

Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin (Upper Burma)

Autor(en): **Burri, Conrad / Huber, Hans**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **12 (1932)**

Heft 2

PDF erstellt am: **23.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-13332>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin (Upper Burma)

Von *Conrad Burri* und *Hans Huber* (Zürich)

INHALTSÜBERSICHT

	Seite
A. Einleitung	286
B. Geologische Übersicht	288
1. Stratigraphie und Tektonik	288
2. Vulkanismus	294
C. Petrographische Beschreibung der Gesteine	301
1. Die Liparite	302
2. Die Andesite	304
3. Die Basalte	314
4. Die ultrabasischen Gesteine	322
a) Hornblendite	323
b) Pyroxenolithe	327
5. Die Tuffe	332
6. Die exogenen Auswürflinge (Quarzdiorite)	334
D. Provinzielle Betrachtungen	336
1. Charakteristik der Provinz	336
2. Stellung der Provinz	339
Verzeichnis der benützten Literatur	341

ZUSAMMENFASSUNG

Im ersten Teil wird eine Übersicht über die Geologie von Burma mit besonderer Berücksichtigung des jungen Vulkanismus gegeben. Der zweite Teil enthält eine petrographische Beschreibung der jungen Eruptivgesteine des Lower Chindwin-Gebietes, wobei neue Analysen von Olivinbasalt, Pyroxenolith, Pyroxenhornblendit, Phlogopit und Olivin gegeben werden. Eine Diskussion der provinziellen Verhältnisse und der Beziehung des Lower Chindwin-Gebietes zu benachbarten Eruptivregionen bildet den Schluss.

A. Einleitung

Die Fortsetzung der jungvulkanischen Zone, die sich vom malayischen Bogen über Barren und Narcondam im Bengalischen Meer nordwärts nach dem Burmanischen Festland und bis nach Yünnan (China) erstreckt, ist in petrographischer Hinsicht noch recht unvoll-

kommen bekannt, obwohl ihr vom regional-provinziellen Standpunkt aus grosse Bedeutung zukommt. Abgesehen von einigen alten, zerstreuten Notizen existieren nur wenige Arbeiten neuern Datums über diese Gebiete, so vor allem diejenigen H. L. CHHIBBERS über Mt. Popa (Lit. 15), über die Rhyolite von Unter-Burma (Lit. 17) und über die Gesteine der Pegu Yoma (Lit. 16), von L. D. STAMP und H. L. CHHIBBER über das Kabwet-Gebiet (Lit. 64) und schließlich diejenige von E. S. PINFOLD, A. E. DAY, L. D. STAMP und H. L. CHHIBBER über das Lower Chindwin-Gebiet (Lit. 52). Dazu kommt noch die wichtige, aber wenig beachtete Notiz von P. KELTERBORN (Lit. 36). Da keine dieser Arbeiten eingehende petrographische Beschreibungen enthält und da insbesondere die chemischen Probleme nur von KELTERBORN kurz gestreift werden, so schien eine eingehendere Bearbeitung des reichen Materials aus dem Lower Chindwin-Gebiet, das der eine von uns (H. HUBER) 1923/24 anlässlich seines dreijährigen Aufenthaltes in Burma zu sammeln Gelegenheit hatte, durchaus angebracht. Um das Material durch von H. HUBER nicht besuchte Fundpunkte zu ergänzen, sowie zu Vergleichszwecken, wurde auch das von Herrn Prof. BUXTORF in Basel 1903 im Chindwin-Gebiet gesammelte Material, das seinerzeit P. KELTERBORN zu der oben erwähnten Notiz gedient hatte, herangezogen. Das Naturhistorische Museum in Basel stellte uns das gesamte Material mit den Originalnotizen KELTERBORNS bereitwilligst zur Verfügung, wofür wir den massgebenden Instanzen unsern besten Dank aussprechen möchten. Dieser gehört auch Herrn Dr. P. KELTERBORN persönlich für sein Einverständnis zur Überlassung des Materials, dessen weitere Bearbeitung er sich seinerzeit vorbehalten hatte. Schliesslich sind wir zu grossem Dank verpflichtet Herrn Prof. L. DUDLEY STAMP in London für die Überlassung schwer zugänglicher burmanischer Literatur, Frau S. PARKER in Zürich für die Anfertigung von drei Gesteinsanalysen und Herrn Prof. J. JAKOB, Vorsteher des chemischen Laboratoriums des hiesigen Mineralogisch-Petrographischen Instituts, für zwei Mineralanalysen.

Der Firma Indo-Burma Oilfields (1920) Ltd., speziell auch Herrn H. G. LATILLA, London, in deren Auftrag die ausgedehnten Reisen ausgeführt wurden, danken wir für die Erlaubnis, die gemachten Beobachtungen zu veröffentlichen.

Da neuere zusammenfassende Angaben über die Geologie von Burma in deutscher Sprache nicht existieren, wurde zur Erläuterung der tektonischen Stellung der untersuchten Gesteine ein Abschnitt über die Geologie Burmas beigegeben. Dieser Abschnitt, wie alle andern geologischen Angaben, stammen von H. HUBER, die petro-

graphischen Beschreibungen und die daraus gezogenen Schlüsse von C. BURRI. Die beigegebenen Karten wurden von H. HUBER nach den Angaben in der Literatur, sowie auf Grund eigener Beobachtungen auf ausgedehnten Reisen in Burma gezeichnet. Sie enthalten nahezu alle im Text verwendeten geographischen Namen.

B. Geologische Übersicht

1. STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK

Burma kann geologisch am besten in vier Zonen eingeteilt werden (siehe Fig. 1):

1. Die Arakan-Küste.
2. Die Arakan Yoma.
3. Das Tertiärbecken.
4. Das Shan-Plateau.

Die tertiären Sedimente der Arakanküste zeigen Analogien mit den Ablagerungen von Assam, doch ist die Gegend noch wenig erforscht.

Die Arakan Yoma zieht sich als langer Höhenzug von der Grenze von Assam und Burma gegen Süden und setzt sich in den Andamanen und Nicobaren fort. Die im Süden Sumatras gelegenen Inseln Babi, Nias und die Mentawai-Inseln gehören dieser Zone an. Über den geologischen Aufbau der Arakan Yoma ist wenig bekannt geworden; sie wird aus den sog. Negrals-Schichten praetertiären Alters gebildet. Es sind ähnliche Gesteine wie die der entsprechenden Zone in Baluchistan und Sind im Westen der indischen Tafel. Mächtige Serpentinintrusionen befinden sich auf der Ostseite der Hügelkette, die gewöhnlich in die Negrals-Schichten eindringen; aber an einigen Stellen, wie im Bassein und Henzada District im Süden Burmas (Lit. 18, 66) intrudieren sie auch in die unteren Eocänschichten, diese stark metamorph umwandelnd. Durch MURRAY STUART (Lit. 67) sind solche Intrusionen aus dem nördlichsten Einzugsgebiet des Chindwin River bekannt geworden. Ähnliche Verhältnisse wie in der Arakan Yoma finden sich auch in den Andamanen und Nicobaren (Lit. 27).

Das zentrale Gebiet Burmas, der Golf von Pegu, der sich zwischen die Arakan Yoma und das Shan-Plateau einschiebt, enthält die über 12 000 Meter mächtige Schichtserie der tertiären Gesteine. In ihm finden wir auch die meisten jungtertiären vulkanischen Gebiete.

Im frühen Tertiär war die mittlere Zone Burmas ein breiter Golf mit dem Shan-Plateau als Landmasse im Osten, während die Arakan Yoma einen schmalen Landstreifen oder nach einigen Autoren (Lit. 63)

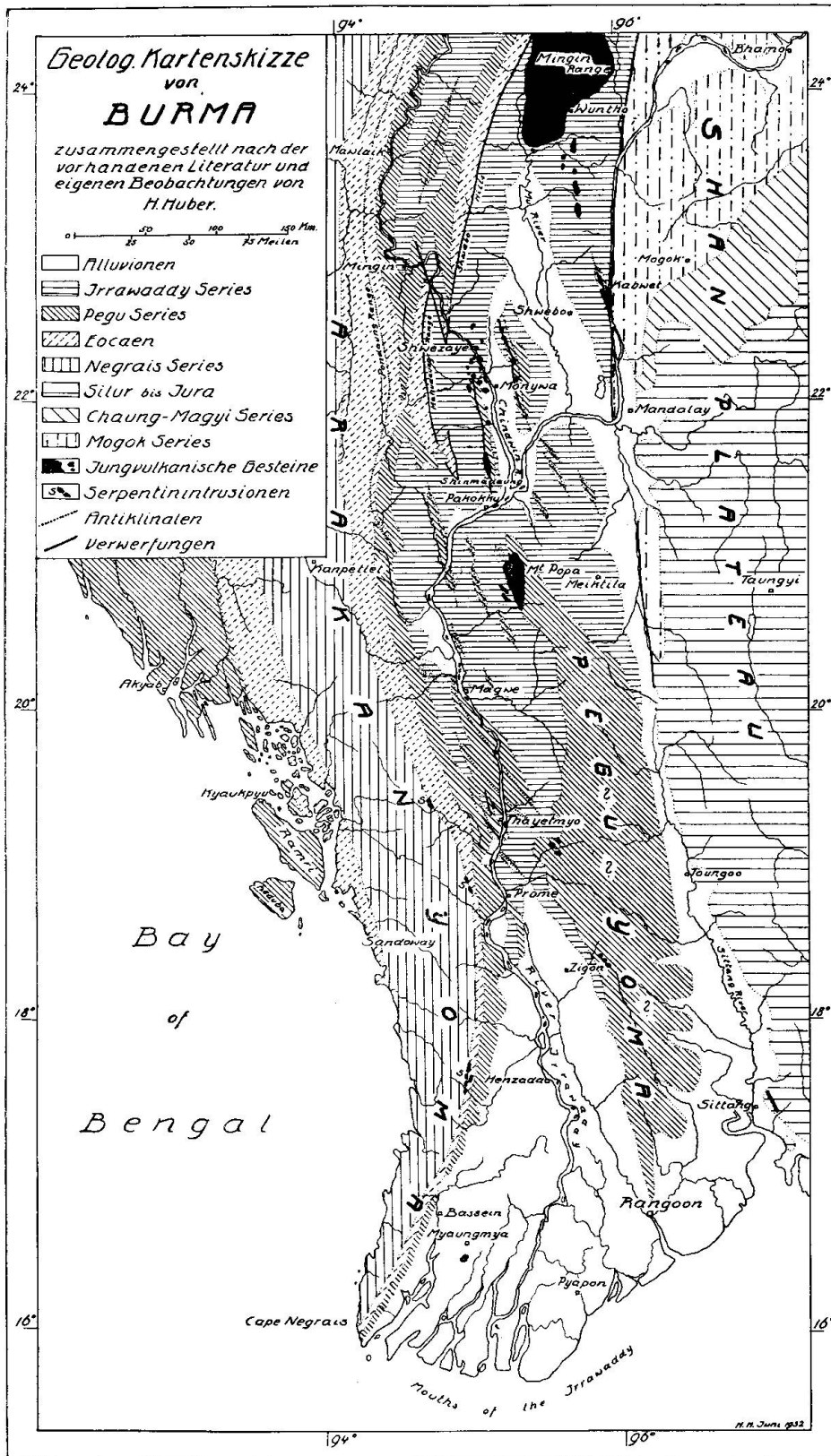


Fig. 1

eine langgezogene Inselkette bildete, die das burmanische Tertiärmeer gegen den Golf von Bengalen abgrenzte. Aus dem Norden strömten mehrere grosse Flüsse in den Golf und füllten ihn mit fluviatilen Sedimenten an, während im Süden das Meer seine Sedimente ablagerte. Allmählich wurde das Meer nach Süden gedrängt. Die Auffüllung des Beckens wurde dann und wann durch stossweise erfolgte Faltungen unterbrochen, die die weitere Erhebung der Arakan Yoma und später die der Pegu Yoma und der anderen Antiklinalen im Pegu-Golf zur Folge hatten. Jede Faltungsperiode hatte eine temporäre Vertiefung des Beckens zur Folge und daher auch eine Rückkehr mariner Bedingungen gegen Norden. Die Aussüssung des Golfes war eine ganz allmähliche, so dass alle Schichten, die im Süden marin entwickelt sind, gegen Norden in Süsswasserablagerungen übergehen.

Das Eocän ist besonders gut in den Fusshügeln der Arakan entwickelt. Es beginnt mit einem typischen Basalkonglomerat, dem Paungyi-Konglomerat, das den Negrais-Schichten diskordant aufliegt; diese Ablagerungen führen Orthophragminen und erreichen eine Mächtigkeit von ca. 1000 m. Über den darauffolgenden Laungsheshales mit Orbitoiden und Gastropoden, deren Dicke über 3000 m beträgt, lagert der Tilin-Sandstein, der aus nummulitenführenden Sanden und Sandsteinen besteht. Seine Mächtigkeit erreicht im Durchschnitt 1200 m. Darüber folgen die 1600 m mächtigen Tabyin Clays, die aus grünlichen Schiefertönen, mit Einlagerungen von feinkörnigem Sandstein, zusammengesetzt sind. Dünne Kohlschichten weisen bereits auf eine Aussüssung dieser Lagen hin. Durch häufigeres Auftreten der Sandsteineinlagerungen geht diese Tonserie in die 2000 m mächtig werdenden Pondaung-Sandsteine über. Diese werden aus massigen Sandsteinen mit dicken Lagen von rötlichen und grünlichen Tönen, die besonders in den oberen Partien gut entwickelt sind, gebildet. In den Sandsteinen beobachtet man gelegentlich Konglomerate, die hauptsächlich aus Quarzgeröllen und metamorphen Gesteinen zusammengesetzt sind. Oft befinden sich auch eruptive Gesteine darin, z. B. andesitische Laven, Porphyrite, Quarzporphyre von ziemlich frischem Aussehen, daneben auch stark zersetzte Quarzdiorite und grobkörnige Dolerite. STAMP (Lit. 60) beobachtete solche Gerölle in der Pondaung- und Mahudaung-Range. Er glaubt ihren Ursprungsort in einem gehobenen, heute eingedeckten Gebiet östlich des Shinmadaung suchen zu müssen (Lit. 52), da die Grösse der Gerölle von Osten nach Westen rasch abnimmt. In den Shwebo Hills nehmen diese eruptiven Ge-

röle an Grösse zu. Wahrscheinlich stammen sie aus der Mingin Range, wo vulkanische Tätigkeit bereits im Eocän wirksam war.

Die jüngsten eocänen Ablagerungen, die *Y a w S h a l e s*, weisen auf eine neue Invasion des Meeres von Süden her hin; sie bestehen aus blaugrauen Tonen und erreichen eine Mächtigkeit von ± 800 m. An der Basis befindet sich oft ein Fossilkonglomerat von Zähnen, Wirbeln und Schuppen verschiedener Fischarten. Gegen Norden, im mittleren Chindwin-Gebiet, zwischen Mingin und Mawlaik, gehen die *Y a w S h a l e s* in der Pondaung-Antiklinale in kohlenführende Schichten und weiter nach Norden in fluviatile Ablagerungen über.

Die oligo-miocänen *P e g u - S c h i c h t e n* beginnen mit einer Seichtwasserablagerung, dem *S h w e z e t a w - S a n d s t e i n*, der an einzelnen Stellen bis 1000 m Mächtigkeit aufweist. Darüber lagern sich im Süden Burmas die *S i t s a y a n - T o n e*, die weiter gegen Norden in die *P a d a u n g - T o n e* übergehen; sie enthalten lokal Einlagerungen von Kalksteinen mit *L e p i d o c y c l i n e n* und *H e t e r o s t e g i n e n*. Das *S i n g u S t a g e* besteht hauptsächlich aus Sandsteinen und sandigen Tonen und ist besonders in der Gegend südlich Pakokku gut entwickelt, z. T. liegen in ihm die produktiven Ölhorizonte. Die höheren Glieder der Pegu-Serie, die als marine Ablagerungen in den südlicheren Gebieten auftreten, bestehen zum grössten Teil aus Tonen (*K a m a C l a y s*) mit einzelnen Sandzwischenlagen, die auch ölführend sein können.

Alle Schichten vom untersten Eocän an, welche im Süden typisch marin entwickelt sind, gehen im Norden in Süsswasserablagerungen über.

Die jüngsten Schichten, die *I r r a w a d d y - S e r i e*, von miopliocänem Alter, waren früher unter dem Namen „Fossil wood group“, wegen des massenhaften Auftretens von verkieseltem Holz, bekannt; es sind typische fluviatile Ablagerungen, deren Mächtigkeit über 2000 m betragen kann. An der Basis befindet sich oft ein „Red Bed“ lateritischen Ursprungs. Zwei Fossilzonen, die durch eine 1300 m mächtige Schichtserie getrennt werden, sind beschrieben worden; die darin enthaltenen Faunen, sowie die lithologische Ausbildung der Irrawaddy-Schichten, stimmen mit den Siwaliks am Fusse des Himalaya überein.

Das *S h a n - P l a t e a u* wird aus archaischen Gneisen (*M o g o k - S e r i e*), silurischen, devonischen und karbonischen Kalken aufgebaut. An einigen Stellen wurden als jüngste Glieder der Formationsreihe jurassische Gesteine abgelagert; in den grossen Becken bildeten sich in tertiärer Zeit lacustre Ablagerungen.

SCHICHTSERIE DER TERTIÄREN ABLAGERUNGEN
(z. T. nach WADIA) (Lit. 70)

Irrawaddy Schichten:

Fluviatile Sande und Kies mit massenhaft verkieseltem Holz. Säugetierresten.
2000 m. (*Pliocän-Helvetien*)

Pegu Schichten:

Pyalo und Akauktaung Stage: Marine, grobe Sandsteine und Tone mit
Ostrea latimarginata. 1300 m. (*Burdigalien*)

Kama Stage: Tone und Sande mit reicher Molluskenfauna, Hauptöl-
horizonte. 700 m. (*Aquitaniën*)

Singu Stage: Sande und sandige Tone, z. T. ölführend. 500 m. (*Chattien*)

Sitsayan od. Padaung Tone: Schiefertone mit dicken Kalksteinzwischen-
lagen (*Lepidocyclinen* u. *Heterosteginen*). 500 m. (*Rupélien*)

Shwezetaw Sandstein: Seichtwasser Sandsteine mit Kohlenlagen.
1000 m. (*Lattorfien*)

Eocän:

Yaw Stage: Schiefrige marine Tone mit Nummuliten. 700 m. (*Ludien*)

Pondaung Sandstein: Marine Sandsteine und Tone, Säugetierreste ent-
haltend. Konglomerate m. eruptiven Geröllen. 2000 m. (*Bartonien*)

Tabyin Clays: Grünliche Schiefertone mit Einlagerungen von Sandsteinen
mit dünnen Kohlenschichten. 1600 m. (*Auversien*)

Tilin Sandstein: Marine Sande und Sandsteine mit Nummuliten.
1200 m. (*Lutétien*)

Laungshe Shales: Schiefertone mit Orbitoiden und Gastropoden.
3000 m. (*Yprésien*)

Paungyi Konglomerat: Basalkonglomerat mit Orthophragminen.
(*Paleocän*)

Kreide: Negraisschichten.

Wir haben also im mittleren Teile Burmas einen grossen Golf, der in der Tertiärzeit aufgefüllt und gefaltet wurde. Das Streichen der Antiklinalen geht parallel dem der Arakan Yoma. Im Norden sehen wir entsprechend dem Verlauf der Arakan Yoma NNE—SSW-Streichen, das dann im Lower Chindwin-Gebiet in NS-Streichen übergeht, um weiter gegen Süden NNW—SSE-Richtung zu zeigen. In der Pegu Yoma wurden durch CHHIBBER (Lit. 16) Antiklinalen mit E—W-Streichen beobachtet.

Wie bereits bemerkt, ziehen sich im südlichen Burma die Eocän-schichten als Monoklinale längs dem Fusse der Arakan Yoma hin. In der Gegend westlich Pakokku erhebt sich die Pondaung-Antiklinale, die sich bis in den Oberlauf des Chindwin River verfolgen lässt. Zwischen Mingin und Shwezaye erhebt sich die Mahudaung Range, die sich gegen Norden in den Shwebo Hills fortsetzt. Die Eocänschichten, die diese Kette aufbauen, sind längs einer grossen

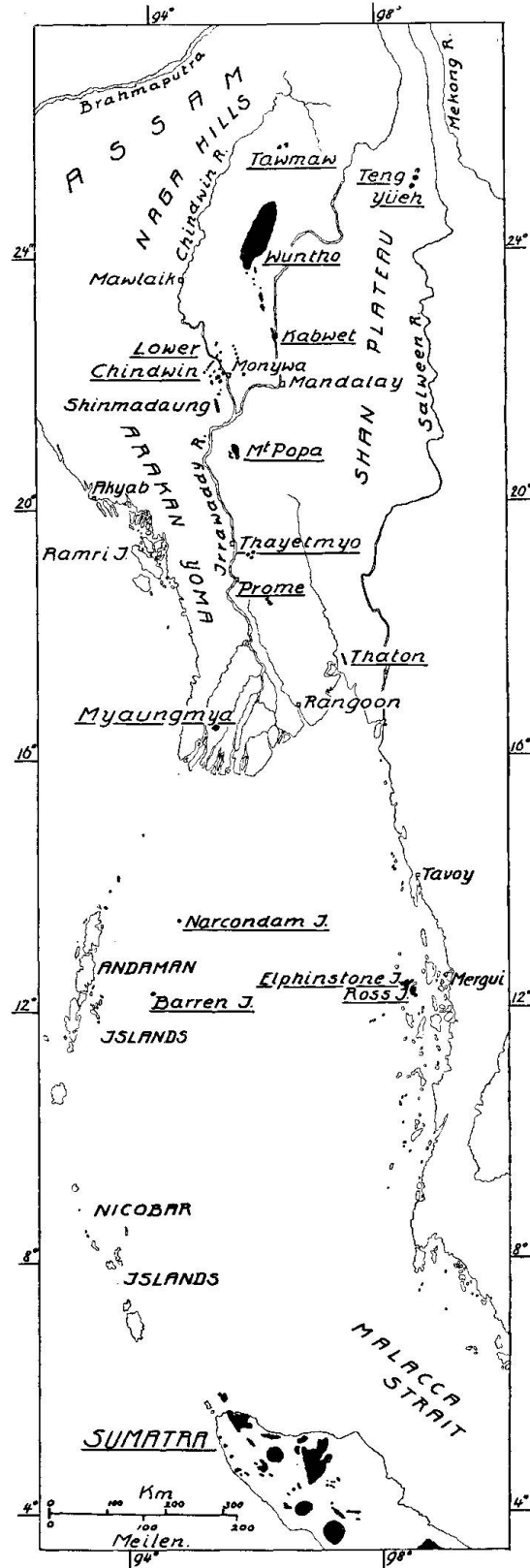


Fig. 2

Übersichtskarte der jungen vulkanischen Gebiete in Burma und den benachbarten Gebieten.
(Jungvulkanische Vorkommen unterstrichen.)

Störungslinie auf die oberen Irrawaddy-Schichten der mittleren Golfpartie überschoben. Die Überschiebungsfläche fällt mit 60° gegen Westen. Bei dem Durchbruch des Chindwin gegen Osten, östlich von Mingin, scheinen die Shwebo Hills gegen Osten vorgeschoben zu sein. Zwischen dieser Hügelkette und der Pondaung Range schiebt sich eine breite Synklinale, die im Zentrum die Indaw-Antiklinale aufweist, ein.

Der zentrale Teil des Tertiärbeckens ist in der Nähe von Thayetmyo ziemlich stark verengt, und wir beobachten dort eine Häufung von Antiklinalen, die als tiefste Schichten die Pegu-Series enthalten. Auch die Pegu Yoma, die sich von Rangoon bis nördlich des Mount Popa erstreckt, wurde in dieser Gegend ziemlich hoch aufgefaltet, so dass wahrscheinlich noch eocäne Schichten in ihr zu Tage treten. Westlich des Mount Popa erheben sich aus den Irrawaddy-Schichten einige langgestreckte Antiklinalen, deren Ostschenkel meist überkippt ist. Besonders bekannt sind die Antiklinalen von Yenangyaung und Yenangyat, die ihrer Ölfelder wegen Berühmtheit erlangten.

Gegen Norden finden wir die Fortsetzung der Pegu Yoma in der Antiklinale des Shinmadaung im Lower Chindwin-Gebiet, die sich weiter gegen Norden verliert. Kleinere langgestreckte Antiklinalen finden sich auch in dem Gebiet östlich Pakokku, deren Fortsetzung in den Hügeln östlich Monywa zu beobachten ist.

Gegen das Shan-Plateau zu werden die jungen Schichten des Tertiärbeckens durch eine gewaltige N—S verlaufende Verwerfung abgeschnitten. Der Kontakt ist selten zu beobachten. Bei Kabwet wurde in der Nähe dieser Störung eine kleine Antiklinale aufgefaltet, in deren unmittelbaren Umgebung sich jungvulkanische Gesteine befinden.

2. VULKANISMUS

In dem zentralen Becken Burmas treffen wir an verschiedenen Stellen junge vulkanische Gebiete, deren Gesteine grosse Ähnlichkeit mit denen des malayischen Vulkanbogens aufweisen. Im Norden Burmas beobachten wir die Basalte von T a w m a w, gegen Süden zu die vulkanischen Gebiete der M i n g i n R a n g e und des L o w e r C h i n d w i n; sie liegen alle auf einer tektonischen Linie, auf der sich dann der M o u n t P o p a und die Dolerite der mittleren P e g u Y o m a befinden. Sie findet ihre Fortsetzung in den beiden vulkanischen Inseln N a r c o n d a m und B a r r e n im Golf von Bengalen, die den Anschluss an das Vulkangebiet S u m a t r a s bilden. Etwas abseits dieser Hauptlinie liegen die Vorkommen von T e n g -

Yüeh, Myaungmya, Thaton und diejenigen von Elphinstone und Ross Islands im Mergui Archipel. In allen diesen Gebieten treten eng verwandte pazifische Gesteine auf, die zu einer Provinz zu rechnen sind. Atlantische Gesteine sind von einer einzigen Stelle, bei Kabwet, bekannt (siehe Fig. 2).

Von Tawmaw in Ober-Burma beschreibt NOETLING (Lit. 46, 47) Basalte und Pikritporphyrite, die miocäne Schichten durchbrochen haben. Sie haben ein pliocänes bis postpliocänes Alter. Die in der Nähe vorkommenden Serpentine, begleitet von Jadeit, gehören wahrscheinlich den Negrais-Schichten an, die längs der grossen Überschiebung, die sich von den Schwebo Hills her erstreckt, emporgesprengt wurden.

Die vulkanischen Vorkommen der Mingin Range wurden durch NOETLING (Lit. 45) bekannt. Nach ihm bilden Quarzdiorite das Innere der Gebirgskette, während am Rande vulkanische Aschen etc. am Aufbau teilnehmen. Oben wurde erwähnt, dass ähnliche Gesteine wie in diesem Gebiet in den eocänen Pondaung-Schichten als Gerölle auftreten. Die grosse Ausdehnung dieses vulkanischen Gebietes und das Vorkommen der Gerölle in eocänen Ablagerungen südlich davon lässt darauf schliessen, dass der Vulkanismus spätestens im Eocän eingesetzt hat. NOETLING vermutet, dass das Alter dieser Eruptiva ein früheres als Eocän ist. Wahrscheinlich dauerten die Ausbrüche vom Eocän bis in die neueste Zeit. Im Süden der Mingin Range beobachtet man vulkanische Hügel, die einen ausserordentlich jungen Eindruck machen.

Das Vulkangebiet des Lower Chindwin liegt in einer ca. 40 km breiten N—S verlaufenden Zone. Die vulkanischen Vorkommen sind an zwei tektonische Linien gebunden. Die eine ist die Fortsetzung der Haupterhebung des südlicheren Beckens der Pegu Yoma. Sie verläuft durch den Shinmadaung nördlich Pakokku gegen Norden nach der Mingin Range. Die zweite Linie, als Nebenlinie zu betrachten, zieht durch die Hügel östlich von Monywa, die aus Peguschichten gebildet werden. Die Westflanke der Shinmadaung-Antiklinale ist stark gestört; alttertiäre Gesteine kommen in Kontakt mit jungpliocänen Ablagerungen. Längs dieser Störungslinie treten am Shinmadaung Rhyolitbreccien und doleritische Intrusionen auf, deren Alter mit der Ablagerung der älteren Irrawaddy-Schichten zusammenzufallen scheint. Südlich der höchsten Erhebung kommt eine Basaltplatte von über 2 km Länge und 1,5 km Breite vor, die aus loser Blocklava besteht. Die Ränder dieses Ergusses sind sehr steil; das Alter dürfte ein postpliocänes sein. Zwischen Shinmadaung und

Monywa treten kleinere Lavamassen bei Linzayet auf, etwas weiter nördlich auch Intrusionen von Dioriten. Westlich von Monywa befindet sich eine Gruppe konischer Hügel, zu denen auch die auf Fig. 3 eingezeichneten Erhebungen P. 434 (Pagodenhügel von Kyaukmyet), P. 937, P. 943, P. 994 und P. 663 gehören. Sie bestehen zur Hauptsache aus Rhyoliten und rhyolitischen Breccien. Nördlich dieser Vorkommen saurer Eruptiva treffen wir sehr junge Lavamassen, so beim Silaung Taung, einem Plateau aus einer ca. 20 m dicken Lavadecke bestehend, ferner an zwei Stellen südlich Minma (P. 657 und P. 595). Wahrscheinlich besteht der Wazin Taung, die höchste Erhebung in diesem Gebiet, auch aus jungen Ergussgesteinen. An mehreren Stellen tritt Granit zu Tage, jedoch sehr stark verwittert.

Beim Chindwin-Durchbruch von Shwezaye, der durch Aschenanhäufungen bedingt ist, beobachten wir eine Explosionskraterreihe, die sich von Leshe im SSW in NNE-Richtung über den Chindwin nach Ywatha (Okaing), über eine Entfernung von über 20 km, hinzieht. Auf dieser Linie finden wir sieben Maare als grosse Senken im mio-pliocänen Plateau. Auf dem linken Chindwin-Ufer liegen die beiden Krater Ywatha (Okaing nach KELTERBORN) und Twindaung (von KELTERBORN irrtümlicherweise Twinywakrater genannt). Der Krater von Ywatha ist ein einfacher, nicht wie KELTERBORN vermutet, ein doppelter. Sein Durchmesser beträgt über 1 km, seine Tiefe ca. 50 m. Der Kraterboden steht heute unter Kultivation. Der Twindaungkrater ist der tiefste und am besten erhaltene dieser maarähnlichen Explosionskrater. Aus der Entfernung sieht der flache Kraterkegel wie eine plateauähnliche Erhebung aus. Die Umgebung ist mit grober Asche, Lapillis und Lavafragmenten überdeckt. Auswürflinge dieses Kraters kommen noch in der Nähe des Ywathamaares vor, das keine oder nur sehr wenig Aschen geliefert zu haben scheint. Die inneren Abhänge, aus Lava gebildet, sind sehr steil. Der See liegt ca. 120 m unterhalb des Kraterrandes. Die Lava besteht aus einem schönen, frischen, grauen Basalt. Im Süden reichen die Aschenmassen bis an den Chindwin bei Shwezaye hinunter. Durch diese Auswurfsmassen und diejenigen des Taungbyaukraters I wurde der Chindwin gezwungen, sich einen schmalen Weg durch dieses Hindernis zu bahnen. Die Aschenmassen bestehen hauptsächlich aus Lagen von Lavastückchen zwischen Lagen feineren Materials. Mit den Komponenten vulkanischen Ursprungs sind Quarzgerölle, seltener fossiles Holz vermischt, die aus den Irrawaddy-Schichten stammen. Die Aschenablagerungen in der Nähe von Wunbo lassen auf zwei Hauptparoxysmen schliessen. Die erste Eruptionsphase erzeugte die Ab-

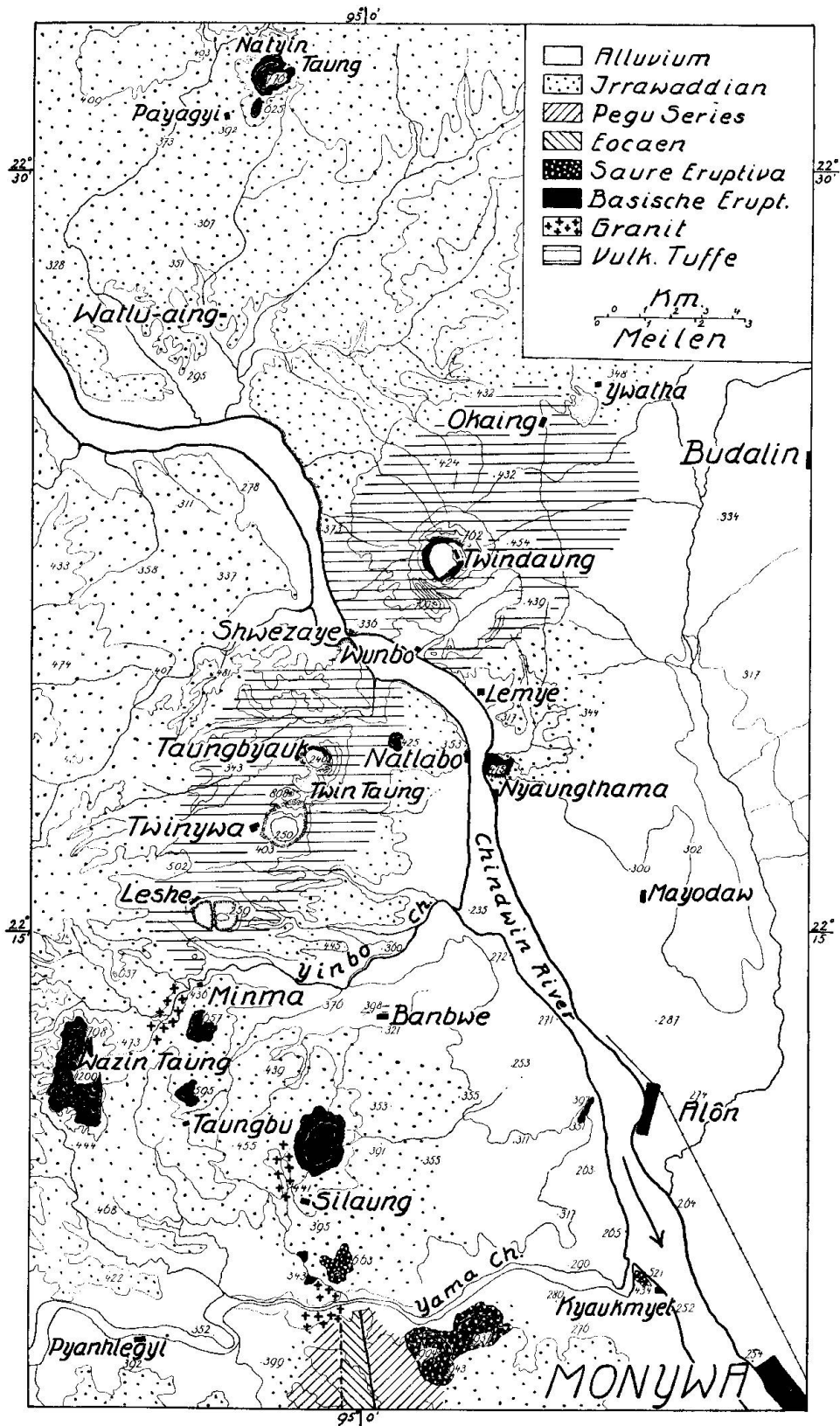


Fig. 3

Geologische Kartenskizze der Explosionskrater am Lower Chindwin.

Unter Benützung der Arbeiten von L. D. STAMP, E. S. PINFOLD und A. E. DAY
zusammengestellt von H. HUBER. Topographische Unterlage nach den Blättern

No. 84 $\frac{N}{4}$, 84 $\frac{N}{3}$, 84 $\frac{J}{14}$, 84 $\frac{J}{15}$ und 84 $\frac{J}{16}$ der Karte von Burma in 1 : 63,360

Aequidistanz = 100 Fuß.

lagerungen östlich und nordöstlich des Dorfes, die ultrabasische Auswürflinge enthalten. Darauf folgte eine längere Ruheperiode, während der Faltung und Abtrag stattfanden, und die kleine Alluvialebene bei Wunbo gebildet wurde. Das ganze Gebiet hatte mehr oder weniger die heute bestehenden Formen. Nach dieser Ruhezeit erfolgte aus dem alten Krater oder in dessen unmittelbarer Nähe erneute vulkanische Tätigkeit; die Aschen und anderen Auswurfsprodukte wurden auf den älteren Aschen und dem erwähnten Alluvialboden abgelagert. Die erste Ausbruchsphase fällt in das frühe Pleistocän, während die zweite bedeutend später in vorgeschichtlicher Zeit erfolgte.

Auf dem rechten Chindwin-Ufer befindet sich 3,5 km vom Flusse entfernt der *T a u n g b y a u k k r a t e r I*. Das Gebiet zwischen dem Maar und dem Chindwin River wird von Aschenmassen bedeckt, deren Unterlage, die Irrawaddy-Schichten, in einem kleinen Bach, der gegenüber Wunbo sich mit dem Chindwin vereinigt, aufgeschlossen ist. Der Durchmesser des Kraters beträgt nahezu 1 km, die Tiefe ca. 70 m. Die Wände sind steil und zum grössten Teil aus Aschenmaterial gebildet. Auf der Nordseite beobachten wir einen Lavawall aus Olivinbasalt, der einen Steilabsturz bildet.

Beim *T a u n g b y a u k k r a t e r II* ist der Südrand durch die Aschenbedeckung des Twinywakraters etwas verwischt. Er entstand nach dem Taungbyaukrater I, da seine Aschen ziemlich steil in diesen einfallen. Das verlandete Maar steht heute unter Kultivation.

Der *T w i n y w a k r a t e r* (Twin nach KELTSERBORN, Lit. 36) hat einen Durchmesser von ca. 1,4 km und ist mit einem idyllischen See ausgefüllt. Die Tiefe beträgt ca. 50 m. Aschenlagen von 15—20 m Mächtigkeit sind über die umgebenden Irrawaddy-Schichten ausgebreitet, die auch am Fusse der Kraterwände zu Tage treten. Zwischen Taungbyaukrater II und dem eben erwähnten beobachten wir einen Hügel, den *T w i n T a u n g*, der ca. 150 m über dem Niveau des Chindwin liegt und aus Aschenmassen besteht, die von keinem der jetzigen Maare herrühren können. Sie sind ein Rest einer grösseren Aschendecke, die von einem Vulkan stammt, ähnlich wie die älteren Aschen des Twindaung, der vor der letzten grossen Ausbruchperiode tätig war.

3 km südwestlich von Twinywa befindet sich der Doppelkrater von *L e s h e*, welcher die gleichen Merkmale aufweist wie die eben beschriebenen.

Durch STAMP (Lit. 52) wurden Aschenmassen in der Nähe von Banbwe beschrieben, von denen er vermutet, dass sie zu einem wei-

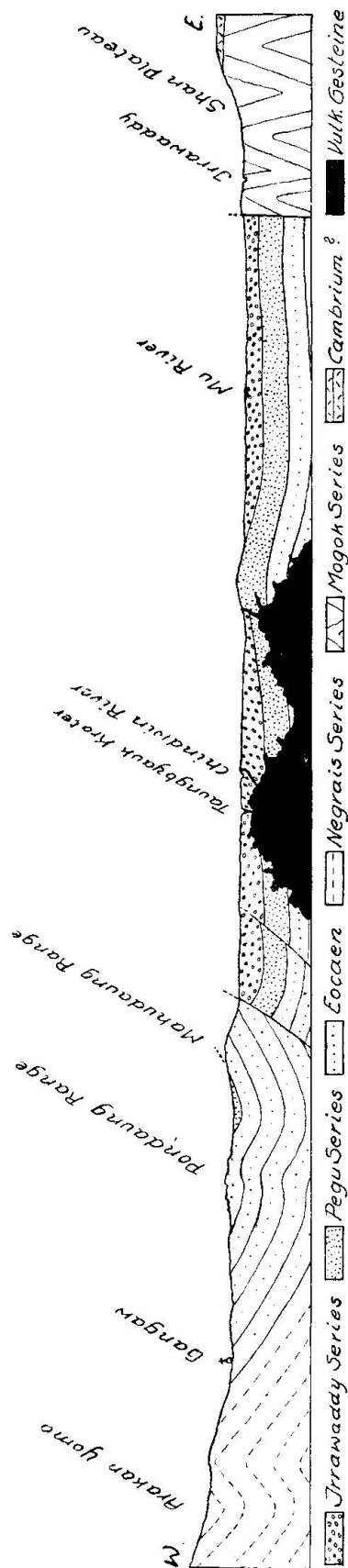


Fig. 4
Geologische Profilskizze durch das burmanische Tertiärbecken in der Gegend des Lower Chindwin. ca. 1 : 1 500 000.

teren Krater gehören könnten. Aller Wahrscheinlichkeit nach gehören diese Aschen der gleichen Aschendecke an wie diejenigen des Twin Taung.

Nördlich von Nyaungthama befindet sich ein Basaltvorkommen, dessen Ursprungsgebiet wahrscheinlich durch die Basaltdecke verdeckt ist. Ein weiteres kleines Vorkommen beobachten wir NNW von Natlabo. NNW des Twindaung treffen wir die basaltischen Gesteine des Natyindaung.

Auf der zweiten tektonischen Linie, in den Hügeln östlich von Monywa, treten an verschiedenen Stellen basaltische Gesteine von spät- bis jungpliocänem Alter auf, so beim Kyaukkadaung, 14 km östlich von Monywa, und an zwei anderen, weiter im Norden gelegenen Stellen. Das interessanteste Vorkommen in dieser Zone liegt 17 km östlich Ywatha, wo sich ein alter Explosionstrichter zu befinden scheint. Heute kann man nur mehr die Aschen, die aus groben Lapilli sowie großen Lavablöcken zwischen viel feinem Material bestehen, beobachten, während der Kraterwall fast ganz der Verwitterung anheimgefallen ist. Die Laven bestehen aus Olivinbasalt. Das Alter dieses Vorkommens ist spätpliocän oder sub-recent. In der Nähe von Budalin wurden durch STAMP etc. (Lit. 52) Aschenlagen in Irrawaddy-Schichten eingelagert beobachtet. Das nördlichste Vorkommen dieser Zone liegt bei Okpo Letpan, wo stark verwitterte Laven auftreten.

STAMP glaubt für die Rhyolite am Shinmadaung, die an der Basis der Irrawaddy-Schichten zu liegen scheinen, ein altpliocänes, wenn nicht sogar ein mitteloligocänes Alter annehmen zu können (Lit. 52). Alle anderen Vorkommen des Lower Chindwin sind mit Ausnahme der in den Irrawaddy-Schichten eingelagerten Aschen sehr spätirrawaddischen oder postirrawaddischen Alters. Die Gesteine der Vorkommen in den Hügeln östlich Monywa und vom Natyindaung scheinen als Lagen oder Necks in die Pegu- und Irrawaddy-Schichten eingedrungen zu sein, jedoch ist fast keine Metamorphose an den sie umgebenden Sanden zu beobachten. Die vulkanischen Massen intrudierten nach der tertiären Faltung und scheinen an Verwerfungslinien gebunden zu sein.

M o u n t P o p a ist der grösste und besterhaltene Vulkan Burmas. Er bildet einen weitherum sichtbaren, 4981 Fuss hohen Vulkankegel, dessen Kraterrand z. T. noch sehr gut erhalten ist. Ursprünglich hatte der Berg einen kreisrunden Wall, jedoch wurde der nordwestliche Teil, wahrscheinlich während des letzten paroxysmalen Ausbruches, weggerissen. Durch diese Öffnung gelangt man in das mit Reisfeldern bedeckte Kraterinnere. Die Innenseite des Kraterwalles ist sehr steil und bildet Abstürze von über 300 m. Die Hauptmasse des Mt. Popa befindet sich auf einer 1800 Fuss ü. M. liegenden Ebene, die das umgebende Gelände um ca. 1000 Fuss überragt, und bildet die durch Lava geschützte frühere Landoberfläche. Im SW und SE des aus jungen postpliocänen Laven aufgebauten Mt. Popa beobachtet man Ausbrüche älterer Laven von pliocänem Alter (Lit. 15).

In der P e g u Y o m a treten an zwei Stellen vulkanische Gesteine von doleritischem Charakter auf. Eine Fundstelle befindet sich östlich von Thayetmyo, die zweite ca. 80 km südlich davon bei Zigon, südöstlich von Prome. Die Dolerite erzwangen ihren Weg längs Schichtflächen in den Pegu-Schichten, kleinere Sills bildend. Die Gesteine lassen sich mit denen des Lower Chindwin und Mount Popa vergleichen und sind deren hypabyssale Vertreter. Sie haben ein spättertiäres Alter. Beide Vorkommen sind durch CHIBBER (Lit. 16) näher beschrieben worden.

Östlich der Andamanen liegen die beiden vulkanischen Inseln B a r r e n und N a r c o n d a m. Im Jahre 1884 wurden diese beiden Inseln durch HOBDAV und MALLET (Lit. 32) zum letzten Male besucht. Narcondam wird ganz aus andesitischen Laven aufgebaut und zeigte bereits seit längerer Zeit keine vulkanische Tätigkeit mehr.

Ausbrüche auf Barren Island wurden 1789 und 1803 beobachtet. 1884 nahmen HOBDAV und MALLET solfatarische Tätigkeit wahr. Die

Laven bestehen aus Andesiten und Labradorit-Basalten. In neuerer Zeit wurden die durch MALLET gesammelten Gesteine durch WASHINGTON (Lit. 71) analysiert.

Durch COGGIN BROWN und BURTON (Lit. 12) wurden Vorkommen von Andesiten und Olivinbasalten bei T e n g Y ü e h, in der chinesischen Provinz Yünnan, beschrieben, die auf dem Shan-Plateau liegen. Es können hier ältere und jüngere Laven unterschieden werden. Die älteren haben wahrscheinlich ein frühpliocänes Alter, während die jüngeren Laven subrecenten Alters sind.

Durch CHHIBBER (Lit. 17) werden jungvulkanische Gesteine aus dem M y a u n g m y a District in Süd-Burma erwähnt, die er jedoch bis heute nicht näher beschrieben hat.

Bei T h a t o n in der Nähe der grossen Störungslinie zwischen Shan-Plateau und Tertiärbecken befindet sich ein Vorkommen von Rhyoliten und Rhyolittuffen, die Sedimente von wahrscheinlich karbonischem Alter überflossen haben. Sie bilden die zu Tage tretenden Lagen einer tiefer sitzenden Eruptivmasse. Ihr Alter ist postkarbonisch. Ihr frisches Aussehen und die grosse Ähnlichkeit mit den Rhyoliten des Mount Popa und des Lower Chindwin lassen auf ein zweifellos postpliocänes Alter schliessen (Lit. 17).

Ähnliche Gesteine kommen im M e r g u i Archipel (Elphinstone und Ross Islands) vor und sollen durch CHHIBBER näher beschrieben werden.

Nördlich Mandalay treffen wir bei K a b w e t Gesteine des atlantischen Typus. Auf der grossen Störungslinie hat sich der Irrawaddy eingeschnitten. Bei Kabwet wird der Nord-Süd-Lauf des Flusses plötzlich auf eine Entfernung von ca. 3 km nach Westen abgelenkt, er umfliesst ein Lava-Plateau, dessen Ursprung man in unmittelbarer Nähe der Störungszone beobachtet. Das Alter dieser basaltischen Laven ist recent. Etwas ältere vulkanische Gesteine finden wir in den Doleriten, die nördlich des Dorfes Kabwet in einer kleinen, aus Pegu-Schichten gebildeten Antiklinale zu Tage treten. Pliocäne Laven wurden in Irrawaddy-Schichten eingebettet gefunden (Lit. 64).

C. Petrographische Beschreibung der Gesteine

Da sowohl in der Sammlung H. HUBER wie auch in derjenigen von A. BUXTORF nicht alle Fundpunkte gleichmässig vertreten sind, und da viele Gesteinstypen von den verschiedenen Fundorten sehr nahe übereinstimmen oder als identisch betrachtet werden können, so schien zum Zwecke der genaueren Beschreibung eine Einteilung

nach petrographischen Gesichtspunkten angebracht. Folgende Anordnung hat sich als zweckmässig erwiesen:

1. Liparite.
2. Andesite.
3. Basalte.
4. Ultrabasische Gesteine (Endogene Auswürflinge).
5. Tuffe.
6. Exogene Auswürflinge.

1. DIE LIPARITE

Liparitische Gesteine finden sich nicht im Gebiete der Explosionskrater, wohl aber etwas südlich davon bei *Kyaukmyet* am rechten Chindwinufer und an verschiedenen Punkten westlich dieses Vorkommnisses. (Siehe Karte.) Da keine dieser Lokalitäten von H. HUBER besucht wurde, kann ich mich hier nur auf das von A. BUXTORF gesammelte Material von *Kyaukmyet* stützen, das schon P. KELTSBORN vorgelegen hatte. Es handelt sich um Liparite, makroskopisch hellgraue, splittrig-dichte Gesteine, mit etwas Pyrit und Biotit. U. d. M. erkennt man Einsprenglinge von stark rundgeschmolzenem, korrodiertem Quarz neben solchen von Biotit, die ebenfalls sehr stark resorbiert sind, so dass meist nur noch ein rechteckiger Haufen von Erzkörnern den ursprünglichen Umriss angibt. Die Grundmasse besteht aus einem mikrofelsitischen Gemenge von Quarz und Feldspat und zeigt leicht fluidale, ehemals offenbar stark poröse Textur. Die Feldspäte sind etwas unfrisch und erscheinen braun bestäubt. Die ursprünglichen Blasen Hohlräume sind mit verschwindenden Ausnahmen von groben Quarzmosaiken ausgefüllt. Es muss somit eine starke Verkieselung stattgefunden haben. Von einer Probe vom Pagodenhügel von *Kyaukmyet* wurde seinerzeit in Basel von F. HINDEN eine chemische Analyse angefertigt, die schon von KELTSBORN (Lit. 36) angeführt wurde. Sie ist in Tabelle I noch einmal zum Abdruck gebracht. (Siehe Seite 303.)

Die Analyse zeigt, dass es sich um einen etwas ungewöhnlichen Typus handelt, was besonders beim Vergleich mit andern Lipariten hervortritt. Liparite mit gleich hohem *si* sind im allgemeinen ärmer an *fm*, wie z. B. b), c) und d) zeigen. Gesteine mit gleichem *fm*-Gehalt sind aber im allgemeinen wiederum ärmer an *si* und stehen an der Grenze der Liparite gegen die Dacite hin. Diese Umstände bestätigen somit die schon mikroskopisch konstatierte Tatsache der Verkieselung, indem sie zeigen, dass der SiO_2 -Gehalt zu hoch ist. Der hohe Ton-

Tabelle I

	1)	a)	b)	c)	d)
SiO ₂	74,95	80,80	76,04	75,34	73,62
Al ₂ O ₃	12,04	9,85	12,17	12,51	14,24
Fe ₂ O ₃	0,24	3,33	1,25	0,42	0,93
FeO	2,54		1,11	1,55	0,67
MnO	—	—	—	0,07	0,08
MgO	0,77	0,21	0,19	0,32	0,33
CaO	0,50	0,85	1,68	1,07	1,07
Na ₂ O	3,11	3,49	3,65	3,31	3,25
K ₂ O	3,66	2,83	3,02	4,17	4,28
H ₂ O+	2,08	—	1,05	0,86	1,29
H ₂ O-	—	—	0,08	—	—
TiO ₂	0,25	—	0,05	0,00	0,21
P ₂ O ₅	—	—	0,00	0,00	0,02
incl.	—	—	—	0,42	0,10
	100,14	101,36	100,29	100,04	100,09

1. Glimmerarmer Liparit, Pagodenhügel von Kyaukmyet, Lower Chindwin River, Upper Burma. Anal. F. HINDEN in P. KELTERBORN, Ecl. geol. helv. 19, 1925, p. 359.
- a) Obsidian, Kawah-manoek, Java. Anal. P. J. MAYER in R. D. M. VERBEEK und R. FENNEMA, Descr. géol. de Java et Madoura II, 1896, p. 739.
- b) Perlit, Milos. Anal. RAOULT in A. LACROIX. Liv. jub. Soc. géol. Belgique. Liège 1926, p. 400.
- c) Rhyolit, Elephants Back, Yellowstone Natl. Park, U. S. A. Anal. J. WHITFIELD in J. P. IDDINGS, U. S. G. S. Mon. 32, II, 1899, p. 426.
- d) Rhyolit, Slate Creek, Tehama Co. Calif. U. S. A. Anal. W. F. HILLENBRAND in J. S. DILLER, U. S. G. S. Bull. 148, 1897, p. 192.

Tabelle Ia

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
1)	459	43,5	20,5	3,5	32,5	0,44	0,34	0,74	—	0,17	+ 229
a)	554	39,5	19,5	5,5	35,5	0,35	0,10	—	—	0,28	+ 312
b)	462	44	13	11	32	0,36	0,14	0,2	0,0	0,85	+ 234
c)	453	44	13,5	7	35,5	0,46	0,22	0,0	0,0	0,52	+ 211
d)	426	48,5	10,5	7	34	0,47	0,27	1,0	Sp.	0,67	+ 190

Zum Vergleich Magmentypen nach P. NIGGLI:

Aplitgranitisches Magma:

460	46	8	5,5	40,5	0,50	0,20			0,69	+ 198
-----	----	---	-----	------	------	------	--	--	------	-------

Engadinitisches Magma:

420	44	12	6	38	0,50	0,25			0,50	+ 168
-----	----	----	---	----	------	------	--	--	------	-------

Yosemitisches Magma:

350	43	14	13	30	0,45	0,33			0,93	+ 130
-----	----	----	----	----	------	------	--	--	------	-------

erdeüberschuss von $al - (alk + c) = 7.5$ bestätigt den etwas unfrischen Charakter des Gesteins, der sich schon aus dem Schliff ergeben hatte. Es ist immerhin bemerkenswert, dass das einzige Beispiel eines Liparites mit sehr nahekommender Zusammensetzung, das sich in der Literatur fand, aus dem malayischen Bogen stammt, also aus der Vulkanzone, die die direkte Fortsetzung der burmanischen darstellt. Die Analyse des Obsidians von Kawahmanoek (Java) ist zwar alt und wenig vertrauenerweckend; sie sei aber immerhin, der grossen Ähnlichkeit wegen, vergleichsweise beigegeben.

2. DIE ANDESITISCHEN GESTEINE

Die Andesite sind Pyroxenandesite mit monoklinem Pyroxen als vorherrschendem dunklen Bestandteil. Daneben finden sich als weitere femische Mineralien braune Hornblende, Biotit und Olivin. Man kann sie daher wie folgt einteilen:

- a) **Eigentliche Pyroxenandesite:** Hornblende und Biotit kommen nur akzessorisch vor, Olivin fehlt. Von diesen Gesteinen lagen Proben von folgenden Fundorten vor: Diverse Punkte zwischen dem Chindwin gegenüber von Shwezaye und dem Taungbyauk-Kratersee sowie vom S-Rand des Twindaung-Kraters auf dem linken Chindwinufer.
- b) **Olivin-Pyroxenandesite:** Diese unterscheiden sich von den unter a) genannten durch geringen Olivingehalt. Diese Gesteine kommen zusammen mit den obgenannten vor. Vertretene Fundorte sind: Verschiedene Proben aus dem Gebiet zwischen dem Chindwin gegenüber von Shwezaye und dem Taungbyauk-Kratersee und zwischen Shwezaye und dem Twindaung auf dem linken Chindwinufer.
- c) **Pyroxen-Hornblendeandesite:** Braune Hornblende bildet einen wesentlichen, dem Pyroxen an Menge z. T. gleichkommenden Bestandteil. Diese Gesteine stammen ebenfalls von verschiedenen Punkten zwischen dem Chindwin bei Shwezaye und dem Taungbyauk-Kratersee, sowie von Punkten zwischen dem Dorf Shwezaye und dem Twindaung-Krater.
- d) **Pyroxen-Biotitanandesite:** Biotit ist ein wesentlicher Bestandteil dieses Gesteins. Es stammt aus dem Gebiet zwischen dem Chindwin gegenüber Shwezaye und dem Taungbyauk-Krater.

Makroskopisch sind alle diese Gesteine hell- bis dunkelgrau, meist von poröser Textur. Sie zeigen in dichter Grundmasse mehrere

mm grosse Einsprenglinge von Pyroxen und Hornblende, sowie z. T. auch von Plagioklas.

a) Die eigentlichen Pyroxenandesite

Die Gesteine sind von holokristallin-, teilweise schwach hemikristallin-porphyrischer Struktur und führen als Mineralbestand Plagioklas, Augit, Erz, akzessorisch z. T. etwas braune Hornblende oder Biotit, in einigen Fällen auch Calcit.

Die Textur ist massig bis leicht porös, z. T. etwas fluidal. Die Augite bilden bis 2 mm grosse, gut idiomorphe Individuen, oft zu Knäueln vereinigt. Diese, sowie die Plagioklase, bis 1.5 mm gross, liegen in einer Grundmasse, gebildet aus ebenfalls gut idiomorphen Augiten und Plagioklasen von der Grössenordnung 0.15 mm und kleiner. In den Zwischenräumen und Zwickeln dieser liegt die eigentliche Basis, gebildet aus sehr kleinen, 0.01 mm und noch kleinern Augit- und Plagioklasleistchen, sowie Erzkörnern. In vielen Fällen ist die Anwesenheit von isotropem Glas in diesem Mikrolithenfilz mit Sicherheit zu erkennen, in andern hinwiederum sind die Mikrolithen so dicht gepackt, dass Glas nicht mit Sicherheit konstatiert werden konnte. Die Grundmasse ist somit als pilotaxitisch zu bezeichnen.

Der Augit ist hellgrün mit gut ausgebildeter Spaltbarkeit, selten mit schlecht ausgebildeter basaler Absonderung. Er ist gut idiomorph, zeigt $\perp c$ achtseitigen Querschnitt und scheint die gewohnten Flächen (100), (010), (110), ($\bar{1}11$) entwickelt zu haben. Selten treten Zwillinge nach (100) auf. Einschlüsse von Erz. Er ist leicht zonar struiert, z. T. zeigt er auch schwache Sanduhrstruktur und leichte Bisectricendispersion. Die Auslöschungsschiefe auf (010) beträgt $c/n_\gamma = 39^\circ$ für den Kern, sie steigt bis 44° für die äusserste Hülle. Der Achsenwinkel $2V_\gamma$ wächst vom Kern zum äussersten Rand von 60° bis 65° . Für die w. o. erwähnten verschieden grossen Augite konnte kein unterschiedliches Verhalten festgestellt werden. Die Augitmikrolithen der eigentlichen Grundmasse konnten ihrer Kleinheit wegen nicht näher untersucht werden. Die Augite müssen somit als diopsidische Augite mit Randzonen von gewöhnlichem Augit bezeichnet werden. Die Diagnose wird durch die Bestimmung der Hauptdoppelbrechungen gestützt. Es wurde gemessen für den Kern eines Individuums mit $c/n_\gamma = 39^\circ$ (Dicke nach DUC DE CHAULNES):

$$\begin{aligned} n_\gamma - n_\alpha &= 0,030_1 \\ n_\gamma - n_\beta &= 0,022_8 & 2V_\gamma &= 59^\circ \\ n_\beta - n_\alpha &= 0,007_3 \end{aligned}$$

Diese Werte stimmen gut für Diopsid. Der Rand mit $c/n_{\gamma} = 44^{\circ}$ war zu schmal, als dass die Doppelbrechung mit dem Kompensator gemessen werden konnte. Auf direktem Wege ergab sich $2V_{\gamma} = 64^{\circ}$.

Der Plagioklas ist gut idiomorph und tafelig nach (010). Er zeigt Einschlüsse von Augit und Glas, die entweder wolkenartig auf die Kernpartie beschränkt oder zonar angeordnet sind. Zonarstruktur ist gut wahrnehmbar, die Zusammensetzung variiert von An 75 im Kern zu An 60 am Rande, es handelt sich demnach um Labrador-Bytownit bis Bytownit (Fedorow-Methode). Die sonst bei andesitischen Gesteinen vielfach beobachteten unregelmässigen Zonenfolgen und Rekurrenzerscheinungen fehlen. Die Feldspäte fallen ganz allgemein durch ihre ungewöhnlich intensive Verzwillingung auf. Am häufigsten sind die Zwillinge nach dem Albit-Karlsbad- und Roc Tournégesetz, wobei in komplizierten Stöcken gerne unregelmässige Verwachsungsebenen vorkommen. Seltener sind Periklinzwillinge, sehr selten Ala- und Manebacher. Auffallend ist die relative Häufigkeit der Bavenozwillinge. Nicht selten wurden rechtwinklig-kreuzförmige Penetrationszwillinge gefunden, die einen eigenartigen Aufbau aufwiesen. Beide der sich rechtwinklig durchkreuzenden Individuen sind dabei wieder Zwillingstöcke, polysynthetisch nach Albit-Karlsbad und Roc Tourné verwachsen. Die Verwachsung der beiden Stöcke erfolgt nun aber nicht nach dem Bavenogesez, wie man erwarten könnte, sondern derartig, dass (010) des einen Stockes mit (001) des zweiten und umgekehrt parallel ist. Es handelt sich also um eine Verwachsung mit ungleichwertiger Verwachsungsfläche.

Hornblende. Die akzessorische Hornblende ist gewöhnliche, braune Hornblende mit etwas wechselndem Pleochroismus und c/n_{γ} um 10° . Sie zeigt gute Spaltbarkeit und durch Resorption gerundete Formen mit Entwicklung eines Opacitrandes. Da sie sich in allen Eigenschaften mit der Hornblende der Pyroxen-Hornblendeandesite deckt, so kann auf die w. u. gegebene Beschreibung verwiesen werden.

Biotit findet sich nur in wenigen Schliften in kleinen unregelmässigen Fetzen. Er zeigt den Pleochroismus schmutzigbraungrün—fast farblos, gute Spaltbarkeit und sehr kleinen Achsenwinkel bei optisch negativem Charakter.

Calcit. Eigentümlich ist das Auftreten von Calcit. Er findet sich sehr spärlich in Form von unregelmässigen Körnern vom Durchmesser 0.05 mm und kleiner. Trotz der Kleinheit konnten aber der optisch einachsige-negative Charakter und die typische Spaltbarkeit mit Sicherheit nachgewiesen werden. Bei der ausserordentlichen

Frische aller Gemengteile, sowohl der Augite wie auch der Plagioklase (die Hornblenden zeigen, wie schon bemerkt, magmatische Resorption, nie aber irgendwelche Beziehungen zum Calcit), kann der Calcit nicht auf dem Wege der Umwandlung aus diesen Mineralien hervorgegangen sein. Gegen die Annahme der Infiltration spricht der Umstand, dass nie ein Auftreten in Form von Adern, Spaltenfüllungen oder grössern Massen als die erwähnten kleinen Körner beobachtet werden konnte. Es wurde jedoch oft beobachtet, dass sich im Innern von kleinen, ca. 0.015 mm grossen Calcitpartien kleine, ca. 0.006×0.003 mm grosse, gut idiomorphe Augitnadelchen offenbar neu gebildet hatten. Die Calcite enthalten dabei staubartige Verunreinigungen, die bei fortschreitender Reaktion zu Erzkörnchen werden. Man muss somit die Calcitführung der vorliegenden Andesite als unverdaute Reste einer (wahrscheinlich nur sehr geringen) Kalkassimilation auffassen, zu der geologisch die Möglichkeit durchaus gegeben ist. Die Frage soll w. u. noch einmal diskutiert werden.

Das ziemlich reichliche Erz ist anscheinend Titanomagnetit.

b) Die Olivin-Pyroxenandesite

Diese Gesteine unterscheiden sich wenig von den eben beschriebenen. Auch sie sind holokristallin-porphyrisch mit poröser Textur. Eine deutliche Unterscheidung von zwei Generationen lässt sich nur bei den Augiten durchführen, wo grosse, ca. 1.5 mm lange Einsprenglinge neben 0.05 bis 0.1 mm grossen Grundmasseindividuen vorkommen und Individuen mittlerer Grösse vollständig zurücktreten. Bei den Plagioklasen hingegen sind alle Übergänge von 0.5—0.15 mm grossen einsprenglingsartigen Individuen bis zu kleinen, 0.1—0.03 mm messenden und noch kleinern Exemplaren vertreten. Diese Pyroxene und Feldspäte sind alle gut idiomorph, die dadurch entstehenden Zwickel und Zwischenräume werden von einem sehr feinkörnigen Gemenge von Pyroxen, Plagioklas und Erz ausgefüllt. Die einzelnen Mineralien differieren wenig oder gar nicht von denen der soeben beschriebenen Pyroxenandesite, so dass die Beschreibung kurz gehalten werden kann.

Der Augit ist schwach hellgrün mit sehr gut entwickelter Spaltbarkeit. Er zeigt etwas Entwicklung von Sanduhrstruktur, sowie sehr geringe Bisectricendispersion. Der Achsenwinkel $2V_{\gamma}$ schwankt sehr wenig um 60° , die Auslöschungsschiefe c/n_{γ} auf (010) beträgt wenig über 40° . An einem Exemplar mit deutlicher Sanduhrstruktur wurde gemessen (Dicke nach DUC DE CHAULNES):

Anwachspyramiden (110)	Anwachspyramiden ($\bar{1}11$)
$n_\gamma - n_\alpha = 0,022_5$	$n_\gamma - n_\alpha = 0,023_9$
$n_\gamma - n_\beta = 0,005_5$	$n_\gamma - n_\beta = 0,006_2$
$n_\beta - n_\alpha = 0,017_0$	$n_\beta - n_\alpha = 0,017_7$
$c/n_\gamma = 42^\circ$	$c/n_\gamma = 40^\circ$
$2V_\gamma = 59^\circ$	$2V_\gamma = 61\frac{1}{2}^\circ$

Die kleinen Augite der Grundmasse scheinen von den Einsprenglingen nicht zu differieren. Es scheint sich durchgehend um diopsidischen, d. h. diopsidreichen gewöhnlichen Augit zu handeln.

Der Plagioklas ist ein zonarer Bytownit von An 80 im Kern zu An 70 in der Randzone variierend. Er ist somit im Durchschnitt etwas basischer als derjenige der eben beschriebenen Pyroxenandesite. Er ist mannigfach verzwillingt, wofür auf die w. o. gemachten Angaben verwiesen sei.

Der Olivin kommt in gut idiomorphen Individuen von ca. 0.2 mm Durchmesser, daneben auch in kleinen, fremdgestaltigen Fetzen vor. Die erstern zeigen die Pinakoide, daneben auch (110) und (021). Schlechte Spaltbarkeit nach (100) und etwas bessere nach (010) wurde beobachtet. Der Olivin zeigt nur Einschlüsse von Erz. Resorptionen, Umwandlungserscheinungen zu Augit oder Serpentin oder Iddingsitisierung fehlen vollständig. Im Gegensatz zu dem Olivin der w. u. erwähnten Basalte zeigt dieser Olivin kräftige Doppelbrechung. Es wurde z. B. gemessen (Dicke nach DUC DE CHAULNES):

$$\begin{aligned} n_\gamma - n_\alpha &= 0,035_9 \\ n_\gamma - n_\beta &= 0,018_1 & 2V_\gamma &= 89\frac{1}{2}^\circ \\ n_\beta - n_\alpha &= 0,017_8 \end{aligned}$$

Doppelbrechung und Achsenwinkel führen auf die Zusammensetzung Fo 88 Fa 12. Für eine grössere Anzahl von Individuen wurden auf direktem Wege Achsenwinkel von $2V_\gamma = 86^\circ - 94^\circ$ ermittelt. In Übereinstimmung damit zeigt der dunkle Balken im Konoskop für Schnitte normal zu einer optischen Achse keine, oder nur eine kaum wahrnehmbare Krümmung.

Biotit findet sich in kleinen Schüppchen oder auch als schmaler Kranz um Erz oder kleine Augitchen der Grundmasse.

Calcit, optisch einachsigenegativ, ganz wie soeben beschrieben, findet sich in ganz analoger Weise. Auch hier fällt ein sekundärer Ursprung aus den gleichen Gründen nicht in Betracht und muss an eine Assimilation von Kalk gedacht werden.

Erz. Das ziemlich reichliche Erz dürfte, nach dem weisslichen Schimmer im reflektierten Licht zu urteilen, Titanomagnetit sein. Stellenweise wurde eine Verwachsung mit Pyrit konstatiert. Quadratische Umrisse sind häufig.

c) Pyroxen-Hornblendeandesite

Diese Gesteine bestehen aus monoklinem Pyroxen, brauner Hornblende, Plagioklas und Erz. Das Verhältnis Pyroxen: Hornblende ist dabei ein wechselndes, indem der Pyroxen zwar in den meisten Fällen dominiert, die Hornblende hinwiederum so vorherrschend werden kann, dass man von Hornblende-Pyroxenandesiten sprechen muss. Strukturell sind die Gesteine durchaus ähnlich. Ihre Struktur ist bedeutend einfacher zu definieren als die der eben beschriebenen Pyroxenandesite mit und ohne Olivin, wo der Plagioklas einen fast kontinuierlichen Übergang in seiner Grösse von den Einsprenglingen bis zu den Mikrolithen der Grundmasse aufwies. Die Strukturen sind hier typisch hemikristallin-porphyrisch mit hyalopilitischer Grundmasse. Einsprenglinge von Plagioklas, monoklinem Pyroxen und brauner Hornblende liegen in einem glasdurchtränkten Mikrolithenfilz, bestehend aus Plagioklas, Augit und Erz.

Der Pyroxen ist durchaus analog demjenigen der eigentlichen Pyroxenandesite. Er ist ein hellgrüner, nichtpleochroitischer, diopsidischer Augit mit geringer Zonarstruktur. Der Kern entspricht in seinen Eigenschaften Diopsid, nach aussen hin findet Ansteigen des Achsenwinkels und der Auslöschungsschiefe statt. Zwillinge nach (100) und Andeutungen von Sanduhrstruktur wurden ebenfalls konstatiert.

Der Plagioklas zeigt ebenfalls die gleichen Eigenschaften wie derjenige der Pyroxenandesite. Es ist ein Labrador-Bytownit von An 60—An 70 mit leichter Zonarstruktur und intensiver Verzwillingung. Für diese gilt das w. o. Gesagte. Auch hier wurden relativ häufig Bavenozwillinge getroffen.

Die Hornblende bildet grosse, bis 1.5 mm lange prismatische Einsprenglinge. Daneben finden sich aber auch viele kleinere, nur ca. 0.15 mm grosse Individuen. Die eigentliche Grundmasse ist aber frei davon. Es handelt sich um eine gewöhnlich braune Hornblende mit ausgezeichneter Spaltbarkeit. Fast kein Individuum ist frei von Resorptionserscheinungen. Diese äussert sich entweder in blosser Rundschmelzung der Ecken und Kanten unter Entwicklung eines mehr oder weniger ausgeprägten Opacitrandes, der sich auch repetieren kann, oder in eigentlicher, starker Resorption, wobei die Grundmasse buchtenförmig in das Hornblendeindividuum eindringt. Manchmal erscheint dieses direkt ausgehöhlt. In extremen Fällen geht die Resorption so weit, dass nur noch eine Wolke von Erzkörnern den ehemaligen Umriss der Hornblende erkennen lässt. In zwei Schlifften konnte dabei erkannt werden, dass die Hornblendesubstanz durch

ein Gemenge von Plagioklas und farblosem Pyroxen ersetzt worden war. Dieser Pyroxen ist sehr schwach pleochroitischer Orthaugit mit $2V_\gamma = 108^\circ$, also Bronzit mit ca. 25 Mol. % FeSiO_3 . Die Spaltbarkeit nach (110) ist kräftig ausgeprägt. Die neugebildeten Plagioklasse sind Labrador An 50, also erheblich saurer als die übrigen Feldspäte des Gesteins. Sie sind völlig frei von Zonarstruktur und im Gegensatz zu den andern Plagioklasen relativ einfach verzwillingt nach Albit-Karlsbad- und Periklingesetz.

Die Hornblende ist leicht zonar struiert. Die Zonarstruktur äussert sich weniger in der Veränderung der Auslöschungsschiefe oder des Achsenwinkels, wie dies bei den Augiten der Fall war, als in der zonarfleckigen Farbverteilung und in der Doppelbrechung, wobei die Interferenzfarben nach dem Rand hin deutlich ansteigen. Der Pleochroismus ist etwas variabel, insbesondere weisen die stark resorbierten Kristalle dunklere Töne auf. Bei den w. o. erwähnten Kristallen mit mehrfachen Opaciträndern, bei denen also ein mehrfacher Wechsel von Resorption und neuem Wachstum geherrscht haben muss, ist z. B. mit jedem der drei Opacitränder nach innen zu eine dunkler gefärbte, allmählich verlaufende Zone verbunden. Als Pleochroismuschema kann gelten:

$$\begin{array}{l} n_\alpha \quad \text{hellgelbgrün bis helloliv} \\ n_\beta \quad \left. \vphantom{n_\beta} \right\} \text{kräftig gelbbraun bis schmutzig olivbraun.} \\ n_\gamma \end{array}$$

Die Auslöschungsschiefe c/n_γ schwankt wenig um 10° , der Achsenwinkel $2V_\gamma$ schwankt von einem Individuum zum andern von 100° bis 110° . Die Achsenebene ist immer in (010). Da die Grösse von $2V_\gamma$ trotz der starken Doppelbrechungsunterschiede zwischen Kern- und Randpartien für die einzelnen Individuen konstant zu sein schien, wurden zur Nachprüfung dieses unerwarteten Verhaltens an einem ausgeprägt zonaren Kristall ($2V_\gamma = 108^\circ$) auf direktem Wege ermittelt, die drei Hauptdoppelbrechungen für Kern und Rand gemessen und daraus nach der MALLARD'schen Formel die Achsenwinkel berechnet. Die Auslöschungsschiefe c/n_γ betrug für diesen Kristall 10° mit kaum merklichem Unterschied für Kern und Rand. Die Dicke konnte dank des Vorhandenseins von ausgezeichneten Spaltrissen nach der Methode von W. W. NIKITIN bestimmt werden; sie wurde nachkontrolliert nach DUC DE CHAULNES. Die Messung ergab:

Kern:	Hülle:
$n_\gamma - n_\alpha = 0,026_7$	$n_\gamma - n_\alpha = 0,030_6$
$n_\gamma - n_\beta = 0,009_2$	$n_\gamma - n_\beta = 0,010_7$
$n_\beta - n_\alpha = 0,017_5$	$n_\beta - n_\alpha = 0,019_9$
$2V_\gamma = 108^\circ$	$2V_\gamma = 107\frac{1}{2}^\circ$

Das Resultat zeigt deutlich die höhere Doppelbrechung der Randzone; es zeigt aber auch, dass das Verhältnis der Hauptdoppelbrechungen nicht variiert, so dass der Achsenwinkel tatsächlich konstant bleibt, wie dies schon auf direktem Wege konstatiert wurde.

Sowohl die Werte für den Kern wie auch diejenigen für die Hülle fallen innerhalb des Variationsbereiches der gewöhnlichen Hornblende; die Werte für die Hülle sind allerdings etwas höher als diejenigen für die häufigen gewöhnlichen Glieder.

Das Erz, Titanomagnetit, bietet nichts besonderes. Calcit fand sich im Gegensatz zu den w. o. beschriebenen Pyroxenandesiten mit oder ohne Olivin nirgends.

Ein typischer Pyroxen-Hornblendeandesit vom Twindaung-Krater (nicht vom Twinywa-Krater, wie KELTERBORN irrtümlich angibt) wurde seinerzeit in Basel von N. SAHLBOM analysiert und die Analyse von KELTERBORN veröffentlicht. Sie ist in Tabelle II noch einmal zum Abdruck gebracht. Der charakteristische Zug des Twindaung-Gesteins ist, dass es als Andesit einen relativ niedrigen alk-Gehalt mit hohem c und k kombiniert aufweist, wodurch es dem tonalitischen Magmentypus nach P. NIGGLI (Lit. 43) zugewiesen wird, und zwar wegen des niedrigen si dem basischen Teil desselben. Tonalitische Andesite treten im allgemeinen, was die Verbreitung anbetrifft, hinter einem andern Typus, der ebenfalls durch hohes c und niedriges alk, aber bei niedrigem k charakterisiert ist (peléitisches Magma nach P. NIGGLI), zurück; immerhin sind eine ganze Reihe von Beispielen bekannt, wovon einige in Tabelle II angeführt sind. Interessanterweise stammen zwei davon, ein „Shoshonit“ aus dem Bromo-Krater auf Java und ein Andesit vom Sibajak auf Sumatra, aus der Vulkanzone des malayischen Bogens, der die Fortsetzung der burmanischen Zone darstellt, obwohl gerade der malayische Bogen eher die Tendenz zur Entwicklung des peléitischen Typus aufweist. Zum „Shoshonit“ des Bromo ist zu bemerken, dass die Autoren zwar das Gestein so genannt haben, dass aber die Gesteine der Banakit-Shoshonit-Absarokit-Serie des Yellowstone Nationalparkes bei gleichem alk bedeutend si-ärmer, resp. für gleiches si bedeutend alk-reicher sind, so dass der Name Shoshonit für das Bromogestein zu Unrecht angewendet wurde; es ist ein Andesit mit tonalitischem Chemismus. Analyse e) zeigt, dass auch Lamprophyre ähnlichen Charakter aufweisen können. Alle Gesteine der Tabelle II haben mit dem Twindaung-Gestein die positive Quarzzahl gemeinsam, ohne dass der Kieselsäureüberschuss einen mineralogischen Ausdruck findet.

Die Norm des Gesteins vom Twindaung-Krater lässt sich wie folgt berechnen:

Q	8,22		
or	15,01		
ab	23,06	}	plag 52,81
an	29,75		
wo	5,22	}	di 10,08
enst	3,36		
hyp	1,50		
enst	6,64	}	orth. 8,83
hyp	2,19		
mt	4,18		
il	0,91		
H ₂ O	0,33		
	<hr/>		
	100,37		

Daraus ergibt sich eine gewichtsprozentische Zusammensetzung des normativen Plagioklases zu An 56 Ab 44, was molekular An 55 Ab 45 entspricht. Der Plagioklas der Einsprenglinge war zu An 60—70 bestimmt worden. Zieht man in Betracht, dass vielleicht ein Teil des normativen Orthoklases in Wirklichkeit in den Plagioklas eingeht, dass ferner an Stelle des normativen Orthaugits, der nur ausnahmsweise konstatiert wurde, diopsidischer Augit auftritt, so ergibt sich für die Durchschnittszusammensetzung des wirklichen Plagioklases ein etwas saurerer Chemismus. Der Unterschied der Zusammensetzung der Einsprenglinge gegen diesen mittleren Plagioklas muss durch den saureren Charakter der nicht näher bestimmbar Plagioklasmikrolithen der Grundmasse kompensiert werden. Da der mittlere Plagioklas schon zum Labrador zu rechnen ist, oder doch mindestens an der Grenze Andesin-Labrador steht, so ist das Gestein zu den Labradorandesiten zu stellen, wenn man den Namen Andesit i. e. S. für die entsprechenden Gesteine, deren Feldspat Andesin ist, reservieren will.

Tabelle II

	2)	a)	b)	c)	d)	e)
SiO ₂	56,98	55,42	56,40	56,91	56,22	55,65
Al ₂ O ₃	18,24	17,39	17,66	18,18	17,54	17,04
Fe ₂ O ₃	2,82	1,56	5,60	4,65	4,80	2,81
FeO	3,55	6,82	1,83	3,61	2,28	5,17
MnO	0,23	0,71	—	—	0,13	0,20
MgO	3,98	3,28	3,76	3,49	3,51	3,42
CaO	8,48	7,57	7,24	7,11	7,98	6,82
Na ₂ O	2,69	2,41	2,96	4,02	2,74	3,27
K ₂ O	2,55	2,67	2,10	1,61	1,54	2,29

	2)	a)	b)	c)	d)	e)
H ₂ O +	0,33	0,17	1,31	0,36	1,17	1,49
H ₂ O -	—	0,00	0,32	—	0,09	0,46
TiO ₂	0,47	1,07	0,66	—	0,97	0,90
P ₂ O ₅	—	0,58	Sp.	0,25	0,77	0,37
incl.	—	0,33	—	—	—	0,13
	100,32	99,98	99,84	100,19	99,74	100,02

2. Pyroxen-Hornblendeandesit, Twindaung-Krater. Lower Chindwin River, Upper Burma. Anal. N. SAHLBOM in P. KELTERBORN, Ecl. geol. helv. **19**, 1925, p. 359.
- a) Glasiger Shoshonit, Krater des Bromo, Java. Anal. E. W. MORLEY in J. P. IDDINGS und E. W. MORLEY, J. of Geol. **23**, 1915, p. 233.
- b) Andesit, Sibajak, Karoland, Sumatra. Anal. M. DITTRICH in H. STEGMANN, N. J. B. B. **27**, 1909, p. 441.
- c) Pyroxenandesit, Purgatorio, Pasto Vulkan Columbien. Anal. R. KÜCH in R. KÜCH, Geol. Stud. Rep. Columbien **I**, 1892, p. 139.
- d) Tonalit, Melirola, Val Morobbia, Tessin, Schweiz. Anal. S. STAUB in R. STAUB, Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. Folge **46**, I, 1916, p. 15.
- e) Camptonitischer Lamprophyr, Black Face, Telluride quadr. Col. U. S. A. Anal. W. F. HILLEBRAND in W. CRCSS, U. S. G. S. Bull. **168**, 1900, p. 163.

Tabelle II a

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
2)	162	30	31,5	26	12	0,39	0,54	1,0	—	0,83	+ 14
a)	159	29,5	35,5	23,5	11,5	0,43	0,39	2,4	0,7	0,66	+ 13
b)	168	31	33,5	23	12,5	0,32	0,50	1,4	Sp.	0,69	+ 18
c)	163	30,5	32,5	22	12,5	0,21	0,44	—	0,3	0,66	+ 13
d)	168	31	32,5	25,5	11	0,26	0,48	2,2	1,0	0,78	+ 24
e)	166	30	35	21,5	13,5	0,31	0,44	2,0	0,5	0,61	+ 12

Zum Vergleich Magmentypen nach P. NIGGLI:

Peléitischer Magmentypus:

180 33 33 23 11 0,20 0,40 — — 0,67 + 36

Tonalitischer Magmentypus:

200 33 33 22 12 0,40 0,50 — — 0,55 + 52

Normaldioritischer Magmentypus:

155 29 35 22 14 0,28 0,48 — — 0,63 — 1

Quarzdioritischer Magmentypus:

220 31 31 19 19 0,25 0,48 — — 0,61 + 44

d) Pyroxen-Biotitandesit

Von diesem Gestein liegt nur eine Probe vor; es schien aber in verschiedener Hinsicht so bemerkenswert, dass eine gesonderte Behandlung sich rechtfertigt. Es handelt sich um einen holokristallinen Andesit mit dem Mineralbestand Plagioklas, Augit, Biotit, Erz. Grosse, gut idiomorphe Einsprenglinge von Augit liegen in einer

Grundmasse, die aus gut idiomorphem Plagioklas besteht, wobei die engen Zwischenräume zwischen den einzelnen Plagioklasindividuen durch kleine Körnchen von Augit, Erz, Calcit und zackig-fetzige Biotit-schüppchen ausgefüllt werden.

Plagioklas und Augit stimmen mit denjenigen der eben beschriebenen andesitischen Gesteine überein, Olivin und Hornblende fehlen vollständig. Der Biotit mit dem Pleochroismus hellbeige-gelbbraun hat sehr kleinen Achsenwinkel und ist optisch negativ. Er ist dadurch bemerkenswert, dass er nie, wie das in Andesiten sonst vielfach getroffen wird, gut idiomorphe Einsprenglinge bildet, sondern dass er immer nur in Form unregelmässig-zackiger Fetzchen vorkommt, die die Zwickel zwischen den Plagioklasen und Augiten ausfüllen und über das ganze Schliffbild verteilt sind. Nicht selten bildet er dabei Biotitkränze um die Erzkörner.

Eigenartig ist ferner das Vorkommen von Calcit. Dieser findet sich nämlich in siebartiger Durchwachsung mit einem grossen Augit-individuum derartig, dass alle Calcitfetzen einheitlich auslöschen. Da sowohl der Augit, wie überhaupt das ganze Gestein, vollkommen frisch ist, so kann diese Erscheinung wohl nur als eine Neubildung von Augit unter Aufzehrung von Calcit erklärt werden. Der ganze Prozess ist von starker Erzausscheidung begleitet.

3. DIE BASALTISCHEN GESTEINE

Die Basalte sind makroskopisch betrachtet graue, dichte Gesteine von poröser Natur, die in ihrer dichten Grundmasse 0.5—1 mm grosse Einsprenglinge von fettglänzendem, hellgrau-grünlichem Olivin und vereinzelte Spaltflächen von gleichdimensionierten dunklergrünen Augiten, seltener auch von Plagioklasen, erkennen lassen. Die untersuchten Proben stammen vom rechten Chindwinufer, gegenüber Alôn, also etwas südlich vom Haupteruptivgebiet, vom linken Chindwinufer bei Nyaungthamya, von der NE-Ecke des Sees von Taungbyauk, vom SW-Ufer des Chindwin gegenüber Shwezaye, vom Pagodenhügel bei Shwezaye und schliesslich vom Twinywa-Krater.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Gesteine aller Fundpunkte als vom gleichen Mineralbestand: Plagioklas, Augit, Olivin, Erz, jedoch variiert die Struktur etwas. Immerhin kann sie in allen Fällen als holokristallin-porphyrisch mit ophitischer Grundmasse bezeichnet werden. Als Einsprenglinge treten dabei Augit und Olivin in etwas wechselnden Mengenverhältnissen auf, in den Gesteinen vom Chindwinufer gegenüber Shwezaye auch solche von Plagioklas. Die Textur ist leicht fluidal. Die Gesteine zeigen trotz der kleinen

Unterschiede so viel Gemeinsames, dass sie zusammen behandelt werden sollen.

U. d. M. zeigt sich folgendes Bild:

Der Plagioklas bildet in ausgezeichnet idiomorpher Ausbildung ein sperriges Gefüge, in das die Augite eingelagert sind. Er ist tafelig nach (010), die durch die Schnitte dieser Tafeln zu Stande kommenden Leisten haben i. M. die Dimensionen 0.02—0.1 mm. Der Plagioklas ist immer verzwilligt und zwar anscheinend etwa gleich häufig in Zwillingen zu nur zwei Individuen wie auch polysynthetisch. Die Untersuchung nach der Fedorowmethode, wobei infolge der Kleinheit der Objekte das neue LEITZ'sche Spezialobjektiv UM 4 ausgezeichnete Dienste leistete, ergab, dass es sich in den beiden ersten Fällen um Albit- oder Karlsbaderzwillinge handelte, während sich im zweiten Falle noch das Roc Tourné-Gesetz dazu gesellen kann. Selten tritt das Periklin-Gesetz auf. Die Verwachsungsebene der Karlsbaderzwillinge ist immer (010), wie denn überhaupt ausser der Periklinebene keine andere Verwachsungsebene konstatiert wurde. Zahlreiche Bestimmungen ergaben für die Zusammensetzung der leicht zonaren Kristalle *Bytownit* An 75—80. Die nur in den Gesteinen vom Fundpunkt am rechten Chindwinufer gegenüber Shwezaye auftretenden Plagioklaseinsprenglinge, die 0.5 mm und mehr in der Längserstreckung messen, zeigen neben den für die Grundmassenplagioklase erwähnten Zwillingsgesetzen auch noch das Baveno- und Manebachgesetz. Im Kern beträgt der Anorthitgehalt An 90—95, am äussersten Rand An 70—75, ist also von ähnlicher Zusammensetzung wie die Individuen der Grundmasse, die in diesem Gestein von der Zusammensetzung An 70 sind. Ob der im Vergleich zu den Grundmassenplagioklasen der andern Fundpunkte etwas saurere Charakter mit den für dieses Gestein mehrfach beobachteten Quarzeinschmelzungen zusammenhängt, konnte nicht festgestellt werden. Die exogenen Quarzkörner zeigen Sprünge und Risse, sind gerundet und weisen einen Reaktionsrand von farblosem monoklinem Augit, der in einer isotropen Zone von braunem Glas aufsetzt, auf. Es ist dies vollständig die klassische Erscheinungsform des Vorganges der Quarzeinschmelzung durch basische Ergussgesteine, wie sie von A. LACROIX beschrieben und abgebildet wurde (Lit. 37).

Der Augit der Grundmasse ist dem Leistenwerk der Plagioklase eingelagert und z. T. gut idiomorph. In diesem Falle lässt er die Formen (100), (010), (110) und $(\bar{1}11)$ erkennen bei quadratischem bis nach (100) dicktafeligem Querschnitt. Zwillinge nach

(100) sind nicht selten, vereinzelt wurden auch Durchkreuzungszwillinge konstatiert. Die Augite zeigen leicht zonare Auslöschung sowie Veränderlichkeit des Achsenwinkels für die verschiedenen Zonen. Es wurde gefunden:

Kern:	Rand:
$c/n_{\gamma} = 42^{\circ} - 45^{\circ}$	$c/n_{\gamma} = 45^{\circ} - 50^{\circ}$
ausnahmsweise unter 40° , einmal nur 35°	
$2V_{\gamma} = 48^{\circ} - 55^{\circ}$	$2V_{\gamma} = 55^{\circ} - 59^{\circ}$
ausnahmsweise unter 40° , einmal nur 26°	

Die Daten des Kernes lassen auf Beimischung des Klinoenstatitmoleküls schliessen, die des Randes auf gewöhnlichen Augit. Sanduhrstruktur ist teilweise angedeutet. Es scheint also in der Kristallisation des Augites die Tendenz Mg-reich \rightarrow Mg-ärmer, resp. Ca-arm \rightarrow Ca-reich geherrscht zu haben. Diese Kristallisationsfolge ist gerade umgekehrt im Vergleich zu derjenigen, die von T. W. BARTH (Lit. 1) für eine grosse Anzahl von Basalten von Inseln des pazifischen Ozeans und aus Plateaubasaltgebieten beschrieben wurde. Diese merkwürdigen Verhältnisse sollen bei der Diskussion des Chemismus noch einmal in Betracht gezogen werden.

Der in einigen Proben als Einsprengling auftretende Augit zeigt im Gegensatz zu den eben erwähnten Grundmasseindividuen sehr deutliche Sanduhrstruktur, aber kaum anormale Interferenzfarben wie die typischen Titanaugite. An einem Individuum wurde gemessen:

	Anwachspyramide ($\bar{1}11$)	Anwachspyramide (110)
c/n_{γ}	$38^{\circ} - 40^{\circ}$	53°
$2V_{\gamma}$	72°	76°

Die Anwachspyramiden ($\bar{1}11$) und (111) berühren sich im Zentrum, so dass kein besonderer Kern vorhanden ist. Der Einsprengling misst ca. 0.3×0.1 mm. Büschelförmige Durchwachsungen kommen vor.

Im Gestein vom Chindwinufer gegenüber Shwezaye, das sich von den andern durch die oben erwähnten Plagioklaseinsprenglinge unterscheidet, wurden Einsprenglinge von Augit, ohne Sanduhrstruktur, leicht zonar mit etwas grünlicherem Kern bei farbloser Randzone angetroffen. An diesen wurde gemessen:

	Kern:	Rand:
c/n_{γ}	35°	46°
$2V_{\gamma}$	56°	80°

Einmal wurde auch rhombischer Pyroxen konstatiert in Form eines knäuelartigen Aggregates von gut idiomorphen, in starker Resorption befindlichen Individuen, die neben der Spaltbarkeit nach (110) die besser ausgebildete nach (010) zeigten. Der Achsenwinkel variierte von $2V_\gamma = 58^\circ$ für den Kern bis zu $2V_\gamma = 84^\circ\text{—}90^\circ$ für den Rand, was Enstatit mit einer Variation von ca. 4—15 Mol. % Hypersthen entspricht.

Der Olivin findet sich in gut idiomorphen Kristallen, die vollständig frisch und im Dünnschliff farblos sind. Aus dem Schliff und aus Beobachtungen an herauspräparierten Kristallen ergibt sich eine tafelige Ausbildung nach (010) mit (110), (021), seltener auch (100) und (101) als weiteren Flächen. Schlechte Spaltbarkeit nach (010) und (100) ist vorhanden und gut sichtbar. Die Grösse der Individuen beträgt ca. 0.5—1 mm. Formen, die auf Korrosion und Resorption schliessen lassen, sind häufig. Jegliche Umwandlungserscheinungen fehlen vollständig. Als Einschlüsse treten Körner von Magnetit neben seltenen, winzigen Oktaedern von tiefbrauner Farbe auf. Es dürfte sich um Chromit oder Picotit handeln. An herauspräparierten Körnern, wobei der vollkommene Charakter der Spaltbarkeit nach (010) gegenüber derjenigen nach (100) deutlich hervortrat, konnte mit der Immersionsmethode bestimmt werden:

$$\begin{aligned} n_\gamma &= 1,691 \pm 0,001 \\ n_\beta &= 1,673 \pm 0,001 \\ \text{somit } n_\gamma - n_\beta &= 0,018 \pm 0,002 \end{aligned}$$

Mittels FEDOROWTisch und BEREK-Kompensator wurde am Schliff des gleichen Gesteins gemessen (Dicke nach DUC DE CHAULNES):

$$\begin{aligned} n_\gamma - n_\alpha &= 0,032_1 \\ n_\gamma - n_\beta &= 0,016_2 \quad 2V_\gamma = 89^\circ \\ n_\beta - n_\alpha &= 0,015_9 \end{aligned}$$

Daraus ergibt sich $n_\alpha = 1.659 \pm 0.001$.

Die einzelnen optischen Daten führen auf eine Zusammensetzung von i. M. Fo 88 Fa 12. Auffallend ist die geringe Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha$. Nach dem Diagramm von WINCHELL (Lit. 73, p. 196) müsste dies für eine chemische Zusammensetzung wie eben erwähnt den Wert 0.036 aufweisen. Tatsächlich ist sie aber noch niedriger als diejenige des niedrigst doppelbrechenden Gliedes der Forsterit-Fayalithreihe, nämlich des reinen Forsterits mit $n_\gamma - n_\alpha = 0.034$. Auch H. L. CHIBBER erwähnt (Lit. 52, p. 183) die niedrige Doppelbrechung der Olivine aus den basaltischen Gesteinen des Lower Chindwin-Gebietes. Er zieht aber daraus merkwürdigerweise den Schluss, dass es sich um

besonders Fe-reiche Glieder handeln müsse. Die Bestimmung des Gangunterschiedes darf in Anbetracht der angewandten Methode als recht genau angesehen werden. Die Bestimmung der Dicke des Präparates ist jedoch bedeutend ungenauer und bringt einen unsichern Faktor in das Endresultat, da sie nach der Methode des DUC DE CHAULNES erfolgen musste. Es wurden jedoch alle Vorsichtsmassregeln getroffen (siehe z. B. Lit. 24) und eine homogene Öl-Immersion von der num. Ap. 1.30 verwandt. Es soll auch erwähnt werden, dass die Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha$ an verschiedenen Schliffen von verschiedener Dicke durchwegs zu niedrig gefunden wurde; es wurden dabei sogar so niedrige Werte wie 0.029 konstatiert. Die niedrige Doppelbrechung, in Verbindung mit dem Olivinhabitus, liess ev. Monticellit vermuten. Ein Vergleich mit den bekannten Daten liess jedoch erkennen, dass reiner Monticellit nicht in Frage kam, da dessen Doppelbrechung noch bedeutend niedriger angegeben wird, nämlich $n_\gamma - n_\alpha = 0.01$. Ausserdem ist Monticellit in Eruptivgesteinen bis jetzt nur als Reaktionsrand um Olivin bekannt geworden, wie in den von K. H. SCHEUMANN (Lit. 55) beschriebenen Polzeniten und den von N. L. BOWEN (Lit. 8 und 9) bearbeiteten Alnöiten von Isle Cadieux, Quebec, Canada. Es lag aber durchaus auch die Möglichkeit vor, dass es sich um Olivine mit Beimengung von Monticellitmolekül handeln könnte, umsomehr als hin und wieder ein Kalkgehalt an Olivinen konstatiert worden war. So geben z. B. A. LEPLA und A. SCHWAGER 1888 anlässlich der Beschreibung des Nephelinbasalts von Oberleinleiter in Bayern (Lit. 42) eine Analyse des daraus isolierten Olivins mit 1.20 % CaO. Qualitativ wurde Ca ebenfalls durch A. SCHWANTKE und R. BRAUNS (Lit. 58, p. 500) in den Olivinen aus deutschen Basalten verschiedener Provenienz nachgewiesen. Die Optik dieser Vorkommen ist unglücklicherweise nicht bekannt, so dass kein Vergleich vorgenommen werden kann. Leider waren in fast allen vorliegenden Gesteinsproben die Olivine zu klein und zu stark mit der Grundmasse verwachsen (in Folge der Resorption) als dass eine Isolierung zur chemischen Analyse möglich gewesen wäre. Ganz besonders gilt dies gerade von den Individuen, die durch extrem niedrige Werte der Doppelbrechung (unter 0.030) ausgezeichnet waren. Die Isolierung gelang schliesslich nur in dem Falle, für den soeben die optischen Konstanten mitgeteilt wurden. Durch Zerstoßen des Gesteins im Mörser auf eine Korngrösse von i. M. 0.3 mm wurde es nach Abschlämmen des feinsten Staubes möglich, unter der binokularen Lupe 0.2 g Olivin herauszulesen, wobei allerdings mikroskopisch kleine Erzeinschlüsse in Kauf genommen

werden mussten. Herr Prof. JAKOB war so freundlich, von dieser geringen Menge eine Analyse anzufertigen, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Wider Erwarten liess sich ein CaO-Gehalt nicht nachweisen. Dabei ist allerdings zu bemerken, dass bei der angewandten geringen Substanzmenge maximal 0.2 Gew. % CaO (entsprechend 0.55 Mol. % Monticellit) unbemerkt bleiben können. Die Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	39,50	
FeO	13,18	$n_\gamma = 1,691 \pm 0,001$
MnO	0,09	$n_\beta = 1,673 \pm 0,001$
MgO	47,22	$n_\alpha = 1,659 \pm 0,001$
H ₂ O-	0,16	$2V_\gamma = 89^\circ$
	<u>100,15</u>	

Olivin aus Olivin-Plagioklasbasalt. Twinywa-Krater, Lower Chindwin River, Upper Burma¹⁾. Anal. J. JAKOB. (Etwas Erz enthaltend)

Die Analyse lässt sich folgendermassen verrechnen:

Mg ₂ SiO ₄	89,0	Mol. %
Fe ₂ SiO ₄	10,9	„ %
Mn ₂ SiO ₄	<u>0,1</u>	„ %
	100,0	

Dabei musste ein Überschuss von 1.99 % FeO, wohl durch die oben erwähnten Erzeinschlüsse, die sich nicht beseitigen liessen, verursacht, in Abzug gebracht werden.

Wenn auch die Prüfung auf Ca im vorliegenden Falle negativ verlaufen ist, so dürfte doch die Frage, ob die für normale Glieder der Forsterit-Fayalithserie zu niedrige Doppelbrechung, die mehrmals konstatiert wurde, nicht doch auf Beimengung von Monticellitmolekül zurückzuführen sei, noch durchaus offen sein. Zu beantworten wird sie nur sein, wenn es gelingt, derartige Olivine, und zwar am besten solche mit möglichst extrem niedrigen Werten für die Doppel-

¹⁾ Eine mit diesem Olivin durchgeführte Röntgenaufnahme (Pulvermethode) ergab ein Diagramm, das identisch ist mit dem von N. W. TAYLOR (Z. phys. Chem. Abt., B. 9, 1930, p. 254) am Olivin vom Aetna erhaltenen. Dieses ist nach dem Autor hinwiederum identisch mit dem von W. L. BRAGG und G. B. BROWN am Olivin von der Insel Zebirget oder St. Jean im roten Meer erhaltenen (Z. Krist. 63, 1926, p. 538). Die Zusammensetzung des letztern ist nach J. COUVAT (Bull. Soc. française de Min. 31, 1908, p. 347) $FO_9 Fa_1$, also mit demjenigen vom Twinywa-Krater fast übereinstimmend. Für die Röntgenaufnahme und ihre Auswertung bin ich meinem Kollegen Dr. E. BRANDENBERGER zu bestem Dank verpflichtet.

brechung, in genügender Reinheit und Menge zur Analyse zu bringen, oder wenn die synthetische Darstellung solcher Mischkristalle gelingt. Auch eine Untersuchung gewisser Schlackenolivine könnte aufklärend wirken.

Interessant sind die Verwachsungen, die der Olivin zeigt. Häufig sind vor allem die auch schon von andern Fundpunkten bekannten Zwillinge nach (031), die, weil (031) und (0 $\bar{1}$ 1) innerhalb der mit den FEDOROW-Methoden erreichbaren Genauigkeit senkrecht aufeinander stehen, auch nach (011) gedeutet werden können. Diese Zwillinge treten besonders in Form ausgezeichneter Penetrationszwillinge mit unregelmässigen Verwachsungsflächen auf. Daneben finden sich in grosser Zahl auch Verwachsungen von Individuen, die man auf den ersten Blick ebenfalls als Zwillinge deuten möchte, für die aber die genaue Untersuchung mit der Universalmethode ergibt, dass es sich um ganz zufällige Assoziationen handelt, da sich keine rationalen Zwillingselemente ergeben. Es wurden zwar je einmal Ebenen, die mit (131), (362) oder (2.9.12) innerhalb der Fehlergrenzen zusammenfielen, gefunden; es dürfte sich aber angesichts der viel zahlreichern Fälle, bei denen rationale Zwillingselemente nicht existierten, dabei nur um Zufälligkeiten handeln, so daß von neuen Gesetzen nicht gesprochen werden kann. Sehr interessant ist, dass ausser den gesetzmässigen Zwillingen und den ganz willkürlichen Verwachsungen auch mehrfach solche gefunden wurden, die ein unverkennbares Streben nach gesetzmässiger Orientierung verrieten, dabei aber doch zu stark davon abwichen, um als solche gewertet zu werden. Bezeichnet man mit α , β , γ die Indicatrixhauptachsen des einen Individuums, mit α' , β' , γ' die des damit verwachsenen, so wurde z. B. gefunden, dass die Ebenen $\alpha\beta$ und $\alpha'\beta'$ bis auf ca. 10° parallel lagen und γ und γ' auch nur um diesen Betrag voneinander abwichen. Die Verwachsung würde somit einer unvollkommen eingestellten Verzwillingung nach (011) entsprechen. Bei den oben erwähnten eigentlichen Verzwillingungen waren die Gesetze immer auf weniger als 2° genau erfüllt. Mehrfach fanden sich auch solche, leicht gestörte Individuen direkt verwachsen mit solchen, die sich in exakter Zwillingstellung befanden.

Erz, wohl Titanomagnetit, findet sich reichlich in Körnern über den ganzen Schliff verbreitet. Das seltene Vorkommen von Chromit oder Picotit wurde schon erwähnt.

Calcit fand sich auch hier unter den genau gleichen Umständen, wie dies bei den andesitischen Gesteinen konstatiert worden war. Auch hier muss daher eine Kalkassimilation angenommen werden.

Apatit wurde nicht konstatiert, obwohl die chemische Analyse einen, wenn auch geringen, P_2O_5 -Gehalt anzeigt.

Eine Probe des Gesteins vom Twinywa-Krater wurde der chemischen Analyse unterworfen. Das Resultat zusammen mit den Analysen ähnlicher Gesteine steht in Tabelle III, die Projektionswerte nach P. NIGGLI in Tabelle III a. Der Vergleich zeigt, dass ähnliche Gesteine vorwiegend unter den Alkaligesteinen auftreten und in typischen Natronprovinzen beheimatet sind, wie sie der Kaiserstuhl oder die als Teilprovinz der Serra de Monchique zu betrachtende Algarve in Südportugal darstellen. Alle diese Gesteine sind so stark mit Kieselsäure untersättigt, dass sie normativen Nephelin führen, der entweder als solcher in Erscheinung tritt (Basanite, Berondrite etc.) oder in der Glasbasis verborgen ist (Limburgit). Tabelle III a zeigt, dass das Gestein in seinen chemischen Verhältnissen sehr nahe den Typenwerten des theralithgabbroiden oder essexitgabbroiden Magmas nach P. NIGGLI kommt und sich von den Werten des normalgabbroiden Magmas durch höheres alk und stärkere Untersättigung mit SiO_2 entschieden unterscheidet.

Tabelle III

	3)	a)	b)	c)
SiO_2	44,66	42,18	41,28	41,98
Al_2O_3	15,14	14,58	11,87	15,41
Fe_2O_3	6,03	3,96	5,01	8,66
FeO	2,50	6,56	7,58	3,81
MnO	0,09	0,20	—	—
MgO	10,21	8,34	8,72	8,41
CaO	13,38	13,62	12,98	11,99
Na_2O	4,29	2,67	3,04	3,20
K_2O	1,13	1,68	2,39	1,68
H_2O+	0,32	1,89	1,78	1,25
H_2O-	0,04	0,20	0,32	1,20
CO_2	0,40	—	—	0,30
TiO_2	1,85	3,82	4,59	2,84
P_2O_5	0,05	0,31	0,83	0,08
incl.	—	—	—	0,13
	100,09	100,01	100,39	100,86

3. Olivinbasalt, Twinywa-Krater, Lower Chindwin, Upper Burma. Anal. S. PARKER.

a) Basanit, Figueira b. Lagos, Algarve, Portugal. Anal. RAOULT in F. PERREIRA DE SOUZA, C. R. Paris 185, 1927, p. 546.

b) Berondrit, NNE Mexiloheira Grande, Algarve, Portugal. Anal. RAOULT in F. PERREIRA DE SOUZA, C. R. Paris 175, 1922, p. 822.

c) Nephelinbasanit, Limburg, Kaiserstuhl, Baden. W. MEIGEN und H. STECHER in Abh. Bad. geol. Landesanst. 8, 1915, p. 172. Anal. Autoren.

Tabelle III a

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
3)	89	18	44	28,5	9,5	0,15	0,70	2,7	Sp.	0,65	— 49
a)	88	18	44	30,5	7,5	0,29	0,59	6,0	0,2	0,69	— 42
b)	85	14,5	48	28,5	9	0,35	0,56	7,2	0,7	0,59	— 51
c)	87	19	46	26,5	8,5	0,26	0,57	4,3	Sp.	0,58	— 47

Zum Vergleich Magmentypen nach P. NIGGLI:

Theralithgabbroides Magma:

90	20	46	23	11	0,25	0,50	—	—	0,50	— 54
----	----	----	----	----	------	------	---	---	------	------

Essexitgabbroides Magma:

105	23	43	24	10	0,25	0,45	—	—	0,56	— 35
-----	----	----	----	----	------	------	---	---	------	------

Normalgabbroides Magma:

108	21	52	21	6	0,20	0,55	—	—	0,40	— 16
-----	----	----	----	---	------	------	---	---	------	------

Die Norm lässt sich nach den üblichen Regeln wie folgt berechnen:

or	6,67		mt	3,02
ab	3,88	} plag.	il	3,50
an	18,33		hm	4,00
ne	17,45		ap	0,13
wo	18,79	} di	calc	0,90
enst	16,20		H ₂ O	0,32
fo	6,51			<u>100,00</u>

Sie zeigt ebenfalls den in Bezug auf SiO₂ untersättigten Charakter des Gesteins. Trotz des normativen Nephelingehtes von 17.45 % ist dieser modal nicht vorhanden, wie aus der Beschreibung des Mineralbestandes hervorging. Auch Glas, das oft den normativen Nephelin enthält, ist in dem untersuchten Basalt nicht vorhanden. Die Abweichungen sind wohl so zu erklären, dass der Augit in erheblichem Masse tonerde- und alkalihaltig ist, was mit den optischen Bestimmungen in Übereinstimmung steht. Über einen eventuellen Carnegieitgehalt der Plagioklase lässt sich nichts aussagen, da die genauere Untersuchung der einzelnen Komponenten der Grundmasse infolge des feinen Kornes sehr schwierig ist. Das w. o. erwähnte eigentümliche Auftreten des Calcits, sowie die umgekehrte Zonenfolge der Augite machen einen Zusammenhang zwischen dem niedrigen Silifikationsgrad der Gesteine und einer Kalkassimilation nicht unwahrscheinlich.

4. ULTRABASISCHE GESTEINE (ENDOGENE AUSWÜRFLINGE)

Die ultrabasischen Gesteine liegen nur in Form von endogenen Auswürflingen vor, die interessante Hinweise auf die in der Tiefe wirksam gewesenen Differentiationsprozesse geben. Zwei Typen wurden von H. HUBER gesammelt: Pyroxenhornblendit und Biotit-

pyroxenolith, der erstere befand sich auch schon in der Sammlung BUXTORF. Auch diese Gesteine zeichnen sich durch absolute Frische aus.

a) Pyroxenhornblendit

Die Pyroxenhornblendite, die alle vollständig identisch sind, sind makroskopisch schwarzgraue, poröse Gesteine. Sie bestehen überwiegend aus 2—5 mm langen Hornblendeindividuen, die gute Eigengestalt mit den Flächen (110) und (100) oder die ausgezeichnete prismatische Spaltbarkeit zeigen. Endflächen sind selten erkennbar. Dazwischen gelagert sind ca. 1 mm grosse Körner von grasgrünem Pyroxen. U. d. M. erkennt man, dass zu den erwähnten Mineralien nur noch sehr spärlicher Magnetit und einmal etwas Biotit mit dem Pleochroismus hellbeige-olivbraun tritt. Das Gefüge ist ein regellos-poröses, das dadurch zu Stande kommt, dass die Hornblende und der Pyroxen beide gut idiomorph sind und sich gegenseitig kaum in ihrer Gestalt beeinflussen. Einschlüsse von Pyroxen in Hornblende finden sich häufiger als umgekehrt. Der Modus kann i. M. zu 85 % Hornblende und 15 % Pyroxen gegeben werden. Die genaue Ermittlung stösst infolge der Grobkörnigkeit des Gesteins auf etwelche Schwierigkeiten.

Die Hornblende ist eine gewöhnliche Hornblende mit folgenden Eigenschaften:

$$\begin{array}{ll} n_a & \text{hellgelbgrün} & n_\beta = b & c/n_\gamma = 14^\circ - 18^\circ \\ n_\beta \} & \text{schmutzigoliv} & 2V_\gamma = \text{um } 100^\circ \text{ (} 93^\circ - 102^\circ \text{)} \\ n_\gamma \} & & & \end{array}$$

Selten treten Zwillinge nach (100) auf. Kräftige Doppelbrechung. Bei genauem Zusehen ist eine schwach ausgeprägte Zonarstruktur erkennbar. Die Randzonen sind durch höhere Doppelbrechung, grösseren Achsenwinkel, etwas geringeres c/n_γ , oft auch durch etwas tiefere Färbung ausgezeichnet. Der Achsenwinkel $2V_\gamma$ steigt für den äussersten Rand bis auf 102° , während er für den zentralen Teil bis auf knapp unter 90° herabsinkt, so dass diese Partien optisch positiven Charakter aufweisen. Das kleinste direkt gemessene $2V_\gamma$ war 89° , das kleinste aus den Hauptdoppelbrechungen ermittelte $90\frac{1}{2}^\circ$.

An einem deutlich zonaren Individuum wurde gemessen:

Kern:		Rand:	
$n_\gamma - n_a = 0,019_6$		$n_\gamma - n_a = 0,021_6$	
$n_\gamma - n_\beta = 0,009_2$	$2V_\gamma = 93\frac{1}{2}^\circ$	$n_\gamma - n_\beta = 0,008_9$	$2V_\gamma = 100^\circ$
$n_\beta - n_a = 0,010_4$		$n_\beta - n_a = 0,012_7$	

Die konoskopische Beobachtung an Schnitten senkrecht zu einer optischen Achse zeigte deutlich den \pm neutralen Charakter der Kernpartie und den schwach, aber deutlich konstatierbaren negativen Charakter des Randes. Unsere Kenntnisse von der Hornblende-gruppe sind leider noch zu spärlich, als dass obige Messungen einen Schluss auf den Chemismus erlauben würden. Die Höhe der Doppelbrechung und der z. T. \mp oder doch neutrale Charakter liessen an pargasitähnliche Hornblende denken; die Auslöschungsschiefe ist aber zu klein dazu. Vorläufig kann die vorliegende Hornblende daher nur in die grosse Gruppe der „gewöhnlichen Hornblenden“ eingereiht werden.

Der Pyroxen zeigt gut entwickelte Spaltbarkeit nach dem Prisma und ist hellgrün, fast farblos im Schliff, ohne Pleochroismus. Geringe Zonarstruktur macht sich durch die etwas grössere Auslöschungsschiefe, die etwas geringere Doppelbrechung und die etwas stärkere Grünfärbung der Randpartien bemerkbar. Die Auslöschung variiert von 39° im Kern bis 46° am Rand, $2V_\gamma$ von 60° bis 62° in gleicher Richtung. Bei manchen Individuen fehlt jede Andeutung von Zonarstruktur, sie scheinen ganz homogen, bei andern hinwiederum erfolgt die Auslöschung fleckig. Immer ist eine geringe Dispersion der Auslöschung zu bemerken, nie aber Sanduhrstruktur. Für die Dispersion der Auslöschung gilt auf (010)

$$(c/n_\gamma)_C - (c/n_\gamma)_F = \text{ca. } 2^\circ.$$

An einem ausgezeichnet zonaren Individuum wurde gemessen (Dicke nach DUC DE CHAULNES und W. W. NIKITIN):

Kern:		Rand:	
$n_\gamma - n_\alpha = 0,024_8$		$n_\gamma - n_\alpha = 0,023_1$	
$n_\gamma - n_\beta = 0,018_8$	$2V_\gamma = 60^\circ$	$n_\gamma - n_\beta = 0,017_1$	$2V_\gamma = 62^\circ$
$n_\beta - n_\alpha = 0,006_0$		$n_\beta - n_\alpha = 0,006_0$	
$c/n_\gamma = 40^\circ$		$c/n_\gamma = 46^\circ$	

In einem andern Schliff wurde an einem einheitlich auslöschenden (und doch nicht in der Zone der b-Achse geschnittenen) Individuum gemessen:

$$\begin{aligned} n_\gamma - n_\alpha &= 0,023_8 \\ n_\gamma - n_\beta &= 0,017_4 & 2V_\gamma &= 61^\circ & c/n_\gamma &= 39^\circ \\ n_\beta - n_\alpha &= 0,006_2 \end{aligned}$$

Dicke nach DUC DE CHAULNES. Die Werte für die drei Hauptdoppelbrechungen und für den Achsenwinkel liegen somit für das homogene Individuum zwischen den Werten für Kern und Rand des zonaren. Nach den Messungen dürfte es sich um diopsidische Augite handeln,

die z. T. randlich grösseren Tonerde-, ev. wegen der stärkeren Grünfärbung auch grösseren Fe-Gehalt aufweisen, oder um homogene Mischkristalle dieser Moleküle bei starkem Vorherrschen des Diopsidmoleküls.

Eine chemische Analyse des Pyroxenhornblendits zeigt Tabelle IV, resp. IV a. Unter den zum Vergleich herangezogenen Analysen fällt auf, dass ausser einem Hornblendit von Brandberget im Kristianiagebiet hauptsächlich heteromorphe, nephelinführende Typen ähnlichen Chemismus aufweisen, und zwar die extrembasischen Ankaratrite. Auch der w. o. beschriebene Olivinbasalt ist nicht sehr verschieden, wie ein Vergleich mit Tabelle III resp. III a zeigt, und sowohl er, wie die andern dort gegebenen Vergleichsgesteine könnten ganz gut auch an dieser Stelle zum Vergleich herangezogen werden. Auf die Heteromorphie der Hornblendite mit basischen Alkaligesteinen haben seinerzeit schon A. LACROIX (Lit. 38) und P. NIGOLI (Lit. 43) ausdrücklich hingewiesen. Interessant ist auch die Heteromorphie zu den eigenartigen Hornblende - Biotit - Ilmenit - Granatgesteinen, die A. LACROIX (Lit. 38) Lherzite genannt und auf deren mit Theralithen identischen Bauschalchemismus er ebenfalls hingewiesen hat. Schliesslich sei daran erinnert, dass auch Camptonite und Monchiquite ähnlichen Chemismus aufweisen können, wie folgende drei aus Lit. 43 entnommenen Beispiele zeigen (Tab. V):

Tabelle IV

	4)	a)	b)	c)	d)	e)	f)
SiO ₂	40,77	37,90	42,55	40,32	39,86	42,00	41,10
Al ₂ O ₃	13,22	13,17	13,22	11,42	11,12	11,04	15,91
Fe ₂ O ₃	4,61	8,83	11,13	4,73	6,39	3,94	1,58
FeO	4,30	8,37	4,28	6,86	6,91	7,71	6,55
MnO	0,08	—	—	0,19	—	—	—
MgO	15,12	9,50	11,41	11,59	11,09	16,38	14,36
CaO	13,50	10,75	10,20	12,90	13,64	12,50	10,70
Na ₂ O	3,16	2,35	3,73	3,09	2,49	2,32	2,29
K ₂ O	1,77	2,12	1,25	1,38	1,68	1,65	1,85
H ₂ O+	0,48	1,40	1,44	1,93	1,41	0,37	0,91
H ₂ O-	0,04	—	—	0,45	0,41	0,09	—
CO ₂	0,12	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	2,57	5,30	0,73	4,90	5,02	1,83	4,60
P ₂ O ₅	0,13	Sp.	—	0,39	0,29	0,53	0,07
incl.	—	—	—	—	—	—	0,36
	99,87	99,69	99,94	100,15	100,41	100,36	100,28

4. Pyroxenhornblendit (Auswürfling), Wunbo, Lower Chindwin, Upper Burma. Anal. S. PARKER. (Modus: 85% Hornblende, 15% Pyroxen.)

a) Hornblendit, Brandberget, Kristianiagebiet. Anal. V. SCHMELCK in W. C. BRÖGGER, Eruptivgest. d. Krist. Geb. III, 1899, p. 93.

- b) Nephelinbasalt, Kleine Kulm b. Kemnath, Bayern. H. WALDECK, Diss. Erlangen 1905, p. 37.
- c) Ankaratrit, zw. Portimão und Lagos, Algarve, Portugal. Anal. RAOULT in F. PERREIRA DE SOUZA, C. R. Paris 185, 1927, p. 546.
- d) Ankaratrit, SW Mühle von Serra (Algôz), Algarve, Portugal. Anal. RAOULT in F. PERREIRA DE SOUZA, C. R. Paris 175, 1922, p. 822.
- e) Ankaratrit, Bangui-Kouni, Grande Comore. Anal. RAOULT in A. LACROIX, Min. Mad. III, Paris 1923, p. 192.
- f) Biotit-Lherzit, Escourgeat, Pyrenäen. Anal. RAOULT in A. LACROIX, C. R. Paris 165, 1917, p. 387.

Tabelle IV a

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
4)	72	14	53	25,5	7,5	0,37	0,76	3,5	0,1	0,48	— 58
a)	75	15,5	55	22,5	7	0,35	0,52	7,8	Sp.	0,39	— 53
b)	82	15	55,5	21	8,5	0,19	0,59	1,0	—	0,38	— 52
c)	79	13	52,5	27	7,5	0,23	0,59	7,1	0,4	0,51	— 51
d)	75	12,5	52,5	28	7	0,31	0,61	7,3	0,2	0,53	— 53
e)	74	11,5	59,5	23,5	5,5	0,31	0,72	2,4	0,4	0,39	— 46
f)	78	18	53,5	22	6,5	0,34	0,76	6,6	0,1	0,41	— 48

Zum Vergleich Magmentypen nach P. NIGGLI:

Hornblenditisches Magma:

80	15	60	20	5	0,25	0,65	—	—	0,33	— 40
----	----	----	----	---	------	------	---	---	------	------

Theralithgabbroides Magma:

90	20	46	23	11	0,25	0,50	—	—	0,50	— 54
----	----	----	----	----	------	------	---	---	------	------

Essexitgabbroides Magma:

105	23	43	24	10	0,25	0,45	—	—	0,56	— 35
-----	----	----	----	----	------	------	---	---	------	------

Tabelle V

	si	al	fm	c	alk	k	mg
a)	89	17	54,5	20	8,5	0,20	0,60
b)	85	15,5	53,5	24,5	6,5	0,24	0,53
c)	80	15	58	23	4	0,29	0,63

- a) Monchiquit, Andross Coggin Mill, Me U. S. A. Anal. PACKARD in P. MERILL, Am. Geol. 10, 1892.
- b) Camptonit, Maena, Kristianiagebiet. Anal. V. SCHMELCK in W. C. BRÖGGER, Q. J. geol. Soc. London 1894.
- c) Amphibolmonchiquit, Lombo Grande, Madeira. Anal. EYME in C. GAGEL, Z. d. d. geol. Ges. 1914, p. 461.

Gute Auskunft über eine mögliche Heteromorphie des Hornblendits gibt auch die Berechnung der Norm. Diese lässt sich wie folgt ermitteln:

lc	8,28	mt	6,50
ne	14,77	il	5,02
an	16,12	hm	0,16
enst	10,20	ap	0,42
wo	11,83	incl.	0,64
fo	19,32		100,14
cs	6,88		

Der Mineralbestand würde einem Gestein an der Grenze zwischen Ankaratrit (12% An) und Nephelinbasanit, ev. Nephelin-Leucitbasanit entsprechen, also jedenfalls einem mit Kieselsäure stark unter-sättigten Gestein.

b) Biotitpyroxenolith

Diese Gesteine, die nur aus Biotit und Pyroxen bestehen, kommen ebenfalls nur in Form von Auswürflingen vor. Es sind stark poröse, vollständig frische Gesteine, die makroskopisch gut idiomorphe, sechsseitige, metallisch glänzende, tobackbraune Blättchen von Biotit und dazwischen gelagert Körner von grünem Pyroxen zeigen. U. d. M. erkennt man ausser diesen Mineralien nur noch sehr spärliche Körnchen von Magnetit und Zirkon. Apatit wurde nicht konstatiert, obwohl die chemische Analyse einen geringen P_2O_5 -Gehalt angibt. Der Pyroxen und der helle phlogopitische Glimmer sind beide gut eigengestaltig und bedingen durch ihre Idiomorphie eine lockere poröse Textur, wie dies schon für die Hornblendite konstatiert wurde. Siebartige Durchwachsung des Biotits durch den Augit ist ganz vereinzelt vorhanden. Sowohl makroskopisch, wie im Schliff, wie auch in der chemischen Zusammensetzung, wie w. u. gezeigt werden wird, besteht vollständige Analogie mit gewissen Gesteinen aus der nord- und südromanischen Provinz, wo sie Pyroxenolithe genannt worden sind (zum Unterschied von Pyroxeniten, die im französischen Sprachgebrauch Pyroxengneise, also metamorphe Gesteine bezeichnen). Von P. NIGGLI wurde bekanntlich der Name Pyroxenolith auf einen ganzen Magmentyp ausgedehnt, der mannigfache Gesteine von der chemischen Zusammensetzung der Pyroxenolithe umfasst. Gegenüber vielen Vorkommnissen des Vesuv besteht der Unterschied, dass akzessorische Mineralien, wie Spinell, Leucit und andere Feldspatvertreter in den mir vorliegenden Proben nicht auftreten²⁾. Die Pyroxenolithe vom Lower Chindwin, die alle, abgesehen von geringen Variationen im Mengenverhältnis Augit: Biotit, vollständig miteinander übereinstimmen, wurden bereits zum Gegenstand einer vorläufigen Mitteilung gemacht (Lit. 14). Im Mittel beträgt der Biotitgehalt 40 %, der Augitgehalt 60 %, wie durch Aus-messen der Schiffe festgestellt wurde.

Der Biotit zeigt ausgezeichnete Spaltbarkeit und den Pleochroismus schmutziggelbbraun-hellbeige. Er ist fast einachsigt und

²⁾ Ich bin den Herren Dr. J. FRIEDLÄNDER und Dr. A. RITTMANN in Neapel für die Überlassung einer Anzahl Proben von typischen Pyroxenolithen des Mte. Somma zu grossem Dank verpflichtet.

optisch negativ. Mit dem ADAM'schen Achsenwinkelapparat wurde gemessen $2V_\alpha = 4.5^\circ$ für D-Licht. Als Einschluss im Biotit tritt gelegentlich Augit auf, wie er selbst hinwiederum Einschlüsse in diesem bildet. Der Biotit liess sich leicht durch Auslesen unter der Binokularlupe in vollkommener Reinheit gewinnen. Herr Prof. JAKOB, Vorsteher des mineralchemischen Laboratoriums des hiesigen mineralogischen Instituts, war so freundlich, eine Analyse zu unternehmen, wofür ihm auch hier vielmals gedankt sei. Sie ist in Tab. VI wiedergegeben.

Tabelle VI

SiO ₂	37,63	Na ₂ O	1,49
Al ₂ O ₃	15,67	TiO ₂	2,11
Fe ₂ O ₃	2,97	H ₂ O+	5,14
FeO	3,86	H ₂ O-	0,00
MnO	0,02	NiO	0,00
MgO	22,24	Cr ₂ O ₃	0,00
CaO	0,00		—
K ₂ O	8,92		100,05

Phlogopit aus Pyroxenolith, Lower Chindwin, Upper Burma. Anal. J. JAKOB.

Der Augit ist ganz schwach hellgrün im Schliff, ohne Pleochroismus, mit ausgezeichneter prismatischer Spaltbarkeit. Sowohl aus dem Schliffbild, wie auch aus Beobachtungen an herauspräparierten Kristallen ergibt sich, dass er die gewöhnliche Augittracht, begrenzt von (100), (110), (010) und ($\bar{1}11$), zeigt.

Zonarstruktur und Dispersion der Bisectricen sind abwesend oder kaum wahrnehmbar. $2V_\gamma = 60^\circ$ in Übereinstimmung direkter Bestimmungen mit Berechnung aus zwei Hauptdoppelbrechungen und Ermittlungen nach BEREKS Methode des charakteristischen Gangunterschiedsverhältnisses.

Die Hauptdoppelbrechungen betragen (Dicke nach NIKITIN und DUC DE CHAULNES):

$$\begin{aligned} n_\gamma - n_\alpha &= 0,025_6 \\ n_\gamma - n_\beta &= 0,019_4 & 2V_\gamma &= 60^\circ & c/n_\gamma &= 39^\circ \\ n_\beta - n_\alpha &= 0,006_2 \end{aligned}$$

Der Pyroxen ist auf Grund dieser Messungen als diopsidischer zu bezeichnen.

Versucht man die chemische Zusammensetzung des Pyroxens aus der weiter unten mitgeteilten Gesteinsanalyse und der Analyse des Biotits zu berechnen, indem man den durch Ausmessen verschiedener

Schliffe ermittelten Modus in Betracht zieht, so stösst man auf Schwierigkeiten. Die Rechnung lässt sich nur dann durchführen, wenn man annimmt, dass der Biotit des Gesteins etwas H₂O-reicher und Na₂O-ärmer ist als der analysierte, da sonst einerseits zu wenig Wasser, andererseits zu viel Na₂O vorhanden ist. Ein Grund für die etwas verschiedene Zusammensetzung des Biotits könnte eventuell in dem Umstand erblickt werden, dass der zur Analyse verwendete Biotit aus einer biotitreichen Schliere von relativ kleinem Umfange gewonnen wurde, für die Analyse des Gesteins aber eine Durchschnittsprobe eines grösseren Stückes verwandt wurde. Die Berechnung soll unter diesen Umständen nicht mitgeteilt werden; sie bestätigt das Resultat der optischen Untersuchung, dass es sich um einen diopsidischen Augit handelt.

Tabelle VII

	5)	a)	b)	c)	d)	e)	f)
SiO ₂	44,83	45,11	45,44	45,35	44,89	42,31	42,46
Al ₂ O ₃	8,82	9,86	8,30	9,46	12,73	11,40	12,04
Fe ₂ O ₃	2,56	6,65	2,44	3,32	3,31	4,07	3,19
FeO	3,14	1,57	3,85	4,51	4,35	6,11	5,34
MnO	0,07	0,15	—	—	—	0,11	0,16
MgO	18,00	15,51	17,85	11,45	13,71	11,31	12,40
CaO	13,81	12,06	15,40	17,70	12,95	11,02	12,14
Na ₂ O	2,15	1,43	0,68	1,95	1,02	0,82	1,21
K ₂ O	3,72	5,14	3,91	3,10	3,66	3,69	2,68
H ₂ O+	1,34	1,03	0,18	1,10	1,59	2,72	4,03
H ₂ O-	0,02	0,06	0,10		0,27	2,28	—
TiO ₂	1,06	1,52	1,60	1,59	0,95	2,00	2,47
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,09	0,10	0,23	1,44	0,84
CO ₂	0,43	—	—	—	0,00	Sp.	0,55
incl.	—	0,19	0,77	0,40	0,11	0,85	Sp.
	100,07	100,36	100,61	100,03	99,77	100,13	99,51

5. Biotit-Pyroxenolith, Auswürfling. Bei Wunbo, Lower Chindwin, Upper Burma. (Modus: 40% Biotit, 60% Augit i. M.) Anal. S. PARKER.
- a) Biotit-Pyroxenolith, Auswürfling, Mte. Somma, Vesuv. Anal. E. NARICI, Z. f. Vulk. 14, 1932, p. 233.
- b) Melanokrater Missouriit, Mte. Cavo, Albanergeb. Anal. RAOULT in A. LACROIX, C. R. Paris 165, 1917, p. 1033.
- c) Leucit-Shonkinit, Mte. Somma, Vesuv. Anal. PISANI in A. LACROIX, C. R. Paris 165, 1917, p. 210.
- d) Leucit-Basanit, Fiordine, Montefiascone, Bolsena distr. Italien. Anal. H. S. WASHINGTON, Rom. Comagn. Reg. 1906, p. 127.
- e) Missouriit, Rossland, Brit. Columbia. Anal. M. F. CONNOR in R. A. DALY, Canad. Geol. Surv. Mem. 38, pt. I, 1912, p. 368.
- f) Monchiquit, Willow Creek, Castle Mountains, Mo. U. S. A. Anal. L. V. PIRSSON in W. H. WEED und L. V. PIRSSON, U. S. Geol. Surv. Bull. 139, 1896, p. 115.

Tabelle VII a

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
5)	80	9	56,5	26,5	8	0,53	0,57	1,5	0,1	0,47	— 52
a)	85	11	56	24,5	8,5	0,70	0,79	2,1	0,1	0,44	— 49
b)	81	8,5	56	29,5	5,5	0,79	0,85	2,1	0,6	0,53	— 41
c)	87	11	45,5	36,5	7,5	0,52	0,73	2,3	0,1	0,80	— 43
d)	87	14,5	52	27	6,5	0,70	0,72	1,4	0,2	0,52	— 39
e)	90	14,5	54	25	6,5	0,75	0,67	3,2	1,3	0,46	— 36
f)	89	15	52	27	6	0,60	0,75	3,9	0,7	0,52	— 35

Zum Vergleich Magmentypen nach P. NIGGLI:

Pyroxenolithisches Magma:

80	13	40	43	4	0,60	0,60	—	—	1,08	— 36
----	----	----	----	---	------	------	---	---	------	------

Missouritisches Magma:

95	15	41	33	11	0,65	0,70	—	—	2,20	— 49
----	----	----	----	----	------	------	---	---	------	------

Shonkinitisches Magma:

105	17	46	24	13	0,60	0,65	—	—	0,52	— 57
-----	----	----	----	----	------	------	---	---	------	------

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist aus Tab. VII, resp. VII a ersichtlich, wo auch eine Reihe von Gesteinen mit ähnlichem Chemismus aufgeführt sind. Wie Analyse a) zeigt, gibt es unter den Pyroxenolithen der Somma Gesteine, welche im Chemismus (wie im Mineralbestand) dem hier untersuchten Gestein sehr nahe kommen. Dieses fällt durch einen etwas niedrigeren k-Wert auf. Analysen b) bis f), deren Zahl sich leicht vermehren liesse, zeigen, dass mannigfache basische Kaligesteine, wie Missouriite, Leucit-Shonkinite, Leucit-Basanite, Monchiquite etc. zu den pyroxenolithischen Gesteinen heteromorph sein können und somit sich aus einem wieder aufgeschmolzenen pyroxenolithischen Differentiat bilden können. Der Vergleich mit den kaligabbroiden Magmentypen zeigt, dass das Gestein eine Mittelstellung einnimmt, indem es das niedrige si und al dem pyroxenolithischen, das mittlere alk dem missouritischen, das niedrige c und hohe fm aber wiederum mehr dem shonkinitischen Magma nähern.

Die Heteromorphie zu Leucitbasaniten bis Olivinleucititen tritt auch durch die Berechnung der Norm klar in Erscheinung. Sie lautet:

lc	17,00		cs	7,13
ne	9,66		mt	3,71
an	3,61		il	2,13
wo	17,28		ap	0,27
enst	14,45	} di 32,32	incl.	2,09
hyp	0,59			
fo	21,38	} ol 22,29		100,21
fa	0,91			

Dies ist der Mineralbestand eines Leucitbasanits bis Olivinleucitits. Biotit-Pyroxenolithe wie die vorliegenden sind vom allgemeinen Standpunkt aus sehr wichtige und interessante Gesteine. Sie zeigen, dass offenbar eine frühe Ausscheidung und Anreicherung von diopsidischem Pyroxen und phlogopitischem Glimmer stattgefunden hat. Solche Prozesse können, worauf P. NIGGLI verschiedentlich, z. B. in Lit. 44, hingewiesen hat, verantwortlich sein für die Bildung einer K-Mg- und zugleich relativ Ca-reichen Unterschicht im Magmaherd, aus der sich in spätern Stadien der Abkühlung die Lamprophyre oder bei weiterer Differentiation ganze mediterrane Gesteinsserien bilden können. Durch die Bildung des unlöslichen Doppelsalzes Biotit wird das niedrigsilifizierte Molekül $[\text{SiO}_4]_{\text{K}}^{\text{Al}}$ bei Gegenwart von Wasser stabilisiert und die Bildung K-Mg-reicher, relativ SiO_2 -armer Teilmagmen ermöglicht. Da die relativ K-reichen pazifischen Magmenherde besonders zur Biotitbildung befähigt sind, so finden sich K-Mg-reiche Lamprophyre und ganze mediterrane Provinzen vorwiegend an die Nähe solcher pazifischer Magmenherde gebunden. Die Biotitpyroxenolithauswürflinge geben uns somit Kunde von derartigen Anreicherungsvorgängen, wie sie sich verborgen in der Tiefe abspielen; darauf beruht die Bedeutung derartiger Gesteine, besonders in einem auf den ersten Blick fremdartig anmutenden Milieu wie im vorliegenden Fall.

Andererseits kann man natürlich auch versuchen, die niedrige Silifizierung derartiger Gesteine durch die desilifizierende Wirkung von Kalkeinschmelzungen zu erklären, oder doch diese mindestens zur Erklärung heranzuziehen, um die grosse Menge des diopsidischen Augites verständlich zu machen. So soll in diesem Zusammenhang erwähnt werden, dass H. A. BROUWER neuerdings (Lit. 11) die Kaligesteine, welche sich unter den Auswürflingen der javanischen Andesitvulkane finden, als durch Kalkassimilation zu Stande gekommen erklären möchte. Eine Entscheidung zwischen den beiden Erklärungsmöglichkeiten scheint mir, wenigstens am vorliegenden Material, nicht möglich zu sein. Bevor BROUWERS Erklärung allgemein angenommen werden kann, müssten doch wohl ähnliche Bildungen an exogenen Kalkauswürflingen auch von andesitischen Vulkanen anderer Provinzen, die nicht an eine der grössten Kali-Provinzen der Welt unmittelbar angrenzen, konstatiert werden. Dies ist meines Wissens bis heute noch nicht erfolgt. Für die javanischen Vulkane hingegen ist die Möglichkeit eines Übergreifens der Maros-Provinz auf diejenige des malayischen Bogens nicht von vorneherein ausgeschlossen, wie andere Vorkommnisse auf Java zeigen, so dass sie wohl nicht

sehr geeignet für einen allgemeinen Beweis obiger Art sind, und die Frage noch durchaus offen bleibt.

5. TUFFE

Wie schon aus dem geologischen Teil hervorging, spielen Tuffe unter den jungvulkanischen Bildungen des Gebietes eine grosse Rolle. So enthalten denn auch die Sammlungen von A. BUXTORF und H. HUBER beide eine grössere Anzahl von Tuffproben, von denen die Haupttypen im folgenden kurz charakterisiert werden sollen. Man kann zum Zwecke der Beschreibung folgende Typen unterscheiden:

- a) Liparitische Aschentuffe.
- b) Agglomerat- bis Kristalltuffe, z. T. wohlausgebildete Lapilli zeigend.
- c) Kristalltuffe mit calcitischem Bindemittel und viel Fremdmaterial.

Allen Tuffen ist gemeinsam, dass die Mineralien sehr stark, teilweise bis zur Unkenntlichkeit zersetzt sind, was sie in starken Gegensatz zu den ausserordentlich frischen Laven stellt.

a) Liparitische Aschentuffe

Diese Tuffe stammen ausschliesslich aus dem südlich der Haupteruptionszentren gelegenen Rhyolitgebiet von Kyaukmyit. Makroskopisch handelt es sich um graue, dichte Gesteine mit splittrig-muscheligem Bruch. U. d. M. erkennt man, dass sie überwiegend aus sehr feinen, scharfkantigen Quarztrümmern und Splintern bestehen, die vollständig von Gasporen durchsetzt sind. Diese Splitter sind durch klare, porenfreie Quarzpartien, die zwischen sie eingreifen und ihren Ursprung wohl einer spätern Silifizierung verdanken, verkittet. Eingestreut in diese Masse finden sich vereinzelte Körnchen von Erz, Zirkon, Apatit, sowie kleine Schüppchen eines farblosen Glimmers oder Flöckchen von limonitischer Substanz. Die mikroskopisch untersuchten Proben stammen alle vom südlichen Teil des Aufschlusses am Chindwin bei Kyaukmyit.

b) Agglomerat- bis Kristalltuffe

Makroskopisch sind es ziemlich feste, graugrüne Gesteine, die in einer dichten Grundmasse mehr oder weniger gut hervortretende Lapilli oder auch Einsprenglinge von Augit zeigen. Untersuchte Fundpunkte sind: Pagodenhügel bei Wunbo am linken Chindwin-Ufer, Pagodenhügel von Shwezaye am rechten Chindwin-Ufer und Hügel N davon, sowie zwischen dem Chindwin gegenüber von Shwe-

zaye und dem Taungbyauk-Kratersee. U. d. M. erweisen sich die Gesteine als ausserordentlich heterogen und abwechslungsreich zusammengesetzt. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig und aschentuffähnlich. Ausser Quarz enthält sie auch Feldspat und besonders viel Chlorit. Meist ist sie massig, daneben ist sie aber auch deutlich geschichtet, z. T. weist sie ehemalige, nun durch Verkieselung gefüllte Hohlräume auf. In einem Schliff enthielt sie Nester von Turmalin mit dem Pleochroismus schmutzibraungrün-himmelblau. In dieser Grundmasse finden sich Kristalle von Feldspat (Labrador-Bytownit), immer zersetzt unter Bildung von Sericit und Zoisit, Nester von Epidot und Zoisit, typische Skelette von Ilmenit, farbloser Glimmer, Biotit, viel Chlorit, Augit in Chloritisierung begriffen oder pseudomorphosiert von Chlorit und Calcit. Die genaue Beschreibung dieser Mineralien soll hier, als wesentlich über den Rahmen der Arbeit hinausgehend, unterbleiben. Die Lapilli, welche ebenfalls in der Grundmasse liegen und Durchmesser von ca. 1—10 mm aufweisen, entsprachen ursprünglich wohl der Grundmasse der andesitischen und basaltischen Gesteine, ev. unter etwas stärkerer Beteiligung von Glas. Im jetzigen Zustand erkennt man noch deutlich das für die ophitische Struktur typische Leistenwerk der zersetzten Plagioklase, das eventuell auch einer mehr fluidalen Anordnung Platz machen kann, währenddem die ehemals dazwischen vorhandenen dunkeln Gemengteile gänzlich chloritisiert sind.

c) Kristalltuffe mit calcitischem Bindemittel

Diese Tuffe sind krümelig-sandige Gesteine von schmutziggrauer Farbe. Die untersuchten Proben stammen vom Twin-Krater West, vom N-Ufer des Sees des Taungbyauk-Kraters und vom Chindwin-Ufer bei Shwezaye.

U. d. M. erkennt man in einem calcitischen Zement Körner von Quarz, in den weitaus meisten Fällen scharfkantig-splittrig, seltener etwas gerundet. Die meisten Quarze sind klare, einheitliche Individuen, z. T. von Gasporen durchzogen, andere hinwiederum löschen stark undulös aus oder bilden direkt sandquarzartige Aggregate. An Feldspäten treten frische verzwillingte Splitter von Labrador und sehr schön gegittertem Mikroklin auf. Neben Splittern von Augit findet sich etwas Muskowit sowie Iddingsit und Limonit. Interessant sind auch sehr feine Quarzaggregate, die an die liparitischen Aschentuffe erinnern, und einige Lapilli, die in einer Grundmasse aus braunem Glas Einsprenglinge von leistenförmigen Plagioklasen und diopsidischem Augit enthalten. Wie die Sandquarzaggregate und der Mikro-

klin, die den jungeruptiven Gesteinen fremd sind, und daher sicher aus dem durchschlagenen Untergrund stammen, zeigen, handelt es sich bei diesen Tuffen um solche, die stark exogenes Material beigemischt enthalten.

6. QUARZDIORITE (EXOGENE AUSWÜRFLINGE)

Als exogene Auswürflinge werden eine Anzahl Proben, die sich in der Umgebung des Dorfes Wunbo in Form von losen Blöcken fanden, angesehen. Sie wurden sowohl von A. BUXTORF, wie von H. HUBER gesammelt und sind, abgesehen vom verschiedenen Zersetzungsgrade, fast identisch. Dem Chemismus nach könnten sie, obwohl etwas leukokrater, eventuell als Tiefengesteinsäquivalente der andesitischen, resp. dacitoiden Ergussgesteine gelten. Die starke Umwandlung aber, welche sie in Gegensatz zu den absolut frischen Laven stellt, war mit einer der Gründe, weshalb sie hier als mitgerissene Stücke des Untergrundes betrachtet werden sollen. Damit soll natürlich nicht verneint werden, dass sie die Produkte einer früheren Erstarrungsphase desselben Magmas bilden können, das später die andesitischen Laven lieferte.

Makroskopisch sind die Quarzdiorite massige, graugrüne, etwas unfrisch aussehende Gesteine, die neben 2—3 mm grossen mattgrünen Individuen frische Spaltflächen von Feldspäten derselben Grösse zeigen.

Der Mineralbestand ist: Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Hornblende, Biotit, Apatit, Magnetit, Zirkon, dazu als sekundäre Umwandlungsprodukte: Chlorit, Epidot, Calcit, Titanit. Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, indem der Plagioklas und die dunklen Gemengteile relativ gut eigengestaltig sind, der Quarz hingegen in unregelmässig begrenzten Massen die Zwischenräume ausfüllt.

Die Quarzindividuen zerfallen durch unregelmässige Sprünge in verschiedene Felder. Die Schnüre von Gasporen, die sich von einem Feld über die Grenze ins nächste fortsetzen, zeigen, dass es sich offenbar ursprünglich um ein Individuum gehandelt haben muss. Fast alle Körner zeigen leichte Zweiachsigkeit. Diese, wie auch die Sprünge, dürften wohl durch die Hitzewirkung des Magmas bedingt sein. Der Plagioklas ist gut idiomorph, von ausgeprägter Zonarstruktur und intensiv verzwilligt. Seine Zusammensetzung variiert von Labrador An 60 im Kern bis Oligoklas An 20 am Rande. An Zwillingsgesetzen wurden beobachtet: Albit-, Karlsbad-, Roc Tourné- und Periklingesetz. Auch der Plagioklas zeigt neben den üblichen

Spaltbarkeiten z. T. unregelmässige Risse, die vielleicht mit der Hitze-wirkung zusammenhängen.

Der Orthoklas findet sich nie in selbständigen Kristallen, sondern nur in schmalen Hüllen um die Plagioklase. Auf der Plagioklasseite wird der Orthoklas mantel geradlinig begrenzt, auf der Aussenseite jedoch ist er unregelmässig gezackt und greift buchtig-lappig zwischen die andern Gemengteile ein. Da die äusserste Hülle der Plagioklase aus Oligoklas von ca. 20 % Anorthit besteht, dessen optische Orientierung ähnlich derjenigen des Orthoklases ist, so ist letzterer oft sehr schwer zu erkennen. Der mehrfach konstatierte Achsenwinkel $2V_\gamma = 69^\circ$ spricht jedoch eindeutig für Orthoklas. Die Orientierung des Orthoklases zum umwachsenen Plagioklas ist wegen der Schmalheit der Säume sehr schwer festzustellen. Es scheint, dass vielfach die Flächen (001) und (010) parallel orientiert sind, daneben wurden aber auch anscheinend ganz regellose Verwachsungen festgestellt. Der Orthoklas mantel ist manchmal etwas sericitisiert, währenddem der Plagioklas diese Erscheinung nicht zeigt. Die Hornblende ist eine gewöhnliche grüne Hornblende mit folgenden Eigenschaften:

$$\begin{array}{l} n_\alpha \quad \text{fast farblos bis hellbräunlichgrün} \\ n_\beta \quad \left. \vphantom{n_\beta} \right\} \text{grünlichbraun bis braunoliv} \\ n_\gamma \end{array}$$

$$\begin{array}{l} n_\beta = b \quad \quad \quad c/n_\gamma = 16^\circ - 18^\circ \\ n_\gamma - n_\alpha = 0,0232 \\ n_\gamma - n_\beta = 0,0083 \quad \quad 2V_\gamma = 106\frac{1}{2}^\circ \\ n_\beta - n_\alpha = 0,0149 \end{array}$$

Die Dicke konnte aus dem Gangunterschied von dem Hornblendekorn unmittelbar anliegenden Quarzindividuen bestimmt werden.

Die Hornblende ist in der Prismenzone von (110), das auch ausgezeichnete Spaltfläche ist, begrenzt. Sie ist oft mit Biotit verwachsen und wandelt sich in wirre chloritische Massen mit anormalen, tintenblauen Interferenzfarben um. Daneben kommt auch eine Umwandlung in Calcit und Epidot vor, z. T. unter Titanit-ausscheidung. Der Biotit zeigt den Pleochroismus dunkelkastanienbraun-hellgelb, er ist optisch negativ mit sehr kleinem Achsenwinkel. Auch er wandelt sich in Chlorit um. Der Magnetit, der sich hauptsächlich an die Nähe der Hornblenden und Biotite hält, und der Apatit bieten nichts besonderes. Der Zirkon zeigt die üblichen gut idiomorphen Kriställchen. Im Chlorit finden sich um ihn wohl-ausgebildete pleochroitische Höfe. Dieser Umstand bildet wohl den

besten Beweis dafür, dass der Quarzdiorit nicht jungtertiären bis recenten Alters, und darum nicht endogen gebildet sein kann.

D. Provinzielle Betrachtungen

1. CHARAKTERISTIK DER PROVINZ

Wenn auch die chemischen Daten über das Chindwingebiet leider noch sehr mangelhaft sind, so dürfte doch auf Grund der Assoziation Andesit - (Dacit) - Liparit feststehen, dass die Hauptdifferentiations-tendenz pazifisch ist. Die Andesite gehören der dioritischen, die Liparite der granitischen Magmengruppe i. w. S. an; irgendwelche Tendenzen zu alkalibetonten, z. B. essexitischen oder alkaligranitischen Typen, fehlen. Die Basalte zeigen jedoch alkaligabbroiden Chemismus. Es muss hier erwähnt werden, dass H. L. CHHIBBER und Mitarbeiter (Lit. 52) neben den gleichen Typen, wie sie hier erwähnt und beschrieben wurden, noch einen „Nephelintachylit“ erwähnen. Die Existenz eines solchen Gesteins wäre überhaupt, nicht nur hier, sehr interessant und merkwürdig, so dass es eine eingehendere Beschreibung verdiente, als wie sie sich in der zitierten Arbeit findet.

Neben dieser wohl unbestrittenen pazifischen Grundtendenz wirken nun aber eine Reihe von Nebeneinflüssen, welche das Gesamtbild um spezielle Züge bereichern und als solche einzeln betrachtet werden müssen. Unter diesen Nebeneinflüssen sind zu unterscheiden:

1. e x o g e n e, dahin gehört die Assimilation von Kalk und Quarz,
2. e n d o g e n e, dazu ist die Bildung besonderer Differentiate, von denen uns die endogenen Auswürflinge Kunde geben, zu rechnen.

Die Kalkassimilation muss aus den w. o. angegebenen Gründen (Vorkommen von Calcit in den ganz frischen Gesteinen, Neubildung von Augit aus Calcit, siebartige Durchwachsungen von Calcit und Augit, umgekehrte Zonenfolge in den Grundmassen-augiten: aussen kalkreich, innen kalkarm) als feststehend angenommen werden. Es besteht jedoch kein Zweifel, dass sie nur geringes Ausmass gehabt haben kann, indem keine Gesteine von ausgesprochen anormalem Chemismus entstanden sind.

Die Quarzassimilation muss ebenfalls als feststehend angenommen werden, wie die in Resorption befindlichen Quarzkörner mit ihren augitischen Reaktionszonen beweisen. Auch sie hat sicher nur sehr geringes Ausmass gehabt, sind es doch gerade die stark mit Kieselsäure untersättigten Olivinbasalte mit normativem Nephelin, die diese Erscheinung zeigen.

Was die Hornblendite anbelangt, so zeigen sie, dass neben einer frühen Ausscheidung und Absaigerung von Pyroxen, wie sie ja für die meisten Differentiationshypothesen zu Hilfe genommen wird, auch eine frühe Ausscheidung und Anreicherung von Hornblende eine Rolle spielen kann. Es scheint dies ein Punkt zu sein, der sicherlich oft nicht genügend betrachtet worden ist, vielleicht vorwiegend deshalb, weil wir unsere Arbeitshypothesen für die Erklärung der magmatischen Differentiation z. T. auf die an trockenen Silikatschmelzen experimentell gewonnenen Erfahrungen stützen und weil Amphibole aus solchen bis jetzt nicht dargestellt wurden. Schon A. LACROIX (Lit. 38) hat darauf hingewiesen, dass Hornblendite zu mit Kieselsäure stark untersättigten Gesteinen heteromorph sind, und dass somit gerade über diese Hornblendeanreicherung eine pazifische Differentiationsserie zu „alkalischen“ basischen Endgliedern gelangen kann. Im vorliegenden Fall fällt ohne weiteres die grosse chemische Ähnlichkeit des Hornblendits mit dem Olivin-Plagioklasbasalt auf. Die beiden Gesteine sind einander in Tabelle VIII gegenübergestellt.

Tabelle VIII

	I.	II.
SiO ₂	40,77	40,66
Al ₂ O ₃	13,22	15,14
Fe ₂ O ₃	4,61	6,03
FeO	4,30	2,50
MnO	0,08	0,09
MgO	15,12	10,21
CaO	13,50	13,38
Na ₂ O	3,16	4,29
K ₂ O	1,77	1,13
H ₂ O+	0,48	0,32
H ₂ O-	0,04	0,04
CO ₂	0,12	0,40
TiO ₂	2,57	1,85
P ₂ O ₅	0,13	0,05
	99,87	100,09

I. Pyroxenhornblendit (Auswürfling), Wunbo, Lower Chindwin, Upper Burma. Anal. S. PARKER.

II. Olivin-Plagioklasbasalt, Twinywa-Krater, Lower Chindwin, Upper Burma. Anal. S. PARKER.

Die Übereinstimmung ist nicht vollkommen. Wenn man aber bedenkt, dass es sich bei den analysierten Proben um zwei beliebig herausgegriffene Typen handelt, und dass Schliffstudien zeigen, dass sowohl das Verhältnis Hornblende:Pyroxen im Hornblendit, wie

auch das Verhältnis Olivin:Pyroxen im Basalt wechseln kann, und dass ferner Assimilation von Kalk und Quarz eine Rolle gespielt haben kann, so wird man keine Bedenken haben, den Pyroxenhornblendit als Tiefenäquivalent des Basalts aufzufassen. Man hätte somit anzunehmen, dass ein Segregat von früh ausgeschiedener Hornblende in der Tiefe wieder aufgeschmolzen worden, später wieder zur Eruption gekommen und als Lava erstarrt wäre. Die durch eine plötzliche Explosion an die Erdoberfläche gelangten Hornblendite wären nach dieser Auffassung noch nicht wieder aufgeschmolzene Teile des Hornblendesegregates. Das Normale wäre nun gewesen, dass die Lava als Nephelinbasanit, resp. Limburgit erstarrt wäre und somit die Vergesellschaftung Liparit-Andesit-(Dacitoid)-Basanit (ev. Limburgit) zu Stande gekommen wäre, wie sie verschiedentlich bekannt geworden ist. Eine derartige, chemisch sehr gut bekannte Provinz (69 Gesteinsanalysen mit einer SiO_2 -Variation von 75—42 %) ist z. B. diejenige der mesozoischen und jüngern Eruptiv-, insbesondere Effusivgesteine von Ostchina, deren Kenntnis wir ebenfalls A. LACROIX (Lit. 40) verdanken. In unserm Falle scheint sich nun aber ein Gestein gebildet zu haben, bei dem sich der niedrige Silikationsgrad nicht in Nephelinbildung äusserte.

Neben dieser Erklärung lässt sich auch die Ansicht vertreten, dass die Untersättigung mit Kieselsäure, wie sie die Basalte zeigen, auf einer Desilifizierung durch Kalkeinschmelzung beruhe, ein Vorgang, der hier nicht von der Hand zu weisen ist, da Kalkassimilation im Gebiete des Lower Chindwin ja nachgewiesen ist, wie die w. o. gegebenen Gesteinsbeschreibungen zeigten. Es wäre auch die Möglichkeit in Betracht zu ziehen, dass die starke Hornblende-Ausscheidung und -Anreicherung durch Kalkassimilation mitbedingt wurde, dass sich infolge besonderer Umstände (H_2O -Reichtum des Magmas und Mergelgehalt des Kalkes) statt des und neben dem diopsidischen Augit vorwiegend Hornblende gebildet hat. Irgend ein Schluss darüber lässt sich aus den Schliffbildern nicht ziehen, da die Hornblenden ganz intakt sind und da auch keine unverdauten Kalkreste zu sehen sind.

Auf den ersten Blick wirkt die Vergesellschaftung eines alkalischen Basaltes mit Andesiten und Kalkalkalilipariten etwas auffällig. Dies wird bedeutend gemildert durch den Umstand, dass es sich bei diesen Basalten anscheinend um die jüngsten Bildungen der Provinz handelt, für die nach obigem der Ursprung aus umgeschmolzenen früh ausgeschiedenen basischen Kristallsegregaten zum mindesten wahrscheinlich ist. Bei Tiefengesteinsmassiven bilden diese umge-

schmolzenen, früh ausgeschiedenen Segregate, wenn sie zur Eruption kommen, die Lamprophyre, und es ist eine schon längst bekannte Tatsache, dass diese gegenüber der Hauptmasse der Gesteine gerne etwas alkalischeren Charakter zeigen. Unter diesem Gesichtspunkt betrachtet verliert die Vergesellschaftung Liparit-Andesit-Alkalibasalt viel von dem anscheinend Regelwidrigen, das ihr auf den ersten Blick anhaftet.

Eine weitere interessante und folgenreiche Differentiationstendenz verraten die *Biotitpyroxenolithe*. Sie zeigen, dass offenbar eine frühe Ausscheidung und Anreicherung von diopsidischem Pyroxen und phlogopitischem Glimmer stattgefunden hat. Dass auch hierfür die Frage nicht zu entscheiden ist, ob diese Ausscheidung eventuell durch eine Kalkassimilation bedingt sei, wurde schon w. o. anlässlich der Beschreibung der *Biotitpyroxenolithe* erwähnt.

Zusammenfassend lässt sich somit sagen, dass die verschiedenen konstatierten Nebentendenzen das Bild der Provinz bereichern und mit dem pazifischen Grundcharakter sehr wohl verträglich sind und aus ihm erklärt werden können.

2. STELLUNG DER PROVINZ

Wie in der geologischen Einleitung gesagt wurde, bilden die vulkanischen Erscheinungen am Lower Chindwin nur ein Glied in der Kette jungeruptiver Tätigkeit, die sich von den Andesiten von *Teng Yüeh in Yünnan* (China, Lit. 12) über die Basalte der *Ming in Range* und die Basalte von *Tawmaw* nach dem *Lower Chindwin* und von dort über den vollständig erhaltenen Rhyolith-Andesit-Basaltvulkan des *Mt. Popa* (Lit. 15) und weiter über die Dolerite der *Pegu-Yoma* (Lit. 16) zu den Rhyolithen von *Unter-Burma* (*Thaton* distr., Lit. 17) hinzieht. Über die Inseln *Barren* und *Narcondam* (Lit. 71) im Golf von Bengalen wird der Anschluss an *Nord-Sumatra* erreicht. Leider existieren von all diesen Vorkommnissen, soweit sie das Festland betreffen, nur mikroskopische Untersuchungen ohne genauere Mineralbeschreibungen und besonders auch ohne chemische Analysen. Die vorhandenen Beschreibungen lassen jedoch keinen Zweifel darüber, und die Autoren, besonders *H. L. CHIBBER*, betonen es immer wieder, dass die Gesteine dieser Vorkommnisse grösste Ähnlichkeit mit den Chindwingesteinen zeigen und zu einer petrographischen Provinz zusammenzufassen sind. In starkem Gegensatz dazu stehen die Gesteine des *Kabwet*-Gebietes, die an der Grenze der jungen Formationen gegen das alte, starre Widerlager des *Shanplateaus* aufgedrungen sind. Diese umfassen

Analcimbasalte, Teschenite etc., also Gesteine von atlantischem Charakter und werden von ihren Bearbeitern mit den Laven des schottischen Midland Valley verglichen. Von den Inseln Barren und Narcondam verfügt man über genaue Gesteinsbeschreibungen und sechs chemische Analysen durch H. S. WASHINGTON (Lit. 71). Es handelt sich um Basalte, Augit- und Hornblendeandesite (Dacitoide) von normalgabbroidem, peléitischen, normaldioritischem, resp. quarzdioritischem Chemismus. Die Analyse eines Pyroxen-Hornblendeandesites vom Chindwin-Gebiet ordnet sich sehr gut dazwischen ein, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
I.	148	29,5	31	29	10,5	0,15	0,45	0,94	— 6
II.	162	30	31,5	26	12	0,39	0,54	0,83	— 14
III.	202	33	29	23	14,5	0,30	0,53	0,79	— 44

I. Augitandesit, NE Landungsplatz, Barren Island. Anal. H. S. WASHINGTON in Lit. 71.

II. Pyroxen-Hornblendeandesit, Twindaung-Krater, Lower Chindwin. Anal. N. SAHLBOM in P. KELTERBORN, Ecl. geol. helv. 19. 1925, p. 359.

III. Hornblendedacitoid, Narcondam Island. Anal. H. S. WASHINGTON in Lit. 71.

Der etwas höhere k-Wert des Chindwin-Gesteins kann gut durch die w. o. diskutierte mediterrane Nebentendenz erklärt werden.

Was schliesslich die Verwandtschaft zu den jungen Laven des malayischen Bogens anbetrifft, so ist sie so offensichtlich, dass sie nicht weiter diskutiert werden braucht. Bei der Beschreibung der Andesite und Liparite wurde auf einzelne diesbezügliche chemische Analogien aufmerksam gemacht.

Ein Umstand ist noch von Bedeutung. Das Gebiet des malayischen Bogens ist bekanntlich eines der besten Beispiele dafür, dass sich mediterrane Provinzen gerne in mehr oder weniger enger Beziehung zu pazifischen vorfinden. Unmittelbar am Innenrande des Bogens findet sich auf den Inseln Java (Mt. Mouriah), Soembava (Halbinsel Sanggar), Bawéan, Borneo und ganz besonders auf Süd-Celebes eine der bestentwickelten mediterranen Provinzen, die nach dem Pic von Maros als Maros-Provinz benannt wurde (Lit. 33—35, 57, 72).

Genetisch betrachtet stellt diese Provinz nichts anderes dar als eine Bildung analog derjenigen der besprochenen Biotitpyroxenolithe, nur in viel grösserem Ausmasse und mit dem Unterschiede, dass weitere Differentiation stattfand. Ausserdem kamen im Chindwin-Gebiet die Kali-Gesteine nicht auf normalem Wege zur Eruption,

sondern wurden durch Explosion zu Tage gefördert, während es im Marosgebiet zu richtiger Lavaeruption kam.

Obwohl die Maros-Provinz von der Andesit-Provinz des malayischen Bogens im allgemeinen scharf abgegrenzt erscheint, ist doch stellenweise im Grenzgebiet eine geringe Vermischung bemerkbar, indem z. B. aus dem Krater des Bromo auf Java ein K-reicher Andesit als „Shoshonit“ beschrieben wurde, der, wie die Zusammenstellung in Tab. II resp. II a zeigt, sehr nahe chemisch mit einem Pyroxen-hornblendeandesit vom Twinywa-Krater im Lower Chindwingebiet übereinstimmt. Auf andere interessante Erscheinungen an der Grenze der beiden Provinzen hat H. A. BROUWER (Lit. 11) aufmerksam gemacht.

VERZEICHNIS DER BENÜTZTEN LITERATUR

1. BARTH, T. F. W., Crystallization of Pyroxenes from Basalts. *Am. Min.* **16**, 1931, p. 195.
2. BAUER, M., On the Jadeite and other Rocks from Tawmaw in Upper Burma. *Rec. Geol. Surv. India* **28**, 1895.
3. — Der Jadeit und die andern Gesteine der Jadeitlagerstätte von Tawmaw in Ober-Birma. *N. Jb. f. Min. etc.* **1896**, I, p. 18.
4. — Weitere Mitteilungen über den Jadeit von Ober-Birma. *C.-B. f. Min. etc.* **1906**, p. 97.
5. BEREK, M., Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universal-drehtischmethoden. Berlin 1924.
6. BLEEK, A. W. G., Die Jadeitlagerstätten in Upper Burma. *Z. f. prakt. Geol.* 1907, p. 341.
7. — Jadeite in the Kachin Hills, Upper Burma. *Rec. Geol. Surv. India* **36**, 1908, p. 254.
8. BOWEN, N. L., Preliminary Note on Monticellite-Alnoite from Isle Cadieux, Quebec. *J. Wash. Ac. Sc.* **11**, 1921, p. 278.
9. — Genetic features of alnoitic rocks at Isle Cadieux, Quebec. *Am. J. Sc.* **53**, 1922, p. 1.
10. — Two corrections to Mineral Data. *Am. Min.* **7**, 1922, p. 64.
11. BROUWER, H. A., Alkaline rocks of the Volcano Merapi (Java) and the origin of these rocks. *Proc. K. Ak. Wet. Amsterdam* **3**, 1928, p. 492.
12. BROWN, J. COGGIN, Contributions to the Geology of the Province of Yunnan Western China. Pt. I. The Bhamo-Teng-Yüeh Area. *Rec. Geol. Surv. India.* **43**, 1913, p. 173. Pt. II. Petrology of the volcanic rocks of the Teng-Yüeh district, by R. C. Burton, *ibid.*, p. 206.
13. BURRI, C., Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **6**, 1926, p. 115.
14. — Pyroxenolith aus dem Vulkangebiet des Lower Chindwin River, Upper Burma. *Verh. Schweiz. Naturf. Ges. La Chaux-de-Fonds* 1931, p. 315 und *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **11**, 1931, p. 417.
15. CHHIBBER, H. L., The igneous rocks of the Mt. Popa Region, Burma. *Trans. Min. Geol. Inst. India* **21**, 1927, p. 226.

16. — Some intrusive rocks of the Pegu-Yoma, Burma. *Ibid.* **21**, 1927, p. 338.
17. — The Rhyolithes and Rhyolith Tuffs of Thaton district, Lower Burma. *Journ. Burma Research Soc.* **16**, 1927, p. 166.
18. — The Serpentes and associated Minerals of Henzada and Bassein Districts, Burma. *Ibid.* **16**, 1927, p. 176.
19. COTTER, G. DE P., Geology of part of Minbu District. *Rec. Geol. Surv. India* **41**, 1912, p. 121.
20. — Some newly discovered Coal Seams near the Yaw River, Pakokku District, Upper Burma. *Ibid.* **46**, 1913, p. 163.
21. — Notes on the value of Nummulites as zone fossiles, with a description of some burmese species. *Ibid.* **44**, 1914, p. 52.
22. — The Geotectonics of the tertiary Irrawady Basin. *Journ. As. Soc. Bengal. N. S.* **14**, 1918, p. 409.
23. — The Oil-Shales of eastern Amherst, with a sketch of the Geology of the neighbourhood. *Rec. Geol. Surv. India* **40**, 1923, p. 279.
24. DUPARC, L., et PEARCE, F., *Traité de Technique Minéralogique et Pétrographique I. Les Méthodes Optiques.* Leipzig 1907.
25. DUPARC, L., et REINHARD, M., La Détermination des Plagioclases dans les Coupes Mincees. *Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève* **40**, fasc. 1, 1924.
26. FERGUSON, J. B., and MERWIN, H. E., The ternary system CaO-MgO-SiO₂. *Am. J. Sc.* **48**, 1919, p. 81.
27. GEE, F. R., The Geology of the Andaman and Nicobar Islands, with special reference to Middle Andaman. *Rec. Geol. Surv. India* **59**, 1926, p. 208.
28. GREGORY, J. W., and GREGORY, C. J., The Geology and Physical Geography of Chinese Tibet, and its relations to the mountain system of southeastern Asia, from observations made during the Percy Sladen Expedition 1922. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. B, Vol.* **213**, 1925, p. 171.
29. GREGORY, J. W., The geological relations of the oil-shales of southern Burma. *Geol. Mag.* **60**, 1923, p. 152.
30. HALLIMOND, A. F., On Monticellit crystals from a steel works mixer slag. *Min. Mag.* **19**, 1921, p. 193.
31. HAYDEN, H. H., Report on the steatite mines, Minbu district, Burma. *Rec. Geol. Surv. India* **29**, 1896.
32. HOBDAV, J. R., and MALLEY, F. R., The volcanoes of Barren Island and Narcondam, in the Bay of Bengal. *Mem. Geol. Surv. India* **21**, 1885, art. 4.
33. IDDINGS, J. P., and MORLEY, E. W., A contribution to the petrography of Java and Celebes. *J. of Geol.* **23**, 1915, p. 231.
34. — A contribution to the petrography of southern Celebes. *Proc. Natl. Ac. Sc.* **3**, 1917, p. 592.
35. — A contribution to the petrography of the Island of Bawéan. *Proc. Natl. Ac. Sc.* **3**, 1917, p. 105.
36. KELTSERBORN, P., Einige Notizen über Gesteine des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin, Upper Burma. *Ecl. geol. helv.* **19**, 1925, p. 352.
37. LACROIX, A., *Les enclaves de roches volcaniques.* Mâcon 1893.
38. — Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives nonfeldspatiques qui les accompagnent. *C. R. Ac. sc. Paris* **165**, 1917, p. 381.

39. — Dacites et dacitoides, à propos des laves de la Martinique. *Ibid.* **168**, 1919, 297.
40. — La composition minéralogique et chimique des roches éruptives et particulièrement des laves mésozoïques et plus récentes de la Chine orientale. *Bull. geol. soc. China* **7**, 1928, p. 13.
41. — La jadéite en Birmanie: les roches qu'elle constitue ou qui l'accompagnent. Composition et origine. *Bull. soc. française de min.* **53**, 1930, p. 216.
42. LEPLA, A., und SCHWAGER, A., Der Nephelinbasalt von Oberleinleitner. *Geogn. Jahresh.* **I**, 1888, p. 65.
43. NIGGLI, P., Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin 1923.
44. — Homogeneous equilibria in magmatic melts and their bearing on the processes of igneous rock formation. *Trans. Farad. Soc.* **20**, pt. 3, 1925.
45. NOETLING, F., Note on the Geology of Wuntho in Upper Burma. *Rec. Géol. Surv. India* **19**, 1894, p. 137.
46. — Note on the occurrence of Jadeite in Upper Burma. *Rec. Geol. Surv. India* **26**, 1893, p. 26.
47. — Über das Vorkommen von Jadeit in Ober-Birma. *N. Jb. f. Min. etc.* 1896, **I**, p. 1.
48. OLDHAM, R. D., Report on the Geology of parts of Manipur and the Naga Hills. *Mem. Geol. Surv. India* **19**, 1883, p. 217.
49. — On explosion craters in the Lower Chindwin district, Burma. *Rec. Geol. Surv. India* **34**, 1906, p. 137.
50. PASCOE E. H., The Oilfields of Burma. *Mem. Geol. Surv. India* **40**, 1912, pt. 1.
51. PENFIELD S. N., und FORBES, E. H., Über den Fayalith von Rockport, Mass. und über die optischen Eigenschaften der Chrysolith-Fayalith-Gruppe und des Monticellit. *Z. Krist.* **26**, 1896, p. 143.
52. PINFOLD, E. S. DAY, A. E. STAMP, DUDLEY, L., and CHHIBBER, H. L., Late tertiary igneous rocks of the Lower Chindwin Region, Burma, *Trans. Min. Geol. Inst. India* **21**, 1927, p. 145.
53. PIRSSON, L. V., The Microscopical Characters of Volcanic Tuffs—a Study for Students. *Am. J. Sc.* IVth ser. **40**, 1915, p. 191.
54. REED, F. C., The Geology of the British Empire. London 1921.
55. SCHEUMANN, K. H., Petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Polzengebietes in Nord-Böhmen. *Abh. Math.-phys. Kl. Sächs. Ak. Wiss.* **32**, 1913, p. 607.
56. — Zur Genese alkalisch-lamprophyrischer Ganggesteine. *C.-B. f. Min. etc.* **1922**, p. 495 und 521.
57. SCHMIDT, C., Untersuchung einiger Gesteinssuiten, gesammelt in Celebes. In: Sarasin, F. und P., Materialien zur Naturgeschichte der Insel Celebes. Wiesbaden 1901.
58. SCHWANTKE A., Die Basalte der Gegend von Homberg an der Ohm, insbesondere der Dolerit des hohen Berges bei Ofleiden. *N. J. f. Min. etc.*, **B. B.** **18**, 1904, p. 460.
59. STAMP, L. DUDLEY, An outline of the tertiary geology of Burma. *Geol. Mag.* **59**, 1922, p. 441.
60. — Geology of part of the Pondaung Range. *Trans. Min. Geol. Inst. India* **17**, 1922, p. 161.

61. — Some remarks on the tectonics of Burma. C. R. XIIIe sess. Congr. géol. int. Belgique 1922. Fasc. 2. Liège 1922, p. 1145.
 62. — Seasonal rhythm in the tertiary sediments of Burma. Geol. Mag. **62**, 1925, p. 515.
 63. — The conditions governing the occurrence of oil in Burma. Inst. of Petr. Techn. 1927.
 64. STAMP, L. DUDLEY and CHIBBER, H. L. The igneous rocks of the Kabwet Area, Shwebo and Mandalay Districts, Upper Burma. Trans. Min. Geol. Inst. India **21**, 1925, p. 97.
 65. STONIER G. A., Preliminary report on the auriferous tract in the Wuntho District in Burma. Gen. Rep. Geol. Surv. India 1899/1900, p. 59.
 66. STUART, M., The Geology of the Henzada District, Burma. Rec. Geol. Surv. India **41**, 1912, p. 240.
 67. — Geological Traverses from Assam to Myitkyina; Myitkyina to Northern Putao, and Myitkyina to the Chinese Frontier. Rec. Geol. Surv. India **54**, 1923, p. 398.
 68. THEOBALD, W., The Geology of Pegu. Mem. Geol. Surv. India **10**, 1873, p. 189.
 69. TIPPER, G. H., The Geology of the Andaman Islands with References to the Nicobars. Mem. Geol. Surv. India **35**, 1911, pt. 4, p. 1.
 70. WADIA, D. N., Geology of India for Students. London 1926.
 71. WASHINGTON, H. S., The Lavas of Barren Island and Narcondam. Am. J. Sc. 5th ser. **7**, 1924, p. 441.
 72. WERDMÜLLER, J. O., Petrographische Untersuchung von Eruptivgesteinen des Pic von Maros in SW-Celebes. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **6**, 1926, p. 209.
 73. WINCHELL, A. N., Elements of Optical Mineralogy. Pt. II. Descriptions of Minerals. New York, John Wiley & Sons, Inc. 1927.
- N. B. Die Literatur, die sich nicht auf Burma bezieht und aus der nur Analysen zu Vergleichszwecken herangezogen wurden, befindet sich jeweils am betreffenden Orte zitiert.

Zürich, Juni 1932.

Mineralogisch-Petrographisches Institut
der E. T. H.

Geologisches Institut
der E. T. H.

Eingegangen: 13. Juli 1932.