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 Koroflu ß 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 Toware (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 Korofluß 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 Korofluß.

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 Celèbes 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 Marorogebiet. 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 Maroroformation 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 Maroroformation von Dollfuss (4) beschriebenen Fossilien können nach dessen eigenem Zugeständnis ebensogut dem älteren Tertiär wie der oberen Kreide angehören. Die Lagerung der Maroroformation 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 Maroroformation 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.«

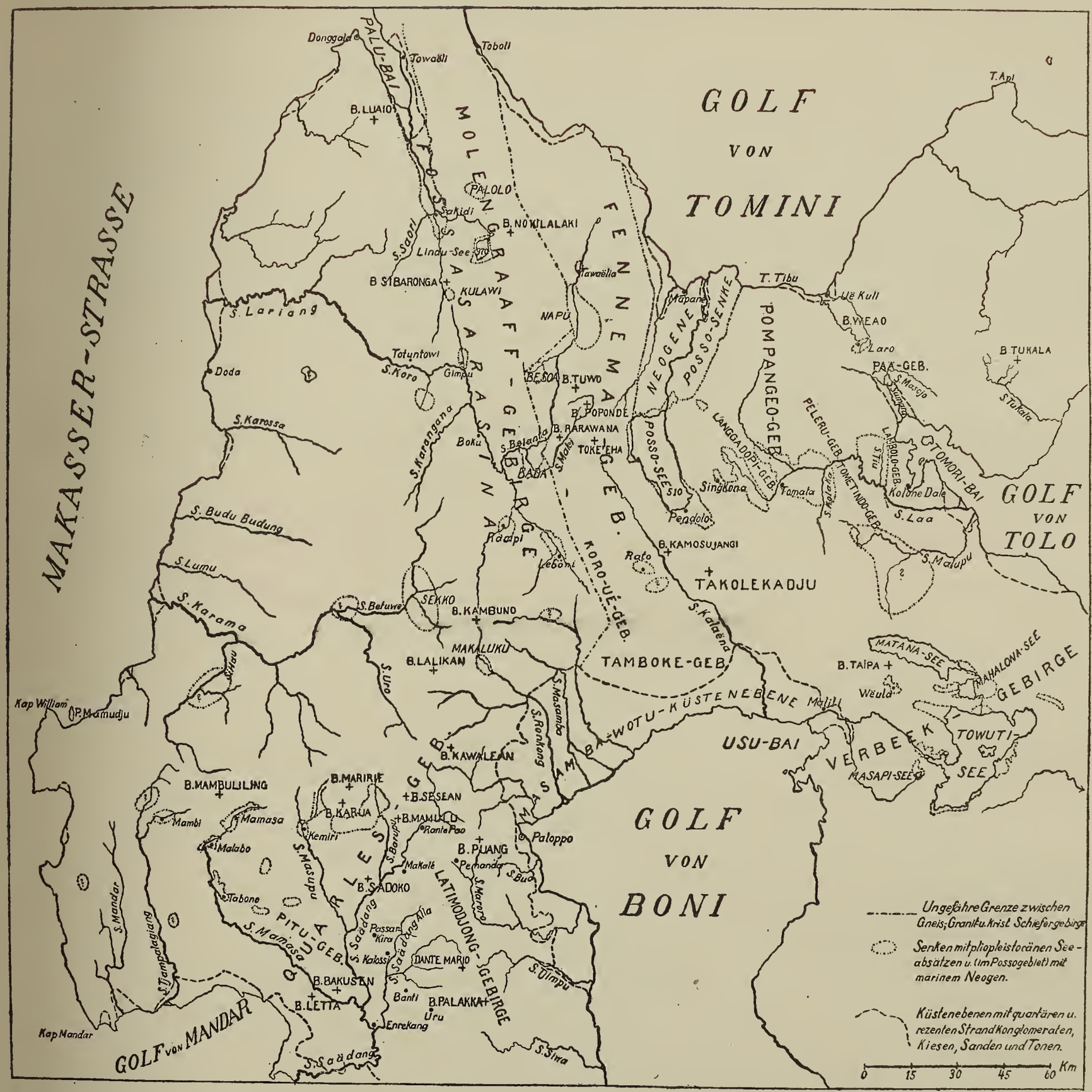
Die über dem Peridotit liegenden Mergel und Kalksteinschichten sind nach Ab. äußerst intensiv gefältelt. Die darüber liegenden dickeren massiven Kalksteinbänke lassen diese intensive Fältelung nicht erkennen; sie fallen am Taiparücken ziemlich regelmäßig mit 20° nach NNO. Ab. gibt für diese Erscheinung 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.«



Wanner.

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie

Jahr/Year: 1919

Band/Volume: 10

Autor(en)/Author(s): Wanner J.

Artikel/Article: Die Geologie von Mittel-Celebes nach den neueren Forschungen E. C. Abendanons und anderer 45-62