen hinweg fortsetzen können. Hier wird das Niveau der Schichtoberfläche des sm in der stark abgesunkenen (östlichen) Scholle über die Verwerfung hinweg in die weniger ge-

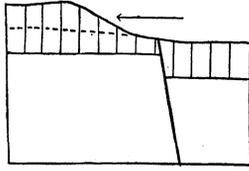


Abb. 3. Der Abbruch der Lahnberge gegen das Amöneburger Becken (schematisch)

Über dem Spiegel des Grundwassers wird die 5 m-Stufe nach W (Pfeilrichtung) zurückverlegt

sunkene (westliche) Scholle hineingearbeitet. Kräftige Quellen reihen sich entlang der Verwerfung am Rand der Lahnberge, des weniger abgesunkenen, aus sm aufgebauten Sandsteinplateaus. Die Denudationsfläche beginnt hier, sich in das homogene Gesteinspaket des sm hinein auszudehnen. Die Höhenlage der hier einsetzenden Flächenbildung ist durch die Oberfläche der stark abgesunkenen Scholle bestimmt. Das Wachstum der Denudationsterrasse in die wenig abgesunkene Scholle hinein, verbunden mit einer Zurücklegung des Hanges der Lahnberge, wird hier begünstigt dadurch, daß sich die denudativen Vorgänge auf der mit der Verflachung zusammenfallenden Oberfläche des Grundwasserspiegels abspielen, also, wie oben erläutert, hydrologisch bedingt sind. Wenn es sich auch hier zweifellos nur um das Anfangsstadium der Bildung einer Denudationsterrasse auf Grund des Vorhandenseins einer hydrologisch bedingten Unstetigkeitsfläche handelt, so scheint mir doch der Schluß berechtigt, daß, wie hier über die Verwerfung hinweg zunächst auf kleinem Raum, so doch ganz allgemein, wenn nur genügend Zeit zur Verfügung steht und die klimatischen Verhältnisse günstig sind, flächenhaft ausgedehnt eine Einebnung im Gebiet flach lagernder Schichten erfolgen kann, die über Verwerfungen glatt hinwegzieht.

Vermutlich wird es sich bei den ausgedehnten Verebnungen von Rumpfflächencharakter am Ostende des Rheinischen Schiefergebirges um solche hydrologisch bedingte Einebnungen handeln. Zwischen den Erosionsrinnen war zur Zeit der Flächenbildung der Grundwasserspiegel flach und, der annähernd horizontalen Schichtlagerung entsprechend, ziemlich regelmäßig gewölbt, so daß auf der Oberfläche des Grundwassers von den Tiefenlinien aus die Talwände so lange zurückverlegt wurden, bis schließlich alle über den Grundwasserspiegel aufragenden Gesteinspakete abgetragen waren. So entstand, gleichsam von unten her, eine Verebnung, die nur im Gebiet flach

lagernder Schichten in dieser Form, d. h. rein denudativ, sich bilden kann, weil nur hier die Gesteinslagerung die Voraussetzungen einmal für das ziemlich gleichmäßige Gewölbtsein des Grundwasserkörpers, zum anderen für das Rückwandern der Talhänge an der Oberfläche des Grundwassers liefert. Damit unterscheiden sich die so zustande kommenden Verflachungen genetisch wesentlich von den Ebenheiten, die wir als Rumpfflächen bezeichnen. Außerlich sehen sie allerdings genau so aus, indem sie in ihrem Verhältnis zum Gesteinsuntergrund das gleiche Bild, nämlich Gesteinsunabhängigkeit zeigen.

Bei den Rumpfflächen ist ein ganzer Komplex von Vorgängen flächenbildend am Werke, die Lateralerosion einzelner großer Flüsse sowie das Zusammenwirken der erosiven Kraft vieler kleiner Flüsse, vor allem aber die Flächenspülung, die unter den heutigen Klimaverhältnissen in Mitteleuropa nicht mehr wirksam ist, der aber während der Abschnitte des Tertiärs, eben in den Perioden der Rumpfflächenbildung in unseren Breiten, eine besondere Bedeutung beigemessen werden muß. Demgegenüber sind die Ebenheiten im Bereich flacher Gesteinslagerung, soweit sie verschiedene Gesteinshorizonte gleichmäßig überziehen, allein durch Stufenrückverlegung zwischen den Erosionslinien entstanden. Während das Rückweichen einer einzigen Stufe eine Landterrasse entstehen läßt, kommen die hier zur Diskussion stehenden Flächen durch die nach allen möglichen Richtungen hin erfolgende Rücklegung zahlreicher Talhänge zustande.

Am deutlichsten sprechen dafür die Verhältnisse der Waldecker Fläche. Wie ich ausführlich dargelegt habe (1949, S. 262 f.) kann die Waldecker Fläche insgesamt nicht als Rumpffläche aufgefaßt werden, obwohl sie das auf den ersten Blick zu sein scheint. In ihrem gebirgsnahen Teil handelt es sich zweifellos um ein Rumpfflächenstück, die unterste Piedmontfläche, die auf Grund ihrer Lage zu den Flußterrassen der Eder unterpliozänes Alter besitzen dürfte. Da aber die unterpliozänen, den Fluß begleitenden Terrassen ederab an absoluter Höhe verlieren, die Waldecker Fläche jedoch ihre Höhe beinahe unverändert beibehält, muß man zu der Überzeugung gelangen, daß die runden, gebirgsfernen, also die peripheren Teile der Fläche älter sind als deren proximale, eine Erscheinung, die tatsächlich für Piedmontflächen charakteristisch ist. W. Penck hat als erster darauf hingewiesen (1924, S. 170). Zudem wird der Schluß, die peripheren Teile der Waldecker Fläche seien älter als die proximalen, begünstigt durch die Tatsache der ungeheuren Ausdehnung dieser Fläche, die zu groß scheint, als daß sie in einer Periode der Rumpfflächenbildung entstanden

sein könnte. Dem aber steht eine gewichtige Überlegung entgegen, nämlich die, daß im peripheren Teil der untersten Piedmontfläche, im Gegensatz zu allen anderen, keine Flächenstücke existieren können, die älter als die proximalen, in unserem Falle also älter als unterpliozän sind.

Dieser Widerspruch scheint mir durch die Annahme gegenstandslos zu werden, daß die Waldecker Fläche keine einheitliche Rumpffläche ist, sondern sich aus wesensverschiedenen Ebenheiten zusammensetzt. Im Westen ist sie eine echte Rumpffläche, die unterste Piedmontfläche, die nach O in den Zechstein übergeht und damit zugleich die Basislandterrasse des Deckgebirges darstellt. Eine Schichtstufe fehlt ihr, weil in den tektonisch stark zerstückelten, flach lagernden Gesteinshorizonten auf Grund des Vorhandenseins hydrologisch bedingter Unstetigkeitsflächen die Abtragung flächenhaft vor sich gehen konnte. Sie vollzog sich an der Oberfläche des Grundwasserkörpers zu einer Zeit, als die Tiefenlinien der Erosion in der Höhe der heutigen Fläche gelegen haben dürften.

Während die Waldecker Fläche im W als echte Rumpffläche unterpliozänes Alter besitzt, ist sie im O gewiß älter, wie sich das aus ihrer Höhenlage über der Sohle der Täler und dem System der diluvialen und pliozänen Flußterrassen er-

Man darf wohl annehmen, wie von mir anernorts dargelegt (1949), daß hier im Untermiozän die flächenhafte, von den verschiedenen Erosionsrinnen ausgehende Einebnung an der Oberfläche des Grundwasserspiegels ihren Abschluß gefunden hatte. Die untermiozäne Fläche im Bereich der flach lagernden Schichten im O Waldecks setzte sich über die Basislandterrasse in das Rumpfflächenstück fort, das später, in vorunterpliozäner Zeit gehoben, heute das mittlere Flächenglied der Rumpftreppe am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges darstellt. Die vorunterpliozäne Hebung hat den Zusammenhang zwischen der untermiozänen, hydrologisch bedingten Einebnung des Deckgebirges und der untermiozänen Rumpffläche am Schiefergebirgsrand zerrissen. Im Unterpliozän entstand eine letzte, unterste Rumpffläche, die im Niveau der ihre Funktion behaltende Basislandterrasse von dieser aus nach W in den aufgestiegenen Gebirgskörper hineingearbeitet wurde und damit, wie früher die ältere, untermiozäne Rumpffläche formenmäßig eine Einheit mit der Ebenheit im Deckgebirge des waldeckischen Ostens bildet. Diese aus altersmäßig und genetisch verschiedenen Teilen zusammengesetzte Ebenheit ist die äußerlich als Einheit in Erscheinung tretende Waldecker Fläche. Durch nachunterpliozäne Taleintiefung wurde sie stark zerschnitten.

Im südlichen Gebiet, bei Marburg und im Burgwald, liegen die Verhältnisse insofern schwieriger, als hier das Übereinander zweier, durch eine Stufe getrennter Flächen, die beide glatt über gegeneinander verworfene Gesteinshorizonte hinwegziehen, einer Erklärung bedarf. Wie ihre Überlagerung durch burdigale Quarzitsande in den Lahnbergen anzeigt, ist die obere Fläche altersmäßig den östlichen Teilen der Waldecker Fläche gleichzustellen. Die von ihr durch eine Schichtstufe getrennte, tiefer liegende Basislandterrasse ist jünger; die Beziehungen zu den Flußterrassen beweisen ihr unterpliozänes Alter. Sie ist unter den gleichen Bedingungen wie die ältere Denudationsfläche entstanden, nachdem in vorunterpliozäner Zeit die Erosionsbasis tiefer gelegt worden war. Die tiefere Fläche konnte jedoch ein ähnlich großes Ausmaß, wie die höhere es besitzt, nicht erreichen, weil die aus ihr aufragende Stufe hier in unmittelbarer Nachbarschaft der Hessischen Senke im Untermiozän zugeschottert war und ein beträchtlicher Teil der wirkenden Kräfte zur Beseitigung der miozänen Deckschichten benötigt wurde, so daß erst spät Stufenrückverlegung und damit verbunden Landterrassenerweiterung einsetzen konnten.

IV.

Am Beispiel der Buntsandsteintafeln am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges wurde gezeigt, daß eine aus flach lagernden, wechselnd widerständigen Schichten aufgebaute Landschaft sehr wohl äußerlich rumpfflächenhaften Formencharakter besitzen kann, ohne daß sie als Tafelrumpf im *Mauillschen* Sinne als Rumpffläche aufgefaßt zu werden braucht. Es wurde der Nachweis versucht, daß diese „pseudorumpfflächenhaften“ Formen nicht aus dem Rahmen der sonst für Schichtstufenländer als typisch erkannten Gesetzmäßigkeiten der Formenbildung herausfallen. Während im allgemeinen in Schichtstufenländern die strukturell-stratigraphischen Unstetigkeitsflächen maßgebend sind, können bei gestörter Gesteinslagerung hydrologisch bedingte Unstetigkeitsflächen eine große Bedeutung erlangen. Der Gegensatz von grundwassererfülltem Gestein unten und von grundwasserfreiem darüber wirkt genau so, ja sogar stärker als der Gegensatz von durchlässigem Gesteinsmaterial oben und undurchlässigem unten. Selbst in homogenen, durchlässigen Gesteinslagen und über Verwerfungen hinweg können an der Oberfläche des Grundwasserspiegels Denudationsflächen entstehen, die einer intensiven Quellunterspülung und der dadurch bedingten, von den Erosionslinien ausgehenden Teilhangzurückverlegung ihre Entstehung verdanken. Äußerlich besitzen diese Denudationster-

rassen Rumpfflächencharakter, indem sie über morphologisch verschiedenwertiges Gesteinsmaterial glatt hinwegziehen. Ihrer Entstehung nach aber haben sie mit Rumpfflächen nichts gemein, da sie ausschließlich den sonst in Schichtstufeländern erkannten Gesetzmäßigkeiten der Formenbildung ihre Entwicklung verdanken. Wie die Landterrassen sind auch sie nur mittelbar auf die Linien der Erosion bezogen; ihre Höhenlage ist allein abhängig von der des Grundwasserspiegels zur Zeit ihrer Entstehung.

Credner wies darauf hin, daß im südostasiatischen Monsunklima die intramontanen Becken „im Anschluß an lokale Erosionsbasen in den verschiedensten Zeiten entstandene lokale Verbnungsflächen“ (1931, S. 27) darstellen, an deren Bildung die jahreszeitlich wechselnden Grundwasserverhältnisse nicht unerheblich beteiligt sind. Wenn wir berücksichtigen, daß in Mitteleuropa ähnliche klimatische Gegebenheiten wie heute in Südostasien in den Zeiten herrschten, in denen die hier behandelten Denudationsflächen entstanden sind, können wir die Bedeutung der für die Entstehung dieser Flächen zur Erklärung herangezogenen Kräfte nicht hoch genug einschätzen. Diese waren weitgehend durch die Grundwasserverhältnisse bestimmt. Daß die durch hydrologisch bedingte Unstetigkeitsflächen hervorgerufene Formenentwicklung auch unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen Mitteleuropas voranschreitet, beweisen uns die über dem Grundwasserspiegel mächtig verbreiterten Talböden des nordböhmischen Kreidegebietes.

Die Darstellung und Deutung des Formenbildes einer aus flach lagernden, wechselnd wider-

ständigen Schichten aufgebauten Landschaft, die keinen Schichtstufencharakter besitzt, den man an sich erwarten sollte, sich aber dennoch durch die Gesetzmäßigkeiten der Formenentwicklung im Schichtstufenlande erklären läßt, mag dazu anregen, auch andere kleinräumige Gebiete, wie es z. B. die von *Mortensen* genannte Dransfelder Fläche ist, daraufhin zu untersuchen, ob sie nicht doch, durch irgendwelche lokale Bedingungen verursacht, lediglich Varianten der normalen Schichtstufenlandschaft darstellen.

Literatur

Blume, H., Die Oberflächenformen des Daubaer Landes in Böhmen, Mitt. d. Ges. f. Erdkunde. Leipzig 1940—41, S. 17—155; Lpz. und Bln. 1943.

—, Die Marburger Landschaft, Gestalt und morphologische Entwicklung, Marburger Geogr. Schr. Bd. 1, Marburg 1949.

Braun, G., Synthetische Morphologie der Erdoberfläche, Zs. f. Geomorph. S. 1—7, 1928.

Credner, W., Das Kräfteverhältnis morphogenetischer Faktoren und ihr Ausdruck im Formenbild Südostasiens, Bull. Geol. Soc. China XI, Nr. 1, S. 13—34, 1931.

Maull, O., Die Landschaft um Marburg a. d. L. in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung, J.-Ber. d. Frankf. Ver. f. Geogr. u. Statistik Jg. 81—83, S. 5—97, Fkf. a. M., 1919.

Mortensen, H., Rumpffläche — Stufenlandschaft — Alternierende Abtragung, Pet. Mitt. 93, S. 1—14, 1949.

Oestreich, K., Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges, Zs. f. Geomorph. 2, S. 135—159, 1926—27.

Penck, W., Die morphologische Analyse, Geogr. Abh., 2. Reihe, H. 2, Stgt. 1924.

Schmitthener, H., Schichttafeln und Rumpfmassen im morphologischen Geschehen, Geogr. Zs. 47, S. 281—312, 1941.

Vortisch, W., Die Wirkungen des Grundwassers auf die Oberflächengestaltung der nordböhmischen Kreide, Naturw. Zschr. Lotos 80, S. 7—30, Prag 1932.

BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

DIE NATURRAUMLICHE GLIEDERUNG SÜDAFRIKAS¹⁾

K. H. Paffen

Mit 1 Abbildung

Die Frage nach der Gliederung und Abgrenzung von Landschaften — seit einigen Jahrzehnten mehr und mehr in das Hauptinteresse geographischer Forschung gerückt — ist, weil sie vom Wesen, dem Gehalt und Haushalt der Landschaften ausgeht, ein geographisches Kernproblem. *J. H. Wellington*, der Geograph der Universität Johannesburg, hat nun eine Karte der na-

turräumlichen Gliederung Südafrikas vorgelegt, deren Methode hier kurz vorgeführt und besprochen sei, um sie dem deutschen Interessentenkreis zugänglich zu machen. Wenn die von *Wellington* vorgenommene Gliederung auch fast ausschließlich auf dem Faktor Relief basiert — das Klima ist nur indirekt, soweit es bei der Formung der verschiedenen Oberflächentypen mitwirkte, einbezogen — so will er mit seiner Karte der „physiographic regions“, die er aus einer Höhenschichten- und geologischen Formationskarte entwickelt, keineswegs eine neue geomorphologische Klassifikation Südafrikas geben, sondern durchaus umfassendere Einheiten (physical regions) herausstellen, die auch die übrigen Naturfaktoren in sich schließen, jedoch alle in ihrem spezifischen Einfluß auf das mensch-

¹⁾ Bemerkungen zu *J. H. Wellington*, A physiographic regional classification of South Africa. The South African Geogr. Journal, Vol. XXVIII. 1946.