

1. 18 27 27 27 27 27
10 2000

JR PETROGRAPHIE
DER ÄLTEREN GESTEINE
DES DEUTSCHEN SCHUTZGEBIETS
KAMERUN.

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE
GENEHMIGT
VON DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT
DER
FRIEDRICH-WILHELMS-UNIVERSITÄT
ZU BERLIN.

Von
Alfred Hintze
aus Berlin.



Tag der Promotion: 27. Juli 1907.

Referenten:

Prof. Dr. C. Klein.

Prof. Dr. Branea.

Vorliegende Arbeit, welche ich einer hohen philosophischen Fakultät als Inaugural-Dissertation vorzulegen die Ehre habe, wurde auf Veranlassung des Herrn Geheimen Bergrats Professor Dr. C. KLEIN unternommen und im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin ausgeführt. Für die wohlwollende Unterstützung, die mir während meiner Arbeiten zuteil wurde, gedenke ich in Dankbarkeit meines kürzlich verstorbenen, hochverehrten Lehrers, Herrn Geheimen Bergrats Professor Dr. C. KLEIN, und spreche dem früheren Assistenten des Instituts, Herrn Prof. v. WOLFF in Danzig, meinen besten Dank aus.

Desgleichen möchte ich Herrn Dr. LINDNER in Breslau meinen Dank aussprechen, da er in bereitwilligster Weise meine Arbeit durch Anfertigung von Analysen unterstützt hat.

Einleitung.

Den Gegenstand der vorliegenden Arbeit bilden die älteren Gesteine des deutschen Schutzgebiets Kamerun. Dieselben wurden von den Forschern ROBERT FLEGEL, Prof. Dr. SIEGFRIED PASSARGE und Dr. ESCH auf ihren Reisen in Kamerun gesammelt. Zwar fallen die Reiserouten von ROBERT FLEGEL und PASSARGE zum Teil auch in das englische Benuë-Gebiet, doch stehen diese Teile des britischen Gebiets mit den angrenzenden Landstrichen der deutschen Kolonie in so engem geologischen Verbande, daß sie wohl unter dem obigen Titel, als geologisch zum Schutzgebiet Kamerun gehörend, mit abgehandelt werden können. Da die Routen dieser Reisenden in den nördlichen Teil von Kamerun fallen, so reicht das hier behandelte Gebiet im Süden nur bis zum Sanaga-Strom, während es im Norden über die Grenze hinaus bis zum Benuë stößt. Im Westen findet es durch das Meer und im Osten durch das Mandarra-Gebirge seinen Abschluß.

Literatur.

- BARTH: Reisen und Entdeckungen in Nord- und Zentral-Afrika, Gotha 1857.
 MORGEN: Durch Kamerun von Süd nach Nord, Berlin 1893.
 MAISTRE: Travers l'Afrique centrale du Congo au Niger, Paris 1895.
 PASSARGE: Adamaua, Bericht über die Expedition des deutschen Kamerun-Komitees in den Jahren 1893/94, Berlin 1895.
 STROMER v. REICHENBACH: Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika, München und Leipzig 1896.
 ESCH: Beiträge zur Geologie von Kamerun, Stuttgart 1904.
 FLEGEL: Karte seiner Reisen im Benuë (1882/84), Ztsch. der Gs. f. Erdk., Bd. 24.
 MOISEL: Karte des mittleren Teils von Kamerun; Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, Bd. 16. 1903.

Außerdem sind folgende Aufsätze, die geologisches Material liefern, in den »Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten« erschienen:

- KNOCHENHAUER: Geol. Untersuchungen im Kamerungebiet, Bd. 8. 1895.
 CONRAU: Von Mondame nach dem Berg Diougo, Bd. 11. 1883.
 CONRAU: Im Lande der Kangwa, Bd. 12. 1899.
 WEISENBORN: Bericht über die geolog. Ergebnisse der Batanga-Expedition, Bd. 12. 1899.

I. Geologischer Teil.

Die nachfolgende geologische Skizze ist nach den Angaben, welche sich in der Literatur finden, und den handschriftlichen Aufzeichnungen, die den Sammlungen beigegeben sind, zusammengestellt worden.

In der Gliederung des Gebietes soll hier der von PASSARGE und ESCH getroffenen Einteilung gefolgt werden. Dr. PASSARGE teilt den von ihm durchforschten Teil des Schutzgebiets in das Zentral-afrikanische Plateau und das Bergland von Adamaua¹⁾ ein, während ESCH das westliche Kamerun in folgende drei Teile gliedert²⁾: Ein flaches sedimentäres Vorland, ein alt-kristallines Bruchland und das Zentral-afrikanische Hochland. Daraus läßt sich für das Kameruner Schutzgebiet — nördlich vom Sanaga — folgende, von der Küste nach dem Innern fortschreitende Einteilung treffen:

- I. Das sedimentäre Küstengebiet.
- II. Das ältere Bruchgebiet.
- III. Das zentralafrikanische Plateau.
- IV. Das Bergland von Adamaua.

Das sedimentäre Küstengebiet ist von Dr. ESCH eingehend untersucht und dargestellt worden.

Es stellt eine in jüngerer Zeit trockengelegte Vertiefung der Biafra-Bucht dar. Die Grenze dieses Vorlandes bildet im Osten der Abfall des hügeligen Bruchgebiets; sie verläuft über die Fälle und Schnellen, welche die Flüsse bei ihrem Übergang von dem Bruchland in das Küstenland bilden. Es sind die Mungo-Fälle, die Wurischnellen, die Dibamba-Schnellen, die Fälle des Sanaga bei Edea und die Neven du Mont-Fälle. Nach Norden geht die Grenze von Bioko über Kitta zum Elefanten-Sec. Im Süden reicht das Vorland wohl bis zur Mündung des Lokundje.

Das litorale Gebiet hebt sich von der Gegend des Ossa-Sees,

¹⁾ PASSARGE, Adamaua 1895, S. 370.

²⁾ ESCH, Kamerun 1904, S. 3.

wo die absolute Höhe nur 15—20 m beträgt, allmählich nach Norden zu und erreicht bei Kumba, nahe dem Elefanten-See, eine Höhe von 267 m. Desgleichen ist der Anstieg von der Küste nach Kumba ein ganz allmählicher.

Die Sedimente lagern sich, so weit bekannt, ungestört auf das alt-kristalline Gebirge. Die ältesten Sedimente, welche unterhalb der Mungo-Schnellen aufgeschlossen sind, gehören dem Turon bis Senon an¹⁾. Es sind wechsellagernde Sandsteine, Kalke und Schiefertone, welche nach S.-SW. mit geringem Winkel einfallen. Ein sehr abwechslungsreiches Profil ist 5 km unterhalb Balangi aufgeschlossen, welches Dr. ESCH wie folgt angibt:

1. 100 cm dunkelgrauer, sehr weicher Tonschiefer;
2. 25 » Kalkstein;
3. 20 » Ton, weich, gelbgrau;
4. 50 » Kalkstein;
5. 15 » weicher, muskovithaltiger, gelbgrauer Ton;
6. 30 » Kalkstein;
7. 200 » weicher, dunkelgrauer Tonschiefer;
8. 15 » Kalkstein;
9. 50 » festerer, dunkelblauer Tonschiefer;
10. 250 » weicher, blaugrauer bis dunkelgraubrauner Tonschiefer;
11. 35 » blaugrauer Tonschiefer mit vielen ihn oft ganz verdrängenden Kalklinsen;
12. 150 » weißer, weicher Sandstein;
13. 25 » dunkelbraungrauer Tonschiefer;
14. 20 » Kalkstein;
15. 15 » dunkelblauer Kalkschiefer;
16. 15 » Kalkstein;
17. 300 » blauschwarzer bis gelbbrauner, sehr weicher Tonschiefer. Derselbe enthält vereinzelt ($\frac{1}{4}$ —1 m Dicke und 2—10 m Länge) Kalklinsen, er geht stellenweise nach oben hin in weichen, tonigen und kalkhaltigen Sandstein über;
18. 30 » Kalkstein.

¹⁾ SOLGER, Die Ammonitenfauna der Mungo-Kalke und das geologische Alter der letzteren, in ESCH, Kamerun 1904, S. 88—242.

Das Hangende bildet dickbankiger, teils toniger, teils kalkhaltiger Sandstein von 15 m Mächtigkeit, auf welchem wieder 4 m mächtiger Kalkstein liegt. Das Liegende dieses Profils bildet Kalkstein, der in 35 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist.

Diesen cretaceischen Schichten finden sich tertiäre Gesteine aufgelagert, deren geologisches Alter noch nicht ganz einwandfrei festgestellt werden konnte. Nur der bei Bonangando im Wuri-Bett aufgeschlossene dunkelgraublau bis bräunliche Schieferthon konnte nach den Untersuchungen¹⁾ von Dr. P. OPPENHEIM als von cocänem Alter bestimmt werden.

Das ganze Küstengebiet ist, wo nicht jung-vulkanisches Material sich aufgeschüttet findet, von lehmigem Sand bedeckt.

Jungvulkanische Gesteine — Basalte als Laven und Aschen — finden sich in geringer Menge über das ganze Vorland verstreut; eigentliche geologische Bedeutung erlangen sie jedoch im Norden, wo gewaltige Basaltergüsse auf der sogenannten Kamerunspalte aufgedrungen sind. — Die Kamerunlinie ist von Dr. S. PASSARGE aufgestellt worden und verläuft nach diesem Forscher von J. Anobom über St. Thomas, Isla de Principe, Fernando Po, Kamerunberg in das Innere des Kontinents. —

Die gewaltigste Schöpfung dieser Basaltergüsse ist der Kamerunberg, dessen Hauptkrater sich zu einer Höhe von 3665 m erhebt, welche Höhe um so imposanter erscheint, als der Vulkan im Westen unmittelbar vom Meer aus aufsteigt.

Nordöstlich vom Kamerunberg in der Richtung der Kamerunspalte treten dann noch kleine Basalt-Plateaus und -Berge sowie verstreute Basaltblöcke auf.

An das sedimentäre Vorland grenzt — wie schon vorher bemerkt — das ältere Bruchgebiet, welches gegen das Vorland mit einer deutlichen Stufe absetzt, über welche die Flüsse beim Verlassen des Bruchlandes Fälle und Schnellen bilden.

Nach Osten findet dies Gebiet seine Begrenzung durch die Abhänge des Zentral-afrikanischen Plateaus. Im Süden streicht die Grenze vom Meer aus — wenige Meilen nördlich Kribi — über

¹⁾ Esch, Kamerun, S. 245—285. Stuttgart 1904.

die Lokundje-Schnellen. Im Norden wird die Grenze durch die von Dr. ESCH Barombizug genannten Höhen, sowie durch die Ausläufer der Ballue-Berge und die Höhen von Bioko gebildet. Da das Bruchland wie eine breite Stufe dem Zentral-afrikanischen Plateau vorgelagert ist, rechneten WEISSENBORN und KNOCHENHAUER dieses Gebiet dem Plateau zu und sprachen von einem stufenförmigen Abfall der Hochebene; doch ist es geraten, das Bruchgebiet selbständig zu behandeln, weil die Verschiedenheit des Aufbaues dieser beiden Gebiete zu groß ist.

Der Charakter des Bruchgebietes ist dadurch bezeichnet, »daß das Gelände, welches in dem sedimentären Gebiet flach, fast eben ist, sich, sobald man auf die kristallinen Gesteine stößt, unvermittelt hebt und den Charakter einer sanftgewellten oder auch stark bergigen Landschaft annimmt¹⁾.«

Der flachste Teil des Bruchlandes liegt bei Kribi, wo es sich nur 40 m über den Meeresspiegel erhebt; es ist ausschließlich aus Gneis zusammengesetzt.

Allmählich hebt sich das Gelände zu einer Höhe von 250 m, die es an den Fällen von Edea erreicht. Hier steht an den Nordfällen Glimmerschiefer in mächtigen Bänken an, der flüßaufwärts ohne scharfe Grenze in Hornblendegneis übergeht. Der an den Südfällen anstehende Gneis erleidet in dem heftig bewegten Wasser der Schnellen einen eigenartigen Zerfall in 10—30 m lange, bis meterdicke Säulen, mit rundem oder ovalem Querschnitt. Die Längserstreckung der Säulen fällt mit der Schichtungsrichtung des Gneises zusammen. Es mag dies eine gigantische Ausbildung der sonstigen stengligen Texturformen gewisser Gneise sein.

Bald senkt sich das Gelände wieder und zeigt sich von den Dibamba-Schnellen bis zu den Schnellen des Wuri in zahlreiche kleine Hügel von 50—150 m Höhe aufgelöst; doch tritt die Grenze gegen das Vorland noch immer als scharfer Abfall deutlich hervor. Die Hügel bestehen aus Granitit, der lokal durch Druck in gneisartige Modifikationen überführt ist. An den Dibamba-Schnellen steht Biotitgneis an, der von einigen 2—5 m mächtigen saigeren

¹⁾ ESCH, Kamerun 1904, S. 23.

Aplitgängen durchsetzt wird, daneben treten noch Quarzgänge von 1—4 m Mächtigkeit auf.

Ungefähr 500 m oberhalb der Wuri-Schnellen findet sich ein kleiner Aufschluß von echtem Granit.

Nach den Schnellen des Dibombe zu löst sich das Land in weiter auseinander stehende Höhen auf, welche durch stark nach dem Vorland geneigte Täler die Grenze gegen das sedimentäre Vorland noch immer gut markieren. Die Hügel bestehen aus Granitit, der durch große einsprenglingsartige Orthoklase häufig porphyrisch erscheint. Die Oberfläche dieses Gebietes ist von großen Granitblöcken bedeckt, welche nicht selten z. B. bei Ntaboko gewaltige Felsenmeere bilden. Zwischen die Granithügel mischen sich kleine Vorkommen von jungvulkanischen Gesteinen.

Von dem Dibombe über die Mungo-Schnellen, den Elefanten-See bis Kitta bleibt der petrographische Bau des Geländes gleich: Das Hauptgestein ist stets Granitit, der im tieferen Niveau in Gneis überzugehen pflegt. Ein kleiner Bergzug, ungefähr 5 km südwestlich Muyuka, besteht aus muscovitreichem Granit.

Nördlich der Linie Nyanga bis Kitta nimmt das Gelände stark bergigen Charakter an. Das bergige Gebiet faßt Dr. Esch¹⁾ zu einer Einheit zusammen, er rechnet dazu: Die Rumpi-Berge, die Bakundu-Senke, den Mungo-Zug, das Nkosi-Bruchland und den Kupe. — Das Bafarami-Gebirge, das Manenguba-Gebirge und die Nlonako-Berge, welche ebenfalls dazu gerechnet werden, gehören schon dem Zentral-afrikanischen Plateau an. — »Das ganze Gebiet erhält dadurch ein einheitliches Gepräge, daß es seine jetzige Gestaltung fast ausschließlich zwei geologischen Vorgängen verdankt: dem Absinken großer Schollen in die Tiefe und dem Ausbruch vulkanischer Laven auf den Bruchflächen. — In allen Teilen begegnet man überall wieder Steilabfällen von altkristallinen Gesteinen, die vornehmlich in nordöstlicher, seltener in ostwestlicher Richtung streichen und an deren Fuß jungvulkanische Ergüsse²⁾.«

¹⁾ Esch, Kamerun 1904, S. 31.

²⁾ Esch, Kamerun 1904, S. 32.

Die Rumpi-Berge stellen einen etwa 2000 m hohen Horst dar, der nach Südost und Nordwest sehr steil abfällt. Die Hauptmasse besteht aus Granit und Gneis, dem eine lückenhafte Decke jung-vulkanischer Gesteine auflagert. Der Mungo-Zug streicht in drei und vier hinter einander gereihten Kulissen von Nordost nach Südwest bis an den Rand des sedimentären Gebiets. Das Gebirge besteht in seiner Hauptmasse aus Gneis und Granit; zwischen Etam und Mafura und entlang dem steilen Abfall zum Kiddetal haben zahlreiche Basaltergüsse stattgefunden. Zwischen Muyuka und dem Mungo treten mehrere Aplitgänge auf, welche gegen die Gangwand häufig in Pegmatit übergehen. — Die Bakundu-Senke ist eine mächtige Scholle, die zwischen den Rumpi-Bergen und dem Mungo-Zug abgesunken ist. Diese stellt ein sanft gewelltes Gneisland dar, welches 5 km nördlich der Stelle, wo der Weg von Etam nach Nyasosso den Mungo kreuzt, von einigen Kegelbergen unterbrochen wird.

Als Nkosi-Bruchland bezeichnet Dr. ESCH das Gebiet zwischen dem Mungo-Zug, dem Manenguba-Gebirge und den Höhen von Bonandam. Das Bruchland hebt sich von dem sedimentären Vorland aus, in welches es ohne scharfe Grenze übergeht, erst in breiten, flachen, dann kürzer und höher werdenden Stufen gegen das Manenguba-Gebirge an. Die höchste Erhebung in diesem Gebiet ist der Kupe-Horst, welcher in »Horst 5« der ESCH'schen Karte eine Meereshöhe von 2070 m erreicht. Die Hauptmasse des Gebirgsstocks besteht aus Augit und Hornblendesyenit. Auf Horst 2 und 3 steht Augitsyenit an, der Ägirinaugit in geringer Menge führt; diese Gesteine leiten zu Alkaligraniten über, welche jedoch nicht als anstehendes Gestein, sondern nur als Auswürflinge der Kupe-Krater bekannt sind. Auf dem Nordabhang des Kupe liegen Blöcke von Monzonit, doch ist das Anstehende nicht bekannt.

Rings um den wie ein gewaltiger Säulenstumpf aufragenden Hauptstock sind auf den Bruchflächen beträchtliche Mengen basaltischer Lava aufgedrungen, und diese haben seine Basis mit einer Schicht von massigem Basalt, Layen und Aschen eingedeckt, doch ist es hier zur Kraterbildung nicht gekommen; dagegen hat sich

auf der O.-W. streichenden Spalte zwischen diesem Hauptstock und »Horst 7« ein gewaltiger Vulkan aufgebaut, dessen Lavaströme nach Osten und Westen die Basis der Horste mit einer dichten Decke von basaltischen Gesteinen überzogen haben. Die ausgeschleuderte Asche dieses Vulkans hat den ganzen Gebirgsstock überstreut und zur Bildung einer Lage von feingeschichtetem Tuff geführt. Westlich von diesem Hauptkrater haben sich auf derselben Spalte noch mehrere 1000—1200 m hohe Laven und Aschenkegel aufgebaut.

In den Bächen um den Kupe kommen zahlreiche Keratophyrgerölle vor; wahrscheinlich stammen diese aus den Resten eines alten Porphyrkonglomerats, welches früher vor Bildung des Kupe-Horstes das Gelände bedeckte. Reste einer solchen Schicht finden sich noch auf dem Kupe im Quellgebiet des Nord-Baches. Das Konglomerat hat sich einmal vielleicht aus aufgearbeitetem Material von dem Plateau gebildet. Keratophyre sind von dem Plateau selbst jedoch noch nicht bekannt, im östlichen Adamaua dagegen sind Keratophyrgänge recht häufig.

Zwischen dem Kupe- und dem Mungozug findet sich eine Grabeneinsenkung, welche in ihrer Längserstreckung vom Kiddebach durchflossen wird. Wie es scheint, ist dieser Graben frei von vulkanischen Kegeln, dagegen finden sich über das ganze andere Gelände zahlreiche kleine Krater verstreut, welche die Basalte und Aschen geliefert haben, die das Nkosi-Land mit einer, wenn auch nicht mächtigen, so doch zusammenhängenden Schicht überdecken. Die Auswürflinge der Vulkane, besonders auch die zahlreichen Bruchflächen, lassen den Untergrund als aus kristallinen Gesteinen bestehend erkennen. Bei Mfun, Lum und Mamels bilden gepreßte graue und rötliche Granitite sowie Biotitgneise den Untergrund. Im nördlichen Teil werden die steilen Terrainstufen von Hornblendesyenit gebildet.

Zur Ganggefölgenschaft der syenitischen Massive dieses Gebietes dürften die Bōstonite und Quarztinguaite gehören, welche in der Nähe dieser Massive anstehen. Die Quarztinguaite sind jünger, da feine Quarztinguaitgänge in den Bostoniten aufsetzen.

Zu dem altkristallinen Bruchgebiet ist wahrscheinlich auch das Quellgebiet des Manju-Flusses zu rechnen. Soweit dieses be-

kannt, stellt es ein hügeliges Gneisland dar, welches zum größten Teil von basaltischen Gesteinen bedeckt ist, nur der Streifen am Bago zwischen Tale und Mombo scheint davon frei zu sein; dagegen ist das bergige Gelände um Fontem ebenfalls vulkanisch.

An das Bruchland schließen sich im Osten die steilen Abfälle des Zentral-afrikanischen Plateaus. Die Hochebene reicht im Norden an das Bergland von Adamaua, gegen welches es ebenfalls steil abfällt. Nach Süden senkt sie sich allmählich zum Sanaga ab. Die Grenze nach Osten ist noch nicht ermittelt. Das Plateau ist im allgemeinen wenig gebirgig, nur randlich finden sich hohe Gebirgszüge gegen Norden und Westen aufgesetzt. Am besten bekannt ist der Teil um Ngaumdere. Hier besteht das Plateau aus Gneisen und stark gedrückten Granititen, welche in Struktur wie in mineralogischer Zusammensetzung schnell wechseln, so daß eine genaue topographische Angabe der einzelnen Abarten bisher nicht möglich ist. Auf der Plateauhöhe liegt eine Decke von Nephelinbasalt; auf dieser Decke sitzen mehrere kahle bis 100 m hohe Kuppen aus hellgrauem Phonolith. Der Basalt hört in der Nähe von Ngaumdere auf, wo die Höhen von Beka und Ngaumdere aus Granitit bestehen. Südlich von diesen Granithöhen nimmt das Land einen wellig-hügeligen Charakter an und besteht wahrscheinlich aus Gneis und gedrücktem Granit. Dieser wellig-hügelige Charakter scheint über das ganze Hochland verbreitet; denn er tritt in den Gebieten auf, welche Leutnant MORGEN durchzogen hat, und ebenso weist das Gebiet nördlich des Sanaga wie am Nordfuß des Manengubagebirges eine solche Formationsart auf. — Die Gebirge, die dem Plateau am Nordrand aufgesetzt sind, bestehen wohl ausnahmslos aus Granitit. Sicher ist dies für den Djauro-Gotil und den H. Ndorro. Vom Gendero-Massiv liegen nur Proben vor aus den Ausläufern, die sich nach Adamaua hinein erstrecken, diese bestehen ebenfalls aus Granitit. Auf dem Rücken des Dj.-Gotil finden sich Gesteine, die reich an Mandelräumen sind, welche Calcit füllt. Der schlechte Erhaltungszustand derselben läßt eine genauere Feststellung nicht zu, doch ist es möglich, daß sie Reste eines Melaphyrergusses darstellen. Von den im

Westen aufgesetzten Bergketten ist nur das Manenguba-Gebirge geologisch bekannt. Nach Dr. ESCH besteht dasselbe in seinem westlichen Teil aus einem alten Kern von grobkörnigem Diabas, der, nachdem er teilweise der Erosion zum Opfer gefallen, durch jungvulkanisches Material — Basalt — eingedeckt wurde. Beim Dorfe Ninong finden sich in den Schluchten Blöcke von ziemlich sauren Trachyten. Aus der Form, in welcher der östliche Teil des Kammes abbricht, schließt Dr. ESCH, daß das Gebirge ähnlich wie der Kupe aus alten Tiefengesteinen besteht, die durch jungvulkanische Auswurfsmassen bedeckt sind.

Nach Norden schließt sich an das Plateau das Bergland von Adamaua; es erstreckt sich von den Abhängen des Hochlandes bis zum Benuëtal und dem Mandara-Gebirge; möglicherweise ist das Tagale-Gebirge noch dazu zu rechnen, welches nach Dr. PASSARGE einen den Gebirgen von Adamaua ähnlichen Aufbau besitzen dürfte. Nach Osten schließen es die Berge von Bubandjidda ab. Die höchste Erhebung des westlichen Teils ist das Tschebtschi-Gebirge, welches einen dem Südafrikanischen Plateau durchaus analogen geologischen Aufbau hat. Das Gebirge stellt einen langgestreckten Horst dar, dessen Flügel in der Richtung der Kamerunlinie abgesunken sind. Den Rücken des Gebirges bildet ein langes, nur 8—12 km breites Plateau, welches, wie die Abhänge, aus mehr oder weniger durch Druck beeinflusstem Granitit besteht. Wie bei dem Zentralafrikanischen Hochland ist das Hauptgestein des Scheitelplateaus zum Teil durch eine — bei Tschakbal ca. 40 m mächtige — Basaltdecke überlagert, auf die, wie bei Ngaumdere, hellgraue, nackte Felskegel aufgesetzt sind, die möglicherweise aus Phonolith bestehen. Auch auf den abgesunkenen Flügeln findet sich vereinzelt Basalt und auch Augit-Andesit. Da das Scheitelplateau des Tschebtschi-Gebirges dieselbe Höhe hat wie die Zentralafrikanische Hochebene, so ist wohl anzunehmen, daß das Gebirge mit der Hochebene in Zusammenhang gestanden hat und erst durch Absinken der dazwischen liegenden Scholle davon getrennt worden ist.

Das abgesunkene Gelände stellt zerrissenes, von vielen kleineren Gebirgen durchzogenes Bruchland dar. Die Gesteine, die hier

auftreten, entsprechen in ihrem Habitus durchaus den Granititen und Gneisen, die das Tschebtschi-Gebirge und den Abfall des großen Plateaus zusammensetzen. Nach Westen wird das Bruchland durch das kleine Plateau von Kotofo abgeschlossen. Dieses Plateau, welches ebenfalls aus Gneis besteht, zeigt noch Spuren einer Basaltdecke. Zwar ist der Basalt durch Verwitterung stark lateritisiert und in schlackige, stark eisenschüssige Konkretionen übergeführt, welche vereinzelt oder in kleinen Hügeln oder in vegetationslosen Inseln über das Plateau verstreut sind. Nach Westen folgt dann das Faro-Becken, welches im Süden seine Grenze in den Abhängen des Zentralafrikanischen Plateaus hat, während es im Norden und Osten von großen Granitmassiven eingefast ist, im Nordwesten das Alantikamassiv, welches aus einem grobkörnigen, hornblendehaltigen Granitit besteht; die kleinen Gebirge H.¹⁾ Kossa und H. Laro bestehen ebenfalls aus diesem grobkörnigen Hornblendegranitit, und sie sind wohl nur als Ausläufer des Alantikamassivs anzusehen.

Auf der anderen Seite des Faro liegt das Ssarimassiv, welches in seinem südlichen Teil aus grauem Granitit mit geringem Hornblendegehalt besteht; im Norden die H. Boronge-Kette sowie die Alhadjin-Galibu-Kette sind dagegen aus rotem Granitit zusammengesetzt. Nach Osten gelegen ist das kleine Baschelbe-Massiv, welches aus grauem Granit besteht, wogegen die kleine H. Durru-Kette wieder aus rotem Granit aufgebaut ist. Das Faro-Becken selbst zeigt einen sehr einfachen geologischen Aufbau. Zu unterst kommt Gneis, der vorwiegend schieferige Struktur besitzt. Dann folgt Glimmerschiefer, wie am H. Ssadj, doch ist solcher aus dem Faro-Becken selbst nicht bekannt. Darauf kommt Phyllit; mit dem Phyllit zusammen treten Grünschiefer und Amphibolit auf, letzterer baut sogar zwischen Bandtadji und dem Marktplatz der Bokko einen kleinen Bergrücken selbständig auf. Die Phyllitformation hat sich aber, wie es scheint, nur in der Nähe der Granitmassive erhalten, wo sie durch Faltenbildung vor der Erosion

¹⁾ H. = Hossere, ein Wort der Fulde-Sprache, bedeutet Gebirge und findet sich in dieser Abkürzung auf den Karten und in der Literatur.

geschützt worden ist. So tritt Phyllit und Grünschiefer an den Abhängen des Ssari-Massivs, wie an den Ostabhängen des Alantika-Massivs auf. Bei Kontscha folgt dann noch auf beiden Seiten des Mao Deo-Tals ein sehr feinkörniger Grauwackenschiefer, welcher höchstens cambrischen Alters ist, da er die Phyllitformation, die höchste Stufe des Archäikums, überlagert. Dann findet sich gegen den Mao Tussa in Terrassen abfallend ein bröckeliger grobkörniger Sandstein, der gewiß jüngeren Alters ist.

Die Granitmassive sind frühestens im Cambrium aufgedrungen, da sie den Phyllit im Kontakt in Hornstein umgewandelt haben. Die kettenförmigen Gebirge, die aus rotem Granit bestehen, sind aber wahrscheinlich jünger. Am oberen Faro stehen adinolartige Quarzporphyre an, da sich Gerölle solcher Porphyre häufig im Oberlauf des Faro finden, wo sie gesammelt und als Feuersteine verwandt werden.

Die Phyllitformation findet aber keineswegs durch das Ssari-Massiv ihren Abschluß; denn auch westlich des H. Ssari tritt Phyllit und Grünschiefer auf. So besteht der H. Ssadge vorwiegend aus Phyllit und Glimmerschiefer, wie schon weiter oben angegeben, während in der Bucht, die diese Höhen vom Alhadjin-Galibu trennt, Grünschiefer auftreten, welche teilweise von Tonschiefer überlagert werden. Dagegen ist anstehender Grauwackenschiefer sonst in Adamaua nicht beobachtet worden, nur als Geröll kommt er in den Schotterlagern vor, die der Benuë in der Nähe von Uro Beridji durchströmt. Diese Schotterablagerungen bestehen sonst aus Brocken von Granit, Gneis und Quarzit. Sie erreichen eine Mächtigkeit bis 20 m und finden sich zwischen dem H. Ladde und Dokare einerseits, den Bergen von Bubandjidda andererseits; desgleichen füllen sie den ganzen Raum zwischen dem H. Bogole und Djabake aus. Heutzutage führen weder der Benuë noch der Mao Kebbi Gerölle mit sich, so daß die Terrainverhältnisse zur Zeit der Schotterablagerungen andere gewesen sein müssen.

Bei Garua tritt der Benuë in eine breite Sandsteinmulde. Der Benuë-Sandstein — wie ihn Dr. PASSARGE nennt — erstreckt sich vom Fuß des Mandara-Gebirges bis zu den Ostabhängen des Ssari-Massiv, H. Borrongu und der Karin-Berge. Das Benuëtal selbst

— zwischen Garua und Yola — stellt ein hügeliges, welliges Sandsteingelände dar, wogegen der Nordrand in gebirgige Sandsteinplateaus aufgelöst ist. Der Sandstein ist stets versteinungsleer; über sein Alter ist mit Bestimmtheit auszusagen, daß er stets den Quarzporphyr überlagert, aber von Basalten durchbrochen wird. Wenn man, nach der in Europa gewonnenen Erfahrung, die Periode der Quarzporphyrrupturen in die ältere Dyas legte, so ergäbe sich, daß der Sandstein höchstens der jüngeren Dyas angehörte. Wahrscheinlich hat der Sandstein sich vor dem Aufhören der Diabaserupturen gebildet; denn der Bronzitdiabas nördlich Baila scheint jünger zu sein als der Sandstein. Nördlich Baila finden sich nämlich west-östlich streichende Mulden von Sedimentärgesteinen, und zwar von gelben Sandsteinen mit kopfgroßen Granitgeröllen, von Steinmergeln mit unbestimmbaren Brachiopoden und darüber graugrünen Tonschiefern. Die Mulden sind zwischen die Granitketten resp. Gneismassen eingeklemmt. Am Nordrande einer jeden Mulde ragen nun zwei Wälle von 8—10 m Höhe heraus, von denen der nördlichere aus grobkörnigem roten Sandstein, der südlichere aus Trachyt besteht«. (PASSARGE, 1895, Adamaua, S. 383.) Nun findet sich in diesen Trachytwällen auch Bronzitdiabas, woraus man wohl schließen kann, daß auf den im Sandstein aufgerissenen Spalten erst Diabas, und, nachdem sich der Tonschiefer in den Mulden abgelagert hatte, Trachyte auf derselben Kluft aufgedrungen sind.

Auch unterhalb Yola bis zur Mündung scheint der Benuë in einer Sandsteinmulde zu fließen. Dort, wo die in der Kamerunlinie streichenden Brüche das Benuëtal treffen, kam es zu Eruptionen. So liegen die vulkanischen Kuppen des Mont Gabriel und Elisabeth, da wo die Verlängerung des Tschebtschigebirges das Benuëtal kreuzt, und der Saratse, der aus Eläolith-Syenit besteht, liegt in der Verlängerung des Ostabhanges des Alantika-Massivs¹⁾.

Nach Osten schließt sich an das Sandsteingebiet das Gneisgebiet des Mao Kebbi, welches vom Ostfuß des Mandara-Gebirges bis nach Lakka sich erstreckt. PASSARGE teilt dies Gebiet in eine nördliche und eine südliche Region, deren Scheide ungefähr der

¹⁾ PASSARGE, Adamaua, Berlin 1895, S. 384, 391.

Mao Kebbi bildet. Die südliche Region soll vorwiegend aus schuppigen Gneisen bestehen, doch treten zwischen dem H. Gove und H. Dokare, welche beide aus Granit bestehen, flaserige Augit- und Hornblendedioritgneise auf. Mit diesen Gneisen zusammen tritt häufiger Diabas auf, welcher durch Verwitterung stark zersetzt ist. Das wohl zur südlichen Region zu rechnende Katschau-Gebirge besteht seinen sanften, gerundeten Formen nach aus schiefrigen Gneisen und Glimmerschiefern, und vielleicht stammt auch das im Mao Kebbi vorkommende Diabasgeröll daher.

Die nördliche Gneisregion dagegen besteht vorwiegend aus flaserigen Gneisen.

Aus diesem welligen Gneisgelände ragen kleinere Granitmassive hervor; dieselben bestehen aus rotem, glimmerarmen Granitit. Die Berge bei Giddir, welche bald die Form von großen flachen Bänken, bald Hügelform haben, setzen sich aus Glimmer- und Hornblendeglimmersyenit zusammen.

Das nördliche Gneisgebiet ist reich an Gängen von Keratophyren; daneben treten auch, besonders zwischen dem H. Tengelien und dem Mao Kebbi, Gänge von Kersantiten und Porphyriten auf. Die Keratophyre, welche durch ihre Widerstandsfähigkeit als hohe Wälle herauswittern, haben vorwiegend das Streichen SSW.-NNO., daneben tritt noch die Richtung von W.-O. auf. Es sind die Bruchrichtungen der Kamerun-Linie und des Benuëtals zwischen Garua und Yola. — Zu erwähnen ist noch ein Vorkommen von Olivindiabas in der Nähe von Dangar.

Es bleibt nur noch der nordöstliche Teil Adamauas, der Mandara-Gebirgszug. Über den Aufbau dieses Gebirges liegen uns nur Vermutungen vor. Dr. PASSARGE, welcher an der südlichen Seite entlang zog, schildert es als einen mächtigen Gebirgszug, der von NNO. nach SSW. streicht. Das Massiv stellt einen Wall mit zum Teil plattem Gipfel dar: Der Gipfel besteht vielleicht aus Basalt, dem, wie beim Tschebtschi-Gebirge, einige Phonolithkegel aufgesetzt sind. Sonst ist es aus Granit zusammengesetzt, aus welchem auch die Vorberge bestehen. Eine Ausnahme macht der H. Marrua und H. Makkabai, welche vorzüglich aus Diabastuff aufgebaut sind.

II. Petrographischer Teil.

In der Gesteinsbeschreibung soll die Anordnung getroffen werden, die sich aus den geologischen Verhältnissen ungezwungen ergibt: Zunächst kommen die kristallinen Schiefer als älteste und weiteste Verbreitung besitzende Gesteinsart Kameruns, dann folgen die in ihnen aufsetzenden Granitmassive und zum Schluß die Ergußgesteine.

A. Die kristallinen Schiefer.

Die hier untersuchten kristallinen Schiefer lassen sich in drei große Gruppen teilen:

- a) Gneise und Amphibolite,
- b) Glimmerschiefer,
- c) Gesteine der Phyllitformation.

Die Hauptmasse der Schiefer gehört zu den ersten beiden Gruppen, während die dritte Gruppe nur in einzelnen Denudationsstellen erhalten ist und sich aus schieferigen Gesteinen der Phyllitfamilie und den sogenannten Grünschiefern zusammensetzt.

Nach der Einteilung in Tiefenstufen, wie sie in jüngster Zeit von GRUBENMANN getroffen worden ist, würden die Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer der mittleren und untersten Tiefenstufe angehören, wogegen in den Gesteinen der Phyllitformation Vertreter der obersten Stufe zu erblicken wären.

a) Gneise und Amphibolite.

I. Gneise.

Die Gneise von Kamerun zeigen trotz ihrer weiten Verbreitung einen meist gleichartigen Mineralbestand: Es sind vorwiegend Biotitgneise, welche zuweilen durch Überwiegen der Hornblende in Amphibolgneise übergehen. Nur lokal treten Muscovitgneise auf.

α) Biotitgneise.

Der Mineralbestand der Biotitgneise ist: Feldspat, Quarz und Glimmer; und zwar in dem Verhältnis, in dem diese Bestandteile in den Graniten aufzutreten pflegen.

Normaler Orthoklas ist nur selten erhalten und zeigt dann meist undulöse Auslöschung; sehr oft ist er in Mikroklin übergeführt. Die Mikroklinstruktur ist auf Druckwirkung zurückzuführen, denn es läßt sich unter dem Mikroskop verfolgen, daß sie, von den Hauptdruckzonen ausgehend, allmählich sich durch den Kristall fortgesetzt hat. Besonders wo die Orthoklase gegen den harten Quarz gepreßt worden sind, treten Mikroklinflecken auf. Die Mikroklinstruktur tritt um so leichter hervor, je mehr Albitsubstanz dem Orthoklas beigemischt ist. So zeigt ein Kristall, der aus albitreicheren und -ärmeren Zonen aufgebaut ist, zwei Zonen mit deutlicher Gitterstruktur, während die aus reiner Orthoklassubstanz bestehenden Zonen unverändert geblieben sind.

Ebenso häufig tritt eine durch Druck bewirkte Entmischung des Orthoklas- und Albitmoleküls ein. Zunächst scheiden sich feine Albitflocken aus, die den Orthoklas strichweise durchziehen; dann verlängern sich dieselben zu Äderchen, welche bald den ganzen Kristall durchschwärmen und auch durch den Mikroklin setzen; schließlich scheint der Feldspat fein grau und weiß gemasert. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz kommt häufig vor.

Der Plagioklas, der zuweilen, wie der Orthoklas, undeutliche Spuren kristallographischer Begrenzung erkennen läßt, gehört dem Andesin und Andesin-Oligoklas an. Die größte Basizität zeigt der Plagioklas vom Westberg bei Gaschaka, der auf M zur Kante P/M eine Auslöschung von nahezu 14° hat. Vorwiegend sind Schiefen von wenigen Graden, ebenso wie die Albitlamellen nahezu orientiert auslöschen.

In den hellgrauen Gneisen am Mao Deo tritt zuweilen Oligoklas¹⁾ auf mit $+9^{\circ}$ Auslöschung auf M gegen die Spur von P.

¹⁾ Die Feldspatbestimmungen dieser Arbeit wurden, wenn möglich, nach verschiedenen Methoden ausgeführt; benutzt wurden folgende Methoden:

In den schieferigen Gneisen kommt daneben Albit in klaren, quarzartig aussehenden Körnern vor, welche keine Albitlamellierung erkennen lassen. Die Auslöschung ist auf M annähernd $+ 19^{\circ}$. Das Brechungsvermögen ist kleiner als das des Canadabalsams.

Der Plagioklas erleidet eine weitgehende Umsetzung in Epidot und weniger in Muscovit. Und zwar ist eine Umsetzung besonders in stark gedrückten Gesteinen wahrzunehmen. Wahrscheinlich wird durch den Druck das Albit- und Anorthitmolekül entmischt, wodurch letzteres einer Epidotbildung leichter zugänglich gemacht wird.

Der Quarz wird durch den Druck fleckig auslöschend; hat die innere Spannung einen gewissen Grad der Intensität erreicht, so zerspringt der Quarz in ein feines Mosaik von klaren Körnchen.

Daneben tritt der Quarz in klaren Körnchen als Neubildung auf; die Körnchen sind meist rundlich und setzen in der Richtung der Streckung durch alle Bestandteile hindurch, in den Feldspaten zeigen sie dagegen häufig deutlich dihexaëdrische Gestalt.

Diese Dihexaëder-Quarze sind trotzdem nicht als ursprüngliche Einsprenglinge in den Feldspaten aufzufassen; denn sie liegen sämtlich in der Strukturebene angeordnet, sind vollkommen klar und zeigen nicht die geringste Spur von Deformation, während die sie umgebenden Feldspate sich durch den Druck beeinflußt zeigen. Aus dieser Beobachtung ist zu schließen, daß die Quarzdihexaëder zu den Produkten der Druckumformung gehören.

Der Glimmer ist der braune oder grüne Biotit der Granite. Er ist oft in Chlorit übergeführt. Der ölgrüne, wahrscheinlich titanreiche, Glimmer der Gneise an den Edea-Fällen hat reichlichen Rutil in schlanken Nadeln ausgeschieden. Die Rutilnadeln sind derart parallel zur Basis eingeordnet, daß sie sich unter einem Winkel von 60° überkreuzen.

SCHUSTER: Über die opt. Orientierung der Plag. TSCHERM. Min.-petr. Mitt. 3, 1881, S. 117—284. — FOUQUÉ: Contr. à l'étude des feldspats des roches volcaniques. Bull. soc. Min. 17, 1894, pag. 428. — BECKE: Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. TSCHERM. Min.-petr. Mitt. 13, 1892, S. 386—388. BECKE: Zur Bestimmung der Plag. in Dünnschl. in Schnitten senkrecht zu M und P . TSCHERM. Min.-petr. Mitt. 18, 1899, S. 556—558.

In den Gneisen NW. Gaschaka und bei Tschamba tritt Orthit auf: Die Kristalle sind nach der \bar{b} -Axe wenig gestreckt. Als nachweisbare Formen treten auf: $\infty P\bar{\infty}$ (100), oP (001), $P\infty$ ($\bar{1}01$). Die Ebene der optischen Axen ist das seitliche Pinakoid. Der optische Charakter ist, wie mehrfach in Schnitten senkrecht zu einer optischen Axe mit Hilfe des Gipsblättchens festgestellt werden konnte, negativ.

Der Pleochroismus ist deutlich ausgeprägt. Für Licht

bc pol.,	a schwing.	hellbraungelb,
ac »	b »	kastanienbraun,
ab »	c »	braungelb.

Die Auslöschung betrug in einem zonaraufgebauten Individuum $c : a = 35^\circ$ für den Kern, für die feine Randzone nur $26^\circ 25'$. Die äußere Zone zeigt neben der geringeren Auslöschung auch hellere Farben. Die Gesetzmäßigkeit der vereinzelt vorkommenden Zwillingsbildung konnte mangels geeigneter Schnitte nicht bestimmt werden. Apatit, Zirkon und Erze treten in denselben Formen wie im Granit auf.

Titanit kommt meist in tropfigen Aggregaten vor. Er ist vorwiegend sekundär, aus der Umsetzung des Titaneisens hervorgegangen; ist er primär, so kann man bisweilen noch die frühere spitzrhomische Gestalt erkennen. Hierzu tritt in gewissen Unterarten des Biotitgneises grüne Hornblende.

Sie hat den Pleochroismus für Licht:

bc pol.,	a schwing.	grünlichgelb,
ac »	b »	olivgrün,
ab »	c »	sattgrün.

Die Auslöschung ist $c : c = 25^\circ$.

Der Amphibol tritt in undeutlich begrenzten kurzen Prismen auf, die bei zunehmendem Druck terminal ausfransen; nicht selten erscheint die Hornblende wie aufgeblättert; zwischen den Blättern finden sich dann Ausscheidungen von feinen Quarzkörnchen und Biotitblättchen. In stark gedrückten Stücken ist sie in eine Modifikation übergeführt, die bei gleicher Auslöschung, wie die oben angegebene Hornblende für den || c schwingenden Strahl einen

Pleochroismus in blaugrünen Tönen zeigt. Die Umwandlung in diese strahlsteinartige Abart schreitet vom Rande aus vor und durchdringt schließlich den ganzen Kristall.

Ein seltener accessorischer Bestandteil ist hellrötlicher, nicht auf das pol. Licht einwirkender Granat in rundlichen Körnern. Die Struktur der Gneise zeigt alle bekannten Varietäten von den großfaserigen und Augengneisen bis zu feinschieferigen Modifikationen.

Unter dem Mikroskop läßt sich der allmähliche Übergang von der körnigen zu der schieferigen Struktur an den verschiedenen Typen verfolgen.

Die grobfaserigen Gesteine zeigen größere Feldspatkörner und linsenförmig ausgezogene Quarzaggregate, die in einem feinen Mörtel von Quarz und Feldspat liegen. Dieser Mörtel geht aus den leicht zerspringenden Quarzkörnern und den Brocken hervor, welche randlich von den größeren Feldspaten abbröckeln. Biotitblättchen sind zwischen die größeren Gemengteile eingebogen; wo sie in eine Trümmerzone von Quarz-Feldspat stoßen, werden sie zu kleinen unregelmäßigen Fetzen zerrissen.

Die Plagioklase zeigen bald Biegungen der Albitlamellen, die bis zu ganz beträchtlicher Krümmung vorschreiten können; schließlich brechen die Körner durch. In den Brüchen scheidet sich dann häufig heller Glimmer ab. Allgemeiner tritt eine Wiederverkittung durch Quarz ein.

Den Feldspat randlich umgebend sind granophyrische Quarz-Feldspat-Verwachsungen nicht selten. Sie sind primären Ursprungs, denn sie zeigen durch Druck hervorgerufene undulöse Auslöschung.

Wird der Druck stärker, so werden die größeren Bestandteile allmählich fein zerkleinert, und die hellen und dunklen Bestandteile lagern sich in besonderen Schichten ab; so entsteht die schieferige Struktur.

Die widerstandsfähigen Zirkonsäulchen werden dabei nicht zerbrochen, sondern stellen sich in die Richtung der Streckung um.

Bei diesen stark gedrückten Gneisen scheidet sich aus dem Plagioklas Epidot aus. Selten wird der gesamte Plagioklas einer hellen Lage epidotisiert. Merkwürdig ist es, daß in demselben

Schliff die hellen Lagen ganz verschiedenen Grad der Epidotisierung zeigen, so kommt es vor, daß eine Lage fast ganz in Epidot übergeführt ist, wogegen die übrigen keine Spur von Epidotbildung aufweisen.

Über die Verteilung der Gneise läßt sich allgemein sagen, daß die grobflaserigen und stengeligen Gneise in der Nähe der Granitmassive auftreten, während die feinschieferigen Modifikationen mehr die welligen Ebenen dazwischen zusammensetzen.

An den Bruchrändern des westafrikanischen Plateaus kommen alle Modifikationen bunt durcheinander vor, entsprechend den starken Dislokationen, die dort stattgefunden haben.

Die Biotitgneise sind ausschließlich Orthogneise. Bei grobflaserigen Gneisen ist der Übergang aus dem Granitstadium noch deutlich zu verfolgen. Die Titanite lassen noch die alte spitzrhombsische Gestalt erkennen, zum Teil findet sich auch in ihnen Orthit¹⁾, der für Orthogneise charakteristisch ist.

Unklar ist dagegen die Herkunft der schieferigen Gneise des Faro-Tals; deshalb war es geraten, hiervon die chemische Zusammensetzung zu ermitteln, um eine feste Grundlage zur Deutung dieser Gesteine zu haben. Für die Analyse wurde ein weit verbreiteter feinschieferiger Biotitgneis gewählt, der sowohl am Faro bei Tschamba und an dem Zufluß des Mao Deo, wie weiter aufwärts am Mao Deo bei Laro aussteht, auch sonst sind ähnliche Gesteine im Farobecken zu finden. Die Analyse wurde von Dr. A. LINDNER in Breslau ausgeführt und ergab:

SiO ₂	63,40	pCt.
TiO ₂	0,99	»
Al ₂ O ₃	15,22	»
Fe ₂ O ₃	1,64	»
FeO	4,18	»
MnO	0,05	»
CaO	3,94	»
MgO	3,82	»
K ₂ O	1,58	»

¹⁾ ROSENBUSCH-WÜLFING: Mikr. Physiogr. 1905, I, 1, S. 288.

Na ₂ O	4,05 pCt.
H ₂ O	0,78 »
P ₂ O ₅	0,42 »
CO ₂	0,12 »
	<hr/>
	100,19.

In Molekular-Prozente umgerechnet ergibt sich:

SiO ₂	69,49 pCt.
Al ₂ O ₃	9,95 »
FeO	3,84 »
Fe ₂ O ₃	0,66 »
MgO	6,19 »
CaO	4,55 »
Na ₂ O	4,23 »
K ₂ O	1,09 »
	<hr/>
	100,00.

Die Konstanten des Gesteins sind

$$\begin{aligned}
 s &= 69,49, & A &= 5,32, \\
 C &= 4,55, & F &= 10,70, \\
 a &= 5,2, & c &= 4,5, \\
 f &= 10,4, & n &= 8,1.
 \end{aligned}$$

Dieses Gestein entspricht mithin den Dioriten, Typus Butte, wie ihn OSANN¹⁾ aufgestellt hat. Zum Vergleich seien hier die Konstanten eines Augit-Glimmerdiorits von Robinson Castle Mts. mont., der zu diesem Typus gehört, angegeben: $s = 62,62$, $a = 5,5$, $c = 4$, $f = 10,5$, $n = 6,7$.

Der schiefrige Gneis des Farotales ist mithin ein Orthogneis und auf einen Diorit zurückzuführen.

Sowohl im Aussehen wie im Mineralbestand abweichend gebildet ist eine Abart des Biotitgneises, die, eng mit den anderen Gneisen verbunden, in NO.-Kamerun um Giddir sehr verbreitet vorkommt.

Makroskopisch ist das Gestein von lichtgraugelber Farbe und flaseriger feinkörniger Struktur; dunkle Bestandteile treten äußer-

¹⁾ OSANN, TSCHERMACK'S *min.-petr. Mitteilungen*, Bd. 19, 1900, S. 413.

lich nicht hervor. Die Witterungseinflüsse machen es leicht bröckelig.

Unter dem Mikroskop zeigt sich eine ganz unregelmäßige Mörtelstruktur. Die Feldspat- und Quarzkörner, die ungefähr in gleichen Mengen vorhanden sind, haben unregelmäßige Begrenzung und liegen in einem feinkörnigen Mörtel aus Quarz und Feldspat.

Der vorwiegende Feldspat ist Plagioklas, dessen Albitlamellen in der symmetrischen Zone eine Auslöschung von 8° nicht übersteigen; da sein optischer Charakter der Doppelbrechung negativ ist, dürfte er zwischen Oligoklas und Andesin gestellt werden. Seltener ist Orthoklas, der stets von Albitschnüren durchzogen ist, oder in Mikroklin überführt erscheint. Der Quarz löscht fleckig aus und ist zum Teil zerbrochen.

Der Gehalt an dunklen Bestandteilen ist verschwindend gering. Neben seltenen versprengten Erzpartikeln tritt brauner Biotit in gedrückten Blättchen auf; durch Ausbleichen desselben erscheint der Gehalt an dunklen Gemengteilen noch geringer. In der Nähe der ausgebleichten Biotitblättchen ist der Schliff durch Eisenausscheidung gefärbt, zuweilen kann der Gehalt an Biotit nur durch diese Eisenausscheidungen nachgewiesen werden.

β) Amphibolgneise.

Den Übergang von den Biotit- zu den Amphibolgneisen bildet eine Gruppe von Amphibol-Biotitgneisen, welche sowohl auf dem Westafrikanischen Plateau wie an dessen nördlichem Abfall vorkommen. NW.-Gaschaka und an den Benuëquellen tritt eine feinschieferige schwarzgraue Abart auf, während die Gneise, welche auf dem Plateau nördlich von Ngaumdere anstehen, bei gleicher mineralogischer Zusammensetzung mehr flaserige Struktur aufweisen.

Der Plagioklas ist ein Oligoklas mit einer Auslöschung von $+ 5^{\circ}$ auf M zur Spur der Kante P/M. Er ist stark in Sericit-Glimmer übergeführt, daneben tritt eine Epidotisierung auf.

Seltener ist Orthoklas; auch hier ist er von Albitadern durchschwärmt oder in Mikroklin übergeführt.

Der Quarz ist in größeren Körnern fleckig auslöschend:

meist hat er dem Druck nachgegeben, ist in ein linsenförmig ausgezogenes Quarzmosaik zerfallen.

Die Hornblende, die fast zu gleichen Teilen mit hellen Gemengteilen das Gestein zusammensetzt, gehört zu der gewöhnlichen, grünen Modifikation. Sie tritt in kurzen Prismen ohne kristallographische Endbegrenzung auf. Randlich, seltener den ganzen Kristall ergreifend, zeigt sich oft eine Umwandlung in eine strahlsteinartige Hornblende mit der Auslöschung $c : c = 18^\circ$ auf dem seitlichen Pinakoid. Pleochrismus für Licht:

bc pol.,	a schwing.-gelbgrün,
ac »	b » grün,
ab »	c » bläulichgrün.

Zuweilen erleidet die Hornblende eine Umwandlung in schuppigen Chlorit, Zoisit und feldspatartige Substanz.

Der Glimmer, der gegen die Hornblende stark zurücktritt, ist fast einachsiger, brauner Biotit in wenig gebogenen Blättchen.

Titanit in tropfigen Aggregaten und Apatit in länglich runden Körnern sind verhältnismäßig häufig.

Erz und Zirkon sind wie bei den Graniten.

Ihr Habitus läßt sie leicht als stark gedrückte Amphiboldiorite erkennen. Ein ähnliches Gestein beschreibt ESCH als oberhalb der Schnellen des Dibombe anstehend.

Seltener sind reine Amphibolgneise, dazu gehört ein flaseriges, schwarzweiß gefleckt erscheinendes Gestein aus dem Mao Dabba bei Dangar.

Unter dem Mikroskop erscheint die Struktur grobmörtelig. Feldspat und Amphibol setzen das Gestein zu ungefähr gleichen Teilen zusammen.

Der Feldspat ist ein Plagioklas, der sowohl nach dem Albitgesetz wie nach dem Periklingesetz verzwillingt ist. In Schnitten $\perp P$ und M zeigt er eine Auslöschungsschiefe von $+2^\circ$ zur Spur von M . Der Feldspat gehört also noch zum Oligoklas.

Die Hornblende zeigt den Pleochrismus der gewöhnlichen grünen Abart und hat eine Auslöschungsschiefe von $c : c = 25^\circ$; auch sie ist randlich von strahlsteinartigem Amphibol umgeben. Die kristallographische Umgrenzung ist nicht zu erkennen.

Der Quarz tritt in rundlichen undulös auslöschenden Körnern auf, doch ist der Gehalt nicht groß. Der in wenig gebogenen Blättchen auftretende ölgrüne Biotit ist ein unwesentlicher Gemengteil. Daneben kommt wenig Titanit in kleinen Körnern und Magnetit in Oktaedern vor.

Bei Zango-ñ-Kasua tritt ein dunkles schieferig-schuppiges, von hellen Quarz-Feldspat-Bändern durchzogenes Gestein auf, welches unter dem Mikroskop einen gleichartigen Mineralbestand erkennen läßt. Sie sind zweifellos Orthogneise, und zwar umgewandelte Amphiboldiorite.

Von diesem Typus unterscheidet sich sowohl durch größeren Quarzgehalt als durch das Eintreten von Augit ein dunkler, feingeschieferter Gneis, der auf dem Plateau von Korrowal vorkommt. Der Augit ist schwach pleochroitisch in hellgrünlichen Farben. Seine Auslöschungsschiefe ist nicht genau festzustellen, randlich geht der Augit in die grüne Hornblende über. Vielleicht stammt ein Teil der Hornblende aus der Umsetzung des Augits.

Der Feldspat dürfte seinem hohen Brechungsvermögen, sowie der schiefen Auslöschung der Lamellen entsprechend dem Labrador nahe stehen. Der Quarz kommt in rundlichen Körnern häufig vor, Erz und Apatit sind sehr seltene akzessorische Bestandteile.

Am mittleren Quellbach des Benuë tritt lokal ein dunkelgraues, feinschiefriges Gestein auf, das neben den vorher angegebenen Gemengteilen noch trüben Orthoklas in größeren Körnern von undeutlicher kristallographischer Umgrenzung führt; randlich ist der Orthoklas mit Quarz granophyrisch verwachsen. Dieser Gneis dürfte auf einen Amphibolgranit zurückzuführen sein.

γ) Muskovitgneise.

Die Muskovitgneise sind in Kamerun sehr selten; sie treten, so weit bekannt, nur südöstlich Tschamba, in der Nähe des Faro auf. Da sie in ihrem Vorkommen mit Muskovitgraniten eng verbunden sind, liegt die Annahme nahe, daß sie selbst auf Muskovitgranite zurückzuführen sind.

Sie sind helle, weißgelbe Gesteine von feinflaserigem bis schiefrigem Habitus. Der vorwiegende Feldspat ist Albit. Da

er glasklar ist und in rundlichen Körnern auftritt, kann er mit Quarz verwechselt werden, doch ist er von diesem leicht durch das Brechungsvermögen zu unterscheiden, welches, wo ein Vergleich mit Canadabalsam möglich war, stets kleiner sich erwies als das des letzteren. Die maximale Auslöschung der seltenen Zwillingslamellen beträgt 14° in Schnitten aus der symmetrischen Zone. Daneben spielt Mikroklin und etwas mit Albit feinfaserig durchwachsener Orthoklas eine untergeordnete Rolle. In nahezu gleicher Menge wie der Feldspat ist Quarz in sehr feinen, klaren Körnchen vertreten, welche undeutliche linsenförmige Aggregate bilden.

Zwischen diese schmalen Quarz-Feldspatlagen ist heller Glimmer von ganz geringer Auslöschungsschiefe in feinen, zerdrückten Lagen eingeschaltet.

Kleine Epidotkörner verdanken wohl dem Plagioklas ihre Entstehung, wogegen die versprengten Titanittröpfchen aus Titan-eisen hervorgegangen sein mögen.

δ) Granulite.

Im äußeren Ausschen durchaus den hellen Gneisen bei Giddir ähnliche Gesteine sind die bei Ndoro auftretenden gelblichen Granulite. Diese haben undeutliche Schieferung bei kleinerem Korn. Die dunklen Granate und vereinzelte Biotitblättchen treten als dunkle Einsprenglinge hervor. Der Feldspat ist zur Hälfte Mikropertit und zwar sehr feinfaseriger, zur anderen Hälfte Plagioklas. Letzterer hat stark unter dem Drucke gelitten, er ist zerbrochen, und die Albitlamellen sind ganz gekrümmt. Er gehört nach seinem Brechungsvermögen zum Oligoklas-Andesin.

Sehr selten tritt Mikroklin auf und dann nur in kleinen Körnern. Der Quarz löscht zackig aus, ist aber selten zerbrochen. Der Granatgehalt ist nicht groß. Der Granat bildet rundliche Körner, die hellrötlich durchscheinen, auf das polarisierte Licht gar nicht einwirken.

Zirkon in feinen Säulchen und Titaneisen in gebuchteten Körnchen sind seltene akzessorische Bestandteile. Die Struktur ist die typische Mörtelstruktur. In dem Mörtel treten granophyrische Verwachsungen nicht häufig auf.

2. Amphibolite.

Die Amphibolite, welche hier behandelt werden, stammen alle aus dem Bergland Adamaua. Sie bilden vorwiegend Einlagerungen im Gneis, nur einmal treten sie selbständig als kleiner Bergrücken auf; es ist dies das H. Yegurna, welches sich südwestlich an das Ssarimassiv anschließt. Sie sind, wie die petrographische Beschreibung zeigen wird, auf Gesteine der Gabbrofamilie zurückzuführen.

Im Flusse, nördlich Alhadjin-Galibu steht ein grauer Amphibolit an, der schwarz-weiß punktiert erscheint, infolge seiner feinkörnigen Zusammensetzung aus Plagioklas und Hornblende. Der Feldspat läßt undeutlich eine isometrische Ausbildung erkennen, sein Relief ist weit höher als das des Canadabalsams, der optische Charakter ist positiv; dazu kommt eine maximale Auslöschung der Albitlamellen von 23° auf Schnitten aus der symmetrischen Zone. Danach dürfte er dem Labrador zuzurechnen sein.

Der Plagioklas ist teilweise in Epidot übergeführt. Der Epidotisierung geht ein Zustand voraus, in dem der Feldspat in ein unregelmäßiges Mosaik von höher und niedriger brechenden Feldern zerlegt erscheint. Aus jedem dieser kleinen Felder bildet sich später ein Epidotkorn.

In gleicher Menge ist strahlsteinartige Hornblende vertreten. Die Ausbildung derselben ist bald undeutlich kurzprismatisch, bald tritt eine faserig-stengelige Ausbildungsform auf. In den kurzprismatischen Individuen finden sich die für den Diallag charakteristischen Interpositionen. Der Pleochroismus ist deutlich: für Licht

bc pol.,	a schwing.	hellgrün gelb,
ac »	b »	olivgrün,
ab »	c »	blaugrün.

Randlich ist der Pleochroismus für den || c schwingenden Strahl noch tiefer blaugrün. Die Auslöschungsschiefe beträgt auf dem seitlichen Pinakoid

$$c : c = 12^{\circ}.$$

Gegen den Rand zu ist sie meist noch geringer. Die Zwillingsbildung, die nicht selten in Form eingeschalteter Lamellen auftritt, ist die nach dem vorderen Pinakoid. Als Übergangsform erscheint Titaneisen, das randlich von Rutilausscheidungen begleitet ist.

Weniger strahlsteinartigen Charakter zeigt die Hornblende eines feinschuppigen, grauschwarzen Amphibolits, der in dem Bette des Benuë auftritt. Das Gestein besteht mikroskopisch aus einem Gemenge von Hornblende, Feldspath und Titaneisen. Alle drei Gemengteile sind in parallelen Fasern angeordnet. Die Hornblende, welche die anderen Gemengteile an Menge weit überwiegt, hat denselben Pleochroismus wie in dem vorhergehenden Gestein, nur heller; vor allem ist der bläuliche Ton des c schwingenden Strahls nicht so stark ausgeprägt. Die Auslöschung ist, entsprechend der Annäherung an die gewöhnliche grüne Hornblende, höher. Sie beträgt:

$$c : r = 18^{\circ}.$$

Die spitz ausgezogenen Enden der Amphibolfasern sind mehrfach in Chlorit übergeführt. Der Plagioklas ist sehr stark verbogen und durch Pressung zerstört und kann deshalb nicht sicher bestimmt werden; ein vereinzelt vorkommender Schnitt aus der symmetrischen Zone ergab für die Albitlamellen eine Auslöschung von 20° , wäre danach Labrador. Die Titaneisenfasern sind häufig von einem feinen Leukoxenrand umgeben, seltener findet sich als Ausscheidung Rutil in kurzen Körnern.

Während in diesen Vorkommen der Feldspat zum Teil noch erhalten ist, tritt er in dem folgenden Gestein, das die Yegurnakette zusammensetzt, vollkommen ungeändert auf. Das Gestein besteht makroskopisch aus einem Gewirr von ungefähr 1 cm langen, schlanken Hornblendesäulchen, zwischen denen unfrische Feldspatkörnchen eingezwängt sind. Durch Verwitterung bräunt sich das sonst schwarze Gestein; die Feldspäte treten dann als gelblichweiße Flecken hervor. Unter dem Mikroskop besteht das Gestein aus strahlsteinartiger Hornblende und vollkommen saussuritisiertem Feldspat. Der Plagioklas ist ein wirres Aggregat von Vertretern der Epidot-Zoisit-Familie und Calcit übergeführt, um welches

sich randlich Albit in mikroskopisch feinen Körnchen abgeschieden hat; daneben kommen noch seltene Quarzkörnchen vor. In den größeren Epidotkörnern finden sich zuweilen Einschlüsse von haarfeinen Hornblendenädelchen vor, die sich unregelmäßig überkreuzen. Die Hornblende ist stengelig ausgebildet und besitzt einen deutlichen Pleochroismus in lichten Tönen: Für Licht

bc	pol.,	a	schwing.	gelblichgrün,
ac	»	b	»	grün,
ab	»	c	»	bläulichgrün.

Der Winkel der Auslöschung beträgt $c:c = 16^\circ$ auf $\infty P \infty$ (010). Die Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (100) ist selten und tritt zumeist in Form einer eingelagerten Lamelle auf. Die Hornblende zeigt sehr schön die charakteristischen Diallaginterpositionen. Die Blättchen, welche auf der Breitseite grünbraun durchsichtig werden, zeigen sich in drei Systemen, von denen eines in seiner Längserstreckung der Prismenachse parallel läuft. Die Blättchen liegen in verschiedenen Ebenen, denn immer, wenn ein System parallel zur durchscheinenden Breitseite getroffen ist, sind die beiden anderen Systeme in einem Winkel dazu geschnitten. Sehr feine, tropfenartige Titanitkörnchen, die sich bei fortschreitender Verwitterung aus den Blättchen bilden, sprechen für die Ansicht, daß sie dem Titaneisenglimmer angehören.

b) Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer finden sich über ganz Kamerun reichlich verbreitet, doch sind sie zumeist so stark lateritisiert, daß nur der widerstandsfähige Quarz mit Sicherheit bestimmt werden kann, wogegen der Biotit vollkommen in Eisenoxyde übergeführt ist. Die Struktur ist dabei stets dieselbe: Körner von Quarz oder linsenförmig ausgezogene Quarzaggregate werden von den Biotitlagen umbettet, so daß die Struktur einen schieferigen bis flaserigen Eindruck macht.

Eine Ausnahme bildet der Glimmerschiefer, der zum Teil das H. Ssadjé mit aufbaut. Makroskopisch ist das Gestein feinschieferig von grauer Farbe und splitterigem Bruch. Mikroskopisch treten abwechselnde Quarzfeldspat- und Biotitlagen her-

vor. Der Quarz kommt nur in kleinen rundlichen Körnern vor, lenticulare Anhäufungen derselben lassen erkennen, daß er aus größeren Individuen durch Bruch hervorgegangen ist. Der seltene Feldspat gehört dem Plagioklas an und kommt nur in kleinen Brocken vor. Er ist von mittlerer Basizität, da die Albitlamellen nur mit kleinem Winkel auslöschen. Außer diesen Bestandteilen tritt nur noch Titaneisen auf; es erreicht kaum Millimetergröße und zeigt randlich Leukoxenausscheidungen.

c) Gesteine der Phyllitformation.

Gesteine der Phyllitformation sind nur als Reste in den Ebenen um das Ssarimassiv und am Ostfuß des Alantikamassivs erhalten. Sie sind zum Teil durch Druck beeinflußt worden; so zeigen die Phyllite nicht selten eine intensive Fältelung in Schnitten senkrecht zur Schieferung.

1. Phyllite.

Die Hauptverbreitung finden die Phyllite in den Ebenen um das Ssarimassiv, auch der H. Ssadge besteht zum Teil aus Phyllit. Es sind dies sehr feinschieferige, graue Gesteine, welche auf den Schichtflächen durch feine Sericitschuppen silberglänzend erscheinen.

Sie bestehen unter dem Mikroskop aus einem sehr feinen Filz von Sericitschüppchen, Quarz, braunen Biotitblättchen und Karbonatkörnchen. Sehr selten sind kleine Körnchen von Eisenerz. Durch Verwitterung gehen die Phyllite in lateritartige Modifikationen über.

Am Ostfuß des Alantikamassivs kommt ein mattgrauer, mehr schieferartiger Phyllit vor. Unter dem Mikroskop zeigt sich der Sericit mit den anderen Bestandteilen so fein verfilzt, daß die letzteren nicht mehr bestimmt werden können.

2. Grünschiefer.

Die Grünschiefer bilden häufige Einlagerungen in der Phyllitformation, die am Ssarimassiv im Süden, Osten und Westen auftritt.

Die Klassifikation der Gesteine ist äußerst schwierig, da, wie leicht erklärlich, Übergänge von einer Zusammensetzungsart zur

anderen führen, desgleichen ist die äußere Struktur von großer Mannigfaltigkeit. In folgendem sind die Grünschiefer nach dem charakteristisch hervortretenden dunklen Gemengteil, resp. nach dem Fehlen eines solchen eingeteilt worden.

a) Hornblendeführende Grünschiefer.

Selbst in den so zusammengefaßten Gruppen besteht ein solcher Unterschied der Ausbildung, daß es geraten erscheint, die einzelnen Fundpunkte möglichst gesondert zu behandeln.

Ein schieferig-stengeliger Hornblende-Epidot-Grünschiefer tritt östlich Bantadji auf. Das Gestein hat neben den Hauptbestandteilen Hornblende und Epidot noch Ausscheidungen von Albit und Quarz in kleinen Körnchen. Die Hornblende tritt hier in länglichen Prismen auf, die quer zur Längserstreckung scharfe rhombische Durchschnitte zeigen, terminal sind sie dagegen aufgeblättert und ausgefasert. Die Auslöschung der Hornblende ist $c:c = 18^{\circ}$.

Der Pleochroismus ist gut ausgebildet: für Licht

bc pol.,	a schwing.	hellgelblichgrün,
ac »	b »	grün,
ab »	c »	lichtbläulichgrün.

Die fascigen Partien haben || c einen deutlichen blaugrünen Ton. Der Feldspat ist vollkommen in Epidot-Zoisit-Mineralien übergeführt. Das Epidot bildet längliche Körnchen von zeisig-gelber Farbe. Die Ebene der optischen Achsen liegt senkrecht zur Längserstreckung. Näher bei Bantadji erscheint eine äußerst feinkörnige, dunkelgraue Modifikation. Mikroskopisch stellt sie sich als ein Gemenge von Zoisit und wenig Epidot mit feinen Hornblendenädelchen dar. Die Amphibolnadelchen, die häufig zu wirren Aggregaten vereinigt sind, erscheinen durchaus strahlsteinartig, mit einer Auslöschung von $c:c = 16^{\circ}$ und dem gut ausgeprägten Pleochroismus: für Licht

bc pol.,	a schwing.	gelbgrün,
ac »	b »	grün,
ab »	c »	bläulichgrün.

An diese Gesteine schließt sich eine Gruppe eng an, in der der Albitgehalt zum wesentlichen Gemeingteil wird; die Textur dieser Gesteine ist deutlich schieferig-feinstengelig, die Farbe ein mittleres Grüngrau.

Unter dem Mikroskop erscheint ein feines Gemisch von Epidot-Zoisit-Körnchen mit stark hervortretender Hornblende in Säulchen, die mit ihrer Längserstreckung in der Richtung der Schicht liegen.

Zwischen dem Epidot-Zoisit-Gemenge bildet sich reichlich Albit in feinen, wasserklaren Körnchen, Albitlamellierung war weder hier noch in den später zu besprechenden Vorkommen zu bemerken. Die Formen des ursprünglichen Feldspates sind zum Teil noch erhalten: es sind längliche Leisten, die sich nur erhalten haben, wenn die Längserstreckung der Leiste senkrecht zur Druckrichtung lag.

Eine Bestimmung des Feldspates ist nicht mehr möglich, da derselbe vollkommen umgesetzt ist, dabei sind die länglichen Epidotkörnchen mit den Feldspatleisten gleichgerichtet. Allgemein zerfallen die leistenförmigen Feldspate in ein gleichgerichtetes Gemenge von länglichen Epidot-Zoisitkörnchen, wogegen die isometrischen Feldspate ein wirres Aggregat von rundlichen Körnern ergeben.

Die Hornblende bildet schlanke Prismen, die randlich etwas zerblättert und an den Enden vollkommen zerfasert sind. Die Auslöschung ist $c : c = 17^{\circ}$; in den terminalen Fasern ist sie ein wenig geringer, so wie dieselben für den $\parallel c$ schwingenden Strahl einen mehr blaugrünen Pleochroismus zeigen als die Prismen. Daneben erscheint noch etwas Quarz in kleinen Körnchen, die zu mosaikartigen Aggregaten zersprengt und zur Linsenform ausgezogen sind.

Unter dieser Gruppe mögen zwei mehr kristalline Gesteine mit behandelt werden, welche auf der Grenze zwischen Grünschiefern und Amphiboliten stehen. Äußerlich ist das eine Gestein grün mit seidenartigem Glanz; die Hornblendekörner treten als dunkelgrüne Flecken undeutlich hervor.

Mikroskopisch besteht es vorwiegend aus Hornblende, die in

der Form von kurzen, blätterigen Prismen auftritt, die an den Enden ganz zerfasert sind. Die Fasern sind verbogen und stehen schopffartig auseinander. Die Auslöschung beträgt $c : c = 15^\circ$.

Der Pleochroismus ist deutlich: für Licht

b c	pol.,	a	schwing.	lichtgelbgrün,
a c	»	b	»	lichtolivgrün,
a b	»	c	»	blaugrün.

Die Farbe wechselt oft streifen- und zonenartig in demselben Individuum. In den Räumen zwischen den Amphibolprismen, zwischen den Endfasern findet sich wenig Zoisit und tief zeisig-gelb gefärbter Epidot in kurzen, quergegliederten Säulehen und kleinen Körnchen eingeschaltet. Dieses Gestein dürfte zu den Amphibolschiefern gehören.

Zu den Amphibolschiefern ist auch das graugrüne, schieferig-stengelige Gestein zu rechnen, welches westlich der inzwischen zerstörten Stadt Sarra ansteht. Es besteht aus Feldspat und seinen Umwandlungsprodukten und strahlsteinartiger Hornblende. Der Feldspat zeigt, wo er noch erkannt werden kann, breite Albitlamellen.

Er gehört dem Labrador an mit einer Auslöschung von $28^\circ \perp c$ zu Spur der Kante P/M. Meist ist ein Bestimmen nicht mehr möglich, weil sich durch den ganzen Kristall kleine Körnchen von Zoisit und Epidot finden, die ihn oft ganz erfüllen. Nicht selten bestehen die Körnchen aus einem Epidotkern mit blau polarisierendem Zoisitrand. Der Epidot und der Zoisitrand zeigen stets die gleiche Auslöschung. Aus der schiefen Auslöschung des Zoisits geht hervor, daß man es hier wahrscheinlich mit Klinozoisit zu tun hat. Albitbildung ist selten zu beobachten. Die Hornblende besteht aus feinen Strahlsteinnadeln, die entweder in der Richtung der Streckung liegen oder zu wirren Aggregaten zusammentreten. Die Nadelchen sind in der Längserstreckung positiv und haben eine Auslöschung, die $c : c = 16^\circ$ nicht übersteigt. Der Pleochroismus ist schwach: lichtgelbgrün für Licht senkrecht zur Längserstreckung schwingend und bläulichgrün parallel dazu.

β) Chloritführende Grünschiefer.

Die Gesteine sind von äußerst feinem Korn, nur selten lassen sie eine undeutliche Schieferung erkennen, vielmehr erscheinen sie als grüngraue dichte Gesteine.

Dazu gehören die feinkörnigen, undentlich geschieferten Gesteine, die in den Bergzügen östlich Bantadji auftreten. Die Bestandteile sind fast ausschließlich Chlorit und Epidot. Letzterer tritt nur sehr selten in länglichen Körnern auf, wie in den vorigen Grünschiefern, sondern bildet vielmehr kleintropfige Aggregate. Zwischen diesen Aggregaten findet sich der Chlorit in unregelmäßigen Flecken. Die kleinen Strahlsteinnadeln sind vollkommen in Chlorit übergeführt und nur noch an ihren Umgrenzungen zu erkennen. Die selten auftretenden braunen Biotitblättchen sind streifig ausgebleicht. Feine Albit- und Quarzkörnchen kommen eingesprengt vor. Das häufige Titaneisen hat wenig Leukoxen ausgeschieden. Die seltenen oktaëdrischen Magnetitkörnchen sind in Brauneisen umgewandelt. Ein anderes Produkt der Verwitterung sind Calcitabscheidungen. Dasselbe Gestein kommt auch in mehr schieferiger Ausbildung vor.

Ein Chloritalbitschiefer tritt ebenfalls in den Vorbergen von Bantadji auf. Er ist feinkörnig, grüngrau und ohne jede Andeutung einer Schieferung; er soll leicht Laterit bilden. Unter dem Mikroskop heben sich die Albitkörnchen mit dem selteneren Quarz zusammen wie ein Mosaik aus der trübgrünen Chloritmasse heraus.

γ) Epidot-Albit-Grünschiefer.

Dieser Grünschiefer, der südlich vom II. Tana ansteht, ist von licht graugrüner Farbe. In dem sehr feinkörnigen, schieferigen Gestein liegen schmale Feldspatspindeln, die das Gestein porphyrisch erscheinen lassen.

Unter dem Mikroskop sind die Feldspatspindeln von einer feinen Grundmasse von Epidot, Zoisit bzw. Klinozoisit, Albit und Quarz umhüllt. Der Feldspat, dessen Umrandung nicht mehr zu erkennen ist, zeigt breite Albitlamellen, deren maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone 10^0 beträgt. Da sein

Brechungsvermögen viel höher als das des Canadabalsams ist, dürfte er dem Andesin zugerechnet werden. Er ist stark in lichten Epidot übergeführt. Seltene Strahlsteinnadeln, die fast vollständig in Chlorit umgesetzt erscheinen, sind in den feinen Epidot-Albitlagen ausgewalzt worden.

B. Tiefengesteine.

Eng mit den kristallinen Schiefen — insbesondere mit den Gneisen — verknüpft, treten in den untersuchten Gebieten granitisch-dioritische Tiefengesteinsmassive auf. Sie zeigen z. T. recht intensive Druckumwandlung, so daß es in vielen Fällen schwer wird, zu entscheiden, wo die Grenze zwischen einem Gneis und einem dynamo-metamorph veränderten Granit zu ziehen ist. Nach ROSENBUSCH¹⁾ ist für die kristallinen Schiefer bezeichnend, daß sie nie eine gesetzmäßige Ausscheidungsfolge erkennen lassen.

In dem zweiten Bande seiner »Kristallinen Schiefer« nimmt GRUBENMANN²⁾ die Abgrenzung zwischen gedrückten Graniten und Gneisen derart vor, daß er in dem Überwiegen der den kristallinen Schiefen eigenartigen Struktur und Mineralbestandteile das Kriterium für eine Abgrenzung erblickt. In derartigen zweifelhaften Fällen ist die Entscheidung nach dem Prinzip von ROSENBUSCH getroffen worden.

a) Granite.

Der Mineralbestand der Granite ist folgender: Der durchaus vorherrschende Feldspat ist ein rötlicher Orthoklas, an dem die Flächen $\infty P \infty (010)$, $oP (001)$, $\infty P (110)$, $P \infty (101)$ auftreten. Die Auslöschung auf Schnitten parallel $\infty P \infty (010) = \perp c$ beträgt $+ 5^\circ$ zur Spur von P. Auch in Schnitten, die zur Messung der Auslöschungsschiefe nicht geeignet sind, ist der Orthoklas leicht an dem niedrigen Relief, welches stets geringer als das des Canadabalsams ist, verbunden mit einer durch Kaolinausscheidungen

¹⁾ H. ROSENBUSCH, Elemente, 2. Aufl., 1901, S. 476.

²⁾ U. GRUBENMANN: Die kristallinen Schiefer II, 1907, S. 19.

hervorgerufenen Trübung zu erkennen. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist sehr verbreitet. Auf Druckeinwirkung ist gewiß die im Orthoklas vorkommende Mikroklingsitterstruktur zurückzuführen, desgleichen die kleinen Albitäderchen, welche den Orthoklas in gedrückten Gesteinen durchschwärmen; und zwar bewirkt im letzteren Falle der Druck eine Entmischung des Orthoklas- und Albitmoleküls.

Neben dem Orthoklas treten geringe Mengen von Kalknatronfeldspat auf. Der Plagioklas zeigt keine eigene Begrenzung, sondern seine Form ist durch die angrenzenden Gemengteile bestimmt. Die Auslöschung auf Schnitten parallel $M = \infty P \infty$ (010) schwankt zwischen $+13^{\circ}$ und $+16\frac{1}{2}^{\circ}$: also Oligoklas-Albit, mit welcher Bestimmung auch das Relief gut übereinstimmt, welches in den verschiedenen Schichtlagen teils höher, teils niedriger ist als das des Canadabalsams. Schnitte aus der symmetrischen Zone ergeben -7° Auslöschung, Schnitte $\perp P$ und $M = -4^{\circ}$. Der Plagioklas zeigt durchgehend Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz. Zonale Struktur ist nicht selten. Durch Verwitterung entsteht Kaolin, verbunden mit Ausscheidungen von Epidot.

Der Quarz, welcher makroskopisch grau, in einigen roten Granititen milchigblau erscheint, zeigt unter dem Mikroskop lappige, unregelmäßige Durchschnitte, welche häufig durch Druck hervorgerufene undulöse Auslöschung besitzen. Er ist einaxig, von positivem Charakter der Doppelbrechung und, im Gegensatz zum Orthoklas, klar durchscheinend.

Der Glimmer ist ein brauner, nahezu einachsiger Biotit von negativem Charakter der Doppelbrechung. Durch Verwitterung ist er häufig grünlich geworden. Nicht selten erscheint er makroskopisch durch Eisenoxyde fuchsig-rot gefärbt und zeigt metallischen Schimmer. Eine kristallographische Begrenzung war nie zu beobachten, vielmehr erscheint der Biotit durch Pressung zumeist zerstört und zerfetzt.

Die in einigen Granititen vorkommende grüne Hornblende bildet kurze, gedrungene Prismen, welche unvollkommene Umgrenzung zeigen. Die Auslöschung auf dem seitlichen Pinakoid, welches sich durch die optische Untersuchung als Ebene der op-

tischen Achsen ergab, beträgt $c : c = 21^{\circ}$. Der Charakter der I Mittellinie erwies sich als negativ, nach der Methode aus einem Schnitt senkrecht zu einer optischen Achse bestimmt (BECKE, Opt. Stud. 1904, II, S. 26). Der Pleochroismus ist: für Licht

bc pol.,	a schwing.	gelb mit Stich in grün
ac »	b »	olivgrün
ba »	c »	sattgrün.

Zwillingsbildung nach $\infty P \infty (100)$ ist verbreitet. Verschiedentlich zeigt die Hornblende randlich poikilitische Verwachsungen mit Biotit.

Ein häufiger Übergemengteil ist Titanit, der unter dem Mikroskop spitzrhombsche Durchschnitte zeigt, welche zuweilen durch Druck gestaucht oder ausgezogen erscheinen. Im durchfallenden Licht ist die Farbe licht gelblich-grün. Relief und Doppelbrechung sind sehr hoch. Die Durchschnitte zeigen deutliche Zweiachsigkeit. Interessant ist das Auftreten von repetierenden Zwillingslamellen, welche auf Druck zurückzuführen sind, da die betreffenden Durchschnitte stark verbogen erscheinen¹⁾.

Ein anderer akzessorischer Gemengteil ist Zirkon, der stets in schlanken Säulehen auftritt, welche durch Prisma und Pyramide scharf begrenzt sind. Als Einschlüsse im Biotit zeigen sie sich häufig von einer farblosen Zone umgeben.

Daneben bildet Apatit rundliche Körnchen oder, seltener, längliche quergegliederte Säulchen. Charakteristisch für die Erkennung ist die optisch negative Längserstreckung.

Dem in lappigen Körnchen auftretenden Titaneisen fehlt selten ein schmaler Rand von Leukoxenausscheidungen. Die Ausscheidungsfolge gab: Zirkon, Apatit, Erz, Biotit und Hornblende, Feldspat, Quarz.

Die Granitgebirge Kameruns zerfallen in zwei gut getrennte Gruppen, welche sowohl in ihrem äußeren Erscheinen wie in dem Mineralbestand der sie zusammensetzenden Gesteine wohl auseinander zu halten sind. Die erste ist die Gruppe der Massive, die aus

¹⁾ MÜGGES, N. Jahrb. 1889, 2, S. 98.

hellgrauem bis dunkelgrauem, grobkörnigen Granitit von typischer Zusammensetzung bestehen, zu welchem nicht selten ein mehr oder minder wesentlicher Gehalt an grüner Hornblende tritt.

Verschiedentlich erscheint das Gestein — z. B. der graue Granit des kleinen Baschelbe-Massivs — durch 1–2 cm große Orthoklaseinsprenglinge porphyrisch. Diese Einsprenglinge sind zumeist kristallographisch gut ausgebildet und nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Sie erscheinen stets nach der a -Achse gestreckt. Die grauen Granite zeigen sehr häufig kataklastische Phänomene, die sich schon äußerlich kundgeben durch eine sich den Flaser- und Augengneisen nähernde Struktur. Mikroskopisch zeigt sich der Orthoklas in Mikroklin übergeführt oder mit Albit perthitisch verwachsen. Meist durchsetzen feine Albitadern die Orthoklasssubstanz, seltener wird diese Verwachsung feinfaserig oder tritt in Gestalt von kleinen Albitfleckchen auf; im letzteren Falle kann Albitlamellierung auftreten, fehlt jedoch zumeist. Daneben löschen die Quarze fleckig aus und die dunklen Gemengteile sind zerpreßt und ausgewalzt.

Von diesem Typus unterscheiden sich durchaus die kleinen Granitzüge, die wie große Klippen oder niedrige Rücken aus dem Gneisgelände herausragen. Sie bestehen aus rotem Granitit, der nur ein mittleres Korn erreicht. Die Quarze sind vorwiegend von bläulicher Farbe. Der Mineralbestand ist gleichmäßig, Orthoklas, Mikroklin, wenig Plagioklas — der zum Oligoklas-Andesin gehört — und Quarz; dazu tritt Biotit in wechselnden Mengen. Der Glimmergehalt wird nie groß, zuweilen sinkt er sogar auf Null herab, z. B. bei einem niedrigen Rücken südlich des kleinen Baschelbe-Massivs.

Ebenso ist der Erzgehalt durchgehend sehr gering und fehlt in den biotitfreien Modifikationen ganz.

b) Muskovitgranite.

Am Mao Taparc, dort wo FLEGEL den Fluß berührte, steht ein Muskovitgranit an, der äußerlich von lichtrötlichgelber Farbe ist und sich in kleiner Korngröße hält. Unter dem Mikroskop ist die Struktur durchaus granitisch. Der überwiegende Feldspat

ist klar durchsichtiger Albit mit seltener Albitlamellierung. Das Brechungsvermögen ist kleiner als das des Canadabalsams. Die Auslöschung betrug in einem Schnitt, der wenig exzentrisch zu c getroffen war, etwas über 20° . Der trübe Orthoklas ist mit Albit perthitisch verwachsen, daneben kommt Mikroklin vor. Die Feldspate sind gleichmäßig ausgebildet. Ausscheidungen von hellem Glimmer sind in denselben häufig. Der Quarz tritt in unregelmäßigen, wenig gedrückten Körnern auf. Der Muskovit bildet zerdrückte Blättchen und ist deutlich zweiachsig. Neben dem Muskovit kommt ölgrüner Biotit in kleinen Blättchen sehr vereinzelt vor. Wenig Erz und Calcitausscheidungen geben den Rest.

Ein ähnliches hellrötliches Gestein erscheint auf der Höhe zwischen Lagarge und dem Mungo. Der Plagioklas mit seinen Albitlamellen, der ebenfalls ein kleineres Brechungsvermögen als Canadabalsam hat, konnte genau als Albit bestimmt werden. Er zeigte auf Schnitten \parallel zum seitlichen Pinakoid eine Auslöschung von $+ 19,4^{\circ}$ zur Spur der Kante P/M. Der wenige Biotit ist stark ausgebleicht. Sechseckige Umrisse sind beim Glimmer un- deutlich zu beobachten.

c) Alkaligranite.

Alkaligranite kommen, soweit bekannt, nur am Kupeberg und an den östlichen Ausläufern des Atlantika-Massivs vor.

α) Riebeckitgranit.

Der feinkörnige, hellgraue Alkaligranit, der durch den Ekone-Sungale-Krater gefördert worden ist, stammt wahrscheinlich aus den Schichten, durch die der Vulkanschlot setzt, und ist mit heraufgerissen worden. Vielleicht hat er dabei einige Veränderung seiner Mineralzusammensetzung erlitten. Unter dem Mikroskop erweist er sich zu wenigstens $\frac{9}{10}$ aus Feldspat zusammengesetzt, den Rest bilden die dunklen Gemengteile und der Quarz.

Der Feldspat zeigt wenig vorherrschende Ausbildung nach M und ist durchgehend nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Er ist ein Mikroperthit, der mit gekrümmten Albitäderchen so

fein durchwachsen ist, daß er durch den Wechsel der hellen und grauen Polarisationstöne wie chagriniert aussieht. In einem Schnitt nach dem seitlichen Pinakoid ergab sich für den graupolarisierenden Orthoklas $+5^{\circ}$ und für den lichten Albit $+19^{\circ}$ Auslöschung zur Kante P/M. Der optische Charakter ist bald positiv, bald negativ, je nachdem die Albit- oder Orthoklassubstanz überwiegt; selbständiger Plagioklas kommt durchaus nicht vor. Der Quarz erscheint in kleinen lappigen Körnern oder ist wie ein feiner Keil in die spitzen Winkel getrieben, die zuweilen von den Feldspäten gebildet werden. Der charakteristische und vorherrschende Gemengteil ist eine riebeckitische Hornblende, die nie kristallographische Begrenzung zeigt, vielmehr in randlich zerrissenen und zerfetzten Säulchen auftritt. Auf Schnitten \parallel zum seitlichen Pinakoid zeigt sie die Auslöschung $c : a = 6\frac{1}{2}^{\circ}$. Der Pleochroismus ist: für Licht

$\parallel bc$	pol.,	$\parallel a$	schwing.	tiefgrünblau
$\parallel ac$	»	$\parallel b$	»	tief dunkelgrün
$\parallel ab$	»	$\parallel c$	»	licht bläulichgrün.

Nicht selten ist diese Hornblende mit Ägirin parallel verwachsen.

Daneben tritt vereinzelt eine sogenannte kataphoritische Hornblende¹⁾ auf, die, so oft beobachtet, in schlanken Prismen sich zeigt. Die Auslöschung ist hoch; sie beträgt auf dem seitlichen Pinakoid $c : c = 33^{\circ}$. Die Strahlen parallel c werden sehr stark absorbiert und erscheinen schwarz. Die anderen Strahlen ergeben rötlichbraune Töne. Wegen der geringen Lichtdurchlässigkeit ließ sich eine genaue Feststellung des Pleochroismus nicht machen.

Wichtigerer Gemengteil ist der Ägirin. Derselbe zeigt ebenfalls keine deutliche kristallographische Begrenzung. Er tritt in undeutlichen kleinen Prismen auf, welche terminal häufig zerfrant sind. Die Auslöschung ist gering, sie beträgt auf dem seitlichen Pinakoid $c : a = 2\frac{1}{2}^{\circ}$. Der Pleochroismus ist deutlich ausgeprägt: für Licht:

¹⁾ Vergl. ROSENBUSCH, Mikr. Physiogr., 1905, I, S. 237.

|| bc pol., || a schwing. hellgrasgrün
 || ac » || b » sattgrün
 || ab » || c » grünlich gelb.

Titaneisen ist in kleinen Körnchen spärlich vorhanden.

Durch Druckeinwirkung ist oft randlich wenig von der Feldspatsubstanz abgebröckelt, die mit kleinen rundlichen Quarzkörnchen mörtelartig zwischen den großen Körnern liegt.

Die Ausscheidungsfolge ist: Hornblende, Augit und Feldspat gleichaltrig, da sie sich wechselseitig einschließen, und Quarz.

Eine von Dr. LINDNER in Breslau angefertigte Analyse ergab folgenden chemischen Bestand:

SiO ₂	68,54 pCt.
TiO ₂	0,14 »
Al ₂ O ₃	15,47 »
Fe ₂ O ₃	2,03 »
FeO	2,09 »
CaO	0,30 »
MgO	0,21 »
K ₂ O	5,75 »
Na ₂ O	5,68 »
H ₂ O	0,59 »
P ₂ O ₅	0,10 »

Sa.: 100,90.

Spez. Gew. 2,622.

In Molekularprocente ungerechnet, ergibt sich:

SiO ₂	76,19 pCt.
Al ₂ O ₃	10,16 »
FeO	1,93 »
Fe ₂ O ₃	0,85 »
MgO	0,35 »
CaO	0,36 »
H ₂ O	4,07 »
Na ₂ O	6,09 »

Sa.: 100,00.

Hieraus berechnen sich die OSANN'schen Konstanten zu:

$$\begin{aligned} s &= 76,19, & A &= 10,16, & C &= 0, \\ F &= 3,41, & a &= 15, & c &= 0, \\ f &= 5, & n &= 6. \end{aligned}$$

Dieses Gestein kommt den Nordmarkiten am nächsten, deren Typenformel OSANN, wie folgt, angibt¹⁾:

$$s = 70,5, \quad a = 13, \quad c = 0,5, \quad f = 6,5.$$

β) Ägiringranit.

Ein anderer Alkaligranit kommt bei Mbule auf dem Tuff, in großen Blöcken liegend, vor. Makroskopisch ist das Gestein grobkörnig, hauptsächlich aus grauem und rötlichem Feldspat bestehend; dazwischen erscheinen Augitkörner wie dunkle Flecken, graue glasige Quarzkörner sind selten.

Das Gestein besteht mikroskopisch vor allem aus Orthoklas-Mikroperthit. Dieser Feldspat tritt in großen Körnern auf, daneben erscheinen, lokal gehäuft, kleinere Feldspate, zwischen die sich zuweilen ein Plagioklaskörnchen mischt; die größeren Feldspate sind vorwiegend tafelförmig nach M ausgebildet. Sie zeigen jedoch keine eigene Umgrenzung, weil sich die einzelnen Individuen gegenseitig im Wachstum behindert haben. In den Orthoklas-Mikroperthiten tritt der Albit in dünnen Fasern auf, besonders der Rand ist oft sehr feinfaserig verwachsen, wogegen der Kern dann reine Orthoklassubstanz ist. Seltener ist die Verwachsungsart, das kleine Albitleistchen zu einander parallel in ein Orthoklasindividuum eingewachsen sind; die Albitleistchen zeigen dabei durchgehend feine Lamellierung. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist bei den großen Individuen selten, häufiger kommt sie bei den kleinen, mehr breitleistenförmig ausgebildeten Mikroperthiten vor.

Der charakteristische dunkle Gemengteil ist Pyroxen. Derselbe tritt in länglichen, kräftigen Säulen auf mit undeutlicher Begrenzung oder ist in die von den Feldspaten oft gebildeten dreikantigen Räume eingezwängt. Aus der Form geht hervor,

¹⁾ TSCHIERMAR's Min.-petr. Mitt. 1900, Bd. 19, S. 465.

daß die Augitausscheidung während der Feldspatbildung und auch nach dieser stattgefunden hat. Sie ist jedoch älter als die Quarz-
bildung.

Der Pyroxen ist vorwiegend Ägirin, der zum Teil aus Diopsid sich gebildet hat; denn zuweilen besteht er aus einem lichtgrünlichen Kern und einem tiefgrünen Ägirinrand.

Der Übergang ist jedoch nicht unvermittelt, sondern findet ganz allmählich statt.

Der lichte Kern hat auf dem seitlichen Pinakoid eine Auslöschung von $c:a = 48^\circ$; nach dem Rande zu nimmt dann die Auslöschung allmählich ab, bis zu einer Schiefe von $c:a = 20^\circ$. Ganz aus Ägirin bestehende Schnitte zeigen dagegen nur eine Auslöschung von $c:a = 12^\circ$.

Wie die hohe Auslöschung zeigt, ist der Pyroxen nicht chemisch reiner Ägirin, sondern hat wesentliche Beimengungen von Ägirinaugit, obgleich der Pleochroismus der für Ägirin charakteristische ist. Er zeigt: für Licht

bc pol.,	a schwing.	sattgrün,
ac »	b »	grasgrün,
ab »	c »	gelblichgrün.

Die Umsetzung des Ägirin ist äußerst mannigfaltig. Häufig ist die Umwandlung in Arfvedsonithornblende, die dann gleich gerichtet mit dem Ägirin verwachsen ist.

Dabei ist der Ägirin teils von einer feinen Zone dieses Minerals umgeben, bald erscheint die Umwandlung an den Enden der Kristalle, wobei der Arfvedsonit mit feinen Fasern tief in den Ägirinkern faßt. Die Auslöschung der Hornblende beträgt auf dem seitlichen Pinakoid $c:a = 12^\circ$. Der Pleochroismus wechselt, er ist bald blasser, bald stärker, doch herrschen folgende Töne vor: Für Licht

bc pol.,	a schwing.	blaugrün,
ac »	b »	tiefbläulichgrün,
ab »	c »	graugrün.

Eine ebenfalls häufige Umwandlungsart ist die in Eisenoxyde. Der Ägirin nimmt dabei immer mehr ins Goldgelbe spielende

Färbung an. Hand in Hand damit geht das Abnehmen des Pleochroismus. Doch zeigt das in der Umwandlung begriffene Mineral selbst noch dann Doppelbrechung, wenn der grüne Ton nahezu verschwunden und dafür eine goldgelbe Eisenoxydfarbe eingetreten ist. So kann man an diesen vollkommen wie Brauneisen aussehenden Durchschnitten eine deutliche Auslöschungsschiefe bestimmen, welche die des ursprünglichen Ägirins ist.

Bei diesem Prozeß scheiden sich feine, opake Eisenerzstäubchen aus, die sich zu größeren Individuen vereinigen oder als feine Körnchen in den Spaltrissen ansammeln. Im letzteren Falle zerfällt häufig der Kristall in kleine, kurze Prismen. Neben diesen Produkten bildet sich ein Glimmer — der weiter unten eingehend beschrieben werden soll —, der meist randlich auftritt und in der Form von kurzen Säulchen in die Brauneisensubstanz hineinragt; doch kommen solche Glimmersäulchen mit Arfvedsonitfäserchen zusammen auch in dem Innern der Umsetzungsprodukte vor. Bei den hier untersuchten Verwitterungsprodukten hatten sich stets neben dem Brauneisen auch grüne Chloridsubstanzen abgeschieden.

Dann findet sich der Ägirin vollständig in den vorher erwähnten Glimmer umgesetzt. Dieser Glimmer bildet schlanke bis gedrungene pseudohexagonale Säulchen mit der Basis als Endbegrenzung. Spaltbarkeit nach der Basis ist vollkommen. Die Auslöschung ist orientiert. Schnitte nach der Basis zeigen scharfen, sechsseitigen Umriß. Der Winkel der optischen Achsen ist sehr klein. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Der Pleochroismus ist für Licht, parallel den Spaltrissen schwingend, olivgrün, senkrecht dazu tiefrot.

Diesem verwandt ist ein ähnlicher Glimmer, der in größeren hexagonalen Säulchen mit einem kaum entwirrbaren Filz von feinen Hornblendenädelchen zusammen eine andere Art der Ägirinumwandlung ergibt. Doch kommt dieser Glimmer auch selbständig vor und füllt dann die Ägirindurchschnitte vollständig aus, wobei das feine Gewirr der schlanken Säulchen eisblumenartige Figuren ergibt. Die Form ist stets schlankprismatisch mit ausgezeichneter Querspaltbarkeit.

Verbreitet ist zonare Struktur, und zwar umgibt eine dunkle Zone einen helleren Kern. Die Längserstreckung ist negativ, die Auslöschung orientiert. Der Pleochroismus ist für Licht, parallel zu den Spalttrissen schwingend, grünlichbraun für den Kern und sepiabraun für den Rand, senkrecht dazu schwingend, fuchsrot für Kern und Schale. Diese beiden Glimmer dürften die Bestandteile des Ägirinaugits enthalten, da sie häufig den Ägirin ersetzen, ohne daß merklich andere Bestandteile dabei entstehen. Sie würden dann den Natron-Eisen-Magnesiaglimmern zuzurechnen sein.

Die eben beschriebenen Glimmer kommen noch in sehr kleinen, scharf begrenzten Säulchen in einem gelben Material vor, welches kleine Prismen und feine Stengel liefert, die in wirren Knäueln die Ägirindurchschnitte erfüllen. Sie gehören zwei deutlich unterscheidbaren Mineralien an:

Das eine bildet feine Fasern und Stengel, die in der Längserstreckung negativ sind, und eine Auslöschung von $c : a = 1 - 2^0$ haben. Ein schwacher Pleochroismus ist deutlich zu erkennen: Parallel zur Längserstreckung ein grünliches Orange gelb, senkrecht dazu ein sehr liches Grünlichgelb und dunklere Töne. Das andere Mineral tritt mehr in schlanken Säulchen auf und hat eine Auslöschung von $c : a = 4\frac{1}{2}^0$. Der Pleochroismus ist deutlicher als beim vorigen Mineral, es hat für den parallel zur Längserstreckung schwingenden Strahl dunkelgelbgrün, für die senkrecht dazu schwingenden Strahlen hellgelbe und bräunlichgelbe Farben. Diese beiden Mineralneubildungen stehen vielleicht den gelben, prismatischen Kriställchen nahe, die FLINK als aus der Verwitterung grönländischer Ägirine hervorgegangen beschrieben hat und für eine neue Ägirinart hält¹⁾. Dann kommen spärliche Durchschnitte einer braunen, barkevikitischen Hornblende vor.

In dem Ägirin wie in seinen Zersetzungsprodukten finden sich kleine, gut ausgebildete Apatitkriställchen eingelagert.

Daneben kommt Magnetit in rundlichen, unregelmäßigen Körnchen vor. Ein seltener akzessorischer Bestandteil ist ferner noch Eisenglanz in blutrot durchscheinenden Schuppen.

¹⁾ Ref.: ROSENBUSCH, Mikr. Physiogr., 1905, II. Aufl., Band I, 2, S. 216.

Der Quarz hat sich in den Zwischenräumen in unregelmäßigen, durch die anderen Gemengteile bedingten Formen ausgeschieden.

γ) Alkalihornblende-Granit.

Das Alantikamassiv, welches aus einem grobkörnigen, amphibolhaltigen Granitit zusammengesetzt wird, zeigt in den Vorbergen gegen Tschamba eine abweichende Ausbildung: Die Berge II und III der FLEGEL'schen Aufnahme sind aus einem grobkörnigen Alkaligranit aufgebaut, der makroskopisch aus hellem Feldspat, glasigem Quarz und schwarzer Hornblende besteht. Die einzelnen Gemengteile sind zu gleichen Teilen vorhanden und haben ungefähr die Korngröße einer Erbse, die Feldspate sind oft wenig größer.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Feldspat vorwiegend als Mikroperthit. Die Verwachsungen der Orthoklas- und Albitsubstanz sinken häufig bis zu feiner Faserstruktur herab. — Dann kommt in fast gleicher Menge Mikroklin mit Gitterstruktur und Plagioklas vor. Der Plagioklas hat durch Druck stark gelitten; er ist zerbrochen, und die Zwillingslamellen sind verbogen und durch Bewegung der Bruchstücke gegen einander verworfen. Der optische Charakter ist negativ. Die Auslöschung der Albitlamellen erreicht in Schnitten aus der symmetrischen Zone nicht ganz 2°. Auf Schnitten \perp P und M ergab sich eine Auslöschung von -7° .

Der Feldspat dürfte also zwischen Oligoklas und Oligoklas-albit liegen.

Die Ausbildung der Feldspate ist isometrisch.

Der charakteristische dunkle Gemengteil ist eine Alkalihornblende. Die Form ist kurzsäulig mit flächenreicher Prismenzone und zuweilen gut ausgebildeter Endbegrenzung durch Basis und ein Klinodoma. Im Schliiff tritt die Begrenzung weniger hervor, da die Hornblende sehr spröde ist und ausspringt. Der Strich ist schmutzig-grünlich. Der Winkel um die I. Mittellinie ist sehr klein. In Schnitten schieb zu einer Mittellinie durchsetzen die Barren das Gesichtsfeld in derselben Weise wie bei einachsigen Kristallen.

Wenn man den Achsenbarren von vorn nach hinten stellt, so läßt er deutlich rechts und links einen verschieden gefärbten Saum erkennen.

Aus dieser Dispensionserscheinung ist zu schließen, daß die Achsenebene nicht im seitlichen Pinakoid, sondern normalsymmetrisch liegt. Ähnliche Hornblenden sind schon verschiedentlich beobachtet worden, doch zeigt diese Hornblende gegen die übrigen so große Unterschiede, daß sie mit keiner derselben identifiziert werden kann¹⁾.

Die Auslöschung beträgt auf ∞P_{∞} (010) $c : b = 18^{\circ}$ im stumpfen Winkel β . Der Pleochroismus ist: für Licht

bc	pol.,	a	schwing.	hellgrünlichbraun,
ac	»	b	»	grünlichblau,
ab	»	c	»	tief dunkelgrün mit graublauem Ton.

Eine zur Feststellung der Hauptbestandteile ausgeführte qualitative Analyse ergab einen reichlichen Gehalt an Natrium und Eisen, wogegen der Gehalt an Tonerde, Kalk und Magnesia nur äußerst gering war. Kalium fehlte ganz.

Als seltener dunkler Gemengteil tritt noch braungrüner Biotit ein, der in unregelmäßigen, ausgelappten Körnern erscheint. Die dunklen Gemengteile führen häufige Einschlüsse von länglichen, quergegliederten Apatitsäulchen.

Der Quarz ist gedrückt und erhält seine Form durch die übrigen Gemengteile.

Als seltener akzessorischer Bestandteil ist blaßrötlicher Eisentongranat ohne sichtbare Einwirkung auf das polarisierte Licht zu erwähnen.

Die Ausscheidungsfolge ist: Apatit, Biotit, Hornblende, Feldspat und Quarz.

d) Syenite.

Syenite bilden die flachen Hügel und Buckel, welche südwestlich von Giddir liegen. Sie erreichen jedoch weder große Mächtigkeit noch Ausbreitung. Bedeutender ist das Vorkommen

¹⁾ Vergl. ROSENBUSCH, Mikr. Physiogr., 1905, IV. Aufl., I, 2, S. 246—247

im Vorland, welches von Dr. Esch beschrieben worden ist. Syenit setzt dort die Horste des Kupeberges zusammen und steht an den Westhängen des Manengubagebirges an.

Auf der bei Giddir gelegenen Felsenburg kommt Glimmersyenit in großen Blöcken vor. Er ist ein rötliches, grobkörniges Gestein mit durch Verwitterung fuchsig gefärbtem Glimmer. Mikroklin und Plagioklas, in durchaus isometrisch ausgebildeten Individuen, setzen das Gestein zu gleichen Teilen zusammen. Der Plagioklas, der noch sehr feine Zwillinglamellierung undeutlich erkennen läßt, ist vollkommen kaolinisiert. Der Glimmer bildet zerdrückte Blättchen, welche durch Eisenoxydausscheidungen gelb und blutrot pleochroitisch erscheinen.

Einen geringen Hornblendegehalt zeigt der Syenit von einem Hügel westlich Giddir. Das Gestein besteht aus mittelgroßen Feldspatkörnern mit nesterartigen Zwischenlagern der dunklen Gemengteile. Die Feldspate treten in isometrischer Ausbildung auf. Vorwiegend ist Orthoklas, der mit feinen Albitfasern durchwachsen ist. Daneben tritt Mikroklin mit Gitterstruktur auf. Diese beiden Feldspate durchdringen sich häufig in der Gestalt sehr grober granophyrischer Verwachsungen. Der Plagioklas hat sehr feine Zwillinglamellen nach dem Albitgesetz. Er gehört zum Oligoklas mit 3–4° Auslöschung in Schnitten aus der symmetrischen Zone. Die Hornblende ist schlecht ausgebildet und erscheint in kurzen, ganz zerfetzten Säulchen. Die Auslöschung beträgt $c:c = 10^0$. Der Pleochroismus ist: für Licht

b c	pol.,	a	schwing.	lichtgelbgrün,
a c	»	b	»	tiefgrün,
a b	»	c	»	blaugrün.

Der daneben auftretende hellbraune Glimmer bildet kurze Leisten, die wenig verbogen sind; nicht selten erscheint er in den Ausbuchtungen des lappig ausgebildeten Titaneisens, das zumeist einen schmalen Leukoxenrand ausgeschieden hat, zu dem sich vereinzelt Rutilausscheidungen gesellen. Einen geringen Quarzgehalt zeigt der rote Syenit vom Lagerhügel bei Giddir. Auch hier ist der vorherrschende Feldspat Orthoklas, in großen In-

dividuen, mit Albitfasern verwachsen, seltener ist Mikroklin. In diesen Feldspaten finden sich kleine Plagioklaskristalle eingewachsen, die bei gleichmäßiger Ausbildung die Formen $\infty P \infty (010)$, $o P (001)$, $\infty P (110)$, $P \infty (101)$ erkennen lassen. Sie bestehen aus einem Kern von Oligoklas mit $+ 8^{\circ}$ Auslöschung auf M zu P/M und einer Randzone, die allmählich saurer wird bis zu reiner Albitsubstanz. Alle in einem Orthoklasindividuum eingewachsenen Plagioklase löschen gleichzeitig aus.

Daneben tritt noch selbständiger Plagioklas auf mit gleichmäßiger Ausbildung nach P und M. Er zeigt zonaren Aufbau und hat gleiche Zusammensetzung wie die Einschlüsse. Die Auslöschung in Schnitten senkrecht P und M ergab $- 4\frac{1}{2}^{\circ}$ für den Kern und $- 13^{\circ}$ für die Randzone. Der seltene dunkle Gemengteil ist eine grüne Hornblende, welche ohne kristallographische Begrenzung in länglichen Säulen auftritt und randlich oft mit Biotit umwachsen ist.

Ebenfalls geringen Quarzgehalt zeigt der zwischen Yambuta und Giddir anstehende, rötlichgraue Syenit. Die isometrisch ausgebildeten Feldspate sind vor allem Orthoklas und Mikroklin, welche beide unregelmäßige Albitflecken zeigen, die zum Teil Albitlamellen führen. Daneben erscheinen Plagioklase, die dem Albit und Oligoklas angehören.

Die Hornblende tritt in zerfetzten Körnern auf und ist häufig randlich von braunem Biotit umgeben, der auch die Risse in der Hornblende ausfüllt. Sie zeigt häufig Zwillingsbildung nach $\infty P \infty (100)$ und hat eine Auslöschungsschiefe von $c : c = 17\frac{1}{2}^{\circ}$. Der Pleochroismus ist deutlich: für Licht

b c	pol.,	a	schwing.	bräunlichgrün,
a c	»	b	»	tiefolivgrün,
a b	»	c	»	tiefgrün mit bläulichem Ton.

Der Quarz zeigt unregelmäßige Körnchen und ist primär, da er ebenso wie die anderen Gemengteile durch Druck beeinflusst worden ist.

e) Monzonitartiges Gestein.

Der Monzonit kommt in großen Blöcken auf dem Nordhang des Kupe-Horstes vor. Makroskopisch ist er ein fast diabasisch-körniges, graues Gestein mit zahlreichen dunklen, feinkörnigen Schlieren.

Unter dem Mikroskop zeigen die grauen Parteen nur zum Teil diabasisch-körnige Struktur; gegen die dunklen Schlieren gehen sie in eine granitisch-körnige Ausbildung über, welche auch die Schlieren, nur meist kleinkörniger, aufweisen.

In den diabasisch-körnigen Parteen tritt der Plagioklas in divergent-strahlig angeordneten Leisten oder in länglichen Tafeln nach M auf, die ausnahmslos zonaren Aufbau zeigen. Der tafelförmige Plagioklas ist im Kern ein Andesin mit einer Auslöschung von -7° auf Schnitten parallel M, (auf Schnitten senkrecht P und $M = +17^{\circ}$) wogegen die Randzone mit 8° Auslöschung (senkrecht P und $M = +30^{\circ}$) zum Oligoklas gehört. Der leistenförmige Plagioklas ist wesentlich basischer; er gehört zum Labrador mit 27° Maximalauslöschung in Schnitten aus der symmetrischen Zone. In den Plagioklasleisten finden sich verschiedentlich sehr dünne, lange Blättchen von lichtgrünem Glimmer eingelagert, die in den Spaltrissen liegen. Daneben tritt wenig sehr trüber Orthoklas auf, welcher schlecht umrandete Körner bildet; Ausscheidung von Albit in feinen Adern ist in Orthoklasen selten.

Die dunklen Gemengteile sind zu gleichen Teilen Augit und Biotit.

Der Augit ist ein farblos bis hellgrünlich durchscheinender Diopsid mit $c : c = 40^{\circ}$ Auslöschung auf $\infty P \infty (010)$. Er bildet kurze Säulen ohne deutliche Endbegrenzung. Häufig sind feine Erzinterpositionen, die in den Spaltrissen des Augits zu liegen scheinen und in keiner Schnittlage durchscheinend werden.

Der Glimmer ist ein brauner Biotit von kleinem Achsenwinkel und löscht orientiert aus. Er bildet lappige, unregelmäßige Blättchen und ist häufig in Chlorit übergeführt. Der Biotit zeigt sich mit dem Augit eng verwachsen, zuweilen zeigt sogar der Biotit einen Kern von Augit, so daß angenommen werden kann,

der Biotit habe sich zum Teil aus dem Augit gebildet, wogegen der andere Teil primär erscheint.

Quarz kommt in klaren Körnchen sehr selten vor, dagegen ist Titaneisen ein häufiger Übergemengteil, welcher in lappigen Körnchen und wenig gefiederten Leistchen auftritt. Randlich hat es meist eine Zone von Leukoxen ausgeschieden, ist wohl zuweilen ganz in Leukoxen übergeführt.

In den dunklen Schlieren finden sich dieselben Gemengteile wie in den hellen Partien, nur sind die dunklen Gemengteile und der Orthoklas gegenüber den Plagioklasen angereichert, auch tritt der Quarz ein wenig häufiger auf.

Die Verwitterungsprodukte, welche vor allem aus Chlorit, weniger aus Calcit, Erz- und kleinen Quarzkörnchen bestehen, haben sich in den Interstitien der Feldspate als feine Grundmasse angehäuft.

f) Diorite.

Diorite sind in Kamerun äußerst selten, nur ein in der Ebene zwischen Malumfe und Gamsargu anstehendes Gestein kann mit Recht als Diorit bezeichnet werden, obgleich es ebenfalls stark durch Druck beeinflusst ist und in seiner Struktur sich den Flasergneisen nähert. Die Farbe ist grau ohne deutliches Hervortreten der dunklen Gemengteile. Mikroskopisch erweist es sich als ein körniges Gestein, welches aus Plagioklas und Quarz besteht, wozu Hornblende und Augit als wesentliche Gemengteile treten. Der Plagioklas ist ein Oligoklas-Andesin, der gleiche Ausbildung nach P und M zeigt. Die Auslöschung beträgt auf Schnitten senkrecht P und M = + 11°.

Der Quarz erscheint in großen, buchtigen Körnern, die stark gedrückt, zum Teil sogar zerbrochen sind. Die Hornblende ist nicht gut ausgebildet, sondern erscheint randlich zernagt, auch aufgeblättert und ausgefrant. Umrandungen mit hellbraunem Biotit kommen in der Regel vor. Die Auslöschung ist die einer gewöhnlichen grünen Hornblende: $c : c = 18^\circ$, auf $\infty P \omega (010)$. Der Pleochroismus schwankt; vorwiegend ist der folgende: für Licht

$\parallel bc$ pol., $\parallel a$ schwing. hellgrünlichgelb,
 $\parallel ac$ » $\parallel b$ » olivgrün,
 $\parallel ab$ » $\parallel c$ » blaugrün.

Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (100) ist allgemein.

Der lichtgrünlich bis farblos durchscheinende Augit ist ein Diopsid mit der Auslöschung $c : c = 35^\circ$. Er bildet schlanke Säulen, die häufig in der Randzone Ausscheidungen von kleinen Erzkörnchen führen.

Der seltene Glimmer ist hellgrüner Biotit in zerbrochenen und zerrissenen Blättchen.

Bestimmend für die Zurechnung dieses Gesteines zu den Dioriten war die deutlich erkennbare Ausscheidungsfolge: Dunkle Gemengteile, Feldspat und Quarz.

C. Spaltganggesteine.

a) Aplitische Ganggesteine.

α) Eigentliche Aplite.

Aplite treten vor allem in der Senke zwischen dem Tschebtschi- und dem Gendero-Gebirge sowie an dem großen Nebenfluß des Mungo auf.

So steht nördlich Duggang ein feinkörniger, gelblicher Aplit an, dem durch Druck eine undeutliche Schieferung aufgepreßt worden ist. Unter dem Mikroskop zeigt er die charakteristische Pflastersteinstruktur, welche durch regellose Körnchen von Plagioklas, Mikroperthit, Mikroklin und weniger Quarz gebildet wird. Die Plagioklase sind zum Teil stark kaolinisiert; sie zeigen Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz und stehen dem Albit sehr nahe. In Schnitten senkrecht P und M geben sie — 12° Auslöschung zur Kante P/M. Der Quarz zeigt sich stark durch Druck beeinflußt, nur als Einschluß in den Feldspaten erscheint er ungeändert und hat dihexaëdrische Gestalt.

Zwischen diese Gemengteile eingepreßt findet sich ein Muskovit in kleinen Schüppchen. Als seltener Übergemengteil kommt noch Apatit in länglich-runden Körnern vor.

Ganz glimmerfrei ist ein rötliches, blättrig-brechendes Gestein, welches in dem Bache ansteht, der in den großen Nebenfluß des Mungo strömt. Es besteht wesentlich aus den vorher genannten Feldspaten, trübem Orthoklas und Quarz, welche Gemengteile zu ungefähr gleichen Teilen ein mosaikartiges Gemenge ergeben, in dem wenig größere Feldspate als undeutliche Einsprenglinge auftreten, die sich jedoch gleichzeitig mit den anderen Feldspaten gebildet haben.

Durch Druck stark beeinflusst ist ein gelblicher Aplit von flaseriger Struktur, der in der Nähe des vorigen vorkommt. Die Flaserkerne werden durch graue Quarze gebildet. Die Mineralzusammensetzung ist dieselbe wie vorher, nur treten hier Quarze und einige Orthoklase einsprenglingsartig hervor, welche dann zur Bildung der flaserigen Struktur beigetragen haben. Dazu kommt wenig Biotit in ausgebleichten, stark zerpreßten Blättchen. Hinter dem Lagerplatz bei Muyuka setzt ein heller, grobkörniger Gang auf, der nach den Gangwänden zu in grobe pegmatitische Quarz-Feldspat-Verwachsungen übergeht, welche schon für das unbewaffnete Auge deutlich sichtbar sind. In diesem Gestein zeigen die Plagioklase neben der Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz Durchkreuzungszwillinge nach dem Roc Tourné-gesetz. Basischeren Plagioklas führt ein hellgraues feinkörniges Gestein, welches einen Gang nahe den Edeafällen bildet. Die Struktur ist allotriomorph-körnig. Hierin ist der Feldspat ein Oligoklas. Es tritt auch wenig mehr dunkler Glimmer auf. Es ist brauner Biotit in zerdrückten Blättchen, der zuweilen vollkommen ausgebleicht ist. Die Auslöschung ist bei den dunklen Blättchen vollkommen orientiert zu den Spaltrissen. Mit zunehmender Ausbleichung nimmt auch die Auslöschungsschiefe zu bis 1 oder 2°. In Schnitten nach der Basis zeigt der Glimmer zierliche Gitter von Rutilnadelchen, die sich unter 60° schneiden. Muskovit kommt nur als Umsetzungsprodukt in den Feldspaten vor. Ein Gang an den Dibambaschnellen führt bei gleicher Struktur und Zusammensetzung noch rundliche Körner eines farblos durchscheinenden Granats, der auf das polarisierte Licht nicht einwirkt.

Mit diesem Gang zusammen setzen in den Dibambaschnellen

und auch unterhalb derselben, im Biotitgneis, Gänge auf, die fast nur aus Quarz bestehen. Das Gestein ist makroskopisch blaß-rötlicher glasiger Quarz mit silberglänzenden Muskovitblättchen. Dazu treten feine Turmalinsäulchen. Feldspat war gewiß in geringer Menge vorhanden, wie aus seltenen mit Kaolin ausgefüllten Narben zu ersehen ist. Mikroskopisch tritt vor allem der Quarz hervor, der in allotriomorphen, klar durchscheinenden Körnern auftritt, die durch geringen Druck fleckig auslöschen. Zwischen diesen Körnern liegen die Muskovitblättchen, welche jedoch auch in den Quarzen eingeschlossen vorkommen. Der Muskovit bildet schlecht begrenzte sechsseitige Blättchen und zeigt ein deutliches Öffnen der Achsen. Auf Schnitten \perp oP zeigt er Schiefen der Auslöschung von $2-3^{\circ}$. Die Turmalinsäulchen liegen versprengt durch das Gestein, doch scheinen alle in der Längserstreckung nach einer Richtung angeordnet zu sein. Sie zeigen scharfe Begrenzung; vorzüglich ist die Prismenzone flächenreich entwickelt. Die Farbe ist im durchfallenden Licht für e dunkelgrünbraun, der ordentliche Strahl o wird fast vollständig absorbiert.

Vielleicht sind diese Gänge ähnliche Bildungen wie die turmalinführenden Quarz-Muskovitänge, wie sie aus Omeo, Victoria und vom Frenchman-Hill HOWITT beschreibt¹⁾, oder es sind greisenartige Umbildungen der Aplitgänge.

β) Malchite.

Malchite kommen südlich vom H. Tana im Gneis aufsetzend vor. Makroskopisch sehen sie diabasartig aus und bilden limonitische Verwitterungsrinden.

Unter dem Mikroskop ist die Struktur hypidiomorph-körnig. Den vorwiegenden Bestandteil gibt der Feldspat, der ein Plagioklas ist, mit tafelförmiger Ausbildung nach M ab; nur bei den kleinen Individuen tritt die Tafelform mehr zurück und die Leistenform herrscht vor. Neben der häufigen Zwillingbildung nach dem Albitgesetz kommt solche nach dem Karlsbader vor. Die Feldspate sind zonar aufgebaute Plagioklase mit basischem Kern und

¹⁾ ROSENBUSCH, Mikrosk. Physiographie, 1905, 3. Aufl., Bd. II, 2, 463.

säurer Randzone. Ein zonar aufgebautes Individuum ergab auf dem seitlichen Pinakoid für den Kern — 25° Auslöschung zur Kante P/M; gegen den Rand ging die Auslöschung ohne scharfe Grenze bis auf — 6° herab.

Der Feldspat zerfällt leicht in Epidot und Muskovit, doch ist ein Unterschied des Zerfalles vom Kern gegen die Schale nicht deutlich wahrnehmbar. Der dunkle Gemengteil ist Hornblende, eine ältere Ausscheidung. Sie tritt in langen schlanken Säulen auf, die ohne deutliche Begrenzung sind.

Zonarer Aufbau, wie Zwillingbildung nach ∞P_{∞} (100) sind verbreitet. Die Auslöschung beträgt $c : c = 18^{\circ}$ auf ∞P_{∞} (010). Der Pleochroismus ist: Für Licht

bc pol.,	a schwing.	lichtgrün,
ac »	b »	hellolivgrün,
ab »	c »	grün.

Sekundärer Natur ist gewiß die randliche Umwachsung der Hornblende mit Biotitblättchen. Quarz kommt in rundlichen Körnern selten vor, ebenso selten tritt er in Gestalt granophyrischer Verwachsungen mit Feldspat auf. Das versprengt vorkommende Erz ist Magnetit in oktaëdrischen Körnchen.

γ) Bostonit.

Dieses Gestein steht auf dem Wege von Bajik nach Penja an, als Gang im Bachbett. Da der Gang durch die Verwitterung weniger betroffen ist als das umliegende Gestein, ist er als niedriger Grad herausgewittert, über den der Bach einen kleinen Fall bildet.

Das Gestein ist feinkörnig und von grauer Farbe; die frischen Bruchstellen zeigen seidigen Glanz mit undeutlich sphärolithischer Anordnung der feinen Feldspatfäserchen, die diesen Glanz hervorbringen. Kleine, glänzende Feldspateinsprenglinge sind selten und undeutlich. Die Verwitterung überzieht das Gestein mit einer limonitischen, tonigen Rinde.

Unter dem Mikroskop ist das Gestein deutlich porphyrisch durch Feldspateinsprenglinge.

Die Einsprenglinge sind tafelförmig nach M und zeigen verschiedentlich Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz. Sie haben ein geringeres Brechungsvermögen als Canadabalsam; dergleichen ist die Doppelbrechung gering, wie die grauen Polarisationsteine zeigen. Trübungen kommen in den Einsprenglingen nicht vor, vielmehr sind sie stets klar durchsichtig. Auf dem seitlichen Pinakoid zeigen sie eine Auslöschung von 13° zur Spur von P, wonach er vielleicht zum Anorthoklas gehören dürfte. Die Feldspat-Einsprenglinge sind allgemein mit einem Mantel von Biotitblättchen umgeben, und ebensolche Blättchen sind in die Kristalle parallel zur Basis und zum seitlichen Pinakoid eingewachsen.

Allerdings sind die Biotitblättchen so stark in Eisenoxyd übergeführt, daß sie nur noch an ihrer Form als Glimmer erkannt werden können.

Nicht selten sind die Ränder der Feldspate rund geschmolzen. Die magmatisch korrodierten Einsprenglinge zeigen sich in der Nähe der angeschmolzenen Stellen in ein sehr feines Gemenge von grau und hellpolarisierendem Feldspat zerlegt. Die hellpolarisierenden Körnchen, welche sicherlich Albit sind, zeigen sehr zarte Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz. Dem Zerfall des Feldspats geht häufig eine eisblumenartig erscheinende Art der fleckigen Auslöschung vorher.

Die Grundmasse wird vor allem aus Feldspaten zusammengesetzt, welche in schmalen Tafeln nach M ausgebildet sind. Die Tafeln werden durch treppenförmige Einrahmung der längeren Seiten nach den beiden Enden zu schmaler. Die Grundmassenfeldspate gehören zum Teil wie die Einsprenglinge zum Anorthoklas, zum Teil zu einem fleckigen Mikroperthit. Ob der letztere Feldspat selbständig oder nur eine Umänderung aus dem Anorthoklas ist, ähnlich den durch Korrosion hervorgerufenen Änderungen an den Einsprenglingen, ist nicht zu entscheiden. Selten sind trübe, graue Fasern, welche wohl zum Orthoklas gehören. Eine undeutliche sphärolithische Anordnung der Feldspatleisten ist verbreitet.

Durch den Schliß verteilt sind Ausscheidungen von Eisen-

oxyd, welche aus einem bei dem jetzigen Zustande der Verwitterung nicht mehr bestimmbar dunklen Glimmer hervorgegangen sind.

Durch die ganze Grundmasse verbreitet finden sich äußerst zierliche, dendritische Bildungen, welche aus Eisenoxyd und feinen Titaneisenkörnchen bestehen.

Daneben treten feine, schlanke Prismen auf, welche ebenfalls in Eisenoxyde übergeführt sind; der Form nach dürften diese Prismen auf Ägirin zurückzuführen sein.

Augit scheint auch noch in kurzprismatischer Form seltene Einsprenglinge gebildet zu haben. Jetzt zeigen die erhaltenen, gedrungen prismatischen Formen sich mit einem Gemenge von Eisenoxyd, feldspatartigen Schmitzen und doppeltbrechenden, bräunlich-roten Körnchen von hohem Relief, welche Rutil zu sein scheinen, ausgefüllt.

Als seltener Übergengenteil tritt Titaneisen auf; es bildet rhombische Durchschnitte, welche zum Teil in den Feldspateinsprenglingen als Einschlüsse vorkommen. Durch Verwitterung scheidet sich Leukoxen aus, wobei den Rhombenseiten parallele, feine Lamellen ungeändert bleiben und schwarze Strichsysteme entstehen. Diese sind vielleicht Folgen eines durch Zwillingsbau nach $r = R (10\bar{1}0)$ und $c = o R (0001)$ bewirkten Schalenbaues¹⁾.

δ) Quarztinguait.

Das Gestein kommt als Geröll in den Mungoschnellen vor; das Anstehende ist in der Nähe des Kupe-Horstes zu suchen.

Es zeigt makroskopisch bei feinem Korn dunkelgraue Farbe. Die kleinen Feldspateinsprenglinge treten als grauweiße, glasige Körnchen hervor. Die Ägirinnadeln sind makroskopisch kaum zu erkennen.

Unter dem Mikroskop erscheint die Struktur vor allem durch die wohlbegrenzten Feldspateinsprenglinge deutlich porphyrisch. Die Feldspateinsprenglinge sind tafelförmig nach $M = \infty P \infty (010)$ mit scharfer Begrenzung durch die Flächen $\infty P \infty (010)$, $o P (001)$, $P \infty (10\bar{1})$, $\infty P (110)$. Nur selten sind die Kanten angeschmolzen.

¹⁾ ROSENBUSCH, Mikr. Physiographie, 1905, II. Bd., 2. Teil, 81.

Der Feldspat scheint dem Orthoklas anzugehören. Sein Brechungsvermögen ist kleiner als das des Canadabalsams; die Auslöschung auf Schnitten zum seitlichen Pinakoid = $\perp c$ beträgt + 3°. In manchen Durchschnitten zeigt der Feldspat feine Querrisse, ähnlich wie sie der Sanidin besitzt. Auch Zwillingbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig zu beobachten. Doch zeigt sich der Feldspat trotz seiner kristallographischen Begrenzung durchaus nicht gleichmäßig aufgebaut. Vielmehr besteht der Kern aus einem Aggregat von Leistchen und Körnchen, so daß die eigentliche Feldspatsubstanz auf den Rand und einzelne in das Innere reichende Zacken beschränkt ist.

Die Leistchen des Kerns bestehen nun vorwiegend aus klar durchsichtigem Plagioklas, der feine Albitlamellierung erkennen läßt. Sein Brechungsvermögen ist niedriger als das des Canadabalsams. In der symmetrischen Zone wurde eine Maximalauslöschung von 15° beobachtet. Die Auslöschung wie das niedrige Brechungsvermögen stellen den Plagioklas zum Albit. Daneben treten noch Fäserchen von trübgrauem Orthoklas auf. Die Albitleistchen sind ohne Beziehung zu der Umgrenzung in den Kristall eingeordnet. Gegen den Rand der Durchschnitte zeigen sich äußerst feine Albitkörnchen in die umgrenzende Feldspatsubstanz eingewachsen. In einigen Durchschnitten finden sich auch feine kurze Leistchen von Ägirin, doch nur sehr spärlich.

Es ist zweifelhaft, ob diese Feldspatausfüllungen als Pseudomorphosen von derselben Substanz wie die Grundmasse nach Feldspat aufzufassen sind, wie es BRÖGGER von den Feldspatausfüllungen der Grorudite aus dem Kristiania-Gebiet annimmt¹⁾.

Eher wäre hier an Paramorphosen zu denken; denn es gibt Durchschnitte, welche vollkommen frei von Ägirin sind. Beide Fälle wären nur möglich, wenn diese Erscheinungen Folge einer magmatischen Einwirkung auf die ursprünglichen Feldspateinsprenglinge wären, und in der Tat zeigen sich einzelne Durchschnitte randlich angeschmolzen, so daß rundgeschmolzene Kanten und trichterförmige Einstülpungen entstanden sind. Doch hat diese

¹⁾ W. C. BRÖGGER: Die Eruptivgesteine des Kristiania-gebiets, I, 1894, S. 20.

Aufschmelzung erst stattgefunden, nachdem der Feldspat die Form angenommen hatte, die er jetzt besitzt; denn die Art, wie die trichterförmigen Einstülpungen durch den zusammenhängenden Rand in die Leisten des Kerns setzen, zeigt, daß diese letzteren vor der Aufschmelzungsperiode schon vorhanden waren. Dasselbe zeigt ein randlich angeschmolzener Durchschnitt, welcher während der wieder eingetretenen Zähflüssigkeit etwas gebogen wurde, denn alle eingelagerten Plagioklasleisten zeigen sich in derselben Richtung mitgebogen. Nach den vorliegenden Beobachtungen ist anzunehmen, daß diese eigenartige Ausbildung der Feldspatkerne überhaupt nicht auf magmatische Resorption zurückzuführen ist. Vielleicht liegt hier gar kein Zerfall schon vorhandener Feldspatindividuen vor, sondern die kleinen Plagioklasleisten und Ägirsäulchen stellen, allerdings außergewöhnlich zahlreiche, Einschlüsse in den formgebenden Feldspaten dar. Deutliche, wenn auch weit kleinere Einsprenglinge bildet der Ägirin. Er tritt in langen sehr schlanken Prismen auf, deren Längserstreckung negativ ist. Die Auslöschung übersteigt den Wert $c : a = 4^{\circ}$ nicht.

Der Pleochroismus ist nicht sehr kräftig entwickelt: Für Licht

bc pol.,	a schwing. grün,
ac »	b » lichtgrün,
ab »	c » gelbgrün.

Die Grundmasse besteht aus feinen Sphärolithen, welche aus trüben Orthoklasfasern und feinen Ägirinnadeln aufgebaut werden. Die Längserstreckung beider Mineralien ist negativ. Die Sphärolithe erscheinen nur selten an den Feldspateinsprenglingen wie geschleppt. Meist liegt, wo Sphärolithe und Einsprenglinge zusammenstoßen, das Sphärolithenzentrum an dem Einsprenglingsrand, und die Sphärolithe erscheinen als ungestörte Hälften, als wenn sie von dem Feldspatrand in der Mitte glatt abgeschnitten seien. Zwischen die Sphärolithe eingezwickelt zeigen sich oft klare Quarzkörner und zarte granophyrische Quarz-Feldspat-Verwachsungen, deren Formen ganz durch die beim Zusammenstoßen der Sphärolithe freibleibenden, unregelmäßigen Räume bestimmt werden. Als sehr seltener Übergemeugteil erscheint dann

noch Titaneisen in kleinen Körnchen, die zum Teil in Leukoxen und Rutil übergeführt sind.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines ergab nach einer von Dr. LINDNER ausgeführten Analyse:

SiO ₂	73,02	pCt.
TiO ₂	0,57	»
Al ₂ O ₃	11,50	»
Fe ₂ O ₃	1,98	»
FeO	2,31	»
CaO	0,34	»
MgO	0,11	»
K ₂ O	4,64	»
Na ₂ O	4,85	»
H ₂ O	0,59	»
P ₂ O ₅	0,14	»

Summa: 100,05.

Spez. Gew. = 2,627.

Die Analyse ergibt in Molekularprozenten:

SiO ₂	80,44	pCt.
Al ₂ O ₃	7,70	»
FeO	2,10	»
Fe ₂ O ₃	0,82	»
CaO	0,40	»
MgO	0,18	»
K ₂ O	3,24	»
Na ₂ O	5,12	»

Summa: 100,00.

Hiernach stellen sich nach dem von OSANN angegebenen Verfahren die Konstanten des Gesteins wie folgt:

s	A	C	F	a	c	f	n
80,44	8,36	0	3,45	14,2	0	5,8	6,1.

Dies Gestein zeigt die größte Annäherung an die Grorudite: Typ. Kallernd, dessen Typenformel OSANN wie folgt angibt¹⁾:

$$c = 80,5, \quad a = 15, \quad c = 0, \quad f = 5.$$

¹⁾ TSCHERMAK's Miner.-petrograph. Mitteil. 1902, Bd. 21, S. 431.

b) Lamprophyrische Ganggesteine.

α) Kersantite.

Die Kersantite sind durchaus vorwiegend Augitkersantite. Ihre Hauptverbreitung haben sie in der von kleinen Granitzügen unterbrochenen Ebene zwischen dem Tengelin-Gebirge und den Katschau-Bergen. Die anderen Kersantitvorkommen, wie in der Nähe von Bandtadji, sind vereinzelt.

Die Augitkersantite sind dunkelgraue feinkörnige Gesteine, in denen die Biotitblättchen als feine schwarze Leisten hervortreten. Durch Verwitterung bleichen sie etwas aus und nehmen eine mehr grauviolette Farbe an. Oberflächlich überziehen sie sich mit einer braunen Limonit-Verwitterungsrinde. Die Gesteine brausen mit Salzsäure auch bei vollkommen frischem Aussehen.

Der charakteristische dunkle Gemengteil ist Biotit, der meist in hexagonalen Blättchen auftritt, die nicht selten randlich gebuchtet sind. Er gehört dem braunen Glimmer an und ist so gut wie einachsigt. Ein Kersantit, der zwischen Bayougo und Badde ansteht, führt dagegen zonar aufgebauten braunen Glimmer mit einem hellbraunen einachsigen Kern und einer dunkelbraunen Randzone, die ein deutliches Öffnen des Achsenwinkels zeigt. Ein etwas limonitisierter Glimmer, der in einem Kersantitgang vorkommt, der in den Vorbergen von Bantadji ansteht, zeigt in Schnitten zur Basis feine Rutilnadelchen eingelagert, die zu einem System von Nadelchen vereinigt sind, welche sich unter 60° schneiden. Durch Verwitterung werden die Glimmer entweder in Chlorit übergeführt, oder weniger häufig ist eine Limonitisierung.

Der Augit ist sehr selten als solcher erhalten, meist ist er nur noch an den Umrissen zu erkennen. Er bildet kurze gedrungene Prismen mit domatischer Endbegrenzung und wird lichtgrünlich durchsichtig. Die Auslöschung schwankt, soweit an den seltenen Durchschnitten bestimmt werden konnte, zwischen $c : c = 34 - 40^{\circ}$. Vereinzelt kommt zonarer Aufbau vor. Die Verwitterung greift den Augit schnell an und zerlegt ihn in Chlorit, Calcit und Epidot.

Während die Chloritbildung vorzugsweise vom Rande aus vor-

schreitet, zeigt sich der Kern in Calcit und Epidot zerlegt. Doch tauschen auch Epidot und Chlorit, oder kommen allein vor, wogegen der Calcit im Kern auftritt. Die Augite führen auch zuweilen Erzpartikel, die zonar angeordnet sind. Die nicht häufigen Feldspat-Einsprenglinge treten in kleinen Tafeln nach M — seltener in Leistenform — auf und sind nach dem Albitgesetz verzwillingt. Sie gehören dem Labrador an mit einer Auslöschung von $31^{\circ} \perp c$ zur Kante P/M. Sie sind nicht mehr frisch, sondern zeigen sich von feinen Muskovitschüppchen und länglichen Epidotkörnchen durchzogen. Hornblende kommt nicht vor. Quarz ist ein seltener Gemengteil und bildet kleine unregelmäßige Körnchen. Zumeist gehört das spärliche Erz dem Magnetit an, nur ein Augitkersantit, der bei Golombe ansteht, führt Eisenkies in kleinen, scharf ausgebildeten Würfeln, welche durch Verwitterung in Brauneisen übergeführt werden.

Die Grundmasse ist stets kristallin und wird nur selten so feinkörnig, daß sie durch das Mikroskop schwer auflösbar ist. Sie besteht aus kleinen Plagioklasleistchen, unter denen auch mal Orthoklas vorkommen kann. Daneben finden sich feine Erzkörnchen und meist chloritisierte Biotitleistchen durch den ganzen Schriff verteilt. Bei fortschreitender Verwitterung scheidet sich in der Grundmasse leicht Calcit aus, neben dem seltener Epidot in kleinen Körnchen entsteht. Dieser Art ist die, große Gleichmäßigkeit zeigende, Zusammensetzung der Augitkersantite, wie sie vom Ssarimassiv aus bis Giddir in den welligen Gneisebenen vorkommen. Hierzu tritt in vereinzelt Kersantitvorkommen in den Vorbergen von Bantadji und bei Golombe Olivin. Doch ist der Olivin nur noch an der Form zu erkennen. So bildet der Olivin eines Kersantits von Bantadji ein knäuelartiges Aggregat eines in dünnen Stengeln auftretenden Minerals, welches durch Limonit-ausscheidungen so stark gefärbt ist, daß es nicht mehr bestimmt werden kann; doch liegt nicht zu fern, es für eine Pilitbildung zu halten, wie sie FR. BECKE aus den lamprophyrischen Ganggesteinen des niederösterreichischen Waldviertels beschrieben hat¹⁾.

¹⁾ TSCHERMAK, Miner.-petrograph. Mitteil. 1883, 5, S. 163.

Der in diesem Gestein in großen Bruchstücken vorkommende Quarz ist Fremdling; denn er ist stets durch einen Rand von feinen Glimmer-Schüppchen gegen die Grundmasse abgesetzt.

Dagegen ist der Olivin des bei Golombe auftretenden Gesteins ganz in Serpentin umgewandelt. Hierbei stehen die Fäserchen zumeist auf den Rissen senkrecht und wachsen durcheinander. In einem Individuum jedoch gehen die Fäserchen parallel durch den ganzen Kristall hindurch und zwar parallel zur Basis. Diese Fäserchen setzen an den Rissen, in denen ebenfalls Serpentin-fäserchen liegen, ab und gehen auf der anderen Seite der Risse weiter. Der Olivin bildet hier wie in dem vorigen Gestein die größten Einsprenglinge.

β) Vogesit.

Im Mao Adumre setzt ein schmaler Vogesitgang auf, und zwar in quarzreichem Gneis. Das Gestein ist makroskopisch sehr feinkörnig und von grau-grüner dunkler Farbe, mit grünbrauner Verwitterungsrinde. Mit Salpetersäure betupft, braust er sehr stark. Unter dem Mikroskop erscheint das Gestein ausgesprochen porphyrisch. Die Einsprenglinge sind umgesetzte Augite, doch läßt sie die erhaltene Umgrenzung leicht als solche erkennen. Die Form ist prismatisch. Die Durchschnitte zeigen jetzt ein Gemenge von blau polarisierendem Chlorit, wenig Epidot in rundlichen Körnchen und Carbonate: Produkte, die sich bei der Augitverwitterung häufig ergeben.

Die Grundmasse besteht aus feinen trüben Orthoklasleistchen und feinen Leistchen einer braunen Hornblende. Die Hornblendeleistchen zeigen eine Höchstausslöschung von $c : c = 160^\circ$. Daneben kommt sehr spärlich Quarz in kleinen Körnchen vor. Erz fehlt ganz. Die Calcitausscheidungen, die sich in der Grundmasse finden, haben sich wohl auf Kosten der dunklen Gemengteile gebildet. Die Grundmasse sowohl wie die Einsprenglinge sind sehr klein ausgebildet.

γ) Camptonit.

Ein Camptonitgang steht südlich vom H. Tana im Gneis an. Das Gestein ist feinkörnig, von schwarzer Farbe mit bräunlich-

erdiger Limonitrinde. Mikroskopisch ist es porphyrisch. Die Einsprenglinge sind Feldspat, Augit und Hornblende. Der Feldspat gehört zum Labrador mit einer Maximalauslöschung von 26° in Schnitten aus der symmetrischen Zone. Er zeigt breite Albitlamellen und erscheint in länglichen Tafeln, welche undeutlich zonar aufgebaut sind.

Durch Verwitterung gehen sie in Muskovit und Epidot über. Die größten Einsprenglinge bildet wieder der Augit, der in gedrungenen Prismen mit undeutlicher Umrandung auftritt. Er wird in hellrötlichen Tönen bis farblosdurchsichtig und zeigt auf dem seitlichen Pinakoid eine Auslöschung von $c : c = 44^{\circ}$. Die Hornblende steht zwischen der grünen und barkevikitischen Hornblende. Sie tritt nur in schlanken Prismen auf und hat auf $\infty P \infty$ (010) eine Auslöschung von $c : c = 14^{\circ}$. Der Pleochroismus ist nicht sehr ausgeprägt: für Licht

bc pol.,	a schwing.	sehr blaßgrünbraun,
ac »	b »	braun,
ba »	c »	grünbraun.

Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (100) ist sehr verbreitet. Der reichliche Biotit tritt in hexagonalen Blättchen auf, die durch Ausbleichen nur noch hellgelblichbraune Farben zeigen, teilweise ist er chloritisiert. Die Grundmasse, welche durch Eisen- und Chloritausscheidungen gefärbt ist, besteht vorzugsweise aus Plagioklasleistchen, die in der Längserstreckung eine Auslöschung bis 15° zeigen, welche sie in Verbindung mit dem Brechungsvermögen, das stets größer als das des Canadabalsams ist, zum Andesin stellt. In der Grundmasse wiederholen sich die dunklen Bestandteile; es tritt Hornblende in feinen Säulchen und Augit in kleinen gedrungenen Prismen auf, welche jedoch schlechte Begrenzung zeigen. Die Glimmerschüppchen sind vollkommen chloritisiert. Daneben kommt ein geringer Bestand an braunem Glas sowie etwas Erz vor. Im ganzen zeigt die Grundmasse eine undeutlich fluidale Ausbildung.

Leider ist bei der mangelhaften Kenntnis des Auftretens der Ganggesteine nichts über die Gangfolgen auszusagen.

D. Ergussgesteine.

a) Keratophyre.

Von den älteren Ergußgesteinen sind es vor allem die Keratophyre, welche eine häufige und weite Verbreitung in Kamerun finden. Sie treten, soweit ermittelt, nur in Gängen auf, welche der Verwitterung gut widerstehen und schließlich als Wälle oder Mauern, die bis 30 m hoch werden, aus dem Gneisgelände hervorragen. Es sind durchaus vorwiegend hornsteinähnliche rote Gesteine, deren Farbe vom gelblichen Rot bis zum tiefen Graurot geht. Einsprenglinge sind makroskopisch selten wahrnehmbar, nur an den Geröllen, die aus den Flüssen stammen, welche in Bubandjidda in den Benuë münden, treten graue, glasige Quarzdihexaëder gut hervor.

Die Feldspate zeigen dagegen keine makroskopisch wahrnehmbare Begrenzung. Die Gesteine brechen alle muschelrig und splitterig. Die Keratophyre zeigen unter dem Mikroskop nur in der Grundmasse Unterschiede, die Einsprenglinge sind stets die gleichen.

Die Feldspate sind ohne Ausnahme Alkalifeldspate: vorwiegend ist ein sehr feinfaseriger Orthoklasmikroperthit von teilweise nahezu eisengrauen Polarisationsstönen. Seltener ist ein ebenfalls feinfaseriger Mikroklin-Mikroperthit mit zarter Mikroklin-Gitterstruktur. Beide Feldspate sind nach M tafelförmig ausgebildet und lassen folgende Begrenzung erkennen: $\infty P \infty (010)$, $\infty P (110)$, $o P (001)$, $P \infty (\bar{1}01)$. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig. Nur selten ist eine fleckige Verwachsung von Albit- und Orthoklassubstanz, welche den Durchschnitten ein unregelmäßiges, schackiges Aussehen gibt.

Der Plagioklas zeigt ebenfalls tafelförmige Ausbildung nach M. Das Brechungsvermögen ist kleiner als das des Canadabalsams, die Auslöschung auf Schnitten aus der symmetrischen Zone ergibt als Maximum 150° . Demnach dürfte der Plagioklas dem Albit zugehören. Der Natronfeldspat zeigt durchgehend feine Albitlamellie-

rung; doch sind die Lamellen meist gekrümmt und durch Bruch verworfen. Durch die Verwitterung erleiden die Feldspate eine weitgehende Zersetzung in Kaolin und Muskovit. Der letztere bildet feine Schüppchen, welche die Durchschnitte in paralleler Anordnung durchziehen. Durch magmatische Korrosion werden die Kanten gerundet, nicht selten sind die Feldspate sogar bis zu rundlichen Körnern abgeschmolzen. Dagegen treten seitliche Einbuchtungen und Einstülpungen ganz vereinzelt auf.

Die Quarze zeigen, wo sie nicht nachträglich verändert sind, dihexaedrische Gestalt, doch kommt diese nur selten in deutlicher Ausbildung vor, wie z. B. in den Geröllen der Flüsse von Bubandjidda, sondern ist vorzugsweise durch Abschmelzen stark deformiert.

So zeigen die Einsprenglinge randliche Einbuchtungen, oder die scharfen Kanten sind rundgeschmolzen, zum Teil sind sie zu einfachen rundlichen Körnern korrodiert.

Daneben treten mechanische Beeinflussungen der Quarzeinsprenglinge hervor; wo der Quarzporphyr durch Druck gelitten hat, zeigen die Quarze zunächst fleckige Auslöschung und zerfallen bei stärker werdendem Druck in ein feines Quarzmosaik, welches meist linsenförmig ausgezogen erscheint. Anders ist die Beeinflussung durch Temperaturänderung in dem sich abkühlenden Magma. Die dabei auftretende Spannung läßt den Quarz in splitterige Stücke zerspringen. In Quarzporphyren, deren Grundmasse Neigung zu sphärolithischen Bildungen zeigt, weisen die Quarze eine Art der undulösen Auslöschung auf, die das einzelne Quarzkorn wie ein Segment aus einem Sphärolithen erscheinen läßt.

Der zuweilen auftretende Biotit bildet kleine hexagonale Blättchen, welche durch Anschmelzen randlich gebuchtet und gelappt erscheinen. Daneben zeigen sie noch mechanische Veränderungen, wie Knickung und Biegung. Durch Verwittern wird der Biotit chloritisiert, doch kommt auch Brauneisenbildung nicht selten vor.

Daneben ist noch Titaneisen in unregelmäßigen Körnern und Titanit in tropfigen Aggregaten zu verzeichnen.

In einem Keratophyr von Nyarorro tritt Eisenkies in zierlichen, scharfen Würfeln auf, welche sich leicht in Brauneisen umsetzen.

Eine Ausscheidung von Carbonaten konnte nicht nachgewiesen werden.

Die Grundmasse ist in den meisten Fällen kristallin, doch tritt auch mikrogranitische, glasige und granophyrische Ausbildung auf. Ob die kristalline Ausbildung der Grundmasse aus einer glasigen Basis hervorgegangen, war meist nicht festzustellen. Wo ein solcher Vorgang nachzuweisen ist, zeigt sich stets Neigung zu sphärolithischen Bildungen. Die granophyrische und mikrogranitische Ausbildung ist jedoch unzweifelhaft primär.

In Adamaua treten die Keratophyre in dem Gneisland am Mao Kebbi zusammen mit Diabasen und lamprophyrischen Ganggesteinen auf. Hier lassen sich zwei gut zu unterscheidende Typen aufstellen. Der häufigere Typus ist ein deutlich hornsteinartiger, durch Eisenoxyd rot gefärbter, muschelrig brechender Keratophyr.

Unter dem Mikroskop zeigt er eine feinkörnige, kristalline Grundmasse aus Feldspat und Quarz, die durch Ausscheidungen von Eisenoxyd rötlich gefärbt ist. Einsprenglinge sind ziemlich selten.

Ein solches Gestein bildet Ost-West streichende Gänge nördlich des H. Heri. In der feinkristallinen Grundmasse liegen seltene Einsprenglinge von Quarz und Feldspat. Die Quarze bilden durch magmatische Korrosion stark gerundete, zum Teil randlich gebuchtete Dihexaeder.

Die Feldspate, welche tafelförmig nach M ausgebildet sind, sind feinfaserige Mikropertithe und Mikroklinmikropertithe. Auch hier sind die Kanten meist rundgeschmolzen.

In der Grundmasse kommen versprengt sehr feine, dunkelbraune Schüppchen vor, welche Biotit zu sein scheinen. Daneben treten feine, tropfige Aggregate von Titanit auf.

Eine sehr feinkristalline Grundmasse zeigt ein grauroter Keratophyr südlich Baila. Einsprenglinge sind hier seltener. Es

sind seltene Körner von Quarz und Mikroperthit, welche durch Druck stark deformiert, zum Teil zerbrochen sind.

Eine glasreiche Basis hat ein dichtes Gestein von rotgelber Farbe, welches in den Vorbergen von Bantadji ansteht und muschelig bricht. Unter dem Mikroskop zeigt es in einer Glasbasis, welche durch Eisenoxydausscheidungen schlierig gefärbt ist, zahlreiche Einsprenglinge von Feldspat und Quarz. Der Feldspat ist Mikroperthit, Mikroklinmikroperthit und Albit.

Die Feldspate sind häufig zerbrochen und die Bruchstücke gegen einander verschoben. Die nur kleinen Quarzeinsprenglinge sind dihexaedrisch und zeigen undulöse Auslöschung, sind hin und wieder sogar zerbröckelt.

Der zweite Typus ist weniger hornsteinähnlich, obgleich auch diese Gesteine noch muschelig brechen. Die Keratophyre dieser Gruppe haben graurötliche Farbe und ein gröberes Korn als die des ersten Typus.

Die Grundmasse ist überwiegend granophyrisch und führt reichliche Einsprenglinge von Quarz und Feldspat.

Ein ausgezeichneter Vertreter dieser Gruppe ist ein grauer Keratophyr aus dem Wall bei Badde. Die Grundmasse besteht ausschließlich aus granophyrischen Quarzfeldspatverwachsungen. Die Feldspateinsprenglinge sind Oligoklasalbit und seltener, sehr feinfaseriger Mikroperthit. In den Gesteinsrissen haben sich reichlich Blättchen von hellem Glimmer ausgeschieden.

Zum Teil granophyrische, zum Teil kristallinische Grundmasse gibt ein rötlichgrauer Keratophyr aus dem Mao-Yambutu.

Auch sind Einsprenglinge seltener als in dem vorigen Gestein. Die Feldspate sind hier vorwiegend feinfaseriger Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit. Albitoligoklas mit 16° Auslöschung in der symmetrischen Zone ist seltener. Die Quarzeinsprenglinge sind durch Schmelzung stark gerundete Dihexaeder.

Die Keratophyre des Vorlandes nähern sich den Quarzporphyren. Auf dem Kupe finden sich Reste eines Konglomerates, welches zahlreiche Gerölle von Keratophyren birgt.

Ein roter Keratophyr aus diesem Konglomerat zeigt eine ausgezeichnet kristalline Basis. Die Feldspateinsprenglinge sind kristallographisch gut begrenzte Orthoklase, welche mit Albit fleckig verwachsen sind. Körnchen von Quarz und Titaneisen, welches in Rutil übergeführt ist, kommen als Einschlüsse im Feldspat vor. Die Quarzeinsprenglinge sind dihexaedrisch, zum Teil sind sie durch Spannungen, welche das Gestein durch Temperaturänderung betroffen haben, in splitterige Stücke zersprungen.

Undeutlich sphärolithische Ausbildung der Masse zeigt ein graues Gestein aus demselben Konglomerat. Hier sind die Einsprenglinge kleine Quarzdihexaeder und Mikroperthite.

Zum Teil glasige Grundmasse hat ein grauer Keratophyr, der oberhalb der Mungoschnellen ansteht. Die Grundmasse ist zum Teil entglast, wobei sich die sphärolithische Anordnung der Mineralkörnchen ergab. Die Neigung zur Sphärolithenbildung ist so groß, daß die Quarzeinsprenglinge in den kristallin gewordenen Teilen eine fächerförmige Auslöschung zeigen. Die Einsprenglinge sind Quarzdihexaeder, Mikroklinkörnchen und seltener Mikroperthit.

Eigenartige Verhältnisse zeigt ein dunkler Keratophyr aus dem Nyarorobach. Das Gestein zeigt unter dem Mikroskop Einsprenglinge von Feldspat und Quarz, welche zu langen, seitlich unregelmäßig gebuchteten, flachen Linsen abgeschmolzen sind. Diese Einsprenglinge sind dabei in ihrer Längserstreckung gleichgerichtet. Um die Einsprenglinge ist ein ungleichmäßig dicker Mantel von kristallin erstarrter Grundmasse gelegt, und diese Gebilde liegen in einer Glasbasis. Wahrscheinlich hatte sich das Magma durch Nachschub zweimal wieder stark erhitzt, das erste Mal nach der Einsprenglingsbildung, welches die stark abgeschmolzenen Einsprenglinge anzeigten. Darauf erstarrte die Grundmasse kristallin; diese kristalline Basis wurde dann durch Nachschub zum Teil wieder aufgeschmolzen und erstarrte schließlich glasig. Ein Nachschub des Magmas hat stattgefunden, wie die durch das Fließen des Magmas gleichgerichteten Einsprenglinge

zeigen. Die Feldspateinsprenglinge sind Orthoklase, welche von äußerst feinen Albitäderchen durchzogen werden.

b) Porphyrite.

Auch die Porphyrite treten gangförmig auf. Ihre Hauptverbreitung finden sie in der an Gängen von Quarzporphyren und von lamprophyrischen Spaltganggesteinen reichen Ebene westlich vom Mao Kebbi. Seltener treten sie in den Vorbergen von Bantadji auf.

Zunächst stehen Glimmerporphyrite nördlich Bororo und zwischen Dangar und Giddir an.

Das Gestein bei Bororo ist körnig und von graubräunlicher Farbe. Die mikrogranitische Grundmasse besteht aus Plagioklasleistchen, wenig Quarz in unregelmäßigen Körnchen und kleinen, braunen Biotitblättchen.

Die Plagioklasleistchen der Grundmasse sind kurz und gedrungen und zeigen undeutliche Albitlamellierung. Da die Auslöschung der Leistchen 5° nicht übersteigt, und das Brechungsvermögen ungefähr gleich dem des Canadabalsams ist, so dürfte er zum Oligoklas gehören; dagegen sind die nur wenig größeren Feldspateinsprenglinge wohl basischer, denn sie zeigen bei optisch-positivem Charakter ein höheres Brechungsvermögen. Die Einsprenglinge sind stark in Muskovit übergeführt.

Daneben treten als seltenere Einsprenglinge lappige Quarzkörner und undeutlich hexagonale Biotitblättchen auf. Der Glimmer, auch der der Grundmasse, ist stark limonitisiert.

Der Porphyrit zwischen Dangar und Giddir zeigt dagegen eine gewöhnliche kristalline Basis, die aus unregelmäßigen Plagioklas- und Quarzkörnchen, sowie wenig ölgrünen Biotitblättchen besteht. In dieser Grundmasse liegen Einsprenglinge von Feldspat und Biotit.

Der Feldspat ist tafelig nach M ausgebildet und ist durchgehend zonar aufgebaut mit zum Teil sehr feinen Zonen. Er gehört zum Oligoklasandesin mit -5° Auslöschung auf M zur Kante P/M; nach dem Rande zu wird er saurer. Zwillings-

bildung nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz ist sehr verbreitet. Wo zwei Feldspateinsprenglinge zusammenstoßen, hat sich Muskovit ausgeschieden.

Muskovit hat sich auch in feinen Blättchen in den Feldspateinsprenglingen gebildet, besonders in der Randzone, wo er in größeren Schüppchen dem Rande parallel eingeschaltet ist. Die Muskovitblättchen werden zum Teil so groß, daß die Glimmerspaltbarkeit gut hervortritt. Der dunkle Einsprengling ist grünbrauner Biotit; derselbe tritt in randlich sehr stark zerlappten Blättchen auf und zeigt sich zum Teil so eng mit Titanit verknüpft, daß anzunehmen ist, der Titanit sei aus dem Biotit entstanden; daneben kommt noch Titanit in feinen, tropfigen Aggregaten und als Ausscheidungsrand vor um das spärliche Titaneisen, welches regellose Körner bildet.

Durch wesentlichen Hornblendegehalt zeichnet sich vor diesen Glimmerporphyriten ein Hornblendeglimmerporphyrit aus den Vorgebirgen von Bantadji aus. Das Gestein ist grau mit weißen Feldspateinsprenglingen. Durch Verwitterung überzieht es sich mit limonitischer Rinde. Die Feldspateinsprenglinge sind tafelförmig ausgebildet und zeigen unter dem Mikroskop zonaren Aufbau. Der Kern gehört wegen seines Brechungsvermögens, welches für Oligoklas zu hoch ist, sowie mit einer Auslöschung von $4\frac{1}{2}^{\circ} \perp c$ zur Kante P/M zum Andesin.

Gegen den Rand werden die Zonen saurer. Der Feldspat setzt sich in Epidot, Muskovit und Calcit um.

Die dunklen Bestandteile sind Hornblende und ölgrüner Biotit. Die Hornblende bildet zumeist schlanke Prismen von schlechter Umgrenzung; zum Teil sind dieselben ganz zerfetzt und zerfasert. Die Auslöschung beträgt $c:c = 20^{\circ}$. Der Pleochroismus bewegt sich in den schwachen Tönen: für Licht

bc	pol.,	a	schwing.	hellgelblichgrün,
ac	»	b	»	lichtolivgrün,
ab	»	c	»	grün.

Die Hornblende ist häufig mit dem Biotit verwachsen, und zum Teil bildet sich derselbe auf Kosten der Hornblende, welche

er zuweilen in sphärolithischen Aggregaten von feinen Leistchen ersetzt.

Das selten vorkommende Erz ist Magnetit; der geringe Titanitgehalt hat sich wahrscheinlich aus dem Biotit gebildet.

Die Grundmasse ist kristallin und besteht vor allem aus kleinen Plagiokasleistchen, zwischen welche Hornblendesäulchen und chloritisierte Biotitblättchen regellos eingestreut sind. Daneben kommt Quarz selten in unregelmäßigen Körnern vor, und ebenso selten bildet er mit Feldspat feine granophyrische Verwachsungen.

Ein Porphyrit, dessen Stellung wegen stark vorgeschrittener Verwitterung nicht genau bestimmt werden kann, bildet ein häufiges Geröll bei Deau im Mao Kebbi, so daß PASSARGE vermutet, daß dieses Gestein vorwiegend das Katuhallgebirge zusammensetzt. Makroskopisch ist es ein graugrünes, feines Gestein mit wachsfarbenen Feldspateinsprenglingen, die Körner von $\frac{1}{2}$ cm Größe bilden.

Unter dem Mikroskop zeigt sich die Grundmasse vor allem aus undeutlichen Plagioklasleistchen aufgebaut, welche feine Albitlamellierung erkennen lassen; sie gehören dem Oligoklas an, da ihre Längserstreckung nur Auslöschungswinkel von wenigen Graden hat. Dazu treten Epidotkörnchen und feine Magnetitoktaeder.

In dieser Grundmasse treten die Feldspateinsprenglinge am meisten hervor. Dieselben bilden lange, breite Leisten, die randlich wenig korrodiert sind; sie gehören zum Andesinlabrador mit 16° Maximalauslöschung in der symmetrischen Zone. Der Feldspat zeigt weitgehende Zersetzung in Muskovit und längliche Epidotkörnchen. Diese sowohl wie die Muskovitschüppchen scheinen parallel zur Längserstreckung des Feldspats gerichtet.

Dazu kommen Einsprenglinge, welche so vollkommen umgesetzt sind, daß ihre Natur, besonders, da sie unregelmäßige Begrenzung zeigen, nicht genau festgestellt werden kann. Der Kern dieser Einsprenglinge pflegt aus Calcit und Chlorit zu bestehen, während der Rand mehr Epidotausscheidungen zeigt. Daneben

treten vollkommen aus Chlorit bestehende Durchschnitte auf, die im Innern aus blau polarisierendem, feinfaserigem Chlorit bestehen, wogegen der Rand grobfaserigen Chlorit zeigt, der in hellgrünen Tönen polarisiert. Diese Fasern zeigen auch einen schwachen Pleochroismus, der \perp zur Längserstreckung gelblich und \parallel dazu hellgrün ist. Da diese Verwitterungsprodukte dieselben sind, wie sie der Augit liefert, so dürfte man es auch hier mit umgesetztem Augit zu tun haben.

Als Fremdling tritt braune, randlich stark korrodierte Hornblende auf, die mit einer feinen Zone von Erz und Biotit gegen die Grundmasse absetzt. Das Erz gehört zum Titaneisen, denn es scheidet Leukoxen aus; neben Glimmer und Erz finden sich in dieser Randzone noch feine Strahlsteinnädelchen.

Dieses Gestein dürfte demnach zum Augitporphyrit gehören.

c) Hypersthenporphyrite.

Die Art des Auftretens der Hypersthenporphyrite wird aus den den Proben beiliegenden Aufzeichnungen nicht ersichtlich. Bei beiden Vorkommen wird erwähnt, daß sie aus einem Hügel stammen; ob sie nun den Hügel zusammensetzen oder gangförmig oder in anderer Art in demselben auftreten, ist nicht festzustellen.

Der zwischen Bokko und Bantadji anstehende Porphyrit ist ein tiefschwarzes glänzendes Gestein mit glänzenden Feldspat-täfelchen als makroskopisch erkennbaren Einsprenglingen. Es sieht den schwarzen Porphyriten des Harzes sehr ähnlich.

Mikroskopisch ist das Gestein porphyrisch und zwar mit großkörniger Grundmasse, welche aus Plagioklasleisten und Körnern von monoklinem Augit besteht. Die Einsprenglinge sind Plagioklas und rhombischer und monokliner Augit. Die Feldspateinsprenglinge bilden randlich stark korrodierte Tafeln und breite Leisten. Sie zeigen schaligen Aufbau, wobei die Zonen zu äußerster Feinheit herabsinken, oft erscheinen sie nur als feine Linien: saurere und basischere Zonen wechseln dabei ab. Die Feldspateinsprenglinge gehören mit einer Maximalauslöschung der

Albitlamellen von 31° in Schnitten aus der symmetrischen Zone zum Labrador. Der Labrador zeigt neben der Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz noch solche nach dem Periklingesetz, doch sind die Periklinlamellen seltener und feiner als die Albitlamellen. Die Feldspate der Grundmasse bilden eine zweite Generation. Sie zeigen kurze, breite Leistenform mit undeutlich zonarem Aufbau und deutlicher Albitlamellierung. Sie sind saurer als die Einsprenglinge und zeigen auf Schnitten nach dem seitlichen Pina-koid für den Kern eine Auslöschung von -10° und für die randliche Hauptzone $+2^{\circ}$ zur Spur von M; dann wird der Feldspat nach außen ohne deutliche Grenze saurer, gehört also zum Andesin; doch kommen auch etwas saurere Individuen vor, die in der symmetrischen Zone eine Maximalauslöschung von $+11^{\circ}$ erreichen. — Seltener treten noch kleine rechteckige Feldspatdurchschnitte auf, die keine Albitlamellierung aufweisen und wegen ihrer Kleinheit nicht genau bestimmbar sind. Die Feldspate zeigen sich nur wenig in Kaolin und Muskovit umgesetzt.

Der monokline Augit ist ein hellgrünlich durchscheinender Diopsid, der in kurzen, gedrungenen Prismen vorkommt; nicht selten treten solche kurzen Prismen zu einem regellosen Haufen zusammen. Die Auslöschung beträgt auf $\infty P_{\infty} (010) c:c = 40^{\circ}$.

Daneben tritt seltener rhombischer Pyroxen auf; dieser wird hellrötlich durchscheinend und ist von optisch negativem Charakter, gehört mithin zum Hypersthen. Er tritt in länglichen Prismen auf. — Die Zersetzung der Pyroxene geht bei den rhombischen wie monoklinen gleichartig vor sich: Ein kleiner meist frischer Augitkern ist von einer Zone von opaken Eisenerzpartikeln umgeben, auf diese folgt eine feine Zone von calcitischem Material und randlich eine Zone eines grünen Chloritminerals, welches gelbgrüne Polarisationstöne zeigt. Die Chloritblättchen liegen teils senkrecht teils gleichgerichtet zum ursprünglichen Augit. Daneben tritt auch feinfaseriger, blau polarisierender Chlorit auf. Im allgemeinen geht die Zersetzung bei den rhombischen Pyroxenen leichter vor sich als bei den monoklinen.

Als seltener Nebengemengteil ist Titaneisen zu erwähnen, welches randlich Leukoxen abgeschieden hat.

Ein anderes Vorkommen von Hypersthenporphyrit steht bei Garua am Benuë an, und zwar in einem Hügel. Dieser Porphyrit ist ein graues feinkörniges Gestein, welches durch helle bis 2 mm große Feldspateinsprenglinge porphyrisch erscheint. Es bildet eine limonitische Verwitterungsrinde. Die Grundmasse ist hier bedeutend feinkörniger: sie besteht aus kleinen Plagioklasleisten mit undeutlicher Albitlamellierung und Augitkörnchen, die meist von uralitischer Hornblende umgeben, oder ganz in solche umgesetzt sind, wobei noch die Titaneisenschüppchen erhalten sind, die früher im Augit gelegen haben. Daneben tritt in der Grundmasse wenig Epidot auf, der wahrscheinlich aus der Umsetzung der Feldspate hervorgegangen ist. Die Feldspateinsprenglinge treten in schlecht umrandeten Tafeln nach M auf. Sie gehören zum Andesin mit einer Auslöschung von $-2\frac{1}{2}^{\circ}$ auf M zur Spur der Kante P/M. Zwillingsbildung ist nur nach dem Albitgesetz vorhanden. Die Feldspate der Grundmasse bilden kurze kräftige Leisten. Die Auslöschung der Albitlamellen übersteigt wenige Grade nicht, es dürfte also ein Oligoklas vorliegen.

Der monokline Pyroxen ist ein sehr hellgrünlich durchscheinender Diopsid in kurzen Säulen, der in Schnitten $\perp c$ deutliche Begrenzung zeigt. Die Auslöschung auf $\infty P \infty (010)$ beträgt $c : c = 40^{\circ}$.

Der Hypersthen zeigt längliche Prismenform und ist von optisch negativem Charakter der Doppelbrechung. Er ist schwach pleochroitisch in hellrötlichen Tönen.

Die Augite sind von einem Zersetzungsmantel aus Calcit, Serpentin und opaken Erzkörnchen umgeben, der beim Hypersthen zuweilen das ganze Individuum erfaßt hat.

Das Erz ist hier Magnetit in kleinen Körnern. In der Grundmasse finden sich Eisenoxydausscheidungen, die durch Zersetzung aus dem Magnetit hervorgegangen sind.

d) Diabase.

Am Mungo, nicht weit von der Stelle, wo er mit der Bafaramistraße zusammentrifft, steht ein grünlicher Diabas an, der

von einer hellbraunen Verwitterungsrinde bedeckt ist. Die Struktur ist diabasisch körnig. Der Felspat bildet kräftige Leisten, die divergent-strahlig angeordnet sind. Die Leisten zeigen neben der allgemeinen Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz zuweilen solche nach dem Periklingesetz. Die Leisten sind zum Teil von einer saureren Randzone umgeben. Die Feldspate gehören zum Labrador mit der Auslöschung von $+35\frac{1}{2}^{\circ}$ in Schnitten $\perp P$ und M zur Spur von M . Die deutliche breite Außenzone gehört zum Andesin mit $+15^{\circ}$ Auslöschung; daneben treten zuweilen noch feine saurere Zonen auf. —

Der violett durchscheinende Augit bildet entweder längliche Prismen oder findet sich in Form von kurzen Körnern zwischen die Feldspate eingezwängt. Der Augit gehört zum Titanaugit mit einer Auslöschung von $c:c = 38^{\circ}$.

Der reichliche in dunklen, nelkenbraunen Tönen durchscheinende Titaneisenglimmer tritt in rhombischen Täfelchen auf und ist stark in Leukoxen umgewandelt. Daneben kommen sehr dünne Leistchen vor, welche der Farbe nach ebenfalls dem Titaneisenglimmer angehören. Diese Nadeln sind die ältesten Auscheidungen und setzen durch Feldspate und Augite ungehindert hindurch. Die Nadeln, weniger die Täfelchen, zeigen sich häufig von feinen opaken Erzpartikeln ganz durchschwärmt, welche sie schließlich ganz undurchsichtig machen. Ganz und gar in Anhäufungen solcher Erzpartikel umgewandelt erscheinen die Nadeln in einem Olivindiabas vom Manenguba-Gebirge, welchen Dr. Esch beschrieben hat¹⁾.

Daneben resultiert bei der Verwitterung des Titaneisenglimmers Titanit und Rutil, doch werden diese Produkte auch von dem Titanaugit ausgeschieden, der außerdem Epidotkörnchen und Calcit liefert. Diese Auscheidungen setzen sich als feines Gemenge in die Räume zwischen den Feldspat- und Augitleisten.

Ein typischer Olivindiabas tritt bei Dangar im Gneis auf. Das Gestein zeigt diabasisch-körnige Struktur. Die schlanken, divergent angeordneten Plagioklasleisten gehören zum Labrador

¹⁾ Esch, Kamerun 1904, S. 72.

mit einer Auslöschung von $35^{\circ} \perp P$ und M zur Spur von M . Sie zeigen Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz.

Der Augit, der zum Teil ebenfalls leistenförmig ist, bildet zumeist in kurzen Körnern die Zwischenmasse zwischen den Feldspatleisten. Er scheint blaßrötlich durch und zeigt eine Auslöschung von $c:c = 48^{\circ}$. Er gehört zum basaltischen Augit. Daneben kommt Olivin in rundlichen Körnern vor, die randlich durch Eisenausscheidungen gefärbt sind. Als Mesostasis kommen sehr selten zierliche granophyrische Quarzfeldspatverwachsungen vor.

Zu den Bronzitdiabasen gehört der in den Trachytwällen von Uro Bororo und Sorauel vorkommende dunkle Diabas. Die Struktur, die allgemein typisch diabasisch-körnig ist, wird durch einige tafelförmige Feldspate stellenweise undeutlich porphyrisch

Die divergentstrahlig angeordneten, leistenförmigen Feldspate gehören zum Labrador mit einer Maximalauslöschung von 25° in der symmetrischen Zone. Dagegen gehören die zonar aufgebauten tafelförmigen Plagioklase in ihren Kernen zum Labrador-Bytownit, mit einer Auslöschung von $35^{\circ} \perp c$ zur Spar von P/M , nach dem Rande zu wird der Feldspat saurer, und die Auslöschung sinkt allmählich ohne scharfe Grenze auf 0° herab.

Der monokline Augit bildet dann in kurzen Prismen zum Teil die Ausfüllung zwischen den Feldspaten. Er scheint blaßrötlich violett durch und gehört zum Titanaugit mit einer Auslöschung von $c:c = 43^{\circ}$. Der rhombische Pyroxen bildet dagegen schmale Leisten mit undeutlicher Quergliederung. Er ist optisch positiv und scheint blaßrötlich durch; dürfte also zum Bronzit gehören. Randlich ist der Bronzit in eine Zone verwandelt, die sich aus Eisenoxyd, feinen Erzpartikelchen und calcitischer Substanz zusammensetzt.

Als akzessorischer Bestandteil tritt Titaneisen auf, welches unregelmäßige Körner oder gefiederte Leisten bildet, die zum Teil nelkenbraun durchscheinen.

Um die Feldspate sowohl, wie in den Zwickeln zwischen den Plagioklasen finden sich zierliche granophyrische Quarzfeldspatverwachsungen. Das Gestein ist durch Brauneisenausscheidungen stark gefärbt.

Zu den Diabasen mag auch ein nordöstlich Gumna auftretender Spilit gerechnet werden. Das Gestein ist makroskopisch matt schwärzlich; durch Verwitterung braun gefärbt. Mit dem unbewaffneten Auge lassen sich schon feine Mandelräume, die mit einem weißen Mineral ausgefüllt sind, erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein als aus einer braunen Glasbasis und feinen, fluidal angeordneten Plagioklasleisten bestehend. Etwas größer, so daß sie einsprenglingsartig erscheinen, sind die Augitkörnchen, welche jedoch durch Ausscheidungen von opaken Erzkörnchen vollkommen undurchsichtig geworden sind und nur noch an ihrer prismatischen Gestalt erkannt werden können. Die häufigen Mandelräume sind nur sehr klein und mit calcitischer Substanz vollständig ausgefüllt. Die in dem Spilit vorkommenden Quarzkörner sind Fremdlinge.

S.O. Tschamba kommt ein Diabas vor, der sich schon den Grünschiefern nähert. Er ist ein licht graugrünes, feinkörniges Gestein, aus dem die Feldspate als wachsfarbene Leisten hervortreten. Unter dem Mikroskop ist die Struktur diabasisch körnig. Die divergent strahlig angeordneten Feldspatleisten zeigen feine Albit-Lamellen, welche in der symmetrischen Zone eine Maximalauslöschung von 20° zeigen, also zum Labrador-Andesin gehören. Der Plagioklas ist sehr stark in Epidot von zeisiggelber Farbe übergeführt. Der Augit dagegen ist vollständig in uralitische Hornblende verwandelt. Die Hornblende, welche in schlecht begrenzten, rändlich faserigen, kurzen Säulen auftritt, bildet, wie sonst der Augit, die Zwischenmassen zwischen den Feldspaten. Die Auslöschung der Hornblende ist $c:c = 17^\circ$. Der Pleochroismus ist: für Licht

bc	pol.,	a	schwing.	hellgrün,
ac	»	b	»	grün,
ab	»	c	»	bläulichgrün.

Der wenige Titanit stammt wohl aus der Zersetzung des Augits.

E. Zusammenstellung.

Das in dieser Arbeit behandelte Gebiet läßt sich, unter Benutzung der von PASSARGE und ESCH getroffenen Einteilung, in folgende vier Teile gliedern:

1. Das sedimentäre Verland,
2. das kristalline Bruchgebiet,
3. das Zentralafrikanische Plateau,
4. das Bergland von Adamaua.

Das kristalline Bruchgebiet besteht aus Tiefengesteinen, die zum Teil mehr oder weniger in gneisartige Modifikationen übergeführt sind.

Das Zentralafrikanische Plateau und das Bergland von Adamaua sind wellige Gneisgebiete, welche von vielen Tiefengesteinmassiven durchdrungen werden. Die Gneise sind, so weit sie hier zur Untersuchung vorlagen, Orthogneise. In dem Farotal finden sich Reste einer Phyllitformation, welche erkennen lassen, daß diese Formation vormals über das ganze Farotal verbreitet war.

Besonderes petrographisches Interesse verdienen die am Kupe-Horst, wie an den östlichen Ausläufern des Alantika-Massivs auftretenden Alkaligranite.

Von Gesteinen aus der Ganggefölschaft der Alkaligranite treten am Kupe-Horst Bostonite und Quarztinguaite auf.

Die Hornblende des Alkaligranits vom Alantika-Gebirge ist eine Alkalihornblende mit normalsymmetrischer Lage der Axenebene. Der Winkel der optischen Axen ist sehr klein.

Lebenslauf.

Ich, Karl Alfred HINTZE, wurde am 26. Mai 1880 zu Caldera in Chile geboren als Sohn des Bergwerksbesitzers HEINRICH HINTZE und seiner Ehefrau LUISE geb. PIDERIT. Erzogen wurde ich im evangelischen Glauben. Ich besuchte das Realgymnasium zu Bromberg, wo ich im Jahre 1901 die Reifeprüfung bestand, um mich dem Studium des Bergfachs zu widmen. Vom November 1901 bis Ende des Sommer-Semesters 1904 studierte ich an der Bergakademie zu Clausthal und dann ein Semester an der Bergakademie zu Berlin. Im April 1905 ließ ich mich dann an der hiesigen Universität immatrikulieren, um Mineralogie zu studieren. Die Promotionsprüfung habe ich am 14. Februar 1907 bestanden.
