

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

Band: 17 (1937)

Heft: 2

Artikel: Die Eruptivgesteine der Insel Alborán (Provinz Almería, Spanien)

Autor: Burri, Conrad / Parga-Pondal, Isidro

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-16674>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 13.10.2024

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

Die Eruptivgesteine der Insel Alborán (Provinz Almería, Spanien)

Von *Conrad Burri* (Zürich) und
Isidro Parga-Pondal (Santiago de Galicia)

ZUSAMMENFASSUNG

Die Eruptivgesteine von Alborán werden an Hand der BECKE'schen Originalstücke und weiteren Materials neu bearbeitet. Da ihr mittlerer modaler Plagioklas durchwegs basischer als An_{50} ist, werden sie als Hypersthenbasalte klassifiziert. Der Name Alboranit wird dabei als Untertyp für mit SiO_2 schwach übersättigte derartige Gesteine mit $\frac{5}{8}$ — $\frac{7}{8}$ des Volumens an hellen Gemengteilen beibehalten. Die Struktur ist porphyrisch mit Einsprenglingen von Bytownit-Anorthit, Hypersthen und diopsidischem Augit in einer hyalopilitischen bis pilotaxitischen Grundmasse, bestehend aus Labrador, Pigeonit und Erz. Bei höherer Kristallinität bewirkt die Übersättigung mit SiO_2 Tridymit- oder Quarzführung. Übersteigt diese $\frac{1}{8}$ des Volumens, so ist bei der Namengebung ein entsprechendes Präfix anzuwenden. Für extreme Gesteine mit über $\frac{7}{8}$ hellen Gemengteilen wird vorläufig der Name Peralboranit vorgeschlagen.

Ein Vergleich der Provinz von Alborán an Hand von 7 neuen Analysen mit derjenigen der Fuji-Boninzone (Japan) zeigt weitgehendste Analogie.

INHALTSÜBERSICHT

	Seite
A. Einleitung	231
B. Geologische Verhältnisse	232
C. Petrographische Beschreibung	233
1. Allgemeines	233
2. Einsprenglinge	236
a) Plagioklas	236
b) Monokliner Augit	237
c) Orthaugit	238
3. Grundmasse	240
a) Plagioklas	241
b) Augit (Pigeonit)	241
c) SiO_2 -Mineralien	242
d) Quantitative mineralogische Zusammensetzung der Grundmasse	244
D. Chemische Zusammensetzung	244
E. Systematische Stellung der Gesteine von Alborán	250
F. Alborán als petrographische Provinz	260
a) Charakterisierung der Provinz von Alborán	260
b) Vergleich mit andern Provinzen	262

A. Einleitung

Anlässlich unserer Studien über die jungvulkanischen Provinzen der Iberischen Halbinsel¹⁾, besonders bei der Untersuchung des Granat-führenden Cordieritandesits vom Hoyazo bei Nijar²⁾ hatten wir mehrfach Gelegenheit, uns mit den Gesteinen der kleinen, im Streichen des jungvulkanischen Zuges Cartagena-Cabo de Gata, ungefähr halbwegs zwischen Europa und Afrika gelegenen Insel Alborán zu befassen. Dabei hatten wir den Eindruck bekommen, dass dieses schon seit langem bekannte und von vielen Autoren behandelte Vorkommen³⁾ trotz der ausgezeichneten mikroskopischen Studie von F. BECKE (l. cit. 1899) in mancher Beziehung noch nicht genügend bekannt sei und dass viele der aus den früher publizierten, nicht einwandfreien, Analysen gezogenen Schlüsse unhaltbar seien. Eine Revision schien auch deswegen wünschenswert, weil sich seinerzeit, ausgehend von BECKES Arbeit, eine Diskussion über die systematische Stellung der Alborán-Gesteine, von BECKE „Alboranit“ genannt, entwickelt hatte, die das für die spezielle Petrographie so wichtige Problem der Abgrenzung Andesit-Basalt betraf⁴⁾.

1) I. PARGA-PONDAL, Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Iberica. Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat. Madrid. Ser. Geol. 39 (1935).

2) C. BURRI und I. PARGA-PONDAL, Neue Beiträge zur Kenntnis des granatführenden Cordieritandesits vom Hoyazo bei Nijar (Prov. Almería, Spanien). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 16 (1936) 226—62.

3) F. M. DAVILA, Isla de Alborán. Datos Fisico-Geológicos. Bol. Com. Mapa Geol. Esp. 3 (1876) 177—9.

S. CALDERÓN Y ARANA, Estudio petrográfico sobre las rocas volcánicas del Cabo de Gata e Isla de Alborán. Bol. Com. Mapa Geol. Esp. 9 (1882) 333.

S. CALDERÓN Y ARANA, Sur les roches cristallines massives de l'Espagne. Bull. Soc. Géol. France (3) 13 (1865) 89—115, im bes. 110.

A. OSANN, Über den geologischen Bau des Cabo de Gata. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 43 (1891) 325—45.

Alborán (Verfasser nicht genannt) Prag, Druck und Verlag von H. Mercy Sohn (1898) VII und 89 pp., 20 Taf. Hierin: Petrographische Beschreibung der auf Alborán gesammelten Eruptivgesteine von FR. BECKE 26—53.

Die Autoren verdanken es der Freundlichkeit von Herrn Prof. HIMMELBAUER in Wien, dass sie in dieses seltene Werk Einsicht nehmen konnten.

F. BECKE, Der Hypersthenandesit der Insel Alborán. Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt. 18 (1899) 525—55.

L. FERNANDEZ-NAVARRO, Isla de Alborán. Mem. Soc. Esp. Hist. Nat. 5 (1908) 313—31.

4) F. LOEWINSON-LESSING, Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine II. Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt. 19 (1900) 169—181, hierin bes. „Alboranit“ (BECKE) und „Santorinit“ (BECKE) 177—81.

Eine erste Gesteinsreihe von Alborán erhielten wir vom Museo Nacional de Ciencias Naturales in Madrid, wofür wir den zuständigen Herren, im besondern Herrn Prof. MARTIN CARDOSO, auch an dieser Stelle unsern besten Dank aussprechen möchten. Da es aus verschiedenen Gründen sehr wünschenswert erschien, das von F. BECKE seinerzeit bearbeitete Originalmaterial mit in die Untersuchung einzubeziehen, wandten wir uns an Herrn Prof. A. HIMMELBAUER in Wien, der uns in liebenswürdiger Weise hinreichende Proben der seinerzeit von H. GRABER für F. BECKE analysierten Typen überliess. Aus weiter unten angeführten Gründen war es notwendig, die Untersuchung auf ein noch grösseres Material auszudehnen. Dies wurde uns durch das Entgegenkommen von Herrn Prof. A. LACROIX in Paris ermöglicht, der uns aus seiner Sammlung drei von F. RAOULT analysierte Proben, zusammen mit den diesbezüglichen, noch nicht publizierten Analysen überliess. Den Herren Prof. A. HIMMELBAUER und A. LACROIX möchten wir auch an dieser Stelle unsern herzlichsten Dank für ihre Freundlichkeit aussprechen.

B. Geologische Verhältnisse

Nach den in der Literatur vorhandenen Angaben⁵⁾ liegt die Insel Alborán 3° W Greenwich auf 36° N. Br., E von Gibraltar, 80 km S vom Castillo de la Guardia Vieja und 55 km N vom nordafrikanischen Cabo Tres Forcas. Wie schon erwähnt, liegt sie im Streichen der jungvulkanischen Sierra del Cabo de Gata (vergl. Fig. 1). NE der Hauptinsel, ca. 100 m von ihr entfernt, befindet sich ein Felsriff, die Isla oder Islote de la Nube, das gleiche petrographische Beschaffenheit wie die Hauptinsel zeigt.

Die Insel Alborán besteht aus geschichteten vulkanischen Tuffen, die zahlreiche Blöcke der hier interessierenden Eruptivgesteine eingeschlossen enthalten. Die Tuffschichten streichen WNW-ESE und fallen ca. 35—40° NNE ein. F. BECKE vergleicht sie mit den Brocken-tuffen des Böhmisches Mittelgebirges. Die Insel ist plateauförmig, ringsum ca. 8—12 m abstürzend. In den Steilwänden befinden sich Brandungshöhlen.

F. BECKE, Über Alboranit und Santorinit und die Grenzen der Andesitfamilie. *ibid.* 19 (1900) 182—200.

⁵⁾ Vergl. besonders L. FERNANDEZ-NAVARRO l. cit. (1908) und das anonyme Werk „Alborán“ Prag (1899). Der ungenannte Verfasser ist nach F. BECKE l. cit. (1899) 525 der österreichische ERZHERZOG LUDWIG SALVATOR, der anlässlich seines Besuches auf Alborán auch das von BECKE bearbeitete Gesteinsmaterial gesammelt hatte.

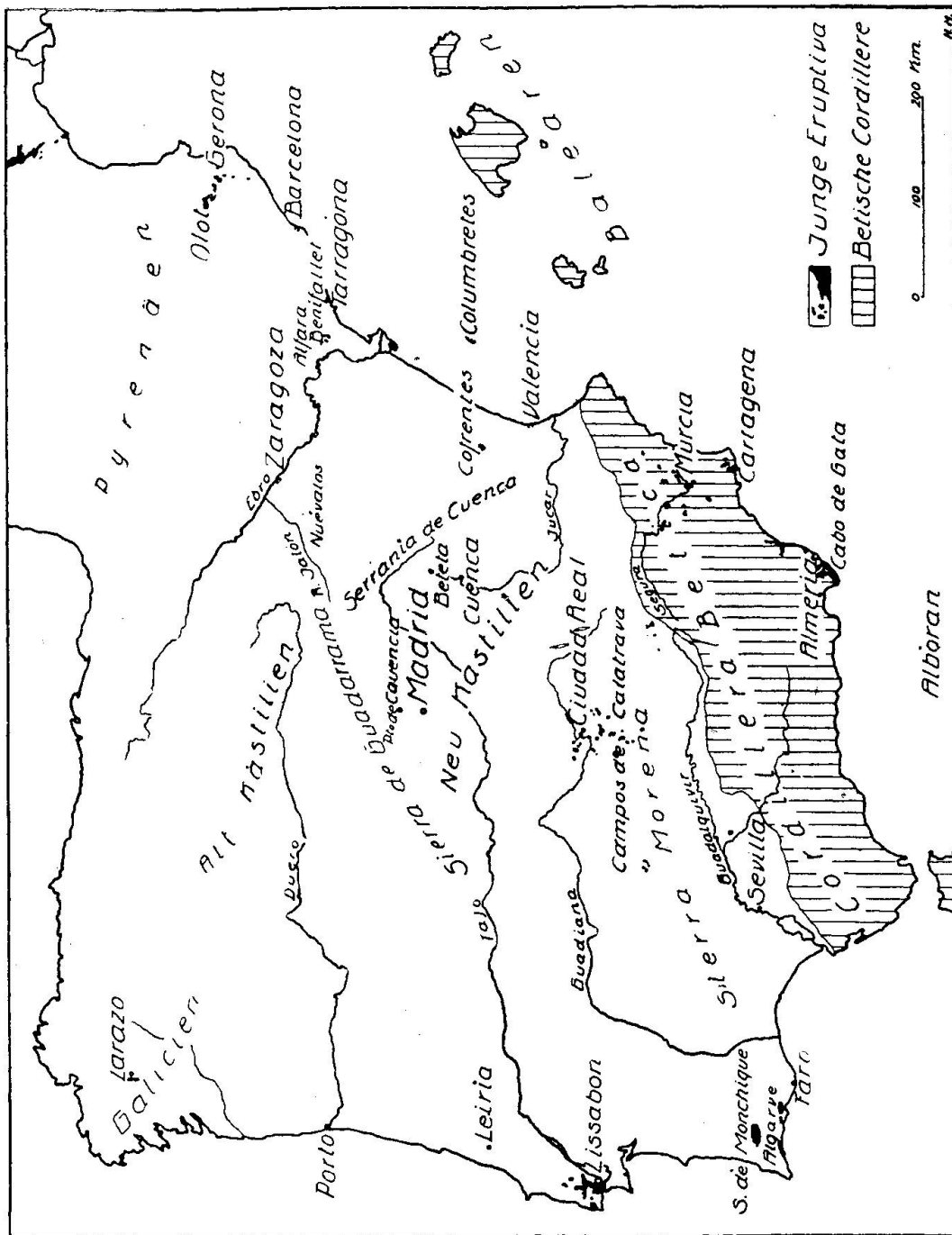


Fig. 1

C. Petrographische Beschreibung

1. ALLGEMEINES

Die folgende petrographische Beschreibung stützt sich zur Hauptsache auf sieben ausgewählte, mit einer Ausnahme völlig frische Gesteinsproben, die alle auch chemisch analysiert wurden. Drei davon sind identisch mit den schon von H. GRABER für F. BECKE analy-

sierten Proben aus der Sammlung des ERZHERZOGS LUDWIG SALVATOR. Sie wurden chemisch neu untersucht. Drei weitere Proben wurden von dem bekannten Polarforscher Dr. J. CHARCOT anlässlich einer Fahrt des „POURQUOI PAS?“ für A. LACROIX gesammelt und von F. RAOULT analysiert. Ein letztes Stück stammt aus der Sammlung des Madrider Museo Nacional de Ciencias Naturales (Nr. 143 der Sammlung I. PARGA-PONDAL).

Von diesen sieben Proben wurden je zwei bis drei Dünnschliffe untersucht. Die übrigen neun uns zur Verfügung stehenden Proben, alle aus dem Madrider Museum stammend, wurden nur vergleichsweise herangezogen. Sie waren alle von geringerer Frische und boten nichts prinzipiell Neues. Für die optische Untersuchung sämtlicher Schliffe wurden die U-Tischmethoden eingehend angewandt. Wenn die optische Untersuchung auch auf die schon von F. BECKE bearbeiteten Proben ausgedehnt wurde, so geschah dies nicht etwa in der Hoffnung, die schon vorliegenden Resultate dieses Autors verbessern zu können, was wohl kaum möglich sein dürfte, sondern hauptsächlich um die Identität des von F. BECKE bearbeiteten Materials mit dem durch andere Autoren gesammelten so sicher wie möglich zu stellen. Es soll hier gleich vorweggenommen werden, dass unsere Messungen mit denjenigen F. BECKES aufs beste übereinstimmen, was um so bemerkenswerter ist, als bei unsern Untersuchungen ausschliesslich mit U-Tisch- und Immersionsmethoden gearbeitet wurde, während F. BECKE hauptsächlich die von ihm ausgearbeiteten mikrokonoskopischen Methoden benutzte. Da die U-Tischmethoden, viel weniger als die mikrokonoskopischen in ihrer Anwendung an spezielle Schnittlagen gebunden sind, war es möglich, trotz der geringen Schliffzahl, eine grössere Anzahl von Individuen der einzelnen Mineralarten zu untersuchen, als dies F. BECKE möglich gewesen war. Dadurch wurde die Variationsbreite der optischen Eigenschaften, bei gleichbleibender Tendenz, z. T. etwas erweitert.

Wie schon die frühern Autoren bemerkten, sind die Gesteine von Alborán hell- bis dunkelgrau, kompakt oder leicht porös. Sie enthalten zahlreiche bis mehrere mm grosse, dicktafelige Einsprenglinge von Plagioklas mit typischem Perlmutterglanz auf den Spaltflächen. Dazu kommen, an Menge jedoch stets deutlich zurücktretend, isometrische bis leistenförmige Querschnitte von schwarzgrünem Pyroxen.

U. d. M. erkennt man Einsprenglinge von basischem Plagioklas, monoklinem und rhombischem Augit in einer fast holokristallinen oder häufig hemikristallinen Grundmasse. Im ersteren Falle besteht diese aus einem feinkörnigen Gemenge von Plagioklasleistchen und

Augitkörnchen mit etwas Erz, SiO_2 -Mineralien und etwas Glas und ist als pilotaxitisch zu bezeichnen. Im zweiten Falle tritt braunes Glas in vermehrter Masse auf, wodurch die Grundmasse typisch hyalopilitischen Charakter annimmt. SiO_2 -Mineralien fehlen in diesem Falle gänzlich.

Um über den quantitativen Anteil der Einsprenglinge und der Grundmasse am Aufbau der Gesteine Aufschluss zu erhalten, wurden von jeder Probe zwei Schliffe auf dem Leitzschen Integrationstisch ausgemessen. Die Mittelwerte der sehr gut übereinstimmenden Einzelmessungen sind in Tabelle I zusammengestellt.

Tabelle I. Volumprozentische Zusammensetzung der Gesteine von Alborán ⁶⁾

	No. 1 ⁶⁾	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	No. 6	No. 7
Grundmasse	56,4	55,9	61,8	62,7	59,6	62,7	67,7
Einspreng- linge	{ Plagioklas 28,6	{ 25,5	{ 27,5	{ 31,6	{ 29,7	{ 34,9	{ 30,2
	{ Mon. Augit 9,0	{ 14,3	{ 5,5	{ 2,0	{ 4,6	{ 1,9	{ 0,8
	{ Rh. Augit 6,0	{ 4,3	{ 5,2	{ 3,7	{ 6,1	{ 0,5	{ 1,3
	12,0	18,6	10,7	5,7	10,7	2,4	2,1
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0 Vol%
Grundmasse	1,30	1,25	1,62	1,68	1,48	1,68	2,10
Einsprenglinge							
Helle Einsprenglinge	1,91	1,37	2,57	5,54	2,87	14,5	18,1
Dunkle Einsprenglinge							

Wie die Tabelle zeigt, ist die Variation keine bedeutende. Mit zunehmendem *si* lässt sich eine leichte Zunahme des Verhältnisses Grundmasse: Einsprenglinge konstatieren. Das Verhältnis helle Einsprenglinge: dunkle Einsprenglinge nimmt mit steigendem *si* im allgemeinen ebenfalls zu, wenn auch nicht regelmässig.

Da die einzelnen gesteinsbildenden Mineralien für die verschiedenen Strukturtypen weitgehende Übereinstimmung aufweisen, so

⁶⁾ Die Numerierung der Proben von 1—7 ist in sämtlichen Tabellen der Arbeit dieselbe und entspricht der Reihenfolge des steigenden *si*-Wertes der w. u. mitgeteilten Gesteinsanalysen. Über die Herkunft der Proben orientieren folgende Angaben:

No. 1: Alborán. Sammlung LACROIX No. 507 G. $\text{SiO}_2 = 52.28\%$, *si* = 130.

No. 2: Alborán. Gleiches Stück wie Analyse III bei F. BECKE, l. cit. (1899) 544 $\text{SiO}_2 = 53.67\%$, *si* = 136.

No. 3: Alborán. Sammlung LACROIX No. A 169. $\text{SiO}_2 = 53.52\%$, *si* = 140.

No. 4: Alborán. Gleiches Stück wie Analyse II bei F. BECKE, l. cit. (1899) 544. $\text{SiO}_2 = 53.85\%$, *si* = 148.

No. 5: Isla de la Nube. Gleiches Stück wie Analyse I bei F. BECKE, l. cit. (1899) 544. $\text{SiO}_2 = 56.32\%$, *si* = 157.

No. 6: Alborán. Sammlung I. PARGA-PONDAL No. 143. $\text{SiO}_2 = 54.79\%$, *si* = 159.

No. 7: Alborán. Sammlung LACROIX No. A 168. $\text{SiO}_2 = 59.78\%$, *si* = 202.

sollen sie hier gemeinsam behandelt werden. Auf die quantitative mineralogische Zusammensetzung der Gesteine soll w. u. besonders eingegangen werden.

2. EINSPRENGLINGE

a) Plagioklas

Die Plagioklaseinsprenglinge sind gut idiomorph mit dicktafeliger Ausbildung nach (010). Sie zeigen zonar angeordnete Glaseinschlüsse und intensive Verzwillingung. Weitaus vorherrschend sind die Zwillingsgesetze mit VE (010), nämlich Albit-, Karlsbad- und Roc Tournégesetz. Das Periklingesetz wird weniger häufig getroffen, das Baveno- und Esterelgesetz treten nur vereinzelt auf. Für die Bestimmung der Plagioklaseinsprenglinge nach der U-Tischmethode wurden die Diagramme von M. REINHARD benutzt⁷⁾.

Optisch sind die untersuchten Plagioklase entweder ganz homogen, ohne Zonarstruktur, oder ein homogener Kern von einheitlicher Zusammensetzung ist von einer nur sehr schmalen saureren Randzone umgeben. Die grösste konstatierte Differenz zwischen Kern und Rand beträgt dabei 21 % An.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind durchwegs sehr basisch, Bytownit bis Anorthit. Für die 7 analysierten Proben sind die Anorthitgehalte in Tabelle II zusammengestellt. Für jede Probe wurden 10 Zwillinge in zusammen je 2—3 Schlifften vermessen.

Tabelle II. Anorthitgehalt der Plagioklaseinsprenglinge

No.	SiO ₂ %	An-Gehalt mit U-Tisch bestimmt	An-Gehalt nach F. BECKE
1.	52,28	An ₈₅	—
2.	53,67	An ₈₅₋₇₅	An ₈₆
3.	53,52	An ₉₀	—
4.	53,85	An ₈₅₋₈₀	An ₈₂
5.	56,32	An ₈₅₋₈₀ äusserster Rand bis An ₆₄	An ₈₄
6.	57,49	An ₉₅	—
7.	59,78	An ₈₅	—

Betr. Numerierung der Proben siehe Bemerkung bei Tabelle I.

⁷⁾ M. REINHARD, *Universaldrehtischmethoden*. Basel (1931) Wepf & Co. Man vergleiche auch die korrigierten REINHARDSCHEN Diagramme bei C. T. BARBER, *The Tertiary Igneous Rocks of the Pakokku District and the Salingyi Township of the Lower Chindwin District, Burma, with special reference to the Determination of the Feldspars by the Fedorow Method*. Mem. Geol. Surv. India 68 (1936) Pt. 2. 121—292, im bes. Pl. XXX und XXXI.

Ein Vergleich mit den Resultaten F. BECKES zeigt eine bemerkenswerte Übereinstimmung der durch zwei verschiedene Methoden ermittelten An-Gehalte (U-Tischmethode und Interferenzbilder von Zwillingen). Es muss allerdings dabei in Berücksichtigung gezogen werden, dass die für die U-Tischbestimmungen benützten REINHARD-schen Diagramme für den hier in Betracht kommenden basischen Teil der Migrationskurven weitgehend auf denselben Daten beruhen, wie sie schon F. BECKE als Unterlage gedient hatten.

b) Monokliner Augit

Die gutidiomorphen Augiteinsprenglinge sind im Schliff schwach hellgrün ohne wahrnehmbaren Pleochroismus. Sie zeigen ausgeprägte prismatische Spaltbarkeit bei ungefähr gleichseitig-achtseitigem Querschnitt $\perp c$ und häufiger polysynthetischer Verzwilligung nach (100).

Achsen- und Bisectricendispersion ist, wie schon F. BECKE beobachtete, sehr gering. Die Auslöschungsschiefe c/n_γ und der Achsenwinkel $2V$ wurden an 25 Individuen gleichzeitig mittels des U-Tisches bestimmt. Die Bestimmung der Auslöschungsschiefe auf (010) erfolgte nach einer früher gegebenen Methode, die weitgehend von der Schnittlage unabhängig ist⁸⁾ oder bei Zwillingen aus dem Winkel $n_{\gamma_1}/n_{\gamma_2}$ der beiden Einzelindividuen. $2V$ wurde direkt ermittelt oder aus zwei Hauptdoppelbrechungen gewonnen. Für c/n_γ schwanken die Messungen von 38° — 44° , für $(+)$ $2V$ von 50° — 58° . Die von F. BECKE gegebenen 7 Messungspaare ordnen sich sehr gut in das Feld der neuen Messungen ein. Als optische Daten des mittleren Typus der Klinoaugite der untersuchten Gesteine können gelten:

$$(+) 2V = 53^\circ, c/n_\gamma = 41^\circ.$$

Nach den neuen Diagrammen von T. TOMITA⁹⁾ entspricht dies ungefähr einer chemischen Zusammensetzung $En_{50}Hy_{10}Wo_{10}$ Gew. %. Es handelt sich somit um einen diopsidischen Augit, wie dies schon von F. BECKE konstatiert worden war. Allerdings waren damals die Zusammenhänge zwischen Optik und Chemismus für die Sesquioxidfreien Pyroxene noch bedeutend schlechter bekannt, so dass eine Interpretation der Messungen, wie sie heute möglich ist, nicht in Frage kam.

⁸⁾ C. BURRI, Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 11 (1931) 285—9.

⁹⁾ T. TOMITA, Variations in optical properties, according to chemical composition, in the pyroxenes of the clinoenstatite-clinohypersthene-hedenbergite-system. J. Shanghai Sc. Inst. Sect. II. 1 (1934) 41—58.

c) Orthaugit

Die kurzprismatischen bis stengeligen Orthaugite sind ebenfalls gut idiomorph mit deutlich prismatischer Spaltbarkeit. Pleochroismus ist bei Schliffen üblicher Dicke kaum wahrnehmbar, in Pulverpräparaten jedoch deutlich. Er folgt dem üblichen Schema.

Der optische Charakter ist negativ. $(-)$ $2V$ schwankt bei 25 untersuchten von 58° — 76° mit einer deutlichen Häufung bei $(-)$ $2V = 65^{\circ}$. Nach dem neuen Diagramm von R. WALLS¹⁰⁾ entspricht dies einer Variation von 50—28 Gew. % FeSiO_3 mit einer Häufung bei 40 %. Es liegt somit Hypersthen vor. Nach F. BECKE variiert $(-)$ $2V$ von 45° — 73° mit einer Häufung bei ebenfalls 65° . Auch die nach F. BECKE gelegentlich vorhandene Zonarstruktur mit Zunahme des FeSiO_3 -Moleküles gegen den Rand hin konnte bestätigt werden. Dasselbe gilt für die übrigen von F. BECKE beobachteten Besonderheiten des Hypersthens, Tendenz zur Bildung knäuelartiger Verwachsungen mit diopsidischem Augit, Bildung von Penetrationszwillingen nach (011), Vorhandensein schmaler Diopsidränder um Hypersthen etc., auf welche hier nicht näher eingegangen werden soll, ebensowenig wie auf die Umwandlungs- und Zersetzungsercheinungen, denen der Hypersthen viel leichter anheim zu fallen scheint als der Klinoaugit. Die analysierten Proben sind mit einer Ausnahme (No. 7) frei davon. Die andern Schliffe zeigen die gleichen Erscheinungen, wie sie schon von F. BECKE beschrieben wurden, nämlich Bastitbildung, Verdrängung durch Opal, beides unter Erhaltung eines ev. vorhanden gewesenen Randes von Klinoaugit etc., so dass in dieser Hinsicht vollständig auf die Ausführungen dieses Autors verwiesen werden kann¹¹⁾.

Auf eine Erscheinung soll jedoch kurz etwas näher eingegangen werden, auf das Auftreten von deutlich resorbierten Hypersthenkernen in gutidiomorphen diopsidischen Augiten. Die Erscheinung ist an und für sich nicht neu, sie beansprucht aber nach den kürzlich publizierten Ausführungen von H. KUNO¹²⁾ wieder neues Interesse. Sehr schöne entsprechende Beispiele sind auch erst vor kurzem von

¹⁰⁾ R. WALLS, A critical review of the data for a revision of the enstatite-hypersthene series. *Min. Mag.* 24 (1935) 165—72.

Vergleiche auch: N. F. M. HENRI, Some data on the iron-rich hypersthene. *ibid.* 24 (1935) 221—6.

¹¹⁾ F. BECKE, *l. cit.* (1899) 542—43.

¹²⁾ H. KUNO, Petrological Notes on some Pyroxene Andesites from Hakone Volcano with special reference to some types with Pigeonite Phenocrysts. *Jap. J. Geol. Geogr.* 13 (1936) 107—40, im bes. Fig. 3, p. 122.

dem einen von uns aus Nicaragua beschrieben worden¹³⁾. An Proben von Alborán gestattete die Deutlichkeit des Phänomens und die Grösse der Individuen die sichere Bestimmung der einzelnen Komponenten und ihre gegenseitigen Lagebeziehungen. Die Untersuchung mittels des U-Tisches ergab, dass die Verwachsung von Kern und Hülle genau achsenparallel erfolgte. Der resorbierte Hypersthenkern wies dabei $(-)$ $2V = 68^\circ$, entsprechend 36 Gew. % FeSiO_3 auf, die diopsidische Hülle $(+)$ $2V = 58^\circ$ und $c/n_\gamma = 42^\circ$, was nach T. TOMITA (l. cit.) auf ungefähr $\text{En}_{45}\text{Hy}_{10}\text{Wo}_{45}$ führt. Eine alle Fälle umfassende Erklärung des Phänomens dürfte wohl momentan, trotz der sehr beachtenswerten Ansätze von H. KUNO (l. cit.), noch ausstehen.

Dem unzweifelhaften Auftreten von Hypersthen in allen uns vorliegenden Gesteinsproben, sowohl in denjenigen aus dem Madrider Museum, wie in dem von F. BECKE bearbeiteten, von ERZHERZOG LUDWIG SALVATOR gesammelten Originalmaterial, als auch in dem von J. CHARCOT im Auftrage von A. LACROIX gesammelten, kommt bedeutendes Interesse zu in Hinsicht auf eine von L. FERNANDEZ-NAVARRO¹⁴⁾ geäußerte Ansicht. Nach diesem Autor sollten nämlich die von F. BECKE beschriebenen Gesteine gar nicht von der Insel Alborán stammen, sondern mit solchen vom nordafrikanischen Cabo Tres Forcas, den Islas Chafarinas oder dem Cabo de Gata verwechselt worden sein. L. FERNANDEZ-NAVARRO glaubt sich zu diesem Schlüsse berechtigt, da er selbst anlässlich eines längeren Aufenthaltes auf Alborán eine umfangreiche Sammlung der dort vorkommenden Eruptivgesteine angelegt hatte und bei den daran vorgenommenen mikroskopischen Untersuchungen keinen Hypersthen konstatieren zu können glaubte, während dieses Mineral von F. BECKE in seinen Gesteinen doch mit absoluter Sicherheit nachgewiesen worden war. Die einzige mögliche Erklärung für diese Unstimmigkeit schien ihm durch die oben erwähnte Hypothese der Materialverwechslung gegeben zu sein. Da diese Vermutung sich in der letzten über Alborán veröffentlichten Arbeit befindet und nie widersprochen oder auch nur angezweifelt worden ist, so seien hier kurz die Gründe für deren Unmöglichkeit angeführt.

1. Das Material, das wir aus dem Madrider Museum erhielten, und das die Bezeichnung „Alborán“ trägt, entspricht in jeder Hinsicht der Beschreibung, die F. BECKE von dem ihm vorliegenden

¹³⁾ C. BURRI und R. A. SONDER, Beiträge zur Geologie und Petrographie des jungtertiären und recenten Vulkanismus von Nicaragua. Z. f. Vulk. 17 (1936) 34—92, bes. 78—9.

¹⁴⁾ L. FERNANDEZ-NAVARRO, l. cit. (1908) 320.

gibt. Auch unsere Beobachtungen ergaben die Übereinstimmung der beiden Gesteinssuiten, insbesondere wurde in beiden Hypersthen reichlich konstatiert.

2. Das von J. CHARCOT für A. LACROIX gesammelte Material ist ebenfalls mit dem aus dem Madrider Museum stammenden, wie auch mit dem von F. BECKE bearbeiteten, identisch. Auch es zeichnet sich durch reichliche Hypersthenführung aus.
3. Die Gesteine von den Islas Chafarinas und dem Cabo Tres Forcas repräsentieren einen ganz andern Typus als die Alborán-Gesteine. Es sind Olivinbasalte und Andesite mit reichlicher Biotitführung. Darin stimmen die Angaben F. BECKES¹⁵⁾ über diese Gesteine vollkommen überein mit Beobachtungen, die wir selbst an einer Gesteinssammlung obiger Lokalitäten machen konnten, die wir ebenfalls dem Madrider Museum verdanken, und worüber wir bald zu berichten hoffen¹⁶⁾.

Nach diesen Ausführungen dürfte kein Zweifel mehr darüber möglich sein, dass das von F. BECKE bearbeitete Material wirklich von der Insel Alborán stammt. Dass L. FERNANDEZ-NAVARRO in seinen, wie er selbst betont, sehr zahlreichen Präparaten keinen Hypersthen konstatieren zu können glaubte, lässt sich wohl kaum anders erklären, als dass dieser Autor den Hypersthen wegen seiner in den meisten Schnitten gezeigten Auslöschungsschiefe für Klinoaugit hielt. Es ist ja eine altbekannte, aber merkwürdigerweise auch in neuern Arbeiten gelegentlich immer wieder übersehene Tatsache, dass Orthaugite, wie alle rhombischen Mineralien, nur in Schnitten parallel mindestens einer Symmetrieachse, also in Schnitten (0kl), (h0l) und (hk0) gerade oder symmetrisch auslöschen und in schiefen Schnitten eine von der Schiefe der Schnittlage und der Grösse von 2V abhängige Auslöschungsschiefe aufweisen¹⁷⁾.

3. GRUNDMASSE

Wie schon w. o. erwähnt, ist die Grundmasse entweder fast holokristallin, pilotaxitisch, oder, häufiger, deutlich hemikristallin, hyalo-

¹⁵⁾ „Alboran“ (Prag 1898) 51—52.

¹⁶⁾ Der eine von uns (C. B.) hatte ausserdem in Paris durch die Freundlichkeit von Herrn Prof. A. LACROIX Gelegenheit eine weitere Sammlung der jungen Eruptivgesteine dieser Gebiete zu studieren. Auch durch diese Sammlung wird das w. o. über den abweichenden Charakter dieser Gesteine Gesagte vollauf bestätigt.

¹⁷⁾ Aus der zahlreichen diesbezüglichen Literatur sei hier nur auf A. HARKER, On a question relative to extinction-angles in rock-slices. Min. Mag. 13 (1901) 66—8, verwiesen.

pilitisch. In allen Fällen enthält sie Plagioklas, monoklinen Augit und Erz, in den höher kristallinen Varietäten kommen dazu noch SiO_2 -Mineralien, in den andern bräunliches Glas. Auch die schon von F. BECKE¹⁸⁾ erwähnte und diskutierte fleckige Beschaffenheit der Grundmasse wurde an einigen Proben festgestellt. Nach F. BECKE sind die hellen Flecken durch Ausscheidung des Fe-Gehaltes in Form weniger, grösserer Magnetitkriställchen an Stelle zahlreicher kleiner Globuliten bedingt. Der Übergang in der Dimension der Magnetitausscheidungen ist an der Grenze der Flecken deutlich festzustellen. Vielleicht handelt es sich um eine Art von Sammelkristallisation, die im unmittelbaren Anschluss an die Erstarrung durch eine hydrothermale Phase ausgelöst wurde, der auch die schon erwähnte Opalisierung zuzuschreiben wäre.

Im Folgenden sollen die einzelnen Mineralien der Grundmasse charakterisiert werden.

a) Plagioklas

Die gutidiomorphen Plagioklase der Grundmasse wurden schon von F. BECKE auf Grund von Messungen der Auslöschungsschiefe der symmetrischen Zone und $\perp a$ bestimmt. Die Zusammensetzung variiert von An_{47-58} . Die nach der Dispersionsmethode von S. TSUBOI¹⁹⁾ und nach der Zonenmethode von A. RITTMANN²⁰⁾ vorgenommenen Messungen ergaben in guter Übereinstimmung damit An_{49-60} . Die Grundmasseplagioklase sind somit als Labrador zu bezeichnen und bedeutend saurer als die Einsprenglinge.

b) Augit

Während die Augitmikrolithen der Grundmassen vulkanischer Gesteine früher einer eingehenderen Untersuchung meist nicht zugänglich waren, können heute, dank der starkvergrößernden UM-Objektive der Firma LEITZ-Wetzlar die U-Tischmethoden vielfach auch auf sie angewendet werden. Die Ermittlung von 2V gelingt in den meisten Fällen ohne besondere Schwierigkeiten. Die Messung der Auslöschungsschiefe ist jedoch öfters wegen der Kleinheit der

¹⁸⁾ F. BECKE, l. cit. (1899) 540.

¹⁹⁾ S. TSUBOI, A dispersion method of determining plagioclases in cleavage flakes. Min. Mag. 20 (1923) 108—22.

S. TSUBOI, A straight-line-diagramm for determining plagioclases by the dispersion method. Jap. J. Geol. Geolr. 11 (1934) 325—6.

²⁰⁾ A. RITTMANN, Die Zonenmethode, ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithisches. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 9 (1929) 1—46.

Individuen und der schlechten Ausbildung der prismatischen Spaltbarkeit nicht möglich, so dass als zweiter Parameter für die Bestimmung die Lichtbrechung zu Hilfe genommen werden muss. Da die Messung der Hauptbrechungsexponenten wegen der prismatischen Spaltbarkeit der Pyroxene mit Schwierigkeiten verbunden ist, bedeutet es eine sehr schätzenswerte Vereinfachung des Verfahrens, dass T. TOMITA²¹⁾ nach dem Vorgang von S. TSUBOI²²⁾ Bestimmungsdiagramme ausgearbeitet hat, die erlauben, statt der schwer bestimm- baren Hauptbrechungsindices die vermittels der Immersionsmethode leicht erhältlichen Brechungsindices n'_γ und n'_α der Spaltblättchen nach (110) zu benützen.

Auf Grund der Messung von $2V$ und n'_α ergab sich, dass die Grundmassenaugite der Alborán-Gesteine zu den Pigeoniten zu stellen sind und somit von den Einsprenglingen deutlich verschieden sind, ganz in dem Sinne, wie dies wohl zuerst von T. F. W. BARTH²³⁾ für basaltische Gesteine verschiedener Provenienz festgestellt wurde. Da es nicht möglich war, $2V$ und n'_α an ein und demselben Individuum zu messen, konnte die Zusammensetzung für Einzelindividuen nicht ermittelt werden. Aus der konstatierten Variation von $(+)$ $2V = 32^\circ - 42^\circ$ und von $n'_\alpha = 1.680 - 1.690$ konnte jedoch das Feld der Grundmassenaugite abgegrenzt werden. Als Mittelwert ergibt sich nach den Diagrammen von T. TOMITA eine Zusammensetzung $En_{50}Hy_{25}Wo_{25}$.

c) SiO_2 -Mineralien

Bemerkenswert sind für die Alborán-Gesteine, wie u. a. an Hand der chemischen Analysen gezeigt werden wird, die durchwegs positiven Quarzzahlen. Da sich Quarz nirgends unter den Einsprenglingen findet, so muss der ganze SiO_2 -Überschuss in der Grundmasse stecken. Bei den hyalopilitischen Varietäten befindet er sich okkult im Glas, bei den glasarmen pilotaxitischen kam es zur Ausbildung von SiO_2 -Mineralien: Quarz, Tridymit, ev. auch Cristobalit. Schon F. BECKE hatte seinerzeit²⁴⁾ in der Grundmasse einer zur Analyse

²¹⁾ T. TOMITA, l. cit. (1934) 47—53, Fig. 8—10.

²²⁾ S. TSUBOI, On the discrimination of mineral species in rocks. Jap. J. Geol. Geogr. 3 (1924) 20.

S. TSUBOI, A dispersion method of discriminating rock constituents and its use in petrogenic investigation. J. Fac. Sc. Imp. Univ. Tokyo. Sect. II, 1. Pt. 5 (1926) 139—80, im bes. 146—58.

²³⁾ T. F. W. BARTH, Crystallization of pyroxenes from basalts. Amer. Mineral. 16 (1931) 195—208.

²⁴⁾ F. BECKE, l. cit. (1899) 541.

nicht genügend frischen und uns nicht vorliegenden Probe Quarz in der Grundmasse erkannt und konoskopisch identifiziert. Von den uns zugänglichen Proben zeigt keine dieses Mineral, jedoch konnte in Nr. 5 (Isla de la Nube) und No. 6 (Alborán) in der pilotaxitischen Grundmasse Tridymit nachgewiesen werden. Dieses Mineral bildet kleine Täfelchen, die idiomorphe, leistenförmige Querschnitte von der Grösse der Grundmassenplagioklase ergeben. Seltener treten unregelmässige Massen auf. Der Tridymit ist Spät-, wenn auch nicht immer unbedingt Letztausscheidung, wie seine Beziehungen zum Plagioklas zeigen. Überwiegend ist zwar der Plagioklas gegenüber dem Tridymit idiomorph, daneben gibt es jedoch auch Fälle, wo die Tridymittäfelchen deutlich gegenüber dem Plagioklas ihre eigene Form behaupten. Der Tridymit muss sich somit in den letzten Phasen der Plagioklasausscheidung zu bilden begonnen haben und diese zeitlich überdauert haben. Diese Beobachtung dürfte zeigen, dass der Tridymit hier als ein richtig magmatisch ausgeschiedenes Grundmassenmaterial aufzufassen ist und seine Bildung nicht nachträglich stattgehabten autopneumatolytischen Prozessen verdankt, wie die zahlreichen, schon lange bekannten Vorkommen dieses Minerals auf Spalten und Poren vieler vulkanischer Gesteine. Damit in Übereinstimmung steht, dass die Poren der porösen Varietäten frei von Tridymit sind und nur gelegentlich in zersetzten Proben Opalabscheidungen enthalten.

Der Tridymit zeigt sehr niedrige Licht- und Doppelbrechung bei gerader Auslöschung und negativer Elongation der leistenförmigen Querschnitte. Die prismatische Spaltbarkeit ist durch unregelmässige Querrisse angedeutet, die basale nur bei dickern Individuen zu erkennen. Die bekannten pfeilförmigen Zwillinge sind selten, aber immerhin vorhanden.

Der sichere Nachweis von Tridymit in der Grundmasse (nicht nur auf Poren und Klüften) vulkanischer Gesteine, und zwar auch basischer, olivinführender, datiert erst aus relativ jüngerer Zeit. Die eingehendsten Angaben verdankt man H. KUNO²⁵⁾, der eine grosse Anzahl japanischer Vorkommen untersuchte. Dieser Autor beschreibt neben dem einfachen Auftreten von Tridymit und Cristobalit auch sehr interessante Verdrängungen des erstern durch den letztern unter Erhaltung der ursprünglichen Form des Tridymits. Sie werden nach

²⁵⁾ H. KUNO, On Silica Minerals occurring in the Groundmass of common Japanese Volcanic Rocks. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Imp. Univ. 11 (1933) 382—90.

Einschieben des Rot I. am fleckigen Aussehen in Folge der verschiedenen optischen Orientierung erkannt. Wenn diese Erscheinung auch hier nicht so typisch wahrgenommen werden konnte, wie an dem von H. KUNO untersuchten Material²⁶⁾, so liegen doch sehr wahrscheinlich in einzelnen Fällen die Anfänge derartiger Veränderungen vor.

d) Quantitativer Mineralbestand der Grundmasse

Der quantitative Mineralbestand kann natürlich nur für die verhältnismässig grobkörnigen pilotaxitisch struierten Grundmasstypen aus dem Schliffbild ermittelt werden. Für die beiden Proben No. 5 und 6 konnte er wie folgt geschätzt werden:

	No. 5	No. 6
Labrador	48	55
Tridymit + etwas Glas	30	30
Augit (Pigeonit)	17	10
Erz	5	5
	100	100 Vol. %

Dabei wurden zur Festlegung des Verhältnisses Plagioklas: Tridymit, welche beiden Mineralien sich bei der Vermessung schwer auseinanderhalten liessen, die w. u. gegebenen chemischen Analysen herangezogen.

D. Chemische Zusammensetzung

Da die drei von F. BECKE publizierten Analysen von Alborán strengen Anforderungen nicht entsprechen, wurden die Originalstücke sämtlich neu analysiert. Zusammen mit der Analyse einer Probe aus dem Madrider Museum und den drei von F. RAOULT für A. LACROIX analysierten Typen stehen somit zur Illustration der chemischen Verhältnisse sieben Analysen zur Verfügung, die in Tab. III zusammengestellt sind.

Gesteine ähnlicher Zusammensetzung sind, wenn auch nicht häufig, so doch von verschiedenen Fundpunkten bekannt, besonders aus jungen Andesitgebieten.

²⁶⁾ Ich verdanke den Herren Prof. S. Tsuboi und H. Kuno in Tokyo eine Sammlung typischer Tridymit- und Cristobalit-führender japanischer Ergussgesteine, die als Vergleichsmaterial ausgezeichnete Dienste leisteten. Ich möchte den beiden Herren auch an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen. C. B.

Tabelle III
Chemische Analysen der untersuchten Gesteine von Alborán

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	52,28	53,67	53,52	53,85	56,32	54,79	59,78
Al ₂ O ₃	15,33	15,91	17,53	19,17	16,05	20,49	19,11
Fe ₂ O ₃	3,03	4,26	3,45	2,93	3,68	2,69	3,01
FeO	5,77	5,93	5,27	4,98	5,35	3,23	1,74
MnO	0,06	0,12	0,07	0,08	0,10	0,08	0,07
MgO	6,26	5,34	4,42	3,26	4,45	2,33	0,10
CaO	11,44	10,29	10,88	10,53	9,25	10,85	10,02
Na ₂ O	1,71	2,30	1,66	2,43	2,39	2,29	2,84
K ₂ O	1,22	0,84	1,05	0,36	0,55	0,39	1,26
H ₂ O+	1,36	0,44	0,80	1,40	0,81	0,76	0,84
H ₂ O-	0,78	0,72	0,68	0,35	0,40	1,11	0,68
TiO ₂	0,77	0,26	0,68	0,76	0,48	0,56	0,66
P ₂ O ₅	0,28	0,19	0,14	0,06	0,22	0,39	0,16
	100,29	100,27	100,15	100,16	100,05	99,96	100,27

1. Alboranit, Alborán. Anal. RAOULT. Sammlung A. LACROIX No. 507 G.
 2. Alboranit, Alborán. Anal. I. PARGA-PONDAL. Gleiches Stück wie Analyse III in F. BECKE, Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt. 18 (1899) 544.
 3. Alboranit, Alborán. Anal. RAOULT. Sammlung A. LACROIX No. A 169.
 4. Alboranit, Alborán. Anal. J. JAKOB. Gleiches Stück wie Analyse II in F. BECKE, l. cit. (1899) 544.
 5. Tridymit-Alboranit, Isla de la Nube, NE Alborán. Anal. I. PARGA-PONDAL. Gleiches Stück wie Analyse I in F. BECKE, l. cit. (1899) 544.
 6. Tridymit-Peralboranit, Alborán. Anal. I. PARGA-PONDAL. Aus dem Museo Nacional de Ciencias Naturales in Madrid. Sammlung I. PARGA-PONDAL No. 143.
 7. Alboranit, Alborán. Anal. RAOULT. Nicht ganz frisch, Hypersthen z. T. durch Opal verdrängt. Sammlung A. LACROIX No. A 168.
- N. B. Betreffs Namengebung siehe Abschnitt E.

Tabelle IIIa. Molekularwerte nach P. NIGGLI

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz	Magma ²⁷⁾
1.	130	22,5	41,5	30,5	6	0,32	0,57	1,5	0,3	0,74	+ 6	miharaitisch
2.	136	22	40,5	28	7	0,20	0,49	0,6	0,2	0,69	+ 8	miharaitisch
3.	140	27	36,5	30,5	6	0,31	0,49	1,4	0,2	0,84	+16	ossipitisch mit hohem si
4.	148	31	31	31	7	0,09	0,43	1,6	0,1	1,00	+20	ossipitisch (?achnahaitisch) bis anorthositgabbroid
5.	157	26,5	39	27,5	7,5	0,11	0,48	1,0	0,2	0,71	+27	leukomiharaitisch
6.	159	35	24	34	7	0,10	0,41	1,3	0,5	1,42	+31	anorthositgabbroid
7.	202	38	13,5	36,5	12	0,35	0,05	1,8	0,2	2,81	+54	melaplagioklasitisch

²⁷⁾ P. NIGGLI, Die Magmentypen. Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt. 16 (1936) 335—99.

Tabelle IV enthält einige Vergleichsgesteine; der Raumerparnis halber sind nur die Projektionswerte nach P. NIGGLI gegeben. No. a) bis d) betreffen Ergussgesteine, No. e) bis h) hypoabyssisch bis abyssisch erstarrte Magmen. Die letztern illustrieren zugleich auch die Möglichkeit hornblendeführender heteromorpher Typen. Als weitere zum Vergleich geeignete Typen seien hier noch kurz erwähnt der Anorthitbasalt vom Fuji-yama (T. WADA 1882) und der, allerdings chemisch nur ungenügend bekannte Mijakit von Mijakeshima, ebenfalls Japan (J. PETERSEN 1890), sowie auch gewisse Tholeiite oder Navite als Vertreter paläovulkanischer Gesteine.

Tabelle IV

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
a)	130	26	41,5	28,5	4	0,08	0,39	2,7	1,5	0,69	+ 14
b)	154	28	37,5	26	8,5	0,20	0,38	2,7	0,3	0,69	+ 20
c)	159	27	39	27,5	6,5	0,10	0,55	1,3	0,2	0,70	+ 33
d)	159	29	30,5	33	7,5	0,34	0,43	0,7	—	1,08	+ 29
e)	115	23	45,5	28,5	2,5	0,27	0,51	4,1	0,3	0,63	+ 5
f)	145	37,5	21	34	8	0,32	0,72	2,3	0,3	0,62	+ 13
g)	146	28	35,5	26	10,5	0,15	0,30	1,3	—	0,74	+ 4
h)	165	32	32	26,5	9,5	0,13	0,40	1,7	—	0,83	+ 27

- a) Pyroxenandesit (Miharait), Vulkan Miharayama, Oshima, Idzu-Inseln, Japan. (Lava 1912) Anal. OKAMURA in S. TSUBOI, J. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo 43 (1920) Art. 6. 84.
- b) Labradorandesit, Vulkan Bara, Insel Flores, Sundainseln. Anal. A. LINDNER in G. RACK, N. Jb. f. Mineral. etc. B. B. 34 (1912) 82.
- c) Andesit, Gipfel von Malakal, Pelew-Inseln. Anal. B. A. SOULE in W. H. HOBBS und W. F. HUNT, Proc. 3rd Panpac. Sc. Congr. Tokyo (1926) I. 715.
- d) Hornblendeandesit (Schliere in Hornblende-Hypersthenandesit) Kaimeni-Strom, Methana, Griechenland. Anal. RÖHRIG in H. S. WASHINGTON, J. Geol. 3 (1895) 150.
- e) Hornblendit-Biotitgabbro, Brissago, Tessin, Schweiz. Anal. FR. DE QUERVAIN in C. BURRI und FR. DE QUERVAIN, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 14 (1934) 513.
- f) Leukokrater Diallaggabbro, Ambohitrosy, Madagascar. Anal. RAULT in A. LACROIX, Minéral. de Madagascar II, Paris (1922) 654.
- g) Pawdit (dunkler Hornblendegabbrodioritaplit), Pawda, Ural. L. DUPARC und A. GROSSET, Recherches géol. et petrogr. distr. minier de Nicolai-Pawda. Genève et Paris (1916) 113.
- h) Hornblendereicher Einschluss (Enclave amphibolique) Montagne Pelée (1902), Martinique, Kl. Antillen. Anal. RAULT in A. LACROIX, Soc. géol. de Belgique, Livre Jub. I. 2 (1924) 399.

Abgesehen von kleinen Verschiedenheiten weisen alle Analysen der Gesteine von Alborán eine Reihe von charakteristischen Merkmalen auf, die sie zu einer einheitlichen Serie von wohldefiniertem

Charakter stempeln. Kennzeichnend ist dabei vor allem das niedrige *alk* um 7, das hohe *c* um 30, bei gleichzeitigem $al \sim c$, mit Ausnahme der basischsten Glieder, für die deutlich $al < c$ ist. Die Quarzzahl *qz* ist durchwegs positiv und steigt mit *si* regelmässig an. Trotz des relativ niedrigen *si* bleibt *mg* mit Ausnahme des basischsten Gesteins immer unter 0.5.

Tabelle V. Molekularnormen der Gesteine von Alborán

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Q	6,3	7,9	8,9	10,0	13,6	13,8	20,0
Or	7,5	5,1	6,9	2,4	2,9	2,4	6,4
Ab	15,5	21,0	15,5	22,4	22,4	21,1	26,4
An	31,5	31,4	37,7	41,4	32,4	46,1	36,5
Wo	9,6	7,9	7,2	4,4	5,3	2,1	5,3
En	18,0	15,2	13,1	9,3	12,7	6,4	0,4
Hy	6,9	6,4	6,0	6,0	6,0	3,5	0,8
Mt	3,3	4,6	3,8	3,1	4,0	2,9	3,3
Ap	0,8	0,3	0,4	0,4	0,4	1,2	0,4
Ru	0,6	0,2	0,5	0,6	0,3	0,5	0,5
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
An %	67	60	71	65	59	69	58
Molekularnormative Pyroxene							
Wo	28	27	27	22	22	18	82
En	52	51	50	47	53	53	6
Hy	20	22	23	31	25	29	12

Da die Gesteine von Alborán, wie aus den Ausführungen w. o. hervorgeht, einen sehr einfachen Mineralbestand aufweisen, da insbesondere sesquioxidhaltige Augite, Hornblenden und Biotite gänzlich fehlen, so ist zu erwarten, dass die aus den Analysen berechneten Normen mit dem Modus in guter Übereinstimmung stehen. In Tabelle V sind die Molekularnormen, wie die von P. NIGGLI²⁸⁾ kürzlich vorgeschlagenen Molekularnormen zusammengestellt. Zugleich sind auch die molekular-normativen Augite und der Anorthitgehalt des Plagioklases angegeben. Für Analyse 6) zeigt sich dabei die schon erwähnte Unfrische verbunden mit Verlust von Mg und Fe und Zufuhr von SiO₂ (teilweise Verdrängung des Hypersthens durch Opal) im Wo-Überschuss des Pyroxens und im hohen Wert von Q. Analyse No. 7) soll daher bei den späteren Betrachtungen nur noch mit Vorbehalt verwandt werden.

²⁸⁾ P. NIGGLI, Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt. 16 (1936) 295—317.

Im übrigen zeigen die Molekularnormen, wie schon die NIGGLI-Werte die bemerkenswerte Homogenität der ganzen Serie.

Bei genauerm Zusehen lassen sich jedoch deutlich zwei Differentiationstendenzen herauslesen. Die eine, umfassend die Proben No. 2, 5 und 7 ist durch eine Anreicherung der Alkalifeldspatmoleküle bei zurücktretender Anorthitkomponente ausgezeichnet. Die zweite, vertreten durch die Analysen No. 1, 3, 4 und 6 zeigt gerade das umgekehrte Verhalten, somit eine anorthositische Tendenz. Die nicht sehr grossen Unterschiede werden durch die Bildung der charakteristischen Verhältnisse $Ab:An$ und $(Or + Ab):An$ deutlicher gemacht, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Or	7,5	5,1	6,9	2,4	2,9	2,4	6,4
Ab	15,5	21,0	15,5	22,4	22,4	21,5	26,6
Or + Ab	23,0	26,1	22,4	24,8	25,3	23,0	33,0
An	31,6	31,4	37,6	41,4	32,4	46,1	36,5
Ab : An	0,49	0,67	0,42	0,54	0,69	0,47	0,73
(Or + Ab) : An	0,73	0,83	0,59	0,59	0,78	0,51	0,95

Sehr gut tritt der Unterschied der beiden Tendenzen auch an Hand der von P. NIGGLI²⁹⁾ vorgeschlagenen Darstellung der normativen Feldspatverhältnisse hervor. (Fig. 2.)

Die eben angeführten chemischen Analysen gestatten in Verbindung mit den früher (Tab. I.) gegebenen Mengenverhältnissen der Einsprenglinge und deren aus den optischen Verhältnissen ermittelten Zusammensetzung die Berechnung der Zusammensetzung der Grundmasse. Es lässt sich so nachprüfen, ob der w. o. durch Ausmessen an zwei Proben ermittelte hohe Tridymitgehalt von ca. 30 Vol. % mit der chemischen Zusammensetzung in Einklang steht und ob die glasreichen Typen mit hyalopilitischer Grundmasse, die nicht vermessen werden konnte, die gleiche Zusammensetzung aufweisen, oder ob vielleicht der Grund für die verschiedene Ausbildung der Grundmasse in deren unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung zu suchen ist.

Zur Berechnung der Grundmasse wurde für die Zusammensetzung der Plagioklaseinsprenglinge der in Tabelle II angegebene Anorthitgehalt eingesetzt, während für die dunklen Gemengteile mit den ebenfalls früher schon gegebenen Mittelwerten gerechnet wurde. Diese sind:

²⁹⁾ P. NIGGLI, Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 7 (1927) 116–33.

Orthaugit En ₆₀ Hy ₄₀ (–) 2V = 64° entsprechend	Klinoaugit En ₃₀ Hy ₁₀ Wo ₄₀ (+) 2V = 53°, c/n _γ + 41° entsprechend
SiO ₂ 54,1	SiO ₂ 55,1
MgO 24,1	MgO 20,1
FeO 21,8	FeO 5,5
100,0 Gew. %	19,3
	100,0 Gew. %

Die errechnete gewichtsprozentische Zusammensetzung der Grundmasse für die Proben No. 1–6 ist in Tabelle VI zusammengestellt, die entsprechenden Molekularnormen in Tabelle VIa. Analyse No. 7 wurde hier, im Gegensatz zu der Betrachtung der Feldspatverhältnisse, nicht berücksichtigt.

Tabelle VI. Grundmasse der Gesteine von Alborán
(Berechnete Gewichtsprozent)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	55,0	56,5	57,5	57,2	61,2	62,0
Al ₂ O ₃	9,8	13,2	12,9	13,5	10,4	13,0
Fe ₂ O ₃	5,4	7,8	5,6	4,6	6,3	4,4
FeO	7,4	7,8	6,4	6,7	6,5	5,0
MgO	5,4	2,5	3,4	3,2	3,4	2,9
CaO	8,4	5,9	7,8	7,5	5,9	6,0
Na ₂ O	2,1	3,2	2,1	3,0	2,9	3,4
K ₂ O	2,1	1,4	1,6	0,6	0,8	0,6
H ₂ O +	2,5	0,7	1,3	2,2	1,4	1,3
TiO ₂	1,4	0,5	1,1	1,3	0,8	0,9
P ₂ O ₅	0,5	0,4	0,2	0,2	0,3	0,6
	100,0	99,9	99,9	100,0	99,9	100,1

Tabelle VIa. Molekularnormen der Grundmassen

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Q	9,7	6,8	17,9	13,8	24,6	23,6
Or	13,0	8,6	9,9	3,6	5,4	3,5
Ab	20,0	30,4	19,9	29,0	27,2	31,9
An	11,9	18,1	22,0	23,6	13,4	18,4
Wo	10,5	5,0	6,6	6,4	5,7	3,1
En	15,7	10,8	10,0	9,7	9,5	8,1
Hy	10,5	10,2	6,4	7,6	5,9	4,7
Mt	6,1	8,6	6,1	5,3	6,9	4,9
Ap	1,6	1,2	0,4	0,5	0,8	1,2
Ru	1,1	0,3	0,8	0,6	0,6	0,6
	100,1	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0

Molekular-normative Augite der Grundmasse

Wo	28,5	19,3	28,6	27,0	27,0	19,5
En	43,0	41,4	43,5	41,0	45,0	51,0
Hy	28,5	39,3	27,9	32,0	28,0	29,5

Die Zusammenstellungen zeigen, dass die Grundmassen sämtlicher untersuchter Gesteinsproben prinzipiell nicht von einander differieren, dass somit die grössere oder geringere Kristallinität der Grundmasse ihren Grund nur in den Erstarrungsbedingungen haben

kann. Mit steigendem SiO_2 -Gehalt nimmt auch der Gehalt an freiem SiO_2 der Grundmasse, sowie derjenige der hellen Gemengteile zu, der dunklen jedoch ab. Ein Vergleich der errechneten Pyroxenzusammensetzung mit der optisch ermittelten zeigt befriedigende Übereinstimmung. Für den Plagioklas ist ein Vergleich schwieriger. Mangels genauerer Daten wurden bei der Berechnung der Grundmassenzusammensetzung die Einsprenglinge Or-frei in Rechnung gesetzt. Dadurch resultiert für die Grundmassenfeldspäte ein zu grosser Anteil der K-Komponente. Ausserdem ist zu erwarten, dass ein Teil des Or-Moleküls als Letztausscheidung in der Glasbasis sitzt. Ein genauer Vergleich lässt sich somit nicht durchführen. Zusammenfassend lässt sich jedoch feststellen, dass der aus den Analysen berechnete Mineralbestand mit dem Modus qualitativ und quantitativ in befriedigender Übereinstimmung steht und dass die Beziehungen zwischen Chemismus und Mineralbestand für die Gesteine von Alborán sehr einfache und klare sind.

E. Die systematische Stellung der Alborán-Gesteine

Bekanntlich wurde seinerzeit von F. BECKE den Gesteinen von Alborán eine ganz besondere Stellung in der Gesteinssystematik zugewiesen. F. BECKE³⁰⁾ schlug vor, die Hypersthenandesite nach dem Atomverhältnis Na:Ca in drei Gruppen einzuteilen, nämlich

1. Na-reiche Varietät (Santorinit) Na:Ca > 2, Si-Atomzahl > 61.
2. Typische Varietät (Hypersthenandesit i. e. S.) Na:Ca um 1:1 (zwischen 2:1 und 1:2), Si-Atomzahl 52–61.
3. Na-arme Varietät (Alboranit) Na:Ca < 1/2, Si-Atomzahl < 52

Die Alborán-Gesteine werden somit als Na-arme, Ca-reiche Endglieder der Andesite, die immer noch einen geringen SiO_2 -Überschuss aufweisen, aufgefasst. Sie sind nach BECKE keine Basalte und leiten auch nicht zu diesen über, wie auch ihre Strukturen diejenigen typischer Andesite und nicht von Basalten sind. Von F. LOEWINSON-LESSING³¹⁾ wurden die neuen Typen abgelehnt und der Santorinit den Daciten, der Alboranit den Hypersthenbasalten zugewiesen. In einer Replik hielt jedoch F. BECKE³²⁾ an seinem Standpunkte fest, indem er besonders die Übersättigung mit SiO_2 , die porphyrische Struktur mit oft typisch hyalopilitischer Grundmasse, sowie die sesquioxyd-freien Pyroxene als für die Andesitnatur der Alboranite sprechend hervorhob.

³⁰⁾ F. BECKE, l. cit. (1899) 553.

³¹⁾ F. LOEWINSON-LESSING, l. cit. (1900).

³²⁾ F. BECKE, l. cit. (1900).

Da uns heute ein grösseres Material und neue chemische Analysen von besserer Qualität zur Verfügung stehen, als dies zur Zeit BECKES der Fall war, da zudem die Prinzipien der Gesteinsklassifikation bedeutend klarer herausgearbeitet sind und ausserdem die chemische Variationsmöglichkeit basischer Gesteine vollständiger bekannt ist als vor fast 40 Jahren, so soll hier auf die systematische Stellung der Alborán-Gesteine zurückgekommen werden.

Immer mehr hat sich das besonders von P. NIGGLI betonte Prinzip Bahn gebrochen, dass eine Gesteinsklassifikation zweiseitig sein müsse, um allen Anforderungen gleichmässig zu genügen. Sie hat von den beiden primären Gegebenheiten auszugehen: Mineralbestand und Chemismus. Die Verbindung zwischen den beiden Punkten ist wohl von grösster Wichtigkeit, darf aber für systematische Gesichtspunkte nicht ausschlaggebend sein. Die Beziehungen zwischen Mineralbestand und Chemismus sind mit fortschreitender Entwicklung der Petrographie in zunehmendem Masse als immer komplizierter erkannt worden. Der zuerst von A. LACROIX eingeführte Heteromorphiebegriff hat in seiner konsequenten Verfolgung zu einer früher ungeahnten petrographischen Mannigfaltigkeit geführt, sodass heute zur Charakterisierung eines Gesteines unbedingt Mineralbestand und Chemismus als nebeneinander gleichberechtigt herangezogen werden müssen.

Der Chemismus der Gesteine ist durch die w. o. in Tabelle III gegebenen Analysen bestimmt. Hier soll nun eine quantitativ mineralogische Klassifikation versucht werden, um zu einer vollständigen Charakterisierung der Gesteine zu gelangen. Diese hat naturgemäss von den Typen auszugehen, für die der Mineralbestand möglichst vollständig vermessen werden kann, d. h. von den beinahe holokristallinen Varietäten mit pilotaxitischer Grundmasse. (No. 5 und 6.) Aus der w. o. getrennt gegebenen volumprozentischen Zusammensetzung des Einsprenglings- und des Grundmasseanteils lässt sich folgende Gesamtzusammensetzung berechnen. Im Posten Tridymit ist dabei etwas Glas inbegriffen.

	No. 5		No. 6		
Tridymit	17,9	} 58,3	(An)	18,9	} 69,4
Bytownit	29,7			34,9	
Labrador	28,6			34,5	
Diopsid. Augit	4,6	} 20,8	}	1,9	} 8,6
Hypersthen	6,1			0,5	
Pigeonit	10,1			6,2	
Erz	3,0	} 23,8	}	3,1	} 11,7
	100,0	100,0 Vol. %		100,0	100,0 Vol. %

Unter der Voraussetzung, dass es sich um Tiefengesteine handelte, müsste nach der quantitativen mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine von P. NIGGLI³³⁾ No. 5 als „Tridymit-Hypersthen-Leukogabbro“ und No. 6 als „Tridymit-Hypersthen-Anorthosit“ bezeichnet werden. Ähnliche Gesteine sind zwar verhältnismässig selten, aber nicht unbekannt. Als vergleichbar sei ein Quarzanorthosit genanntes Gestein von Preston, Connecticut³⁴⁾ erwähnt. Dieses Gestein besitzt allerdings keine geologische Selbständigkeit und bildet nur eine Schliere in einem Quarzhornblendegabbro. Vergleichen liessen sich ausserdem mit den Alborángesteinen in Bezug auf den Mineralbestand verschiedene Quarznorite, Quarzhyperite und Quarzgabbros.

Nun handelt es sich aber bei den vorliegenden Gesteinen um Vulkanite, welchem Umstand die Beziehungsweise Rechnung zu tragen hat. Obwohl F. BECKE seinerzeit grossen Wert darauf gelegt hatte, die untersuchten Gesteine als Endglieder der Andesite und nicht als Basalte zu klassifizieren, müssen sie nach dem heute herrschenden Brauch wegen ihres basischen mittleren Plagioklases doch zu den basaltischen Gesteinen gerechnet werden und zwar zu der Gruppe der nicht sehr häufigen Hypersthen- resp. Tridymit- oder Quarz-Hypersthenbasalte. Die Abtrennung der Andesite von den Basalten, resp. der Diorite von den Gabbros wurde im Laufe der Entwicklung der Petrographie verschieden gehandhabt. Eine gewisse Willkür haftet allen diesbezüglichen Vorschlägen an und wird wohl, wie bei allen derartigen klassifikatorisch notwendigen Einschnitten, kaum je ganz zu vermeiden sein. Lange Zeit z. B. glaubte man im Vorhanden-, resp. Nichtvorhandensein von Olivin ein geeignetes und leicht zu handhabendes Kriterium zu besitzen, bis die Untersuchungen von N. L. BOWEN und O. ANDERSON am System Forsterit-SiO₂ zeigten, dass dem nicht so war und dass dem Auftreten oder Fehlen von Olivin keine klassifikatorische Bedeutung zugemessen werden dürfe. Um derartigen, in der Natur eines Minerals begründeten Schwierigkeiten ein für alle Male aus dem Wege zu gehen, wurde im C. P. I. W.-System vorgeschlagen, die in Frage stehende Abgrenzung nicht nach dem modalen Mineralbestand, sondern nach dem Mengenverhältnis der normativen Standardminerale vorzunehmen. Der An-Gehalt des er-

³³⁾ P. NIGGLI, Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 11 (1931) 296—364.

³⁴⁾ G. F. LOUGHLIN, The gabbros and associated rocks of Preston, Connecticut. U. S. Geol. Surv. Bull. 492 (1912) 108—9. Vergleiche auch: H. W. TURNER, The Nomenclature of Feldspathic Granolithes. J. Geol. 8 (1900) 110.

rechneten normativen Plagioklases lieferte dabei eine Reihe von Untertypen. Da diese Standardminerale aber nur aus der chemischen Analyse errechnet werden können, handelt es sich nicht um eine eigentlich mineralogische, sondern um eine chemische Abgrenzung, die nur durch Verwendung der Standardminerale an Stelle anderer chemischer Sammelkomponenten gewissermassen ins Mineralogische übersetzt wurde. Ähnlich verhält es sich mit dem System von A. LACROIX³⁵⁾, der die C. P. I. W.-Norm ebenfalls benützt, dabei jedoch für die Nomenklatur die Möglichkeiten der Heteromorphie voll in Berücksichtigung zieht.

Neben diesen Versuchen bestand aber das Bedürfnis nach einer rein mineralogischen, auf dem beobachtbaren, modalen Mineralbestand begründeten und unmittelbar aus ihm ableitbaren Abgrenzung Andesit/Basalt resp. Diorit/Gabbro weiter. Von verschiedener Seite wurde hierfür die Zusammensetzung des mittleren modalen Plagioklases in Vorschlag gebracht. Am zweckmässigsten erweist sich wohl dabei die Trennung bei An_{50} vorzunehmen, wie dies u. a. P. NIGGLI³⁶⁾ und E. TRÖGER³⁷⁾ tun. TRÖGER bezeichnet denn auch (loc. cit. (1935) 64) den Alboranit BECKES konsequenter Weise als Basalt, und zwar als „Hyalorhyobasalt“. „Hyalobasalt“ würde den tatsächlichen Verhältnissen, wenigstens für die deutlich glasführenden Typen, besser entsprechen, da ja modal kein Orthoklas vorhanden ist. Diese Art der Trennung von Andesit und Basalt, resp. von Diorit und Gabbro hat entschieden Vieles für sich und lässt sich relativ leicht handhaben, sofern sich das betreffende Gestein im Schliff überhaupt vermessen lässt. Dies jedoch ist überhaupt die Grundbedingung für eine quantitative mineralogische Klassifizierung. Es darf jedoch nicht übersehen werden, dass bei strikter Anwendung dieses Prinzipes viele „Andesite“ der älteren Literatur zu „Basalten“ werden und man muss sich auch daran gewöhnen, dass die hyalopilitische und die pilotaxitische Struktur bei Basalten obiger Definition recht häufig zu finden sein werden und dass die ophitische resp. intersertale Struktur etwas aus der Rolle der praktisch allein herrschenden Basaltstrukturen zurückgedrängt werden. Es steht dies in Parallele zu den bei den Gabbros herrschenden Verhältnissen, wo die ophitische Struktur auch nicht die allein herrschende ist und wo es viele Beispiele mit Pflaster-

³⁵⁾ A. LACROIX, Classification et nomenclature des roches éruptives. Bull. Serv. Géol. de l'Indochine 20 (1933) Fasc. 3. 15—36 und 183—199.

³⁶⁾ P. NIGGLI, loc. cit. (1931).

³⁷⁾ E. TRÖGER, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin (1935), im bes. 134 u. 142.

struktur gibt, während sich die ophitische Struktur hinwiederum auch bei typischen Dioriten findet. Bis jetzt hat kaum jemand an dieser Tatsache Anstoss genommen, so dass dem Strukturmoment auch für die hier diskutierte Trennung von Andesit und Basalt keine Bedeutung beizumessen ist.

Wie schon w. o. erwähnt, hatte F. BECKE als weitere, für die Andesitnatur seiner Alboranite sprechende Punkte die Hypersthenführung und ganz besonders den allen Gliedern der Serie gemeinsamen SiO_2 -Überschuss angeführt. Zu diesen Argumenten ist zu bemerken, dass ihnen heute nicht mehr die gleiche Beweiskraft innewohnt wie zu F. BECKES Zeiten (1899). Hypersthenbasalte waren damals noch sehr seltene und schlecht bekannte Gesteine, ganz im Gegensatz zu heute, wo sie von einer ganzen Reihe von Fundpunkten gut bekannt sind. Unsere Kenntnisse basischer Gesteine mit SiO_2 -Überschuss sind heute ebenfalls bedeutend erweitert, sodass diesem Umstand nichts Besonderes mehr anhaftet. Es sei in dieser Hinsicht nur daran erinnert, dass z. B. A. LACROIX³⁸⁾ es für nötig gefunden hat, in seinem System für die den Daciten entsprechenden mesokraten Gesteine (35—65 % dunkle Gemengteile) mit SiO_2 -Überschuss, die sich durch die neuere Forschung als immer verbreiteter erwiesen haben, den Typus Sakalavit einzuführen. Zu dieser Gesteinsgruppe zeigen einige Alborán-Gesteine enge Beziehungen, was schon daraus hervorgeht, dass der w. o. zum Vergleich herangezogene Miharait vom Miharayama (Oshima, Idzu, Japan) im System von A. LACROIX als Bytownit-Sakalavit bezeichnet wird.

Wenn auch unbestritten ist, dass die Gesteine von Alborán sich zwanglos in die Familie der Hypersthenbasalte, resp. Tridymit- oder Quarz-Hypersthenbasalte einreihen lassen, so besteht doch kein Zweifel, dass sie innerhalb dieser Familie eine wohlungrenzte Untergruppe bilden und eine Reihe von charakteristischen Sonderheiten aufweisen. Als solche sind zu erwähnen: die porphyrische Struktur mit Einsprenglingen von Bytownit bis Anorthit neben Hypersthen und diopsidischem Augit bei hyalopilitischer bis pilotaxitischer Grundmasse, die zwar geringe, aber stets vorhandene Übersättigung mit SiO_2 und vor allem der relativ hohe Prozentsatz an hellen Ge-

³⁸⁾ A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar III*, Paris (1923) 15. A. LACROIX, *Comparaison de la composition chimique de deux laves d'Islande caractérisant des éruptions dont le mode de dynamisme est différent*. C. R. Ac. Sc. Paris 177 (1923) 369—75, bes. 372.

Vergl. a. loc. cit. (1933) 188.

mengteilen, der sich ja schon dadurch bemerkbar gemacht hatte, dass die Gesteine, als Plutonite aufgefasst, als Leukogabbros bis Anorthosite und nicht einfach als gewöhnliche Gabbros klassifiziert werden müssten. Da bei den im allgemeinen feinkörnigen Ergussgesteinen die Farbe nicht so sehr dem Verhältnis helle Gemengteile/dunkle Gemengteile parallel geht wie bei den Plutoniten, so sind analoge Bezeichnungen wie „Leukobasalt“ weder gerechtfertigt noch üblich. Es scheint jedoch durchaus angebracht, Gesteine der vorliegenden Art besonders zu bezeichnen, wozu der von F. BECKE vorgeschlagene Namen „Alboranit“ sehr gut übernommen werden kann. Die Alboranite wären demnach Hypersthen-Augitbasalte, resp. Hypersthen-Augit-Tridymit- oder Quarzbasalte mit unter den hellen Gemengteilen überwiegendem Natronkalkfeldspat. Die hellen Gemengteile betragen dabei $\frac{5}{8}$ bis $\frac{7}{8}$, die dunklen $\frac{3}{8}$ bis $\frac{1}{8}$ des Volumens. Die Struktur ist porphyrisch, mit Einsprenglingen von Bytownit bis Anorthit, Hypersthen und diopsidischem Augit in einer hyalopilitischen bis pilotaxitischen Grundmasse aus Labrador, Pigeonit und Erz. Eine konstant vorhandene, aber immer nur schwache Übersättigung mit SiO_2 bewirkt bei höherer Kristallinität der Grundmasse Tridymit- oder Quarzföhrung. Übersteigt diese $\frac{1}{8}$ des Volumens, so wird das Präfix Tridymit- oder Quarz- angewandt.

Direkt klassifizieren lassen sich auf diese Weise natürlich nur die beiden nahezu holokristallinen Proben No. 5 und 6. Für die andern, glasreichern Varietäten lässt sich eine befriedigende Einordnung jedoch dadurch erreichen, dass die chemischen Analysen, resp. die Molekularnormen auf Vol. % der modal auftretenden Mineralien umgerechnet werden. Dieses Vorgehen lässt sich im vorliegenden Falle rechtfertigen, da sich einerseits gezeigt hat, dass die Resultate der Schliffvermessungen, dort wo ein Vergleich möglich war, mit denjenigen der chemischen Analyse sehr gut übereinstimmten, da die Beziehungen zwischen Mineralbestand und Chemismus sehr einfache sind, und da andererseits die verschiedenen untersuchten Proben nicht sehr stark von einander differieren. Die derart gewonnenen Vol. %, die den Aufbau der Gesteine bei holokristalliner Ausbildung angeben, liessen eine Klassifikation nach den oben erwähnten Gesichtspunkten zu. Es zeigte sich dabei, dass alle Gesteine der oben gegebenen quantitativ-mineralogischen Definition der Alboranite genügen, indem auch das SiO_2 -ärmste Gestein der Serie (No. 1) noch einen Gehalt von 65.7 Vol. % hellen Gemengteilen, somit mehr als $\frac{5}{8} = 62.5\%$ aufwies. Alle untersuchten Gesteine von Alborán sind somit durch einen so hohen Gehalt an hellen Gemengteilen ausgezeichnet, dass

sie, als Plutonite aufgefasst, als Leukogabbros, in einem Fall (No. 6) sogar als Anorthosit klassifiziert werden müssten.

Sind auch die Alboranite eine wohldefinierte Gesteinsgruppe mit charakteristischen Merkmalen, so ist doch ohne weiteres klar, dass sie nur die Rolle einer Untergruppe spielen können und nicht etwa den Begriffen „Dacit“, „Andesit“ oder „Basalt“ gleichgeordnet werden können. Trennt man von den durch Plagioklas, SiO_2 und dunkle Gemengteile charakterisierten Vulkaniten diejenigen mit einem mittleren Plagioklas basischer als An_{50} als „Bandaite i. w. S.“ ab³⁹⁾, so kann man die Alboranite als SiO_2 -arme und dabei relativ Plagioklas-reiche Untergruppe dieser Bandaite auffassen. Sie stehen tatsächlich, sowohl mineralogisch, wie auch chemisch, den japanischen Bandai-Gesteinen sehr nahe, mit der Ausnahme, dass diese etwas saurer und c-ärmer sind. Zum Vergleich sind in Tab. VII eine Reihe typischer japanischer Bandaitanalysen zusammengestellt.

Tabelle VII. Projektionswerte typischer japanischer Bandaite.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
1. Zao-san, Hondo	167	27	39	23,5	10	0,24	0,50	0,57	+27
2. Bandai-san, Hondo	179	27,5	42,5	21	9	0,21	0,39	0,49	+53
3. Bandai-san, Hondo	179	28,5	39,5	21	10,5	0,15	0,31	0,53	+37
4. Tarumai, Hokkaido	179	31	32	24,5	12,5	0,23	0,43	0,76	+25
5. Nazu, Hondo	181	30	35,6	25,5	9	0,29	0,46	0,72	+45
6. Bandai-san, Hondo	183	31	38,5	23,5	7	0,08	0,49	0,61	+55
7. Komagatake, Hokkaido	189	34	32	22,5	11	0,17	0,39	0,70	+45

Quellen: No. 1, 4, 5, 7: Anal. E. W. MORLEY in J. P. IDDINGS and E. W. MORLEY, Proc. Natl. Acad. Sc. America 2 (1916) 454.

No. 2, 3: Anal. SHIMIZU in S. SEKIYA and Y. KICHUCHI, J. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo 3. Pt. 2 (1889).

No. 6: Anal. NISHIYAMA in Ref. N. Jb. f. Mineral. etc. (1890) II. 102.

Die Auffassung des Alboranite als SiO_2 -arme Untergruppe der Bandaite deckt sich durchaus mit dem Vorgehen von J. P. IDDINGS⁴⁰⁾, wobei jedoch hervorgehoben werden muss, dass der Begriff Bandait in dem hier gebrauchten, von P. NIGGLI vorgeschlagenen, Sinne nicht vollständig mit dem Bandait von IDDINGS identisch ist. Für IDDINGS waren die Bandaite Dacite (nach heutigem Sprachgebrauch: Quarz-basalte) mit Labrador als normativem Feldspat. Eine Verwendung normativer Mineralien zur Charakterisierung von Gesteinen kommt hier nicht in Frage. Solange jedoch Gesteine, wie die hier betrachteten Alboranite, frei von Biotit und Sesquioxidhaltigen Augiten

³⁹⁾ Unpublizierter Vorschlag von P. NIGGLI, pers. Mitt. a. d. Verf.

⁴⁰⁾ J. P. IDDINGS, Igneous Rocks Vol. II (1913) 112.

und Hornblenden sind, wird der mittlere modale Plagioklas sehr nahe mit dem normativen übereinstimmen. In solchen Fällen werden die Bandaite von IDDINGS auch unter den Bandaitbegriff nach P. NIGGLI fallen.

Da die schon w. o. vergleichsweise angeführten Gesteine des Zentralkegels Miharayama (Eruption 1912) der Insel Oshima, Idzu, Japan sich durch ähnliche Eigenschaften wie die Bandaite auszeich-

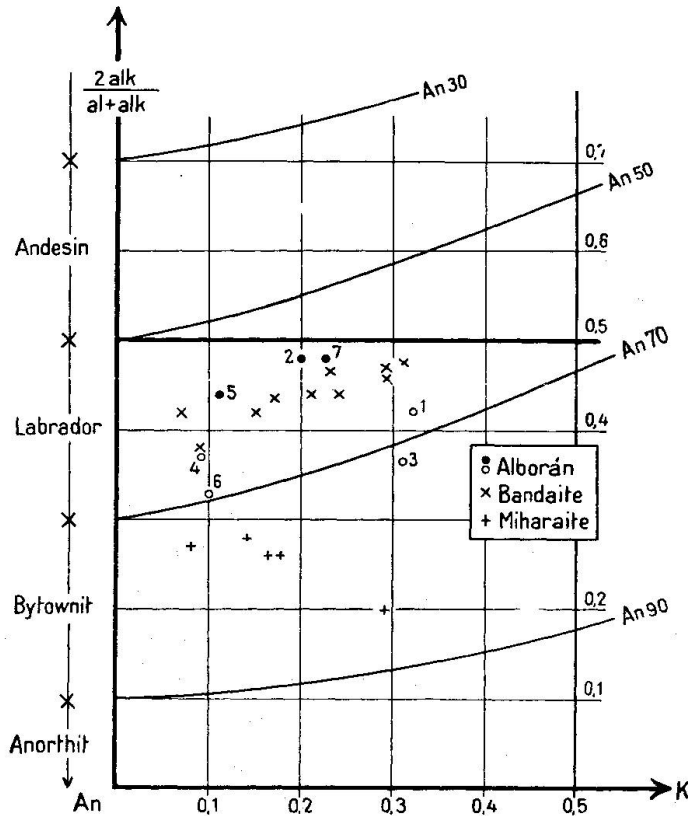


Fig. 2

nen, jedoch als normativen und mittleren modalen Plagioklas Bytownit aufweisen, belegte sie S. Tsuboi⁴¹⁾ mit dem neuen Namen Miharaite. Diese Miharaite lassen sich sehr gut, ebenso wie die Alboranite, als Untergruppe der Bandaite im erweiterten Sinne nach P. NIGGLI auffassen. Sie sind charakterisiert durch niedrigern Alkali-gehalt und dementsprechend basischeren mittlern modalen und normativen Plagioklas. Mit den Alboraniten haben sie den geringen, aber stets vorhandenen SiO₂-Überschuss gemeinsam.

⁴¹⁾ S. Tsuboi, Notes on Miharaite. J. Geol. Soc. Tokyo 25 (1918) 47–58.
S. Tsuboi, Volcano Oshima, Idzu. J. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo 43 (1920) Art. 6 146 pp., bes. 79–88.

Eine gute Übersicht über die normativen Feldspatverhältnisse der hier diskutierten Gesteine, die wegen ihrer einfachen Zusammensetzung zugleich den mittleren modalen Feldspäten entsprechen, ergibt sich an Hand einer von P. NIGGLI⁴²⁾ vorgeschlagenen Darstellung (Fig. 2). Es zeigt sich dabei deutlich, wie die Projektionspunkte der Alborángesteine No. 2, 5 und 7 gut innerhalb des Feldes der japanischen Bandaite fallen. Die w. o. schon als anorthitreicher charakterisierten No. 1, 3, 4 und 6 sind etwas mehr gegen den Anorthitpol zu verschoben, ohne jedoch ausserhalb des Labradorfeldes zu fallen. Sie bilden gewissermassen den Übergang zu den Miharaiten, deren Projektionspunkte schon deutlich in das Bytownitfeld zu liegen kommen.

Eine genauere Betrachtung der untersuchten Gesteine von Alborán zeigt, dass die den Alboraniten zukommende Tendenz zur Anreicherung der Plagioklaskomponente, die als gemeinsames charakteristisches Merkmal erkannt wurde, im Extremfall soweit gehen kann, dass es gerechtfertigt erscheint, diesem Umstand durch eine besondere Namengebung Rechnung zu tragen. Dies scheint bei Gestein No. 5, bei dem die hellen Gemengteile bereits $\frac{6}{8}$ des Volumens ausmachen, noch nicht notwendig zu sein, wohl aber für Gestein No. 6, für welches sie etwas über $\frac{7}{8}$ ausmachen. Für derartige Gesteine, die die sehr seltenen effusiven Äquivalente der Anorthosite, resp. Quarzanorthosite repräsentieren, sei hier der Name „Peralboranit“ in Vorschlag gebracht. Die Autoren sind sich durchaus bewusst, dass der vorgeschlagene Name keinesfalls ideal ist, sie sind sofort bereit ihn zurückzuziehen, sobald von anderer Seite ein besserer Vorschlag gemacht wird. Ein geeigneter Lokalname liess sich nicht ausfindig machen, da Alborán als kleine Insel keine markanten, mit Namen belegten topographischen Punkte aufweist, nach denen der Name hätte gebildet werden können. Der Name „Anorthositbasalt“, der auch in Erwägung gezogen wurde, wurde fallen gelassen, da er eine Kombination eines Tiefengesteins mit einem Ergussgesteinsnamen darstellt, wie sie sonst nicht üblich sind. Man kann so wenig von einem „Anorthositbasalt“ sprechen, wie von einem „Dioritandesit“ oder „Granitliparit“. Auf den Ausweg, den Namen Alboranit auf diesen seltenen Typus zu beschränken und die übrigen Alborán-Gesteine (die Alboranite F. BECKES) einfach den Bandaiten zuzuordnen, wurde bewusst verzichtet, da die Erfahrung immer

⁴²⁾ P. NIGGLI, Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 7 (1927) 116–33, bes. 118–20.

wieder gezeigt hat, dass solche Um- und Neudefinitionen gerne Verwirrung stiften. Mit dem Terminus „Peralboranit“ soll angedeutet werden, dass die für die Alboranite als typisch festgestellte Tendenz zur Anreicherung des Plagioklases gewissermassen ins Extrem getrieben ist. Unter den Peralboraniten werden somit die effusiven Äquivalente der Anorthosite bis Anorthositgabbros vereinigt, die den oben gegebenen Bedingungen genügen, d. h. Anteil der hellen Gemengteile mindestens $\frac{7}{8}$, Plagioklas basischer als An_{50} . Ist mehr als $\frac{1}{8}$ Quarz oder Tridymit vorhanden, so ist dies auch hier bei der Namengebung durch ein entsprechendes Präfix zum Ausdruck zu bringen. Wie die Erfahrung bis jetzt gezeigt hat, und wie dies von N. L. BOWEN⁴³⁾ theoretisch verständlich gemacht wurde, sind derartige Gesteine nur als Seltenheiten zu erwarten. Nach N. L. BOWEN können anorthositische Gesteine nicht aus Schmelzflüssen gleicher Zusammensetzung auskristallisiert sein, da die entsprechenden Schmelztemperaturen zu hoch sind, sie bilden sich nach seiner Ansicht durch Anreicherung von Plagioklas, der sich aus einer Schmelze anderer, z. B. gabbroider, Zusammensetzung ausgeschieden hat. Dieser „Kristallbrei“ kann wohl in Form grösserer Stöcke aufgedrückt werden. Gänge werden schon zu Seltenheiten gehören und eigentlicher Lavaausfluss ist schon gar nicht zu erwarten. Die Überlegungen betreffend die hohen Temperaturen, die für die Bildung einer anorthositischen Schmelze nötig wären, gelten natürlich in erster Linie für Gesteine, welche fast nur aus Plagioklas bestehen. Durch jede Beimengung von dunklen Gemengteilen, wie auch von SiO_2 , sowie durch vorhandene leichtflüchtige Bestandteile, wird die Schmelztemperatur herabgesetzt. Dieser Umstand dürfte auch die Bildung des vorliegenden Peralboranites ermöglicht haben, der ja nicht so sehr einem anorthositischen, als viel mehr einem quarzanorthositischen Gestein entspricht. Es ist ja früher ausdrücklich darauf hingewiesen worden, dass der beobachtete Tridymit nicht nachträglich pneumatolytisch zugeführt wurde, wie dies in vielen vulkanischen Gesteinen der Fall zu sein pflegt, sondern dass es sich um ein im Verlaufe der normalen Ausscheidungsfolge gebildetes Mineral handle. Dass das vorhandene SiO_2 nicht als Quarz, sondern als Tridymit auftritt, weist aber immerhin darauf hin, dass doch relativ hohe Temperaturen (über 870°) geherrscht haben müssen, als sich die letzten Kristallisationsprozesse im Gestein abspielten. Es ist zwar bekannt, dass sich Tridymit, besonders aus sauren, pneumatolytischen Lösungen auch unterhalb

⁴³⁾ N. L. BOWEN, The Problem of the Anorthosites. J. Geol. 25 (1917) 209—43 und The evolution of the igneous rocks, Princeton (1928) 170—72.

dieser Temperatur bildet, z. B. in den Hohlräumen und Spalten vulkanischer Gesteine, hier darf aber wohl, in Anbetracht des ganz andern Auftretens des Minerals, auf eine höhere Bildungstemperatur geschlossen werden. Es ist schliesslich noch darauf hinzuweisen, dass das Gestein wohl nach Struktur und Textur als Vulkanit bezeichnet werden muss, dass es aber nicht als an der Erdoberfläche ausgeflossener Lavaström auftritt, sondern dass es sich nur als Blöcke im Brockentuff vorfindet und durch explosive Vorgänge zu Tage gefördert wurde. Es darf wohl angenommen werden, dass die Peralboranite sich aus einer basaltischen Schmelze durch sukzessive Anreicherung des basischen Plagioklases über das Stadium der gewöhnlichen Alboranite hinaus entwickelt haben. Die sich zwischen den angereicherten basischen Plagioklasen befindliche Schmelze kristallisierte bei relativ hoher Temperatur zu einem Gemisch von Labrador, Pigeonit, Erz und Tridymit, wobei durch einen plötzlichen Paroxysmus das Kristallisationsprodukt an die Oberfläche befördert wurde. Dabei erstarrten die letzten, noch nicht verfestigten geringen Reste der Grundmasse zu Glas. Zusammenfassend lässt sich somit feststellen, dass der Peralboranit wohl einen anorthositischen Typ unter den Ergussgesteinen darstellt, dass aber sein Auftreten durchaus nicht gegen die von N. L. BOWEN geäusserten Ansichten spricht.

Durch Kombination der eben gewonnenen Bezeichnungen auf Grund des quantitativen Mineralbestandes mit den früher gegebenen Magmentypen, ergeben sich folgende vollständigen binären Bezeichnungen für die 7 analysierten Proben:

- No. 1) Miharaitischer Alboranit
- No. 2) Miharaitischer Alboranit
- No. 3) Si-ossipitischer (achnahaitischer?) Alboranit
- No. 4) Ossipitisch/anorthositgabbroider Alboranit
- No. 5) Leukomiharaitischer Tridymit-Alboranit
- No. 6) Anorthositgabbroider Tridymit-Peralboranit
- No. 7) Si-melaplagioklastischer Alboranit (hydrothermal etwas verändert).

F. Alborán als petrographische Provinz

a) Charakterisierung der Provinz von Alborán

Aus den bisherigen Ausführungen ergibt sich, dass die untersuchte Gesteinsreihe von Alborán keine sehr grosse Variation zeigt. Der Mineralbestand der einzelnen Gesteine unterscheidet sich nur durch das wechselnde Mengenverhältnis ein und derselben Mineralarten und der SiO₂-Gehalt variiert im ganzen nur um 7.50 % von

52.28 bis 59.78 %. Die Gesamtheit der Gesteine zeigt jedoch eine Reihe von charakteristischen Zügen, sodass, trotz der Kleinheit der Insel, von einer wohldefinierten petrographischen Provinz gesprochen werden kann.

Über den Chemismus orientieren die früher gegebenen Tabellen III (Gew. %), IIIa (Molekularwerte nach P. NIGGLI) und IV (Molekularnormen), auf die hier noch einmal verwiesen sei. Im Folgenden wird von der nicht ganz frischen Probe No. 7 abgesehen.

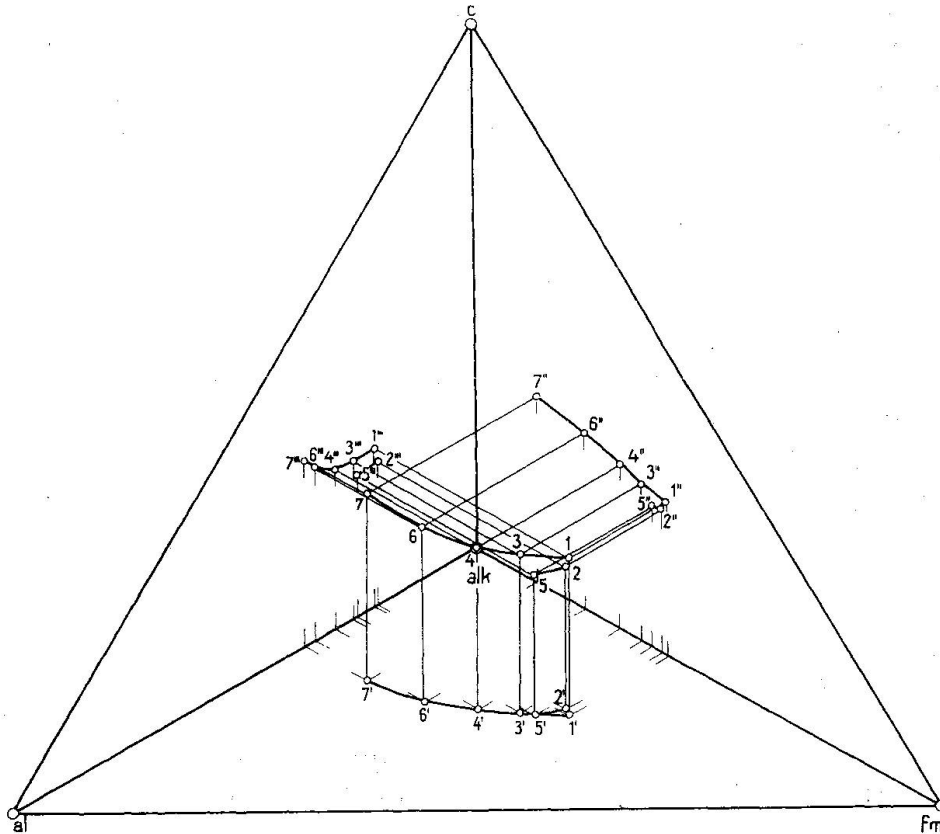


Fig. 3

Chemisch lässt sich die Gesteinsserie charakterisieren durch niedriges alk um 6—7 bei gleichzeitig hohem c um 30 und $al \sim c$, ausser für die basischsten Glieder mit $si = 130—140$, wo deutlich $al < c$ ist; fm nimmt mit steigendem si von 41 bis 24 ab.

Die hohen c- und al-Werte bedingen in Verbindung mit dem niedrigen alk ein Vorherrschen des basischen Plagioklases. Da $al \sim c$, so ist nur wenig c verfügbar, um in den diopsidischen Augit einzugehen, mit Ausnahme der basischen Glieder, wo deutlich $al < c$. Es muss sich daher neben dem diopsidischen Augit in merklicher Menge Hypersthen bilden, wie dies für die Einsprenglinge zutrifft, oder Pigeonit, wie dies für die Grundmasse konstatiert wurde. Da infolge

des extrem niedrigen alk sich nur wenig hochsilifizierte Alkalifeldspatmoleküle bilden können, tritt trotz der relativ niedrigen si-Werte von 130—159 durchwegs freies SiO_2 auf, das bei holokristalliner Entwicklung zur Quarz- oder Tridymitbildung führt. Das für die ganze Serie durchwegs positive qz bildet eines der Hauptkennzeichen der Provinz.

Infolge der geringen Variation im SiO_2 -Gehalt und den dadurch bedingten nur kleinen Unterschieden im si-Wert, eignet sich die Gesteinsserie von Alborán nicht zur Darstellung in einem Differentiationsdiagramm nach P. NIGGLI mit si als Abszisse. Andere Darstellungen lassen aber sehr schön hervortreten, dass es sich tatsächlich um eine homogene Gesteinsserie handelt. Von den verschiedenen diesbezüglichen Möglichkeiten sei hier nur die Darstellung im al-fm-c-alk-Konzentrationstetraeder erwähnt (Fig. 3), wobei sehr schön hervortritt, wie sich die Projektionspunkte auf glatt verlaufenden Kurven anordnen. Die Konstruktion der einzelnen Punkte erfolgte nach der von H. v. PHILIPPSBORN⁴⁴⁾ gegebenen Methode.

Die w. o. schon erwähnten Sondertendenzen, charakterisiert durch die relative Anreicherung der Alkalifeldspat- resp. Anorthitkomponente, treten in der Darstellung ebenfalls schön hervor, indem die Projektionspunkte der Analysen No. 2 und 5 etwas ausserhalb der die andern Analysen verbindenden Kurven zu liegen kommen.

b) Vergleich mit andern Provinzen

Bei den ausserordentlichen Eigenschaften, welche für die Provinz von Alborán festgestellt wurden, ist es von Interesse, die der Insel benachbarten gleichaltrigen Eruptivgebiete daraufhin zu untersuchen, ob sich etwa Analogien oder sonstwie engere Beziehungen feststellen lassen. In erster Linie in Betracht kommt hierfür das junge Eruptivgebiet Cabo de Gata-Cartagena. Wie schon früher anderorts ausgeführt wurde, sind unsere Kenntnisse über dieses Gebiet leider derart ungenügende, dass jeder eingehendere Vergleich ausgeschlossen ist. Das einzige, was sich sagen lässt, ist, dass durchaus nichts dagegen spricht, den für Alborán konstatierten Differentiationstyp mit der andesitisch-dazitisch-liparitischen Serie des Cabo de Gata in nähere Beziehung zu setzen. Es ist ja schon lange bekannt, dass in pazifischen Provinzen anorthositische Zweigdifferentiationen möglich sind. Zu den andern jungen Eruptivgebieten im östlichen Mittelmeer lassen sich keine nähern Beziehungen erkennen. Die Provinz

⁴⁴⁾ H. v. PHILIPPSBORN, Zur graphischen Behandlung quaternärer Systeme. N. Jb. f. Mineral etc. Abt. A. BB. 57 (1928) 973—1012.

der Halbinsel Guelaya und der Islas Chafarinas (Spanisch Marokko) zeigt ganz andern Charakter⁴⁵⁾ und die restlichen jungeruptiven Bildungen der Region wie die Inselgruppe der Columbretes, die jungen Vulkane von Catalonien oder der Algarve (Südportugal) sind ziemlich entfernt von Alborán und zeigen ihrer ganz andern geotektonischen Stellung entsprechend atlantischen Provinzialtypus⁴⁶⁾.

Eine Provinz von in mancher Beziehung überraschender Analogie findet sich in Japan in der sog. Fuji- oder Fuji-Bonin Vulkanzone. Diese durchsetzt die japanische Insel Hondo ungefähr in ihrer Mitte quer und setzt sich über die Halbinsel Idzu und die Gruppe der kleinen Idzu-Inseln (Oshima, Utoneshima, Niishima, Kozushima, Miyakeshima etc.) in die Bonin- und Vulkaninseln fort⁴⁷⁾. Auf Hondo gehören ihr z. B. die bekannten Vulkane Fujiyama und Hakone an. Diese Zone ist, ganz wie Alborán, durch Gesteine mit basischen Plagioklasen und, mit Ausnahme der allerbasischsten Glieder, freiem SiO₂ ausgezeichnet. Ein hierherstammendes Gestein, der Miharait von Oshima, ist schon in Tab. IIIa vergleichsweise angeführt worden. Weitere Vergleiche hätten sich, wie schon erwähnt, leicht ziehen

⁴⁵⁾ C. BURRI und I. PARGA-PONDAL, unpubl. A. LACROIX, pers. Mitt. F. BECKE, „Alborán“. Prag (1898) 51—52.

⁴⁶⁾ Die Literatur über diese Gebiete ist zusammengestellt bei C. BURRI und I. PARGA-PONDAL, Zur Petrographie der basischen Eruptivgesteine der Campos de Calatrava. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 13 (1933) 40—73, bes. 70—73.

⁴⁷⁾ C. BACHER, Über die Laven der kleinen Izu-Inseln. Ein Beitrag zur Petrographie von Japan. Diss. Techn. Hochsch. München (1914).

W. H. HOBBS and W. F. HUNT, Petrography of an area of the Western Pacific. Proc. 3rd Panpac. Sc. Congr. Tokyo (1926) I. 711.

J. P. IDDINGS and E. W. MORLEY, A contribution to the Petrography of Japan. Proc. Natl. Ac. Sc. 2 (1916) 452.

B. KOTO, The seven Islands of Izu Province: A volcanic chain. J. Fac. Sc. Imp. Univ. Tokyo Sect. II. 3 (1929) 205—19.

H. KUNO, Preliminary note on Basalt from Aziro, Idu. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo (1933) 391—401.

H. KUNO, Petrological notes on some pyroxene-andesites from Hakone Volcano, with special reference to some types with pigeonite phenocrysts. Jap. J. Geol. Geogr. 13 (1936) 107—140.

S. TSUBOI, Volcano Oshima, Idzu, J. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo 43 (1920) Art. 6.

H. TSUYA, On some lavas of Volcano Huzi. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo 13 (1935) 645—59.

T. WADA, Notes on Fuji-yama. Trans. Seismol. Soc. Japan 4 (1882) 31.

Eine Reihe älterer Gesteinsanalysen dieser Gegenden aus japanischen Arbeiten findet sich bei H. S. WASHINGTON, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 99 (1917).

lassen. Aus den oben zitierten Arbeiten lassen sich 42 chemische Analysen entnehmen, inkl. 6 von Gesteinen des Asama-yama, die mit in Betracht gezogen wurden, da sich dieser Vulkan in der Gegend befindet, wo die Fuji-Zone mit der nordjapanischen Vulkanzone zusammen trifft ⁴⁸⁾.

Zum Vergleich des Chemismus dieser Gesteine mit denjenigen von Alborán eignet sich besonders eine Methode, welche seinerzeit von

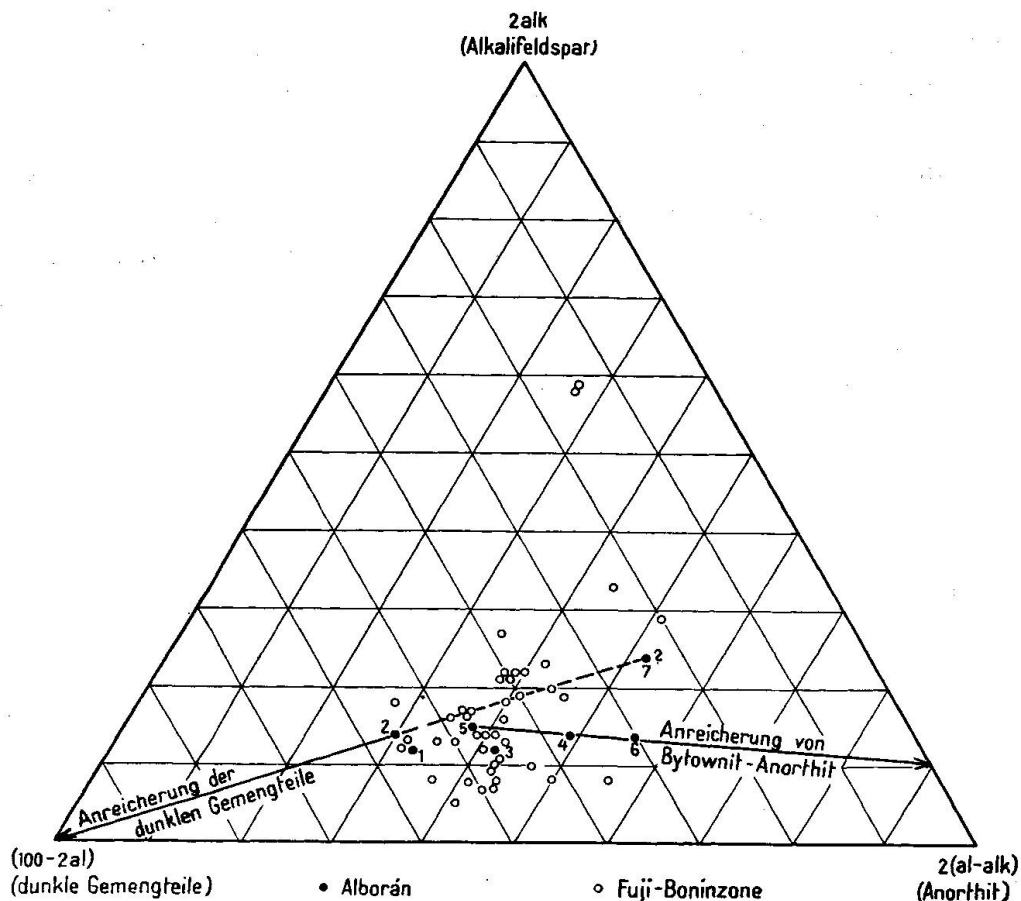


Fig. 4

P. ESENWEIN ⁴⁹⁾ anlässlich seiner Bearbeitung der Azoren-Gesteine eingeführt wurde. In einem gleichseitigen Dreieck werden dabei die Alkalifeldspatmoleküle, die Anorthitkomponente und die Summe der dunklen Gemengteile (molekular) einander gegenübergestellt. Für die drei Koordinaten lassen sich dabei aus den NIGOLISCHEN Molekularwerten folgende 3 Ausdrücke gewinnen:

⁴⁸⁾ H. TSUYA, Petrology of some lavas of Volcano Asama-yama, Sinano Province, Japan. Bull. Earthquake Res. Ins. Tokyo 11 (1933) 575—94.

⁴⁹⁾ P. ESENWEIN, Zur Petrographie der Azoren. Z. Vulkanol. 12 (1929) 108—227, im. bes. 189—191.

Alkalifeldspäte	2 alk
Anorthit	2 (al-alk)
Dunkle Gemengteile	(100-2 al)
Summe	100

Für die 7 analysierten Proben von Alborán ergeben sich diese Werte wie folgt:

	2 al	2(al-alk)	100-2 al
1.	12	33	55
2.	14	30	56
3.	12	42	56
4.	14	38	38
5.	15	38	47
6.	14	56	30
7.	24	52	24

Sie sind in Fig. 4 in ein Konzentrationsdreieck eingetragen, zusammen mit den 42 Analysen der Fuji-Boninzone. Das Diagramm zeigt, dass No. 1, 2, 3, 5 sich gut in das Feld der japanischen Gesteine einordnen, während No. 6 und 7 extremere, anorthitreichere Typen repräsentieren, wie sie sich vereinzelt auch unter den japanischen Gesteinen finden. No. 4 stellt einen Übergangstypus hierzu dar. No. 7 dürfte wohl, wenn ganz frisch, bei gleichbleibendem Verhältnis 2 alk/2 (al-alk) etwas mehr gegen den (100-2 al)-Pol verschoben sein, da die Feldspäte unverändert, die dunklen Gemengteile jedoch teilweise zersetzt sind. Die Darstellung gibt zugleich Aufschluss über die stattgehabten Differentiationsprozesse, die die Variation der ganzen Gesteinsserie bedingen. Nimmt man an, dass die sich an der Stelle der dichtesten Häufung der japanischen Vergleichsgesteine befindlichen Alboranite No. 3 und 5 ungefähr dem Hauptmagma der Provinz entsprechen, so lassen sich die andern Typen durch sehr einfache Differentiationsprozesse daraus ableiten. No. 4 und 6 verdanken ihren besonderen Charakter der Anreicherung von früh ausgeschiedenem basischem Plagioklas um An_{90} . Damit steht der Chemismus der Plagioklaseinsprenglinge dieser Gesteine in guter Übereinstimmung, wie auch der Umstand, dass die beiden Gesteine unter allen untersuchten am reichsten an Plagioklaseinsprenglingen sind. No 1 und 2 sind mehr gegen den (100-2 al)-Pol hin verschoben, was einer Anreicherung an dunklen Gemengteilen entspricht. In Übereinstimmung damit weisen diese Gesteine von der ganzen Serie weit aus den grössten Prozentgehalt an dunklen Einsprenglingen auf. Ob diese Anreicherung durch direktes Absinken oder als Gegenpol einer Plagioklasanreicherung zu Stande gekommen ist, soll hier nicht weiter diskutiert werden. Es sei in diesem Zusammenhang nur auf die

Ausführungen von N. L. BOWEN⁵⁰⁾ verwiesen. Gestein No. 7 ist als solche komplementäre Bildung zu No. 1 und 2 aufzufassen, da der Projektionspunkt ungefähr in der geraden rückwärtigen Verlängerung der Verbindungsgeraden (100-2al) — (1,2) — 5 liegt.

Über die Entstehung des hier angenommenen Hauptmagmas der Provinz kann nichts ausgesagt werden, da uns dazu die Kenntnis der Gesamt-Provinz Cabo de Gata-Cartagena fehlt. Dass sich ein solches Magma aber innerhalb einer pazifischen Provinz, wie sie diese Region darstellt, bilden kann, darüber dürfte kein Zweifel bestehen.

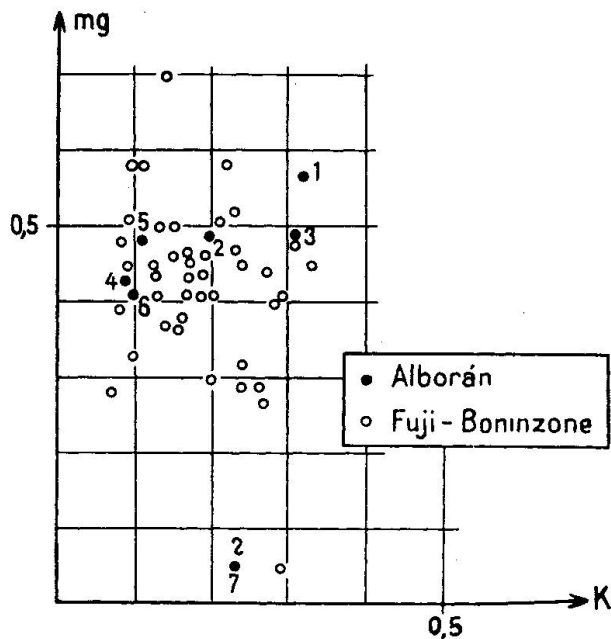


Fig. 5

Fig. 5 zeigt ein k-mg-Diagramm, in das sowohl die Alborán-Gesteine, wie auch das japanische Vergleichsmaterial eingezeichnet ist. Auch die japanischen Gesteine zeigen den schon früher für Alborán konstatierten relativen Fe-Reichtum, der dadurch zum Ausdruck kommt, dass trotz der niedrigen si-Werte nur wenige Gesteine ein $mg > 0,5$ aufweisen.

Die eben genannte Darstellung im $2\text{alk}-2(\text{al-alk})-(100-2\text{al})$ -Dreieck nimmt auf die Silifizierungsverhältnisse der dargestellten Gesteine keine Rücksicht. Da die hier interessierenden Gesteine aber in dieser Hinsicht durch ein ganz besonderes Verhalten ausgezeichnet sind, so muss noch untersucht werden, ob sich die eben konstatierte Analogie zu den Laven der Fuji-Boninzone auch auf diesen Punkt erstreckt.

⁵⁰⁾ N. L. BOWEN, loc. cit. (1917) und (1928).

Zu diesem Zwecke erwiesen sich die von A. RITTMANN⁵¹⁾ eingeführten Begriffe des Aziditätsgrades Az^0 und des Silifizierungsgrades Si^0 als sehr geeignet.

Es ist

$$Az^0 = \frac{si}{si + 100} \quad (\text{da } al + fm + c + alk = 100)$$

Az^0 gibt somit das Verhältnis der Zahl der SiO_2 -Moleküle zur Anzahl aller überhaupt vorhandenen Moleküle an.

Ferner ist
$$Si^0 = \frac{si}{si - qz}$$

Si^0 ist somit gegeben durch das Verhältnis der tatsächlich vorhandenen Moleküle SiO_2 zu der Zahl der zur Höchstsilifizierung be-

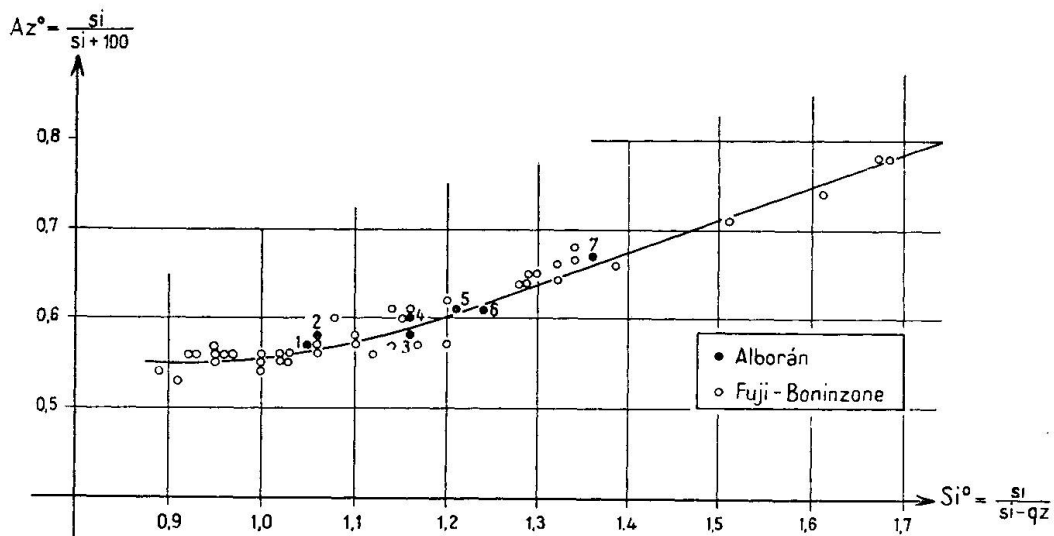


Fig. 6

nötigten. Es ist $Si^0 \geq 1$, je nachdem das Gestein an SiO_2 übersättigt, gesättigt oder untersättigt ist.

Die beiden Werte berechnen sich für die analysierten Gesteine von Alborán wie folgt:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Az^0	0,57	0,58	0,58	0,60	0,61	0,61	0,67
Si^0	1,05	1,06	1,16	1,16	1,21	1,24	1,36

In Fig. 6 sind die beiden Werte einander in einem rechtwinkligen Koordinatensystem gegenübergestellt, wobei die schon w. o. zum Vergleich herangezogenen japanischen Gesteine ebenfalls eingetragen sind. Die Figur zeigt die vollkommene Übereinstimmung der beiden

⁵¹⁾ A. RITTMANN, Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvimagmas. Z. Vulkanol. 15 (1933) 8—94, im bes. 63.

Provinzen auch in Bezug auf die Silifizierungsverhältnisse. Betrachtet man die gegenseitige Abhängigkeit der beiden Werte an Hand der eingezogenen mittleren Kurve, so ergibt sich, dass für die basischsten (auf Alborán bis jetzt nicht bekannten) Glieder mit $Si^0 < 1.05$ der Aziditätsgrad bei zunehmendem Silifizierungsgrad zunächst konstant bleibt. Bei weiterer Zunahme von Si^0 wächst auch Az^0 , wobei die Zunahme etwa von $Si^0 = 1.2$ an linear erfolgt. Es ist somit das Verhältnis der beiden Grössen konstant. Aus dem Diagramm lässt sich ablesen $\frac{Az^0}{Si^0} \sim \text{tg } 20^\circ = 0.364$.

Zusammenfassend lässt sich somit feststellen, dass zwischen der Provinz von Alborán und der zum Vergleich herangezogenen Provinz der japanischen Fuji-Boninzone eine äusserst weitgehende Analogie vorhanden ist. Eine derartige weitgehende Übereinstimmung lässt sich wohl nur begreifen, wenn man für die Entstehung solcher Gesteinsserien universell geltende Kristallisations- und Differentiationsgesetze als massgebend annimmt. Der Einfluss irgendwelcher Assimilationsvorgänge in grösserem Masstabe dürfte dabei als ausgeschlossen gelten.

Zürich, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule.

Santiago de Galicia, Laboratorio de Geoquímica de la Universidad, 22. August 1937.

Eingegangen: 1. Oktober 1937.