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

Band: 25 (1945)

Heft: 1

Artikel: Die Koexistenzbeziehungen zwischen Hornblende, Biotit und Feldspäten und die Bedeutung der oszillierenden Zonarstruktur

Autor: Wenk, Eduard

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-21009

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 13.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Die Koexistenzbeziehungen zwischen Hornblende, Biotit und Feldspäten und die Bedeutung der oszillierenden Zonarstruktur

Von *Eduard Wenk,* Zürich/Basel

P. NIGGLI (19) hat 1936 durch die Einführung der Molekularnormen die einfache und übersichtliche Behandlung der Beziehungen zwischen Gesteinschemismus und Mineralchemismus ermöglicht. Im Jahre 1941 hat der gleiche Autor (20) die Koexistenzverhältnisse der Feldspäte von einem allgemeinen, wegleitenden Standpunkt aus diskutiert, auf die sich stellenden Fragen hingewiesen, und dabei feststellen müssen, dass das auswertbare Datenmaterial sehr spärlich ist. „Bei der Mangelhaftigkeit der vorhandenen Daten ist es naturgemäss unmöglich, jetzt schon zu verbindlichen Schlussfolgerungen zu gelangen. Hauptzweck ist, anzuregen, auf diesem Gebiet weiter zu arbeiten und die vorläufig noch wenig fundierten Ansichten durch neue Untersuchungen zu korrigieren."

In dieser Arbeit wird versucht, von der an anderer Stelle zu publizierenden, monographischen Bearbeitung der Gesteine des Kinabalu-Plutons (4100 m) in Nord-Borneo ausgehend, einige die Feldspat-Grundkomponenten betreffende Fragen anhand von neuem Material zu diskutieren. Einen sehr wertvollen Beitrag zu diesem Thema hat 1938 BARTH (28) geliefert.

Zunächst soll die Verteilung des sogenannten alumosilikatisch gebundenen K, Na und Ca (Kp, Ne und Cal, resp. Or, Ab und An) auf die verschiedenen Gesteine und auf deren Mineralien studiert werden, wobei die paragenetischen Verhältnisse berücksichtigt werden müssen. Verglichen mit den nur auf die dunkeln Gemengteile sich verteilenden M-Komponenten, nämlich dem silikatisch gebundenen Mg, Fe und Ca (Fo, Fa/Fs und Cs), ist das Problem insofern komplizierter, als die hier zu diskutierenden Bestandteile Kp, Ne und Cal am Aufbau der Feldspat-Feldspatoid-Gruppe wie der wichtigen dunkeln Gemengteile Hornblende und Biotit wesentlich beteiligt sind. Gewöhnliche Hornblenden bestehen ja zu 15 bis 30% aus Feldspat-Grundkomponenten (L), und beim Biotit ist deren Anteil noch grösser. L-Komponenten verteilen sich oft auf vier Haupt-

gemengteile ein und desselben Gesteins. Es ist einleuchtend, dass in solchen komplexen Fällen aus dem Gesteinschemismus allein niemals Rückschlüsse auf den Mineralchemismus gezogen werden dürfen. Nur in jenen seltenen Beispielen, bei denen die Zusammensetzung des Gesteins und diejenige von mindestens dreien der vier L-führenden Mineralkomponenten bekannt ist, können die Beziehungen überblickt werden. Die Untersuchung der Zusammenhänge wird aber dadurch erleichtert, dass die wichtigste Komponente, der meist zonare Plagioklas, bei dem nicht so sehr die mittlere Zusammensetzung als die Variationsbreite interessiert, auf optischem Wege bestimmt werden kann. Im folgenden Abschnitt sollen die Koexistenzverhältnisse in einigen komplexen Fällen, nämlich in den wichtigen, quarzführenden Hornblende-Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Gesteinen diskutiert werden.

1. KOEXISTENZBEZIEHUNGEN HORNBLENDE-BIOTIT-PLAGIOKLAS-ALKALIFELDSPAT

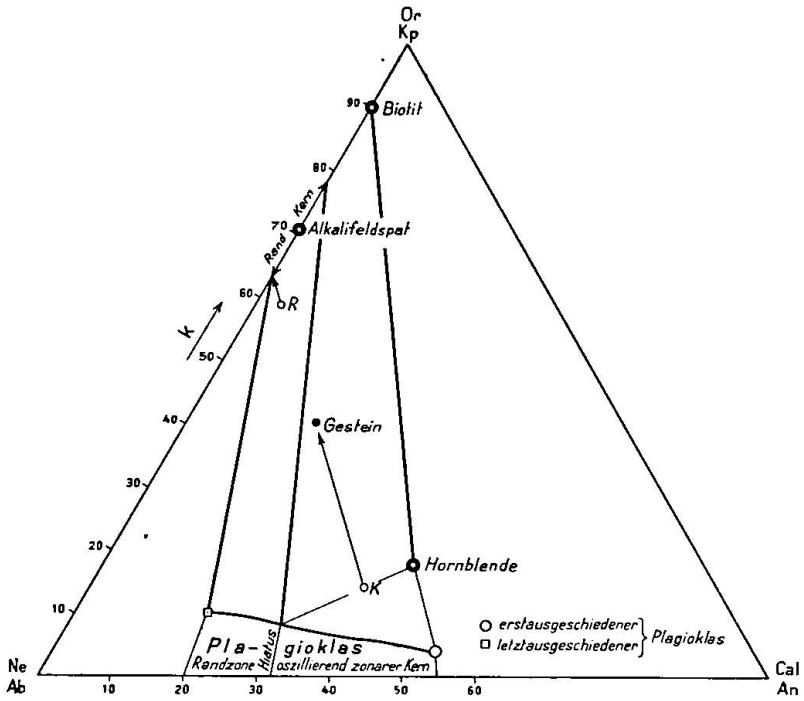
a) Kinabalu, Nord-Borneo

Den Ausgangspunkt zu dieser Diskussion bildet der Hornblende-Quarzmonzonit (Monzonitgranit) Nh. 411 des Gunong Kinabalu in Nord-Borneo. Von diesem Kern-Typ des Kinabalu-Plutons sind Gestein und die mit der Zentrifuge daraus separierten Mineralien Hornblende und Alkalifeldspat von J. von Steiger chemisch analysiert worden. Der Anorthitgehalt der darin auftretenden Plagioklase ist nach der üblichen Drehtischmethode (Reinhard 22), der Zonenmethode (Rittmann 23) und der Immersionsmethode (Tsuboi 26) an vielen Körnern bestimmt worden; etwas unsicher bleibt lediglich der zu 4 bis 10 % angenommene Or-Gehalt, der jedoch in diesem Zusammenhang keine wichtige Rolle spielt. Das Gestein enthält 14 Vol.% Quarz, 33 % Alkalifeldspat, 28 % Plagioklas, 21 % Hornblende, 3 % Biotit und 1 % Erz und Accessoria. Die aus den chemischen Analysen berechneten Basiswerte lauten:

Q	L	M	Ru	Cp	π	k	γ	mg	μ	w	
42,0	43,4	13,8	0,4	0,4	0,18	0,49	0,20	0,48	0,38	0,22	Gestein
17,7	25,8	55,4	1,1	—	0,43	0,30	0,24	0,49	0,38	0,20	Hornblende
39	61	—	—	—	0,00	0,71	—	—	—	—	Alkalifeldspat

Daraus ergeben sich die für die Konstruktion des Dreiecks Kp-Ne-Cal (Or-Ab-An) benutzten Projektionsorte. Das Alkalienverhältnis des Biotites ist unbekannt; es darf in derartigen Gesteinen ein k-Wert von 0,90 bis 0,95 angenommen werden und ein nur kleiner, hier vernachlässigter An-Gehalt.

Das Dreieck Or-Ab-An der Figur 1 zeigt die Verteilung des alumosilikatisch gebundenen K, Na und Ca auf die verschiedenen Komponenten des Quarzmonzonites, und gibt auch Aufschluss über die Koexistenzverhältnisse und liefert ein instruktives Bild vom Kristallisationsablauf und der sukzessiven Verschiebung der Zusammensetzung von Kristallat und Restschmelze.

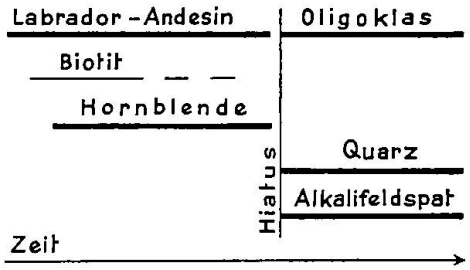


Figur 1. Dreiecksprojektion Kp : Ne : Cal resp. Or : Ab : An (π/k-Diagramm) des Hornblende-Quarzmonzonites Nh. 411 vom Gunong Kinabalu, Nord-Borneo, und dessen Mineralkomponenten.

Das klare Strukturbild lässt erkennen, dass die Kristallisation in zwei Phasen erfolgte. In Figur 2 ist die aus den Einschlussverhältnissen und den stereometrischen Beziehungen ablesbare Ausscheidungsreihenfolge der Mineralien dieses Quarzmonzonites dargestellt. Die in der ersten Kristallisationsphase eine Zeitlang gleichzeitig kristallisierenden, idiomorphen Mineralien Labrador-Andesin, Hornblende und Biotit liegen in Figur 1 auf einer steil verlaufenden, etwas gegen die Ecke An geneigten Koexistenzgeraden. Der mittlere Anorthitgehalt[1]) der Hornblende beträgt 52 %; er stimmt mit dem-

[1]) Unter Anorthitgehalt wird das auch für die optischen Bestimmungen geltende Verhältnis $\frac{An}{Ab + An}$, resp. $\frac{Cal}{Ne + Cal}$ verstanden, im Gegensatz zur Zahl $\pi = \frac{An}{Or + Ab + An}$ resp. $\frac{Cal}{Kp + Ne + Cal}$.

jenigen der Zentren der oszillierend zonaren Plagioklaskerne nahe überein (55 bis 49 % An), worauf später eingegangen wird. Nach Abschluss der Biotit-Ausscheidung kristallisierten Plagioklas und Hornblende längere Zeit simultan, resp. in rhythmischen Intervallen. Der Anorthitgehalt der Plagioklase alterniert und oszilliert dabei in intensivster Weise zwischen Labrador und Andesin. Sowohl die oberen Grenzen (Maxima) wie die unteren Grenzen der Oszillationen fallen in der Regel vom Kern gegen den Rand zu ab. Es liegt also ein normal oszillierender Mikrozonarbau vor.



Figur 2. Ausscheidungsreihenfolge im Hornblende-Quarzmonzonit Nh. 411 des Gg. Kinabalu, Nord-Borneo.

Nach Abschluss der Ausscheidung der Mafite und der oszillierend zonaren Plagioklaskerne hatte nach den angestellten Berechnungen das Kristallat die Zusammensetzung K, die Restschmelze die Zusammensetzung R. Da Biotit quantitativ keine grosse Rolle spielte, wurde in dieser ersten Kristallisationsphase der als mit dem Gestein übereinstimmend gedachten Ausgangsschmelze von den L-Komponenten hauptsächlich Ab und An entzogen. Es wurde frühzeitig ein erheblicher Teil der vorhandenen, Ca und Na silikatisch bindenden Tonerde, zusammen mit den mafitischen Komponenten und Wasser, in den niedrig silifizierten Verbindungen intermediärer Plagioklas, Hornblende und Biotit ausgeschieden, und es entstand eine kieselsäure- und alkalireiche Restschmelze.

Aus dem Strukturbild kann eine ausgesprochene Diskontinuität abgelesen werden zwischen der in der 1. Phase erfolgten Ausscheidung idiomorpher, grosser Mineralkörner und der in der 2. Phase folgenden Kristallisation der xenomorphen Gemengteile Oligoklas, Alkalifeldspat und Quarz. Der Anorthitgehalt der durch einen Hiatus von den oszillierend zonaren Plagioklaskernen abgesetzten Oligoklasränder sinkt von 32—30 % nach aussen stetig auf ca. 20 %. Albitreichere Plagioklase fehlen. Wegen ihrer abnormalen optischen Achsenwinkel (2V = —70° bis —80°) wird vermutet, dass die Oligoklase einen beträchtlichen Or-Gehalt (10 % und mehr) be-

sitzen, was mit der allgemeinen Anreicherung von Or in der Restschmelze in Einklang stände. Die grossen, durchwegs triklinen, jedoch nicht mikroklin-gegitterten Alkalifeldspate von der mittleren Zusammensetzung Or 71 Ab 29 sind ebenfalls deutlich zonar. Ihre breiten Randzonen sind dabei, gleich wie die in den Interstitien eingebauten, zuletzt ausgeschiedenen Alkalifeldspate und die Alkalifeldspaträndер, welche die Plagioklase bisweilen umrahmen, recht einheitlich, während die Kernzentren stark zonar sind. Die Kerne der grossen Alkalifeldspate haben optische Achsenwinkel von -60^0, während die Randzonen solche von -50^0 bis -42^0 erreichen. Die letztern Werte sind charakteristisch für Anorthoklase. Die Ränder haben etwas höhere Lichtbrechung als die Kerne. Es ergeben sich daraus zwanglos die Beziehungen, dass die An-reichen Oligoklase (innere Randzone) mit den Or-reichen Alkalifeldspaten (Kerne) koexistieren, und die Ab-reichen Oligoklase (Aussenrand) mit den Ab-reichen Alkalifeldspaten (Randzone), und dass sich nach Abschluss der Oligoklas-Kristallisation die Zusammensetzung der Alkalifeldspate offenbar nicht mehr änderte. Die steil stehenden Koexistenzgeraden sind in der Figur 1 eingezeichnet.

Im diskutierten Hornblende-Quarzmonzonit des Kinabalu haben somit die Koexistenzgeraden Biotit-Hornblende-Plagioklaskern, Alkalifeldspatkern - innere Randzone der Plagioklase und Alkalifeldspatrand-Aussenrand der Plagioklase einen steilen Verlauf in bezug auf die Dreieckbasis Ab-An. Der Kristallisationsprozess verläuft in Figur 1 von rechts nach links. Er führte als Folge der frühzeitigen alumosilikatischen Bindung von Ca und Na (Labrador-Andesin und Hornblende) im oben diskutierten Sinne zu kieselsäure- und alkalireichen Restlösungen von einer nahezu dem Eutektikum entsprechenden Zusammensetzung, wie Berechnungen und auch die Darstellung im Dreieck Q-L-M zeigen. Dieser Vorgang ist nicht nur charakteristisch für dieses Gestein, sondern für die Differentiation des Kinabalu-Plutons im allgemeinen.

Da die geschilderten Beziehungen erst an einem Einzelbeispiel gesichert sind, soll zunächst Vergleichsmaterial herangezogen werden.

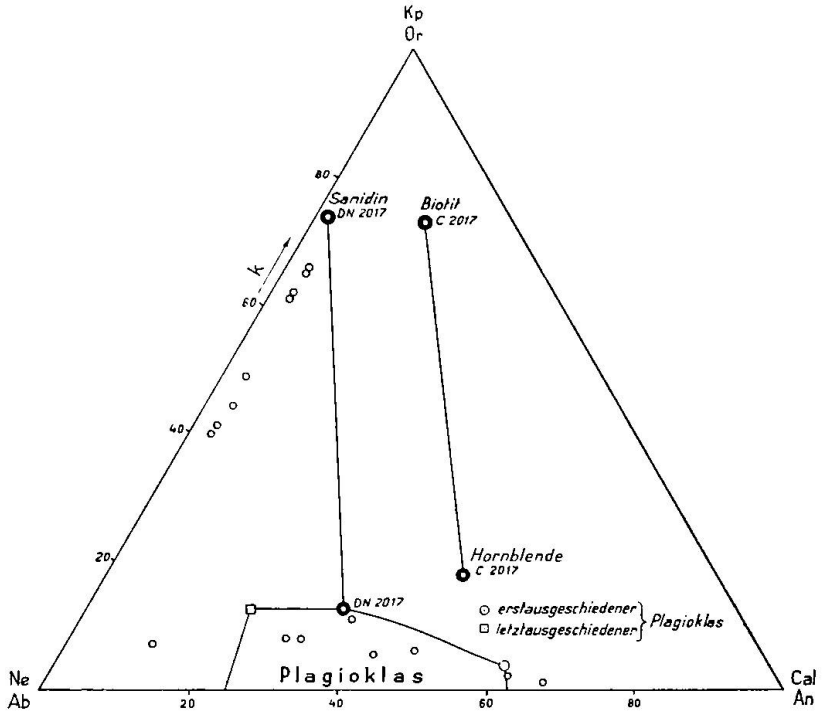
b) S. Juan Region, Colorado

Aus den wertvollen Arbeiten von E. S. Larsen u.a. (14—17) über die gesteinsbildenden Mineralien des S. Juan Gebietes in Colorado kann folgendes Beispiel zum Vergleich herangezogen werden: Alboroto-Quarz-Latit (C 2017), Cochetopa quadrangle, Sheep Creek near

mouth of Bear Creek (SiO_2-Gehalt des Gesteins 66,5 %, Gesteinsanalyse noch nicht publiziert); Basiswerte:

Q	L	M	Ru	Sp	π	k	γ	mg	μ	w	
21,2	21,7	55,9	1,2	—	0,48	0,34	0,21	0,63	0,50	0,32	grüne Hornblende
13,2	33,5	46,9	3,1	3,3	0,15	0,86	—	0,58	0,52	0,69	Biotit

Dieses Gesteinsmuster C 2017 ist auf Seite 891 der Originalarbeit (14), in der Tabelle mit den Normen der Hornblenden, als DN 2017 bezeichnet. Im Gestein DN 2017, einem Alboroto-Quarz-Latit aus dem



Figur 3. Dreiecksprojektion Kp : Ne : Cal resp. Or : Ab : An der Mineralkomponenten des Alboroto-Quarzlatites 2017 von S. Juan (Colorado). Weitere analysierte Feldspate des Gebietes sind als kleine Kreise markiert.

Steinbruch 4 Meilen SE Del Norte, sind Plagioklas und Sanidin chemisch analysiert worden mit folgendem Resultat (Äquivalentwerte):

Or	Ab	An	
12½ %	53 %	34½ %	Plagioklas
74 %	24 %	1½ %	Sanidin

Dieses zur Analyse von Plagioklas und Sanidin benutzte Muster DN 2017 ist im Text der zitierten Arbeit (17 p. 422/423) als C 2017 bezeichnet, und es wird dort auch erwähnt, dass es sich um ein Biotit

und Hornblende führendes Gestein handelt. Ob die beiden Nummern nun identisch sind oder nicht, so handelt es sich doch um eng verwandte Typen, deren Mineralbestand kombiniert werden darf. Die Autoren geben den nach der Immersionsmethode bestimmten Anorthitbereich der Plagioklase mit 63 bis 25% an (16 p. 242). Dieses Datenmaterial ist zur Konstruktion von Figur 3 verwertet worden; diese Projektion ist dem Or-Ab-An-Dreieck des Kinabalu-Quarzmonzonites (Figur 1) analog: Die Koexistenzgeraden Biotit-Hornblende-erst ausgeschiedener Plagioklas und Sanidin-Plagiosklas-Mittel verlaufen steil in bezug auf die Gerade Ab-An und sind etwas gegen die An-Ecke geneigt. Die basischen Kerne der Plagioklase kommen in die Verlängerung der Koexistenzgeraden Biotit - Hornblende zu liegen, haben also den gleichen Anorthitgehalt wie die Hornblende. Folgende, die Alkalifeldspate betreffende Bemerkung der Autoren stimmt ebenfalls mit den am Kinabalu-Material gemachten Feststellungen überein (17 p. 423): "In the course of crystallisation the sanidines are low in soda in the early stages and become richer in soda as crystallisation proceeds." Dieser Prozess geht auch aus der graphischen Darstellung der übrigen von LARSEN publizierten Feldspatanalysen hervor (17 Fig. 29). Der Alboroto-Quarz-Latit bestätigt somit die beim Quarzmonzonit des Kinabalu gefundenen Beziehungen.

Weitere vollständig analysierte Beispiele sind uns nicht bekannt, resp. (russische) nicht zugänglich.

c) Einige Daten aus andern Gebieten

Die Koexistenzbeziehungen Biotit-Hornblende in quarzmonzonitischen bis granodioritischen Gesteinen können durch folgende Daten weiter belegt werden:

π Biotit	k Biotit	π Hornblende	k Hornblende	
0,01	0,95	0,61	0,29	Quarzmonzonit Mt. Hofmann, U.S.A.
0,01	0,97	0,45	0,51	Quarzmonzonit Walkerville, Butte, U.S.A.
0,04	0,97	0,58	0,31	Granodiorit Tudu-muro, Yausaguti, Japan.

In allen drei Fällen haben die Koexistenzgeraden eine dem Kinabalu-Quarzmonzonit analoge, steile, etwas gegen die Ecke An geneigte Stellung. Ein sehr Or-reicher Biotit koexistiert mit einer Hornblende, deren Anorthitgehalt dem Labrador entspricht. Wie auch viele Einzelanalysen zeigen, sind derartige Biotite und Hornblenden

häufig in den genannten Gesteinen. Diese Feststellung ist für die weitere Diskussion insofern wichtig und vereinfachend, als in solchen Fällen die Koexistenzgeraden Biotit-Hornblende nicht stark von Strahlen gleichen Anorthitgehaltes $\frac{An}{Ab + An}$ abweichen.

Leider sind wir über die Koexistenzbeziehungen der Feldspate unter sich und zusammen mit den Mafiten schlecht unterrichtet. Besonders wünschenswert wären exakte Daten über die Koexistenz Plagioklas-Hornblende in Erstarrungsgesteinen. Von manchen Gesteinen aus Japan und aus dem Banat (SE-Europa) sind Gesteinsanalysen und zuverlässige Daten über den Plagioklas vorhanden; es fehlen aber Hornblendeanalysen. Andernteils sind in manchen Fällen Hornblende und Muttergestein analysiert worden; genaue Angaben über den modalen Anorthitgehalt und die Art der Zonarstruktur des koexistierenden Plagioklases werden aber nicht gegeben. Oft fehlt auch die in diesem Zusammenhang sehr wichtige Aussage über die Ausscheidungsreihenfolge.

Der Arbeit von Jones (13) über den Hornblende-Gabbro von Sudbury, Ontario, und dessen Einschlussgesteine (Quarz-Plagioklas-Hornblende) kann folgendes Beispiel entnommen werden: Analysiert wurden die Hornblende aus der Randzone eines Einschlusses im Gabbro und der mit ihr zusammen auftretende Plagioklas. Nach der von Jones gegebenen Beschreibung hat diese Hornblende die gleichen optischen Eigenschaften wie diejenige des 30 m entfernten analysierten Gabbro, und auch der Plagioklas stimmt nach den publizierten Daten mit demjenigen des Gabbro gut überein. Die Umrechnungen mit Hilfe der Molekularnormen zeigen dann allerdings, dass die Hornblende des Gabbro etwas magnesiumärmer sein muss; die Basiswerte des Gesteins werden deshalb hier nur vergleichsweise angeführt.

Q	L	M	Ru	π	k	γ	mg	μ	
27,0	14,3	58,4	0,3	0,69	0,48	0,26	0,79	0,58	hellgrüne Hornblende
39,3	59,2	1,5	—	0,73	0,19	—	—	—	Plagioklas
29,7	23,4	46,7	0,2	0,72	0,28	0,27	0,60	0,55	Hornblende-Gabbro

Das Verhältnis $\frac{An}{Ab + An}$ lautet für das Gestein 0,78, für den Plagioklas 0,77, für die Hornblende 0,81. Eine solch gute Übereinstimmung der An-Werte kann in gabbroiden Gesteinen häufig festgestellt werden (siehe auch Palmunen (29)). Dringend erwünscht wäre aber weiteres Zahlenmaterial über die dioritischen bis granodioritischen Gesteine.

2. DER ZONARBAU DER PLAGIOKLASE UND SEINE BEZIEHUNGEN ZUM GESTEINSCHEMISMUS UND ZUM ÜBRIGEN MINERALBESTAND

a) Kinabalu, Nord-Borneo

Es sei hier wiederum von den quarzmonzonitischen bis granodioritischen Gesteinen des in geringer Erdrindentiefe erstarrten Kinabalu-Plutons und seiner tertiäre Schichten durchbrechenden Apophysen ausgegangen. Bisher ist lediglich von einem Kerngestein die Rede gewesen.

Es sind im vorangegangenen Abschnitt im Dreieck Or-Ab-An hauptsächlich die steil verlaufenden Koexistenzen Biotit-Hornblende-Labrador/Andesin und Alkalifeldspat-Oligoklas betrachtet worden, die zwei getrennten Kristallisationsphasen entsprechen, welche allein vom zonaren Plagioklas überspannt werden. Plagioklas hat von allen Gemengteilen der diskutierten Gesteine das längste Kristallisationsintervall, das vom Zeitpunkt vor Beginn der Hornblende-Ausscheidung bis zur Alkalifeldspat-Bildung andauert. Die Kenntnis seiner komplexen Zusammensetzung ist deshalb überaus wichtig; sie kann wertvolle Anhaltspunkte geben über die bei der Kristallisation herrschenden Bedingungen. Bei der Auswertung dürfen aber nicht nur die Beziehungen zum Gesteinschemismus geprüft, sondern es müssen auch die übrigen L-führenden Gemengteile mitberücksichtigt werden. Hiezu gehören neben den Alkalifeldspaten auch die gewöhnlichen Hornblenden, welche bei den Kinabalu-Plutoniten eine wichtige Rolle spielen. Die Kristallisation von Plagioklas begleitet und überdauert diejenige der Hornblende. Beide Mineralarten bilden grosse, weitgehend idiomorphe Körner, die für langsames, lang andauerndes Wachstum unter günstigen Kristallisationsbedingungen sprechen. Dabei müssen wohl gewisse Wechselbeziehungen mitgespielt haben.

Es ist schon bemerkt worden, dass im genau untersuchten Quarzmonzonit der Anorthitgehalt der Hornblende mit demjenigen der Kernzentren und der basischen Rekurrenten der oszillierend zonaren Plagioklase gut übereinstimmt, und dass dies auch für andere Gesteine gilt. Aus den folgenden, am übrigen Kinabalu-Material festgestellten Tatsachen darf angenommen werden, dass dieser Zusammenhang nicht zufällig ist, und dass einige weitere wichtige Beziehungen bestehen zwischen den beiden Gemengteilen.

1. Die im Kern und in den basischen Rekurrenzen Labrador führenden, oszillierend zonaren Plagioklase sind beschränkt auf die Hornblende-Gesteine des Massivkerns, der Randfazies, der Apophysen und der sillartigen Vorkommen; sie fehlen den assoziierten

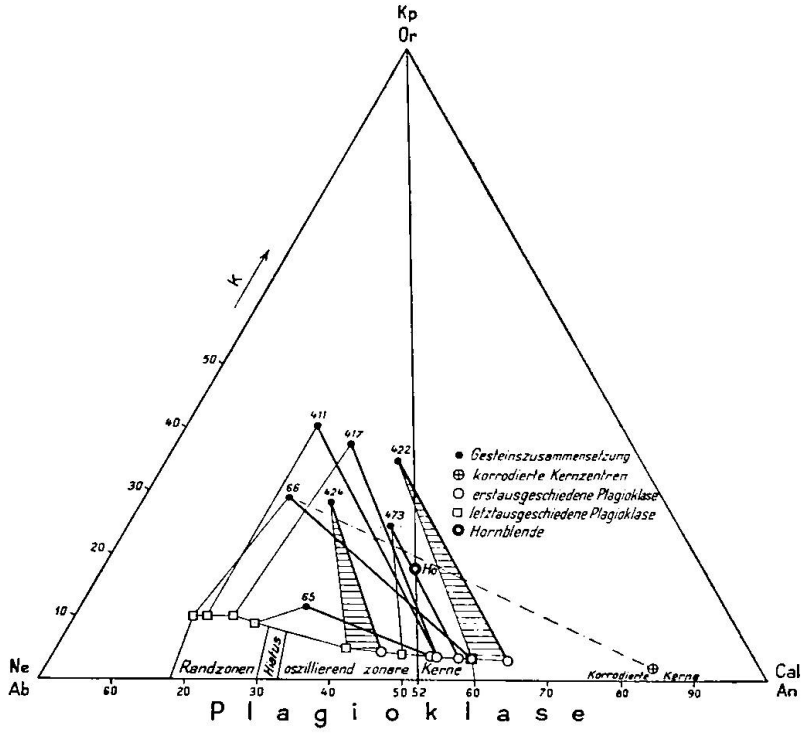
Biotit- und Hornblende-Biotit-Hypersthen-Varianten, deren Plagioklase eine viel einfachere Zusammensetzung haben. In untenstehender Tabelle sind Daten über die Zusammensetzung der Plagioklase und über den Anorthitgehalt ihrer hornblendeführenden Muttergesteine zusammengestellt; es sind auch zwei Gesteine aus dem später zu besprechenden Banat berücksichtigt.

	Gestein	oszillierend zonare Plagioklase		Oligoklasrand	Gestein
	An	untere Grenze An	obere Grenze An	untere Grenze An	M-Gehalt
Kinabalu	%	%	%	%	%
B.W. 66	28	30	60	18	21,2
Nh. 411	30	32	55	20	13,8
Nh. 417	38	38	55	22	20,4
Nh. 105	43	40	68	fehlt	16,4
Nh. 473	48	50	58	„	16,9
Banat					
1148	32	32	45	ca. 25	16,7
1374	42	40	52	22	12,6

Es geht aus dieser Tabelle hervor, dass die untere An-Grenze der Oszillationen (Oligoklas-Randzone nicht berücksichtigt) recht genau dem Anorthitgehalt des Muttergesteins, d. h. der Zusammensetzung jenes Plagioklases entspricht, der bei idealen Verhältnissen, bei vollständiger, nicht durch weitere Faktoren beeinflusster Reaktion zwischen Schmelze und Kristall schliesslich hätte entstehen müssen. Die den erst ausgeschiedenen Plagioklasen entsprechende, obere Grenzen der Oszillationen zeigt in allen Fällen einen etwas niedrigeren Anorthitgehalt als dem einfachen BOWEN'schen Schmelzdiagramm entspricht. Zu den für den Oligoklasrand geltenden Zahlen ist zu bemerken, dass im weiteren Verlauf der Kristallisation ein beträchtlicher Teil des Ab im Alkalifeldspat eingebaut wird. Eine Abhängigkeit der Plagioklaszusammensetzung vom M-Gehalt des Gesteins ist nicht ersichtlich.

Die Dreiecksprojektion von Figur 4 zeigt, dass alle fünf analysierten hornblendereichen Plutonite bei unterschiedlichen π- und k-Werten des Gesteins Plagioklaskerne ähnlicher Zusammensetzung aufweisen, während die zwei hornblendefreien, resp. -armen Typen Nh. 424 und Nh. 422 nur schwach und zwar normal zonare Plagioklase von ganz anderer Zusammensetzung besitzen. Diese Feststellung gilt nicht nur für die chemisch analysierten Typen, sondern auch für die übrigen, nur mikroskopisch untersuchten Kinabalu-Plutonite, und sie gilt insofern auch für die komagmatischen, untermiocaenen Vulkanite an der Ostküste Nord-Borneos, als die Plagioklase der

Hypersthen und Biotit führenden Hornblende-Andesite viel stärker und zwar oszillierend zonar gebaut sind als diejenigen der Pyroxen-Andesite und Olivin-Basalte. Die Hornblende-Andesite führen bei dioritischem bis tonalitischem Chemismus sehr anorthitreiche Plagioklaskerne (Bytownit); wegen diesem Umstand ist ja auch die Bezeichnung dieser Gesteine (Andesit oder Basalt?) problematisch.



Figur 4. Dreiecksprojektion Kp : Ne : Cal resp. Or : Ab : An von 7 Gesteinen des Kinabalu-Plutons (Nord-Borneo) und ihrer Plagioklase. Die Verbindungsgeraden Gestein — erstausgeschiedener Plagioklas sind breiter ausgezogen als diejenigen zwischen Gestein und letztausgeschiedenem Plagioklas. Die Verbindungsgeraden Gestein — sporadisch erhaltene, stark korrodierte basische Kernzentren sind strichpunktiert. Die Nummern 65, 66, 411, 417 und 473 stellen hornblendereiche Gesteine mit oszillierend zonaren Plagioklasen dar; die durch Schraffur hervorgehobenen Nummern 422 und 424 sind hypersthen- resp. biotitreiche und hornblendearme resp. -freie Gesteine mit normal zonaren Plagioklasen.

2. Nach Abschluss der Hornblende-Kristallisation und der simultan erfolgten Bildung der oszillierend zonaren Plagioklaskerne ändert der Zonarbau und der Anorthitgehalt der Plagioklase der Kinabalu-Gesteine. Es werden vom idiomorphen Kern deutlich abgesetzte, normal zonare Oligoklas-Ränder angelegt; Rekurrenzen fehlen. Ebenso fehlen die Rekurrenzen den Labrador-Einschlüssen in den Hornblenden und im Biotit, und den Kernzentren der grossen

Plagioklaskörner, die alle vor der Kristallisation der Hornblende gebildet worden sind.

Bei der weiteren Behandlung des Fragenkomplexes zeigt sich somit, dass nicht nur der Zusammenhang zwischen dem Anorthitgehalt von Hornblende und Plagioklas, sondern auch die Gebundenheit der oszillierend zonaren Plagioklase an Hornblende-Gesteine und ihr Fehlen in Biotit- und Pyroxen-Varianten des gleichen geologischen Komplexes diskutiert werden muss. Es wird zu prüfen sein, ob eine Wechselwirkung zwischen Hornblende und Plagioklas, oder aber eine gemeinsame Ursache vorliegt, die sowohl die Hornblende-Kristallisation, wie die Ausbildung der oszillierenden Zonarstruktur der Plagioklase begünstigt.

Bevor auf die Diskussion dieser Erscheinungen eingegangen werden kann, muss weiteres Material zum Vergleich herangezogen werden, und es soll vor allem gezeigt werden, dass die bei den Kinabalu-Gesteinen oft gegen 50 Rekurrenzen umfassende, oszillierende Zonarstruktur der Plagioklase in gewissen Plutoniten recht häufig auftritt.

b) Plutonische Gesteine des Banates (SE-Europa)

Dieses von Rozlozsnik (24) und besonders eingehend von Codarcea (6) behandelte Gebiet bildet in mehr als einer Hinsicht eine ausgezeichnete Parallele zum Kinabalu. Nach Codarcea handelt es sich beim Massiv von Ocna de Fer (Banat) um einen unter geringer Sedimentbedeckung intrudierten Lakkolithen, von dem nur die Dachpartie mit ihren rasch wechselnden Gesteinsstrukturen aufgeschlossen ist. Bei der gegebenen Mannigfaltigkeit der Gesteine — Granit, Granodiorit, Granogabbro, Syenogabbro, Gabbro, Melagabbro und verschiedene Ganggesteine — herrschen Granodiorite weitaus vor. Diese meist porphyrartigen Granodiorite haben folgende mittlere Zusammensetzung: Plagioklas 42—70 Vol.%, Quarz 10—30%, Alkalifeldspat 4—20%, Hornblende 1—12%[2]), Biotit 2—10%, Erz etc. 1—3%. Eine gewöhnliche grüne Hornblende ist meist der vorherrschende Mafit. Aus dem Strukturbild und den Einschlussbeziehungen ergibt sich folgende Ausscheidungsreihenfolge: 1. Phase:

[2]) Diese von Codarcea gemessenen Modi ergeben in der Regel weniger Hornblende, als aus den chemischen Analysen hervorgeht (Fo-Fa/Fs-Cs-Dreieck). Am Kinabalu-Material wurde ebenfalls stets zu wenig Hornblende gemessen. Der Grund dafür dürfte die Tatsache sein, dass Hornblenden im Dünnschliff leicht ausreissen, und dass Dünnschliffe in ihren Randpartien sehr selten Hornblenden enthalten.

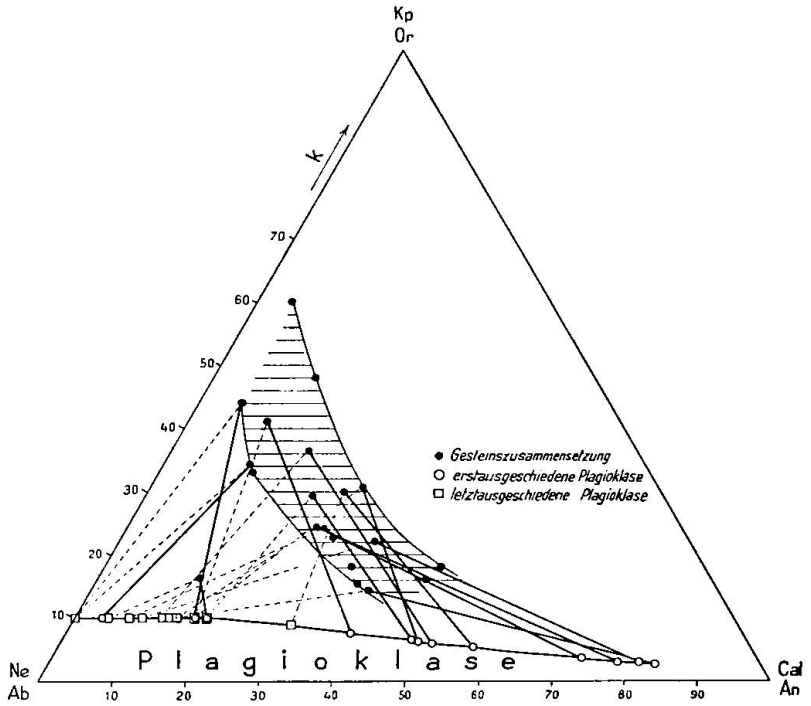
Plagioklas, Biotit und Hornblende, wobei der ausgezeichnet idiomorphe Plagioklas das längste Kristallisationsintervall hat; er begleitet und überdauert die Kristallisation der Hornblende; 2. Phase: Quarz und Alkalifeldspat.

Die uns hier besonders interessierenden Plagioklase beschreibt CODARCEA folgendermassen (6 p. 354/355): «Très caractéristiques pour les granodiorites et les séparations microgranodioritiques, pour les porphyres et les lamprophyres à phénocristaux d'andésine-labrador, ces plagioclases ont un aspect tout spécial a cause de leur structure en zones alternantes. Ce sont de grands cristaux idiomorphes maclés. Ils sont entièrement constitués, du centre à la périphérie, d'une alternance répétée de zones minces, tantôt plus albitiques, tantôt plus riches en anorthite, ayant la composition des andésines et des labradors. Tout cet édifice de zones est entouré d'une mince enveloppe d'oligoclase. Ces plagioclases à zones alternantes sont extrêmement répandus.»

Die Plagioklase des Banater Gesteinsmaterials von CODARCEA sind von GHIKA (8) zum Thema einer speziellen Studie gemacht worden, die besonders wertvoll ist, da ja die Gesteine mikroskopisch und chemisch gut bekannt sind. In Figur 5 haben wir in einem Or-Ab-An-Diagramm die Plagioklasbestimmungen von GHIKA in Beziehung gebracht mit dem Gesteinschemismus (Analytiker P. BEARTH). In diesem Diagramm liegen die Verbindungsgeraden Gestein - erst ausgeschiedener Plagioklas tangential zum bogenförmigen, einen typisch pazifischen Differentiationsverlauf anzeigenden Feld der Banater Gesteine (einige offensichtlich fehlerhafte, nicht mit dem angegebenen Mineralbestand in Einklang zu bringende Analysen von EMSZT-ROZLOZSNIK sind nicht verwertet worden). In der Banatitserie treten in sauren bis intermediären Gesteinen recht basische Plagioklaskerne auf. Die Plagioklase der Granodiorite haben, gleich wie beim Kinabalu, Labrador-Kerne von nahe miteinander übereinstimmendem An-Gehalt. Es seien aus den Darstellungen von CODARCEA und GHIKA folgende Punkte hervorgehoben:

1. Verbreitung: Die stark oszillierend zonaren Plagioklase treten in den Granodioriten, in deren melanokraten Einschlüssen und in Lamprophyren auf. Sie fehlen den Graniten. Auch gegen die Gabbroreihe zu verlieren sich die Oszillationen. Die charakteristischen, oszillierend zonaren Plagioklase sind also beschränkt auf die Hornblende-Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz führenden Gesteine. Sie fehlen den sauren hornblendefreien und den basischen, teils hornblende- teils pyroxenreichen Typen.

2. Hiatus Kern-Rand: Es darf aus den Beschreibungen CODARCEAS und GHIKAS herausgelesen werden, dass die Diskontinuität zwischen oszillierend zonarem Plagioklaskern und schmaler, normal zonarer Randzone dem Abschluss der Hornblende-Ausscheidung entspricht. Die Kristallisation von Plagioklas überdauert ja diejenige der Hornblende.

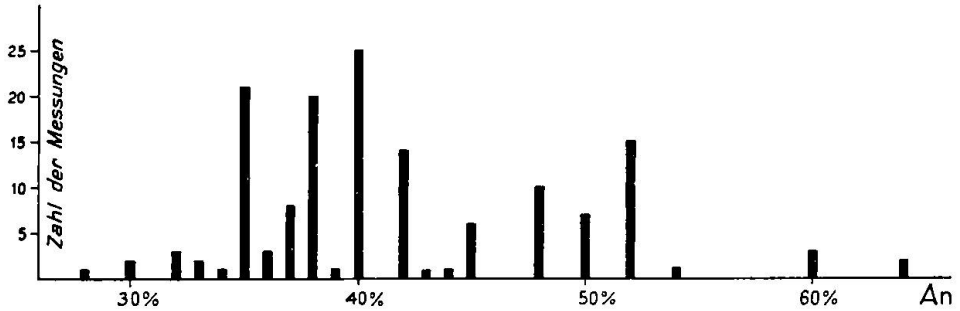


Figur 5. Dreiecksprojektion Kp : Ne : Cal resp. Or : Ab : An (π/k-Diagramm) der Plutonite des Banates (SE-Europa) und ihrer Plagioklase; zusammengestellt nach Daten von GHIKA, CODARCEA und ROZLOZSNIK.

3. Obere und untere Grenze der Oszillationen: Die statistische Bearbeitung der von GHIKA publizierten Messungen an 13 verschiedenen Granodioriten zeigt, dass der Anorthitgehalt zwischen einem statistischen Maximum von 52 % und einem statistisch häufigen Minimum von 35 % oszilliert (Figur 6). Diese Zahlen stimmen gut mit den am Kinabalu-Material gefundenen Werten überein. Die obere Grenze könnte mit dem Anorthitgehalt der leider nicht analysierten Hornblende übereinstimmen, worauf auch die auf Seite 160 folgende statistische Zusammenstellung hinweist. Die untere Grenze der Oszillationen stimmt mit den An-Werten des Gesteins nahe überein (siehe Tabelle auf Seite 150).

Es liegen somit auch bei den Banater Granodioriten Anhaltspunkte dafür vor, dass die oszillierende Zonarstruktur der Plagio-

klase nicht auf labile äussere Einwirkungen, sondern eher auf rhythmisch verlaufende Kristallisations- und Reaktionsvorgänge zurückzuführen ist. Es ist auch zu diesem Beispiel die Bemerkung beizufügen, dass der aus der Restschmelze auskristallisierende, angeblich natronreiche Alkalifeldspat eine nicht unwesentliche Rolle spielt, indem er nach Abschluss der Plagioklas-Kristallisation das verbleibende Ab aufnimmt.



Figur 6. Statistisches Diagramm der von GHIKA publizierten Anorthitbestimmungen an den oszillierend zonaren Plagioklaskernen der Granodiorite des Banates. Die Oligoklas-Randzonen dieser Plagioklase sind nicht berücksichtigt. Das Diagramm lässt einen häufig auftretenden maximalen Anorthitgehalt der oszillierend zonaren Plagioklaskerne von 52 % An erkennen und ein statistisch häufiges Minimum von 35 % An.

c) Plutonische Gesteine aus anderen Gebieten

Leider sind keine weiteren plutonischen Gesteinsserien mit oszillierend zonaren Plagioklasen ebenso gut bearbeitet wie die Banatite. Genaue Daten fehlen meist, und auch die beschreibenden Angaben sind in der Regel sehr vage („stark zonar" etc.). Es seien einige zuverlässige Angaben aus der Literatur herausgegriffen:

BECKE beschrieb im Jahre 1892 die „regelmässig wechselnde Zonenfolge" der Plagioklase des Biotit-Hornblende-Tonalites vom Riesenferner und gibt eine ausgezeichnete Photographie von solch einem idiomorphen und musterhaft oszillierend zonaren Plagioklas (1, Tafel XII, Figur 1). Später hat BIANCHI (2 p. 183—184, Tafel 7, Figuren 3 und 4) aus dem gleichen Gebiet oszillierend zonare Plagioklase erwähnt.

MÄKINEN (18 p. 29—32) fand oszillierende Zonarstruktur in hornblendereichen Plagioklasporphyriten Österbottens.

VÄYRYNEN (27) beschrieb (p. 17—19) und reproduzierte (Figuren 3 und 5) Bilder von „regelmässig wiederkehrender Zonarstruktur" der Plagioklase aus Hornblende-Quarzdioriten und Hornblende-Dioriten SE Bothniens. „Besonders hervorzuheben ist die Zonarstruktur

des Plagioklases in den amphibolhaltigen Varietäten der älteren Eruptivserie. Etwas ähnliches findet man weder in der jüngeren Eruptivserie noch in den älteren amphibolfreien Gesteinen" (p. 68). VÄYRYNEN sieht die Ursache für die in diesem Falle invers oszillierende Zonenstruktur in der Einwirkung eines zweiten kalkhaltigen Minerals, nämlich in der Kristallisation und Resorption von Diopsid.

FENNER (7) erwähnt oszillierenden Zonenbau der Plagioklase aus Hornblende-Quarzdioriten des Katmai-Gebietes in Alaska.

BROUWER (5 p. 303) stellte oszillierend zonare Plagioklase in Hornblende-Quarzdioriten von Flores fest.

Diese Zitate zeigen, dass das diskutierte Phänomen Plutoniten nicht fremd ist.

Das Studium von verschiedenen Dünnschliffsammlungen liess erkennen, dass oszillierend zonare Plagioklase in den Biotit-Hornblende-Plutoniten des Banates, des Adamello, von Monzoni und des Odenwaldes häufig anzutreffen sind, dass sie aber den entsprechenden gneisartigen Typen durchwegs fehlen.

d) Vulkanite aus den pazifischen Randgebieten

Bedeutend besser orientiert sind wir über die oszillierend zonaren Plagioklase der Vulkanite. Besonders in gewissen zirkumpazifischen Vulkaniten sind sie verbreitet und mehrfach untersucht worden. Verschiedene Forscher haben diese Struktur als charakteristisch für vulkanische Gesteine angesehen und haben ihre Interpretation darauf basiert. Zur Klarstellung des hier vertretenen Ausgangspunktes sind insbesondere die diversen Hinweise auf die Gesteinskategorien, in denen oszillierende Zonarstruktur der Plagioklase auftritt, wertvoll.

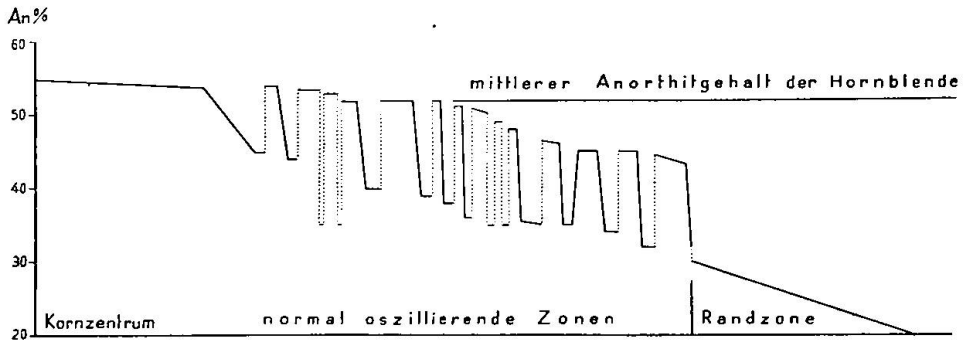
FENNER (7 p. 701) gibt in seiner Arbeit über das Katmai-Gebiet folgende Übersicht: "In basalts we frequently find progressive zoning, as might be expected with crystals formed under conditions of undirectional change; it is within the intratelluric phenocrysts of andesites and dacites that oscillatory zoning is more common and more pronounced. In crystals of this kind, in the Katmai specimens, there is usually an average progression in composition from the center to the periphery, but not in a uniform manner; rather, there are repeated alternations from more calcic to more sodic bands, and back to more calcic, with a trend toward a sodic composition. At times one or more bands far out toward the periphery may be seen to extinguish at the same time as the calcic nucleus; or a broad

zone made up of numeros narrow bands slightly differing in composition may have almost the same extinction from inner to outer borders."

HOMMA hat einige sehr schöne Beispiele von oszillierend zonaren Plagioklasen aus Biotit-Hornblende-Andesiten Nord-Borneos (10), aus einem Dacit von Mae-yama, Unzen (11 p. 149) und einem Biotit-Hornblende-Andesit des Fugen Dake, Unzen (12 p. 33) analysiert. Auch HOMMA ist bei diesen detaillierten Plagioklasstudien aufgefallen, dass die zwischen bestimmten oberen und unteren An-Grenzen oszillierenden Plagioklase für gewisse Gesteine charakteristisch sind; er geht aber den Beziehungen zum Gesteinschemismus und zu den Gefügegenossen nicht weiter nach: "For the genesis of such a structure the explanation may not yet be made with certainty, but the structure seems to be generally characteristic of such rocks as dacite, hornblende or biotite andesite" (11 p. 151). Wie schon erwähnt, bestätigt unsere Bearbeitung der Vulkanite Nord-Borneos die weite Verbreitung der oszillierenden Zonarstruktur in den Hornblende-Andesiten.

3. DIE ENTSTEHUNG DER NORMAL OSZILLIERENDEN ZONARSTRUKTUR DER PLAGIOKLASE

Die verwickelte Frage nach der Entstehung der normal oszillierenden Zonarstruktur der Plagioklase ist damit mehr und mehr in den Vordergrund gerückt und zum Hauptproblem geworden. Unter



Figur 7. Schematisches Diagramm der oszillierend zonaren Plagioklase der Hornblende-Plutonite des Kinabalu (Nord-Borneo). Ordinate = Anorthitgehalt; Abszisse = halber Kornquerschnitt.

normal oszillierendem Zonenbau wird hier die in Figur 7 schematisch dargestellte Struktur verstanden, wie sie für die Gesteine des Kinabalu-Plutons in Nord-Borneo charakteristisch ist.

Oszillierender Zonarbau ist bei Plagioklas-Einsprenglingen intermediärer Ergussgesteine häufig festgestellt worden. Die meisten

Autoren sind bei der Deutung dieser Struktur einseitig von der vulkanischen Entstehung ausgegangen, bei der durch Gasausbrüche, Lavaergüsse und damit verbundene Magmanachschübe die physikalisch-chemischen Verhältnisse im Vulkanherd rasch und in rhythmischen Intervallen ändern können, und bei der neben Kristallabsaigerung auch Ausgleichswanderungen von Schmelzfluss und Kristallen stattfinden. Ein solcher Ausgangspunkt stellt aber eine Einengung des ganzen Fragenkomplexes dar, da das diskutierte Phänomen nicht auf Vulkanite beschränkt ist.

Es scheinen uns hauptsächlich folgende Gründe gegen die alleinige Wirksamkeit solch äusserer Einflüsse auf die Ausbildung der diskutierten Struktur zu sprechen:

1. Die oszillierende Zonarstruktur ist nicht nur in vulkanischen, sondern auch in plutonischen Gesteinen sehr prägnant ausgebildet.

2. Die Struktur ist charakteristisch für bestimmte, chemisch-mineralogisch definierte Gesteinsserien, nämlich für Quarzdiorite-Tonalite, Granodiorite, Quarzmonzonite resp. Andesite und Dazite, d. h. sie ist beschränkt auf intermediäre bis saure, viskose Magmen der Kalk-Alkali-Reihe. Oszillierende Zonarstruktur tritt bei den Plutoniten in quarzführenden, hornblendereichen Gesteinen auf, in denen idiomorphe Plagioklase und Hornblenden gleichzeitig ausgeschieden wurden; sie fehlt den hornblendenfreien sauren Typen und verliert sich gegen die hornblendeführenden basischen Vertreter zu und scheint den Ortho- und Klinopyroxen-Gesteinen der gleichen geologischen Komplexe durchwegs zu fehlen. Die Struktur tritt somit in charakteristischer Ausbildung in jenen hornblendeführenden Gesteinen auf, deren Anorthitgehalt $\frac{An}{Ab + An}$ bedeutend geringer ist als derjenige ihrer Hornblenden und Plagioklaskerne.

3. Nach Abschluss der Hornblende-Kristallisation und der simultan erfolgten Bildung der oszillierend zonaren Plagioklaskerne ändert der Zonarbau und der Anorthitgehalt der Plagioklase; es werden die vom idiomorphen, oszillierend zonaren Kern deutlich abgesetzten, normal zonaren Oligoklasränder angelegt; Rekurrenzen fehlen.

4. Die Mikrozonarstruktur der Plagioklase ist oft so fein, dass im Kornquerschnitt auf 1,2 mm radiale Distanz über 60 ineinander geschachtelte Schalen gezählt werden können, die 30 Rekurrenzen repräsentieren. Es liegt eine Struktur vor, die in gewissem Sinne dem rhythmischen Aufbau der Achate oder den Jahresringen biologischer Körper vergleichbar ist.

5. Die Zonarstruktur ist in den verschiedenen Körnern ein und desselben Dünnschliffes nicht identisch entwickelt, auch wenn berücksichtigt wird, dass verschiedene Schnittlagen und verschieden orientierte Plagioklase vorliegen. Beim Kinabalu-Material ist es nicht nur so, dass gleich geschnittene und orientierte Nachbarkörner verschiedenen Schalenbau aufweisen, sondern dass einzelne Schalen ein und desselben idiomorphen Kornes nicht allseitig ausgebildet sind. In einigen Fällen konnte beobachtet werden, dass auf der einem Hornblendekorn zugewandten Seite die albitreichen Mikrozonen breiter sind. Doch konnte im Dünnschliffbild kein durchgehender, unmittelbarer Einfluss des Gefügegenossen Hornblende auf die Zonarstruktur der Plagioklase erkannt werden. Die grössten Plagioklaskörner besitzen die grössten einheitlichen Kernzentren und die grösste Anzahl Schalen und zeigen — zum mindesten im innern Teil des Schalengebäudes — die stärksten Schwankungen im Anorthitgehalt aufeinander folgender Zonen. Je kleiner das Korn, desto schwächer und undeutlicher ist der Mikrozonarbau entwickelt. Bei diesen Feststellungen ist natürlich berücksichtigt worden, dass der Zonarbau beim gegebenen Anorthitbereich in Schnitten senkrecht zur kristallographischen b-Achse viel deutlicher hervortritt als in Schnitten senkrecht a oder c. Es dürfen nur gleich orientierte, und möglichst zentral geschnittene Körner miteinander verglichen werden.

Diese Indizien weisen darauf hin, dass nicht allgemein wirkende, äussere Einflüsse, sondern beim gegebenen Magmenchemismus eher lokale Momente, und zwar irgendwelche, im unmittelbaren, nur Bruchteile von Millimetern umfassenden Kristallisationsbereich vor sich gehende und rhythmisch verlaufende Prozesse ausschlaggebend waren für die Ausbildung des normal oszillierenden Mikrozonarbaues.

Bevor eine Deutung der Erscheinung versucht wird, müssen noch zwei Punkte geklärt werden:

Es ist zunächst zu prüfen, ob bei simultanem, resp. in rhythmischen Intervallen erfolgendem Wachstum von Plagioklas- und Hornblende-Kristallen die beiden Mineralarten gleiche oder ungleiche Möglichkeit haben, sich einer wechselnden Zusammensetzung der Schmelze anzupassen. Die Plagioklase sind als Glieder einer vollständigen Mischkristallreihe sehr anpassungsfähig und registrieren in ihrem Schalenbau die im Kristallisationsbereich erfolgten chemischen und physikalischen Veränderungen. Wie steht es aber mit der Hornblende? An ihrer vom Kern gegen den Rand zu ändernden Absorptionsfarbe (olivbraun-grün), untergeordnet auch an kleinen Aus-

löschungsdivergenzen und an der geringen Variation des optischen Achsenwinkels ist bei den Kinabalu-Hornblenden erkennbar, dass sie ebenfalls zonar gebaut sind. Diese Differenzen zwischen Kern und Zone dürften jedoch hauptsächlich auf den verschiedenen Oxydationsgrad des Eisens zurückzuführen sein. Dass dieser Oxydationsgrad tatsächlich übereinstimmend mit der Farbe schwankt, konnte in verschiedenen analysierten Hornblende-Gesteinen des Kinabalu nachgewiesen werden. Dass die mg-Zahl der Hornblenden dieser quarzführenden Gesteine stark schwankt, darf hingegen auf Grund der in dieser Hinsicht eindeutigen Fo-Fa/Fs-Cs-Projektion ausgeschlossen werden. Ob auch eine Variation des Kp-Ne-Cal-Verhältnisses im Verlaufe des Kristallisationsprozesses mitspielt, kann direkt nicht geprüft, sondern nur auf statistischem Wege abgeklärt werden. Aus den von TSCHIRWINSKY (25) ermittelten Hornblende-Zusammensetzungen in verschiedenen Eruptivgesteinen können folgende π- und k-Werte berechnet werden:

	π	k
Hornblenden aus gabbro-noritischen Gesteinen (10)	0,59	0,15
„ „ Dioriten (24)	0,53	0,18
„ „ Alkaligraniten (9)	0,28	0,21

Einige seit TSCHIRWINSKYS Arbeit publizierte Hornblende-Analysen ergeben folgende mittlere Werte:

	π
Hornblenden aus gabbroiden Gesteinen (8)	0,62 (0,49—0,70)
„ „ dioritischen „ (10)	0,55 (0,48—0,62)
„ „ granodioritischen „ (5)	0,50 (0,43—0,61)

Die k-Werte dieser neueren Analysen schwanken stark und lassen keine bestimmte, von der Gesteinsfamilie abhängige Tendenz erkennen; sie liegen aber fast durchwegs höher als die von TSCHIRWINSKY gefundenen Zahlen (k meist 0,20 bis 0,35). Die π-Werte variieren — wenn die hastingsitartigen und Alkali-Hornblenden ausgenommen werden — nicht stark; sie liegen aber bei den gewöhnlichen Hornblenden der basischen Gesteine höher als bei denjenigen der sauren Typen. Es kann auf jeden Fall auf Grund einer Projektion aller zuverlässigen, neueren Hornblende-Analysen in das Dreieck Or-Ab-An gesagt werden, dass das Verhältnis $\frac{An}{Ab + An}$ der gewöhnlichen Hornblenden der Eruptivgesteine zwischen 50 und 70 % (max. 43—81 %) variiert, und dass diese Hornblenden nur beschränkte Möglichkeit haben, sich einer wechselnden Or-Ab-An-Zusammensetzung der Schmelze anzupassen. Es ist möglich, dass die Kerne der Horn-

blenden etwas An-reicher sind als die Hüllen; es ist aber wohl ausgeschlossen, dass das An-Verhältnis der Hornblenden gleich stark alterniert wie dasjenige der assoziierten Plagioklase.

Zweitens ist die Temperaturfrage bei der Bildung der alternierenden Mikrozonen kurz zu besprechen. Es darf füglich ausgeschlossen werden, dass die rhythmischen Oszillationen des Anorthitgehaltes der Plagioklase auf entsprechende Temperaturschwankungen der Schmelze zurückzuführen sind. Es wird hier angenommen, dass die vom Kern gegen den Rand zu langsam und kontinuierlich abfallende obere Grenze der Oszillationen, d. h. jene Linie, welche die Maxima der Oszillationen verbindet, den Temperaturverhältnissen entspricht, und dass die schmalen, albitreicheren Zonen (untere Grenze der Oszillationen) durch Reaktion zwischen An-reichem Plagioklas und Ab-reicher Schmelze entstanden sind. Es könnte auch der Standpunkt vertreten werden, dass die erste, an das Kernzentrum anschliessende saure Schale auf einen Temperaturabfall zurückzuführen sei, und dass dann die gleichmässig absinkende untere Grenze der Oszillationen des Anorthitgehaltes den gegebenen Temperaturverhältnissen entspreche. In diesem Falle müssten die vielfachen basischen Rekurrenzen als Resultat von sich in rhythmischer Folge bildenden, unterkühlten und übersättigten Lösungen aufgefasst werden, d. h. sie müssten auf die Einwirkung von langsam, in rhythmischen Intervallen in den Kristallisationsbereich diffundierenden, übersättigten Teilen der Schmelzlösung zurückgeführt werden (HILLS 9). Ein solcher, sich regelmässig wiederholender Mechanismus ist recht unwahrscheinlich. Unwahrscheinlich ist auch die dabei verlangte, erst gleichmässig absinkende (Kern), dann unvermittelt abfallende (1. saure Zone), und darauf wieder kontinuierlich sich vermindernde Temperatur. Ein solcher Verlauf ist auch mit der gleichzeitig vor sich gehenden, andauernden Hornblende-Kristallisation schwer in Einklang zu bringen.

Es wird hier folgender Vorgang für die Bildung der normal oszillierend zonaren Plagioklase vom Kinabalu-Typ angenommen:

1. Ausscheidung eines Plagioklases von höherem Anorthitgehalt als demjenigen der Schmelze, entsprechend dem BOWEN'schen (3) Schmelzdiagramm. Plagioklas und Schmelzlösung waren zu Beginn der Kristallisation im Gleichgewicht miteinander.

2. Durch den beträchtlichen An-Entzug bei fortschreitender Kristallisation von Plagioklas und anschliessendem Beginn der Hornblende-Ausscheidung wurde bei nur langsam abnehmender Temperatur die Schmelzlösung Ab-reicher. Die in den relativ viskosen

Magmen, in denen die oszillierende Zonarstruktur auftritt, nur langsam vor sich gehende Diffusion verschärfte diese Diskrepanz zwischen dem Anorthitgehalt von Kristall und Schmelze. Im unmittelbaren Kristallisationsbereich der Plagioklase entstand so ein Abreicher Hof von Schmelzlösung, mit welcher der ausgeschiedene Plagioklas nicht mehr im Gleichgewicht war, sondern reagierte, um einen Ab-reicheren Kristall zu bilden. Die Kristalle wurden teils etwas aufgelöst, teils entstand im Verlaufe eines am ehesten mit einer Auslaugung vergleichbaren Prozesses eine als Reaktionsrand auffassbare saure Zone. Es darf angenommen werden, dass die Hornblende-Kristallisation unter den gleichen Umständen aussetzte.

3. Infolge dieser Reaktion und der sich nun doch zunehmend geltend machenden Diffusion von An-reicheren Lösungen zum Ausgleich des gestörten Gleichgewichts, wurde die Schmelzlösung im Kristallisationsbereich wieder anorthitreicher. Sobald bei der gegebenen, nur langsam absinkenden Temperatur die Konzentration der Schmelzlösung die normale Liquidus-Kurve erreichte, konnten wieder basische Zonen angelegt werden. Zwischen den albitreichen und den nach aussen anschliessenden anorthitreichen Zonen liegt in der Regel ein Hiatus, bisweilen eine Korrosionsgrenze. Bei der Wiederherstellung der Bedingungen, welche die Kristallisation von rekurrierend basischem Plagioklas zur Folge hatten, spielt aber auch die gleichzeitig sich bildende Hornblende eine wichtige Rolle. In den gewöhnlichen Hornblenden können nach den oben angeführten Daten Ab und An nur in einem wenig variierenden, vom Chemismus des Muttergesteins abhängigen und mit dem Anorthitgehalt der Plagioklaskerne übereinstimmenden Verhältnis eingebaut werden. Die Hornblende-Kristallisation entzog somit der Schmelze auch relativ viel An, ohne jedoch den entstehenden Ab-Überschuss aufnehmen zu können. Ihre Kristallisation setzte vielleicht zeitweise aus. Wir sehen also den wesentlichen Einfluss der simultan mit der Plagioklas-Bildung, jedoch wohl intermittierend vor sich gehenden Hornblende-Kristallisation darin, dass sie mithalf, im „Übermass" An der Schmelze zu entziehen, ohne wie der Plagioklas durch Zonarstruktur auf die Veränderung zu reagieren, und dass sie die rekurrierende Bildung von basischen, mit dem An-Gehalt der Hornblende übereinstimmenden Plagioklaszonen begünstigte.

4. In rhythmischer Folge wiederholten sich diese Vorgänge und führten so infolge des hohen An-Entzuges immer wieder zur Störung des Gleichgewichts, zu beschränkten Reaktionsvorgängen zwischen Kristall und Schmelze und zu erneuter Kristallisation von basischem

Plagioklas und Hornblende. Erst nach Abschluss der Hornblende-Ausscheidung wurde ein normal zonarer Plagioklasrand angelegt, dessen in radialer Richtung gemessene Breite derjenigen von 20—40 Mikrozonen des innern Schalengebäudes entspricht.

Diese Deutung wird auch dem Fehlen der oszillierenden Zonarstruktur in den hornblendefreien granitischen Gesteinen und in den dioritisch-gabbroiden Gesteinen gerecht. In den letztern stimmen die Anorthitgehalte des wenig viskosen Magmas, der Hornblende und des Plagioklases gut überein; es lag kein Anlass zur Bildung von sauren Reaktionszonen vor. Das Phänomen der oszillierenden Mikrozonarstruktur ist beschränkt auf jene Gesteine, deren Anorthitgehalt beträchtlich niedriger ist als derjenige der in ihnen auftretenden Hornblenden und Plagioklaskerne; d. h. sie ist beschränkt auf jene Gesteine, bei denen durch die Kristallisation von — in bezug auf den Anorthitgehalt einem Labrador entsprechender — Hornblende und von Labrador bei langsamer Diffusion das Gleichgewicht zwischen Kristallen und Schmelze gestört wurde, die Reaktion aber infolge relativ langsamer Diffusion beschränkt blieb. Diese Interpretation stimmt in manchen Zügen mit der von PHEMISTER (21) gegebenen überein. Sie unterscheidet sich aber von jener zunächst in ihren Ausgangspunkten und dann auch im Umstand, dass einer weiteren Mineralkomponente, nämlich der gewöhnlichen Hornblende, ein wesentlicher, leider nicht experimentell nachgewiesener Einfluss zugeschrieben wird. BOWEN (3) hat einen solchen Einfluss einer dritten Komponente auf das System Ab-An, und auf die eigenartigen Zonarstrukturen der Plagioklase kurz berührt und für möglich gehalten. VÄYRYNEN (27) hat einen derartigen Vorgang am Beispiel Plagioklas-Diopsid diskutiert. Auf die im Verlaufe dieser Untersuchung sich aufdrängende Rolle der gewöhnlichen Hornblende ist aber unseres Wissens noch nicht hingewiesen worden. Diese Arbeit erfüllt ihren Zweck, wenn sie zur Diskussion der hier gegebenen Voraussetzungen an weiterem Material anregt.

LITERATUR

1. F. BECKE, Min. Petr. Mitt. 13, 1892, 379—464.
2. A. BIANCHI, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 10, 1934, 1—243.
3. N. L. BOWEN, Z. Anorg. Chem. 82, 1913, 283—307.
4. — The Evolution of the Igneous Rocks, Princeton Univ. Press 1928.
5. H. A. BROUWER, Geol. Exp. Lesser Sunda Islands, Amsterdam 4, 1942, 291—317.
6. A. CODARCEA, An. Inst. Geol. Rom. 15, 1932, 261—435.

7. C. N. Fenner, J. Geol. 34, 1926, 673—772.
8. St. Ghika-Budesti, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, 1931, 12—26.
9. E. S. Hills, Geol. Mag. 73, 1936, 49—56.
10. F. Homma, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12, 1932, 345—352.
11. — Mem. Coll. Sc. Kyoto Univ. B. 11, 2, 1936, 135—155.
12. — Mem. Coll. Sc. Kyoto Univ. B. 12, 1, 1936, 19—40.
13. W. A. Jones, Univ. Toronto Stud. 29, 1930, 61—73.
14. E. S. Larsen and J. Irving, Am. Min. 22, 1937, 889—898.
15. E. S. Larsen, F. A. Gonyer and J. Irving, Am. Min. 22, 1937, 898—905.
16. E. S. Larsen and J. Irving, Am. Min. 23, 1938, 227—257.
17. E. S. Larsen and E. S. Larsen 3rd, 23, 1938, 417—429.
18. E. Mäkinen, Bull. Com. Geol. Finl. 47, 1916, 1—152.
19. P. Niggli, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, 1936, 295—317.
20. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 21, 1941, 183—193.
21. J. Phemister, Min. Mag. 23, 1934, 541—555.
22. M. Reinhard, Universaldrehtischmethoden, Basel 1931.
23. A. Rittmann, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, 1929, 1—46.
24. P. Rozlozsnik und K. Emszt, Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Reichsanstalt, 16. 4. 1908, 143.
25. P. Tschirwinsky, Mem. Inst. Polytechn. Don, 11, 1928, 141—165, Referat in N. Jahrb. Min. II, 1931, 160—170.
26. S. Tsuboi, Min. Mag. 20, 1923, 108—122.
27. H. Väyrynen, Bull. Com. Geol. Finl. 57, 1923, 1—78.
28. T. Barth, Norsk Geol. Tidskr. 17, 1938, 177—190.
29. M. K. Palmunen, Fennia. 45, 9, 1925.

Eingegangen: 26. April 1945.