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

Band: 13 (1933)

Heft: 1

Artikel: Zur Petrographie der basischen Eruptivgesteine der Campos de Calatrava (Provinz Ciudad Real, Spanien)

Autor: Burri, Conrad / Parga-Pondal, Isidro

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-14060

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: 14.07.2025

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

Zur Petrographie der basischen Eruptivgesteine der Campos de Calatrava (Provinz Ciudad Real, Spanien).

von *Conrad Burri* in Zürich und *Isidro Parga-Pondal* in Santiago de Galicia

INHALTSÜBERSICHT.

Seite
Zusammenfassung 40
A. Einleitung 40
B. Geologische Übersicht 41
C. Petrographische Beschreibung der Gesteine 42
1. Olivin-Labradorbasalte 43
2. Ankaratrite 46
a) Ankaratrite mit grossen, von Augit durchwachsenen Nephelinen 47
b) Porphyrische Ankaratrite mit sehr feinkörniger Grundmasse . 52
c) Ankaratrite mit Glasbasis 54
Anhang: Melilith-Noseanankaratrit 56
d) Chemismus der Ankaratrite 57
3. Melanokrater Olivinleucitit 61
D. Provinzielle Verhältnisse 64
1. Die jungvulkanischen Gesteine der Campos de Calatrava als Petrographische Provinz 64
2. Beziehungen zu den übrigen jungvulkanischen Provinzen der Iberischen Halbinsel 64
Literatur 70

ZUSAMMENFASSUNG.

An Hand einer von Dr. Francisco Hernandez-Pacheco den Autoren überlassenen Gesteinssuite werden die Haupttypen der spättertiär-quartären Ergussgesteine der Campos de Calatrava beschrieben. Es handelt sich um die Typen: Olivin-Labradorbasalt, Ankaratrit (Olivinnephelinit) in strukturell verschiedenen Varietäten, Melilith-Noseanankaratrit und melanokrater Olivinleucitit. Acht chemische Analysen der Gesteine werden gegeben, und ihr Chemismus und ihre Stellung zu den andern jungvulkanischen Vorkommnissen der Iberischen Halbinsel werden diskutiert.

A. Einleitung.

In Neukastilien befindet sich, am Oberlauf des Guadiana gelegen, das ausgedehnte Vulkangebiet der Campos de Calatrava (Pro-

vinz Ciudad Real). Obwohl eines der wichtigsten der ganzen Iberischen Halbinsel, existierten bis vor kurzem nur wenige Angaben darüber (Lit. 29—31, 38). Erst in neuester Zeit hat die Region durch die grosse Monographie von FRANCISCO HERNANDEZ-PACHECO (Lit. 34) eine eingehende Beschreibung erfahren, nachdem EDUARDO HERNANDEZ-PACHECO schon 1927 eine kurze Übersicht darüber gegeben hatte (Lit. 33). Ungefähr gleichzeitig mit der erwähnten grossen Monographie erschienen auch die drei Blätter 784 (Ciudad Real), 810 (Mestanza) und 836 (Almodóvar del Campo) der spanischen geologischen Karte in 1 : 50 000 samt den zugehörigen Erläuterungen (Lit. 35—37), alle Ausschnitte aus dem Gebiet der Campos de Calatrava betreffend. Die Monographie von FR. HERNANDEZ-PACHECO behandelt das Gebiet in erster Linie vom physikalisch-geographischen und geologischen Standpunkte aus, obschon sie auch einen petrographischen Teil enthält. Da dieser jedoch die chemischen Probleme und die eingehendere optische Charakterisierung der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien unberücksichtigt lässt, und da gerade diese beiden Punkte manches Interessante bieten, schien uns eine Bearbeitung der Gesteine der Campos de Calatrava in dieser Hinsicht wünschenswert. Herr DR. FRANCISCO HERNANDEZ-PACHECO in Madrid stellte uns zu diesem Zwecke mit grösster Bereitwilligkeit aus seinem reichen Material eine Sammlung der wichtigsten Gesteinstypen zur Verfügung. Für dieses grosse Entgegenkommen möchten wir ihm auch an dieser Stelle unsern aufrichtigen Dank aussprechen.

B. Geologische Übersicht.

Die folgenden geologischen Angaben stützen sich auf Lit. 33 und 34. Die geologische Unterlage des Vulkandistriktes, der ca. 60 km Ausdehnung in E-W- und ca. 80 km in N-S-Richtung aufweist, wird von ordovicischen Schichten gebildet. Nur im Becken von Puertollano transgrediert das Stéphanien mit Kohlenflözen und typischer Flora auf die silurischen Quarzite. Alle jüngeren Schichtglieder fehlen bis auf ausgedehnte quartäre Flussalluvionen. Die paläozoischen Schichten sind intensiv gefaltet (Hispaniden nach R. STAUB, Lit. 27). Zur Zeit der alpinen Faltung wurde das Gebiet, das im direkten Vorland der Betischen Cordillere liegt, von Verwerfungen durchsetzt, wodurch den unterliegenden Magmen der Austritt nach oben ermöglicht wurde. Die Vulkane der Campos de Calatrava sind somit alpine Vorlandsvulkane wie Hegau, Kaiserstuhl, Rhön etc. Sie bestehen aus einer grossen Anzahl von kleinen

Kegeln und Lavaströmen von maximal 8—10 km Ausdehnung. Einer der grössten Vulkane ist derjenige von Piedrabuena, 160 m hoch und 4 km Durchmesser an der Basis aufweisend. Die andern erreichen meist nur 50—60 m Höhe oder noch weniger. Lit. 34 enthält zahlreiche sehr instruktive Abbildungen zur Illustration der morphologischen Verhältnisse der Vulkanlandschaft. Irgend eine lineare Anordnung lässt sich nirgends erkennen, charakteristisch ist vielmehr die ganz unregelmässige Anordnung. Jeder Vulkan scheint das Resultat einer einzigen Eruption zu sein.

Das genaue Alter, zum mindesten einiger Vulkane (z. B. Cabezo de Hierro) konnte von Ed. Hernandez-Pacheco (Lit. 32) an Hand eines Säugetierfundes (vor allem Elephas meridionalis) in den von einer Basaltlapillischicht bedeckten quartären Alluvionen des Guadiana als mittel- bis oberquartär bestimmt werden. Für einige der besterhaltenen, wie z. B. für den Volcán de la Cruz bei Alcolea de Calatrava, nimmt er ein noch jüngeres Alter an. Der Anfang des Vulkanismus lässt sich zeitlich nicht sicher festlegen, er dürfte ins Pliocän, ev. ins oberste Miocän fallen. Heute trifft man als letzte Äusserungen des Vulkanismus zahlreiche Kohlensäure haltige Quellen, sowie auch einige Mofetten. Die Gesteine werden vielerorts in grossen Steinbrüchen abgebaut und zur Strassenpflästerung verwendet.

C. Petrographische Beschreibung der Gesteine.

Alle vorliegenden vulkanischen Gesteine der Campos de Calatrava gehören, wie auch die schon von frühern Autoren beschriebenen, ausschliesslich basischen bis ultrabasischen Magmen an und sind deshalb immer als „Basalte“ bezeichnet worden. Makroskopisch sind es alles sehr ähnliche, grauschwarze bis schwarze, dichte oder mehr poröse Gesteine, an denen man von blossem Auge höchstens kleine Einsprenglinge von Olivin oder Augit wahrnimmt. Auf Grund des unter dem Mikroskop erkannten Mineralbestandes lassen sich zwei Haupttypen unterscheiden, nämlich solche mit Feldspat und solche ohne. Zu diesem Resultat sind auch schon frühere Autoren gekommen, z. B. J. R. Gonzalez Regueral (Lit. 31) und die beiden Hrernandez-Pacheco (Lit. 33 und 34). Fr. Quiroga y Rodriguez, der sich als erster eingehend mit den Gesteinen der Campos de Calatrava beschäftigt hatte (Lit. 38), kannte nur die feldspatfreien Typen. Die Feldspat führenden Gesteine sind Olivin-Labradorbasalte. Die feldspatfreie Gruppe wird von jenen Gesteinen gebildet, die aus Nephelin, Augit, Olivin, Erz, wozu eventuell noch

etwas Melilith kommen kann, zusammengesetzt sind, wobei die dunklen Gemengteile eine grosse Rolle spielen. Man hat derartige Gesteine früher als Nephelinbasalte bezeichnet. Heute dürfte dafür vielfach der Name Olivinnephelinit vorgezogen werden, da man übereingekommen ist, feldspatfreie Gesteine nicht als „Basalt" zu bezeichnen. Die basische Gruppe der Nephelinite (die „basaltoiden Nephelinite" nach H. ROSENBUSCH), die gelegentlich akzessorisch auch schon etwas Olivin führt, wäre dann von diesen Olivinnepheliniten als Olivin führende Nephelinite zu unterscheiden. Es ist auch versucht worden, die Nomenklaturfrage für diese Gesteine radikal durch Einführung eines ganz neuen Namens zu lösen. So hat A. LACROIX für diese extrembasischen Typen, zusammen mit den ihnen nahestehenden Melilith führenden Gliedern auf Grund madagassischer Vorkommen den Namen „Ankaratrit" vorgeschlagen (Lit. 13, 15). Da es sich bei den feldspatfreien Gesteinen der Campos de Calatrava (mit Ausnahme eines gesondert zu besprechenden Leucitgesteins) ausschliesslich um Typen handelt, die mit den Ankaratriten von A. LACROIX vollkommen identisch sind, so sollen sie hier mit diesem Namen belegt werden. Die weitere Unterteilung erfolgt am besten auf Grund struktureller Merkmale, da der Chemismus nahezu identisch ist. Das eben erwähnte Leucit führende Gestein ist ein sehr Kieselsäure armer Olivinleucitit, der gesondert behandelt werden soll.

Als Einteilung der zu beschreibenden Gesteine ergibt sich demnach:

1. Olivin-Labradorbasalte,
2. Ankaratrite,
3. Melanokrater Olivinleucitit.

1. OLIVIN-LABRADORBASALTE.

Proben von fast identischen Olivin-Labradorbasalten lagen vor, von Cabezo Segura, Calzada de Villafranca und von der Strasse Ciudad Real-Piedrabuena, 19 km von der erstern Lokalität. Alle diese Gesteine sind hemikristallin-porphyrisch mit nur sehr geringem nichtkristallinem Anteil. Die Grundmasse wird gebildet aus kleinen 0.015—0.05 mm grossen, gut idiomorphen Individuen eines hellgrünen, nicht pleochroitischen Augites mit $c/n_\gamma = 50°$. Er ist schwach tafelig nach (100) ausgebildet und liegt zusammen mit dem Plagioklas in einer sehr spärlichen Basis, die mit dem Rot I. teilweise geringe Doppelbrechung zeigt. Der Plagioklas ist ca. 0.015 × 0.1 mm gross, nach (010) abgeplattet und intensiv verzwillingt. Mit der

Fedorowmethode, besonders unter Anwendung der von A. RITTMANN ausgearbeiteten Zonenmethode (Lit. 21), wurden Albit-, Karlsbader- und Roc Tourné-Gesetz erkannt. Die Zusammensetzung ist Labrador An_{60}. Erz, wohl Titanomagnetit, findet sich reichlich über das ganze Schliffbild verteilt.

In dieser Grundmasse liegen zahlreiche Einsprenglinge von Olivin, Augit und seltener auch Plagioklas. Der Olivin ist gut idiomorph mit den Formen (110), (021), (101), (010) und (100). Spaltbarkeit besser nach (010) als nach (100). Alle Individuen sind stark resorbiert und angefressen und zeigen eingebuchtete Formen, wobei die Grundmasse sackartig tief in den Kristall eindringt. Alle Individuen weisen einen goldbraunen, kaum pleochroitischen Rand auf. Dieser Rand kann nicht als Iddingsit i. e. S. bezeichnet werden, da die für dieses Mineral charakteristischen Erscheinungen des Pleochroismus und der Spaltbarkeit fehlen. Die Bildung dieses Randes muss mit der Resorption Hand in Hand gegangen oder ihr nachgefolgt sein, da das Umwandlungsprodukt nie den ursprünglichen, sondern immer genau den resorbierten Umrissen folgt. Nach innen wird die goldbraune Farbe durch Ausfasern heller, bis gewöhnlicher Olivin vorliegt. Die Breite der Ränder schwankt nach Fundpunkt und Schnittlage um 0.05 mm i. M. Es dürfte sich bei dieser Erscheinung um eine beginnende Iddingsitisierung handeln.

Auffallend ist die geringe Doppelbrechung des Olivins. Seine Farben gehen, auch für Schnitte maximaler Doppelbrechung nicht über das Blau II. Ordnung hinaus. Mit Fedorowtisch und Berekkompensator wurde an einem Olivin aus Labradorbasalt von Cabezo Segura gemessen:

$$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}034_5$$
$$n_\gamma - n_\beta = 0{,}018_2 \quad 2\,V_\gamma = 87^0.$$
$$n_\beta - n_\alpha = 0{,}016_3$$

Die Dicke des Schliffes musste, da das Gestein quarzfrei war, und die Abwesenheit von guten Spaltrissen die Methode von W. W. NIKITIN ausschloss, nach der Methode des DUC DE CHAULNES ermittelt werden. Es wurden dabei alle Vorsichtsmassregeln angewendet, wie sie z. B. von L. DUPARC und F. PEARCE in Lit. 9 angegeben werden. Als Objektiv diente eine homogene Ölimmersion $^1/_{12}$ von der num. Ap. 1.30. Diese Bemerkungen gelten für alle Doppelbrechungsbestimmungen dieser Arbeit. Die maximale Doppelbrechung ist somit ungefähr gleich niedrig, wie sie für das niedrigstdoppelbrechende Glied der Forsterit-Fayalithreihe, nämlich für reinen Forsterit, angegeben wird (0.035), während der Achsenwinkel $2V_\gamma = 87^0$ nach

WINCHELLS Diagramm auf 5 % Fayalith schliessen lässt. Diese Abweichung wäre an und für sich zu gering, um irgendwelche Folgerungen daraus zu ziehen. Es zeigt sich aber, dass die Olivine der feldspatfreien Gesteine analoge Anomalien in weit stärkerem Masse zeigen. Die Erscheinung soll daher erst bei den Ankaratriten eingehender diskutiert werden.

Pyroxen: Spärliche Einsprenglinge eines niedrigdoppelbrechenden, farblosen Pyroxens mit guter Spaltbarkeit und fast quadratischem Querschnitt $\perp$ c erwiesen sich als Glieder der Pigeonitreihe, wie folgende Messungen an zwei Individuen zeigen:

$2V_\gamma$	50°	36°
c/n_γ	36°	34°
$n_\gamma - n_\alpha$	0,023	0,020
$n_\gamma - n_\beta$	0,019	0,018
$n_\beta - n_\alpha$	0,004	0,002.

Plagioklas bildet nur sehr spärlich Einsprenglinge. In einem Falle wurde Labrador An_{65}, am Rande etwas saurer, konstatiert. Etwas Calcit findet sich als Infiltration in Blasenhohlräumen.

Über die chemische Zusammensetzung informiert Tabelle I, resp. Ia.

Tabelle I.

	1.	a)	b)	c)	d)
SiO_2	46,16	44,29	46,70	45,73	44,58
Al_2O_3	11,19	12,62	13,21	11,20	12,52
Fe_2O_3	5,36	3,61	2,62	6,46	5,50
FeO	5,56	8,84	7,26	5,53	6,78
MnO	0,16	—	—	0,54	0,17
MgO	11,17	10,06	11,48	11,36	12,12
CaO	9,31	9,23	9,76	10,45	8,46
Na_2O	2,67	3,25	2,28	2,19	2,99
K_2O	2,33	1,82	1,36	1,36	1,87
H_2O+	0,80	0,21	2,44	1,20	1,93
H_2O-	0,24	0,09	—	0,50	0,28
CO_2	0,23	0,00	—	—	—
TiO_2	4,34	4,92	2,36	3,23	2,83
P_2O_5	0,69	0,57	0,31	0,21	0,10
incl.	—	0,17	—	0,16	—
	100,21	99,68	99,78	100,12	100,13

1. Olivin-Labradorbasalt, Cabezo Segura (am Guadiana), Campos de Calatrava. Anal. I. PARGA.

a) Nephelinbasanit, Las Planas bei Olot, Catalonien, Spanien. Anal. H. S. WASHINGTON in Am. J. Sc. 24, 1909, p. 239.

b) Olivin-Plagioklasbasalt, Bras Rouge de Cilaos, Réunion. Anal. BOITEAU, A. LACROIX, C. R. Paris 155, 1912, p. 543 u. Min. Mad. III, 1923, p. 237.
c) Basalt. Sta. Isabel, Fernando Poo. Anal. A. LINDNER in W. BOESE, N. J. B. B. 34, 1912, p. 294.
d) Basalt, Stöffel, Westerwald, Deutschland. Anal. J. HOLZNER in E. LEHMANN, Chem. d. Erde 5, 1930, p. 349.

Tabelle I a.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
1.	99	14	55	21,5	9	,36	,65	7,0	0,65	0,39	-37
a)	93	15,5	54,5	20,5	9	,27	,58	7,8	0,50	0,38	-43
b)	100	16,5	54	22,5	7	,29	,68	3,9	0,26	0,42	-28
c)	96	14	56,5	23,5	6,5	,30	,63	5,0	0,1	0,42	-32
d)	92	15	58	18,5	8,5	,29	,65	4,4	0,1	0,32	-42
Zum Vergleich Magmentypen nach P. NIGGLI (Lit. 17)											
Normalgabbroides Magma:											
	108	21	52	21	6	,20	,55	—	—	0,40	-16
Theralithgabbroides Magma:											
	90	20	46	23	11	,25	,50	—	—	0,50	-54

Die Analyse zeigt, dass es sich um ein relativ basisches Gestein mit starkem Kieselsäuredefizit handelt. Dieses findet seinen Ausdruck in der starken Olivinführung. Der normative Nephelingehalt beträgt nur 1.56 %, ist also zu gering, um in der Namengebung berücksichtigt werden zu müssen. Der Alkaligehalt ist etwas höher als bei gewöhnlichen Basalten von normalgabbroidem Charakter, es findet in dieser Hinsicht ein Hinneigen zum theralithgabbroiden Magmentyp statt. Es handelt sich somit um einen schwachalkalischen Basalt, ein Typus, der nicht selten ist, wie die angeführten Analysen aus Spanien, von ozeanischen Inseln und aus Deutschland zeigen. Sie könnten mit Leichtigkeit vermehrt werden.

2. DIE ANKARATRITE.

Die Ankaratrite sind unter den vorliegenden Gesteinen zahlenmässig am stärksten vertreten. Da sie in Chemismus und Mineralbestand weitgehend übereinstimmen, so sollen sie wie folgt, auf struktureller Basis, eingeteilt werden:

a) Ankaratrite mit grossen von Augiten durchwachsenen Nephelinen,
b) Porphyrische Ankaratrite mit sehr feinkörniger Grundmasse,
c) Ankaratrite mit Glasbasis.

Anhangsweise soll hier ein eigenartiges Melilith und Nosean führendes Gestein als Melilith-Noseanankaratrit mit idiomorphem Nephelin angeführt werden.

2a) Ankaratrite mit grossen von Augiten durchwachsenen Nephelinen.

Dieser Typus ist unter den vorliegenden Gesteinen der verbreitetste. Er liegt von folgenden Fundpunkten vor: Volcán de El Arzollar, Aldea del Rey, La Vaqueriza, Cerro Moreno, Canteras de Almagro, La Atalaya de Calzada. Der Mineralbestand umfasst: Nephelin, Augit, Olivin, Melilith, Titanomagnetit, Apatit, Perowskit.

Die Struktur ist dadurch charakterisiert, dass die Nepheline in xenomorphen Individuen aneinandergelagert, ein unregelmässiges Mosaik bilden, das kreuz und quer von Augiten poikilithisch durchwachsen ist. In dieser Grundmasse bilden Olivin und seltener auch Augit Einsprenglinge. Erz findet sich in allen Schliffen in gleichmässiger Verteilung, Apatit, Melilith und Perowskit nur vereinzelt. Die Blasenhohlräume sind vielfach sekundär mit Calcit oder Phillipsit ausgefüllt.

Der Nephelin ist immer frisch und völlig unzersetzt. Er ist optisch negativ mit $n_\gamma - n_\alpha = 0.004$. Undeutliche Spaltbarkeit nach Prisma und Basis. Der Augit, 0.15—0.2 mm in der Längsterstreckung, ist bräunlichgrün mit sehr schwachem Pleochroismus. Er ist nur von wenigen Flächen begrenzt und zeigt gute prismatische Spaltbarkeit. c/n_γ auf (010) beträgt 50°. Zonarstruktur und Bisectricendispersion, seltener Sanduhrstruktur schwach, aber deutlich sichtbar. In den seltenen Fällen, wo der Augit als Einsprengling auftritt, wie z. B. im Gestein von Volcán de El Arzollar, am N-Abhang der Sierra de Alarcos, 6 km W Ciudad Real konnte beobachtet werden, dass der Kern einem diopsidischen Augit mit $2V_\gamma = 39°$ und $c/n_\gamma = 39°$, der Rand hingegen einer offenbar tonerdereicheren Mischung mit $2V_\gamma = 71°$ und $c/n_\gamma = 48°$ entsprach. Die Verhältnisse des Randes sind somit denen der Grundmasseindividuen sehr ähnlich.

Der Olivin bildet 0.3—0.5 mm grosse, ursprünglich gut idiomorphe Einsprenglinge, ist aber immer stark resorbiert. Neben den Pinakoiden erkennt man besonders (101), (021), auch (110). In Bezug auf die beginnende Iddingsitisierung gilt das bei den Olivin-Labradorbasalten Gesagte. Auffallend ist die geringe Doppelbrechung, welche zur Folge hat, dass in Schliffen normaler Dicke nur Farben erster Ordnung auftreten. Als Beispiel für die zahlreichen Messungen seien die Hauptdoppelbrechungen eines Olivins aus dem Gestein von La Vaqueriza gegeben:

$$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}030_1$$
$$n_\gamma - n_\beta = 0{,}015_3 \quad 2\,V_\gamma = 89^0.$$
$$n_\beta - n_\alpha = 0{,}014_8$$

Diese Werte sind zu niedrig für irgend ein normales Glied der Forsterit-Fayalithreihe. Die niedrige Doppelbrechung lässt die Vermutung aufkommen, dass es sich hier um Monticellit oder zum mindesten um Monticellit haltigen Olivin handeln könnte. Ein Vergleich mit folgenden Daten zeigt, dass das erstere nicht in Betracht kommt, wohl aber das letztere.

Synthetischer Monticellit nach J. B. FERGUSON und H. E. MERWIN (Lit. 10):

$$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}013 - 0{,}011 \quad 2\,V_\gamma = 85^0 - 90^0.$$

Monticellit von Magnet Cove, Ark. U. S. A. mit 4.75 % FeO und 1.62 % MnO nach S. PENFIELD und H. E. FORBES (Lit. 19):

$$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}017_4 \quad 2\,V_\gamma = 105^0.$$

In Übereinstimmung mit diesen Daten wurde an einem dem Zürcher Institut gehörenden Schliff eines der von K. H. SCHEUMANN (Lit. 24) beschriebenen Polzenite des Polzengebietes in Böhmen (von der Anhöhe zwischen Swêtla und Mazowa Horka) für die Monticelliträndер der Olivine gemessen:

$$\begin{aligned} n_\gamma - n_\alpha &= 0{,}011_5 \\ n_\gamma - n_\beta &= 0{,}003_9 \quad 2\,V_\gamma = 108\tfrac{1}{2}^0. \\ n_\beta - n_\alpha &= 0{,}007_6 \end{aligned}$$

Die Untersuchung zeigte ferner, dass die Olivinkerne, die von diesen Monticelliträndern umwachsen werden, ebenfalls anormal niedrige Doppelbrechung zeigen. Es wurde für den Olivinkern des gleichen Individuums gemessen:

$$\begin{aligned} n_\gamma - n_\alpha &= 0{,}031_8 \\ n_\gamma - n_\beta &= 0{,}016_6 \quad 2\,V_\gamma = 87^0. \\ n_\beta - n_\alpha &= 0{,}015_2 \end{aligned}$$

Die Untersuchung mit dem Universaldrehtisch zeigte gleichzeitig, dass die Umwachsung der Olivine durch den Monticellit achsenparallel erfolgt, dass somit die Differenzen in den Auslöschungen für Schnitte nicht senkrecht zu einer Symmetrieebene ihren Grund einzig in der Verschiedenheit der Achsenwinkel haben.

Anormal niedrige Doppelbrechung gleicher Grössenordnung wurde auch kürzlich von C. BURRI und H. HUBER an Olivinen aus basaltischen Gesteinen des Lower Chindwin Gebietes in Upper Burma konstatiert (Lit. 6). Dass derartige niedrige Doppelbrechung tatsächlich für Olivine mit geringem Ca-Gehalt charakteristisch zu sein scheint, zeigt die Untersuchung von M. PIAZZA (Lit. 20) an

Olivinen aus Auswürflingen des Sabatinischen Vulkandistriktes. Die Analyse des sorgfältigst gereinigten Materials weist 0.62 % CaO auf, und aus den von der Autorin nach der Minimalablenkung gemessenen Hauptbrechungsindices ergeben sich die folgenden Hauptdoppelbrechungen:

$$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}0301$$
$$n_\gamma - n_\beta = 0{,}0164 \quad 2\,V_\gamma = 87^0.$$
$$n_\beta - n_\alpha = 0{,}0147$$

In der Literatur finden sich viele ältere Analysen von CaO-haltigen Olivinen, die aber zur Entscheidung der Frage, ob ein geringer CaO-Gehalt für die geringe Doppelbrechung verantwortlich gemacht werden könne, nicht zu verwenden sind. Entweder sind die optischen Konstanten nicht bestimmt, oder die Olivinsubstanz wurde zur Analyse durch Kochen mit HCl aus einem Augit-Olivingemisch herausgelöst, unter Voraussetzung der vollständigen Unlöslichkeit des Augites. Da dies nicht zutrifft, so sind alle Analysen, die an derartig vorbereitetem Material vorgenommen wurden, zu verwerfen.

Aus den obigen Ausführungen dürfte hervorgehen, dass die Olivine mit anormal geringer Doppelbrechung einen geringen CaO-Gehalt aufweisen. Dieser CaO-Gehalt ist für die hier vorliegenden Gesteine der Campos de Calatrava seinerzeit schon durch Fr. Quiroga y Rodriguez mikrochemisch nachgewiesen worden, obwohl die neueren spanischen Autoren, wie J. R. Gonzalez Regueral und Ed. und Fr. Hernandez-Pacheco davon nichts erwähnen[1]).

Nach N. L. Bowen (Lit. 3) soll der Monticellit in den Alnöiten von Isle Cadieux, Quebec, sich aus dem Olivin durch Reaktion mit

[1]) Der CaO-Nachweis in den Olivinen der Gesteine der Campos de Calatrava findet sich allerdings nicht, wie gelegentlich in der Literatur angegeben ist, in der bekannten Arbeit von Fr. Quiroga y Rodriguez, „Estudio micrografico de algunos basaltos de Ciudad Real", Ann. Soc. Esp. Hist. Nat. 9, 1880, p. 161, sondern in einer spätern Arbeit „Noticias Petrograficas. Basaltos de la Serrania de Cuenca", ibid. 16, 1887, p. 209. Dort wird anlässlich der Beschreibung eines Nephelinbasalts von Beteta in der Serrania de Cuenca der CaO-Gehalt des Olivines aus diesem Gestein zu 1.23 % festgestellt und anschliessend mitgeteilt, dass der Nachweis von CaO auch an den Olivinen aus Nephelinbasalten verschiedener Fundorte aus der Umgebung von Ciudad Real gelungen sei. Angeregt wurde diese Untersuchung durch eine Anmerkung, welche sich in einer Arbeit von S. Calderón y Arana, „Rocas eruptivas de Almaden", ibid. 13, 1884, p. 227 findet. Diese Anmerkung, p. 257, besagt, dass Breñosa ihm mitgeteilt hätte, dass er in den Basalten von Castillejo de los Puercos und von Villadiego (beide Prov. Ciudad Real) Aragonitbildung auf Kosten des Olivines bemerkt hätte, und zwar bei völlig unverändertem Augit. Dies könnte dadurch erklärt werden, dass der Olivin kalkhaltig und dem Monticellit nahestehend sei.

der magmatischen Restlösung gebildet haben. Die vorliegenden Olivine weisen tatsächlich auch einen sehr schmalen Reaktionsrand auf, der geringere Doppelbrechung zeigt. Er folgt immer den durch die Resorption gebildeten Einbuchtungen, nicht den ursprünglichen Konturen. Leider ist er zu schmal, als dass die Doppelbrechung mit dem Kompensator gemessen werden könnte. Der Achsenwinkel lässt sich aber auf direktem Wege zu $\pm 90^{\circ}$ ermitteln. Dieses ist jedoch der Wert für reinen, synthetischen Monticellit, so dass die Existenz eines, wenn auch nur sehr schmalen, Monticellitrandes auch hier angenommen werden darf. Um einen Fayalith-reicheren Rand kann es sich nicht handeln, da ein solcher eine höhere und nicht eine niedrigere Doppelbrechung aufweisen müsste. Eine Forsterit-reichere Aussenzone stünde im Widerspruch mit der andernorts beobachteten Zonenfolge der Olivine.

Melilith fand sich als ziemlich seltener Gemengteil in den Gesteinen von La Vaqueriza und Canteras de Almagro. Er ist von leicht gelblicher Farbe, ca. 0.1 $\times$ 0.3 mm gross und zeigt die bekannten rektangulären Querschnitte. Augit und Erz finden sich als Einschlüsse darin. Er ist optisch negativ, wobei sich aber auch isotrope und positive Partien in fleckiger Verteilung finden. Pflockstruktur ist z. T. gut entwickelt. Die Doppelbrechung ist niedrig, aber ohne anormale Interferenzfarben. Im Gegensatz zu den andern Gemengteilen macht der Melilith eher einen unfrischen, in Zersetzung begriffenen Eindruck.

Perowskit findet sich nur im Gestein von Canteras de Arzollar in grösserer Menge. Er bildet violettbraune, hochlichtbrechende Körner von anscheinend oktaedrischem Habitus. Geringe Doppelbrechung ist an grösseren Individuen wahrnehmbar.

Der Titanomagnetit bietet nichts besonderes. Der Apatit bildet schlanke, schwachgrünliche Nadeln mit charakteristischer Querabsonderung. In Blasenhohlräumen des Gesteines vom Volcán de Arzollar wurde ein Zeolith gefunden. Seine Lichtbrechung, geringer als Canadabalsam, $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.005$, der Achsenwinkel $2V_{\gamma} = 80^{\circ}-85^{\circ}$ und besonders seine charakteristischen, kreuzförmigen Zwillinge, die im Idealfall aus acht Sektoren bestehen, liessen ihn als Phillipsit (Christianit) bestimmen (Lit. 12).

Calcit fand sich in vielen Fällen als sekundäre Hohlraumfüllung. Ob er in einigen Fällen nicht als Rest unvollständig assimilierter Kalkeinschlüsse zu deuten ist, was zum mindesten nicht unmöglich wäre, kann am vorliegenden Material nicht entschieden werden.

Zur Orientierung über die chemische Zusammensetzung wurden eine Melilith freie und eine Melilith führende Probe der Analyse unterworfen. Siehe Tabelle II, resp. II a.

Tabelle II.

	2.	3.	a)	b)	c)
SiO_2	37,17	37,15	38,94	37,96	36,29
Al_2O_3	10,13	8,26	9,20	10,14	10,91
Fe_2O_3	2,89	7,10	4,52	3,69	7,55
FeO	6,90	4,30	8,48	7,59	5,52
MnO	0,17	0,19	—	0,22	0,23
MgO	12,94	13,81	14,78	14,69	9,29
CaO	17,27	13,77	13,86	16,28	13,48
Na_2O	3,08	3,39	3,44	2,18	3,42
K_2O	1,43	2,06	1,26	0,69	1,40
H_2O+	2,21	1,58	0,96	1,82	3,65
H_2O-	0,50	0,55	0,12	0,39	—
CO_2	0,00	1,38	—	—	3,85
TiO_2	4,75	5,49	4,20	2,93	4,60
P_2O_5	0,85	1,25	0,46	1,13	—
incl.	—	—	—	0,42	—
	100,29	100,28	100,22	100,13	100,19

2. Ankaratrit. Canteras de Arzollar, Campos de Calatrava. Anal. I. PARGA.
3. Melilith führender Ankaratrit. Volcán de la Vaqueriza, Campos de Calatrava. Anal. I. PARGA.
a) Ankaratrit, Rougiers, Bouches du Rhône, Frankreich. Anal. RAOULT in A. LACROIX, Bull. Soc. fr. Min. 41, 1918, p. 64 und Min. Mad. III, 1923, p. 64.
b) Nephelin-Melilithbasalt, bei Uvalde, Uvalde Co. Tex. U. S. A. Anal. W. F. HILLEBRAND in W. CROSS, U. S. G. S. Bull. 419, 1910, p. 43.
c) Ouachitit, Hurry Inlet, Liverpool Land, E. Grönland. Anal. N. SAHLBOM in O. NORDENSKJÖLD, Med. Grönld. 28, 1908, p. 212.

Tabelle IIa.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
2.	66,5	10,5	49	33	7	,23	,70	6,4	0,6	0,67	-61,5
3.	69	9	55	27,5	8,5	,28	,69	7,7	0,9	0,50	-65
a)	68	9,5	57	26	7,5	,20	,68	5,6	0,4	0,45	-62
b)	66	10,5	54,5	30,5	4,5	,17	,70	3,7	0,8	0,56	-52
c)	73	13	49,5	29	8,5	,21	,57	7,5	—	0,59	-61

Die Tabelle zeigt den extrembasischen Charakter der Gesteine. Es wäre leicht möglich eine grosse Zahl von Vergleichsanalysen anzuführen, alle von Ankaratriten, resp. Nephelinbasalten oder Nephelin-Melilithbasalten nach der alten Bezeichnung. Es sollen hier nur zwei gegeben werden, ausserdem eine Analyse eines Ouachitits, die zeigt, dass auch basische Lamprophyre ähnlichen Charakter auf-

weisen können. Da die hier strukturell unterschiedenen Ankaratrittypen im Chemismus alle sehr nahe übereinstimmen, so soll eine allgemeine Diskussion der chemischen Verhältnisse erst am Schluss des Kapitels erfolgen.

2b. Porphyrische Ankaratrite mit feinkörniger Grundmasse.

Dieser Strukturtyp liegt von folgenden Lokalitäten vor: Volcán del Naranjo, Cabezo Mezada, Las Canteras Calzadá de Calatrava, Cerrajón de la Puebla, Castigo del Alhorin.

Die Gesteine weisen eine typisch holokristallin-porphyrische Struktur auf. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig mit einem Korndurchmesser von 0.005 bis 0.01 mm und besteht aus Augit, Nephelin, Erz, wozu unter Umständen noch vereinzelte, nur bei stärksten Vergrösserungen sichtbare Plagioklasleistchen kommen. An Einsprenglingen kommen vor: Augit und Olivin, 0.5—1 mm gross, ev. auch grösser.

Für den Olivin gilt in Bezug auf Form, Resorption und Umwandlung durchaus das w. o. gesagte. Auch die niedrige Doppelbrechung ist vorhanden, wie z. B. die Messungen an einem Olivin aus dem Gestein vom Cerrajón de la Puebla zeigen:

$$\begin{aligned} n_\gamma - n_\alpha &= 0{,}031_6 \\ n_\gamma - n_\beta &= 0{,}016_4 \quad 2\,V_\gamma = 87\tfrac{1}{2}^0. \\ n_\beta - n_\alpha &= 0{,}015_2 \end{aligned}$$

Der Augit tritt an Menge hinter dem Olivin zurück. Er zeigt niedrige Doppelbrechung und ausgezeichnete Zonarstruktur, z. T. mit Rekurrenzerscheinungen, sowie Bisectricendispersion. Relativ häufig ist der Augit im Gestein von Cabezo Mezada, wo er recht eigentümliche optische Eigenschaften aufweist. Ein ziemlich homogener Kern zeigt $2V_\gamma = 57\tfrac{1}{2}^0$ und $c/n_\gamma = 46^0$, eine dünne äussere Hülle mit anscheinend nicht stark verschiedener Auslöschung auf (010) hat einen Achsenwinkel von nur 30^0. Auch dieser Augit zeigt geringe Bisectricendispersion. Die Hauptdoppelbrechungen ergaben sich für den Kern wie folgt:

$$\begin{aligned} n_\gamma - n_\alpha &= 0{,}025_4 \\ n_\gamma - n_\beta &= 0{,}019_5 \quad 2\,V_\gamma = 57\tfrac{1}{2}^0. \\ n_\beta - n_\alpha &= 0{,}005_9 \end{aligned}$$

Über die chemische Zusammensetzung orientiert Tabelle III, resp. IIIa:

Tabelle III.

	4.	a)	5.	b)	c)
SiO_2	39,69	38,74	41,74	41,28	43,06
Al_2O_3	10,74	11,30	11,88	11,87	10,47
Fe_2O_3	5,67	4,28	4,40	5,01	8,43
FeO	5,21	7,71	5,87	7,58	6,04
MnO	0,17	—	0,19	—	—
MgO	12,90	11,97	10,19	8,72	7,99
CaO	12,65	14,43	12,19	12,98	12,72
Na_2O	4,20	3,02	4,09	3,04	3,12
K_2O	2,38	1,92	1,65	2,39	2,28
H_2O+	0,86	1,28	1,62	1,78	0,25
H_2O-	0,24	0,60	0,39	0,32	0,29
CO_2	0,00	—	0,00	—	—
TiO_2	4,96	3,30	5,58	4,59	4,81
P_2O_5	0,60	1,77	0,56	0,83	0,66
incl.	—	—	—	—	—
	100,27	100,32	100,35	100,39	100,12

4. Ankaratrit, porphyrisch. Volcán del Naranjo, Tirteafuera, Campos de Calatrava. Anal. I. Parga.

a) Nephelinankaratrit, Tsiafajavona, Ankaratra, Madagascär. Anal. Raoult in A. Lacroix, Min. Mad. III, 1923, p. 64.

5. Ankaratrit, porphyrisch. Cerrajón de la Puebla, Campos de Calatrava. Anal. I. Parga.

b) Berondrit, NNE Mexiloheira Grande, Algarve, Portugal. Anal. Raoult in F. Pereira de Sousa, C. R. Paris 175, 1922, p. 822.

c) Berondrit, Serra de Monchique, Portugal. Anal. Raoult in F. Pereira de Sousa, C. R. Paris 175, 1922, p. 701.

Tabelle IIIa.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
4.	74	12	53	25	10	,28	,68	7,0	0,45	0,48	-66
a)	72	12,5	51,5	28,5	7,5	,29	,65	4,6	1,45	0,55	-58
5.	86	14,5	49	27	10	,21	,64	8,7	0,50	0,53	-54
b)	85	14,5	48	28,5	9	,35	,56	7,2	0,74	0,59	-51
c)	90	13	49	28,5	9,5	,32	,51	7,5	0,6	0,58	-48

Wie die Tabellen zeigen, differieren die beiden Analysen etwas, indem das Gestein vom Volcán del Naranjo relativ alkalireich ist, ohne dass es sich darum um einen besondern chemischen Typus handeln würde. Analyse 5 ist si-reicher als die übrigen Ankaratrite und fällt schon eindeutig unter das theralithgabbroide Magma. Dass sie den basischen Theralithen nahesteht, zeigt auch ihre Übereinstimmung mit zwei Berondriten von der Serra de Monchique und der ihr südlich benachbarten Algarve in Süd-Portugal.

2c) Ankaratrite mit Glasbasis.

Dieser Typus, von dem Proben vom Negrizal de El Retamar und von Piedrabuena vorliegen, unterscheidet sich von den w. o. beschriebenen dadurch, dass er eine glasige Grundmasse aufweist. In der Glasbasis liegen gut idiomorphe Augite, i. M. ca. 0.03 × 0.15 mm gross, hellgrün und nicht merklich pleochroitisch. Sie zeigen Zonarstruktur und Bisectricendispersion, z. T. auch Andeutungen von Sanduhrstruktur. Auf (010) beträgt c/n_γ 50°—54°. Zwischen diesen Augiten, die z. T. recht eng geschart sind, eingekeilt erkennt man etwas Nephelin und im Gestein vom Negrizal de El Retamar auch einige kleine, kugelige Gebilde mit Einschlüssen, die man für Leucit halten könnte. Die Abwesenheit von Zwillingslamellen, die stellenweise bemerkbare geringe Anisotropie, besonders aber der geringe K-Gehalt der Analyse, machen die Deutung als Analcim wahrscheinlicher. Diese Deutung wird auch dadurch unterstützt, dass sich in demselben Gestein einige Fetzen von Biotit finden, so dass der geringe K-Gehalt wohl ganz in diesem Mineral steckt und kaum für Leucitbildung in Betracht käme. Der Biotit zeigt gute Spaltbarkeit, hellbeige-goldbraunen Pleochroismus, sowie negativen, fast einachsigen Charakter. Er ist sehr schlecht eigengestaltig und umschliesst viele kleine Augitchen, so dass er siebartig durchlöchert ist und eine späte Bildung sein muss. Er stimmt vollständig mit dem w. u. zu beschreibenden Biotit aus melanokratem Olivinleucitit überein. Erz, wohl Titanomagnetit, ist reichlich vorhanden. An Einsprenglingen findet sich Olivin, und im Gestein von Negrizal de El Retamar auch Augit. Der Olivin stimmt in jeder Beziehung mit den w. o. beschriebenen überein. Auch hier wurde die geringe Doppelbrechung konstatiert. An Olivin aus dem Gestein von Piedrabuena wurde z. B. gemessen:

$$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}030_4$$
$$n_\gamma - n_\beta = 0{,}015_5 \quad 2\,V_\gamma = 88^0.$$
$$n_\beta - n_\alpha = 0{,}014_9$$

Die Augiteinsprenglinge im Gestein vom Negrizal de El Retamar erreichen eine Länge von 0.5 mm und zeigen schöne Zonarstruktur mit farblosem Kern und bräunlich-grünem Rand. Pleochroismus ist kaum vorhanden, Bisectricendispersion ist gut wahrnehmbar, stellenweise auch Sanduhrstruktur. Auslöschung $c/n_\gamma = 45°$ für den Kern, bis auf 50° ansteigend für den Rand.

Über die chemische Zusammensetzung orientiert Tabelle IV resp. IV a. Die angeführten Vergleichsanalysen zeigen, dass die

Gesteine sehr genau mit den Typenanalysen von A. LACROIX übereinstimmen. Interessanterweise zeigt Analyse 7 trotz der Biotitführung keinen höhern k-Wert. Der Glas- resp. Analcimgehalt zeigt sich in den etwas höheren Werten für H_2O+. Analyse d) zeigt die schon früher von A. LACROIX betonte Heteromorphie zu Hornblenditen.

Tabelle IV.

	6.	7.	a)	b)	c)	d)
SiO_2	40,03	40,86	41,10	39,64	39,86	40,77
Al_2O_3	9,61	11,08	11,59	9,91	11,12	13,22
Fe_2O_3	2,90	4,20	1,81	2,50	6,39	4,61
FeO	7,60	6,44	8,53	8,79	6,91	4,30
MnO	0,19	0,13	—	—	—	0,08
MgO	12,65	11,01	12,49	14,76	11,09	15,12
CaO	13,18	12,39	13,26	14,60	13,64	13,50
Na_2O	2,53	3,88	3,19	1,86	2,49	3,16
K_2O	1,08	1,73	1,36	1,68	1,68	1,77
H_2O+	2,45	2,38	2,16	2,12	1,41	0,48
H_2O-	1,33	0,74	0,43	0,42	0,41	0,04
CO_2	0,00	0,00	—	—	—	0,12
TiO_2	5,79	5,00	3,40	3,33	5,02	2,57
P_2O_5	0,95	0,59	0,78	0,60	0,29	0,13
incl.	—	—	0,10	—	—	—
	100,29	100,43	100,20	100,21	100,31	99,87

6. Ankaratrit mit Glasbasis. Piedrabuena, Campos de Calatrava. Anal. I. PARGA.
7. Ankaratrit mit Glasbasis. Negrizal de El Retamar, Campos de Calatrava. Anal. I. PARGA.

a) Ankaratrit, Puy de Barneire, Puy-de-Dôme. Anal. RAOULT in A. LACROIX, Bull. Soc. fr. de Min. 41, 1918, p. 64 u. Min. Mad. III, 1923, p. 63.

b) Ankaratrit, Amparafaravola, Madagascar. Anal. RAOULT in A. LACROIX, Min. Mad. III, 1923, p. 63.

c) Ankaratrit, SW der Mühle von Serra (Algôz), Algarve, Portugal. Anal. RAOULT in F. PEREIRA DE SOUSA, C. R. Paris 175, 1922, p. 822.

d) Pyroxenhornblendit (Auswürfling), Wunbo, Lower Chindwin, Upper Burma. Anal. S. PARKER in C. BURRI und H. HUBER, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12, 1932, p. 325.

Tabelle IV a.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
6.	79	11	54,5	28	6	,23	,68	8,6	0,7	0,51	-45
7.	82	13	50,5	26,5	10	,23	,65	7,5	0,5	0,53	-58
a)	79	13	51,5	27,5	8	,22	,69	4,9	0,7	0,53	-53
b)	71	10,5	56,5	28	5	,37	,70	4,4	0,4	0,50	-49
c)	75	12,5	52,5	28	7	,31	,61	7,3	0,2	0,53	-53
d)	72	14	53	25,5	7,5	,37	,76	3,5	0,1	0,48	-58

Anhang:
Melilith-Noseanankatrit mit idiomorphem Nephelin.

Dieser Typus, der nur in einer Probe von Casas de las Monjas vorliegt, ist in verschiedener Beziehung bemerkenswert. Er ist von allen vorliegenden Gesteinen das einzige, in dem Melilith eine bedeutende Rolle spielt, er ist das einzige, in dem Nephelin in idiomorpher Ausbildung auftritt und das einzige, in dem ein Glied der Sodalithgruppe vorhanden ist. Leider ist aber gerade dieses Gestein das am wenigsten frische der ganzen Sammlung; ausserdem ist es so stark mit sekundärem Calcit imprägniert, dass es nicht analysiert werden kann. Die Struktur ist eigenartig, Augite und Melilithe bilden ein sperriges Gefüge, in das auch Olivin eingelagert ist. Die Zwickel werden ausgefüllt von meist gut idiomorphem Nephelin, einem Sodalithmineral, Erz, Apatit und Perowskit, sowie limonitischen Zersetzungsprodukten. Augit und Olivin bilden in dieser Grundmasse grössere Einsprenglinge. Die Textur ist porös, die Hohlräume sekundär mit Calcit ausgefüllt. Die Augite der Grundmasse messen ca. 0.15—0.2 mm in der Längserstreckung. Sie sind schwach hellgrün, ohne Pleochroismus und zeigen etwas Zonarstruktur und Bisectricendispersion. Auslöschungsschiefe auf (010) $c/n_\gamma = 50^0$. Der Melilith ist gut idiomorph und bildet tafelige Kristalle mit (100), (110) und (001) als Begrenzung. Er erreicht 0.5 mm Durchmesser, ist schwach gelblich und immer inhomogen. Eine sanduhrförmige Kernpartie ist isotrop und relativ homogen, gelegentlich zeigt sie einige optisch negative Fasern parallel c. Von den Längskanten aus schieben sich optisch positive Partien in kleinen Spindeln und Pflöcken gegen das Innere vor. Dadurch, dass diese Bildungen vorwiegend in der Mitte der Kristalle entwickelt sind, entsteht die eingangs erwähnte Sanduhrstruktur. Oft ist sie stark verwischt und kaum erkenntlich. Der Olivin der Grundmasse ist meist zersetzt und von limonitischer Substanz erfüllt. Der Nephelin ist frisch, z. T. gut idiomorph mit quadratischen und hexagonalen Querschnitten, nicht unähnlich demjenigen in vielen nephelinitoiden Phonolithen. Seine Durchschnittsgrösse beträgt 0.015 mm. Das Sodalithmineral (? Nosean), ca. 0.5 mm gross, ist schlecht idiomorph mit Andeutung hexaedrischer Form. Es ist isotrop und mit Ausnahme des äussersten Randes ganz von violettbraunem Pigment erfüllt. Meist erkennt man deutlich die sich durchkreuzenden, für Nosean charakteristischen Strichsysteme und zwar deren zwei oder drei, je nach der Orientierung des Schnittes. Erz, wohl Titano-

magnetit, ist reichlich vorhanden. Perowskit findet sich als hochlichtbrechende, braune Oktaederchen. Apatit kommt in Form schlanker hexagonaler Prismen mit basaler Absonderung vor. Unter sehr hoch lichtbrechenden Oktaederchen von hellgelber Farbe, ca. 0.01 mm gross, verbirgt sich vielleicht ein Glied der Pyrrhitgruppe.

Die Augiteinsprenglinge sind deutlich zonar mit grünem Kern und leicht bräunlichem, fast farblosem Rand. Sie messen bis 1.5 mm Durchmesser. Für den Kern wurde gemessen:

$$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}024_0$$
$$n_\gamma - n_\beta = 0{,}016_6 \quad 2\,V_\gamma = 67\tfrac{1}{2}^0$$
$$n_\beta - n_\alpha = 0{,}007_4 \quad c/n_\gamma = 50^0.$$

Für den Rand, der stark zonar gebaut ist und Bisectricendispersion nach Art der Titanaugite zeigt, wächst der Achsenwinkel bis auf $2\,V_\gamma = 74^0$. Die Augiteinsprenglinge sind nach aussen hin nicht idiomorph, sondern die Grundmasse mit Erz, Melilith und Nephelin greift in sie ein, so dass man durchaus den Eindruck erhält, dass sie noch in spätern Stadien der Gesteinsverfestigung weiter gewachsen seien. Die Olivineinsprenglinge sind ca. 0.2 mm gross und gut idiomorph. Sie sind schwach positiv und zeigen ebenfalls die niedrigen Farben, wie sie schon mehrfach erwähnt wurden. Infolge ihrer Unfrischheit, welche sich vor allem auch für die exakte Dickebestimmung hinderlich erwies, wurde auf eine Bestimmung der Hauptdoppelbrechungen verzichtet. Ob diesem eigenartigen Gestein geologische Selbständigkeit zukommt, oder ob es ev. nur eine lokale Schliere bildet, ist nicht bekannt.

2d) Chemismus der Ankaratrite der Campos de Calatrava.

Da die strukturell unterschiedenen Typen der beschriebenen Ankaratrite chemisch sehr nahe übereinstimmen, soll die Diskussion über den Chemismus an dieser Stelle gemeinsam erfolgen. Tabelle VI gibt die Projektionswerte nach P. Niggli für die von I. Parga ausgeführten Analysen nach steigendem si geordnet.

Tabelle V.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
a)	66	10,5	49	33	7	,23	,70	6,4	0,6	0,67	-61,5
b)	69	9	55	27,5	8,5	,28	,69	7,7	0,9	0,50	-61
c)	74	12	53	25	10	,28	,68	7,0	0,45	0,48	-68
d)	79	11	54,5	28	6	,23	,68	8,6	0,7	0,51	-45
e)	82	13	50,5	26,5	10	,23	,65	7,5	0,5	0,53	-58
f)	86	14,5	49	27	10	,21	,64	8,7	0,5	0,53	-54

a) Canteras de Arzollar	Analyse Nr. 2 Tab. II
b) Volcán de la Vaqueriza	Analyse Nr. 3 Tab. II
c) Volcán del Naranjo	Analyse Nr. 4 Tab. III
d) Piedrabuena	Analyse Nr. 6 Tab. IV
e) Negrizal de El Retamar	Analyse Nr. 7 Tab. IV
f) Cerrajón de la Puebla	Analyse Nr. 5 Tab. III

Die gewichtsprozentische Zusammensetzung ist aus Tab. III—V zu ersehen. Die Tabelle zeigt, dass es sich bei den analysierten Ankaratriten der Campos de Calatrava um eine sehr homogene Gesellschaft handelt, bei der mit steigendem si al und alk ebenfalls leicht ansteigen, k und mg leicht fallen und c und fm etwa konstant bleiben.

Die aus den sechs Analysen berechnete mittlere Zusammensetzung gibt Tab. VII, ebenso die daraus nach den üblichen Regeln berechnete Norm. Ankaratrite, die dieser mittleren Zusammensetzung entsprechen, könnten leicht in grösserer Zahl namhaft gemacht werden. Es soll jedoch in dieser Hinsicht nur auf die bei den einzelnen Typen gegebenen Vergleichsanalysen hingewiesen werden, von denen einige dem errechneten Mittel recht nahe kommen. Die Norm zeigt 7.51 % Anorthit (der seinen mineralogischen Ausdruck aber nicht findet), fällt somit gut innerhalb der von A. Lacroix für Ankaratrite gegebenen Höchstgrenze von 12 %.

Tabelle VI.

a)		b)		
SiO_2	39,44	an	7,51	
Al_2O_3	10,28	ne	15,90	
Fe_2O_3	4,53	lc	7,85	
FeO	6,05	wo	19,37	di 36,07
MnO	0,17	en	16,70	
MgO	12,25	fo	9,72	
CaO	13,58	cs	2,66	
K_2O	3,53	mt	4,41	
Na_2O	1,72	il	10,03	
H_2O+	1,85	hm	1,44	
H_2O-	0,62	ap	2,02	
TiO_2	5,26	H_2O+	1,85	
P_2O_5	0,80	H_2O-	0,62	
	100,08		100,08	

a) Mittlere Zusammensetzung der sechs von I. Parga analysierten Ankaratrite der Campos de Calatrava.

b) Norm dieser mittleren Zusammensetzung.

Die Projektionswerte nach P. Niggli für dieses Mittel lauten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
76	11,5	52	28	8,5	,24	,68	7,6	0,7	0,54	-58

Diese Werte stimmen sehr nahe überein mit dem von W. C. BRÖGGER (Lit. 5) berechneten Mittel aus 38 Nephelin-Melilithbasalten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
73	13	54	25	8	,21	,63	—	—	0,46	-59

Der niedere Kieselsäuregehalt in Verbindung mit dem relativ hohen Alkali- (vorw. Na-) Gehalt und der dadurch bedingten relativ starken Untersättigung mit SiO_2 stellen die Gesteine an das basische Ende der Natronreihe. Dies kommt auch durch den Vergleich mit einigen Magmentypen nach P. NIGGLI (Lit. 17) zum Ausdruck:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
Mittlere Zusammensetzung der Ankaratrite der Campos de Calatrava:									
	76	11,5	52	28	8,5	,24	,68	0,54	-58
Theralithgabbroides Magma nach P. NIGGLI:									
	90	20	46	23	11	,25	,50	0,50	-54
Jacupirangitisches Magma nach P. NIGGLI:									
	70	7	56	35	2	,30	,55	0,63	-38

NIGGLI stellt denn auch den Ankaratriten der Campos de Calatrava entsprechende Gesteine an das basische Ende seines theralithgabbroiden Magmas. Ein Vergleich mit ultrabasischen Magmen, die im allgemeinen der Kalkalkalireihe zugeordnet werden, zeigt weitere interessante Beziehungen.

Hornblenditisches Magma nach P. NIGGLI:									
	80	15	60	20	5	,25	,65	0,50	-60
Issitisches (Ostraitisches) Magma nach P. NIGGLI:									
	75	14	52	30	4	,20	,50	0,58	-61

Die starken Analogien dieser ultrabasischen Magmen sind nicht weiter verwunderlich, wenn man bedenkt, dass die drei Hauptreihen der Eruptivgesteine nach P. NIGGLI alle nach dem basischen Ende hin konvergieren.

Auch Analysen einzelner Hornblenden zeigen nahe Verwandtschaft zu den Ankaratriten, wie folgende aus Lit. 17 entnommene Beispiele zeigen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
a)	81	12	58	24	6	,30	,96	0,42	-43
b)	79	13	58,5	23	5,5	,24	,80	0,34	-43
c)	77	12,5	55,5	24	8	,25	,51	0,44	-55
d)	76	13	59,5	21	6,5	,38	,07	0,35	-50
e)	70	13,5	58	23	5,5	,48	,53	0,40	-52

a) Hornblende, Greenville Township, Quebec, Canada. S. PENFIELD u. F. C. STANLEY, Am. J. Sc., IVth ser. 23, 1907, p. 49.

b) Hornblende, Edenville, New York. S. PENFIELD u. F. C. STANLEY, ibid., p. 47.
c) Hornblende aus Heumit, Heum, Kristianiagebiet. W. C. BRÖGGER, Eruptivgest. Krist. Geb. 3, 1898, p. 92.
d) Hastingsit aus Nephelinsyenit, Almunge. P. QUENSEL, Bull. geol. Inst. Upsala 12, 1914, p. 148.
e) Hornblende, Mte. Somma. S. PENFIELD u. F. C. STANLEY, l. c., p. 41.

Die Heteromorphie zwischen Ankaratriten und Hornblenditen ist schon lange von A. LACROIX (Lit. 14) betont worden. Die Tiefengesteinsaequivalente der Ankaratrite sind somit zur Hauptsache unter den Hornblenden, sowie unter gewissen Biotit-Hornblende-Augitgesteinen zu suchen, die man nur als Schlieren oder vulkanische Auswürflinge kennt, wie z. B. vom Gmünder Maar in der Eifel. (A. LACROIX, Lit. 15, Vol III, p. 66.) Auch N. L. BOWEN (Lit. 4, Kap. 14) erklärt die Bildung der Ankaratrite durch Absaigerung und Wiederaufschmelzung frühausgeschiedener Hornblende. Dabei wird vorausgesetzt, dass der Hornblende ein inkongruenter Schmelzpunkt zukomme, analog wie dem Augit. Der bei der Wiederaufschmelzung durch Reaktion entstehende Olivin, ev. auch Pyroxen, bildet die Einsprenglinge der Ankaratrite, die bekanntlich immer porphyrisch sind. Die vielfach resorbierten Formen dieser Olivine zeigen, dass dieses Mineral auch mit der beim inkongruenten Schmelzprozess der Hornblende entstehenden Alkali- und Kalk-reichen Schmelze reagieren kann, wobei sich Reaktionsränder von Monticellit bilden können. Der Umstand, dass kalkhaltige Olivine, mit Ausnahme von kontaktmetamorphen Bildungen an Kalksteinen, erst aus Ankaratriten und verwandten Gesteinen bekannt geworden sind, liesse eventuell die Vermutung aufkommen, dass die Bildungsbedingungen hierfür bei der Resorption von Hornblende besonders günstige gewesen seien. Man könnte sich auch vorstellen, dass der Kalkgehalt dadurch in den Olivin gelangt, dass er sich aus den monticellitischen Reaktionsrändern durch Diffusion gleichmässig im Kristall verteilte. Dagegen spricht aber, dass in den w. o. erwähnten Polzeniten der Olivinkern schon Kalk-haltig ist, trotzdem der Monticellitrand darum vollständig scharf absetzt und keine Spur von einem Übergang zu bemerken ist, der auf Diffusion hindeuten würde. Auch wurden in Ankaratriten und verwandten Gesteinen der verschiedensten Provenienzen Olivine mit geringer Doppelbrechung gefunden, die vollständig idiomorph sind und keine Spur von Resorption zeigen.

Die Fasinite (A. LACROIX) von Ambahila am Golf von Ampasindava im Norden von Madagaskar, die H. ROSENBUSCH Bekinkinite genannt und als Tiefenaequivalente der Nephelinbasalte auf-

gefasst hatte, sind reicher an Al_2O_3 und ärmer an MgO als die Ankaratrite, wie folgende zwei Analysen zeigen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
a)	73	16	45	32	7	,26	,52	6,2	2,9	0,71	-55
b)	80	18	46,5	26,5	9	,25	,54	4,6	1,1	0,57	-56

a) Fasinit, Ambahila, Madagascar. Anal. RAOULT } A. LACROIX, Minéralogie de
b) Fasinit, Ambahila, Madagascar. Anal. PISANI } Madagascar II, 1926, p. 645.

Die Fasinite (Bekinkinite ROSENBUSCH) entsprechen somit, wie schon A. LACROIX gezeigt hat, eher nephelinreichen Basaniten und nicht den extrembasischen Ankaratriten.

Dass die Tiefenaequivalente der Ankaratrite auch nicht unter den basischen Gliedern der Urtit-Ijolith-Melteigitserie, also unter den melanokraten Melteigiten zu suchen seien, hat schon W. C. BRÖGGER (Lit. 5, p. 51) ausführlich bewiesen. Dies zeigt auch ein Vergleich mit dem melteigitischen Magma nach P. NIGGLI:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
90	19	32	32	17	,20	,35	1,00	-58

3. MELANOKRATER OLIVINLEUCITIT.

Das unter diesem Namen beschriebene Gestein stammt vom Volcán de Villamayor. Es ist in doppelter Hinsicht bemerkenswert. Einmal ist es unter den vorliegenden Gesteinen der Campos de Calatrava das einzige mit ausgesprochener K-Vormacht, wodurch es aus der Reihe der übrigen herausfällt. Anderseits repräsentiert es chemisch-petrographisch einen Typus basischer Kaligesteine, der sehr selten zu sein scheint, und der bis jetzt in dieser extrembasischen Ausbildung erst einmal beschrieben worden ist, nämlich von Uganda (Lit. 11).

Der Mineralbestand ist der folgende: Augit, Olivin, Biotit, Nephelin, Erz, vermutlich Titanomagnetit. Die Grundmasse wird durch ein dichtes Gefüge von hellgrünem, nichtpleochroitischem Augit gebildet. Seine Grösse ist im Mittel 0.01 × 0.05 mm. Er ist gut idiomorph und leicht tafelig nach (100). $c/n_\gamma = 50^0$ auf (010). In diesem Gefüge eingelagert findet sich der reichlich vorhandene Leucit in kugeligen Individuen von 0.03—0.05 mm Durchmesser. Kleine Einschlüsse von Augit und Erz, mit Tendenz zu kreisförmiger Anordnung sind sehr verbreitet. Auf den ersten Blick erscheint der Leucit isotrop, bei starker Vergrösserung erkennt man jedoch mit dem Gips Rot I. die charakteristische polysynthetische Zwillingslamellierung. Einzelne xenomorphe Kristalle von Nephelin finden sich in dem Augitgefüge eingelagert wie der Leucit. Biotit findet sich

in eigenartiger Ausbildung. Es ist vollständig xenomorph und unregelmässig-fleckig im Schliff verteilt, z. T. bildet er lappige Kränze um die Erzkörner. Er weist gute Spaltbarkeit mit dem Pleochroismus hellbeige-gelbbraun und negativen, fast einachsigen Charakter auf. Das Erz findet sich ziemlich reichlich. In dieser Grundmasse finden sich Einsprenglinge von Olivin, bis 0.1 mm und grösser. Soweit Kristallformen vorhanden sind, scheinen die Pinakoide vorzuherrschen, was rechteckige Querschnitte zur Folge hat. Eine grobe Spaltbarkeit verläuft nach (001), eine feinere nach (010). Iddingsitbildung fehlt. Resorbierte Formen kommen vor, bilden aber die Ausnahme. Die Doppelbrechung wurde wie folgt bestimmt:

$$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}032_7$$
$$n_\gamma - n_\beta = 0{,}016_8 \quad 2\,V_\gamma = 88^0.$$
$$n_\beta - n_\alpha = 0{,}015_9$$

Auch dieser Olivin weist somit eine zu geringe Doppelbrechung auf. Für einen normalen Olivin von ca. 10 % Fayalith, wie er einem $2\,V_\gamma$ von 88° entsprechen würde, sollte $n_\gamma - n_\alpha = 0.0356$ betragen. Es gilt also auch für diesen Olivin das w. o. Gesagte.

Über die chemische Zusammensetzung orientiert Tab. VII resp. VII a. Die Tabellen zeigen, dass das Gestein bei sehr niedrigem Kieselsäuregehalt und starker Untersättigung mit SiO_2 Kalivormacht aufweist, somit an das basische Ende der Kalireihe zu stehen kommt. Von mineralogisch ähnlich zusammengesetzten Kaligesteinen, wie z. B. Olivinleucititen aus den mittel- und süditalienischen Vulkangebieten oder aus S-Celebes (Pic von Maros) unterscheidet es sich durch noch niedrigeren SiO_2- und besonders auch CaO-Gehalt. Es unterscheidet sich demnach in dieser Hinsicht auch von den shonkinitischen und missouritischen Magmentypen, unter welche die meisten dieser Gesteine fallen. Die Kalkarmut, kombiniert mit dem hohen fm nähern es eher dem lamproitischen Magma, welches aber hinwiederum K- und SiO_2-reicher ist.

Tabelle VII.

	8.	a)	b)	c)	d)
SiO_2	42,90	40,47	47,35	45,17	47,32
Al_2O_3	7,34	5,38	5,68	10,02	11,22
Fe_2O_3	5,15	4,03	4,03	3,55	2,91
FeO	5,46	6,47	3,06	5,03	5,81
MnO	0,14	0,13	0,08	0,13	0,11
MgO	20,53	24,84	17,92	19,84	15,96
CaO	9,75	8,06	8,98	8,57	7,11
Na_2O	2,26	0,68	3,41	3,11	1,88

	8.	a)	b)	c)	d)
K_2O	3,43	3,46	2,61	1,61	3,79
H_2O+	0,67	1,11	3,80	1,58	1,71
H_2O-	0,22	0,57	—	0,69	0,31
TiO_2	1,88	3,52	1,45	0,54	0,75
P_2O_5	0,31	0,29	1,96	0,28	0,61
incl.	—	1,17	0,04	0,30	0,40
	100,04	100,18	100,37	100,42	99,89
		-0,05			
		100,13			

8. Melanokrater Olivinleucitit. Volcán de Villamayor, Campos de Calatrava. Anal. I. PARGA.

a) Melanokrater Olivinleucitit. Kichwamba, Uganda. Anal. H. F. HARWOOD in A. HOLMES and H. F. HARWOOD, Q. J. geol. Soc. London 88, 1932, p. 415.

b) Jumillit, Jumilla, Prov. Murcia, Spanien (nicht ganz frisch). Anal. M. DITTRICH in A. OSANN, Rosenbusch-Festschrift, Stuttgart 1906, p. 305.

c) Nephelinbasalt. Bei Blackfoot, Fort Hill Reserv. Idaho, U. S. A. Anal. W. C. WHEELER in E. S. LARSEN, J. Wash. Ac. Sc. 5, 1915, p. 466.

d) Leucit-Absarokit. Sunlight Valley, Yellowstone N. P. U. S. A. Anal. H. N. STOKES in A. HAGUE and T. A. JAGGAR, U. S. G. S. Bull. 168, 1900, p. 97.

Tabelle VII a.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz
8.	73	7,5	67,5	17,5	7,5	,49	,78	2,4	0,2	0,26	-57
a)	66	5	75,5	14,5	5	,77	,81	4,3	0,2	0,19	-54
b)	94	6,5	64	19	10	,34	,83	2,1	1,7	0,30	-35,5
c)	81	10,5	66	16,5	7	,25	,81	0,75	0,2	0,52	-47
d)	96	13,5	62,5	15,5	8,5	,57	,77	1,1	0,5	0,25	-38

Zum Vergleich: Magmentypen nach P. NIGGLI:

Shonkinitisches Magma:										
105	17	46	24	13	,60	,65	—	—	0,52	-47
Missouritisches Magma:										
95	15	41	33	11	,65	,70	—	—	0,80	-49
Pyroxenolithisches Magma:										
80	13	40	43	4	,60	,60	—	—	1,08	-36
Lamproitisches Magma (Typus Murcia):										
140	16	55	13	16	,80	,80	—	—	0,24	-24
Hornblenditisches Magma:										
80	15	60	20	5	,25	,65	—	—	0,33	-40

Ähnlich zusammengesetzte Gesteine sind bis heute nur sehr wenig bekannt geworden. Ausser dem schon erwähnten melanokraten Olivinleucitit von Kichwamba, Uganda (Lit. 11) kommt ihm chemisch ein nicht ganz frischer Jumillit von Jumilla (Prov. Murcia, Spanien) am nächsten. Dieser führt allerdings mehr Biotit, auch Katoforit

und geht in Sanidin führende Typen über. Analyse c) in Tabelle VII zeigt, dass auch Gesteine mit Na-Vormacht, abgesehen vom Alkaliverhältnis, ähnliche Zusammensetzung haben können. Auch diese sind aber selten.

Nach seinem Mineralbestand ist das Gestein als Olivinleucitit, resp. als Biotit führender Olivinleucitit zu bezeichnen, wenn man den alten Namen Leucitbasalt vermeiden will. Da aber die Olivinleucitite, dank der gut studierten mittel- und unteritalienischen Vorkommen, wohl bekannte und gut definierte Typen sind, von denen sich das vorliegende Gestein wohl unterscheidet, so soll es als melanokrater Olivinleucitit bezeichnet werden, umsomehr, als das Gestein von Kichwamba (Uganda), das ihm am nächsten steht, von A. Holmes und H. F. Harwood auch so genannt wurde.

D. Provinzielle Verhältnisse.

1. DIE JUNGVULKANISCHEN GESTEINE DER CAMPOS DE CALATRAVA ALS PETROGRAPHISCHE PROVINZ.

Die soeben eingehend beschriebenen jungvulkanischen Gesteine der Campos de Calatrava bilden eine wohldefinierte petrographische Provinz. Sie ist charakterisiert durch das Überwiegen der basischen Ankaratrite (Olivinnephelinite) mit dem Mineralbestand Nephelin, gew. Augit, Olivin, Erz, Apatit, wozu untergeordnet Biotit, Melilith, Nosean, Perowskit und ?Analcim kommen. Der Olivin ist dabei von anormal geringer Doppelbrechung und CaO-haltig, wenn auch nur in geringem Masse. In geringerer Verbreitung finden sich Olivin-Labradorbasalte mit dem Mineralbestand Olivin, gew. Augit, Olivin, Erz, Apatit. Der geringe normative Nephelingehalt des analysierten Gesteins vom Cabezo Segura stellt dieses an die Grenze der Olivinbasalte gegen die Nephelinbasanite. Nur einmal konstatiert wurde ein melanokrater Olivinleucitit (Volcán de Villamayor) mit dem Mineralbestand Leucit, gewöhnlicher Augit, Olivin (CaO-haltig), Biotit, Erz. Das Auftreten dieses Gesteins deutet auf eine Entwicklungstendenz, die der Provinz als ganzes fremd ist und besondere Beachtung verdient.

2. BEZIEHUNGEN DER PROVINZ DER CAMPOS DE CALATRAVA ZU DEN ÜBRIGEN JUNGVULKANISCHEN PROVINZEN DER IBERISCHEN HALBINSEL.

Die ältern spanischen Autoren, insbesondere Fr. Quiroga und S. Calderón (Lit. 8, dort auch die ältere Literatur) unterscheiden im Gebiet der Iberischen Halbinsel drei vulkanische Zonen, nämlich: 1. eine „zentrale", welche von den Vulkanen der Campos de Cala-

trava über die Nephelinbasalte der Serrania de Cuenca zum Limburgit von Nuévalos in der Provinz Zaragoza streicht, 2. eine „Medi-

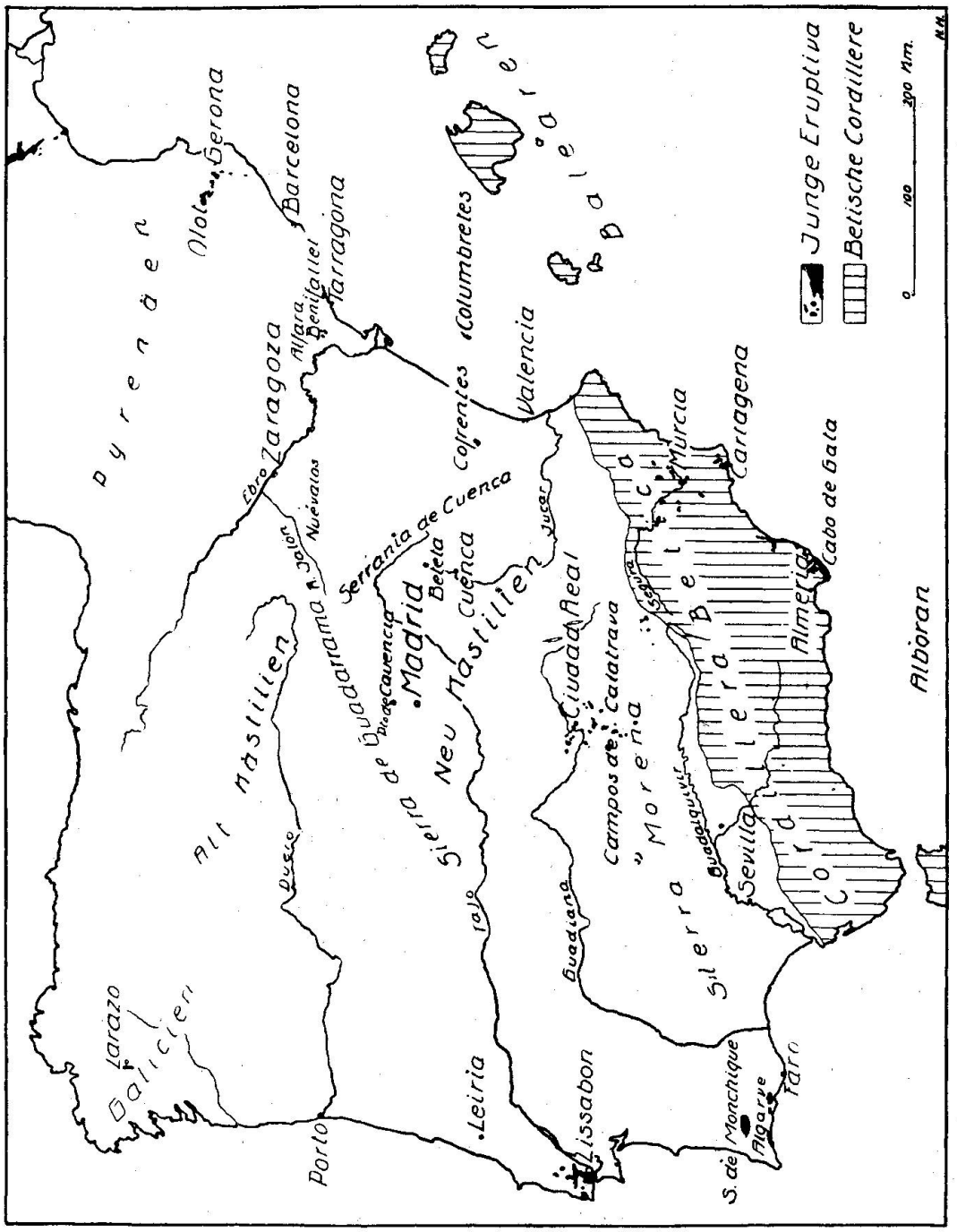

Fig. 1.
Die Verbreitung des jungen Vulkanismus auf der Iberischen Halbinsel (Abgrenzung der Betischen Cordillere nach R. STAUB).

terrane Küstenzone", welche von der Insel Alboran über Cabo de Gata-Cartagena und die Columbretes nach den Balearen und nach

Catalonien (Olot und Gerona) zieht, und 3. die „Atlantische Zone", welche die Basaltgebiete N Lissabon und die vereinzelten kleinen Basaltgänge zwischen Lazaro und Las Cruzes in Galicien umfasst. Auch H. S. WASHINGTON (Lit. 57) scheint sich dieser Einteilung anzuschliessen, wenn er auch schon die Verwandtschaft der Gesteine der Campos de Calatrava mit dem von ihm untersuchten catalonischen betont. Nach dem, was wir heute über die Zusammenhänge von Differentiation und geologisch-tektonischer Stellung wissen (Lit. 16), dürfte es wohl zweckmässiger sein, die jungen Eruptivgesteine der Iberischen Halbinsel auf Grund ihrer Stellung zum alpinen Orogen der Betischen Cordillere in nur zwei Zonen einzuteilen, nämlich in eine erste, die die Vorkommen innerhalb des Orogens umfasst, und in eine zweite, das Vorland betreffende. (Siehe Karte Fig. 1.) Zur ersten Gruppe gehören die vorpliocänen und pliocänen Ergussgesteine der Insel Alboran, des Gebietes am Cabo de Gata und von Cartagena, sowie von Murcia. F. BECKE (Lit. 58), A. OSANN (Lit. 60-62) und E. JÉRÉMINE und P. FALLOT (Lit. 59) haben sie zuletzt beschrieben. Auf Alboran sind basische Hypersthenandesite, am Cabo de Gata und bei Cartagena Glimmer-Hornblendeandesite und Dacite, sowie etwas jüngere Hypersthen-Augitandesite und Liparite entwickelt. Ihre chemische Untersuchung ist leider noch keine genügende, wenn sie auch erkennen lässt, dass es sich um eine pazifische Provinz mit mediterranem Einschlag handelt und dass in der Richtung nach N der Kaligehalt zuzunehmen scheint. Dabei treten in den Gebieten von Vera, Fortuna und Jumilla jene eigenartigen K- und Mg-reichen Gesteine auf, die A. OSANN (Lit. 62) als „Lamprophyrische Ergussgesteine" zusammengefasst hat (Verit, Fortunit, Jumillit). Die provinziellen Verhältnisse dieser Regionen sind schon von P. NIGGLI (Lit. 16) eingehend diskutiert worden, weshalb ein weiteres Eingehen darauf an dieser Stelle nicht notwendig ist. Die weiter oben erwähnten Gesteine der Balearen sind nach den Untersuchungen von P. FALLOT triadischen Alters und fallen daher hier ausser Betracht.

Auf ein bedeutend grösseres Gebiet zerstreut sind die jungen Eruptiva des Vorlandes der Betischen Cordillere. Sie umfassen im W das Gebiet von Lissabon und dessen nördliche Fortsetzung bis in die Gegend von Leiria (Karte Lit. 66). Das Alter liess sich hier als post-Turon und ante-Miocän festlegen. Weiter im S liegt das reichdifferenzierte Nephelinsyenitmassiv der Serra de Monchique und die Küstenprovinz Algarve mit ihren zahlreichen Vorkommen basischer Gang- und Ergussgesteine. Das geologische Alter der Serra de Monchique lässt sich nicht sicher feststellen, da das Massiv nur

mit karbonischen Schichten in Kontakt kommt. Es wird aber neuerdings als postkretazisch angesehen, wozu u. a. die Analogie seiner basischen Gesteine mit solchen der Algarve Anlass gibt, wo die Eruptionen sicher als helvetisch und posthelvetisch bestimmt werden konnten. Die Kenntnis der portugiesischen Gebiete verdankt man vor allem F. PEREIRA DE SOUSA (Lit. 39—46). Nach E zu folgen einige nicht näher bekannte Vorkommen in der Sierra Morena, N Fuenteovejuna (bei Blasquez), die zum Gebiet der Campos de Calatrava überleiten. Im SW dieser Lokalität liegt ein ebenfalls nicht näher bekanntes Gebiet am Oberlauf des R. Guadalimar, einem Quellfluss des Guadalquivir. Im NW folgen mehrere verstreute kleine jungeruptive Vorkommen, von denen z. B. dasjenige von Beteta (Olivinnephelinit) in der Serrania de Cuenca (Lit. 51) und dasjenige vom Nuévalos (Limburgit) in der Provinz Zaragoza (Lit. 52) näher bekannt sind. Dazu kommen noch die weniger bekannten Vorkommen von Puerto de Cauencia in der Sierra de Guadarrama (Olivinnephelinit, Lit. 47), sowie von Cofrentes und Cerro de Agrás in der Provinz Valencia (Lit. 48 und 49) und von Alfara und Benifallet in der Provinz Tarragona. Die letztern sind nach SAN MIGUEL DE LA CÂMARA (Lit. 56) Olivin-Feldspatbasalte. Ganz im W liegen die zur Hauptsache mittelquartären bis recenten catalonischen Vulkane bei Olot und Gerona (Lit. 54, 55, 57) und die wahrscheinlich vorpliocäne vulkanische Inselgruppe der Columbretes (Lit. 53). Die Vulkane von Olot und Gerona lieferten nach der Beschreibung und nach den chemischen Analysen von H. S. WASHINGTON (Lit. 57) Olivin-Plagioklasbasalte und Olivinnephelinite (Ankaratrite), die denen der Campos de Calatrava sehr ähnlich sein müssen. Die Gesteine der Columbretes zeigen einen eigenartigen Übergangstypus zu pazifischen Magmen, wie sich aus den Untersuchungen von F. BECKE (Lit. 53) trotz der zum Teil nicht einwandfreien Analysen ergibt. Diese kann man auch, wie dies von P. NIGGLI in Lit. 16 geschehen ist, der hypothetischen atlantischen Provinz der westmediterranen Innensenke zuordnen, da über den Verlauf der Verbindung der Betischen Cordillere mit den Westalpen immer noch Meinungsverschiedenheiten bestehen. Die galicischen Basalte bei Larazo (Lit. 50) sind die am weitesten nach N vorgeschobenen Glieder dieser Vorlandsprovinz.

Alle diese im Vorland der Betischen Cordillere gelegenen jungvulkanischen Vorkommen bilden zusammen eine, soweit sich heute übersehen lässt, ziemlich einheitliche atlantische Provinz, die im Prinzip mit der grossen, von Frankreich über Deutschland bis nach

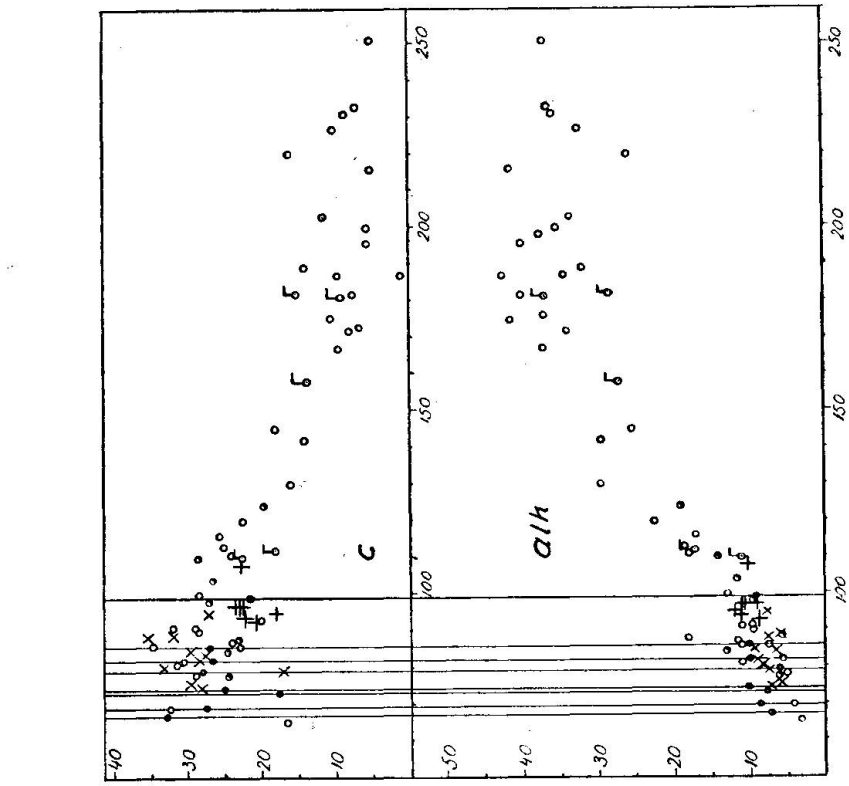

Fig. 2.
Differentiationsdiagramm der Iberischen Vorlandsprovinz.

Böhmen sich erstreckenden jungeruptiven Provinz des alpinen Vorlandes zu vergleichen ist. Dabei ist allerdings zu bemerken, dass die letztere bedeutend differenzierter und reichhaltiger an Gesteinstypen zu sein scheint als diejenige der Iberischen Halbinsel. Diese Verhältnisse mögen sich mit zunehmender Kenntnis der letztern noch etwas verschieben, wenn auch heute schon gesagt werden kann, dass die Mannigfaltigkeit der alpinen Vorlandsprovinz (man denke z. B. an Auvergne, Kaiserstuhl, Rhön, Laachersee, Siebengebirge, Böhmisches Mittelgebirge, etc.) nie erreicht werden wird. Die im Vergleich

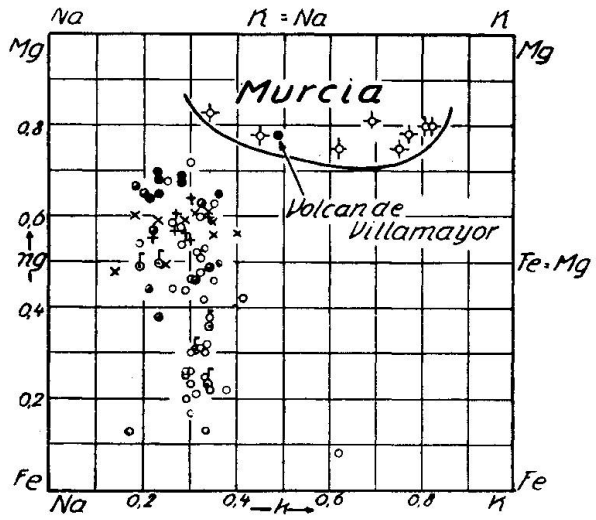

Fig. 3.
k-mg-Diagramm der Iberischen Vorlandsprovinz einschließlich der extrem mediterranen Provinz von Murcia. (Zeichenerklärung siehe Fig. 2.)

zu der Betischen Cordillere viel intensiveren tektonischen Umwälzungen der Alpen scheinen auch einen viel intensiveren und reicher differenzierten Vorlandsvulkanismus im Gefolge gehabt zu haben.

Zur chemischen Charakterisierung der Iberischen Vorlandsprovinz stehen heute 75 gute chemische Gesteinsanalysen zur Verfügung, also bedeutend mehr als für die orogene Zone selbst. Sie verteilen sich, wie folgt, auf die einzelnen Teilgebiete: Lissabon und benachbarte Gebiete: 7 (aus Lit. 41 und 45), Serra de Monchique: 38 (aus Lit. 40, 42, 44), Algarve: 10 (aus Lit. 43, 45, 46), Campos de Calatrava: 8 (in dieser Arbeit gegeben), Columbretes: 5 (aus Lit. 53), Catalonien: 7 (aus Lit. 57). Entwirft man ein Differentiationsdiagramm nach P. Niggli, wie es Fig. 2 zeigt, so ergibt sich, dass die Iberische Vorlandsprovinz, soweit der Chemismus ihrer Gesteine bekannt ist, in der Tat von sehr einheitlichem Charakter ist. Im Besondern ordnen sich die al-, fm-, c- und alk-Werte der hier

untersuchten Gesteine der Campos de Calatrava glatt in die entsprechenden Punktfelder ein. Einzig die Gesteine der Columbretes und einige Gesteine der Serra de Monchique zeigen mit geringerem alk und al, sowie höherem c z. T. ein Hinneigen zur pazifischen Tendenz. Für die Columbretes ist dieser Umstand schon von P. Niggli in Lit. 16 diskutiert worden, und es ist in diesem Zusammenhang interessant zu sehen, dass die gleiche Erscheinung auch im W der Provinz, in der Serra de Monchique auftritt. Auch im k-mg-Diagramm zeigt die Provinz ein sehr einheitliches Bild (Fig. 3). Die Gesteine der Campos de Calatrava ordnen sich auch hier gut in das Punktfeld ein, allerdings mit Ausnahme des melanokraten Olivin-Leucitis vom Volcán de Villamayor. Die hohen k- und mg-Werte dieses Gesteins lassen es vollständig ausserhalb des Feldes der Iberischen Vorlandsprovinz fallen. Es fällt jedoch sehr gut innerhalb des Feldes der vergleichshalber ebenfalls eingezeichneten lamproitischen Gesteine von Murcia. Das zuerst kaum erklärlich scheinende Auftreten eines basischen Kaligesteins innerhalb der sonst sehr einheitlichen und streng atlantischen Provinz der Campos de Calatrava findet somit eine Erklärung, wenn man die Provinz nicht losgelöst für sich allein betrachtet, sondern im Rahmen der gesamten jungvulkanischen Tätigkeit der Iberischen Halbinsel. Das Gestein vom Volcán de Villamayor bildet ein Verbindungsglied zwischen den beiden Provinzen oder einen Ausleger der Provinz von Murcia nach NW, wobei die Tendenz zur K-Anreicherung, die man sich nach N. L. Bowen in einer mit der frühen Hornblendeanreicherung gleichzeitigen Biotitanreicherung vorzustellen hat, offenbar nicht so ausgeprägt zu sein scheint, wie weiter im SE. In diesem Zusammenhang wäre es sehr interessant, mehr über die jungen Eruptivgesteine des w. o. erwähnten Gebietes am Oberlauf des R. Guadalimar zu wissen, das gerade halbwegs zwischen der extrem mediterranen Provinz von Murcia und derjenigen der Campos de Calatrava liegt. Es wäre nicht ausgeschlossen, dass diese einen interessanten Übergangscharakter zeigten. Auf den spanischen geologischen Karten sind sie als „Basalte" angegeben, näheres ist leider nicht bekannt.

LITERATUR.

1. Allgemeines.

1. Berek, M.: Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin, Bornträger, 1924.
2. Bowen, N. L.: Preliminary Note on Monticellit-Alnoite from Isle Cadieux, Quebec. J. Wash. Ac. Sc. 11, 1921, p. 278.

3. — Genetic features of alnoitic rocks. at Isle Cadieux, Quebec. Am. J. Sc. 53, 1922, p. 1.
4. — The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton 1928.
5. Brögger, W. C.: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Vid. Selsk. Skr., I. Mat. Naturv. Kl. 1920, Nr. 9.
6. Burri, C., und Huber, H.: Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin (Upper Burma). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12, 1932, p. 286.
7. Burri, C.: Über Olivine aus basischen Alkaligesteinen. Verh. Schweiz. naturf. Ges. Thun 1932, p. 347.
8. Calderón, S.: Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 5, 1905, p. 335.
9. Duparc, L., et Pearce, F.: Traité de Téchnique Minéralogique et Pétrographique. I. Les Méthodes Optiques. Leipzig 1907.
10. Ferguson, J. B., and Merwin, H. E.: The ternary system CaO-MgO-SiO_2. Am. J. Sc. 48, 1919, p. 81.
11. Holmes, A., and Harwood, H. F.: Petrology of the volcanic fields east of Ruwenzori, Uganda. Q. J. geol. Soc. London 88, 1932, p. 370.
12. Lacroix, A.: Sur le diagnostic des zéolithes en l'absence de formes cristallines déterminables. Bull. Soc. Min. Fr. 8, 1885, p. 321.
13. — La constitution des roches volcaniques de l'extrême Nord de Madagascar et de Nosy Bé; les Ankaratrites de Madagascar en général. C. R. Ac. Sc. Paris 163, 1916, p. 253.
14. — Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives nonfeldspatique qui les accompagnent, ibid. 163, 1916, p. 253.
15. — Minéralogie de Madagascar II, Paris 1922 und III, ibid., 1923.
16. Niggli, P.: Der Taveyannazsanstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 2, 1922, p. 169.
17. — Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin, Bornträger, 1923.
18. — Homogeneous equilibra in magmatic melts and their bearing on the processes of igneous rock formation. Trans. Farad. Soc. 20, pt. 3, 1925.
19. Penfield, S. N., und Forbes, E. H.: Über den Fayalith von Rockport, Mass. und über die optischen Eigenschaften der Chrysolith-Fayalithgruppe und des Monticellits. Z. Krist. 26, 1896, p. 143.
20. Piazza, M.: Forsterite dei Proietti Sabatini. Per. Min. 3, 1932, p. 167.
21. Rittmann, A.: Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithtisches. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, 1929, p. 1.
22. Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine II. 2. Ergussgesteine. 4. Aufl. Stuttgart 1908.
23. — Elemente der Gesteinslehre. 4. Aufl. von A. Osann. Stuttgart 1923.
24. Scheumann, K. H.: Petrographische Untersuchung an Gesteinen des Polzengebietes in Nordböhmen. Abh. Math.-Phys. Kl. Sächs. Ak. Wiss. 32, 1913, p. 607.
25. — Zur Genese alkalisch-lamprophyrischer Ganggesteine. C.-B. f. Min. etc. 1922, p. 495 u. 521.
26. Staub, R.: Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Kte. d. Schw., N. F. 52. Bern 1924.

27. — Gedanken zur Tektonik Spaniens. Viertelj.-Schr. Natf. Ges. Zürich 71, 1926, p. 196.
28. WINCHELL, A. N.: Elements of optical Mineralogy. Pt. II. New York 1927.

2. Campos de Calatrava.

29. CALDERÓN, S.: Catalogo razonado de las rocas eruptivas de la provincia de Ciudad Real. Bol. Com. Mapa Geol. 10, 1883, p. 165.
30. — Rocas eruptivas de Almadén. An. Soc. Esp. Hist. Nat. 13, 1884, p. 227.
31. GONZALEZ REGUERAL, J. R.: Estudio microscópico de algunas rocas basálticas de Ciudad Real. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 20, 1920, p. 184.
32. HERNANDEZ-PACHECO, EDUARDO: El yacimiento de mamiferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo cincuentenario. Madrid 1921, p. 98.
33. — Les volcans de la région centrale de l'Espagne. Bull. Volc. 4, 1927, p. 267.
34. HERNANDEZ-PACHECO, FRANCISCO: Estudio de la región volcánica central de España. Mem. Ac. Cienc. exact. fis. y nat. 3. Madrid 1932.
35. LA ROSA, A. DE, ALVARADO, A. DE, y HERNANDEZ-PACHECO, FR.: Memoria explicativa de la Hoja de Almodóvar del Campo. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid 1928.
36. — Memoria explicativa de la Hoja de Mestanza, ibid., 1929.
37. — Memoria explicativa de la Hoja de Ciudad Real., ibid., 1932.
38. QUIROGA Y RODRIGUEZ, FR.: Estudio micrografico de algunos basaltos de Ciudad Real. An. Soc. Esp. Hist. Nat. 9, 1880, p. 161.

3. Lissabon, Serra de Monchique, Algarve.

39. KAISER, E.: Der Eläolithsyenitlakkolith der Serra de Monchique im südlichen Portugal. N. J. f. Min. etc., B. B. 39, 1914, p. 225.
40. KRAATZ-KOSCHLAU, K. v., und HAKMAN, V.: Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Kontaktgesteine. Tsch. Mitt. 16, 1897, p. 197.
41. LACROIX, L.: La systématique des roches grenues à plagioclase et feldspatoides. C. R. Ac. Sc. Paris 170, 1920, p. 20.
42. PEREIRA DE SOUSA, F. L.: Sur les roches basiques du massif de syénite néphélinique de la Serra de Monchique et de ses alentours (Algarve). C. R. Ac. Sc. Paris 175, 1922, p. 698.
43. — Sur les roches éruptives de la bordure mésozoique et cainozoique de l'Algarve et leur âge géologique, ibid. 175, 1922, p. 822.
44. — La Serra de Monchique. Bull. Soc. géol. Fr., IV. sér. 26, 1926, p. 321.
45. — Sur les Basaltes du Portugal. C. R. Ac. Sc. Paris 185, 1927, p. 546.
46. — Sur les roches éruptives de la partie occidentale de l'Algarve (Portugal), ibid. 191, 1930, p. 59.

4. Galicien, Sierra de Guadarrama, Serrania de Cuenca, Prov. Valencia.

47. FERNANDEZ-NAVARRO, L.: Sur la découverte d'un pointement basaltique dans la Sierra de Guadarrama. C. R. Ac. Sc. Paris 162, 1916, p. 252.
48. — Ejemplares de basalto del Cerro de Agrás (Valencia). Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 7, 1907, p. 80.
49. — Excursión al volcán de Cofrentes (Valencia), ibid. 7, 1907, p. 368.

50. MACPHERSON, J.: Apuntes petrográficos de Galicia. An. Soc. Esp. Hist. Nat. 10, 1881, p. 84.
51. QUIROGA Y RODRIGUEZ, FR.: Noticias Petrográficas. Basaltos de la Serrania de Cuenca, ibid. 16, 1887, p. 209.
52. — La Limburgita de Nuévalos, ibid. 13, 1884, p. 75.

5. Catalonien und Columbretes.

53. BECKE, F.: Gesteine der Columbretes. Tsch. Mitt. 16, 1897, p. 155 u. 308.
54. CALDERÓN, S., CAZURRO, M., y FERNANDEZ-NAVARRO, L.: Formaciones volcanicas de la Provincia de Gerona. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 4, 1907, p. 160.
55. SAN MIGUEL DE LA CÂMARA, M.: Bibliografia de la región volcánica de la Provincia de Gerona. Bull. volc. 4, 1927, p. 293.
56. — Nota petrográfica sobre algunas rocas de la Provincia de Tarragona. Mem. R. Ac. cienc. y art. Barcelona 18, 1924, p. 333.
57. WASHINGTON, H. S.: The Catalan Volcanoes and their rocks. Am. J. Soc. 24, 1907, p. 217.

6. Alboran, Cabo de Gata, Murcia.

58. BECKE, F.: Der Hypersthenandesit der Insel Alboran. Tsch. Mitt. 18, 1899, p. 527.
59. JÉRÉMINE, E., et FALLOT, P.: Sur la présence d'une variété de Jumillite aux environs de Calasparra (Province de Murcie). C. R. Ac. Sc. Paris 188, 1928, p. 801.
60. OSANN, A.: Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata (Prov. Almeria). Z. d. d. g. G. 41, 1889, p. 289.
61. — Über den Cordierit führenden Andesit von Hoyazo (Cabo de Gata), ibid. 40, 1888, p. 694.
62. — Über einige Alkaligesteine aus Spanien. Rosenbusch-Festschrift, Stuttgart 1906, p. 263.

Geologische Karten.

63. MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA 1: 50 000. Blätter 810 (ALMODÓVAR DEL CAMPO), 836 (MESTANZA), 784 (CIUDAD REAL). Madrid, Istituto Geológico y Minero de España 1928, 1929, 1931.
64. MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA 1: 1 500 000, Madrid 1919.
65. STAUB, R.: Strukturkarte von Spanien. Zürich 1926, in Lit. 27.
66. CHOFFAT, P.: Esquisse de la Carte géologique de la région éruptive au Nord du Tage 1: 96 000. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève 39, 1924, Pl. 9.
67. DELGADO, J. F. N. e CHOFFAT, P.: Carta Geologica de Portugal 1: 500 000. Lisboa 1899.

Eine geologische Karte der vulkanischen Bildungen der Campos de Calatrava in 1: 25 000 befindet sich bei FR. HERNANDEZ-PACHECO in Lit. 34.

Zürich, Dezember 1932. Mineralogisch-Petrographisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule.

Eingegangen: 30. Januar 1932.