Werk

Titel: Besprechungen

Ort: Leipzig

Jahr: 1919

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?345572157_0010|log10

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

II. Besprechungen.

Der Niagarafall.

Von **Otto Wilckens** (Bonn).

(Mit 4 Textfiguren.)

Literatur.

1. Gilbert, G. K., History of the Niagara River. — 6. Ann. Rep. N. Y. State Com. Reserv. at Niagara. S. 61—84. 7 Taf. 1890.
2. Gilbert, G. K., Niagara Falls and their history. — Nat. Geogr. Mono. Vol. I. Nr. 7. 1895.
3. Gilbert, G. K., Rate of recession of Niagara Falls. — Bull. U. S. Geol. Surv. Nr. 306. 1907.
4. Grabau, A. W., Guide to the Geology and Paleontology of the Niagara Falls and Vicinity. — Bull. N. York State Mus. Nr. 45. 1901.
5. Hall, J., Niagara Falls, ist past, present and prospective condition. — Rep. 4. Geol. Distr. N. Y. S. 383—404. 1842.
6. Lyell, Ch., Niagara Falls. — Travels in N. America. I. S. 22—43. 1845.
7. Pohlmann, J., Life History of Niagara River. — Am. Ass. Adv. Sci. Proc. 32, S. 202. 1884.
8. Spencer, J. W., Duration of Niagara Falls. — Am. Journ. Sci. (3). 48, S. 455 bis 472. 1894.
9. Spencer, J. W., Evolution of the Falls of Niagara. — Dep. of Mines. Geol. Surv. Canada. 1907.
10. Taylor, F. B., Origin of the Gorge of the Whirlpool Rapids at Niagara. — Bull. Geol. Soc. America 9, S. 95—184. 1898.
11. Taylor, F. B., Niagara Falls and Gorge. — Guide Book Congr. Géol. Internat. Nr. 4. Exc. B. 1. 1913. S. 5—70.
12. Upham, W., Origin and age of Laurentian Lake and Niagara Falls. — Am. Geologist 18, S. 169—177. 1896.
13. Upham, W., Niagara Gorge and St. Davids Channel. — Bull. Geol. Soc. America 9, S. 101—110. 1898.
14. Woodward, R. S., On the rate of recession of Niagara Falls, as shown by the results of a recent survey. — Am. Ass. Adv. Sc. Proc. 35, S. 222. 1886.

Die Niagarafälle sind ein vielzitiertes Beispiel für die geologische Wirkung der Wasserfälle, und ihr Zurückweichen hat seit Lyells Zeiten wegen der Berechnung der Dauer dieses geologischen Vorganges nach Jahren besonderes Interesse gefunden. Aus den folgenden Zeilen ist zu ersehen, um was für eine verwickelte Erscheinung es sich dabei handelt. Die Berühmtheit der Fälle rechtfertigt eine etwas genauere Darstellung, bei der wir besonders Taylor (11) folgen.

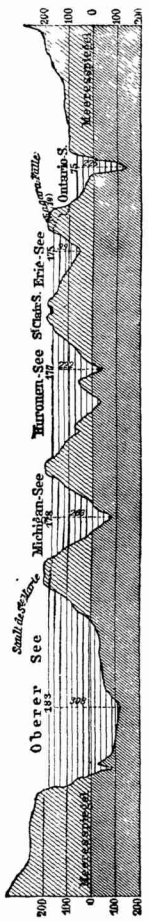


Fig. 1. Höhen und Tiefen der großen kanadischen Seen. (Nach W. Sievers, Allgemeine Länderkunde.)

Die großen kanadischen Seen im östlichen Nordamerika kann man hydrographisch als Einschaltungen in den St. Lorenzstrom betrachten. Quellfluß ist dann der St. Louis River, der aus dem Bergland von Minnesota kommt und sich in den Oberen See ergießt, dessen Wasserspiegel (bei einer Tiefe des Seebeckens von 308 m) 183 m über dem Meeresspiegel liegt. Mit dem Huronsee steht der Lake Superior durch das enge Flußtal des St. Mary's River in Verbindung, der die Stromschnellen des Sault Ste. Marie bildet, während der Huron- und der Michigansee durch die breitere Strait of Mackinaw verbunden sind. Jener erreicht 222, dieser 263 m Tiefe; ihr Spiegel liegt 176 m über dem Meere. Der Huronsee entwässert sich in den Eriesee durch einen Fluß, der in seinem nördlichen Teil den Namen St. Clair River, in seinem südlichen den Namen Detroit River führt und einen kleinen flachen See eingeschaltet enthält, den St. Clairsee. Der Spiegel des Eriesees liegt etwa 1 m niedriger als der des Huronsees, und seine Tiefe beträgt nur 66 m. Er ist somit der einzige von den fünf großen kanadischen Seen (vgl. Abb. 1), dessen Boden nicht unter den Meeresspiegel reicht, was bei dem letzten, dem Ontariosee, im stärksten Maße der Fall ist (— 151 m; größte Tiefe 224,9 m). Der Spiegel des Ontario liegt 99,5 m tiefer als der des Eriesees und 74,7 m über dem Meere. Der verbindende Flußlauf zwischen beiden heißt Niagara. Er fließt im großen und ganzen in süd-nördlicher Richtung und überwindet den Höhenunterschied zwischen den beiden Seen nicht in einem ausgeglichenen Gefälle, sondern mit zwei Reihen von Stromschnellen und einem Wasserfall, welch letzterer etwa 51 m hoch ist, also etwa gerade die Hälfte des ganzen Höhenunterschiedes zwischen Erie und Ontario wettmacht. Unterhalb der Fälle liegt der

Spiegel des Niagara etwa 30 m über dem des Ontariosees. Den Lake Ontario verläßt dann in nordöstlicher Richtung der St. Lorenzstrom, der auf seinem Wege bis Montreal unter Bildung zahlreicher Stromschnellen auf 39 m fällt.

Der Lake Superior und der Huronsee liegen auf der Grenze zwischen den vorkambrisch-archäischen Gesteinen des kanadischen Schildes und der Zone paläozoischer Gesteine, die dieses im S und SO umkränzt, und in deren Bereich die drei übrigen Seen gelegen sind. Das Nordufer des Lake Ontario wird im großen und ganzen von Ordovicium, das Südufer von Silur gebildet. Letzteres baut den weitaus breitesten Teil der Landbrücke zwischen dem westlichen Lake Ontario und dem nordöstlichen Eriesee auf; nur im Süden findet sich noch ein schmaler Streifen aus Devon. Diese Schichten des Silurs und des Devons liegen nicht horizontal, sondern fallen flach nach S ein, und zwar im allgemeinen um 3,8 m auf 1 km. Von der nördlichen Mündung der Niagaraschlucht (s. u.) bis zum Horseshoe Fall aufwärts (11,3 km) senken sich die Schichten um 36,6—42,7 m. Vom devonischen Onondagakalk bei Buffalo im S bis zum ordovicischen Queenston Shale, der von Queenston am Ausgang der Niagaraschlucht bis zum Ufer des Ontariosees reicht, läßt sich die Schichtfolge nach SCHUCHERT folgendermaßen gliedern:

Mittel-Devon
- Onondagakalk

Diskordanz

Mittel-Silur
- Lockportdolomit (Niagarakalk) 39,6 m
- Rochestermergel 20,7 m
- Clintonkalk 7,65 m
- Clintonmergel 1,50 m

Diskordanz?

Unter-Silur
- Medinaformation
  - Medinasandstein 18,3—21,3 m

Diskordanz
- Kataraktformation
  - Sandige Kataraktmergel
  - Graue Kataraktmergel
  - Basaler oder Whirlpoolsandstein 7,6 m

Diskordanz

Ober-Ordovicium
- Rote Queenstonmergel.

Nach PARKS würde schon die Kataraktformation zum Ordovicium gehören.

Die Landbrücke zwischen Erie- und Ontariosee ist ein Ausschnitt aus einem Gebiet, das den Charakter einer alten erodierten Küsten-

ebene besitzt, die sich vor dem Altland des kanadischen Hochlandes ausdehnt. Schon vor der Entstehung des Niagaraflusses war die schräggestellte Schichtfolge querüber abgeschnitten Die harten Schichten sind durch die Erosion herausgearbeitet und bilden Erosionsstufen, Cuestas, mit einem Steilabfall auf der Nord- und einem flachen Abfall auf der Südseite. Zwischen den Cuestas liegen Tiefländer. Die Reihenfolge der orographischen Elemente in dieser Stufenlandschaft ist von N nach S:

kanadisches Altland,
Ontario-Tiefland, vom Ontariosee eingenommen,
Niagara-Cuesta,
Huron- oder Tonawandatiefland (tieferer Trog des Lake Huron, Chippawa- und Tonawandatal und früherer Tonawandasee, quer über den jetzigen Niagaralauf 80 km lang und 1,6—11,3 km breit),
Onondagacuesta,
Erietiefland, vom Eriesee eingenommen,
Alleghanycuesta.

Die Niagaracuesta (vgl. Abb. 2) wird durch den Ausstrich des harten, massigen Lockport- (Niagara-) Kalkes gebildet. Sie streicht südlich von Lewiston an der Ausmündung der Niagaraschlucht (vgl. Abb. 2) O—W, läuft über Queenston nach Hamilton, dann um das Westende des Ontariosees herum nach Waterdown und hinauf in nordwestlicher Richtung zur Georgian Bay. Ihre Höhe über der vorgelagerten Ebene beträgt 90—120 m. Die Mächtigkeit des Lockportkalkes beträgt am Steilabsturz südlich von Lewiston nur 6,06, am Horseshoe-Fall (s. u.) 24, weiter südlich sogar 76 m. Der Clintonkalk, der Medina- und der Whirlpoolsandstein sind auch hart, aber relativ wenig mächtig. Die übrigen Schichten sind vorwiegend weiche Mergel, in die sich nur gelegentlich dünne härtere Schichten einschalten.

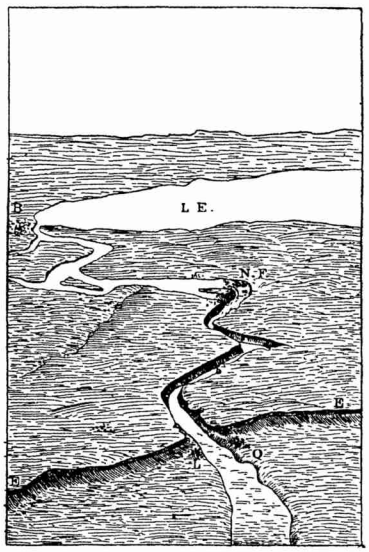


Fig. 2. Der Niagarastrom aus der Vogelschau. *LE* Eriesee, *B* Buffalo, *NF* Niagarafall, *E—E* Steilabfall der Niagaracuesta, *L* Lewiston, *Q* Queenston. (Nach G. K. Gilbert aus Tornquist, Geologie I, Verlag von W. Engelmann.)

Während des Maximums der letzten großen (»Wisconsin«-)Vereisung lag über dem Niagaragebiet eine etwa 900 m mächtige Eisdecke. Das Eis bewegte sich in den Becken des Ontario- und des Eriesees

in südwestlicher Richtung. Als der Eisrand sich später im Eriebecken in nordöstlicher Richtung zurückzog, bedeckten glaziale Schmelzwasser das vom Eise verlassene tiefere Land. Als der Eisrand so weit zurückgeschmolzen war, daß er im Meridian von Lewiston etwa an der Südküste des jetzigen Lake Ontario lag, entstand ein Ausfluß der Wasser in der Gegend von Syracuse (N. Y.), und der Ontariosee sank auf ein Niveau, das etwas niedriger als das jetzige Niveau des Eriesees lag. Dadurch wurden Erie- und Ontariosee getrennt und es bildete sich der Wasserlauf des Niagaraflusses, der am Steilabfall der Niagaracuesta einen Fall bilden mußte, der sich unter Ausbildung einer Schlucht allmählich rückwärts einschnitt.

Die damit beginnende Geschichte des postglazialen, heutigen Niagarastromes ist in ihrem weiteren Verlauf eng mit der Geschichte der großen Seen verbunden, und man kann die Gestalt der Niagaraschlucht nur im Zusammenhang mit dieser richtig deuten. Nicht immer ist das überschüssige Wasser aller vier großen Seen durch den Niagara in den Ontario geflossen, sondern zeitweilig entwässerte dieser Fluß nur den Erie, während Lake Superior, Michigan und Huron einen anderen Ausfluß besaßen.

Heute bedingen die vier großen Seen, die als gewaltige Reservoire wirken, eine so gleichmäßige Wasserführung des Niagara, wie sie sonst nur bei ganz wenigen Flüssen vorkommt. Der Wasserstand der Seen schwankt nämlich im Durchschnitt jährlich nur um etwa 0,61 m (entsprechend des erhöhten Zustroms im Frühjahr und der sommerlichen Trockenheit), außerdem in einer elfjährigen Periode um 0,91 bis 1,21 m. Außergewöhnliche Schwankungen werden durch Wirbelstürme erzeugt. So erlebt der Eriesee bei Buffalo durch Südweststürme Hebung des Wasserspiegels um 2,44 m, durch Nordoststürme Senkung um 1,38 m. Sonst kann nur starke Eisbildung in seinem Lauf die Wasserführung des Niagara beeinflussen, nämlich verringern, wobei es sogar zur Austrocknung des amerikanischen Falles kommt.

Alle diese ebenerwähnten Schwankungen sind aber so unbedeutend, bzw. von so kurzer Dauer, daß sie sich in den Formen der Schlucht des Niagara nicht ausprägen können. Es müssen daher andere Ursachen sein, die es bewirkt haben, daß die Schlucht in mehrere, zwischen 600 und 3600 m lange Strecken zerfällt, die teils breit und tief, teils schmal und seicht sind. In der geologischen Struktur können diese Unterschiede nicht begründet sein; denn diese bleibt sich überall gleich, abgesehen davon, daß der die Kappe der Schichtfolge bildende Niagarakalk nach S an Mächtigkeit zunimmt. Zur Erklärung der Erscheinung kann nur ein Wechsel im Volumen der Wassermasse herangezogen werden. Von der nördlichen Mündung der Schlucht am Steilabfall der Niagaracuesta bei Queenston bis zum Niagarafall lassen sich vier verschiedene Abschnitte leicht und ohne weiteres erkennen. Bei genauer Untersuchung zeigt sich, daß der nördlichste wieder in zwei zerfällt,

so daß die Schlucht im ganzen aus fünf besonders gestalteten Stücken besteht. Ehe wir dieselben näher betrachten, müssen wir die Geschichte der Seen kennen lernen, die der Niagara entwässert.

Seit dem Beginn der Existenz des Niagarafalls haben die fünf großen kanadischen Seen fünf Entwicklungsstadien durchlaufen, deren jedes eine Gestaltung ihrer Abwässerung mit sich brachte, die von dem des vorhergehenden und des folgenden verschieden war, womit sich jedesmal ein Wechsel in der durch den Niagara strömenden Wassermenge verband.

A. In einem gewissen Abschnitt der abklingenden Eiszeit sperrte der Eisrand den Huronsee querüber ab, so daß er vom Oberen und vom Michigansee keine Zuflüsse empfing. Dies Defizit wurde aber durch Zuflüsse aus der Gegend der Georgian Bay und des Simcoesees sowie namentlich durch die Schmelzwasser des Eises ausgeglichen. Der Abfluß zum Eriesee vollzog sich durch den St.-Clair- und Detroitfluß, und die vom Niagara geführte Wassermenge war aller Wahrscheinlichkeit nach ungefähr ebensogroß wie die heutige. Man nennt dies Stadium das Frühstadium des Algonquinsees. (Letztere Bezeichnung stammt von J. W. Spencer.)

B. Im Kirkfield-Stadium nahm der Algonquinsee die Becken des Oberen, Michigan- und Huronsees ein und hatte einen etwas höheren Spiegel als diese, so daß das Tiefland an ihrem jetzigen Ufer noch etwas überflutet war. Die Schmelzwasser, die vom Eisrand her zuströmten, bewirkten diesen höheren Stand. Die abfließende Wassermenge war größer als die des jetzigen St.-Clairflusses, aber der Ausfluß erfolgte bei Kirkfield (Ontario) durch das Tal des Trent River zu dem glazialen Iroquoissee, der im Bereich des jetzigen Ontariosees existierte, aber höher stand als dieser. Der Niagara entwässerte in diesem Stadium nur den Eriesee. Seine Wassermenge war also ganz wesentlich geringer als heute.

C. Port-Huron-Stadium des Huronsees. Im ersten Abschnitt dieses Stadiums empfing der See von dem im Norden liegenden Eisrand beträchtliche Zuflüsse. Durch eine Hebung im Norden war der Kirkfieldausfluß ausgeschaltet. Es bestanden nunmehr zwei Auslässe, einer bei Chicago und einer bei Port Huron. Trotzdem war an letzterer Stelle allein die ausfließende Wassermenge noch größer als die des jetzigen St. Clair River. Im zweiten Abschnitt dieses Stadiums war das Eis schon so stark weggeschmolzen, daß seine Schmelzwasser keine Rolle mehr spielten. Während also im ersten Abschnitt der Niagara stärker war als heutzutage, war er im zweiten eher etwas geringer.

D. Das Stadium der Nipissingseen. Als das Eis das Tal des Ottawa River verließ, stand im Bereich der drei oberen Seen das Wasser ein wenig höher als jetzt. Der Ausfluß befand sich östlich des nördlichen Teiles der Georgian Bay und richtete seinen Lauf über den Nipissingsee zum Ottawafluß. Sein Volumen war ungefähr geradeso groß wie das des

jetzigen St.-Clairflusses. Der Niagara entwässerte also in diesem Stadium nur den Eriesee, so daß insofern der gleiche Zustand herrschte wie im Stadium B.

E. Das gegenwärtige Stadium. Die fortgesetzte Hebung im N verschloß der Ausfluß des Nipissingstadiums der Georgian Bay, der nur kurze Zeit mit dem St. Clair River gleichzeitig in Tätigkeit war. Dann übernahm dieser letztere die alleinige Entwässerung aller drei Seen zum Erie-, der Niagara aller vier zum Ontariosee.

Außer dem Verhalten dieser vier Seen, deren verschiedene Stadien eben geschildert wurden, hatte auch dasjenige des Lake Ontario Einfluß auf die Ausbildung der Niagaraschlucht und des Niagarafalls. Auch der Ontariosee stand zeitweilig viel (bis 38 m) höher als jetzt (sogenannter Iroquoissee). Dementsprechend mußte sich das Wasser in der Niagaraschlucht stauen, der Fall niedriger werden, weniger stark aushöhlen und die Strudelkessel an seinem Fuß in höherem Niveau anlegen. Als die Eisbarre im St.-Lorenztal, die diese Aufstauung des Iroquoissees bewirkte, verschwand, fiel das Wasser des Ontario noch bedeutend unter den jetzigen Seespiegel, und es wurde dadurch die Erosion des Niagara kräftig angeregt.

Angesichts dieser Tatsachen aus der Geschichte der Seen (die durch die Beobachtung der alten Ufer erkannt wurden) können die Formen der Niagaraschlucht ganz anders und viel gründlicher verstanden werden.

1. Verfolgen wir den Niagarafluß von N nach S (vgl. Abb. 3), so stellen wir fest, daß der Fluß nördlich des Steilabfalls der Niagaracuesta etwa 610 m Breite und eine durchschnittliche Tiefe von 13,7 m besitzt. Die ersten 610 m von der Mündung am Steilabfall aufwärts besitzt die Schlucht eine obere Weite von etwa 430 m und das Wasser des Niagara etwa in der Mitte der Strecke 30,4 m Tiefe. Zu der Zeit, wo dieser älteste Teil der Schlucht entstand, floß der Niagara, wie G. K. Gilbert nachgewiesen hat, in fünf Armen über den Steilabfall, von denen der westlichste den untersten Teil der jetzigen Niagaraschlucht darstellt. Da noch drei weitere von den Armen beträchtliche Wassermengen führten, so entspricht dieser Abschnitt der Schlucht (»First or Lewiston Branch Gorge« auf der Karte Abb. 3) recht gut dem Stadium A der Seengeschichte, aus dem eine bedeutende Wasserführung des Niagaralaufes gefolgert werden muß.

2. An diesen Teil der Schlucht schließt sich aufwärts die »Old narrow Gorge«, die bis zur Biegung des Flusses bei der Niagara-Universität reicht, einen auffallend geraden Verlauf der Steilwände zeigt und oben 400 m breit ist. In diesem wie im vorigen Abschnitt sind die Schuttkegel am Fuß der Schluchtwände doppelt so breit als in den jüngeren — teils eine Folge des Alters (nämlich der um so länger wirkenden Verwitterung), teils eine Folge der geringeren Mächtigkeit des Lockportkalkes (s. o.) und des entsprechend viel höheren Aufschlusses in den darunter folgen-

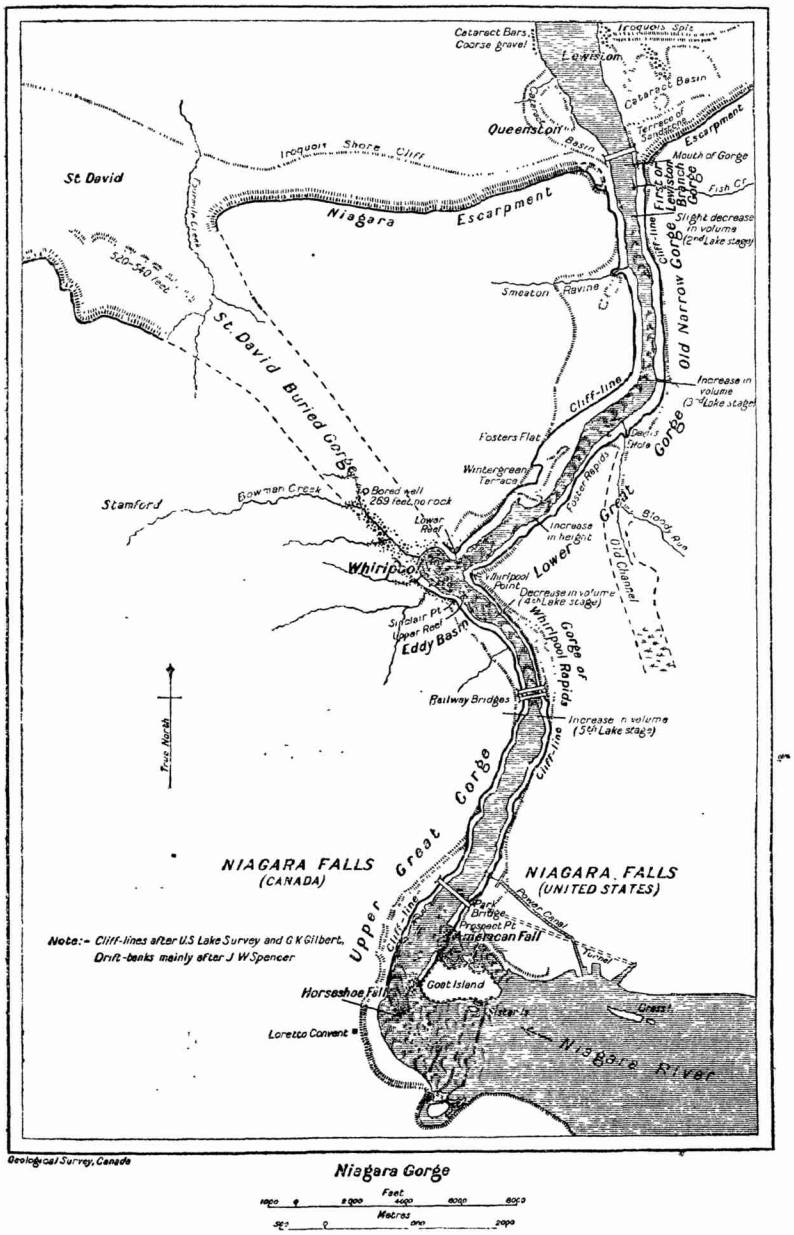


Fig. 3. Karte der Schlucht des Niagaraflusses. Niagara Escarpment = Steilabfall der Niagaracuesta, St. David Buried Gorge = begrabene St. Davidsschlucht. Die Niagara-Universität liegt an der Biegung des Flusses zwischen der Old narrow Gorge und der Lower great Gorge. Nach TAYLOR.

den Mergeln. SPENCER ermittelte hier die Wassertiefe zu 30 m. Dieser Abschnitt der Schlucht entspricht dem Kirkfield-Stadium (B) der Seen und dem Stande des Iroquoissees 23 m über dem jetzigen Niveau des Lake Ontario. Die Kraft des Flusses und Falles war durch die geringere Wassermenge und das höhere basale Erosionsniveau geschwächt.

3. Die nun folgende »Lower great Gorge« reicht von der Biegung des Flusses an der Niagara-Universität aufwärts bis zum oberen Rand des Eddybeckens (vgl. die Karte Fig. 3). Ihre Weite beträgt im unteren Teil durchschnittlich mehr als 490, an einer Stelle sogar 560 m, um sich im oberen auf 400—460 m zu verengen. Auch die Tiefe wechselt. Dieser Abschnitt entspricht dem Port Huron-Stadium der Seen (C). Die Seichtheit des Flusses ist durch den Stand des Iroquoissees 38 m über dem jetzigen Ontariospiegel bewirkt. Als der Iroquoissee aber sank, fiel auch das Wasser am Fuß des Niagarakataraktes, so daß dieser höher wurde und die Strecke vom Foster'sflat bis zum Oberrand des Eddybeckens tiefer ausfurchen mußte.

4. Von der Entstehung des Whirlpool und seiner Bedeutung in der Geschichte der Niagaraschlucht wird gleich noch die Rede sein. Vom Oberrand des Eddybeckens aufwärts bis zum Beginn der Schluchterweiterung oberhalb der Eisenbahnbrücke reicht als vierter Abschnitt die »Gorge of the Whirlpool Rapids«. Dies Stück ist schmal, nämlich oben nur 228 m breit; seine Wassertiefe beträgt bis 26,2 m, ist also gering. Geschaffen wurde es im Nipissingstadium, als der Niagara nur den Eriesee entwässerte (D).

5. Der oberste Abschnitt der Schlucht, die »Upper Great Gorge«, ist 3,8 km lang. Gegenüber dem amerikanischen Fall beträgt die obere Weite 487 m, die Wassertiefe beim Prospect point 57,6 und nahe dem Horseshoe Fall 56,7 m. Dieser Teil entspricht dem Abschnitt E der Seengeschichte.

Die wichtigsten hier gemachten Angaben finden sich in folgender Tabelle TAYLORS übersichtlich zusammengestellt.

Es bleibt nur noch der Whirlpool zu besprechen (s. Karte Fig. 3). Er ist eine seitliche, etwa halbwegs zwischen dem Steilabfall der Cuesta und dem Fall gelegene seitliche Ausbuchtung der Lower great Gorge und verdankt seine Entstehung dem Einschneiden des Falles in die glaziale Ausfüllung einer alten interglazialen Schlucht. Die N- und die S-Wand dieser Bucht besteht aus Fels, die Rückwand aber aus Sand, Kies und Geschiebelehm. Andeutungen der Steilwände der alten Schlucht sind noch ein Stück weit in nordwestlicher Richtung verfolgbar, dann verschwindet die Schlucht morphologisch vollkommen. Daß sie auch weiterhin noch vorhanden ist, bewies SPENCER durch eine Bohrung, die bis 82 m unter Tage (7,3 m über dem Spiegel des Whirlpool) kein festes Gestein antraf. In der nordwestlichen Fortsetzung des Schluchtanfanges liegt ein tiefer, trichterförmiger Einschnitt im Steilabfall der Niagaracuesta, der nur die Mündung der am Whirlpool beginnenden verschütteten

Seenstadium		Abschnitte der Schlucht			
Name	Wassermenge des Niagarafalls	Name	Länge	durchschnittliche mittlere obere Weite	durchschnittliche Flußtiefe
A. Frühstadium des Lake Algonquin	20—25 % der jetzigen in dem einen Arm	1. Lewiston Branch Gorge	610 m	426 m	42,7—45,7 m
B. Kirkfield-Stadium desselben	15 % (nur Eriesee wurde entwässert)	2. Old narrow Gorge	1,8 km	396 m, im einzelnen sehr ungleichmäßig	18,3—21,3 m
C. Port Huron-Stadium desselben	a) etwas größer b) etwas geringer als jetzt	3. Lower great Gorge	3,2 km	a) 396,2–526,2 m b) 304,2–365,7 m	a) 10,7–21,3 m b) 30,4 m
D. Nipissing-Seen	15 % des jetzigen (nur Eriesee)	4. Gorge of Whirlpool rapids	1,2 km	228 m, sehr gleichmäßig	10,7—25,9 m
E. Jetzige Seen	jetzige Menge	5. Upper great Gorge	3,6 km	441,5 m (311,3–503 m)	30,4—48,8 m

alten Schlucht sein kann, welch letztere man nach dem Dorfe St. David an ihrer Mündung die »begrabene St.-Davidsschlucht« genannt hat. Es ist mit Sicherheit anzunehmen, daß auch diese Schlucht von einem Wasserfall von der Art und wohl auch von der Wassermenge des Niagara ausgefurcht ist. Da in der Schlucht glaziale Schrammung vorkommt und Moränenmaterial darin liegt, so kann sie nur das Werk eines interglazialen Niagara sein. Die Gestaltung der Niagaraschlucht unter- und oberhalb des Whirlpool zeigt, daß die St.-Davidsschlucht auf der Südseite des jetzigen Whirlpoolbeckens aufgehört haben muß. Daß der postglaziale Niagara gerade über den oberen Anfang dieser Schlucht floß, ist wohl Zufall. Zwischen dem Aufhören des interglazialen Wasserfalls und der Ausfüllung der Schlucht durch das Eis der letzten Eiszeit witterte die Rückwand des Falles 60—90 m zurück. Dann kam die Ausfüllung mit Moränenmaterial. Hierauf schnitt sich der postglaziale Niagara ein. Als er mit seinem Fall an die weiche Ausfüllung der alten Schlucht am Whirlpool kam, räumte er diese schnell weg. Das ging so rasch, daß er keine Zeit hatte, das Riff von Whirlpoolsandstein, das bei der Rückwitterung des interglazialen Fallkliffs am Fuße desselben stehengeblieben war, zu entfernen. Daher rühren die Stromschnellen unterhalb des Whirlpools. Diese Ausräumung des Whirlpools durch den postglazialen Niagara erfolgte während des Stadiums C, in dem auch noch das Eddybecken gebildet wurde.

Die Art und Weise, wie der Wasserfall die Schlucht erzeugt, ist bekannt. Er wirkt dadurch, daß er die weichen Schichten an seinem Fuß aushöhlt und dadurch die harte Schicht, die die Decke der Schichtfolge bildet, unterminiert, so daß sie abbricht und in Blöcken herunterstürzt (vgl. Fig. 4). Diese Blöcke werden dann vom Wasser als Reib-

steine benutzt. In den Zeiten, wo der Niagarafall weniger hoch und wasserärmer war, bildete sich auch auf den tiefer in der Schichtfolge auftretenden harten Bänken Fälle aus, so daß ein Stufenwasserfall entstand. In der fertigen Schlucht wirkte natürlich fernerhin auch noch die gewöhnliche Erosion, durch die z. B. die Old narrow Gorge noch vertieft wurde.

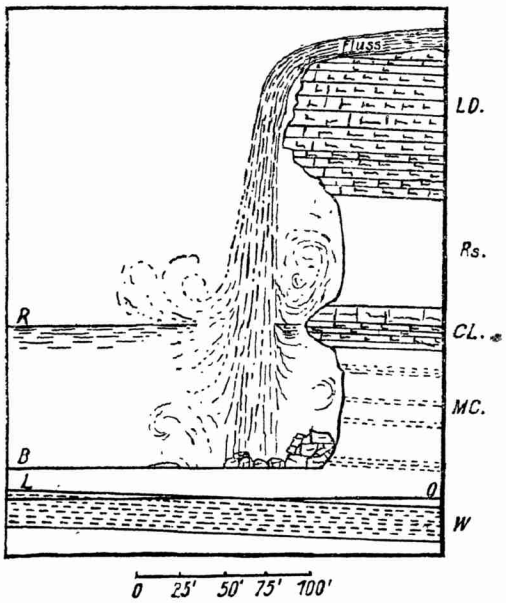


Fig. 4. Profil des Horseshoefalls[1]). *R* Flußspiegel, *B* Sohle des Flußbettes, *L—O.* Niveau des Ontariosees, *LD* Lockportdolomit (Niagarakalk), *Rs* Rochestermergel, *Cl* Clintonkalk und -mergel, *MC* Medinasandstein und Kataraktmergel, *W* Whirlpoolsandstein, darunter Queenstonmergel. Nach Spencer, etwas geändert.

Der heutige Niagarafall wird durch die Goatinsel in zwei Teile geteilt: den amerikanischen Fall und den Horseshoefall. Wie ein Blick auf die Karte Fig. 3 lehrt, liegt der letztere am Ende der Schlucht, während der erstere über ihre Flanke herunterkommt.

Der Kamm des amerikanischen Falles ist fast gerade. Das starke Vor- und Zurückspringen, wie es vom Prospect point aus in die Erscheinung tritt, ist eine Augentäuschung. Die Wasserschicht, die über diesen Fall stürzt, ist höchstens 0,9, an den meisten Stellen aber

[1]) In der Erläuterung einer Wiedergabe des Horseshoefallprofils nach G. K. Gilbert bezeichnet A. Tornquist (Geologie I, S. 422, Fig. 155) fälschlich den Clintonkalk als Medinasandstein, die weiche Unterlage des Clintonkalkes als Trentonschiefer. Die ältere Abbildung, die sich z. B. in Kaysers Allgemeiner Geologie findet, zeigt nicht das südliche Einfallen der Schichten.

nur 0,3 m dick. Die Höhe des Falles (durchschnittlich 51,2 m) ist an seiner Südecke 0,6 m größer als an der Nordecke. Das Wasser fällt auf eine Masse von Blöcken aus Lockportkalk, die z. T. eine ganz gewaltige Größe besitzen. Sie ruhen auf dem Clintonkalk, der etwa 90 m vom Fuß des Falles vorspringt. Der Kamm ist 304 m lang und bildet eine Linie, die kontinuierlich vom Steilabfall der Schlucht nördlich des Falles auf die Steilwand der Goatinsel zuläuft. Es folgt daraus, daß der Kamm wenig oder gar nicht mehr zurückgewichen ist als die benachbarten Steilwände. Gilbert und Spencer haben in neuerer Zeit Berechnungen über das Rückschreiten des amerikanischen Falles angestellt, wobei die Hallsche Untersuchung von 1842 als Ausgangspunkt diente. Halls Karte weist aber, wie Gilbert nachwies, erhebliche Unrichtigkeiten auf. Spencer nahm 0,18 m jährlichen Rückschritt, Gilbert 0,06 m an. Möglicherweise ist aber auch die letztere Zahl noch zu hoch, was sich aus folgender Überlegung ergibt: Die Schutthalden an den Steilwänden nördlich und südlich des amerikanischen Falles sind nicht breiter als die an der dem Fall gerade gegenüberliegenden Schluchtwand. Diese letzteren sind durch normale Abwitterung entstanden. Der Wasserfall hat keine größere Trümmermasse an seinem Fuß erzeugt als die benachbarten Steilwände vermöge der Abwitterung. Es sind 1—500 Jahre vergangen, seitdem der amerikanische und der Horseshoefall getrennt wurden. Wenn der einspringende Winkel in der Mitte des Kammes des amerikanischen Falles seitdem entstanden ist — seine Tiefe beträgt 15,2 m —, so würde das einen jährlichen Rückschritt von 0,03 m bedeuten. Im übrigen Teil des Kammes ist überhaupt kein Zurückweichen erkennbar.

Der Horseshoefall hat seinen Namen von der hufeisenförmigen Gestalt seines Kammes. Über diesen stürzt eine Wasserschicht von 6,1—7,6 m Dicke. Der Winkel im Scheitel des Kammes war vor etwa 25 Jahren schärfer als jetzt. Nachdem der Scheitel bis 1890 rasch zurückgewichen war, blieb er dann stationär. Man darf nicht vergessen, daß es ja überhaupt sehr schwer ist, an einer bestimmten Kammlinie das Zurückweichen zu beobachten. Auch geht das Zurückweichen nicht ununterbrochen und allmählich vor sich, sondern mit Pausen und bald an der einen, bald an der andern Stelle des Kammes. Wenn der Scheitel des Horseshoefalles stationär blieb, so lag das daran, daß unter ihm noch nicht wieder ein genügend tiefer und großer Strudelkessel ausgekolkt war, um die harte Kalkwand zum Absturz zu bringen.

Der Rückschritt des Niagarafalls vom Steilabsturz bei Lewiston[1]) bis zum Horseshoefall hat sich in postglazialer Zeit vollzogen. Der Weg ist 11,3 km lang[2]). Bei 1,5 m jährlichem Zurückweichen würde

[1]) Es handelt sich nicht um die Rückwitterung vom Ontariosee ab, wie Tornquist (Geol. I. S. 423) meint. Als der Niagara entstand, befand sich der Steilabsturz der Cuesta schon in ihrer jetzigen Lage fern des Ontariosees.

[2]) A. Tornquists Angabe (Geologie I, S. 422, 423), es seien 8 km, ist nicht richtig.

der Fall für seinen Weg 7392 Jahre gebraucht haben. Zwischen 1842 und 1905 sind fünf genaue instrumentelle Vermessungen des Kammes der beiden Fälle ausgeführt worden: von BLACKWELL und J. HALL 1841—42, von TOWER und COMSTOCK 1875, von WOODWARD 1886, von KIBBE und BOGART 1890 und W. C. HALL 1905. Es folgte dann 1906 SPENCER und weiterhin noch andere. G. K. GILBERT stützte sich auf die ersten fünf Aufnahmen und sprach sich 1907 dahin aus, daß der Fall 1842—1905 jedes Jahr durchschnittlich 1,5 m (genau 1,37 m) zurückgewichen sei. So berechnete er die Entstehungsdauer der Upper great Gorge auf 2400—2500 Jahre. SPENCER fand für den Horseshoefall 1,28 m jährlichen Rückschritt und im Eriestadium, d. h. in den Zeiten, wo der Niagara nur den Lake Erie entwässerte, 0,128 m. Er errechnete 1894 ein Bestehen des Niagarafalles seit 32 200 Jahren, später (1906/07) ein solches von 39 000 Jahren. F. B. TAYLOR kam 1898 auf 50 000 Jahre, aber diese Zahl wird jetzt von ihm selbst für zu hoch gehalten; denn in der Upper great Gorge war der jährliche Rückschritt wahrscheinlich 1,37 m. Sehr schwer ist es, alle verschiedenen Umstände bei der Berechnung genau zu berücksichtigen. Solange sich der einspringende Winkel im Kamm des Falles verschärfte, vollzog sich das Zurückweichen schneller als bei flacher werdendem Winkel. Auch die Beschaffenheit des Flußbettes oberhalb des Falles war von Einfluß. Waren in ihm keine tieferen Einschnitte vorhanden, so bildete das Wasser eine gleichmäßige dünne Schicht und hatte wenig Kraft; anders, wenn das Wasser in Rinnen stellenweise in größerer Menge zum Fall hingeführt wurde und an diesen Stellen mehr Kraft entwickeln konnte. In den Zeiten, wo der Niagara nur den Eriesee entwässerte und nur 15% seines jetzigen Volumens besaß, kann die Austiefung nur langsam Fortschritte gemacht haben. Auf ein ganz genaues Ergebnis der Berechnung des Alters der Niagarafälle werden wir wahrscheinlich verzichten müssen. Nach TAYLOR sind 20—30 000, ja vielleicht sogar 35 000 Jahre anzunehmen. So viel Zeit ist verflossen, seitdem der Niagarafall zuerst über den Steilabfall der Niagaracuesta herabstürzte, so lange hat der Fall gebraucht, um seine jetzige Lage zu erreichen. Man sieht, daß LYELLs Schätzung (36 000 Jahre[1])), obwohl man zu seiner Zeit die genaueren Umstände der Entstehung der Niagaraschlucht noch gar nicht übersah, recht gut mit den neuesten Berechnungen übereinstimmt.

[1]) KAYSERs Angabe (Allg. Geol. 4. Aufl. S. 62), LYELL habe 70 000 Jahre angenommen, wird im gleichen Werk S. 352 richtiggestellt.

Die Geologie von Mittel-Celebes nach den neueren Forschungen E. C. Abendanons und anderer.

Von **J. Wanner.**

(Mit Tafel I.)

Literatur.

1. ABENDANON, E. C., Midden-Celebes-Expeditie. Geologische en geographische doorkruisingen van Mittel-Celebes (1909—1910). 4 Bände (1902 Seiten) und 1 Atlas. Leiden 1915—1918.
2. AHLBURG, J., Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes. Geol. u. pal. Abhandlungen, N. F. Bd. XII. Jena 1913.
3. BÜCKING, H., Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen des geol. Reichsmus. in Leiden. Ser. 1. Bd. VII. 1902.
4. DOLLFUS, G. F., Paléontologie du voyage à l'île Célèbes de M. E. C. ABENDANON, in ABENDANON: Midden-Celebes-Expeditie. Bd. III. 1917.
5. EASTON, N. WING, Rustig of dansend Celebes etc. Tydschr. van het Kon. Ned. Aardr. Gen. 1918.
6. GISOLF, W. J., Microscopisch onderzoek van de gesteenten der Midden-Celebes-Versameling van E. C. ABENDANON, in ABENDANON, Midden-Celebes-Exp. Bd. III. 1917.
7. GRACHT, W. A. J. M. VAN WATERSCHOOT VAN DER, Voorloopige mededeeling in zake de geologie van Centraal-Celebes. Tydschr. van het Kon. Ned. Aardr. Gen. 1915.
8. — Bydragen tot de geologie van Centraal-Celebes. Jaarb. van het Mynwezen 1913. Verhand. 2. ged.
9. HINDE, G. J., Notes on specimens of organic rocks from Central Celebes, collected by Mr. E. C. ABENDANON, in ABENDANON, Midden-Celebes-Exp. Bd. III. 1917.
10. HIRSCHI, H., Geologische Beobachtungen in Ost-Celebes. Tydschr. van het Kon. Ned. Aard. Gen. 1913.
11. HOTZ, W., Vorläufige Mitteilungen über geologische Beobachtungen in Ost-Celebes, Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. LXV, 1913, Mon.-Ber. 6.
12. KNIJFF, J. DE KONING, Geologische gegevens omtrent gedeelten der afdeelingen Loewoe, Pare-Pare en Boni van het Gouvernement Celebes en Onderh. Jaarb. van het Mynwezen, Verhand. 1912.
13. MARTIN, K., Bemerkungen üb. sogenannt oligocäne u. andere Versteinerungen von Celebes. Sammlungen Leiden, Neue Folge (4°), Bd. II, Heft VII, 1917.
14. SARASIN, P. u. F., Über die geologische Geschichte der Insel Celebes auf Grund der Tierverbreitung. Wiesbaden 1901.
15. — Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes. Wiesbaden 1901.
16. VERBEEK, R. D. M., Molukken-Verslag. Jaarb. van het Mynwezen, Wet Ged. 1908.
17. WANNER, J., Beiträge zur Geologie des Ostarmes der Insel Celebes. Neues Jahrb. f. Min. Beilage Bd. XXIX. 1910.
18. WICHMANN, A., Bericht über eine im Jahre 1888—1889 ausgeführte Reise nach dem Indischen Archipel (Ib., Celebes). Tydschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. 1890.

Abkürzungen: AB. = ABENDANON; M.C. = Mittel-Celebes.

Celebes gehört ohne Zweifel zu den interessantesten Teilen der Erdoberfläche. Zahlreiche noch ungelöste oder wenig aufgehellte Probleme der Naturforschung sind mit dieser merkwürdigen Insel verknüpft. Es sei nur an die vor einigen Jahren vielerörterte und sehr verschieden beantwortete Frage erinnert, ob Celebes als Rest einer alten zerbrochenen Kontinentalscholle aufzufassen sei, oder ob es als Teil der Tethys jungen Faltungsvorgängen seine Entstehung verdanke. Schon viel früher haben die auffallende Umrißform und verschiedene mit der jüngsten geologischen Geschichte der Insel aufs engste verbundene tiergeographische Probleme ein allgemeineres Interesse erweckt.

Gleichwohl ist Celebes in seinen größten Teilen geologisch sehr lange unbekannt geblieben. Das zeigte Bückings (3) 1902 erschienene Übersicht, die zum ersten Male die sehr zerstreuten Ergebnisse der geologischen Erforschung der Insel zusammenfaßte, und noch augenfältiger Verbeeks (16) Übersichtskarte des östlichen indischen Archipels vom Jahre 1908. Erst in der neuesten Zeit hat die Forschung hier raschere Fortschritte gezeitigt. So konnte schon 1913 ein neuer und sehr bemerkenswerter Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes aus der Feder J. Ahlburgs (2) erscheinen. Aber auch diese neuere Darstellung ist jetzt in vielen Teilen veraltet, nachdem die Ergebnisse der von vielseitigen Erfolgen gekrönten Mittel-Celebes-Expedition E. C. Abendanons in ihrer endgültigen Form in einem umfangreichen glänzend ausgestatteten Reisewerke vorliegen, das sich durch eine Fülle von neuem Beobachtungsmaterial auszeichnet, aber auch mit Hypothesen reich beladen ist, die leider besonders in dem zusammenfassenden Abschnitt des 4. Bandes nicht immer als solche deutlich genug heraustreten.

Die folgenden Zeilen sollen den Hauptinhalt dieses grundlegenden Werkes und einiger anderer neueren Arbeiten über M. C. zu einem kurzen Überblick über die Geologie dieser Gebiete zusammenfassen.

Wenn man mit Ab. auch das Verbindungsstück von M. C. mit dem Ostarm und das Gebiet des Towuti- und Matanasees, das eigentlich zum Südostarm gehört, zu M. C. zählt, so kann man in diesen Gebieten die folgenden größeren geologischen Einheiten unterscheiden: 1. Das Gneis-Granit-Schiefergebiet, das den eigentlichen Kern von M. C. bildet und in eine östliche Region mit vorwiegend kristallinen Schiefern und in eine westliche mit Gneisen, Graniten und sehr jungen sauren Effusivgesteinen zerfällt. 2. Das jungtertiäre Randfaltengebirge an der Straße von Makasser. 3. Das Latimodjong-Saädang-Faltengebirge zwischen Süd-Celebes und dem Gneis-Granitgebiet von M. C. 4. Das Peridotitgebiet im Osten in den Verbindungsstücken von M. C. mit dem Südost- und Ostarm der Insel.

1. Das Gneis-, Granit- und Schiefergebiet.

Der östliche Teil von M. C. setzt sich vorwiegend aus stark gefalteten kristallinen Schiefergesteinen zusammen. Ihr Verbreitungsgebiet erstreckt sich vom Golf von Tomini im Norden bis fast an den Golf von Boni im Süden, wo das Gebirge an den Südhängen des Tamboke steil gegen die Küstenebene von Wotu abbricht. Durch eine meridional verlaufende, von neogenen Sedimenten ausgefüllte Senke, in der der Possosee liegt, wird dieses Gebiet in zwei Hälften geteilt, eine westliche, das Fennemagebirge, das an die Gneise und Granite des Molengraaffgebirges grenzt und in eine östliche, als deren wesentlichster Teil das Pompangeogebirge zu nennen ist.

Das Gebiet der kristallinen Schiefer bildet nach Ab. eine ± 2000 m hohe Fastebene, die in meridionaler Richtung noch vollkommen intakt im Fennemagebirge auf eine Strecke von reichlich 200 km zu verfolgen ist, in äquatorialer Richtung aber in lange schmale Kulissen (Horste) aufgelöst ist, die mit tiefen Senken abwechseln. Nach Wing Eastons (5) Meinung wäre die Ebenheit dieser Gebirgsoberfläche allerdings bedingt durch eine Tafel von nur ganz schwach gewellten jüngeren Epischiefern (Quarzitschiefer usw.), die vollkommen diskordant den stark gefalteten älteren (meist Kata- und Meso-, doch auch Epi-)Schiefern aufgelagert sein soll, eine Auffassung, die jedoch kaum Anhänger finden dürfte, solange nicht entscheidendere Beobachtungen vorliegen als diejenigen J. de Koning Knijffs, auf die sich Wing Easton stützt.

Ab. hat das Schiefergebiet an zwei Stellen gequert, auf einer südlichen Route, die ihn von Leboni über Rato nach dem Südufer des Possosees und von da in östlicher Richtung über Singkona in das Becken von Kolaka führte und auf einer nördlichen vom Kessel von Bada zum Nordufer des Possosees. Auf diesen Zügen kam er zu dem Ergebnis, daß die Schiefer im großen und ganzen von W nach O einen Übergang von gneisartigen und granat- und graphitführenden Glimmerschiefern zu normalen Glimmerschiefern, Glimmerquarziten, Quarzitschiefern, Glimmerkalksteinen, Serizit- und Talkschiefern, Phylliten und schließlich zu Tonschiefern zeigen. Östlich vom Possosee konnte die kristalline Schieferserie festgestellt werden bis auf den über den Langgadopirücken führenden Paß (± 530 m), wo das Gestein (Tonschiefer) allerdings kaum mehr verändert ist. Somit käme man also von W nach O in stratigraphisch stets höhere und weniger metamorphisierte Zonen. Auf Grund dieser Beobachtungen unterscheidet Ab. in der Glimmerschieferformation die folgenden Serien. a) Die Glimmerschieferserie, die zu unterst auch Paragneise enthält. Darauf folgt: b) Die besonders im Korouëgebirge entwickelte Quarzitschieferserie und c) die Phyllitserie, die Einschaltungen von Glimmerschiefer, Glaukophan- und Talkschiefer enthält und nach oben in Tonschiefer übergeht.

Plagioklasamphibolit ist die am häufigsten vorkommende Abart der

kristallinen Schiefer. Im Verband mit den sedimentogenen Schiefern kommen jedoch auch solche vor, die aus ± basischen Eruptivis und deren Tuffen entstanden sind: Plagioklasgneise, metamorphe gabbroide Gesteine und Magnesiumsilikatschiefer.

Das Alter der Schiefer ist nach AB. archäisch und präkambrisch.

Mesozoische Sedimente besitzen in dem Schiefergebiet nur eine sehr geringe oberflächliche Verbreitung. Dazu gehören Radiolarite, die im Possogebiet bis jetzt allerdings nur als Gerölle gefunden wurden; ferner stark gefaltete Kalksteine, die in anderen Gebieten von Celebes in weiter Verbreitung vorkommend von AB. als Übergangsserie von Kreide zu Tertiär angesprochen werden (siehe unten S. 61) und schließlich vielleicht auch graublaue, sehr dünnplattige Kalksteine unbekannten Alters, die von den SARASINS (15) in der Takolekadjukette angetroffen wurden und für vermutlich jurassisch gehalten werden.

Die jüngeren (neogenen) Sedimente sind ganz auf die Possosenke beschränkt.

Die westliche Hälfte von M. C. wird hauptsächlich von Gneisen und Graniten eingenommen. Die Grenzen des Gneis-Granitgebietes sind jedoch noch sehr unsicher; die Westgrenze ist sehr unbestimmt, die Ostgrenze gegen das Schiefergebiet nur an zwei Punkten durch direkte Beobachtung festgestellt. Der morphologische Charakter dieses Gebietes als Fastebene ist viel weniger deutlich ausgeprägt als der des Schiefergebietes. NW verlaufende Horste wie das Nokilalakigebirge (3311 m) östlich vom Lindusee, oder das Mambulilinggebirge (2741 m), angeblich tertiäre Granitlakkolithen und Kuppen von jungen sauren Effusivgesteinen ragen als Härtlinge bis zu 1100 m über die Einebnungsfläche heraus.

Ähnlich wie das Schiefergebiet durch die Possosenke, so wird das Gneis-Granitgebiet durch eine lange Reihe von jungen Einsenkungen, die AB. unter dem Namen der »Fossa Sarasina« zusammenfaßt, in zwei Hälften zerlegt.

Das Molengraaffgebirge zu beiden Seiten dieser Bruchzone ist der wesentlichste Teil des Granit- und Gneisgebietes. Archäische Gneise (hauptsächlich Biotitgneis) und stark gepreßte, häufig porphyrische granitische Gesteine (Biotit- und Amphibolgranite, Granodiorite, Amphibolbiotitdiorite), die zum größten Teil gleichfalls für archäisch angesehen werden, bilden den Hauptbestandteil dieses Gebirges. Unter den Gneisen wiegen Alkalifeldspatgneise vor, jedoch kommen auch Biotitplagioklasgneis, Granat- und Cordieritgneise und Wollastonitaugitgneis vor. Echte Granite sind besonders südlich von Bada verbreitet, während nördlich von Bada und besonders nördlich von Gimpu auch Granodiorite, Diorite und selbst Quarzgabbros auftreten. Weit verbreitet sind nach AB. auch Granite alttertiären Alters, die sich jedoch von den Urgraniten fast nirgends mit Sicherheit abgrenzen lassen. Zu diesen eozänen Graniten gehört nach AB. u. a. der Totuntowigranit, der

jungkretazische Tonschiefer kontaktmetamorph verändert haben und durch seine NW-liche Streichrichtung verraten soll, die nacheozäne Faltung (siehe unten) mitgemacht zu haben.

Eine untergeordnete Rolle im Granit- und Gneisgebirge spielen Amphibolit, Eklogit und Plagioklasaugitfelsgesteine. Besonders im NNO der Kulawidepression kommen ferner Biotitperidotit, Amphibolperidotit oder Schriesheimit, granatführender Lherzolith, Gabbro, Diabas u. a. basische Erstarrungsgesteine vor, die, soweit sie wie z. B. die Peridotite eine von der normalen abweichende Zusammensetzung zeigen, diese der pneumatolytischen Wirkung der nacheozänen Granitintrusionen verdanken, wie Gisolf (6) durch seine petrographischen Untersuchungen wahrscheinlich gemacht hat.

Graphitglimmerschiefer und Epidotchloritschiefer stehen am Korofluß zwischen Boku und Tanangke inmitten der Gneis- und Granitformation an. Mesozoische Sedimente sind wie im kristallinen Schiefergebiet nur spärlich verbreitet. Gerölle von Radiolarit wurden nur im Orefluß bei Sakidi gefunden. Hier und dort sind Absätze einer nach Ab. jungkretazischen Tonsteinformation vorhanden, die wir fernerhin mit Wing Easton (5) als Maroroformation bezeichnen werden.

Jungtertiäre bzw. präquartäre Effusiva kommen u. a. vor östlich der Badadepression im Rarawanagebirge, wo der B. Pobonde als vermutliches Zentrum von Ergüssen von Biotitlipariten, Daziten, Biotittrachyten und Augitbiotitandesiten angesehen wird, ferner NW der Badadepression, südlich vom Gimpukessel (Biotitliparit usw.) und westlich vom Gimpukessel (Biotittrachyt, Andesit, Leuzitbasalt u. a. m.).

Im großen und ganzen scheint das Gebirgsland im W der Fossa Sarasina mannigfaltiger zusammengesetzt zu sein als das im Osten. Während im Osten neben spärlichen Absätzen der Maroroformation und älteren basischen Eruptiven weitaus vorwiegend granitische Gesteine und Gneise verbreitet sind, treten im Westen von N nach S auf: Ein bis zu 600 m steil aus der Palubai aufsteigendes Diabasporphyritgebirge, saure Effusivgesteine, hauptsächlich Andesit, granodioritische Tiefengesteine und daraus hervorgegangene Gneise, die in dem 1964 m hohen Luaiogifel westlich von Palu kulminieren; nochmals Diabasporphyrite, quarzdioritische Gesteine und Amphibolgranodiorit. Weiter südlich weist das hohe Gebirge eine große Reichhaltigkeit von Gesteinsarten auf, wie vor allem aus den Geröllen der Flüsse Saori und Ore zu ersehen ist, die in den südlichen Teil der Paluebene münden. Von hier sind bekannt: Granitaplit, Syenitaplitbreccie, Amphibolgneis, Dioritporphyrit, dichter Diabas, Serpentinbreccie, Radiolarit, Tonschiefer der Maroroformation, Nummulitenkalkstein und (?) miozäne Molasse. Am Koroflusse erscheint außer Andesit, Trachyt und Leucitbasalt besonders die Maroroformation in einem größeren Komplexe.

Ein zweites größeres Verbreitungsgebiet granitischer und syenitischer Gesteine liegt am Oberlauf der Flüsse Masupu und Mamasa. Es ist

wahrscheinlich, daß diese mit den Graniten des Kerngebirges von M. C. zusammenhängen, wenn auch der Nachweis hierfür bis jetzt noch nicht erbracht ist. Im Sambuanggebirge zwischen Masuputal und der Barupudepression findet sich das größte Vorkommen syenitischer Gesteine, das wir in M. C. bis jetzt kennen. Die hier auftretenden Gesteine zeigen alle Übergänge von Syenit und Syenitporphyr bis zu olivinführenden, sehr feldspatarmen Pyroxeniten. Aplitische, bostonitische und lamprophyrische Ganggesteine sind häufig. Außerdem ist dieses Gebirge durchsetzt von Andesiten und Trachyten, die gleichaltrig sind mit den gleichen Gesteinen der im S anschließenden alttertiären vulkanischen Tuffformation. Die syenitischen Gesteine werden als Differentiationsprodukte des Magmas der Granitlakkolithen angesehen. Die Granite am Oberlauf von Masupu und Mamasa sind nach AB. eozän. WATERSCHOOT (7, 8) hält die großen Biotitgranitmassive am Oberlauf der Masupu sogar noch für etwas jünger, nämlich für nicht älter als Mitteltertiär, jedenfalls für posteozän, da sie eine eozäne Tuff- und Breccienformation kontaktmetamorph beeinflußt haben. Nördlich der Kemirihochfläche und östlich des S. Mawooi gewinnen Gabbro- und Diabasgesteine (Diabas, Diabasporphyrit, Gabbro, Diorit, Gabbroporphyrit, Amphibolit, Zoisitamphibolit und aplitische Ganggesteine) eine größere Verbreitung.

Aus pliopleistozänem Liparit, Dacit und Trachyt besteht das Mariri-Karuagebirge. Auch am Oberlauf der Mamasa ist das Granitgneisgebirge von größeren Zügen jüngerer Eruptivgesteine durchsetzt; so nördlich der Malabodepression von Augitbiotitgranophyr, Liparit usw. und südlich derselben von Andesiten und Trachyten. Südlich an die Granite in der Umgebung der Taboneeinsenkung angrenzend schaltet sich zwischen diese und die vulkanischen Tuffe des Quarlesgebirges schließlich noch ein weiterer Komplex jungvulkanischer Gesteine ein, der entlang der Mamasa aus je einem Zug von Andesiten und Trachyten, von sauren Eruptivgesteinen (Liparit, Dacit und Hyalotrachyt) und von vorwiegendem Andesit und Trachyt besteht.

Tektonisch wird das ganze Gneis-Granit- und Schiefergebirge von AB. als ein O—W streichendes Faltengebirge präkambrischen Alters angesehen, das schon bei Anbruch des Paläozoikums einen Teil eines großen Kontinentes »Äquinoctia« bildete. Im Präkambrium und Paläozoikum wurde dieses Gebirge abgetragen; während der unteren Trias war es von tiefer See bedeckt; im Jura und in der unteren Kreide wurde es von den Radiolariten z. T. gesäubert, während der oberen Kreidezeit erneut vom Meere bedeckt, um dann bis zum Ende des Oligozän zu einer Fastebene denudiert zu werden, wobei allerdings die Granitlakkolithen nicht völlig eingeebnet wurden, sondern als Härtlinge stehen blieben und als solche noch heute bis zu ± 1000 m aus der Celebespeneplain herausragen. Von einer jüngeren Faltung ist dieses Gebiet demnach nach AB.s Auffassung nicht betroffen worden. Das

schon früher gefaltete Schiefergebiet habe gegenüber der posteozänen Faltung, die, wie wir sehen werden, in anderen Teilen von M.C. sehr wirksam war, vielmehr als Widerstand gewirkt und sei durch die posteozäne Faltung nur in sehr flache Wellen gelegt und in NW streichende Horste und Gräben zerbrochen worden. Normale Falten seien gleichwohl nicht entstanden.

Gegen einige dieser Thesen bzw. Hypothesen lassen sich mehrere vielleicht nicht unberechtigte Einwände vorbringen. Vor allem darf bei der Beurteilung der Sachlage nicht übersehen werden, daß OW streichende Falten in diesem Gebiete bis jetzt nirgends auch nur auf kurze Entfernung verfolgt worden sind. Ab.s Hypothese eines OW streichenden Faltengebirges stützt sich einzig und allein auf sechs Messungen der Streich- und Fallrichtung, nämlich im Schiefergebirge im S. Rorati, S. Lawara, S. Pendolo und westlich Toke'eha und im Gneisgebirge im S. Belanta (Str. ONO, F. 50° S) und im Towaré (Str. O 5° N, F. 30° N). Ebenso häufig hält sich das Streichen an andere Richtungen, besonders an die NW-Richtung. Die schon erwähnten kristallinen Schiefer, die am Koroflu inmitten des Granit-Gneisgebietes auftreten, streichen nach Ab. N 30° W, d. h. annähernd ebenso wie die im Latimodjonggebirge zutage tretende Zone von kristallinen Schiefern. Gebankter Granitit im S. Haluka W von Gimpu zeigt nach Ab. NW-Streichen; im Diabasporphyritgebirge W der Palubai hat Ab. Str. N 40° W und F. 35° nach SW beobachtet. Im sog. Hals von Celebes hat Wichmann (18) schon 1889 zwischen Tawoëli und Taboli ein Profil aufgenommen, in dem die Gneise in eine Anzahl von Antiklinalen und Synklinalen gelegt sind, die nach der Lage seines Profils annähernd NS streichen müssen und an einer Stelle in Augengneis Str. N 45° O bei steilen Einfällen nach SO beobachtet. Entlang der Ostseite des Possosees hält sich das Streichen nach Ab. an die Richtung N 20° O bis NO.

Auch die im Gneis-Granit-Schiefergebiet auftretenden jüngeren (mesozoischen) Sedimente scheinen, soweit über deren Lagerungsverhältnisse Beobachtungen vorliegen, alle ± SO—NW zu streichen, so insbesondere das ausgedehnte Vorkommen der Maroroformation am Koroflu.

Ab. freilich sucht diese und ähnliche Erscheinungen stets dadurch zu erklären, daß Teile der Maroroformation oder der Glimmerschieferformation in ± SO—NW streichende tektonische Depressionen des Granit- und Gneisgebirges abgesunken sind, ohne jedoch einen Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung erbringen zu können.

So ergibt sich jedenfalls, daß aus den bis jetzt aus dem Granit-Gneis- und Schiefergebiet vorliegenden Beobachtungen eine Gesetzmäßigkeit oder Konstanz im Streichen noch nicht herauszulesen ist.

Die Vorstellung eines OW streichenden Faltengebirges scheint mir ferner auch im Widerspruch zu stehen mit dem Verlauf der Grenze zwischen Gneis-Granit und kristallinen Schiefern, die sich nach der

Karte Ab.s im wesentlichen an die NW—SO-Richtung hält, ebenso mit dem obenerwähnten weiteren Ergebnis der Reise Ab.s, daß im kristallinen Schiefergebirge von W nach O stets jüngere Zonen folgen, die also in großen Zügen doch annähernd NS streichen müßten.

Alle diese Erscheinungen lassen sich daher vielleicht besser erklären durch die Annahme, daß die posteozäne Faltung im Gneis-Granit-Schiefergebiet ebenso wirksam gewesen ist wie weiter im S im Latimodjonggebirge, zudem im Possogebiet auch sehr stark gefaltete mesozoische Kalksteine vorkommen (die von Ab. an die Grenze von Kreide und Tertiär gestellt werden). Bei diesen und allen übrigen Resten mesozoischer Sedimente und bei dem Vorkommen kristalliner Schiefer im Gneisgebiet würde es sich in diesem Falle nicht um in tektonische Depressionen eingesenkte Schollen, sondern um eingefaltete Gebirgsglieder handeln. Daß das Gneis-Granit-Schiefergebiet auch schon früher, vielleicht in präkambrischer Zeit eine Faltung erlitten hatte, mag als möglich oder wahrscheinlich erachtet werden, aber für die Annahme, daß diese viel ältere Faltung sich an die OW-Richtung gehalten hat, scheinen mir vorläufig keine genügenden Beweise vorzuliegen. Soweit der präneogene Bau.

Jüngere Störungen haben im Gneis-Granit-Schiefergebiet wie auch anderswo in Celebes ein wahres Gitterwerk von hohen Gebirgsschollen geschaffen, die mit ± tiefen Bruchfeldern abwechseln.

Unter diesen jungen Bruchfeldern ist weitaus das umfangreichste die Possosenke. Am Golf von Tomini fast 30 km breit greift sie zwischen Fennema- und Pompangeogebirge auf eine Länge von ± 75 km in das kristalline Schiefergebirge ein, indem sie sich nach Süden allmählich verschmälert, bis sie durch das gleichfalls kristalline Takolekadjugebirge abgeschlossen wird. Der Possosee selbst und die südlich sich anschließende Ebene von Pendolo stellt nach Ab. einen jüngeren Einbruch in dieser Senke dar. Neogene marine Sedimente, eine aus dem Detritus der umliegenden Küstengesteine gebildete und von den Sarasins (15) als Celebesmolasse zusammengefaßte Serie von polygenen Konglomeraten, Breccien, Sandsteinen, Tonen, Schiefertonen und Mergeln und zu oberst Korallenkalken, die nach Koperberg bis zu 1000 m ü. M. liegen, erfüllen die Senke von der Meeresküste an bis an das Nordufer des Possosees. In den Tonen fanden die Sarasins eine Brackwasserfauna, die von Böttger für mittelmiozän erklärt wird, während die grauen Riffkalksteine des Possogebietes von Dollfus (4) und Ab. als pliozän angesprochen werden. Der exakte paläontologische Nachweis für das Alter der meisten dieser jüngeren Sedimente ist jedoch, wie Martin (13) schon hervorhob, noch nicht erbracht. Besonders die Trennung der pliozänen und quartären marinen Ablagerungen macht wie überall im östlichen ostindischen Archipel große Schwierigkeiten. Kleinere Komplexe von Glimmerschiefer, Diabasbreccien und Diabasschiefern ragen inselartig (? als Horste) aus dieser Neogendecke heraus,

die nach Ab. durch Brüche von verhältnismäßig geringer Sprunghöhe in ein Netzwerk von Schollen zertrümmert ist, die aber auch eine schwache Faltung zeigt, wenn auch die Falten, die die Sarasins entlang dem Mapanefluß beobachtet haben, nicht lange anhalten.

Im Osten des Possosees querte Ab. auf seinem Zuge zur Tomoribai die Singkona-Tompirasenke, ein altes ± 400 m ü. d. M. im Serzit-Phyllitgebirge gelegenes Seebecken, weiter westlich die noch ausgedehntere Moridepression, die von der Singkona-Tompirasenke durch den Langgadopirücken getrennt wird. In der Richtung, in der Ab. die ± 275 m ü. d. M. liegende Moridepression durchzog, ist sie ca. 20 km lang. In die sandig-tonigen Seesedimente, die die Senke ausfüllen, sind ein oder mehrere Braunkohlenflöze eingeschaltet. Der tiefere Untergrund dieser Senke besteht, wenigstens im südlichen Teil, vermutlich schon aus Peridotit.

Wing Easton (5) spricht diese Senken und ebenso die weiter östlich folgenden Senken von Tiu und Malupu merkwürdiger- und wohl irrtümlicherweise als »Abrasionsflächen« an.

Im Gneis-Granitgebiet ist die bedeutendste jüngere Störung die »Fossa Sarasina«, die fast geradlinig auf eine Strecke von ca. 100 km von der Palubai im Norden bis zum Rampi- oder vielleicht auch Lebonibecken im Süden durch M.C. verläuft. Wie schon oben erwähnt, wird sie von Ab. als eine Serie von Grabenbrüchen aufgefaßt, unter denen die Palubai (31 km lang und 7,5 km breit) und die sich hieran anschließende Paluebene (ca. 30 km lang und nur einige Kilometer breit) die bedeutendste und zugleich diejenige Depression darstellt, für die der Nachweis einer Grabenversenkung bis jetzt am sichersten erbracht ist. Ihr generelles Streichen ist NNW—SSO.

Ein nur ca. 700 m hoher Riegel von gebankten Granititen trennt die Palusenke von dem im SO folgenden Kulawikessel, dessen ± 540 m hoch gelegener Talboden nicht breiter als 500—800 m und in NNW-Richtung ca. 3 km lang ist. In der Fortsetzung dieser Linie folgt weiter südöstlich die Gimpu- und schließlich die im Süden durch das 2950 m hohe Kambunomassiv abgeschlossene Rampisenke.

Diese große Bruchzone ist durch das häufige Auftreten von porphyrischem Granit und jungvulkanischer Gesteine, und durch viele warme Quellen (zuweilen mit H_2S) ausgezeichnet. Häufige Erdbeben, die vor allem die Kulawi- und Gimpusenken heute noch erschüttern, verraten, daß die tektonischen Bewegungen noch nicht zum Abschluß gekommen sind.

Als weitere Einbruchsgebiete im Gneis-Granitgebiet des Molengraaffgebirges seien hier genannt: Der NNW gestreckte Lebonikessel südöstlich von der Rampisenke, ± 800 m ü. d. M. gelegen; die Badasenke, der Lindusee, vom Kulawikessel durch die Sibarongakette getrennt, nach den Sarasins ein ± 1400 m hoher, NS gestreckter Gebirgsstock mit ziemlich horizontaler Oberfläche.

Nach der Auffassung Ab.s sind alle diese Depressionen mit pliopleistozänen Süßwassersedimenten aufgefüllt. Fossilien sind in denselben bis jetzt nur vom Ufer des Lindusees bekannt geworden, wo die Sarasins Corbiculaschalen von wahrscheinlich pleistozänem Alter fanden.

Im Masupu-Barupugebiet ist die Barupudepression zwischen Karuagebirge und dem alttertiären vulkanischen Quarlesgebirge das bedeutendste jüngere (jungtertiäre-altquartäre) Einbruchsgebiet. In NO-Richtung ist diese Einsenkung mehr als 20 km lang; ihre Breite schwankt schätzungsweise von 4—9 km. Ihre Ausfüllung besteht aus vollkommen ungeschichteten pliopleistozänen Liparit- und Dazittuffen, die vom Maririe-Karuagebirge stammen. Auch die mit geschichtetem losen vulkanischen Sandmaterial aufgefüllte Kemirihochfläche am Oberlauf der Masupu ist nach Ab. als junges Einbruchsgebiet (vielleicht als Kesseleinbruch) aufzufassen.

In dem Granitgebiet der Mamasa querte Ab. drei größere Depressionsgebiete, am Oberlauf des Flusses die ungefähr NO verlaufende Mamasadepression, weiter südlich die gleichfalls NO streichende kleinere Malobodepression und die durch einen ca. 6 km breiten Zug von Andesiten und Trachyten von dieser getrennten Taboneeinsenkung, die ungefähr N 30 W verläuft.

Die geologischen Vorgänge, die zur Bildung des bis jetzt geschilderten komplizierten Bruchgebietes führten, sind im wesentlichen die folgenden: Mit dem Neogen setzten sehr beträchtliche epirogenetische Bewegungen ein. Die mitteltertiäre Fastebene, die zu Beginn des Neogen ca. 1000 m ü. d. M. lag, hebt sich bis zu 2000 m Höhe ü. d. M. heraus. Diese Erhebung denkt sich Ab. als Aufwölbung zu einer NNW verlaufenden Großfalte; mit dieser Aufwölbung war gleichzeitig ein Einsinken von Gebietsteilen im W und O der Großfalte und im Bereiche der Großfalte selbst infolge der entstandenen Raumvermehrung der Erdrinde die Bildung von sog. Distraktionsspalten und Grabenbrüchen verbunden. Aus den Spalten fanden allerdings fast ausschließlich nur im Gneis-Granitgebiet Eruptionen und Ausflüsse von andesitischen, trachytischen und anderen vulkanischen Materialen statt. Von der ursprünglichen Peneplain blieben nur noch lange, meridian gestreckte, abgeflachte Horstgebirge übrig.

2. Das jungtertiäre Randfaltengebirge an der Straße von Makassar.

Die an die Straße von Makassar angrenzenden Küstengebiete von M. C. sind zum größten Teil noch sehr wenig bekannt. Miozäne Molasse scheint hier das vorherrschende Gebirgsglied zu sein, jedoch ist deren westliche Grenze gegen das Granitgebiet von M. C. noch sehr unbestimmt. Noch nicht veröffentlichte Berichte von M. Mühlberg, auf die sich Ab. hauptsächlich stützt, lassen erkennen, daß das Küstengebiet zwischen Mamudju und Donggala hauptsächlich aus gefalteten tertiären Sedimenten und z. T. leuzitführenden Eruptivgesteinen besteht. Die Falten

halten sich in ihrem Streichen meist an die NO-Richtung, verlaufen aber nicht parallel, sondern diagonal zur Küstenlinie, die demnach jünger ist als die Falten; jedoch kommen auch Antiklinalen mit anderen Streichrichtungen vor. Bei Doda sind tertiäre z. T. ölführende Tone und Sandsteine stark und unregelmäßig gefaltet. Der gegenseitige Verband der einzelnen erkennbaren Antiklinalen ist schwierig feststellbar. Im Lariangfluß fand Ab. im Anschluß an die älteren Gesteine des Molengraaffgebirges zuerst z. T. ziemlich stark aufgerichtete, vielleicht neogene Sandsteine und Konglomerate, dann jüngere (? quartäre) Tone und schließlich in einer schmalen Küstenebene das jüngste Larangalluvium.

3. Das Latimodjong-Saädang Faltengebirge.

Die Gebirgsketten von M. C. sind von den Gebirgen, die den Südarm von Celebes erfüllen, scharf getrennt durch eine z. T. erst in der Quartärzeit über den Meeresspiegel emporgetauchte[1]) Niederung, die sich vom Golf von Boni bis an die Straße von Makassar ausdehnt. Die Seen vom Tempe und Sidenreng liegen in dieser Niederung als letzte, untiefe Überreste der ausgedehnten jungtertiären und quartären Meeresbedeckung, wie schon Wichmann (18) und die Sarasins (15) gezeigt haben.

Diese junge Niederung bildet die natürliche Grenzzone zwischen Süd- und Mittel-Celebes. Das nördlich aus ihr ansteigende Gebirgsland zerfällt nach Ab. in die folgenden morphologich-geologischen Elemente: a) das Küstengebirge von Paloppo, b) das Latimodjonggebirge, c) das Maroro-Saädang Allagebiet, d) den alttertiären Kalksteinzug zwischen Enrekang und Rante Pao, e) das vulkanische Tuffgebirge (Quarlesgebirge).

a) Das Küstengebirge von Paloppo ist sehr heterogen zusammengesetzt. Es zeigt an der Seeseite einen mindestens 80 km langen schmalen bis zu ± 750 m ansteigenden Zug von Diabas, der sich nördlich weit über Paloppo und südlich bis über den Tjimpufluß hinausstreckt. Direkt südlich von Paloppo bildet er die Unterlage des im wesentlichen alttertiären trachytisch-andesitischen Buarückens. Weiter westlich erscheint das Granitmassiv des B. Puang (2023 m) umgeben von Tonschiefern, deren Streichen von W 20° N bis N 35° W wechselt. Der Granit ist reich an Biotit, zeigt zuweilen Gneisstruktur und scheint von Aplit- und auch Liparitgängen durchsetzt zu sein. Ab. hat ihn zuerst für ein altes Gestein angesehen, in einem späteren Teile seines Werkes aber mit Bestimmtheit als jungen Granit bezeichnet. Zweifellos ist das Vorkommen von Andalusithornfels in der Nähe des Kontakts. Wing Erston (5) hält es jedoch noch nicht für entschieden, ob dieser ein kontaktmetamorph verändertes Glied der Maroroformation oder ein viel älterer Schiefer ist.

[1]) Die Hebung hält hier in der Gegenwart noch an. Ab. ist der interessante Nachweis geglückt, daß der westliche Teil dieser Niederung, die Pinrangebene noch in den letzten 50 Jahren sich um nicht weniger als 5 m gehoben hat.

Der weiter im Süden zwischen S. Tarra und S. Tjimpu dem Latimodjonggebirge vorgelagerte Teil des Küstengebirges besteht vorwiegend aus Gabbro, der lokal zu Amphibolit verändert ist.

b) Das Latimodjonggebirge. Auf dieses Gabbrogebiet folgen nach Westen zu die bis zu 3425 m hohen Latimodjongketten. Im Kern dieses Gebirges treten hochgradig metamorphe Gabbrogesteine (»Flasergabbro« bzw. Epidotchloritschiefer) auf und setzen u. a. den höchsten Gebirgskamm und so auch den von Ab. zum ersten Male erstiegenen Bulu Palaka (3320 m) zusammen. Auch Amphibolit ist vorhanden, aber weniger häufig. Diese Kette ist beiderseits begleitet von anderen kristallinen Schiefergesteinen (Glimmer- und Quarzitschiefern, Chloritschiefern, granatreichem Serizitschiefer, Marmor usw.). Auf den Flanken der Latimodjongkette kommen weiterhin im Verband oder abwechselnd mit metamorphen Diabasschiefern oder Diabastuffen dünngeschichtete seidenglänzende Phyllite und Tonschiefer vor, die über den kristallinen Schiefern zu liegen scheinen. In ihrem Alter werden sie von Ab. einmal dem oberen Teil der sog. malaiischen Formation von Volz oder auch der nach Ahlburg (2) paläozoischen Tinomboformation von N.-Celebes gleichgestellt, an anderer Stelle mit gewissen Phylliten von W.-Borneo verglichen und als untere Trias angesprochen. Hinde (9) fand in einer Probe Radiolarien (*Cenosphaera* und *Cenelipsis*). Auf der Ostseite der Latimodjongkette streichen sie N 20—25° W und fallen mit 25—30° nach O.

Der Bau der Latimodjongketten ist vermutlich sehr kompliziert, aber noch nicht völlig aufgeklärt. Die Schichten sind stark gefaltet und scheinen im großen ein NNW streichendes Gewölbe zu bilden, in dessen Flügeln Ab. Schuppenstruktur vermutet. Der NO-Flügel ist viel weniger steil als der SW-Flügel. Im übrigen hält Ab. das Latimodjonggebirge ähnlich wie das Nokilalakigebirge östlich vom Lindusee für einen hoch über die M. C.-Fastebene herausgepreßten Horst.

c) Das Mararogebiet. Die Latimodjongketten werden bis zu beinahe 1000 m Höhe beiderseits flankiert von einem niedrigen Bergland, das fast ganz von einer sehr mächtigen, äußerst fossilarmen, viel jüngeren Tonsteinformation gebildet wird. Diese nach Ab. jungkretazische violette Tonstein- oder Mararoformation setzt sich aus gelbbraunen, graublauen und rot- oder bräunlichvioletten Tonsteinen (zumeist Tonschiefern) zusammen, zwischen denen örtlich Bänke von Mergeln und Mergelschiefern und in den höheren Niveaus solche von fossilleerem dunklen Kalkstein und auch von Andesit mit Diabascharakter vorkommen, während an der Basis eine Sandstein- oder Konglomeratschicht zu liegen scheint. Die wenigen aus der Mararoformation von Dollfuss (4) beschriebenen Fossilien können nach dessen eigenem Zugeständnis ebensogut dem älteren Tertiär wie der oberen Kreide angehören. Die Lagerung der Mararoformation unter eozänen Schichten scheint allerdings bis zu einem gewissen Grade für Kreide zu sprechen.

Aus dem Profil der Übergangsschichten (bei AB. [1] S. 135) zwischen der Maroroformation und den darüber liegenden durch Fossilien in ihrem Alter bestimmten Gesteinbänken ist ersichtlich, daß die Lagerung der Maroroformation unter dem Eozän eine vollkommene konkordante und der Übergang ein ganz allmählicher ist. Da außerdem die fossilführenden Bänke nach DOLLFUSS (4) schon dem Lutétien anzugehören scheinen und die unmittelbar darunter liegenden Übergangsschichten nach AB. nur 20 m mächtig sind, so scheint mir noch kein zwingender Grund vorzuliegen, die Maroroformation von der Eozänserie zu trennen und sie als Kreide anzusprechen[1]). Zudem kommt, was immerhin auffallend ist, in dem gleichen und auch in anderen Gebieten von M. C. eine faziell gänzlich abweichende Schichtserie vor, die nach AB. gleichfalls Übergangsschichten zwischen Kreide und Tertiär darstellen sollen. In der Tat spricht auch VAN WATERSCHOOT V. D. GRACHT die rotviolette Tonsteinformation mit Bestimmtheit für Unter- bis Mitteleozän an.

Wie das Latimodjonggebirge, so ist auch die Maroroformation in ungefähr NW—SO streichende Falten gelegt, die allerdings einen so wenig regelmäßigen Verlauf nehmen, daß man von einer bestimmten Faltungsrichtung fast nicht reden kann. AB. spricht von den Synklinalen von Kalibu (oder Penanda) und von Kalossi und von den Antiklinalen östlich von Tandung und von Banti und ist sicher, daß deren noch mehr vorkommen. Die Faltung ist posteozän. Durch die jungtertiäre bis quartäre Bruchbildung ist das Gebiet der Maroroformation in Schollen zerstückelt, die stark voneinander abweichende Streichrichtungen zeigen. Die Brüche verlaufen im wesentlichen NS.

d) Der alttertiäre Kalksteinzug. Auf das Verbreitungsgebiet der Maroroformation folgt im Westen ein auffallender Zug von Kalksteinklippen, die sich, in einer nordsüdlich verlaufenden Reihe angeordnet, von Rante Pao bis in die Gegend von Enrekang erstrecken. WATERSCHOOT V. D. GRACHT (7) hält diese bis zu 1000 m hohen Kalksteinklippen für ein großes Korallenriff, das in der Maroroformation wurzelnd bis in die darüberliegende Tuff- und Breccienformation hineinwuchs. Aus den untersten Schichten dieser Riffe bestimmte RUTTEN *Nummulites javanus* VERB. var. j., *N. bagalensis* 2 VERB. var. *megasphaerica* RUTTEN. Die untersten Teile dieser Kalke[2]) sind also jedenfalls eozän. Bei Makale

[1]) Es sei hier darauf hingewiesen, daß AB. S. 1516 irrtümlicherweise auch die früher als Tissotienkalke beschriebenen Ablagerungen von Buru, die jetzt als Neotibetiteskalke bezeichnet werden und zur oberen Trias gehören, noch für kretazisch hält.

[2]) Im Gebiete dieses Kalksteinzuges traf AB. zwischen Passar Kira und Kalossi den Boden übersät mit Kügelchen von Eisen- und Mangankonkretionen, die aus dem Nummulitenkalkstein stammen sollen, was sehr unwahrscheinlich ist. Es dürfte sich hier wohl um rezente Bohnerze handeln, ähnlich denen, die LANG (Zentralbl. für Min. etc. 1914) zuerst von Malakka und Süd-Sumatra beschrieben hat. Es sei an dieser Stelle kurz darauf hingewiesen, daß rezente Bohnerzbildungen im ostindischen Archipel anscheinend weit verbreitet sind, wenn sie früher auch

und Rante Pao im Saädangflußgebiet kommen jedoch auch Riffkalke mit *Heterostegina margaritata* SCHLUMBG. und *Cycloclypeus communis* MARTIN vor, die von DOLLFUS zum Aquitan gestellt werden.

Dieser Kalksteinzug trennt das Gebiet der Mararoformation von dem

e) Quarlesgebirge. Dieses durch zerhackte und scharfe keilförmige Konturen ausgezeichnete Gebirge besteht aus vulkanischen Tuffen, die westlich des Saädangflusses eine Mächtigkeit von 2—3 km erreichen, nach O und W hin aber schnell an Dicke abnehmen. Sie bilden die Ausfüllung eines Grabens und sind in verhältnismäßig kurzer Zeit im älteren Eozän submarin abgesetzt worden. Der B. Sadoko und B. Sesean werden als Eruptionspunkte dieser bombenreichen Tuffe angesehen.

Die Tufformation des Quarlesgebirges wird von AB. in drei Stufen gegliedert. Über den normalen Sedimenten des ältesten Eozän folgen zuerst Trachyt und Andesittuffe, worin vereinzelt Radiolarien und Globigerinen gefunden wurden; darauf verschiedenartige Leuzitgesteine und schließlich nochmals Andesit- und Trachyttuffe und untergeordnet Basalt- und Liparittuffe.

Das Alter der Tuffe läßt sich vorläufig nur nach ihrer Lagerung unter dem Nummulitenkalkstein und über den Ton- und Sandsteinschichten des ältesten Tertiärs bestimmen. Die Tuffe müssen demnach alttertiär sein.

Durch die posteozäne Faltung ist die Tufformation in eine Anzahl breiter und mächtiger Falten gelegt worden, die sich in ihrem Verlauf hauptsächlich an die NW-Richtung halten. Der südlichste dieser Faltenzüge ist die breite und flache Lettaantiklinale zwischen dem Golf von Mandar und der Mamasa. Das linke Ufergebirge dieses Flusses wird von der spitzen Bakusenantiklinale gebildet. Weiter nach NO folgt die Antiklinale des Pitugebirges, dann die S. Tokeantiklinale, eine Antiklinale bei Karandong und schließlich westlich von Rante Pao die ca. 10 km lange Antiklinale des B. Mamulu, die im NW durch die Maitingverwerfung und im SO durch die Rante Paoverwerfung abgeschnitten wird.

4. Das Peridotitgebiet.

Das Verbeekgebirge besteht nach AB. im wesentlichen aus einer mindestens 1100 m dicken Peridotitplatte[1]), die ein Gebiet von gewaltiger Ausdehnung bedeckt, auch wenn sie sich östlich von dem Matana- und Towutisee vielleicht nicht so weit nach O erstreckt als AB. annimmt.

---

nicht immer als solche erkannt worden sind, so z. B. in Ost-Celebes (17) S. 744, in West-Buru (WANNER, Zur Geol. u. Geogr. von West-Buru, Neues Jahrb. f. Min. Bd. XXIV, 1907, S. 142), auf Obi majora (WANNER, Neues Jahrb. f. Min. etc. Ber. XXXVI, 1913, S. 576) und auf Halmahera (GOGARTEN, Verh. van het Geol. mynb. Genootsch. voor Nederland en Kol., Teil II, S. 269).

[1]) AB. spricht auffallenderweise bald von einer Peridotitplatte, bald von einem Batholithen und bald von einem Lakkolithen, scheint jedoch im allgemeinen der Vorstellung eines Batholithen den Vorzug zu geben.

Da die Peridotite des Verbeekgebirges vermutlich auch noch weit in den SO-Arm von Celebes hinein sich fortsetzen, so handelt es sich jedenfalls um eines der größten, wenn nicht das größte zusammenhängende Peridotitvorkommen, das wir kennen. Harzburgit und Lherzolith und die hieraus hervorgegangenen Serpentine sind hier die hauptsächlichsten Vertreter des peridotitischen Magmas. Seltener sind Dunit, Wehrlit, Bronzitzoisitfels und Uralitdiabas. Unter dem Mikroskop zeigen die meisten untersuchten Proben starke Pressungserscheinungen.

Was das Alter dieser peridotitischen Gesteine anlangt, so ist es sehr wahrscheinlich, daß sie im wesentlichen mesozoisch sind. Ab. versucht zwar darzutun, daß sie, und auch die in M. C. vorkommenden Gabbros, Diabase und Diabastuffe speziell untertriadisch seien, eine Auffassung, die auf folgenden Voraussetzungen fußt: 1. daß die genannten basischen Eruptiva in M. C. alle das gleiche Alter besitzen; 2. daß die seideglänzenden Phyllite, mit denen Diabastuffe nördlich der Larodepression wechsellagern sollen, gleichaltrig sind mit ähnlichen Gesteinen von W.-Borneo und 3. daß die letzteren wirklich untertriadisch sind. Für keine dieser Voraussetzungen kann heute ein strikter Beweis erbracht werden. Man kann hingegen Ab. nur beistimmen, wenn er an anderer Stelle über das Alter dieser basischen Gesteine sagt, »daß sich bis jetzt nicht mit Sicherheit feststellen läßt, ob sie in M. C. überall gleichaltrig sind«. Es sei daran erinnert, daß in Ost-Celebes gabbroide Gesteine vorkommen, die nach meinen Beobachtungen (17) tertiären Alters sind, was von Hotz (11) bestätigt worden ist.

Auf den Peridotiten des Verbeekgebirges liegen nach Ab. Reste einer höchstens 200—300 m mächtigen prätertiären Sedimentdecke, und zwar a) Radiolarite, b) Globigerinenmergel und Kalksteine, Ab.s Übergangsbildungen von Kreide zu Tertiär. Die Radiolarite sind anstehend bis jetzt nur an einer Stelle im SW des Matanasees von den Sarasins (15) beobachtet worden. Hinde (9), der die Radiolarien in den von Ab. gesammelten Geröllproben untersuchte, kam zu dem Ergebnis, daß sie nicht älter als jurassisch sind; Dollfus (4) hält sie für oberjurassisch oder unterkretazisch. Das sind Ansichten, für die kein Beweis erbracht ist. Sicher ist vorläufig nur, daß die Celebes-Radiolarite mesozoisch sind.

Die von Ab. als Übergangsbildungen von Kreide zu Tertiär zusammengefaßten Schichten bestehen aus Tonsteinen, Tonschiefern, Mergeln, Mergelschiefern, Kalkmergeln, Kalkmergelschiefern, Mergelkalksteinen, braunroten Mergeln und weißem Kalkstein in Wechsellagerung, Kalksteinen, Globigerinenkalken und grobkristallinen Kalksteinen. Die Mächtigkeit dieser Serie wird von Ab. auf höchstens 200 bis 300 m veranschlagt. Globigerinen sind die einzigen hieraus bekannten Fossilien; sie gestatten bis jetzt keine zuverlässige Altersbestimmung. Wenn Ab. diese Schichten als Übergangsbildungen zwischen Kreide und Tertiär anspricht, so darf nicht vergessen werden, daß diese Auffassung sich lediglich auf eine Beobachtung in dem tektonisch sehr komplizierten

Latimodjonggebirge stützt, wo bei Uru eine ähnliche Serie von stark gefältelten Ton- und Kalksteinschichten zwischen der Maroroformation und den eozänen Nummulitenkalken liegen soll. HIRSCHI (10), der die gleichen Schichten im Verbindungsstück von M. C. mit dem Ostarm auffand, hält sie für mesozoisch.

Bei der Unsicherheit, die in der Altersbestimmung dieser Sedimente und der Radiolarite und Peridotite noch herrscht, kann natürlich auch den folgenden Sätzen AB.s, die in kurzen Zügen die geologische Geschichte dieses Gebiets wiedergeben, nur eine bedingte Richtigkeit zuerkannt werden. »Der Peridotitbatholith trat im späteren Mesozoikum aus dem Meere hervor, worauf seine Umschalung von Gabbro und Diabas und den daraufliegenden Tiefseesedimenten bis auf den Peridotitkern denudiert wird. In der Übergangszeit von Kreide und Tertiär ist das Gebiet Meer gewesen; es sind Globigerinenmergel und Kalksteine zum Absatz gelangt.«

Die über dem Peridotit liegenden Mergel und Kalksteinschichten sind nach AB. äußerst intensiv gefältelt. Die darüber liegenden dickeren massiven Kalksteinbänke lassen diese intensive Fältelung nicht erkennen; sie fallen am Taiparücken ziemlich regelmäßig mit 20° nach NNO. AB. gibt für diese Erscheinung die folgende Erklärung. »Eine nebensächliche Erscheinung der posteozänen Faltung ist die Entstehung von Gleitbewegungen des obersten massiven Kalksteins über den peridotitischen Untergrund, wobei die als Schmiermittel ausgezeichnet fungierende Zwischenserie von dünnem Mergel und Kalkstein gneisartig ineinander gefaltet wird.« Von einer wirklichen Faltung wäre also nach AB. in diesem Gebiete keine Rede. Aus der Sammlung HIRSCHIS liegt mir ein Kalkmergelstück aus dem Paägebirge vor, das die von AB. beschriebene gneisartige Fältelung in ausgezeichneter Weise zeigt. Das Stück erinnert an die »Couches rouges« der Alpen und dürfte jedenfalls auf jeden Beschauer den Eindruck eines aus einem äußerst intensiv gefalteten Gebirge stammenden Gesteines machen. Auch erweisen sich die ca. 1 mm dicken reichlichen Kalklagen, die in diesem Stück mit rotbraunen Mergellagen abwechseln, als hochgradig metamorph. Ich kann daher den erwähnten Erklärungsversuch AB.s noch nicht für gesichert halten und möchte an der Auffassung festhalten, daß es sich hier um eine wesentliche Erscheinung der Faltenbildung handelt, die ja auch ohne die Annahme von Gleitbewegungen erklärbar ist, da die härteren massiven Kalkbänke der Faltung naturgemäß einen stärkeren Widerstand entgegensetzten als die weicheren Mergel und dünnen Kalksteinlagen. Auch sind echte mesozoische Radiolarite bis jetzt nur aus stark gefalteten Gebirgen bekannt geworden. In der Tat nimmt auch AB. selbst an, »daß die posteozänen Druckkräfte im Peridotit und der darüberliegenden Sedimentdecke nicht ganz ohne Wirkung geblieben zu sein scheinen.« Als eine solche Wirkung faßt er die Bankung im Peridotit (Str. N 25 W) SW von Balambano und von WNW bis NNW streichende Bruchlinien

auf, die von der Usubai am Golf von Boni bis an dem Golf von Toli vorhanden sind.

Bei den jüngeren tektonischen Vorgängen, die das Verbeekgebirge betroffen haben, handelt es sich jedoch zweifellos im wesentlichen um epirogenetische Bewegungen und um Bruchbildungen. Durch den Zug, der in der antiklinalen Region des sich hebenden Peridotitgebietes auftrat, entstanden nach Ab. hauptsächlich Brüche und Senken bzw. die gerade ungefähr in der Mitte zwischen den Küsten des Golfes von Boni und Toli liegenden Seen (Matana-Towutisee u. a.). Die Heraushebung des Peridotitgebietes und damit der erste Anfang der Bildung dieser Seen hat nach Ab. noch im Eozän begonnen, sich aber in der Hauptsache in zwei späteren Perioden, im Neogen und Quartär vollzogen. Die Bruchlinien sollen nicht nur ± NW, sondern auch NS und OW verlaufen. »Der ganze SO-Arm im Bereiche des Seengebiets ist in Schollen zerbrochen.« Um den geologischen Nachweis dieser Bruchlinien ist es freilich noch schlecht bestellt; jedoch sprechen viele morphologische Gründe für die Annahme einer komplizierten jüngeren Bruchtektonik, daß man diese Auffassung ohne weiteres teilen kann. Auch trat die Bruchbildung sowohl im Neogen als im Quartär nicht als ein einmaliger Vorgang auf, sondern als eine Reihe von aufeinander folgenden Ereignissen. Die heutigen Seen und Senken zeigen nämlich alle Stadien der Auffüllung, der bis 590 m tiefe Matanasee, dessen Spiegel 382 m ü. d. M. liegt, ganz frische Merkmale der Einsenkung durch seine steilen Ufer und den unebenen, häufig felsigen Boden.

Ähnlich wie im Verbeekgebirge sind die geologischen Verhältnisse weiter nördlich im Gebiete des Laaflusses im O des kristallinen Schiefergebirges und im Verbindungsstück des Ostarms mit M. C., das zuerst von Hirschi (10) und kurz darauf von Ab. gequert wurde. Aus der Laadepression erhebt sich im O der ± 700 m hohe Tometindorücken als ein von parallelen NNW verlaufenden Brüchen begrenzter Horst. Er besteht aus Mergeln, Kieselschiefern und Kalksteinen der sog. Übergangsserie zwischen Kreide und Tertiär. Die Mergel, die Globigerinen führen, sind wie im Verbeekgebirge stark gefältelt. An den Tometindohorst schließt sich im O ein Graben von 7—8 km Breite, in dem der kleine Lowosee den Überrest einer früheren ausgedehnten Seebedeckung bildet. Dann folgt der Horst des Lambologebirges, dessen Gesteine ganz mit denen des Verbeekgebirges übereinstimmen. An seinem Ostfuß und zugleich an einer jetzt submarinen Depression liegt Kolone Dale. Diese Depression wird nach Osten durch einen weiteren schmalen Küstenhorst von 150 m Höhe abgelöst, der an der tiefen Tomoribai abbricht. Diese Bruchlinie scheint den Verlauf der Ostküste von M.- und SO.-Celebes auf eine Länge von ± 200 km nach SO zu bestimmen. So wird das Gebirge im Osten des kristallinen Schiefergebirges von M. C. von NW—NNW verlaufenden Brüchen beherrscht, die nach Osten zu stets niedriger werdende Horste von den dazwischenliegenden Gräben trennen.

Das Verbindungsstück des Ostarmes mit M. C. erinnert tektonisch an die Fossa Sarasina im Gneis-Granitgebirge. Es ist durch mehrere Einbruchsgebiete ausgezeichnet, die in SO—NW-Richtung angeordnet sind. Auch das Tukalagebirge weiter im Osten hält sich in seinem Verlauf an diese Richtung. Die Reihe der Einbrüche beginnt im Südosten mit der Tomoribai und der sich hieran schließenden Sumaraebene. Die Peridotite des Lambologebirges, die sich bis an die Nordküste des Golfes von Tomori fortsetzen, begrenzen diesen Einbruch am Golf von Tomori und im südlichen Teile der Sumaraebene. Im nördlichen Teile derselben schließen sich am S. Masoja amphibol- und olivinführende Norite an, die von Ab. mit den Harzburgiten des Verbeekgebirges in Zusammenhang gebracht und als zu der ursprünglichen Umschalung dieses großen Peridotitbatholithen gehörig aufgefaßt werden. Aus der Sumaraebene erhebt sich gut 500 m ansteigend das Paägebirge als ein aus Kieselschiefern und grauen und braunen, zuweilen globigerinenreichen Kalksteinen aufgebauter Horst. Nach Hirschi (10) sind die Kalksteine stark gestört und die roten tonigen Kalke erscheinen, wie schon oben bemerkt wurde, stark gefältelt. Auch hier erklärt Ab. die intensive Fältelung durch Gleitung. Auf das Paägebirge folgt im Ntotu'atale ein zweites Einbruchsgebiet, das von meist steil aufgerichteten, NW streichenden Mergelsandsteinen und polygenen Konglomeraten vermutlich neogenen Alters erfüllt ist. Hieran schließt sich im NW der Liwutorücken und weiterhin inmitten der Landenge der noch heute z. T. sumpfige Larokessel. Dann folgt der Weaorücken und schließlich das Ntalilital (= Wuntalilital bei Hirschi) mit steilstehenden und stark verfalteten Diabastuffen und phyllitischen Tonschiefern, die auch an der Tominiküste von Oë Kuli bis Tandjong Tibu anhalten. Radiolarite sollen nach Ab. hier und anderswo im Verbindungsstück des Ostarms mit M. C. nur als Gerölle vorhanden sein, weil die zur Triaszeit auf den Peridotitgesteinen abgesetzten Sedimente später so vollständig abgetragen worden sein sollen, daß nur die harten Radiolarite als Gerölle übrigbleiben. Demgegenüber steht jedoch die Beobachtung Hirschis, »daß in die phyllitischen Tonschiefer und Diabastuffe reichlich rote, weißgeäderte Radiolarite und ziegelrote Tonschiefer eingeklemmt sind, die NS streichen mit einem Einfallen von ca. 50—70° nach O und W.«

Die Verbindung Madagaskars mit Afrika in der geologischen Vorzeit.

Von Prof. Dr. **Th. Arldt** (Radeberg).

(Mit einer Karte im Text.)

Literaturverzeichnis.

1. Th. Arldt, Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Leipzig 1907.
2. Th. Arldt, Die Ausbreitung der terricolen Oligochäten im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung des Erdreliefs. Zool. Jahrb. Abt. Syst. XXVI, 1908, S. 285—318.
3. Th. Arldt, Die Ausbreitung einiger Arachnidenordnungen (Mygalomorphen, Skorpione, Solifugen, Pedipalpen, Palpigraden). Arch. Naturg. LXXIV, 1908 I, S. 389—458.
4. Th. Arldt, Die Ausbreitung einiger Dekapodengruppen. Arch. Hydrobiol. u. Planktonkunde. V, 1910, S. 257—282.
5. Th. Arldt, Geologische und geographische Verbreitung der Primaten. Polit. Anthrop. Revue. XII, 1913, S. 82—96.
6. Th. Arldt, Die Stammesgeschichte der Primaten und die Entwicklung der Menschenrassen. Fortschritte der Rassenkunde. Heft 1. 1915.
7. Th. Arldt, Zur Ausbreitung der Land- und Süßwassermollusken. Arch. Naturg. LXXXI, 1915 A, S. 16—84.
8. Th. Arldt, Die Ausbreitung der Vögel. Arch. Naturg. LXXXI, 1915 A, 1916, S. 13—136.
9. Th. Arldt, Die Ausbreitung der Lurche. Arch. Naturg. LXXXII, 1916 A, 1917, S. 94—151.
10. Th. Arldt, Handbuch der Paläogeographie. I. Paläaktologie. Berlin 1917/19.
11. Th. Arldt, Zur Ausbreitungsgeschichte der Fische, besonders der Fische der knotinentalen Gewässer. Arch. Hydrobiol. u. Planktonkunde (noch nicht erschienen).
12. E. Dacqué, Der Jura im Umkreis des lemurischen Kontinentes. Geol. Rundsch. I, 1910, S. 148—168.
13. C. Diener, Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math.-nat.Kl. XCII, 1915, S. 405—549.
14. F. Frech, Lethaea palaeozoica. Bd. II. Stuttgart 1897—1899.
15. F. Frech, Lethaea mesozoica. I. Trias. Stuttgart 1908.
16. M. Fritz, Paläogeographische Erdkarten. Wien 1916.
17. J. S. Gardiner, The Indian Ocean. Geogr. Journ. XXVIII, 1906, p. 313—332, 454—471.
18. J. S. Gardiner, The Seychelles Archipelago. Geogr. Journ. XXIX, 1907, p. 148—178.
19. G. Grandidier, Recherches sur les Lémuriens disparus et en particulier sur ceux qui vivaient à Madagascar. Nouv. Arch. Mus. Paris 4. s. VII, 1905, p. 1—144.
20. M. Groll, Veröff. Inst. Meereskunde. N. S. Heft 2, 1912.
21. A. Handlirsch, Beiträge zur exakten Biologie. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. CXXII, Abt. I, 1913, S. 361—481.
22. E. Haug, Les géoysnclinaux et les aires continentales. Bull. Géol. Soc. France. 3. s. XXVIII, 1900, p. 617—711
23. E. Haug, Traité de Géologie. Paris 1908—1911.
24. E. Hennig, Die Entwicklungsgeschichte des afrikanischen Kontinentes. Peterm. Mitt. LXIII, 1917, S. 73—76, 113—118, 145—148.

25. J. Hewitt, A comparative Review of the Amphibian Faunas of South Africa and Madagascar, with some Suggestions regarding their former Lines of Dispersal. Ann. Transv. Mus. 1911, p. 1—11.
26. D. F. Heynemann, Die geographische Verbreitung der Nacktschnecken. Abh. Senckenb. Naturf. Ges. XXX, 1906, S. 1—92.
27. H. v. Jhering, Archhelenis und Archinotis. Leipzig 1907.
28. H. v. Jhering, Die Umwandlungen des amerikanischen Kontinentes während der Tertiärzeit. Neues Jahrb. Mineral. Beilagebd. XXXII, 1911, S. 134—176.
29. F. Katzer, Das Amazonasdevon und seine Beziehungen zu den anderen Devongebieten der Erde. Sitz.-Ber. Böhm. Ges. Wiss. Math.-nat. Kl. Prag 1897, S. 1—50.
30. F. Katzer, A Fauna devonica do Rio Maecuru. Bol. Mus. Paraense II, 1897, p. 204—246.
31. E. Koken, Die Vorwelt und ihre Entwicklungsgeschichte. Leipzig 1893.
32. E. Koken, Indisches Perm und permische Eiszeit. Neues Jahrb. Mineral. 1907, Festband, S. 446—546.
33. F. Kossmat, Paläogegraphie. Leipzig 1908, 2. Aufl. 1916.
34. K. Kraepelin, *Scorpiones* et *Pedipalpi*. Das Tierreich, Lief. 8. 1899.
35. K. Kraepelin, *Palpigradi* et *Solifugae*. Das Tierreich. Lief. 12. 1901.
36. K. Kraepelin, Die geographische Verbreitung der Skorpione. Zool. Jahrb. Syst. XXII, 1905, S. 321—364.
37. E. Lange, Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Anneliden der *Trigonia Schwarzi*-Schicht nebst vergleichender Übersicht der Trigonien der gesamten Tendaguruschichten. Arch. Biontol. III, 1914, S. 193—289.
38. R. Langenbeck, Die Komoren. Peterm. Mitt. LXIII, 1917, S. 247—249.
39. A. de Lapparent, Traité de Géologie. Paris. 4. éd. 1900; 5. éd. 1906.
40. P. Lemoine, Madagaskar. Handb. region. Geol. VII, 4, 1911.
41. R. Lydekker, Die geographische Verbreitung und geologische Entwicklung der Säugetiere. 2. Aufl. 1901.
42. W. D. Matthew, Hypothetical Outlines of the Continents in Tertiary Times. Bull. Am. Mus. Nat. Hist. XXII, 1906, p. 353—383.
43. P. Merian, Die Bedeutung der Spinnen für die Tiergeographie. Zürich 1910.
44. W. Michaelsen, Oligochaeta. Das Tierreich. Lief. 10. 1900.
45. W. Michaelsen, Die geographische Verbreitung der Oligochäten. Berlin 1903.
46. M. Neumayr, Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. Ak. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. L, 1885, S. 57—142.
47. M. Neumayr, Erdgeschichte. Leipzig 1886/87; 2. Aufl. 1895.
48. A. E. Ortmann, The Geographical Distribution of Fresh Water Decapods and its Bearing upon Ancient Geography. Proc. Am. Phil. Soc. XLI, 1902, p. 267—400.
49. A. Pagenstecher, Die geographische Verbreitung der Schmetterlinge. 1909.
50. H. A. Pilsbry, Manual of Conchology. Pulmonata IX. Guide to the Study of *Helices*. 1895.
51. H. A. Pilsbry, Manual of Conchology. Pulmonata. XVIII. *Achatinidae: Stenogyrinae* and *Coelioxinae*. 1907.
52. H. A. Pilsbry, Manual of Conchology. XIX. *Oleacinidae, Ferrusacidae*. 1908.
53. R. J. Pocock, Scorpions and their Geographical Distribution. Nat. Sc. 1894, p. 353—364.
54. R. J. Pocock, The Geographical Distribution of the Arachnida of the *Pedipalpi* and *Solifugae*. Nat. Sc. 1899.
55. R. J. Pocock, On the Geographical Distribution of Spiders of the Order *Mygalomorphae*. Proc. Zool. Soc. London 1903, I, p. 340—368.
56. R. Ridgway, On Birds collected by Dr. W. L. Abbott in the Seychelles, Amirantes, Gloriosa, Assumption, Aldabra and adjacent Islands with Notes on Habits etc. by the Collector. Proc. U. S. Nat. Mus. XVIII, 1895, p. 509—446.

57. Ch. Schuchert, The Paleogeography of North America. Bull. Geol. Soc. Am. XX, 1910, p. 427—606.
58. Ch. Schuchert, Climates of Geologic Time. Carnegie Inst. Washington. Publ. 192, 1914, p. 263—298.
59. G. W. Tryon, Manual of Conchology. Pulmonata I. *Testacellidae, Oleacinidae, Streptaxiidae, Helicoidea, Vitrinidae, Limacidae, Arionidae.* 1885.
60. G. W. Tryon, Manual of Conchology. Pulmonata II. *Zonitidae.* 1886.
61. V. Uhlig, Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitt. Geol. Ges. Wien. IV, 1911, S. 329—448.
62. A. Voeltzkow, Die Komoren. Stuttgart 1914.
63. A. R. Wallace, Die geographische Verbreitung der Tiere. 1876.
64. A. R. Wallace, Island Life. 2. Ed. 1892.
65. B. Willis, A Theory of Continental Structure applied to North America. Bull. Geol. Soc. Am. XVIII, 1907, p. 389—412.
66. J. Zwierzycki, Die Cephalopodenfauna der Tendaguruschichten in Deutsch-Ostafrika. Arch. Biontol. III, 1914, S. 1—96.

Das ausgeprägteste Beispiel einer Restinsel, das wir auf der Erde kennen, ist zweifellos die große Insel Madagaskar. In ihrem Bau wie in ihrer Lebewelt steht sie dem benachbarten Festlande Afrika durchaus selbständig gegenüber und kann nicht als ein bloßes, von diesem abgelöstes Schollenstück betrachtet werden, wie Borneo und die andern Südseeinseln bei Asien, wie Neuguinea und Tasmanien bei Australien, wie Großbritannien und die großen Mittelmeerinseln bei Europa. Man betrachtet sie vielmehr als letzten Rest eines alten Festlandes Lemurien, das sich nordostwärts bis Vorderindien hinzog. Es erhebt sich aber dann die wichtige Frage, inwieweit dieses Lemurien mit den benachbarten Festländern Afrika und Asien in Verbindung getreten ist. Mußte doch dadurch die atlantisch-mediterrane Meerestierwelt von der indopazifischen scharf geschieden werden, während eine Landbrücke den Austausch asiatischer und afrikanischer, also nordischer und südlicher Landbewohner ermöglichte. Gerade was die Verbindung Lemuriens mit Afrika anlangt, so haben unsere Ansichten in den letzten Jahrzehnten eine wesentliche Klärung und Vertiefung in der Richtung erfahren, daß die Selbständigkeit von Madagaskar gegenüber Afrika immer deutlicher hervorgetreten ist. Die Rinne, die beide heute scheidet, ist nicht eine junge Bildung, wie die abyssischen Gräben am Rande des Großen Ozeans oder die Kesseleinbrüche der Mittelmeere, die mit der alpinen Gebirgsfaltung der Tertiärzeit in Beziehung stehen müssen, sondern sie reicht weit in das Mesozoikum zurück. Dies veranlaßte Haug (22, 629), die Rinne zwischen Afrika und Lemurien als Geosynklinale zu betrachten, als negatives Element im Sinne von Willis (65, 393. 398) und Schuchert (57, 447—475). Allerdings hat es nach ihm diese Rolle nicht in der ganzen Erdgeschichte gespielt (23). Diese Senke, Neumayrs (46, 132) äthiopisches Mittelmeer, können wir nach Analogie von Atlantik, Skandik u. a. kurz als Äthiopik bezeichnen (10, 300).

Werfen wir zunächst einen Blick auf die erdgeschichtlichen Beziehungen zwischen Madagaskar und Afrika, wie sie uns auf den paläogeo-

graphischen Erdkarten als Abbild der geologischen Feststellungen entgegentreten. Bei HAUG (23, 613) sehen wir im Kambrium die äthiopische Synklinale als mutmaßlich ausgebildet bezeichnet Ostafrika bedecken. Dagegen lassen FRECH (14), LAPPARENT (39, a, 793; b, 774) und ARLDT (1, K. 13) Madagaskar im Unterkambrium mit Afrika zusammenhängen. Vom Oberkambrium an bis zur Trias bildet dann nach dem übereinstimmenden Urteil von FRECH (14; 15), LAPPARENT (39), HAUG (23), ARLDT (1), KOSSMAT (33, K. 1—4), SCHUCHERT (58, 267) und FRITZ (16, K. 1. 2) das Gebiet einen zentralen Teil des großen Südkontinentes, der Gondwanis oder Holonotis. Auch die Paläogeographen, die dieses umfassende Südland verwerfen, halten doch für das Paläozoikum an der Verbindung zwischen Afrika und Madagaskar fest. So läßt KATZER (29; 30) auf seiner Devonkarte beide in breiter Verbindung miteinander stehen, ebenso KOKEN (32) für die permische Zeit nach der großen Vereisung. Madagaskar bildete hiernach eine afrikanische Halbinsel. Auch DIENER (13) läßt Madagaskar für die Trias noch mit Afrika zusammenhängen, wenn auch in viel schmalerer Verbindung, als die andern bisher erwähnten Paläogeographen. Der Äthiopik ist schon von Südpersien bis zum Nordende der Straße von Mosambique ausgebildet und überflutet die Komoren und Aldabra, aber nicht Seychellen und Amiranten. Auch von Süden her dringt das Meer buchtenartig zwischen Afrika und Madagaskar ein. KOSSMAT (33, b, K. 4) zeichnet den Äthiopik in seiner neuen Auflage ebenfalls bis in die Straße von Mosambique. Auch HENNIG (24) läßt das Triasmeer wenigstens bis zur Nordspitze Madagaskars reichen und auch Amiranten und Seychellen überfluten. Die Komoren sind dagegen Land und infolgedessen ist Madagaskar breit mit dem Festlande verbunden.

Im Jura ist das Vorhandensein des Äthiopik gesichert. Nur über seine Ausdehnung gehen die Ansichten etwas auseinander. NEUMAYR (46; 47), HAUG (23, 1113), ARLDT (1, K. 18) und DACQUÉ (12) lassen wohl den Äthiopik durch die Straße von Mosambique hindurchdringen, aber doch die Lemuris südlich davon noch mit Südafrika verbunden sein. Die gleiche Annahme machen LAPPARENT (39, a, 1102; b, 1124) und FRITZ (16, K. 3) wenigstens für den Lias: Vom Dogger an aber lassen LAPPARENT (39, a, 1144. 1177. 1234; b, 1154. 1203. 1258), UHLIG (61) und FRITZ (16, K. 4) den Äthiopik mit dem südlichen Meere verbunden sein und die Lemuris ganz von Afrika trennen. Die gleiche Annahme macht HENNIG (24) auf seiner Karte für den ganzen Jura, eine Ansicht, der auch KOSSMAT (33, a, 89; b, 93) im Texte seiner Paläogeographie selbst für den Lias ausdrücklich zustimmt.

Die gleichen Unterschiede in der Auffassung gelten auch für die Kreidezeit. KOKEN (31, K. 1) und im Anschluß an ihn ORTMANN (48, 381) und ARLDT (1, K. 19) lassen die Lemuris im Süden noch mit Afrika verbunden sein, ORTMANN in der Oberkreide bei Mosambique, den Komoren und Aldabra, in der Unterkreide wie die andern und die Jurapaläogeo-

graphen im Südwesten von Madagaskar. Dagegen nehmen Lapparent (39, a, 1309. 1376; b, 1297. 1352. 1385. 1427), Haug (23, 1358. 1359), Kossmat (23, K. 5), Handlirsch (21, 470), Fritz (16, K. 5) und Hennig (24) einen vollkommen durchgehenden Äthiopik an.

Auch fürs Tertiär sind die Ansichten nicht ganz gleichmäßig. Die Trennung Madagaskars von Afrika betonen für das Eozän Lapparent (39, a, 1455; b, 1514), Haug (23, 1564), Kossmat (23, K. 6) und Hennig (24), Matthew nur für das unterste Eozän (42, 356). Im oberen Eozän nimmt er eine Mosambiquebrücke zwischen Madagaskar und dem Festlande an (42, 360). Eine entsprechende schmale Landverbindung finden wir auch bei Koken (31, K. 2), Ortmann (48, 383), Arldt (1, K. 20) und Handlirsch (21, 472), bei v. Jhering (27; 28) sogar eine breite, ebenso im Oligozän bei Fritz (16, K. 6). Darüber, daß in dieser Zeit wenigstens eine schmale Brücke beide Länder verband, stimmen auch Matthew (42, 364), Arldt (1, K. 20), Kossmat (23, K. 6) und Hennig (24, 116) überein. Koken (31, K. 2), Lapparent (39, a, 1539; b, 1607), Arldt (1, K. 21), Handlirsch (21, 473) und Hennig (24, 116) lassen diese Brücke auch im Miozän noch fortbestehen, während Ortmann (48, 385) und Matthew (42, 366) in diesem die Straße von Mosambique schon bestehen lassen. Im Pliozän und Quartär sind dagegen Koken (31, K. 2), Ortmann (48, 385), Matthew (42, 367. 369) und Arldt (1, K. 22) vollkommen einig über die Isolierung Madagaskars.

Es herrscht demnach unter den Paläogeographen Übereinstimmung darüber, daß vom Oberkambrium bis zur Mitteltrias und im Oligozän Madagaskar mit Afrika verbunden, seit dem Pliozän von ihr getrennt war. Abweichungen ergaben sich dagegen für das Unterkambrium, für die Zeit vom Keuper bis zum Eozän und für das Miozän. Auf diese Formationen ist daher besonderes Augenmerk zu richten.

Für die jüngsten Perioden können die Tiefenverhältnisse des Meeres (20) einen gewissen Anhalt über den Verlauf alter Landbrücken geben, wenn es auch natürlich nicht angeht, Isobathen alten Küstenlinien gleichzusetzen, wie das zuweilen geschieht. Nun zieht sich vom Nordende von Madagaskar in nordwärts geschwungenem Bogen eine schmale untermeerische Schwelle über die Gloriosoinseln nach den Komoren und setzt sich von hier nach dem Festlande hin fort, sinkt dabei allerdings bis zu 2230 m Tiefe ab. Hier ragt aber, die tiefe Einsattelung trennend, die St. Lazarusbank bis zu nur 6 m Tiefe empor. Auf dieser Schwelle ragen nun die korallinen Gloriosoinseln und die vulkanischen Komoren (62; 38) empor, die aber doch nicht als rein ozeanische Inseln angesehen werden können, da auf der Komoreninsel Mayotte Rotkupfererz gefunden worden ist. Südlich von der Gloriososchwelle sinkt der Boden des Meeres bis zu einer Tiefe von 3525 m ab und Tiefen von 3000 m und darüber treffen wir in dem ganzen nördlichen Teile der Straße von Mosambique. Erst an der engsten Stelle der Straße, wo diese zwischen Mosambique und Kap St. André nur 400 km breit ist, springt der mada-

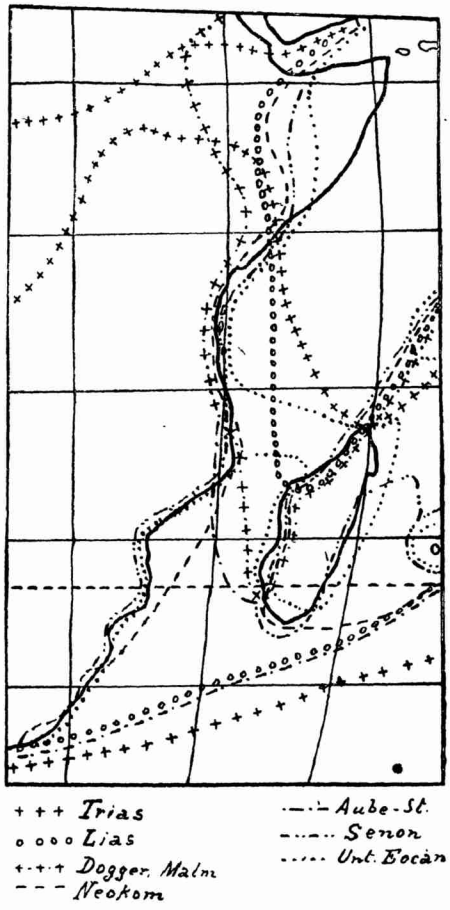
gassische Sockel wieder gegen Afrika vor und die 1000 m-Linien kommen einander auf 200 km, die 2000 m-Linien auf 150 km nahe, auf denselben Abstand, der im Norden den Lazarus- vom Komorensockel trennt. Diese Sockelannäherung erstreckt sich etwa 500 km südwestwärts. Dann senkt sich im Süden der Straße gegenüber der Sambesimündung ein zweites Tiefenbecken allmählich bis zu 3000 m herab, aus dem die kleine Europainsel und der weit größere Sockel der Bassas da India emporsteigen. Erst südlich einer die Südostecke Afrikas bei Port Elizabeth mit der Südspitze Madagaskars, bei Kap Sta. Maria, verbindenden Linie kommen Tiefen über 4000 m vor, wie im Norden nördlich der Komoren. Dagegen ist das Meer zwischen den granitischen Seychellen (17; 18) und Afrika bis 5358 m tief, gerade dort, wo die Paläogeographen seit dem Lias oder gar schon seit dem Keuper das Bestehen eines Äthiopik annehmen. Auch vom Sockel von Madagaskar ist der der Seychellen durch eine zwar nur schmale, aber doch auch bis 5349 m tiefe Rinne getrennt, die aber eher als junger Einbruch angesehen werden könnte. So passen die Tiefenverhältnisse recht gut zu den Annahmen eines alten Äthiopik nördlich von Madagaskar, einer Landbrücke nach Afrika in voller Breite der Insel oder im Norden bei den Komoren wie bei Mosambique. Dagegen findet die für Jura und Kreide angenommene Verbindung im Süden in den Tiefenverhältnissen keinen Ausdruck.

Tektonische Züge, wie sie oft große Inseln mit benachbarten Festländern verbinden wie Indonesien und die östlichen Inselgirlanden mit Asien oder die Antillen mit Südamerika, fehlen zwischen Madagaskar und Afrika ganz. Ebensowenig verrät starke seismische Tätigkeit eine junge Senkung des Bodens. Um so wichtiger ist die stratigraphische Verbreitung der einzelnen geologischen Formationen.

Paläozoische Schichten kommen weder auf Madagaskar noch in den ihm gegenüberliegenden Teilen Afrikas vor. Kambrium und Silur fehlen südlich des Äquator ganz. Devon tritt uns dagegen an der Küste des Kaplandes vom Olifantsfluß bis Port Elizabeth in den Bokkeveldschichten entgegen (24, 74), fehlt dagegen an der ganzen Ostküste. Im Karbon hat sich aber das Meer auch im Süden wieder ganz zurückgezogen und auch in Perm und Trias fehlen marine Schichten dem ganzen südlichen Afrika. Wohl aber treten solche etwas weiter im Norden auf, so in Südabessinien am Lagagimaflusse und in Italienisch-Somaliland bei Lugh am Dschub. Dazu kommen aber noch als besonders wichtig Ammoniten führende Schichten bei Ambararata an der Nordspitze Madagaskars, die der Unter- und der Obertrias angehören (24, 76). Sie zeigen mit Sicherheit an, daß der Äthiopik schon damals sich als Nebenmeer des Mediterranik ausgebildet haben muß, daß also die Gondwanis zwischen Afrika und Lemurien im Norden tief eingebuchtet war. Sie sprechen aber auch nicht gegen die Annahme, daß südlich von Ambararata geschlossenes Land vorhanden war.

Im Jura gewinnen die marinen Schichten bald an Verbreitung. Der

Lias ist an der afrikanischen Ostküste nur im äußersten Norden vertreten, im Somaliland, wo er mutmaßlich Doggerschichten unterlagert (24, 113. 114). Der jüngere Lias (Charmouth- und Touarsstufe) begegnet uns dann auf Madagaskar bei Kap St. André (39, b, 1136. 1146). Der Äthiopik muß also damals bei Madagaskar bis über 15° S vorgedrungen sein, während er auf der afrikanischen Seite anscheinend den Äquator noch nicht erreicht hatte.



Im Unterdogger (Bayeuxstufe) haben sich die Schichten auf beiden Seiten weiter ausgebreitet. In Afrika kennen wir sie aus Schoa in Südabessinien, von Bihendula im Somalilande und in Deutsch-Ostafrika. Auf Madagaskar finden wir die Stufe südlich von Kap St. André am Bemaharagebirge, bei Morondava, im Isokondrytal und bei Tulléar bis zum Wendekreise (39, b, 1169; 12, 160). Der Unterdogger ist also hier 830 km weiter südwärts nachgewiesen als der Lias, 1400 km weiter als die Trias.

Noch zahlreicher sind die Aufschlüsse der Bathstufe (Mitteldogger). Sie beginnen im nördlichen Abessinien am Mareb mit den Antaloschichten. Dann folgen Schoa, die Bihendulakalke von Somaliland, Mergel und Kalksandsteine von Mombasa, die grauen Kalke von Tanga, verschiedene Aufschlüsse südlich und südwestlich von Dar es Salam. Auf Madagaskar gehören hierher Kalke im Nordwesten, dann bei Ananalava gegenüber den Komoren lagunäre Schichten mit Dinosauriern, die die Nähe des Landes verraten, dann wieder Kalke bis Morondava. In Südafrika fehlen marine Schichten nach Dacqué, während Lapparent aus der Gegend von Port Elizabeth Schichten mit Ammoniten und Nautileen anführt (39, b, 1191; 12, 158—161).

Das Kellaway ist in Abessinien noch nicht nachgewiesen, wohl aber im Somaliland bei Bihendula. Dann fehlt es wieder bei Mombasa, findet sich wieder bei Tanga, am Pangani bei Saadani, bei Morogoro, am Mahokondobach, am Tendaguru, also in der ganzen Küstenzone von Deutsch-Ostafrika. Auf Madagaskar treffen wir es in Maromandia im Norden, am Betsibokafluß, beim Kap St. André, bei Morondava, bei Tulléar, also ziemlich weit nach Süden (39, b, 1215; 12, 158—160).

Auch das Oxford tritt im Somalilande südöstlich von Harrar auf. Dann finden wir es bei Mombasa und Tanga wieder, ebenso am Tendaguru, wo ihm die Nerineenschicht angehört (37; 66). Auf Madagaskar ist die Stufe bei Maromandia, bei Morondava und bei Tulléar nachgewiesen worden (39, b, 1228; 12, 158—160). Die Sequanische Stufe scheint wieder in Abessinien an der Dschemma vertreten zu sein. Dann treffen wir sie wieder bei Harrar, am Webi und in den Gilletbergen des Somalilandes. Bei Mombasa fehlt die Stufe wieder, taucht aber in Deutsch-Ostafrika von neuem auf, wo ihr z. B. am Tendaguru der mittlere Saurierhorizont zugehören dürfte. Auf Madagaskar finden wir sie in der Nähe von Morondava bei Bemahara und nördlich davon bei Ambalia (39, b, 1244). Das Kimmeridge ist wieder in Abessinien am Lagagima, im Somaliland südlich von Harrar und bei Mombasa zu finden, doch zieht Dacqué letzteren Fundort in Zweifel (12, 159). Dann folgen Aufschlüsse in Deutsch-Ostafrika und auf Madagaskar im Nordwesten der Insel bei Ambalia, am Betsibokaflusse, bei Maromandia (39, b, 1256; 12, 160).

Im Tithon endlich sind marine Schichten in Abessinien noch nicht aufgefunden, wohl aber im Somaliland an der Daua, im nördlichen Britisch-Ostafrika. Auch bei Mombas werden Tithonschichten angegeben. Sie setzen sich durch Deutsch-Ostafrika, wo sie am Tendaguru durch die *Trigonia smeei*-Schichten vertreten werden, bis an die Nordgrenze von Portugiesisch-Ostafrika fort. Auf Madagaskar rechnet Lapparent dem Tithon die Ammonitenschichten von Apandramahala im Nordwesten und die Trigonienschichten nördlich von Tulléar im Südwesten der Insel zu. Im Nordwesten verrät das Vorkommen eines Dinosauriers wieder die Nähe der Küste (39, b, 1288; 12, 160). Die Verbreitung der Juraschichten beweist also nur ein Vordringen des Äthiopik bis etwa zum Wendekreise, läßt aber die Verbindung Lemuriens mit Afrika südlich davon möglich erscheinen.

In der Kreidezeit wird die Verbreitung der Schichten im Norden geringer, im Süden gewinnt sie dagegen an Ausdehnung, wenigstens auf der afrikanischen Seite. Das Neokom fehlt in Abessinien, findet sich aber im Somalilande südlich von Harrar, zwischen Faf und Bari am Webi und nördlich davon bei Dobar in der Nähe von Berbera; ferner in Deutsch-Ostafrika bei Ntandi, bei Kiswere nördlich von Lindi (10° S) und im Tendagurugebiete, wo es durch die *Trigonia Schwarzi*-Schichten vertreten wird. Dann treten Neokomschichten gegen 20° weiter südlich an der Küste Natals (30° S) und besonders bei Port Elizabeth als Uiten-

hageschichten auf. Zwischen beiden Kreidegebieten vermittelt der Lage nach die Westküste von Madagaskar (von 12°—25° S). Die Stufe ist hier im Nordwesten, wie im Süden bei Tulléar nachgewiesen worden (39, b, 1318). Hier ist also eine südliche Verbindung Madagaskars mit Afrika schwer vorstellbar.

Das Barrême ist im Somalilande im mittleren Webitale sowie in Deutsch-Ostafrika nachgewiesen worden (39, b, 1336). Die Aptstufe findet sich südlich von Harrar, bei Mombasa, dann bedeutend weiter südlich an der Delagoabai, sowie an der Westküste Madagaskars (39, b, 1349. 1350). Etwas mehr ist über die Aubestufe zu sagen. Sie beginnt wiederum im Somalilande mit den Schichten von Bur Dab, findet sich bei Kap Guardafui und Sokotra wieder. Dann kennt man die Stufe an der Conduciabucht bei Mosambique, sowie an der Westküste Madagaskars vom Nordwesten bis Tulléar im Süden (39, b, 1368).

Noch zahlreicher sind die Aufschlüsse des Cenoman. Wir finden es bei Sokotra und der Insel Samhe südwestlich davon, in Deutsch-Ostafrika, an der Conduciabucht bei Mosambique, bei Sofala, in Natal. Das Meer hat also hier im Süden entschieden an Ausdehnung gewonnen, während es sich im Somalilande zurückgezogen zu haben scheint. Auf Madagaskar überlagert es bei Diego Suarez die Aubestufe, findet sich bei Majunga und im Süden bei Isakondry (39, b, 1407. 1408). Bei dieser Sachlage ist eine Verbindung Madagaskars mit Afrika so gut wie ausgeschlossen.

Die nächste Stufe, das Turon, ist wieder in der Nähe von Harrar bei Abunaß vertreten, dann im nördlichen Somaliland in der Gegend von Berbera, auf der Insel Abd el Kuri zwischen Sokotra und dem Festlande, sowie auf Sokotra selbst. Ebenso finden wir das Turon bei Conducia, bei Sofala, in Natal über dem Cenoman wieder. An der madagassischen Westküste sind besonders Schichten am Betsibokaflusse, südlich von Majunga zu erwähnen, bei denen eingelagerte Dinosaurier wieder auf die Nähe von Land hinweisen (39, b, 1424. 1425). Das Untersenon (Emscherstufe) treffen wir bei Sokotra auf der Insel Samhe, in Deutsch-Ostafrika südlich von Dar es Salam und in Natal an, ebenso an der Nordwest- und Westküste Madagaskars (39, b, 1442). Etwa die gleiche Verbreitung zeigt das Obersenon (Aturien). Man kennt es in Ostafrika auf Samhe, am Sambesi, bei Sofala, von der Delagoabai über das Zululand bis Natal, auf Madagaskar bei Diego Suarez, südlich von Majunga, bei Mévarana, nördlich von Morondava. Gleichzeitig ist der Indische Ozean zum ersten Male bis zur Ostküste von Madagaskar vorgedrungen. Er überspülte diese besonders südlich von 20° S bei Fanivelona und Marohita (39, b, 1464. 1465). Bis zu dieser Zeit kann also eine Verbindung zwischen Afrika und Madagaskar nicht angenommen werden.

Wir müssen uns demnach für die obere Kreide unbedingt an Lapparent, Haug, Kossmat usw. anschließen und nicht an Koken. Vorher könnte sich dagegen eher eine Landperiode eingeschaltet haben. Die

Oberkreide liegt diskordant auf der älteren. Zwischen sie muß eine Regression des Meeres eingeschaltet sein (24, 116). Nach der Verbreitung der Schichten wäre besonders für die Aubestufe eine südliche Verbindung im Sinne von NEUMAYR und KOKEN denkbar.

Auch das Tertiär hat längs des Äthiopik vielfach Reste hinterlassen. Vom Eozän ist die unterste Stufe, die Landenstufe auf Sokotra nachgewiesen, aber wohl auch sonst vertreten (39, b, 1502). Für die Ypernstufe gibt LAPPARENT allerdings aus Ostafrika keine Fundorte an (39, b, 1511). Um so weiter ist die lutetische Stufe vertreten. Von Berbera im Somalilande und von Sokotra zieht sie sich durch Deutsch-Ostafrika bis nach Sofala und dem Gasalande herunter und wird auch auf der Westküste Madagaskars bei 13° S, bei Diego Suarez und dann wieder im Süden gefunden (39, b, 1532). Im mittleren Teile der Westküste scheint sie nach HENNIG zu fehlen (24). Eine direkte Verbindung mit Afrika ist aber nach dem stratigraphischen Befund nicht recht wahrscheinlich. Die Bartonstufe wird vom Norden Madagaskars angegeben (39, b, 1544).

Das untere Oligozän fehlt an der Westküste Madagaskars, so daß zu dieser Zeit eine Landverbindung mit Afrika denkbar ist (24, 116). Erst im Untermiozän (Aquitan) transgrediert das Meer wieder bei Diego Suarez (39, b, 1597), doch macht auch dies die Verbindung mit dem Festlande noch nicht unmöglich. Marine Schichten fehlen ganz von der Bordeaux-, Wiener, sarmatischen Stufe, also dem ganzen Miozän (39, b, 1605. 1619. 1630), freilich auch vom Pliozän: Piacenza-, Asti- und sizilischen Stufe (39, b, 1643. 1647. 1653).

Nach dem stratigraphischen Befunde ist also landfeste Verbindung von Madagaskar mit Afrika wahrscheinlich oder wenigstens denkbar vom Kambrium bis zum Ende des Jura, vom Barrême bis zur Aubestufe, von der dänischen Stufe bis zum Untereozän, vom Obereozän bis zum Pliozän. Dagegen müssen wir die Verbindung als unterbrochen ansehen im Neokom, in der oberen Kreide vom Cenoman bis zum Senon und im Mitteleozän. Aber auch beim Fehlen von marinen Schichten ist eine Trennung möglich. Dies sehen wir deutlich am Pliozän, während dessen Madagaskar schon Insel gewesen sein muß, da sonst die Welle nordischer Tiere, die in diesem Afrika überschwemmte und ihm seinen heutigen Faunencharakter aufprägte, auch Madagaskar überspült haben müßte. Da dieses aber doch von ein paar zu überseeischer Verbreitung durch Schwimmen befähigten Tieren erreicht wurde, wie den Schweinen und den Flußpferden, so muß die Straße von Mosambique damals weit schmaler und leichter überschreitbar gewesen sein, nach LEMOINE (40) höchstens 30 km breit. Dann konnte der Ozean natürlich nicht heutiges Land überspülen und Schichten hinterlassen. Das gleiche ist natürlich auch für frühere Zeiten denkbar.

Die stratigraphische Nachprüfung bedarf daher einer Ergänzung durch die Untersuchung der Beziehungen der Meeres- und Landtierwelt.

Bei der ersten gibt die Paläontologie den Ausschlag durch Feststellung der geographischen Beziehungen der fossilen Faunen. Die Tierwelt des Äthiopik schloß sich nun im ganzen eng an die Fauna des großen mesozoischen Mediterranik an (61, 405). Die Beziehungen wiegen aber bald nach dem europäischen, bald nach dem indischen, »himamalaiischen« Teile des Mittelmeeres vor. Indische Beziehungen finden wir in der Bathfauna von Somaliland, im Kellaway und Sequan von Westmadagaskar. All diese Faunen schließen sich eng an die von Cutch an.

Sehr bezeichnende Ergebnisse haben die Ausgrabungen am Tendaguru und in seinen Nachbargebieten gehabt. Sie zeigen, daß im Kellaway und im Oxford unter den Wirbellosen die himamalaiischen Formen stark vorherrschen. Bis zum Tithon muß dann die Verbindung nach dem europäischen Mittelmeere besser geworden sein, denn es dringen nun mehr und mehr Elemente von dessen Fauna vor, um dann schließlich im Neokom ganz vorzuwiegen (37; 66). Das weist auf paläogeographische Änderungen im Nordosten Afrikas hin.

Aber damit waren die indischen Elemente noch nicht für immer zurückgedrängt. Noch im Tithon sind die Faunen von Somaliland und Mombasa nahe mit denen von Cutch verwandt. In der Aubestufe ist die madagassische Meerestierwelt der indischen ähnlich. Ebenso finden wir im Cenoman und Turon von Mosambique die hindustanische Fauna wieder. Auch im Senon treffen wir noch auf indische Beziehungen in den Schichten Madagaskars, und zwar an der West- wie an der Ostküste. Jene weisen auf die Schichten von Trichinopoly in Hindustan, diese auf Belutschistan, darunter auch in Bodentieren, wie dem Seeigel *Noetlingia*, der sich an den Küsten der Lemuris entlang nach Süden verbreitet haben muß.

Von noch größerem Interesse für die Frage der Verbindung von Madagaskar mit Afrika ist die Verbreitung der südlichen Fauna, die besonders durch zahlreiche Trigonien gekennzeichnet ist. Sie treten mit *T. conocardiformis* bereits in den von Lapparent der Bathstufe zugerechneten Schichten von Port Elizabeth in Südafrika auf (39, b, 1191), in größerer Zahl dann in den Uitenhageschichten der gleichen Gegend, die dem Neokom angehören. In der gleichen Zeit erscheinen sie aber auch im südlichen Deutsch-Ostafrika. In der *Trigonia schwarzi*-Schicht zählt Lange z. B. 11 Muscheln, darunter 5 Trigonien mit südamerikanischen Beziehungen auf, während noch im Tithon von solchen Beziehungen nichts zu finden ist (37, 277). Auch an der madagassischen Westküste treten im Neokom große Trigonien ähnlich denen der Uitenhageschichten auf. Diese Feststellungen sind nicht unwichtig. Denn da die südamerikanischen Formen, die sich nur an der Südküste der Südatlantis verbreitet haben können, nicht vor dem Neokom in den Äthiopik gelangt sind, braucht auch vorher keine Meeresverbindung zwischen diesem und dem südlichen Ozeane bestanden zu haben. Der paläontologische Befund stimmt also hier recht gut mit dem stratigraphischen zu-

sammen und läßt im Jura eine Landverbindung zwischen Madagaskar und Afrika nicht unwahrscheinlich sein, während sie im Neokom sicher unterbrochen war.

Der Durchbruch des Äthiopik nach Süden, der aber Portugiesisch-Ostafrika unberührt ließ, öffnete natürlich auch den in ihm vorherrschend gewordenen mediterranen Formen den Weg zur Ausbreitung. So ist es nicht verwunderlich, daß uns in der Aptstufe an der Delagoabai eine mediterrane Fauna begegnet. Deshalb könnte immerhin weiter im Süden eine Landverbindung bestanden haben.

Von großer Bedeutung für die Entscheidung der Frage alter Landverbindungen sind aber auch die Folgerungen aus den Beziehungen der Landorganismen, bei denen die Feststellungen der Paläontologie eine wertvolle Ergänzung durch biogeographische Untersuchungen erfahren, besonders wenn sie im Sinne von ORTMANN (48) biotogenetisch durchgeführt werden. Durch vergleichende Darstellung unter Berücksichtigung der Verbreitung und der systematischen und phyletischen Beziehungen der lebenden und fossilen Formen konnten schon für viele Tiergruppen »Schichten« festgestellt werden, die gleichzeitig in eine Region eingewanderte Formen zusammenfassen (1—4, 7—9, 11). In unserem Gebiete wurden dabei Wanderungen zwischen Madagaskar und Afrika bis zum Perm, in der Trias, im Jura, in der Kreide, im Unter-, Mittel- und Obertertiär angenommen. Ohne auf Einzelheiten näher einzugehen, haben wir noch zu prüfen, wie diese Annahmen zu den obenerwähnten geologischen Feststellungen stimmen. .

Für die ältesten Zeiten erheben sich keine Schwierigkeiten. Schon in der Zeit vom Devon bis zum Perm mögen buthidenartige Skorpione von Afrika her nach der Lemuris gekommen sein, im Perm Stegokephalen. Erst von der Trias an kommt die Möglichkeit in Frage, daß die Einwanderer hätten Meeresstraßen überschreiten müssen. Das ist ja für eine ganze Anzahl von Tiergruppen ohne weiteres durch aktives oder passives Fliegen möglich, wie bei den Vögeln (8), den Fledermäusen, Flugsauriern und Insekten, aber auch bei vielen Landpflanzen (1). Auch bei den Landtieren ist oft eine ähnliche überseeische Ausbreitung durch Triften möglich, was wir besonders an der Verbreitung gewisser Gruppen auch über entlegenste Inseln erkennen können. Dies gilt z. B. von der Kleinfauna der Säugetiere, besonders Nagern und Insektenfressern, bei den Reptilien besonders von den Geckonen und einigermaßen auch von den Skinken, bei den Amphibien besonders von den Raniden (9), aber auch von vielen wirbellosen Tieren des Landes und Süßwassers wie Spinnentieren (3; 34—36; 43; 53—55), Mollusken (7; 26; 50—52; 59; 60) und amphibischen und litoralen Regenwürmern (2; 44; 45). Aktives Schwimmen kommt besonders bei auch im Meere lebenden Süßwasserfischen (11), unter den Reptilien bei den Krokodilen, unter den Säugetieren bei den Schweinen, Flußpferden und manchen großen Raubtieren (1) in Frage. Dagegen beanspruchen besonders die rein

terrestrischen Regenwürmer (2; 44; 45), die großen Landschnecken (7), die echten Süßwasserkrebse (4; 48) und -fische (11), die Landschildkröten und Schlangen, die Huftiere, Primaten, Edentaten und meisten Raubtiere (1) feste Landbrücken zu ihrer Ausbreitung.

Betrachten wir nun zunächst die Trias, so ist bezeichnend, daß der ursprünglichste aller Regenwürmer des Landes, *Acanthodrilus*, eine ausschließlich holonotische Verbreitung von Südamerika über Südafrika, Madagaskar bis Australien und Neuseeland besitzt und daß auch alle anderen Acanthodrilinen den gleichen Gebieten angehören. Dies spricht sehr für die noch in der Trias geschlossene Landmasse des Südens, da wir diese Form schwer noch weiter zurückdatieren können. Weiter haben wir für die Trias einen afrikanisch-madagassischen Faunenaustausch in den Landschneckenfamilien der Achatiniden und der Endodontiden angenommen, der auch mehr für einen festen Landzusammenhang spricht.

Wichtiger wird die biogeographische Methode für die Entscheidung der Frage des Landzusammenhangs im Jura. Die fossilen Dinosaurier sprechen nicht besonders dafür, finden wir doch in Jura und Kreide *Bothriospondylus* und *Megalosaurus* nur auf Madagaskar, *Doryphorosaurus*, *Gigantosaurus*, *Brachiosaurus* und *Dicraeosaurus* nur in Ostafrika, *Palaeoscincus*, *Geranosaurus*, *Nanosaurus*, *Algoasaurus* nur in Südafrika. Zum mindesten könnte die Verbindung damals nicht besonders bequem gewesen sein. In den Jura muß man dann weiter die Einwanderung der madagassischen Dyscophinen (9), der Ferrusaciden, Zonitiden, Streptaxiden u. a. Landschnecken, der Melaniiden, der Ätheriiden (7), wie der äthiopischen Acavinen (7) versetzen. Unter diesen kommt bei den Melaniiden und Ätheriiden überseeische Ausbreitung in Frage, vielleicht auch bei den Dyscophinen, dagegen ist sie bei den ausgesprochenen Landschnecken wenig wahrscheinlich, und es bleibt die Annahme vorzuziehen, daß Madagaskar im Sinne von Neumayr mit Südafrika verbunden war. Damit stimmt überein, daß z. B. die fast ausschließlich madagassisch-orientalischen Dyscophinen eine Gattung *Conosternum* in Südafrika besitzen, ihre Verbreitung entspricht also ganz der Erstreckung einer lemurischen Halbinsel Afrikas. Die ihnen nächstverwandten Engystomatinen wieder besitzen eine Verbreitung, die die Südatlantis als ihre Heimat erscheinen läßt, so daß sie sich darin auch paläogeographisch eng an die lemurischen Dyscophinen anschließen lassen.

Für die Kreidezeit hatten die geologischen Methoden es wahrscheinlich gemacht, daß eine Landbrücke höchstens vom Barrême bis zur Aubestufe und dann wieder in der dänischen Stufe bestand. Wie stimmen dazu die durch die biotogenetische Methode erschlossenen Wanderungen? Bei den Amphibien (9) ist in die Kreide das Eindringen der Engystomatinen nach Madagaskar gesetzt worden, die jedenfalls nicht später nach der Insel gekommen sein können, da sonst *Calophrynus* nicht seine aus-

gesprochen lemurische Verbreitung (Madagaskar, Indien bis Neuguinea) hätte gewinnen können. Diese Einwanderung konnte also am Ende der unteren Kreide zu Lande erfolgen. Bei den Arachniden (3) hat der Skorpion (34; 53) *Hadogenes* von Madagaskar seine nächsten Verwandten alle in Südafrika und muß von hier schon vor dem Eozän nach der Insel gelangt sein. Als mutmaßliche Einwanderzeit wurde das Senon angenommen. Dann wäre nur überseeische Einwanderung möglich. Der Skorpion könnte aber ebensogut auch schon in der Aubestufe nach Madagaskar gekommen sein, da die Ischnurinen, an die er sich anschließt, schon seit dem Lias in Afrika heimisch sein müssen.

Unter den Süßwasserkrebsen (4; 48) haben wir die Ausbreitung der Bogenkrabbe *Potamonautes* nach Madagaskar ins Cenoman gesetzt ebenso wie die Einwanderung der ganzen Familie der Potamoniden aus dem Meere in die Binnengewässer Afrikas. Auch hier ist eine geringe Zurückdatierung ganz unbedenklich und das um so mehr, als die erste Überflutung Westafrikas durch den neu sich bildenden Ozean in der Aubestufe erfolgte und Afrika von Südamerika isolierte, so daß sich in ihm besonders leicht ein neuer kontinentaler Typus herausbilden und über die südliche Brücke nach Madagaskar wandern konnte.

Unter den Mollusken (7) macht sich nur bei einigen Deckelschnecken die Annahme einer kretazeischen Einwanderung notwendig, also bei Tieren, bei denen auch eine überseeische Ausbreitung nicht ausgeschlossen ist. Die Einwanderung dürfte in zwei Phasen erfolgt sein. Der älteren rechnen wir die Cyclotopsinen zu, von denen *Cyclotopsis* auf Sokotra, die Maskarenen und Südindien beschränkt, also lemurisch verbreitet ist. Da der Gattung auch fossile europäische Arten aus dem Eozän und Miozän zugeschrieben werden, kann sie sich kaum anders als teilweise überseeisch ausgebreitet haben. Jünger dürfte die Cyclostomatine *Tropidophora* sein, die aber doch auch noch die Maskarenen erreicht hat. Wir hatten die beiden Einwanderungen in das Cenoman und Senon gesetzt. Dann könnten sie aber nur überseeisch erfolgt sein. Es ist aber auch kontinentale Einwanderung möglich, wenn wir Aube- und dänische Stufe an die Stelle der ebengenannten Stufen setzen.

Im ganzen zeigt auch die biotogenetische Methode, daß in der Kreide Madagaskar ziemlich selbständig gewesen sein muß. Die Fauna weist wesentliche Unterschiede auf, die teilweise schon im Jura angelegt wurden. Von den Reptilien war schon beim Jura die Rede. Bei den Amphibien haben verschiedene afrikanische Familien Madagaskar nicht erreichen können, wie alle Aglossen. Bei den Vogelspinnen (3; 55) waren nur afrikanisch die Idiopinen, nur lemurisch die Diplothelinen und Sasoninen, bei den Webspinnen afrikanisch die Palpimaninen, bei den Skorpionen (3; 34; 36; 53) die Nebinen, Hemiscorpinen, lemurisch die Heteroskorpioninen, bei den Skorpionspinnen (3; 54) afrikanisch die Phrynichinen, lemurisch die Charontinen, bei den Süßwasserkrebsen (4; 48) afrikanisch die Atyiden, madagassisch die Parastaciden, bei den Lungen-

schnecken (7) afrikanisch z. B. die Auriculiden, Arioniden, Achatiniden (51), Aperiden (52), Rhytididen (52; 59), Glandiniden (52), lemurisch die Oncidiiden, bei den Prosobranchiern afrikanisch die Hydroceniden, Ampullariden, lemurisch die Cyathopomatinen und Realiinen, bei den Süßwassermuscheln afrikanisch die Muteliden.

Während so in der Kreide verhältnismäßig wenige Wanderungen zwischen Afrika und Madagaskar anzunehmen nötig sind, ergeben sich für das Tertiär zahlreiche Beziehungen, hauptsächlich für das Eozän, in dessen Mitte wir allerdings eine Unterbrechung der Verbindung aus geologischen Gründen annehmen mußten. Daß Madagaskar gegen Anfang der Tertiärzeit mit Afrika verbunden gewesen sein muß, geht schon daraus hervor, daß es nur auf dem Landwege von dort die Vorfahren seiner alten Säugetierfauna, der Halbaffen (5; 6), die allerdings Lydekker (41) und Grandidier (19) erst später einwandern lassen, der Centetiden und Potamogaliden, der Bradytherien und der Orycteropodiden (1) erhalten konnte, bei denen wir unmöglich allgemein eine überseeische Ausbreitung annehmen können. Diese wäre dagegen bei den Fledermäusen und Vögeln denkbar, von denen aber doch die meisten Familien vor schon nicht sehr breiten Meeresstraßen haltmachen. Unter den Reptilien sind besonders wichtig die großen Landschildkröten der madagassischen Region, die auch nur auf dem Landwege hierher gelangt sein können. Aber auch von den Riesenschlangen, den Leguanen u. a. Schlangen und Eidechsen gilt das gleiche. Zeigen doch viele Reptilien Madagaskars enge südatlantische Beziehungen wie die Riesenschlangen *Corallus*, *Boa*, die Nattern *Dromicus*, *Herpetodryas*, *Heterodon*, *Philodryas*, *Polyodontophis*, die Leguane, die Schildkröte *Podocnemis*, die alle neotropisch-madagassisch sind und sich nur über das einstmals ebenfalls von ihnen bewohnte Afrika verbreitet haben müssen. Da die Verbindung zwischen Südamerika und Afrika bereits im Mitteleozän unterbrochen war, so muß also auch diese Ausbreitung bis zum Untereozän stattgefunden haben, für das wir auch aus geologischen Gründen eine Landverbindung mit Madagaskar für möglich ansehen konnten.

Wenden wir uns nun den Amphibien Madagaskars zu (9), die sich im ganzen eng an die alte Fauna Südafrikas anschließen (25), so hätten die zu den Raniden gehörenden südatlantischen Dendrobatinen sich allenfalls überseeisch ausbreiten können. Von den in der Erde lebenden Blindwühlen ist das keinesfalls anzunehmen und doch haben sie die Seychellen erreichen können. Da sie auf Madagaskar fehlen, könnte man an eine direkte Landverbindung nach Sansibar hin denken, um so mehr, als wir die gleiche Beziehung bei der Natter *Boodon* und dem Chamäleon *Ch. tigris* finden. Dem steht aber die alte Anlage des Äthiopik entgegen, die es unwahrscheinlich macht, daß sich hier eine ganz neue Landbrücke für so kurze Zeit gebildet haben sollte. Wahrscheinlich ging die Ausbreitung doch über Madagaskar, wo die Formen

später ausstarben, wie nachweislich die Flußpferde und die Erdferkel. Das Fehlen von Säugetieren auf den Seychellen spricht nun weiter für eine ganz frühtertiäre Abtrennung derselben. Es muß also auch die Einwanderung dieser Tiere im Untereozän oder schon in der dänischen Stufe erfolgt sein.

Unter den Süßwasserfischen (11) sind es besonders die Cichliden, die spätestens im Eozän in Madagaskar eingewandert sein müssen, zumal es sich um eine ausgesprochen südatlantisch verbreitete Familie handelt, die aber erst in der oberen Kreide zum Leben im Süßwasser übergegangen ist. Auch die Cyprinodontiden und Siluriden reihen sich teilweise hier an. Auf die Insekten kann hier wegen ihres geringen paläogeographischen Wertes nicht näher eingegangen werden. Erwähnt sei nur, daß sich Madagaskar auch nach der Verbreitung seiner Schmetterlinge, die doch sehr gut zu überseeischer Ausbreitung befähigt sind, scharf von Afrika absondert (49) und darum die Elemente seiner Fauna schon früh erhalten haben muß, also etwa im Eozän, da ja die Schmetterlinge zu den jüngsten Insekten gehören.

Bei den Vogelspinnen müssen die Aviculariden im Alttertiär Madagaskar erreicht haben. Da diese in Südamerika und Afrika zumeist verschiedene Unterfamilien aufzuweisen haben, haben sich diese wohl erst im Laufe des Eozän entwickelt. Dann konnte die Einwanderung von *Encyocrates* im Obereozän oder Oligozän erfolgen. Weiter sind Hin- und Rückwanderungen der Skorpione, die Einwanderung der Phrynichinen, unter den Süßwasserkrabben von den Deckeniinen angenommen, die ohne Schwierigkeiten durch die geologisch denkbaren Landverbindungen zu erklären sind, wenn auch bei einzelnen überseeische Einwanderung an sich möglich wäre.

Weitere Beziehungen finden wir bei den Mollusken. Hier sind es besonders die Streptaxiden *Ennea* und *Streptostele* (52; 59), deren Einwanderung in Madagaskar wir ins Alttertiär setzen müssen. Diese bieten besonders auch dadurch Interesse, daß sie zu der geologischen Annahme einer mehr nördlich gelegenen Landbrücke stimmen. Hat doch *Streptostele* überhaupt keine südafrikanische Art aufzuweisen, ebenso von den madagassischen Untergattungen von *Ennea Nevillia*, während bei *Uniplicaria* und *Huttonella* das tropische Afrika stark überwiegt und auch bei der mehr südlichen *Gulella* noch vertreten ist. Wenn die Cyclostomatide *Lithidion* auf Sokotra, in Südafrika und Madagaskar lebt, so spricht auch diese lückenhafte Verbreitung für eine alttertiäre Einwanderung, die aber vielleicht durch die mitteleozäne Trennung von der der verwandten *Tropidophora* geschieden wurde, da die Maskarenen nicht mehr erreicht wurden. Bei den Oligochäten endlich haben wir die Einwanderung des sich an die vorwiegend äthiopischen Mikrochätinen anschließenden *Kynotus* ins Oligozän versetzt, da Afrika diese Unterfamilie erst im Untereozän von Südamerika erhalten haben dürfte. Die der madagassischen am nächsten stehende und als ihre Stammform

zu betrachtende Gattung *Callidrilus* ist im tropischen Ostafrika heimisch, wieder ein Hinweis auf die nördlichere Lage der Landverbindung.

Daß auch im Miozän noch eine Landverbindung bestanden haben muß, geht wiederum aus den Säugetieren Madagaskars hervor. Wir finden auf ihm verschiedene Tiere entschieden nordischer Herkunft, die im europäischen Oligozän oder Miozän nahe Verwandte besitzen und also nicht schon im Eozän nach Madagaskar gekommen sein können, aber auch nicht erst später, als das Meer bereits die Insel vom Festlande getrennt hatte. Der *Cryptoprocta* Madagaskars steht *Proaelurus* aus dem Untermiozän Europas nahe. Die Schleichkatzen, auf Madagaskar durch *Fossa*, *Galedictis*, *Galidia*, *Hemigalidia* und *Eupleres* vertreten, reichen in Europa mit *Viverra* bis zum Unteroligozän zurück. Im Eozän gab es überhaupt noch keine modernen Raubtiere. Die jetzt rein madagassischen Eliurinen sind im Untermiozän Frankreichs durch *Anomalomys* vertreten, während der älteste Vertreter der myomorphen Nager überhaupt, *Cricetodon*, bis zum Unteroligozän zurückreicht. Sollten sich die madagassischen Halbaffen tatsächlich an europäische Fossilreste anschließen, wie Lydekker (41) und Grandidier (19) annehmen, so wären auch sie hier anzuschließen. Sie können alle nur an der Wende von Oligozän und Miozän über eine mittelmeerische Landbrücke nach Afrika gekommen sein, sich den Elefanten, Dinotherien und Schmalnasenaffen entgegengesetzt ausbreitend, um dann im Miozän nach Madagaskar zu gelangen. Für überseeische Ausbreitung wäre wohl höchstens die Nagergruppe geeignet gewesen.

Auf die Vögel brauchen wir hier nicht näher einzugehen, da ihre Vertreter auch eine etwa vorhandene Meeresstraße hätten überschreiten können. Von Amphibien möchten wir einige Raninen hierherstellen, wie *Rhacophorus*, *Rana*, *Rappia* u. a., die in der madagassischen Region zahlreiche endemische Arten und selbst Gattungen (*Mantidactylus*: Madagaskar, *Sooglossus*: Seychellen) entwickelten. Man könnte hiernach an eine noch ältere Einwanderung denken, aber die Raninen sind ihrer ganzen Verbreitung nach entschieden nordisch und können im Alttertiär noch nicht in Afrika gelebt haben. Allerdings beweisen sie auch nichts für eine feste Landbrücke, da sie überseeisch verbreitbar sind.

Unter den Spinnentieren und Krebsen gibt es keine Form, deren Einwanderung wir in das Miozän setzen müßten. Bei den Lungenschnecken kommen wir aber für diese Zeit auf eine Rückwanderung nach Afrika. Wir erwähnten schon, daß die Streptaxiden teils im Jura, teils im Alttertiär nach Madagaskar eingewandert sein müßten. Hier hat sich dann jedenfalls die Gattung *Gibbus* entwickelt, deren Schwerpunkt entschieden in Madagaskar liegt (59, 81—90). Von sechs Untergattungen gehören eine der madagassischen, eine der äthiopischen Region ausschließlich, eine beiden gemeinsam an. Von den 60 Arten und Abarten aber gehören sogar 46 (77 %) der madagassischen Region an, in der sie auch die Seychellen (2 Arten) und Maskarenen (39 Arten) erreicht

haben, während in Afrika nur 10 Arten vorkommen. In Südafrika fehlen sie ganz, was wieder zu einer mehr nördlichen Lage der Landbrücke stimmt.

Im Pliozän wäre an sich ein Fortbestehen dieser Verbindung nach dem rein geologischen Befund denkbar. Es beweist aber das Fehlen zahlreicher in Afrika weitverbreiteter Gruppen nordischer Herkunft, daß sich ihre Ausbreitung nach Madagaskar eine Schranke entgegengestellt haben muß. So sind nur bis Afrika gekommen die Catarrhinen, die Felinen, Hyäniden, Musteliden, Caniden, die Leporiden, Cricetiden, Muriden, Dipodiden, die Elephantiden, Boviden, Giraffiden, Traguliden, die Rhinocerotiden und Equiden. Madagaskar erreicht haben nur die Suiden und Hippopotamiden, sowie die Soriciden, die ersten beiden aktiv schwimmend, die letzten durch Trift die damals noch schmale Meeresstraße (40) überschreitend. Eine vorpliozäne Einwanderung kommt bei ihnen nicht in Frage. *Hippopotamus* hat sich überhaupt erst im Unterpliozän entwickelt, wahrscheinlich in Indien. Dasselbe gilt von *Potamochoerus*. Bei der Spitzmaus *Crocidura* spricht für späte Einwanderung, daß sie nur die Komoren erreicht hat, während die verwandte *Pachyura* auch bis Madagaskar gekommen ist.

Auch bei den Vögeln haben trotz ihrer Flugfähigkeit viele Madagaskar nicht mehr erreichen können, so die Cygninen, Erismaturinen, Vulturiden, Cerylinen, Daceloninen, Piciden, die Pittiden, Dendrocittinen, Pyrrhocoracinen, Orioliden, Phylloscopinen, Sylviinen, Erithacoiden, Pycnonotiden, Pariden, Certhiiden, Fringillinen, Emberiziden, nur Madagaskar von Indien aus die Sittiden. Hier haben wir ein treffendes Beispiel dafür, wie selbst flugkräftige Formen durch Meeresstraßen in ihrer Verbreitung aufgehalten werden können.

Von Reptilien sind nur die Crocodiliden als junge Einwanderer in der madagassischen Region anzusehen, wo sie auch auf den Seychellen vorkommen (17; 18). *Crocodilus* geht nun sicher auf nordischen Ursprung zurück, ist die Gattung doch in Europa vom Cenoman bis Oberpliozän fossil bekannt und schließt sich an ältere nordische Familien an. Außerdem ist sie zu überseeischer Ausbreitung durch Schwimmen zweifellos befähigt, so daß sie recht wohl im Pliozän noch nach Madagaskar und den Seychellen kommen konnte. Andrerseits hat sie aber schon im Eozän wenigstens Nordafrika erreicht, so daß auch eine frühere Einwanderung in Madagaskar nicht unmöglich ist. Von Amphibien ist die von Afrika bis zu den Maskarenen verbreitete Art *Rana mascareniensis* als im Pliozän überseeisch verbreitet anzusehen. Das gleiche gilt von dem Zahnkarpfen *Fundulus orthonotus*, der außer auf den Seychellen auch in den Küstengewässern Ostafrikas lebt.

In allen drei Wirbeltierklassen finden wir aber auch Tiere, die die Straße von Mosambique nicht zu überschreiten vermochten, so von den Schlangen die Erycinen und Viperiden, von den Eidechsen die Varaniden und Lacertiden, von Schildkröten die Trionychiden, von Amphibien

die Hyliden (nur bis Abessinien) und Bufoniden, von Fischen die Notopteriden, Cypriniden, Clariinen, Silurinen, Ophiocephaliden, Anabantiden, Osphromeniden, Mastacembeliden, die alle von Europa oder von Asien herzuleiten sind. Wir sehen also einmal, daß viele Formen unter den Wirbeltieren Madagaskar nicht mehr haben erreichen können und dann, daß das letztere nur solchen geglückt ist, die zu überseeischer Ausbreitung fähig sind.

Von Arachniden brauchen wir keine Gruppe als so jung in Madagaskar anzusehen. Wohl aber sind einzelne im Pliozän nur bis Afrika gelangt, so von den Webspinnen die Urocteiden, die Eresiden, von Vogelspinnen die Cyrtaucheninen und Atypiden, von Skorpionen *Buthus*, *Butheolus* und die Hormurinen, von Pedipalpen die Schizonotiden und von den Solifugen (3; 35; 54) die Galeodiden, Rhagodinen, Däsiinen und Karschiinen. Wenn auch einzelne dieser Gruppen jetzt nur in Westafrika leben, wie die Atypiden und Schizonotiden, so beweist doch ihr gleichzeitiges Vorkommen in Indien, daß sie früher auch in Ostafrika gelebt haben müssen. Genau das gleiche gilt bei der Süßwasserkrabbe *Geothelphusa*.

Auch bei den Schnecken treffen wir auf nordische Familien, die nur bis Afrika gekommen sind, ohne Madagaskar zu erreichen. Dies gilt von den Helicellinen, Clausiliiden, den Limaciden und Eniden, die allerdings meist überhaupt nicht weit südwärts gekommen sind. Von Prosobranchiern könnten wir die Pomatiasinen, Pupininen und Aciculiden beifügen, doch haben bezeichnenderweise von diesen mehr zu überseeischer Ausbreitung befähigten Tieren verschiedene noch im Pliozän wenigstens die Komoren erreicht, nämlich die Cyclophorine *Scabrina*, die Craspedopomatine *Cyclosurus* und die Cyathopomatine *Mychopoma*, von denen die erste und dritte auch orientalische Beziehungen zeigen und wohl von Indien über die arabische Landbrücke nach Afrika gelangt sind. Bei den Süßwassermuscheln treffen wir wieder auf zahlreiche Abweichungen Afrikas durch den Besitz von im Norden heimischen Gruppen, wie von den Heterogenen (*Pseudospatha*) und Rosanorhampheen (*Coelatura*, *Grandidieria*, *Nodularia*, *Parreysia* u. a.), die zum Teil noch ganz enge Beziehungen zu Indien aufweisen. Bei den Oligochäten endlich wäre nur die Megascolecine *Perionyx* zu erwähnen, von der sich *P. sansibaricus* von Sansibar bis Vorderindien erstreckt und nicht vor dem Pliozän eingewandert sein kann.

Ziehen wir nun aus alledem unsere Schlüsse, so ergibt sich, daß Madagaskar mit seinen Nachbargebieten vom Kambrium an lange Zeit breit mit Afrika zusammengehangen hat und vom Oberkambrium an einen mittleren Teil der großen Holonotis bildete, während es im Unterkambrium am Ostrande der Südatlantis lag. Dieser Zustand, wie ihn zuerst Frech und Lapparent dargestellt haben, dauerte bis in die Triaszeit herein fort. Jetzt bildete sich der Äthiopik aus, der zunächst

nur bis zum Nordende von Madagaskar vordrang (13° S, Afrika 0°). Der Jura brachte ein weiteres Einschneiden des Äthiopik. Im Lias kam er auf der madagassischen Seite bis zur engsten Stelle des Kanals von Mosambique (16° S), in Afrika nicht über das Somaliland hinaus. Im Dogger war das Meer im Osten schon bis etwa 24° S vorgedrungen, in Afrika bis 8° S. Trotzdem blieb von 24° S bis etwa 34° S eine genügend breite Landbrücke zwischen Madagaskar und Afrika übrig, um den Äthiopik vom südlichen Meere zu scheiden und einen Faunenaustausch zwischen beiden Ländern zu ermöglichen. Das Malm brachte keine wesentlichen Änderungen. Im Neokom bildete sich dann eine südliche Meeresverbindung aus und machte die Lemuris zur Insel. Gleichzeitig überflutete das Meer die afrikanische Ostküste bei Natal und im Osten des Kaplandes. Dann scheint eine Regression die südliche Landbrücke noch einmal über Wasser gehoben zu haben, so daß besonders in der Apt- und Aubestufe Madagaskar wieder mit Südafrika verbunden war. In der Aubestufe war aber inzwischen der Äthiopik an der afrikanischen Küste bis Mosambique (14° S) vorgedrungen. Das Cenoman brachte dann den zweiten Durchbruch und das endgültige Verschwinden der Landbrücke im Süden, während gleichzeitig das Meer die Ostküste Afrikas bis Sofala (20° S), im Senon bis zur Delagoabai (28° S) bedeckte. Drang hier das Meer von der Trias bis zum Senon schrittweise vor, so zog es sich im Somaliland ebenso nach Osten hin zurück. In der dänischen Stufe bildete sich dann eine neue Verbindung Madagaskars mit Afrika im Norden heraus, vielleicht in Verbindung mit vulkanischer Tätigkeit. Die Brücke mag etwa zwischen den Komoren und der Linie Mosambique—Kap St. André gelegen haben. Sie bestand im Untereozän fort, Madagaskar als Halbinsel an Afrika anschließend. Im Mitteleozän wurde sie überflutet, tauchte aber im Obereozän wieder auf und versank erst im Ende des Miozän, womit wohl die Eruptionen zusammenhängen, die die heutigen Komoren aufbauten. Wir möchten also für den Jura an der Neumayrschen Auffassung gegenüber der Lapparentschen festhalten. Für die Kreide muß aber jedenfalls die Kokensche Auffassung zugunsten der Lapparentschen aufgegeben werden; nur für die Aubestufe läßt sie sich an deren Stelle halten. Im Tertiär ergeben sich Abweichungen besonders gegen Ortmann und Matthew. Alle anderen Paläogeographen stimmen im ganzen mit unseren Ergebnissen überein. Außerdem dürfte dieses Beispiel auch zeigen, daß auf paläogeographischem Boden besonders durch das Zusammenarbeiten von Geologie und Biogeographie wesentliche Fortschritte zu erwarten sind.