

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER GESTEINE VON SÜDOST-CELEBES

VON

WILHELM WUNDERLIN

in Strassburg i. Els.

Literaturverzeichnis:

1. ABENDANON: Die Expedition der Kgl. Niederländ. geograph. Gesellschaft nach Zentralcelebes 1909 und 1910. Petermanns Mitteil. 1911. I. S. 235 ff.
2. BECKE: Gesteine von Griechenland. Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil. I. 1878. S. 459 ff. u. II. 1879. S. 17 ff.
3. BONNEY: Notes on some Ligurian and Tuscan Serpentine. Ref. i. N. Jahrb. für Min., Geol. u. Paläo. 1881. I. S. 394 ff.
4. BÜCKING: Beiträge zur Geologie von Celebes. Samml. d. geolog. Reichsmuseums i. Leiden. Ser. I, Bd. VII, Heft 1. E. J. Brill, Leiden 1902.
5. ELBERT: Die Sundaexpedition des Vereins für Geographie und Statistik zu Frankfurt a. M. Frankfurt, Verl. v. H. Minjon. 1911. Bd. I. S. 260 ff.
6. GRUBENMANN; Über einige schweizerische Glaukophangesteine. Festschrift Harry Rosenbusch gewidm. von sein. Schülern zum siebzigst. Geburtstag 24 Juni 1906. Stuttgart.
7. HEZNER: Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite. Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil. XXII. 1903. S. 437 ff.
8. LÜDECKE: Der Glaukophan und die Glaukophan führenden Gesteine der Insel Syra. Zeitschr. der Deutsch. geolog. Gesellschaft. XXVIII. 1876. S. 248 ff.
9. MILCH: Über Glaukophan und Glaukophangesteine vom Elek-Dagh (nördliches Kleinasien) mit Beiträgen zur Kenntnis der chemischen Beziehungen basischer Glaukophangesteine. N. Jahrb. für Min., Geol. und Paläo. Festband 1907. S. 348 ff.
10. RETGERS: Über krystallinische Schiefer, insbesondere Glaukophanschiefer, und Eruptivgesteine im südlichen Borneo. N. Jahrb. für Min. u. s. w. 1893. I. S. 39 ff.

11. ROSENBUSCH: Zur Deutung der Glaukophangesteine. Sitzungsber. der Kgl. Preuss. Akad. der Wiss. Berlin 1898. XLV.
12. TSCHERMAK und SIPÖCZ: Beitrag zur Kenntniss des Zoisit. Sitzungsber. der Wien. Akad. 82. 1. 1880. S. 141 ff.
13. WANNER: Beiträge zur Geologie des Ostarms von Celebes. N. Jahrb. für Min. u. s. w. Beilage, Bd. XXIX. 1910. S. 739 ff.
14. WEINSCHENK: Zoisit vom Gorner Gletscher bei Zermatt. Zeitschr. für Kristallogr. u. Min. hergg. v. Groth. XXVI. S. 169 ff.

Die hier beschriebenen Gesteine wurden im Jahre 1909 von Herrn Dr. ELBERT auf der vom Frankfurter Verein für Geographie und Statistik veranstalteten Sundaexpedition gesammelt. Sie wurden von Herrn Dr. ELBERT, dem Leiter jener Expedition, Herrn Prof. Dr. BÜCKING zur Bestimmung überlassen, und dieser vertraute mir die nähere Untersuchung an.

Die Gesteine stammen von Südost-Celebes und den vorgelagerten Inseln Kabaena und Boeton. Eine kurze Beschreibung derselben mit besonderer Betonung der geologischen Verhältnisse findet sich in der in Buchform herausgegebenen ausführlichen Schilderung der Expedition durch Dr. ELBERT (5. S. 260—264).

In der vorliegenden Arbeit sind die Gesteine nach petrographischem Gesichtspunkt geordnet und beschrieben. Es sind teils Eruptivgesteine, teils kristalline Schiefer, in geringer Zahl auch Sedimente. Die Nummern der Gesteins-handstücke geben die Reihenfolge an, in der sie gesammelt wurden. Die Lage der angegebenen Fundstellen ist aus der hier beigefügten Karte Taf. 20, die dem erwähnten Werke Dr. ELBERT's mit der gütigen Erlaubnis des Verfassers und des Verlegers entnommen wurde, zu ersehen.

Die hier mitgeteilten Analysen wurden von Herrn Dr. TILLMANN im hygienischen Institut zu Frankfurt auf Veranlassung von Herrn Dr. ELBERT ausgeführt und Herrn Prof. Dr. BÜCKING zur Veröffentlichung überlassen.

Die im Nachfolgenden eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf das vorausgehende Literaturverzeichnis.

1. ERUPTIVGESTEINE.

Sie sind mit einer einzigen Ausnahme Tiefengesteine, nämlich Diorite und Olivin- und Enstatit-Bronzitgesteine, sowie Gabbro (N^o. 212). Der letztere ist ebenso wie ein aus einem Konglomerat stammendes stark zersetztes Ergussgestein (N^o. 245) am Schluss dieses Abschnittes beschrieben.

a. Diorite.

- N^o. 209. Roembia, Wambokowoe 6 Km. NNW. 20. Sept. 09.
 „ 214. „ „, am S.O.Fuss d. Gebirges Mendoke im
 im Oeloe La Eha. 20. Sept. 09.
 „ 174. Boeton, Passer Daoenabadjo, Strand. 20. Aug. 09.
 „ 195. „ „, Kali Sampolawa, scharfe Ecke westl.
 Lipoemangau. 23. Aug. 09.
 „ 199. „ „, Kali Sampolawa. 23. Aug. 09.
 „ 270. „ „, Kali Sewile bei Kampong Konkionkea.
 Geröll. 7. Nov. 09.
 „ 271. „ „, Kali Orontolo. Geröll. 7. Nov. 09.
 „ 232. Kabaena, Tandjoeng Batoemangiwa. 14. Okt. 09.

Die Gesteine sind mit Ausnahme von N^o. 270 und N^o. 209 quarzfreie Hornblendediorite. Bei gleichmässigem sehr feinem bis mittelkörnigem Gefüge zeigen sie durchweg dunkle Färbung. Oft schon makroskopisch erkennbar wechseln unregelmässig begrenzte Teile von gröberem Korn mit feinkörnigen Schlieren ab. Porphyrartige Ausbildung wurde nicht beobachtet.

Die *Hornblende* bildet Körner und Prismen, die in den grobkörnigeren Varietäten durchschnittlich 1 mm, in 214 sogar bis über 2 mm gross sind. In der Prismenzone ist das Mineral hin und wieder durch Prisma und Klinopinakoid idiomorph begrenzt. Zumeist ist die Hornblende allo-

triomorph gegen den angrenzenden Plagioklas und besitzt deshalb im Dünnschliff ganz unregelmässige Umrisse. Eine Querspaltung ist besonders bei den nach der Vertikalaxe gestreckten Kristallen vorhanden, aber seltener als bei den in dieser Arbeit beschriebenen Amphibolithornblenden. Ebenso sind Spaltrisse nach dem Klinopinakoid äusserst selten.

Die Auslöschungsschiefe steigt in der Prismenzone bis 18°. Der Pleochroismus ist sehr deutlich: *a.* gelblich < *ü.* graugrün < *r.* grün, öfters mit einem Stich ins Bläuliche. Als Einschluss kommt in der frischen Hornblende nur etwas Magneteisen vor.

Fast überall lässt sich die beginnende Umwandlung in Serpentin beobachten. Pseudomorphosen von wirrfasrigem, bräunlichem bis grünlichem Serpentin mit feinen Magnetitkörnern sind minder häufig. In 209 ist die Ausscheidung von Magnetit bei der Zersetzung einzelner Hornblenden so intensiv gewesen, dass bis 1 mm grosse Magnetitkörner entstanden sind. Sie lassen nur noch an einem grünen serpentinösen Saum ihre Entstehung aus Hornblende erkennen.

Die durchschnittlich 1 mm, nur in 214 bis über 2 mm grossen *Plagioklase* sind meistens nur in der brachydiagonalen Zone idiomorph. Sie zeigen die Basis und das Brachypinakoid, seltener das Prisma. Die Spaltung nach P wie nach M ist durch scharfe und zahlreiche Risse angedeutet. Auch nach den beiden Prismenflächen laufen häufig unregelmässige Risse. Eine Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ist fast immer vorhanden, seltener nach dem Albit- und Periklingesetz zugleich. Nach den beobachteten Auslöschungsschiefen sowie nach der Lichtbrechung gehört der Plagioklas zu den basischeren. Einschlüsse sind nicht vorhanden. Graue, wolkige, nicht näher bestimmbare Trübungen finden sich allenthalben in geringer Menge.

Kleine *Quarzkörner* mit Flüssigkeitseinschlüssen liegen in den beiden erwähnten Gesteinen spärlich zwischen den anderen Gemengteilen.

Von Herrn Dr. TILLMANN wurde N^o. 232 analysirt. Es ergaben sich folgende Werte:

Si O ₂	48,12
Al ₂ O ₃	16,57
F ₂ O ₃	2,60
FO	3,27
Ti O ₂	0,36
Ca O	10,42
Mg O	6,67
Na ₂ O	5,79
K ₂ O	1,16
Glühverlust	4,04
	<hr/>
	99,00

Das analysirte Gestein gehört zu den quarzfreien Dioriten. Der hohe Alkaligehalt der Analyse kann nur vom Plagioklas und der Hornblende herrühren. Der Plagioklas ist, wie aus seinem optischen Verhalten hervorgeht, ziemlich basisch, enthält also weniger Natron als Kalk. Da er ungefähr in gleicher Menge vorkommt wie die Hornblende, muss letztere reich an Alkalien sein. Eine genauere Berechnung ist unterlassen, da das Gestein und besonders die Hornblende, wie auch aus dem starken Glühverlust hervorgeht, ziemlich verwittert ist.

*b. Olivin- Enstatit-Gesteine, sowie deren
Umwandlungsprodukte.*

Harzburgite.

N^o. 185. Boeton, Bergabhang zum Kali Bae-Bae. 25.
Aug. 09.

- N^o. 215. Roembia, in der Nähe der Quelle des Kali Poleang. S.O.Fuss d. Gebirges Mendoke. 21. Sept. 09.
- „ 216*. „ , in der Nähe der Quelle des Kali Poleang. Lawangkoedon. 21. Sept. 09.
- „ 220. „ , O.S.O.Kuppe d. Gebirges Mendoke, S.O.Abhang. 497 m Meereshöhe. 21. Sept. 09.
- „ 222. „ , S.O.Abhang d. Gebirges Ossoschoea am Kali Lawangkoedon. 558 m. 22. Sept. 09.
- „ 558*. Kabaena, Sangia Wita. 250 m NNO. 24. Okt. 09.
- „ 252*. „ , Poeloe Balo. 26. Okt. 09.
- „ 253*. „ , „ „ „ „ „
- „ 255*. „ , Kali Pomboeloe, linker Nebenfluss d. K. Kaidoepa zwischen Eete Eempoehoe. Landschaft Balo. Okt. 09.
- „ 260 „ , Sangia Witta. NNO. 740 m. 23. Okt. 09.

* In den mit * bezeichneten N^o. sind die unten beschriebenen Druckerscheinungen besonders deutlich ausgeprägt.

Die hierher gehörigen Gesteine sind durch die bis über $\frac{1}{2}$ cm grossen Enstatite, die sich deutlich aus dem feinkörnigen bis dichten Grundgewebe abheben, porphyrtig. Das Grundgewebe besteht aus Olivin, der sich ebenso wie der andere Gesteinskomponent, der Enstatit, teilweise in Serpentin zersetzt hat.

Der *Olivin* bildet unregelmässige Körner, die bis c. 3 mm gross werden. Nur an den grösseren ist die Spaltung nach den Pinakoiden zu beobachten. Undulöse Auslöschung ist nicht selten. An Einschlüssen enthält der Olivin sehr reichlich winzige Magnetit- und etwas grössere im Dünnschliff dunkelbraune Chromitkörner.

In den Gesteinen, die oben durch ein der Nummer beigefügtes * bezeichnet sind, findet sich der Olivin zum grossen Teil in feinkörnigen Aggregaten. Diese verdanken ihre Bildung einer Zertrümmerung grösserer Körner. Auf Tafel 18 ist in Figur 1 ein grösseres Olivinkorn mit einer feinkörnigen Randzone gut zu erkennen.

In denselben Gesteinen heben sich aus den Olivinpartien zuweilen schmale, parallel zu längeren Gesteinsrissen verlaufende Streifen winziger Magnetite ab. Diese auffallende Lagerung der Magnetitkörnchen in ihren grossenteils optisch normalen, nur randlich oft zerriebenen Wirten lässt sich wohl nur so erklären, dass sie sich erst unter der Einwirkung des Druckes in dieser Lage gebildet haben. (Die Streifen finden sich auf Tafel 18 in Figur 1 besonders deutlich in dem grösseren Olivinkorn.)

Der Olivin ist teilweise in bräunlichen bis grünlichen Serpentin umgewandelt, auffallenderweise ist die Serpentinisierung in den erwähnten Gesteinen, welche die stärksten Druckwirkungen am Olivin aufweisen, weniger vorgeschritten.

Der *Enstatit* ist grünlichbraun bis bronzefarben und besitzt keine ebenflächige Begrenzung. Auf den Spaltflächen nach $\infty \bar{P} \infty$ zeigt das Mineral metall- bis glasartigen Glanz. Auch tritt hier häufig eine schwach wellenförmige Biegung deutlich hervor und eine oft mehrfache, zum Teil ziemlich scharfe Knickung unter stumpfem Winkel, Verhältnisse, die auf Tafel 18 an den Enstatiten in Figur 1 und 2 abgebildet sind. Die Knickung beruht bekanntlich auf einer Gleitzwillungsbildung nach $\frac{1}{4} \bar{P} \infty$.

Die brachypinakoidale Spaltung ist durch viele scharfe Risse angedeutet. Die prismatische Spaltung ist ebenfalls gut, jedoch sind die Risse nicht so zahlreich. Nur kurze anastomisierende Sprünge finden sich parallel den Flächen

des Makropinakoids. Die meisten Körner besitzen infolge der guten Spaltung eine fasrige Struktur.

Im Dünnschliff ist das Mineral hellgelblichgrau bis nahezu farblos. Pleochroismus lässt sich nirgends beobachten. Undulose Auslöschung tritt öfters auch an sonst normalen Kristallen auf und stets an den gebogenen.

In einigen Gesteinen, besonders in N^o. 252 und 255, in denen sich auch am Olivin die beschriebenen Druckerscheinungen am häufigsten finden, erscheinen die Enstatite lang gestreckt und zu einander annähernd parallel gestellt. Wahrscheinlich haben sich einzelne Teile der Kristalle infolge des Druckes parallel der Hauptspaltfläche verschoben, wodurch dann diese eigentümliche Form und Lagerung der Kristalle entstanden ist.

In allen Gesteinen beobachtet man öfters im Enstatit bei gekreuzten Nicols lamellenartige Streifen. Eine bestimmte einheitliche Orientierung derselben konnte nicht nachgewiesen werden. Ihre Richtung scheint jedoch hauptsächlich abhängig von dem Druck, dem das Gestein ausgesetzt gewesen war. Die Entstehung der Lamellen ist wahrscheinlich auf Gleitungen zurückzuführen, vielleicht auf solche nach $\frac{1}{2} P \infty$.

An Einschlüssen führt das Mineral spärlich Magnetit- und Chromeisenkörner. Ein Teil derselben ist wohl sekundär und erst infolge der Zersetzung des Wirts entstanden.

Die Umwandlung des Enstatites in bräunlichen bis grünen Serpentin beginnt, wo das Mineral die oben beschriebenen Lamellen enthält, von diesen aus. Sie schreitet dann vom Innern der Kristalle nach dem Rande zu, sodass oft nur der Kern in Serpentin umgewandelt ist. Im Gegensatz dazu steht die normale Zersetzung, die vom Rande und von Spaltrissen aus beginnt. Beide Zersetzungsarten kommen zuweilen an demselben Kristall vor.

Bronzitfels.

N^o. 243. K a b a e n a, Tandjoeng Beloeloepi am Telog. 17.
Okt. 09.

Das Gestein hat eine schmutzig braungüne Farbe, grobkörnige Struktur und besteht lediglich aus durchschnittlich $1\frac{1}{2}$ cm grossen, wirr gelagerten und unregelmässig begrenzten Bronziten und ist deshalb als Bronzitfels zu bezeichnen. Der *Bronzit* unterscheidet sich von dem Enstatit der Harzburgite durch seine dunklere, braune Färbung. Man muss daraus auf einen höheren Eisengehalt schliessen. Im übrigen zeigt er die gleiche Spaltung wie der Enstatit. Wellenförmige Biegung des Minerals ist seltener. Mehrfache Knickung lässt sich öfters auf der stark braun glänzenden Ablösungsfläche erkennen. Sie ist nach dem mikroskopischen Befunde ziemlich scharf. Fasrige Struktur ist auch hier häufig. Undulöse Auslöschung wurde mehrfach beobachtet. An Einschlüssen enthält der Bronzit spärlich Magnet Eisen und Chromeisen in Oktaederform.

Randlich sind die vorliegenden Gesteine zum Teil in eine wenige Millimeter dicke, dunkelbraune bis hellgrüne, an Magnet Eisen reiche Serpentschicht umgewandelt.

Das Gesteine kommt als „Bank“ in einem Harzburgit (N^o. 242) eingelagert vor, ist daher wohl nur eine lokale Ausscheidung in demselben.

Ebenfalls wohl eine lokale Ausscheidung ist Gestein:

N^o. 236. K a b a e n a, Tandjoeng Lengora. Okt. 09.

Ein hellbräunlicher, feinkörniger bis dichter Serpentin, der noch spärlich Olivin enthält und die für serpentinierten Olivin charakteristische Maschenstruktur aufweist. Ob aller Serpentin in diesem Gestein nur aus Olivin hervorgegangen ist, oder noch andere Mineralien sich am Aufbau des frischen Gesteins beteiligen, war nicht festzustellen.

statit an seiner glänzenden Spaltfläche erkannt wird. Sie bestehen aus an Magneteisen äusserst reichem Serpentin. Die winzigen Körner des Magnetits sind öfters in parallelen Reihen angeordnet, die, wo noch ein Rest von Enstatit vorhanden ist, parallel seiner besten Spaltung gehen. Diese reihenförmige Anordnung der Magnetitkörner ist also als Reliktstruktur des Enstatits anzusehen.

Das Gestein N^o. 231 besitzt eine rötliche Farbe und unterscheidet sich makroskopisch von N^o. 225b und N^o. 226 im wesentlichen nur durch das Fehlen der schwarzen Partien. Auch hier wird das rötlichbraune Serpentinegewebe von dünnen, bis 3 mm breiten Adern eines hellgrünen Serpentin (Chrysotil) durchzogen. Die breiteren Adern bestehen in der Mitte oft aus dichtem Serpentin. Die schmälere sind zuweilen von Magnetit erfüllt. Enstatitrelikte sind nicht nachweisbar. Vielleicht ist dieser Serpentin aus einem dunitartigen Gestein ähnlich wie N^o. 236 entstanden.

Mit den eben besprochenen Serpentin zusammen findet sich noch eine *Serpentinbreccie*, die vielleicht als eine Art Reibungsbreccie angesehen werden darf und deshalb besser hier als bei den klastischen Sedimentgesteinen besprochen wird.

N^o. 218. Roembia, O.S.O.Kuppe des Gebirges Mendoke.
S.O.Abhang. 240 m. 21. Sept. 09.

Schon makroskopisch erkennt man an einzelnen bis über 1 cm grossen dunkelgrünen Serpentinbrocken, die in einer etwas helleren, ein wenig porös erscheinenden Serpentinmasse liegen, den breccienartigen Charakter des Gesteins. Unter dem Mikroskop zeigt auch die dem blossen Auge einheitlich erscheinende Serpentinmasse eine klastische Beschaffenheit, insofern sie aus Fragmenten von nur wenigen Millimetern Grösse besteht. In einzelnen derselben kommt ein serpentinisirtes, nach einer Richtung gut spaltendes

Mineral in einem Maschengewebe von Serpentin vor. Dasselbe unterscheidet sich nicht bemerkenswert von den zersetzten Enstatiten der Harzburgite. Da die betreffenden Gesteinsbröckchen auch noch Magnetit- und Chromitkörner enthalten, sind sie als zersetzter Harzburgit anzusprechen. In einzelnen Fragmenten finden sich auch tonige Beimengungen.

Nº. 233. Kabaena, Tdj. Batoemangiwa, auf Spalten. 14.

14. Okt. 09.

Nº. 234. Kabaena, Tdj. Batoemangiwa. 14. Okt. 09.

Als Verwitterungsprodukt der Serpentine liegen weisse, sehr feinkörnige und leicht zerreibliche Knollen vor, die nach der qualitativen chemischen Analyse als *Hydromagnesit* zu bezeichnen sind. Sie enthalten noch Reste von grünem Serpentin in langen Fasern von lockerem Gefüge. Auch wurde ein allmählicher Übergang eines bräunlichen, dichten Serpentin in Hydromagnesit beobachtet. Nach den Strukturrelikten ist dieser Serpentin mit grosser Wahrscheinlichkeit aus einem Harzburgit hervorgegangen. Dass die Zersetzung nur an den den Atmosphären leicht zugänglichen Stellen soweit vorschreitet, geht aus den Stücken hervor, die auf der einen Seite noch aus fasrigem Serpentin bestehen, der nach aussen von einer wenige Centimeter dicken Lage aus knolligem Hydromagnesit überzogen ist. Die rein weissen Varietäten enthalten nur noch wenig Kieselsäure, lösen sich also unter Entwicklung von Kohlensäure fast ganz in Salzsäure.

c. Gabbro.

Nº. 212. Roembia, Wambakowoe. 6 km NNW. 20. Sept. 09.

Dieses Gestein ist gleichmässig grobkörnig und besteht aus Plagioklas und dunklem, etwas grünlich glänzendem Diablas; als Nebengemengteil ist Hornblende vorhanden.

Der *Plagioklas* herrscht über den *Diallag* etwas vor. Er ist ganz unregelmässig begrenzt, nur in der brachydiagonalen Zone liessen sich selten Basis und Brachypinakoid beobachten. Die Spaltrisse nach P und M sind sehr scharf, die nach den beiden Prismenflächen etwas unregelmässiger. Neben der überall vorhandenen Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz kommt selten zugleich eine solche nach dem Periklingesetz vor. Nach Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe gehört der Plagioklas zu den basischen.

Der *Diallag* bildet Körner, die nur selten Kristallflächen und zwar die beiden Vertikalpinakoide und das Primärprisma erkennen lassen. Die Spaltung nach dem Prisma wie nach dem Orthopinakoid ist gut. Die Auslöschungsschiefe beträgt c. 40°. Im Dünnschliff ist das Mineral schwach grünlich bis nahezu farblos und nicht pleochroitisch.

Als Einschluss findet sich Titanit nicht gerade selten. Häufig sind die Augitkörner von parallel gestellten Augitfasern durchwachsen.

Allenthalben zeigt das Mineral eine Zersetzung in eine serpentinöse Substanz.

Nur spärlich vertreten ist im Gestein eine grüne *Hornblende*. Sie ist unregelmässig begrenzt. Der Pleochroismus ist deutlich: *n.* hellbräunlich < *h.* graugrün < *r.* grün. Die Auslöschungsschiefe beträgt c. 18°.

Anhangsweise sei hier noch ein Eruptivgestein erwähnt, das sich im Konglomerat westlich der Mündung des Padangoma gefunden hat.

N^o. 245. Kabaena. Okt. 09.

Das Gestein ist dicht, grünlich dunkelgrau und enthält einzelne kleine, kugliche Kalkmandeln. Unter dem Mikroskop kann man bei der weit vorgeschrittenen Zersetzung nur winzige Magnetite und schmale, graue Leisten in wirrer

bis strahliger Anordnung erkennen, die man für zersetzten Plagioklas halten möchte. Wahrscheinlich liegt ein stark verwitterter *Diabasmandelstein* vor.

2. KRISTALLINE SCHIEFER.

Die Kristallinen Schiefer sind teils gewöhnliche Amphibolite, teils Glaukophanschiefer.

a. Amphibolite.

- N^o. 213. Roembia, S.O.Abhang des Geb. Mendoke. 20. Sept. 09.
 „ 250. Kabaena, Tdj. Wawobalo westl. Eempoehoe bei Balo.
 „ 254. „ „ „ Eempoehoe Landschaft Balo.
 „ 559. „ „ „ Sangia Wita, loser Block im Kali Ransendere am Kampong Enano. 26. Okt. 09.
 „ 261. „ „ „ 120 m Meereshöhe, Hügel am Sangia Wita. NNO. 25. Okt. 09.

Die vorliegenden Amphibolite führen als feldspatigen Gemengteil Plagioklas. Quarz ist nur in N^o. 250 und 254 in geringer Menge enthalten; in 250 kommt auch Augit spärlich vor.

Gestein 213 erhält durch die parallel angeordneten dünnen, schwarzen Hornblendenadeln eine ausgesprochene lineare Parallelstruktur, während 250 und 254 eine deutliche Schieferung (plane Parallelstruktur) besitzen und die kurzsäulige Hornblende wirr gelagert enthalten. Die Gesteine 559 und 261 sind nur undeutlich geschiefert.

Die *Hornblende* hat eine Durchschnittsgrösse von $1\frac{1}{2}$ mm. Selten tritt neben dem Prisma noch das Klinopinakoid auf. Neben der guten Spaltbarkeit nach dem Prisma werden

selten ziemlich kurze Spaltrisse nach dem Klinopinakoid und solche nach dem Orthopinakoid beobachtet.

Der Pleochroismus ist; *a.* gelblich < *h.* olivengrün < *r.* bläulichgrün. Die Auslöschungsschiefe beträgt auf dem Klinopinakoid 16°—18°. Als Einschlüsse finden sich Apatit-säulchen, Titanitkristalle, sowie Magnetitkörnchen und Rutilnadelchen ziemlich reichlich.

In den Gesteinen 559 und 261 ist die Hornblende lichter gefärbt, auch ist ihr Pleochroismus schwächer; zugleich enthält sie viel weniger Einschlüsse.

Verwitterungserscheinungen zeigt das Mineral nicht.

Der *Plagioklas* bildet gewöhnlich mosaikartige Aggregate. Diese besitzen in 213 ein feineres Korn als in den anderen Amphiboliten, in denen der Plagioklas ungefähr dieselbe Grösse hat wie die Hornblende. Zwillingslamellierung lässt sich nur an den grösseren Körnern erkennen. Bei 250 und 254 kommt neben der Lamellierung nach dem Albitgesetz ziemlich häufig noch eine zweite Streifung nach dem Periklin-gesetz vor. Nach Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe hat der Plagioklas eine Labrador-ähnliche Zusammensetzung.

Im Dünnschliff ist das Mineral häufig durch graue, nicht mit Sicherheit bestimmbare Zersetzungsprodukte getrübt. Besonders in den Gesteinen 559 und 261 ist der Plagioklas stark zersetzt.

Der *Quarz* bildet in 250 und 254 mosaikartige Haufwerke. Er ist wasserhell und ziemlich reich an Flüssigkeitseinschlüssen.

Das Gestein 250 führt spärlich *Augit*. Er ist hellgrün und findet sich nicht in idiomorphen Kristallen, sondern in kleinen, selten bis 1 mm grossen Körnern. Neben der Spaltung nach dem Prisma ist noch eine solche nach dem Orthopinakoid vorhanden, jedoch ist sie nicht so vollkommen wie bei dem normalen Diabas.

Der Augit wandelt sich vom Rande und von Sprüngen aus in Hornblende um. Da der aus Augit entstandene Amphibol sich von der übrigen Hornblende des Gesteins nicht unterscheidet, darf man wohl für diese die gleiche Entstehung annehmen. Wahrscheinlich hat sich aus dem Augit die spezifisch schwerere Hornblende durch dynamometamorphe Vorgänge gebildet ¹⁾.

In die Verwandtschaft der Amphibolite gehört noch Gestein:

N^o. 223. Roembia, Gebirge Mendoke. S.O.Abhang. Tal des Lasoeroeme, Meereshöhe 320 m. 23. Sept. 09.

Es ist ein Amphibolfels von mittlerem Korn. Ausser der kurzsäuligen wirt gelagerten Hornblende führt er noch hellbraune Biotitblättchen, die aber nur wenige Prozente des Gesteins ausmachen. Der geringe Titangehalt, welchen Dr. TILLMANN bei der Analyse des Gesteins fand, rührt von winzigen Rutilen her, die in Form länglicher, etwas unregelmässiger Kristalle und knieförmiger Zwillinge in der Hornblende eingeschlossen vorkommen.

Die in der folgenden Tabelle angegebene Gesteinsanalyse zeigt kaum erhebliche Abweichungen von der zum Vergleich in derselben Tabelle unter 2 beigefügten Analyse einer Hornblende aus einem Pyroxenamphibolit des niederösterreichischen Waldviertels (Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. 1910. S. 654). Die geringen Unterschiede im Tonerde- und Eisengehalt sind vielleicht auf die Beimengungen des Biotits zurückzuführen.

Da sich bei der oben (S. 259) beschriebenen Umwandlung des Augits in Hornblende keine weiteren Mineralbildungen gefunden haben, so muss man für den Augit und die aus

1) GRUBENMANN: Die Kristallinen Schiefer. 2 Aufl. S. 78 u. 79. Berlin 1910.

	1 N ^o . 223	2 Hornblende	3 Diallag
SiO ₂	42,84	43,71	46,40
Al ₂ O ₃	11,96	14,98	15,59
F ₂ O ₃	6,79	2,30	12,62
FeO	4,67	10,72	
TiO ₂	1,20	0,31	
CaO	11,36	11,46	13,52
MgO	13,06	11,70	7,15
Na ₂ O	3,34	2,13	2,23
K ₂ O	0,38	0,65	0,93
Glühverlust	1,80	1,48	1,60
		MnO : 0,30	
Summe	97,40	99,74	100,04

ihm entstandene Hornblende, wenn nicht gleiche, so doch wenigstens ähnliche chemische Zusammensetzung annehmen; denn eine geringe Wegführung oder Hinzufügung anderer Stoffe, insbesondere von Calcium und Magnesium, kann sich leicht der Beobachtung entziehen. Für die Hornblende und also auch für den Augit ist, da sich erstere nicht wesentlich von der Hornblende des Amphibolfels N^o. 223 unterscheidet, eine ähnliche Zusammensetzung anzunehmen, wie sie die Analyse N^o. 223 angibt. Als Stütze für die Vermutung, dass sich der Augit ohne wesentliche Substanzänderung in Hornblende umwandelt, ist zum Vergleich in der obigen Tabelle unter 3 die Analyse eines Augits und zwar eines Diallags aus einem Amphibolit von Izushi, Provinz Musashi (Japan), (Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie XIV, S. 401) angeführt, der dadurch besonders interessant ist, dass er sich in ein glaukophanartiges Mineral umwandelt.

b. Glaukophanschiefer.

Die Glaukophanschiefer von Südost-Celebes lassen sich in zwei Gruppen einteilen. Bei der einen Art verrät sich der Glaukophanreichtum schon bei Betrachtung mit blossem Auge durch die bläulichgraue Farbe. Die andere Gruppe gehört zur Klasse der Graphitglimmerschiefer; in ihnen wird der Glaukophan mit unbewaffnetem Auge nicht bemerkt. Die erste Gruppe wollen wir kurzweg Glaukophanschiefer, die zweite „Glaukophan führende Graphitglimmerschiefer“ nennen.

Glaukophanschiefer.

- N^o. 204. Roembia, Liano, oberhalb im Kali Liano, 320 m.
13. Sept. 09.
„ 205. „ „, Lankapa nördl. am Fuss des Tadoka.
15. Sept. 09.
„ 206. „ „, Kali Lankapa am Fuss der Gebirges
Amala bei Lantoboea. 15. Sept. 09.

Trotzdem die Gesteine wesentlich aus den gleichen Mineralien aufgebaut sind, verdient doch jedes wegen der strukturellen Eigentümlichkeit und des verschiedenen Grades der Zersetzung für sich betrachtet zu werden.

N^o. 204 ist dunkelbläulichgrau, besitzt eine feinwellige Schieferfläche und ein feinschuppiges bis dichtes Gefüge. Aus dem Grundgewebe hebt sich Eisenkies in kleinen Würfeln und unregelmässigen Anhäufungen hervor. Bei näherer Untersuchung erkennt man im Gestein parallel angeordnete, bis 1½ mm breite, unregelmässige Streifen, gebildet von Zoisit, Plagioklas und Chlorit, die mit solchen von Glaukophan wechseln (vgl. Figur 3 auf Tafel 18).

Ungefähr die Hälfte des Gesteins besteht aus *Glaukophan* in stengliger Ausbildung. In der Prismenzone zeigen die

langgestreckten bis 4 mm grossen Kristalle nur das Primärprisma entwickelt, und zwar die kleineren besonders scharf. Ebenflächige terminale Begrenzung fehlt. Die Enden der Kristalle sind vielmehr zerfasert und greifen bei paralleler Lagerung der Stengel ineinander.

Neben der vollkommenen Prismenspaltung wurde auch Querspaltung, wie sie BÜCKING vom Glaukophan eines Glaukophanepidotglimmerschiefers aus dem Pangkadjene-Fluss West-Celebes' (4, S. 136) erwähnt, ziemlich häufig beobachtet.

Der Pleochroismus ist sehr kräftig: α . schwach grünlich, β . violettblau, γ . himmelblau. Die Auslöschungsschiefe beträgt auf dem Klinopinakoid gegen 4° .

Als Einschlüsse erscheinen ziemlich häufig Titanitkristalle mit spitzkeilförmigen Umrissen.

Hier und wieder kommt der Glaukophan in enger Verknüpfung mit *Chlorit* vor. Alsdann gehen die blauen Farbtöne ganz allmählig in die grünen des *Chlorits* über; zugleich wird die Spaltung des Glaukophans undeutlicher. Ob diese Erscheinung von einer Umwandlung des Glaukophans in *Chlorit* herrührt oder die Beimengung des letzteren von der unten beschriebenen Entstehung des Glaukophans herrührt, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden.

Der *Zoisit* ist in zweifacher Ausbildung vorhanden, nämlich in fein- bis mittelkörnigen Aggregaten und in einzeln gelegenen, nach der Vertikalaxe säulenförmigen Kristallen von durchschnittlich $1\frac{1}{2}$ mm Länge bei c. $\frac{1}{2}$ mm Breite. Eine ebenflächige terminale Begrenzung der Säulen fehlt. Die Spaltrisse nach dem Brachypinakoid sind ziemlich zahlreich und scharf, auch die Spaltung nach dem Makropinakoid ist angedeutet. Querabsonderung zur Längsrichtung ist häufig. Besonders die grösseren Kristalle oder Körner zeigen Erscheinungen, wie sie TSCHERMAK (12, S. 144 ff.) und WEIN-

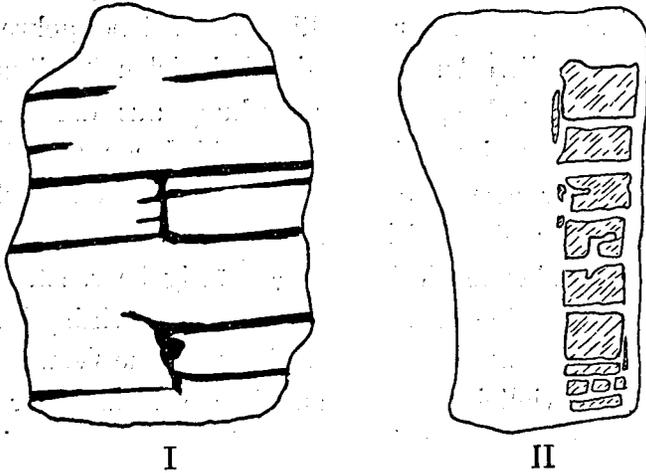
SCHENK (14) vom Zoisit beschrieben. Sie lassen nämlich bei gekreuzten Nicols eine Streifung erkennen, die an die Zwillingslamellierung der Plagioklase erinnert. (Auf Tafel 18 ist in Figur 4 ein solcher lamellierter Zoisit bei gekreuzten Nicols dargestellt.) Auch hebt sich bei vielen Zoisiten, die einheitlich auslöschen, bei der Drehung aus der Dunkelstellung eine Streifung in zwei verschiedenen Interferenzfarben deutlich hervor. Seltener sind bei solchen Kristallen die nach ihrer einheitlichen Auslöschung als zusammengehörig anzusehenden Teile unregelmässig begrenzt.

TSCHERMAK fasste solche Erscheinungen als Zwillingsbildung auf, nach WEINSCHENK handelt es sich um eine Verwachsung optisch und vielleicht auch chemisch verschiedener Substanzen, „deren Verhältnisse immerhin grosse Analogie mit den zwischen Orthoklas und Sanidin bestehenden darbieten“ (14, S. 172).

ÖFFERS liess sich auch Folgendes am Zoisit beobachten. Kristalle und grössere Körner (— bis 1 mm Grösse —) sind durch Querabsonderung zerteilt, und zwischen den einzelnen Teilen der sonst einheitlichen Stengel, beziehungsweise Körner liegt wasserhelle Plagioklasssubstanz in parallel orientierten Partien. Lamellierung lässt der Feldspat meistens nicht erkennen.

Die Zeichnung I gibt ein grösseres Zoisitkorn (von c. 1 mm Durchmesser) mit eingeschalteter Plagioklasssubstanz in der Dunkelstellung für die letztere wieder. Auch wurde mehrfach Zoisit im Plagioklas eingelagert vorgefunden, wobei der Feldspat den Zoisit durchdringt, wie dies Zeichnung II veranschaulicht. In dieser ist der Zoisit schraffiert. Es entstehen dadurch Bilder, die bei gekreuzten Nicols Ähnlichkeit mit den beschriebenen lamellierten Zoisiten zeigen, aber ohne Analysator sich leicht von ihnen unterscheiden, weil die Plagioklasssubstanz eine

geringere Lichtbrechung besitzt als der Zoisit. Es kommt auch vor, dass ein Zoisit die oben beschriebene Lamel-



lierung aufweist und zugleich parallel zu den Lamellen Plagioklassubstanz eingeschaltet enthält, die nicht mit den Lamellen auslöscht.

Es scheint, dass von den beiden Mineralien, Zoisit und Plagioklas, das eine auf Kosten des anderen entstanden ist.

Der Zoisit zeigt sowohl in den Körnern wie in den Kristallen eine beginnende Umwandlung in Chlorit. Vollständige Pseudomorphosen von Chlorit nach Zoisit sind seltener.

Der *Plagioklas* ist wasserhell. Er findet sich sowohl in einzelnen, etwas länglichen, abgerundeten bis $\frac{1}{2}$ mm grossen Körnern als auch in mosaikartigen Anhäufungen. Ebenflächige Begrenzung wurde nirgends beobachtet. Nur die grösseren Körner zeigen zuweilen Zwillingslamellierung, wobei die Lamellen das Mineral öfters nicht ganz durchsetzen. Dass die Körner, die überhaupt keine Lamellierung zeigen, nicht Quarz sein können, ergab die mikrochemische Reaktion und die Erscheinung im konvergenten Licht

(Achsenbild). Nach dem Maximum der Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zur Zwillingssebene (gegen 20°) und nach der Lichtbrechung handelt es sich höchst wahrscheinlich um Albit.

Besonders den wasserhellen Plagioklasstreifen sind häufig Eisenkieswürfel eingelagert.

Nicht gerade selten ist ein schwach bräunlicher *Augit*. Ebenflächige Begrenzung fehlt ihm. Die grösseren Kristallkörner von etwa 2 mm Durchmesser besitzen neben der verhältnismässig gut ausgeprägten Prismenspaltung, aber dieser gegenüber zurücktretend, noch eine solche nach dem Orthopinakoid. Die Auslöschungsschiefe beträgt in der Prismenzone bis gegen 40° .

Vom Rande aus wandelt sich der *Augit* in *Glaukophan* um. Die beiden Figuren 1 und 2 auf Tafel 19 veranschaulichen dies Verhältnis. Die *Glaukophan*substanz hebt sich aber in der Photographie nur bei gekreuzten Nicols (Figur 2) von dem in die Dunkelstellung gedrehten *Augit*kern deutlich ab. Dagegen sieht man ohne Analysator deutlicher, wie die beiden Mineralien mit feinsten Fasern ineinander greifen (Figur 1).

In den Spaltrissen des *Augits* findet sich zuweilen *Chlorit* als Zersetzungsprodukt abgelagert. Sehr wahrscheinlich ist daher ein Teil des *Chlorits*, welcher sich im *Glaukophan* vorfindet, aus dem *Augit* — nicht aus dem *Glaukophan* selbst — entstanden.

Titanit bildet öfters in Haufwerken kleiner rundlicher Körner, die COHEN mit Insekteneiern verglichen hat, Säume um die *Glaukophan*streifen.

N^o. 205 besitzt eine fasrige Struktur dadurch, dass das bläulichgraue Gesteinsgewebe, welches hauptsächlich aus *Glaukophan* und nur aus geringen Mengen der andern im Gestein vorhandenen Mineralien besteht, schon mit blossen

Auge erkennbare, dünne Streifen oder bis erbsengrosse Anhäufungen von Epidot, Muskovit und Biotit enthält. Durch die wirre Lagerung der Mineralien, sowie den Gehalt an Omphacit, Epidot, Glimmer und Granat ist das Gestein gut von 204 unterschieden.

Der *Glaukophan* besitzt den gleichen Pleochroismus und dieselbe Auslöschungsschiefe wie in N^o. 204. Gut ausgebildete Kristalle und damit deutliche Querschnitte sind seltener. Vielmehr handelt es sich meistens um ganz unregelmässig begrenzte Flecken, welche den Pleochroismus und die Auslöschungsschiefe des Glaukophans zeigen. In ihnen treten aber die Spaltrisse des Glaukophans nicht so deutlich hervor. Dies hängt, wie noch weiter ausgeführt werden soll, mit seiner Entstehung aus Omphacit zusammen.

Der *Omphacit* ist grasgrün. Er bildet bis 3 mm grosse Körner, die nur selten Andeutungen einer ehemaligen ebenflächigen Begrenzung zeigen. Neben der prismatischen Spaltung fällt die etwas unregelmässige Zerklüftung nach dem Orthopinakoid auf. Die Auslöschungsschiefe steigt in der Prismenzone bis 38°. Pleochroismus ist nicht vorhanden.

Als Einschlüsse finden sich im Omphacit sämtliche im Gestein vorhandene Mineralien oft so reichlich, dass die Omphacitsubstanz sich erst bei gekreuzten Nicols deutlich zu erkennen gibt.

Randlich geht der Omphacit meistens ohne scharfe Grenze (d. i. ganz allmählich) in eine grüne bis bläuliche, zuweilen deutlich parallel orientierte Hornblende von 16°—18° Auslöschungsschiefe und in bläulichen Glaukophan mit geringerer Auslöschungsschiefe über. Feinste Fasern der beiden Mineralien erstrecken sich selbst bis in den Kern des Omphacits. An eine Entstehung der Hornblende und des Glaukophans aus dem Omphacit, wie sie GRUBENMANN an einem Glaukophaneklogit von Lüscherz feststellte (6, S. 22),

kann daher hier gar nicht gezweifelt werden. (Figur 3 und 4 auf Tafel 19 zeigen die Umwandlung des Omphacits in Glaukophan. Hornblende ist in der abgebildeten Stelle des Schliffs nicht vorhanden.)

Die grüne Hornblende, die dem Glaukophan gegenüber nur spärlich vorhanden ist, unterscheidet sich übrigens vom Glaukophan ausser durch die grössere Auslöschungsschiefe auch noch durch das Fehlen der rein blauen und besonders der violetten Farbentöne.

Zoisit und *Epidot* sind nach dem Glaukophan am reichlichsten vorhanden. Während der erstere ebenso wie in N^o. 204 entwickelt ist — die Kristalle sind nur etwas grösser und feine Körneraggregate seltener (vgl. Taf. 18, Fig. 4) — bildet der schwach gelblichgrüne Epidot Anhäufungen von unregelmässig begrenzten Körnern. Diese sind zuweilen von einer grünen serpentinartigen Masse durchzogen, welche erst bei starker Vergrösserung mit Aggregatpolarisation schwach aufhellt. Nur da, wo die Epidotkörner an den Serpentin anstossen, lassen sie Basis und Orthopinakoid erkennen, eine deutliche terminale ebenflächige Begrenzung zeigen sie aber nicht. Der Pleochroismus des Epidot ist auffallend schwach.

Der *Muskovit* findet sich ebenso wie der *Biotit*, der ihm gegenüber zurücktritt, in einzelnen Blättchen in wirrer Lagerung zwischen den anderen Gemengteilen.

Der *Plagioklas* ist nur sehr spärlich vorhanden und zwar hauptsächlich in einzeln liegenden Körnern, seltener in mosaikartigen Anhäufungen. Im übrigen verhält er sich wie in 204.

Titanit kommt nur in einzelnen Körnchen, etwas weniger häufig als in 204 vor.

Granat tritt in roten, unscharfen, mit blossem Auge eben noch erkennbaren Rhombendodekaedern recht zahlreich auf.

Chlorit erscheint spärlicher wie in 204 als Zersetzungsprodukt des Zoisits und des Glaukophans.

Nº. 206 unterscheidet sich von den beiden erwähnten Glaukophanschiefern durch seine ausgesprochene lineare Parallelstruktur. Auch ist die Färbung etwas heller. Aus der bläulichgrauen Gesteinsmasse treten winzige, rote Granate und Eisenkieskristalle deutlich erkennbar hervor.

Der feinfasrige *Glaukophan* zeigt verhältnismässig schwachen Pleochroismus. In ihm eingeschlossen sind spärliche, unregelmässig begrenzte Reste eines farblosen Augits. Das fasrige Glaukophangewebe ist durchsetzt von Plagioklas, Zoisit und Chlorit. Letzterer ist zum Teil aus Zoisit, zum Teil wohl auch aus Glaukophan hervorgegangen; es liess sich dies bei dem feinfasrigen Gefüge nicht mit Sicherheit bestimmen.

An Nebengemengteilen kommt *Titanit*, *Granat* und *Eisenkies* vor. Ersterer bildet wie in 205 nur einzeln im Gewebe liegende Körner. Der Granat ist im Dünnschliff fast farblos; er zeigt hier eine ziemlich unregelmässige Begrenzung. Die Eisenkieskristalle sind teilweise unter Erhaltung der Form in Eisenhydroxyd umgewandelt.

Die Analyse der drei Glaukophanschiefer ergaben nach Dr. TILLMANN die umstehend angegebenen Werte.

Der hohe Natriumgehalt erklärt sich aus der starken Beteiligung des Glaukophans an der Zusammensetzung. Bei 204 ist ein geringer Teil des Natriums dem Plagioklas zuzurechnen, bei 205 und 206 kann dieses Mineral bei seiner geringen Beteiligung an der Zusammensetzung dieser Gesteine kaum einen bemerkenswerten Einfluss auf das Analysenresultat haben.

Da wegen der Unmöglichkeit, das Analysenmaterial vollkommen rein zu beschaffen, eine Analyse des Glaukophans ausgeschlossen ist, sei der Versuch gemacht, dessen un-

Glaukophanschiefer von Roembia.			
	Nº. 204.	Nº. 205.	Nº. 206.
Si O ₂	47,20	49,22	52,00
Al ₂ O ₃	16,80	14,17	19,45
Fe ₂ O ₃	0,40	3,99	3,43
Fe O	8,26	5,89	6,61
Ti O ₂	2,18	1,55	2,11
Ca O	12,60	14,62	6,00
Mg O	4,47	2,72	1,97
Na ₂ O	4,03	3,32	3,62
K ₂ O	0,12	0,97	0,25
Glühverlust	3,70	3,20	3,20
Summe	99,76	99,65	98,64

gefährte Zusammensetzung aus den Gesteinsanalysen zu ermitteln.

Den einzigen sicheren Ausgangspunkt dafür bietet der Alkaligehalt, da er wenigstens bei 205 und 206 fast ausschliesslich dem Glaukophan anzurechnen ist. Nimmt man für das Mineral ungefähr den gleichen Alkaligehalt an, wie ihn die in der Literatur ¹⁾ verzeichneten Glaukophananalysen durchschnittlich aufweisen, und berechnet danach die Menge des in den vorliegenden Schiefen enthaltenen Glaukophans, so ergibt sich, dass er ungefähr die Hälfte der Gesamtmasse ausmacht. Dies stimmt mit den Beobachtungen im Mikroskop gut überein. Zugleich macht es aber den Eindruck, als ob der Glaukophan eine von der gewöhnlichen etwas abweichende Zusammensetzung besitze. Während nämlich die meisten Glaukophane ungefähr doppelt soviel Magnesium als Natrium enthalten, muss der vorliegende arm an Magnesium sein, selbst wenn der für

1) ROSENBUSCH, Mikrosk. Phys. d. Min. I. 2. 4. Aufl. S. 239.

die Analyse ebenfalls in Betracht zu ziehende Chlorit nur sehr wenig davon enthielte. Letzteres muss wohl angenommen werden, da er grossenteils aus Zoisit hervorgegangen ist. Es scheint in dem vorliegenden Glaukophan das Magnesium teilweise durch Calcium und Eisen ersetzt zu sein, durch das letztere wohl vor allem bei 204. Ferner ist das Mineral reich an Tonerde, denn vom Zoisit kann der hohe Prozentgehalt nicht herrühren. Man müsste denn eine viel grössere Menge von Zoisit annehmen, als nach der mikroskopischen Untersuchung tatsächlich vorhanden ist; auch müsste das Gestein dann ärmer an Kieselsäure sein. Man kommt also zu dem Schluss, dass man es mit einem eisenhaltigen Natriumamphibol mit relativ hohem Gehalt an Kieselsäure, Tonerde und Calcium, dagegen mit spärlichem Magnesiumgehalt zu tun hat, also etwa mit 54 % — 56 % SiO_2 , 12 % — 15 % Al_2O_3 , 14 % — 16 % Fe_2O_3 und FeO , 4 % — 6 % CaO , 4 % — 6 % MgO und 6 % — 8 % Na_2O . Es würde demnach der Glaukophan dieser Gesteine eine ähnliche Zusammensetzung besitzen, wie ein Glaukophan aus Japan, den Koro beschrieb und YOSHIDA analysirte ¹⁾. Allerdings hat derselbe, wie aus der im folgenden angeführten Analyse hervorgeht, einen verhältnismässig geringen Natriumgehalt.

Glaukophan, Japan.	
SiO_2	56,71
Al_2O_3	15,14
Fe_2O_3	9,78
FeO	4,31
MgO	4,33
CaO	4,80
Na_2O	4,83
K_2O	0,23
	<hr/>
	100,13

1) Journ. of the Coll. of Sc. Imp. Univ. Tokyo. 1886, 1. P. I, 1.

Dass Gestein 206 weniger Kalk, aber mehr Kieselsäure als N^o. 204 und 205 enthält, erklärt sich durch das Zurücktreten des Zoisits in 206; es kommt alsdann der verhältnismässig hohe Gehalt des Glaukophans an Kieselsäure in der Analyse mehr zur Geltung.

Die quantitative chemische Zusammensetzung der drei Glaukophanschiefer zeigt unzweifelhaft eine Übereinstimmung mit dem gabbroider Gesteine. Es seien zum Vergleich einige Analysen solcher Eruptivgesteine angeführt.

Analyse 1, *Olivingabbronorit*, Goroschki (Wolynien), TARASSENKO (Schrift d. Kiew. naturw. Gesellsch. 15. 1896); Analyse 2, *Gabbro*, Baptism. River Minn., DODGE und SIDENER (Geol. Nat. Hist. Surv. Minn. Bull. 2. 1887); Analyse 3, *Olivingabbro*, Wallbach, SCHMIDT (Chelius Notizbl. Erdk. Darmstadt. IV. 18. 1897, S. 24).

Ist schon aus den Ergebnissen der Analysen eine Verwandtschaft der Glaukophanschiefer mit gabbroiden Gesteinen zu vermuten, so ergibt sich eine solche auch aus der mikroskopischen Beschaffenheit der Gesteine. Für 205 ist die Entstehung des Glaukophans aus Omphacit sicher festgestellt. Da dort ausserdem noch Granat als Gemengteil erscheint, liegt die Annahme, dass der Schiefer aus einem Eklogit, einem Granat-omphacitgestein, hervorgegangen ist, sehr nahe. Die chemische Verwandtschaft der Glaukophanschiefer mit Gabbro wäre alsdann aus der Verwandtschaft der Eklogite mit Gabbro zu erklären. Dass aber der grösste Teil der Eklogite aus diesen Eruptivgesteinen entstanden ist, wird jetzt von den meisten Petrographen als sicher angenommen. Die Umwandlung in Glaukophanschiefer würde sich dann an die bekannte Metamorphose der Eklogite zu Amphiboliten, die die chemische Zusammensetzung der Gabbro haben, anschliessen (7, S. 505 ff.).

Die Annahme der Verwandtschaft der Eklogite mit Gabbro

	1 Olivingabbro- norit	2 Gabbro	3 Olivingabbro
SiO ₂	50,14	50,86	47,78
TiO ₂	2,47		0,26
Al ₂ O ₃	15,65	15,72	20,51
Fe ₂ O ₃	1,06	9,77	2,54
FeO	10,11	2,48	6,07
MgO	5,05	3,55	4,62
CaO	8,62	10,52	10,65
Na ₂ O	2,85	3,89	4,69
K ₂ O	1,19	0,90	0,51
H ₂ O	0,34	2,53	0,64
	MnO : 0,20		P ₂ O ₅ : 0,49
	Cl : 0,08		FeS ₂ : 0,31
	P ₂ O ₅ : 0,38		
	S : 0,31		
	X : 0,41		
	98,86	100,22	vgl. Anm. ¹⁾

stützt sich auf die übereinstimmende chemische Zusammensetzung dieser Gesteine und ihre häufige geologische Verknüpfung. Es sei daher erwähnt, dass sich in der vorliegenden Gesteinssammlung auch ein Gabbro (N^o. 212, S. 255) findet, und dass das Gestein aus demselben Gebiet stammt wie die Glaukophanschiefer. Auffallend häufig sind aber in Roembia Olivinbronzitgesteine vertreten. Ganz gleiche Gesteine kommen in Nordostcelebes und Zentralcelebes mit Gabbro in enger Verknüpfung häufig vor (13, S. 775 ff.; 1, S. 237), wie sie sich ja auch sonst geo-

1) Im Original findet sich statt 99,07 fehlerhafterweise 100,07 als Summe angegeben.

logisch als Glieder der Gabbrofamilie erweisen, in die sie vielfach übergehen¹⁾.

Auch von Südwestcelebes hat BÜCKING Glaukophanschiefer beschrieben, welche mit Gesteinen der Gabbrofamilie zusammen vorkommen (4, S. 136—140). Sie sind den Glaukophanschiefern von Roembia sehr ähnlich, nur sind sie Glaukophan reicher und tiefer blau gefärbt; auch sie enthalten Omphacit. Reliktstrukturen sind aber nicht zu erkennen; jedoch ist der Omphacit öfters so mit Glaukophan vergesellschaftet, „dass man an eine parallele Verwachsung mit diesem denken möchte“ (4, S. 139), also die gleichen Verhältnisse, wie sie hier oben (S. 266) beschrieben wurden. Die Gesteine wechsellagern mit Muskovitschiefern. In ihrer Nachbarschaft fand BÜCKING Serpentin, welcher mit einem Olivinbronzitgestein verknüpft war (4, S. 141).

Nach diesen Beobachtungen liegt die Annahme nahe, dass die Glaukophanschiefer von Roembia, ebenso wie die von Südwestcelebes, aus Eklogiten entstanden sind, welche sich von gabbroiden Gesteinen ableiten.

Dass diese Umwandlung unter Druck erfolgte, ergibt sich aus der Tatsache, dass mit der grösseren Umwandlung die Schieferung zugleich deutlicher wird. So besitzt 206 die beste Schieferung, in ihm sind aber die Reliktstrukturen sehr spärlich; dagegen weist Gestein 205 noch nahezu den massigen Habitus auf, welcher die Mehrzahl der Eklogite kennzeichnet, zugleich führt es die meisten Relikte. 204 steht in dieser Hinsicht ungefähr in der Mitte zwischen den beiden andern. Ob die Schiefer nun tatsächlich in der geschilderten Reihenfolge verschiedene Stadien der Umwandlung desselben Ausgangsgesteins darstellen, lässt sich, da sie nahe bei einander vorkommen, zwar vermuten, jedoch

1) ROSENBUSCH, Mikr. Phys. d. Gest. II. 1. 4. Aufl. 1907. S. 451.

aus den petrographischen Beobachtungen allein nicht mit Sicherheit feststellen. Ebenso wenig lässt sich hier entscheiden, ob die Entstehung der Glaukophanschiefer zu den von ELBERT auf Südrombica nachgewiesenen Dislokationen (5, 260—264) in näherer Beziehung steht.

Der Erörterung über die mutmassliche Entstehung der Glaukophanschiefer Rombias sei noch hinzugefügt, dass die grosse Mehrzahl der überhaupt bekannten Glaukophanschiefer die Zusammensetzung gabbroider Gesteine besitzt und dass sie mit solchen häufig zusammen vorkommen. Letzteres wurde von BECKE für griechische Glaukophanschiefer nachgewiesen (2, II, 1879, S. 49); auf Borneo treten neben Glaukophanschiefern und verwandten Gesteinen zahlreiche Olivinpyroxengesteine mit den Übergängen zu reinem Augitfels und Hornblendeaugitplagioklasgesteinen auf (10); besonders eng ist aber die Verknüpfung dieser Gesteine in dem von BONNEY beschriebenen Vorkommen (3) und ebenso bei den von ROSENBUSCH angeführten amerikanischen Gesteinen (11, S. 3), Zum grossen Teil sind aber die Glaukophanschiefer sicher nicht auf direktem Wege aus gabbroiden Gesteinen entstanden, sondern aus Eklogiten. Übergänge von Eklogiten zu Glaukophanschiefern sind ziemlich zahlreich bekannt. So erwähnt LÜDECKE schon im Jahre 1876 (8, S. 281), dass die Glaukophane Kerne von Omphacit führen, geht aber nicht näher auf die Erscheinung ein; erst 1906 stellte GRUBENMANN eine Umwandlung des Omphacits in Glaukophan, grüne Hornblende und Quarz in den von ihm untersuchten Gesteinen der Schweiz fest (6, S. 22). Auch die von MILCH untersuchten Gesteine Paphlagoniens führen zum Teil Reste von Augit (9, S. 367). MILCH hat die bisher bekannten Analysen von Glaukophanschiefern in seiner Arbeit zusammengestellt und gefunden, dass eine grosse Zahl die Zusammensetzung

gabbroider Gesteine aufweist. Aus dieser chemischen Übereinstimmung wurde daher auch auf eine innere Verwandtschaft der Gesteine geschlossen. Bei den Glaukophanschiefern Roembias tritt zu dieser chemischen Übereinstimmung noch die deutliche genetische Beziehung zu Eklogit, einem Gestein, das schon lange als aus gabbroiden Gesteinen hervorgegangen angesehen wird.

Glaukophan führende Graphitglimmerschiefer.

- N^o. 202. Roembia, Liano. Meereshöhe 125 m. 12. September 09.
 „ 207. „ „, Lantoboëa am Kali, Gebirge Tankeno. 15. Sept. 09.
 „ 217. „ „, O.S.O.Kuppe des Gebirges Mendoke, Meereshöhe 185 m. 21. Sept. 09.
 „ 224a u. b. Mengkoka, Gebirge Mendoke, N.O.Abhang. Pass zwischen Ossoschoëa. Meereshöhe 580 m. 23. Sept. 09.

Die Gesteine sind dunkelgrau und dünn-schiefrig und bestehen aus einem körnigen Gewebe von Quarz, Muskovit, Graphit, Glaukophan, chloritischen und serpentinosen Zersetzungsprodukten mit winzigen Granaten sowie kleinen Eisenkieswürfeln und aus ihnen durch Verwitterung hervorgegangenem Brauneisen.

N^o. 224a ist ausgesprochen ebenschiefrig; bei den übrigen sind die Schieferflächen etwas wellig gebogen und mit zusammenhängenden Lagen von silberglänzenden Muskovitschuppen bedeckt. Durch die Parallelordnung der Glaukophankristalle besitzen die Gesteine eine ziemlich deutliche lineare Parallelstruktur. Dünne Lagen von Quarz wechseln mit solchen von Muskovit ab und treten nur auf dem Querbruch deutlich hervor. In N^o. 202, 217 und 224b zeigen

die Muskovitlagen unter dem Mikroskop eine sehr feine Fältelung.

Der *Quarz* herrscht über die übrigen Gemengteile etwas vor, ist wasserhell und enthält zahlreiche Einschlüsse von winzigen Apatitnadeln. Undulöse Auslöschung lässt sich allenthalben beobachten.

Der *Graphit* ist besonders in den Muskovit reichen Teilen des Gesteins in ziemlich gleichmässiger Verteilung reichlich — besonders in 224a — vorhanden; in den Quarzlagen fehlt er.

Die Muskovit reichen Lagen enthalten den *Glaukophan*, aber nicht in stengligen Aggregaten, sondern in einzelnen bis wenige Millimeter langen Säulen, die aber bei 202 sehr winzig und äusserst spärlich sind. Die Glaukophansäulen finden sich auch in den Quarzlagen an der Grenze gegen den Muskovit. Zuweilen greifen abgerundete Quarzkörner in die Glaukophankristalle. An diesen wurde in der Prismenzone neben dem herrschenden Primärprisma auch das Klinopinakoid beobachtet. Terminale ebenflächige Begrenzung fehlt auch hier. Die Querspaltung der Säulen, der Pleochroismus und die Auslöschungsschiefe sind die gleichen wie in den Glaukophanschiefern, aber hier schliessen die Glaukophanprismen recht viel staubförmigen Graphit ein.

Von den Rändern und Spaltrissen des Glaukophans beginnt die Umwandlung in Chlorit. Grössere chloritische und serpentinöse Teile sind unregelmässig begrenzt und von einem schwarzen Rand aus Graphit umgeben, der sich wahrscheinlich bei der Zersetzung der Hornblende aus dem eingeschlossenen Graphit gebildet hat. Ob dem Graphit noch etwas Magneteisen beigemischt ist, lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden.

In den Muskovitlagen findet sich auch ein im Dünnschliff lichtrotfarbener *Granat* in unscharfen Rhombendode-

kaedern von kaum Stecknadelkopfgrosse. Auch er enthält auf Spalten und am Rand chloritische und serpentinöse Zersetzungsprodukte.

Analysirt wurden von Dr. TILLMANN die N^o. 207, 224 α und 224 β .

Glaukophan führende Graphitglimmerschiefer von Roembia.			
	N ^o . 207	N ^o . 224 α	N ^o . 224 β
Si O ₂	55,65	62,96	64,44
Al ₂ O ₃	23,35	19,86	11,71
Fe ₂ O ₃	1,12	3,39	1,56
Fe O	3,95	0,79	5,60
Ti O ₂	1,62	0,67	1,20
Ca O	2,00	1,68	3,24
Mg O	1,86	1,88	0,22
Na ₂ O	4,18	3,30	3,63
K ₂ O	2,19	1,95	1,29
Glühverlust	4,48	5,04	3,15
Summe	100,40	101,52	96,04

Die Analysen zeigen die gewöhnliche Zusammensetzung Alkali reicher Muskovitschiefer ¹⁾. Die Anwesenheit des Glaukophans beeinflusst demnach das Analysenresultat in keiner auffallenden Weise. Wahrscheinlich handelt es sich wie ROSENBUSCH für ähnliche Schiefer annahm (11, S. 7 ff.) um Beimengung von eruptivem Material zu einem Sediment, vielleicht um eine Art Durchtränkung von Muskovitschiefern mit gabbroidem Magma. Da keine Reliktstrukturen vorhanden, die Analyse allein aber zur Feststellung des Ausgangsgesteins grossen Spielraum lässt, ist keine weitere Deutung versucht worden.

1) Vgl. ROSENBUSCH, Elem. d. Gestl. 3. Aufl. 1910. S. 630, bes. Anal. 9 u. 11.

3. SEDIMENTE.

Sandsteine.

N^o. 176. Boeton, S.O. Passer Daoenabadjo bei Takimpo. 20. Aug. 09.

„ 210. Roembia, Wambakowoe. 6 km NNW. 20. September 09.

„ 248. An der Poleangbucht. Okt. 09.

N^o. 210 ist ein bräunlichgelber Sandstein mit tonigem Bindemittel; die beiden andern sind grau und haben ein tonigkalkiges bis rein kalkiges Bindemittel. Die Hauptmenge der Gesteine bilden wasserhelle Quarzkörner mit Flüssigkeitseinschlüssen. Auch wurden unregelmässig begrenzte Bruchstücke einer stark zersetzten kaum pleochroitischen Hornblende beobachtet. Wahrscheinlich sind die nicht besonders seltenen chloritischen und serpentinosen Substanzen, die an dem Aufbau der Sandsteine noch Anteil nehmen, wenigstens teilweise aus ihr hervorgegangen. Auch Muskovit führen die Gesteine spärlich.

Konglomerat.

N^o. 255. Kabaena, Kali Pomboeloe, linker Nebenfluss des Kali Kaidopa zwischen Eete Eempoehoe. Landschaft Balo. Okt. 09.

Das Gestein besteht aus rundlichen, etwas über erbsengrossen Fragmenten von weissem, grauem oder rotem Kalkstein und farblosem bis grauem Quarzit. Auch Bruchstücke eines ganz zersetzten, tonigen Gesteins sind vorhanden. Der Kalk herrscht vor.

Phyllite.

N^o. 241. Kabaena, Batoesangia. 11. Okt. 09.

„ 228. Roembia, Poeloe Tombako bei Lorah.

Die Phyllite sind dunkelgrau bis grün. 241 ist ebenschiefrig; bei 228 ist die Schieferungsebene schwach wellenförmig gebogen. Auf dem Querbruch erkennt man langgezogene Linsen von Quarz. In ihnen finden sich winzige nadelförmige, helle Einschlüsse ziemlich reichlich, die man nach der Stärke der Licht- und Doppelbrechung für Zirkon halten möchte. Die Quarzlinsen sind umschlossen von Lagen aus farblosem bis grünlichem Glimmer, die auch chloritische Bestandteile reichlich enthalten, ebenso Kalk und Mergel mit bituminösen Beimengungen in feinsten Verteilung. Die letzteren sind besonders bei 201 in grosser Menge vorhanden.

NACHSCHRIFT.

Während der Drucklegung der vorliegenden Arbeit erhielt ich Kenntnis von dem Werke JOHANNES AHLBURG's über Celebes (Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes von J. AHLBURG. Geolog. u. paläont. Abh. Hergg. von I. F. POMPECKI u. FR. FREIH. VON HUENE. N. F. Bd. 12. Heft I. Jena 1913). Danach (vgl. S. 97) sind die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Peridotite und Hornblendeschiefer als ein Glied der Glimmerschieferformation anzusehen. Das alte kristalline Gebirge wurde im Karbon getaltet und ist von „Querverwerfungen“ durchschnitten, die von Dr. ELBERT als Torsionssprünge, hervorgerufen durch eine jüngere Faltung, aufgefasst wurden.

TAFELERKLÄRUNG.

TAFEL 18.

Fig. 1. No. 216. Vergr. 20-mal; ohne Analysator. a grösseres Olivinkorn mit Magnetitstreifen, randlich zertrümmert, b schwach gebogener Enstatit. vgl. S. 250.

Fig. 2 N^o. 260. Vergr. 50-mal; ohne Analysator. Mehrfach geknickte Enstatite in einem feinkörnigen Olivinaggregat. vgl. S. 250.

Fig. 3. N^o. 204. Vergr. 50-mal; ohne Analysator. g Glaukophan, z Zoisit, zum Teil chlorisiert, p Plagioklas. vgl. S. 261.

Fig. 4. N^o. 205. Vergr. 50-mal; zwischen + Nicols. z. Lamellierter Zoisit. vgl. S. 263. u. 267.

TAFEL 19.

Fig. 1. N^o. 204. Vergr. 50-mal; ohne Analysator. a Augit randlich in Glaukophan umgewandelt. vgl. S. 265.

Fig. 2. Dasselbe wie 1 bei + Nicols. a Augit in Dunkelstellung, der Rand aus Glaukophan hell, weil anders orientiert als a. vgl. S. 265.

Fig. 3. N^o. 205. Vergr. 50-mal; ohne Analysator. g Glaukophan mit einem Kern o aus Omphacit, der Muskovit m eingeschlossen enthält. vgl. S. 267.

Fig. 4. Dasselbe wie 3 bei + Nicols. Der Glaukophanrand g hebt sich deutlich von dem in Dunkelstellung befindlichen Omphacitkern o ab. vgl. S. 267.

Abgeschlossen im Mai 1913.



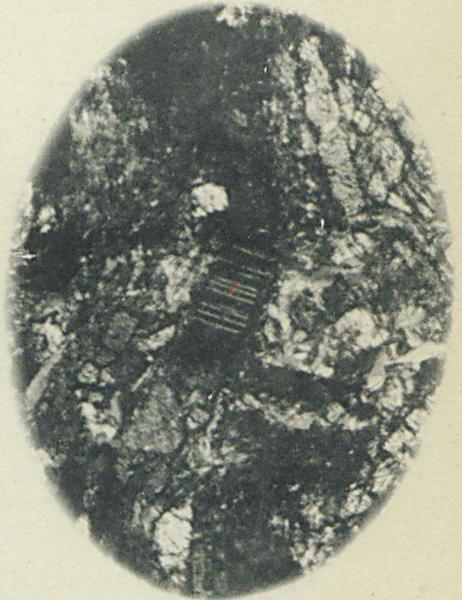
1



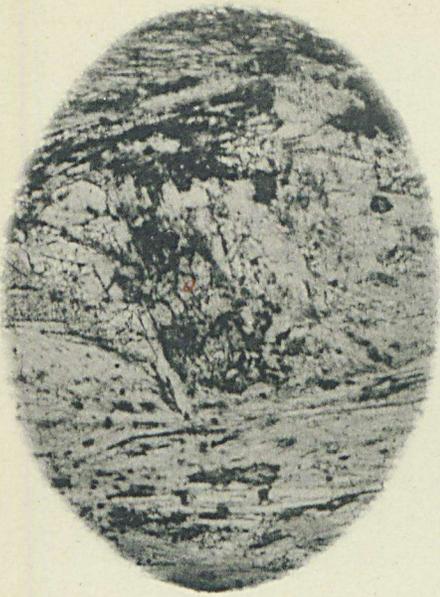
2



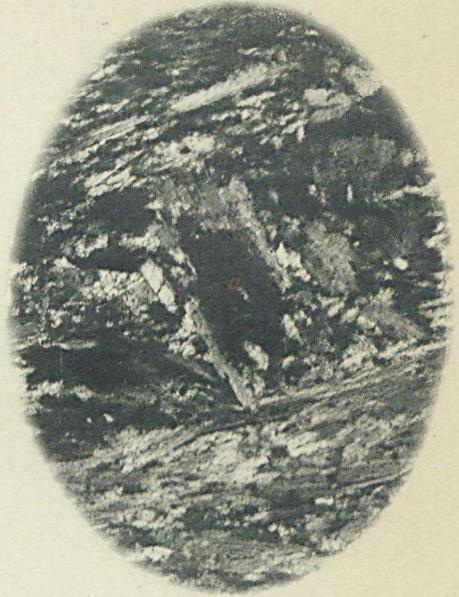
3



4



1



2



3



4

