

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 42 (1962)
Heft: 1

Artikel: Zur Petrochemie des Roccamonfina-Vulkans (Prov. Caserta, Italien)
Autor: Arévalo Carretero, Pilar / Burri, Conrad / Weibel, Max
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-32673>

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: 27.01.2026

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

Zur Petrochemie des Roccamonfina-Vulkans (Prov. Caserta, Italien)¹⁾

Von *Pilar Arévalo Carretero*²⁾, *Conrad Burri*³⁾ und *Max Weibel*³⁾

Mit 3 Textfiguren

Zusammenfassung

Es werden 14 neue chemische Analysen von Gesteinen des Roccamonfina-Vulkans mit kurzer Dünnschliffbeschreibung gegeben und die petrochemischen Verhältnisse des Vulkans an Hand aller als zuverlässig erscheinenden Analysen diskutiert. Auf Grund der Silifizierungsverhältnisse lassen sich drei verschiedene Serien unterscheiden. Eine älteste, niedrigstsilifizierte lieferte die Leucitgesteine des grossen Somma-Vulkans, eine etwas höher silifizierte, aber immer noch unter-sättigte bildete wahrscheinlich den Abschluss dieser Periode. Eine dritte, an SiO_2 schwach übersättigte, trachyandesitisch-trachybasaltische lieferte das Material für die Zentraleruption des Monte S. Croce-Monte Láttani. Es wird angenommen, dass sich die beiden ersten Serien aus dem trachybasaltischen Stammagma der tyrrhenischen Region durch Karbonatgesteinssyntexis mit nachfolgender Differ-entiation bildeten, während die Zentraleruption ein Nachdringen von schwach differenziertem, nicht desilifiziertem Stammagma darstellt.

Summary

New chemical analyses together with short descriptions of 14 selected rock specimens of the Roccamonfina are given and the petrochemical characteristics of this volcano are discussed, account being taken of all reliable chemical data available. Three rock series differing in their degree of silication are distinguished. The oldest, of lowest silication, comprises the leucite rocks of the great somma vulcano. The second, showing a slightly higher silication, but still undersaturated, seems to close this period of activity. The following central eruption of Monte S. Croce-Monte Láttani is made up of the slightly oversaturated trachyandesitic to trachybasaltic lavas of the third series. It is assumed that the first two series

¹⁾ Die Untersuchungen wurden mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung durchgeführt.

²⁾ Instituto de Edafología y Fisiología vegetal CSIC Madrid.

³⁾ Institut für Kristallographie und Petrographie ETH Zürich.

resulted from the primary tyrrhenian magma, which is known to be of trachy-basaltic composition, by carbonate syntexis followed by normal gravitative differentiation, whereas the oversaturated rocks of the third series represent a late rise of slightly differentiated but not desilicated melts.

Inhalt

A. Einleitung	238
B. Der Roccamonfina-Vulkan	241
a) Allgemeines.	241
b) Der Bau des Vulkans	242
C. Der Chemismus der Roccamonfina-Gesteine	243
a) Die chemische Zusammensetzung	243
b) Kurze Beschreibung der neu analysierten Gesteine	244
c) Die Silifizierungsverhältnisse	253
d) Gesteinschemismus und Mineralbestand	259
D. Die Magmenentwicklung des Roccamonfina-Vulkans	265
E. Literatur	267

A. Einleitung

Im Quartär erfolgten längs des tyrrhenischen Innenrandes des Apennins bedeutende vulkanische Eruptionen, wobei die geförderten Magmen auf Brüchen aufdrangen, welche sich im Zusammenhang mit dem Einbruch der Tyrrhenis seit dem Jungtertiär herausgebildet hatten. Es lassen sich zwei derartige Bruchsysteme unterscheiden, ein sogenanntes „apenninisches“, welches parallel zum Streichen dieses Gebirges verläuft, und ein sogenanntes „tyrrhenisches“, ungefähr normal hierzu. In bezug auf die Apenninenfaltung ist der Vulkanismus als final zu bezeichnen. Für den quartären Vulkanismus am Innenrande des Apennins lassen sich zwei petrographische Provinzen unterscheiden, welche als die „Romanische“ und die „Campanische“ bezeichnet werden können (BURRI, 1948, 1961). Beide gehören eindeutig dem mediterranen Typus an, zeigen jedoch charakteristische individuelle Züge, welche die Aufteilung rechtfertigen. Auch räumlich erscheinen sie getrennt, indem auf der Höhe des Golfes von Gaeta eine deutliche Lücke in den vulkanischen Bildungen auftritt.

Die romanische Provinz umfasst die ineinander verschmelzenden Vulkangebiete der Monti Volsini (um den See von Bolsena), der Monti Cimini (um den See von Vico), die Regione Sabazia (um den See von

Bracciano) und im SE des Tibers das Albaner Gebirge (Vulcano Laziale) sowie, in der Fortsetzung der Zone gelegen, die isolierten, kleineren Vorkommnisse der Colli Ernici bei Frosinone. Die campanische Provinz umfasst den Vulkan der Roccamonfina (Regione Aurunca) zwischen Garigliano und Volturno sowie die klassischen Vulkangebiete des Golfes von Neapel: Phlegräische Felder und Inseln (Ischia, Vivara und Procida), den Vesbischen Vulkan (Somma-Vesuv) sowie die Ponza-Inseln (Isole Pontine oder Ponziane), die letzteren jedoch nur mit Ausnahme der rhyolithischen Bildungen. Diese werden mit den quartären toskanischen Vulkaniten und denjenigen der Äolischen Inseln nicht dem finalen, sondern dem subsequenten Vulkanismus der Apenninenfaltung zugeordnet (BURRI, 1961).

In bezug auf das trachydoleritische Stammagma lassen sich sowohl für die romanische wie für die campanische Provinz zwei Entwicklungstendenzen erkennen. Die eine wird durch die Prozesse einer normalen gravitativen Kristallisationsdifferentiation beherrscht und führt von Trachydolerit über Trachyandesit zu Trachyten oder, bei pneumatolytischer Alkalianreicherung, lokal auch zu Phonolithen. Für die zweite Tendenz waren offenbar weiträumig sich auswirkende Desilifizierungsprozesse wirksam, welche zur Bildung niedrigsilifizierter, leucitreicher Laven führten, wie sie für diese Gebiete teilweise charakteristisch sind. Für den Vesbischen Vulkan, für welchen die Verhältnisse besonders einfach und günstig liegen, liess sich zeigen, dass die Desilifikation der geförderten Magmen im Laufe seiner Tätigkeit progressiv erfolgte und dass als deren Ursache die Syntexis mesozoischer Karbonatgesteine, welche das Herddach bilden, anzunehmen ist (RITTMANN, 1932, 1933).

Für die romanische Provinz liegen die Verhältnisse bedeutend komplizierter. Im Gegensatz zum Vesbischen Vulkan müssen hier eine Vielzahl von mehr oder weniger voneinander unabhängiger Magmenkammern angenommen werden, deren Produkte, ebenfalls im Gegensatz zum Vesbischen Vulkan, in einer Vielzahl von Förderkanälen aufdrängen. Da angenommen werden muss, dass die Desilifikations- und Differentiationsprozesse in den einzelnen Magmenherden prinzipiell zwar analog verliefen, in ihrem Entwicklungsstadium im Zeitpunkt der Eruption jedoch verschieden weit fortgeschritten waren, sind die Verhältnisse wesentlich komplizierter. Es kann gar nicht erwartet werden, dass sich für die Produkte eines derartig gebauten Vulkankomplexes eine mit der zeitlichen Folge der geförderten Produkte einsinnig ablaufende Desilifizierung konstatieren lässt, um so weniger als die Chronologie und Stratigraphie der geförderten Massen oft kaum mit Sicherheit erkannt werden

kann. Die Analogie der Produkte in bezug auf Mineralbestand und Chemismus sowie die seriale Variation, die Variationsbreite und der Silifizierungsgrad, zusammen mit den als Auswürflingen vorhandenen metamorphen Karbonatgesteinen, dürften jedoch hinreichende Argumente liefern, um auch die Entstehung der Leucitgesteine der romanischen Provinz, wie der campanischen ausserhalb des Vesbischen Vulkans, auf die für diesen konstatierte Art und Weise zu deuten.

Das gegenseitige Verhältnis der beiden Serien, der normaldifferenzierten und der desilifizierten und nachträglich differenzierten, welche einfach als höher- und niedriger silifizierte unterschieden werden können, ist für die beiden Provinzen in räumlicher und zeitlicher Hinsicht (sog. laterale und temporale Dispersion nach P. NIGGLI, 1923) deutlich verschieden. Diese Unterschiede sind so charakteristisch, dass sie direkt benützt werden können, um die romanische und die campanische Provinz in Subprovinzen aufzuteilen.

Für die romanische Provinz kann diese Gliederung wie folgt vorgenommen werden:

- a) Vulsinische Subprovinz: Neben Leucitgesteinen treten grössere Mengen von Laven der höher silifizierten Serie auf (u. a. die von hier benannten trachyandesitischen Vulsinite). Sie sind zum Teil deutlich älteste Bildungen, kehren aber auch als sehr junge und wohl jüngste wieder, wie zum Beispiel im Lavastrom der Selva del Lamone.
- b) Ciminische Subprovinz: Hier liegt ein zusammengesetzter Vulkan vor. Der ältere, sogenannte Ciminische Vulkan förderte Laven der höher silifizierten Serie (worunter die von hier so benannten trachybasaltischen Ciminite), während diejenigen des zentralen, jüngeren, sogenannten Vico-Vulkans der niedriger silifizierten Serie angehören.
- c) Sabatinische Subprovinz: Hier gehören nur die relativ spärlichen ersten Bildungen der höher silifizierten Serie an, während die Hauptmasse der Eruptionen, welche aus einer Vielzahl von Kratern erfolgten, niedrig silifizierte Leucitgesteine lieferte.
- d) Albanische Subprovinz (Vulcano Laziale): Es sind nur Laven und Auswürflinge der niedriger silifizierten Serie vorhanden. Die Desilifizierung ist teilweise sehr bedeutend.
- e) Herniker Subprovinz (Colli Ernici): Soweit bekannt ist, sind beide Serien vertreten.

Zusammenfassend lässt sich somit feststellen, dass in der romanischen Provinz beide Serien vertreten sind. In räumlicher (lateraler) Hinsicht lässt sich eine Zunahme der Bedeutung der niedriger silifizierten Serie

von NW nach SE konstatieren. In zeitlicher (temporaler) Beziehung ergibt sich, dass die höher silifizierte Serie, wo sie auftritt, vielfach die ältere ist (vulsinische, ciminische und sabatinische Subprovinzen), dass ihr jedoch auch jüngste Nachschübe angehören, wie zum Beispiel in der vulsinischen Subprovinz.

Während somit in den Subprovinzen der romanischen Provinz entweder Gesteine beider Serien miteinander auftreten oder, wie in der albanischen Subprovinz, ausschliesslich solche der niedriger silifizierten Serie bekannt sind, fehlen Subprovinzen, welche ausschliesslich solche der höher silifizierten Serie aufweisen. Dieser Fall findet sich jedoch in der campanischen Provinz verwirklicht, für welche die Ausscheidung der Subprovinzen nach A. RITTMANN wie folgt vorgenommen werden kann:

- a) Aurunkische Subprovinz (Roccamonfina): Ein grosser Somma-Ring wird durch Bildungen der niedriger silifizierten Serie aufgebaut. In seinem Innern bildete sich in einer jüngeren Phase der Zentralkegel des Monte S. Croce-Monte Láttani mit Laven der höher silifizierten Serie, welcher eventuell auch einige jüngste Nachschübe in Form von Adventivkratern auf den Flanken des Ringvulkans angehören.
- b) Phlegräo-ischitanische Subprovinz: Die höher silifizierte Serie dominiert absolut. Gesteine niedriger Silifizierung finden sich nur ganz sporadisch als Auswürflinge einiger Vulkane der Campi Flegrei. Die lokal als jüngste Nachschübe auf Ischia vorhandenen Phonolithe sind durch pneumatolytische Differentiation bedingt (RITTMANN, 1948).
- c) Vesbische Subprovinz: Der Vesbische Vulkan bietet, wie schon erwähnt, das klassische Beispiel für eine progressive Desilifikation. Die Hauptlaven variieren von Alkalitrachyt der Ur-Somma, welcher den phlegräischen Trachyten der höher silifizierten Serie entspricht, über zunehmend niedriger silifizierte Orvietite, Ottajanite und Vicoite bis zu den leucitreichen Vesuviten des heutigen Vesuvs.

B. Der Roccamonfina-Vulkan

a) Allgemeines

Von den Subprovinzen der campanischen Provinz ist die aurunkische heute weitaus am schlechtesten bekannt. Seit der 1922 erschienenen, für ihre Zeit ausgezeichneten Bearbeitung durch U. PANICHI ist nur eine sich mit einem basischen Nachschub von Fontana Cerchiara beschäftigende Arbeit (H. SEIFERT, 1942) erschienen. Dies mag einigermassen

verwundern angesichts der Tatsache, dass die Leucitgesteine von Li Pàoli zwischen den beiden Weltkriegen in grossem Massstabe zur Ton-erde- und Kaligewinnung abgebaut wurden, wie durch die Ruinen der Aufbereitungsanlagen nördlich dieser Lokalität bezeugt wird. Da H. SEIFERT die Unzulänglichkeit der älteren Analyse des Trachydolerites von La Cerchiara⁴⁾ nachweisen konnte sowie angesichts des Umstandes, dass die chemischen Verhältnisse dieses interessanten Vulkans überhaupt nur ungenügend bekannt sind, was einen näheren Vergleich mit den benachbarten Vulkangebieten der romanischen und der campanischen Provinz sehr erschwert, bestand schon seit längerer Zeit die Absicht, diese Lücke in unseren Kenntnissen hinsichtlich des Chemismus der italienischen Vulkane auszufüllen. Hierzu stand in erster Linie eine Serie von Handstücken zur Verfügung, welche seinerzeit durch A. RITTMANN gesammelt wurde und welche kurz vor Ausbruch des zweiten Weltkrieges mit den übrigen Sammlungen des Vulkaninstitutes Immanuel Friedlaender nach Zürich gelangte, wo sie im Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidgenössischen Technischen Hochschule aufbewahrt wird. Sie wurde ergänzt durch weitere Aufsammlungen, welche der eine von uns (C. B.) im Herbst 1960 an Ort und Stelle anlässlich einer gemeinsam mit G. SCHLAVINATO (Milano) durchgeführten Exkursion machte. Auch dieses Material befindet sich heute im Zürcher Institut.

b) Der Bau des Vulkans

Der Roccamonfina-Vulkan stellt ein Schulbeispiel eines zusammengesetzten Vulkans dar. Er besteht aus einem ringförmigen Somma-Wall, in dessen Innern sich ein Zentralkegel erhebt. Der von der Erosion etwas angegriffene äussere Wall weist an der Basis einen mittleren Durchmesser von ca. 20 km auf. Nach aussen zeigt er sehr sanfte Böschungen, welche von zahlreichen Bachrinnen durchfurcht sind, während er nach innen, in Richtung auf das Atrium, steil abfällt. Höchster Punkt des Sommalles ist der Monte la Frascara mit 933 m Meereshöhe. Der Sommakrater selbst ist schwach elliptisch mit 4 bis 5,5 km Durchmesser. Sein Boden liegt in 600 bis 650 m ü. M. In seinem Innern erhebt sich der

⁴⁾ Die Lokalität La Cerchiara (wie sie bei U. PANICHI, 1922, S. 33 und Fig. 7, S. 117, genannt wird, während H. SEIFERT, 1941, „Fontana la Cerciara“ und W. ABICH, 1841, „La Cierciara“ schreiben) liegt im Atrium des Roccamonfina-Vulkans, am N-Fuss des Zentralkegels. Auf der ausgezeichneten neuesten Ausgabe (1950) der Tavoleta „Teano“ der topographischen Karte 1 : 25 000, Fo. 172 IV NO, findet sich der Name jedoch eigentümlicherweise nicht mehr vermerkt.

Doppelkegel des Monte S. Croce-Monte Láttani, deren Höhen auf der Karte mit 1006 bzw. 810 m angegeben werden. Infolge der seither erfolgten Planierung des Gipfels des Monte Santa Croce zur Anlage eines Helikopter-Flugplatzes dürfte seine Höhe heute erheblich niedriger sein. Auf den Aussenflanken des Sommakraters befinden sich eine Reihe von Adventivkegeln.

Der Roccamonfina-Vulkan spielte in der Geologie schon relativ früh eine gewisse Rolle, da er lange als eines der besten und sichersten Beispiele eines Erhebungskraters im Sinne von L. v. BUCH galt. Da die ältesten Bildungen dem quartären, grauen campanischen Tuff auflagern, ist der Beginn des Vulkanismus ebenfalls ins Quartär zu stellen. Sein Erlöschen fällt in die prähistorische, nach einigen Autoren sogar erst in die historische Epoche. Nach P. MODERNI (1887), dessen Material durch L. BUCCA (1886) petrographisch untersucht wurde, sowie nach den neueren Angaben von U. PANICHI (1922) ist der grosse Somma-Vulkan der Roccamonfina aus Leucitgesteinen, nämlich Leucititen, Leucittephriten, Leucittrachyten und Leucitphonolithen mit entsprechenden Tuffen, aufgebaut, wobei die einzelnen Typen durch Übergänge miteinander verbunden sind. Jünger als diese Bildungen scheinen leucitarme bis leucitfreie Alkalitrachyte zu sein, welche nach U. PANICHI zum Teil Flankenausbrüche vor dem Einsturz der Caldera darstellen dürften. Auch die Laven der den Flanken des Vulkans aufsitzenden Adventivkrater, welche früher gemeinhin als Basalte bezeichnet wurden, welche zum Teil jedoch noch etwas Leucit führen, zeigen in bezug auf ihre Siliifizierung Beziehungen zu den Produkten der Spätphasen des Somma-Vulkans. Die darauffolgende Zentraleruption des Monte S. Croce-Monte Láttani lieferte keine Leucitgesteine mehr, sondern Trachyandesite (Vulsinite, H. S. WASHINGTON; Latite, H. SEIFERT). Jüngste Bildungen der Zentraleruption sind trachybasaltische Laven, wie zum Beispiel diejenigen von Cerchiara. Sie wurden früher auf Grund unrichtiger Analysen ebenfalls als Basalt angesehen, bis H. SEIFERT deren trachybasaltische Natur und ihren den Ciminiten nahestehenden Chemismus erkannte.

C. Der Chemismus der Roccamonfina-Gesteine

a) Die chemische Zusammensetzung

Von den Laven der Roccamonfina existierten bis jetzt 13 als brauchbar erscheinende chemische Analysen, welche vorwiegend H. S. WASHINGTON (1907, 1906), U. PANICHI (1922) und M. BENDIG (in H. SEIFERT,

1942) zu verdanken sind. Um die interessanten petrochemischen Verhältnisse des Vulkans besser abzuklären, wurden aus den durch A. RITTMANN und C. BURRI gesammelten Gesteinen 14 weitere zur chemischen Analyse ausgewählt. Die Analysen wurden je zur Hälfte durch P. ARÉVALO CARRETERO und M. WEIBEL im Zürcher Institut nach verbesserten Schnellmethoden (M. WEIBEL, 1961, 1962) durchgeführt. Das angewandte Analysenschema unterscheidet sich von demjenigen von J. P. RILEY (1958) in folgenden Punkten:

1. Al_2O_3 wird komplexometrisch titriert, wobei störende Elemente zuvor als Kupferronate mit Chloroform extrahiert werden.
2. Störende Elemente bei der komplexometrischen Titration von MgO und CaO werden getarnt und nicht extrahiert.
3. Störende Elemente bei der flammenphotometrischen Ermittlung von Na_2O und K_2O werden mit Ammoniumkarbonat gefällt.

Die Resultate der Analysen sind, zusammen mit den übrigen, aus der Literatur entnommenen des Roccamonfina-Vulkans, in Tabelle 1 zusammengestellt. Die Anordnung erfolgte getrennt für den Zentralkegel des Monte S. Croce-Monte Láttani und den Sommayvulkan mit seinen Adventivkegeln. Die neuen Analysen sind arabisch numeriert, die aus der Literatur entnommenen römisch. Eine kurze Dünnschliffbeschreibung der neu analysierten Gesteine folgt der Tabelle. Bei neuen Analysen ist jeweils angegeben, ob das Material den Aufsammlungen von A. RITTMANN (A. R.) oder denjenigen von C. BURRI (C. B.) entstammt.

b) Kurze Beschreibung der neu analysierten Gesteine

1. *Biotit-Augitlatit (Vulsinit)*, Monte S. Croce, Gipfelplateau.

Hellgraues, porphyrisches Gestein mit zahlreichen, ca. 1 mm grossen Einsprenglingen von stark glänzendem Plagioklas, etwas grösseren von schwarzem Augit und braunem, stark glänzendem, im allgemeinen gut idiomorphem Biotit.

Unter dem Mikroskop erkennt man Einsprenglinge von intensiv verzwillingtem zonarem Plagioklas An_{90-70} neben solchen von farblosem bis leicht grünlichem, gewöhnlichem Augit mit $c/n_\gamma = 45^\circ$ (aus Zwillingsoptik ermittelt) und $(+)2V = 54^\circ$ (Rand) bis 60° (Kern). Achsendispersion: A (auf 100 austretend) nicht, B (auf 001 austretend) sehr schwach $\rho > v$. Zahlreiche Biotiteinsprenglinge sind unter Magnetitausscheidung völlig resorbiert oder zu geringfügigen Fetzen dieses Minerals im Innern von rechteckigen Magnetitanhäufungen reduziert. Aus der Form einiger derartiger Pseudomorphosen kann geschlossen werden, dass ursprünglich auch Hornblende vorhanden gewesen sein muss, welche jedoch völlig resorbiert wurde. Die Grundmasse besteht aus ausgezeichnet trachytisch-fluidal angeord-

Tabelle 1. *Chemische Analysen der Gesteine des Roccamonfina-Vulkans*a) *Zentraleruption des Monte S. Croce-Monte Láttani*

	(I)	(1)	(2)	(II)	(3)
SiO ₂	53.14	53.9	54.0	55.69	55.5
Al ₂ O ₃	18.90	18.4	18.4	17.87	18.6
Fe ₂ O ₃	1.97	4.3	4.15	4.07	5.0
FeO	5.49	3.2	2.7	3.26	1.15
MnO	0.13	0.15	0.15	n. b.	0.13
MgO	4.33	3.5	3.3	3.41	2.9
CaO	8.46	7.6	6.6	6.87	6.4
Na ₂ O	1.86	3.05	2.9	2.89	3.25
K ₂ O	3.32	4.15	4.5	4.41	4.65
H ₂ O ⁺	1.00	0.5	2.0	0.17	1.2
H ₂ O ⁻	0.18	—	—	—	—
TiO ₂	0.86	0.66	0.70	1.02	0.55
P ₂ O ₅	0.26	0.34	0.29	0.19	0.31
BaO	0.03	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
SrO	0.09	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Cl	0.05	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
	<hr/> 100.07	<hr/> 99.75	<hr/> 99.69	<hr/> 99.85	<hr/> 99.64
	— 0,01				
	<hr/> 100.06				

- (I) Trachybasalt, La Cerchiara. Anal. M. BENDIG, in H. SEIFERT, N. Jb. f. Min. etc. (A) B. B. 77 (1942), 305.
- (1) Biotit-Augitlatit (Vulsinit), Monte S. Croce, Gipfelplateau (leg. C. B.), Anal. P. ARÉVALO.
- (2) Biotit-Augitlatit (Vulsinit), Monte S. Croce, Gipfelplateau (leg. C. B.), Anal. M. WEIBEL.
- (II) Biotit-Vulsinit, Monte S. Croce. H. S. WASHINGTON, Rom. Comagm. Reg. (1906) 88, Anal. Autor.
- (3) Biotit-Augitlatit (Vulsinit), Monte Láttani (leg. A. R.). Anal. P. ARÉVALO.

b) Sommayvulkan und Adventivkrater

	(4)	(5)	(6)	(III)	(IV)	(V)	(VI)
SiO ₂	38.7	38.2	45.8	46.03	47.95	48.32	49.50
Al ₂ O ₃	22.6	18.5	16.8	16.04	16.60	15.42	16.83
Fe ₂ O ₃	4.3	8.6	5.25	7.41	7.48	5.11	5.41
FeO	5.4	5.4	4.2	8.10	3.82	5.39	5.09
MnO	0.16	0.18	0.16	—	—	0.83	Sp.
MgO	5.9	5.3	6.1	5.11	4.09	4.50	4.40
CaO	17.1	15.7	11.8	10.98	8.93	7.99	9.53
Na ₂ O	0.6	0.5	1.7	1.56	3.48	2.08	2.19
K ₂ O	0.85	1.9	6.2	3.49	4.94	7.81	6.36
H ₂ O ⁺	2.6	2.5	0.9	0.73	1.12	0.70	0.58
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	1.16	1.3	0.87	0.61	0.30	0.58	0.40
P ₂ O ₅	0.88	1.5	0.57	n. b.	0.22	0.63	0.29
	<hr/> 100.25	<hr/> 99.58	<hr/> 100.35	<hr/> 100.06	<hr/> 99.53	<hr/> 99.36	<hr/> 100.58

- (4) Biotit-Augitgabbro (K-Gabbro), Block im Tuff, Bach östlich Sessa Aurunca (leg. A. R.). Anal. P. ARÉVALO.
- (5) Biotit-Augitgabbro (K-Gabbro) (andere Probe), Block im Tuff, Bach östlich Sessa Aurunca (leg. A. R.). Anal. M. WEIBEL.
- (6) Leucitit, S-Flanke des Vulkans, unterhalb Ponte (leg. A. R.). Anal. P. ARÉVALO.
- (III) Leucitbasalt, Bombe des Monte Lucro. U. PANICHI, Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. dei (XL) (3) 22 (1922) 83. Anal. Autor.
- (IV) Nephelin-Leucitit, Monte Mattone. U. PANICHI, loc. cit. (1922, 61). Anal. Autor.
- (V) Leucitit, Mortola. U. PANICHI, loc. cit. (1922, 48). Anal. Autor.
- (VI) Leucitit, Li Pàoli. U. PANICHI, loc. cit. (1922, 52). Anal. Autor.

	(7)	(8)	(VII)	(9)	(10)	(VIII)	(IX)	(11)
SiO ₂	49.0	51.5	50.62	50.5	50.5	50.86	51.20	53.2
Al ₂ O ₃	17.4	16.5	19.16	19.9	19.9	18.48	21.21	20.0
Fe ₂ O ₃	3.8	2.0	4.11	3.0	2.5	4.03	2.38	3.2
FeO	4.0	4.9	3.23	3.45	4.2	3.45	3.67	2.15
MnO	0.16	0.15	1.64	0.13	0.13	Sp.	0.36	0.17
MgO	4.4	6.5	4.39	2.3	2.5	2.55	1.99	2.9
CaO	9.5	10.5	7.40	6.6	7.4	7.77	5.42	6.0
Na ₂ O	2.4	2.4	3.11	2.6	2.8	2.23	2.11	4.3
K ₂ O	6.8	3.8	5.83	9.4	7.7	7.15	10.63	6.3
H ₂ O ⁺	0.8	0.4	0.39	0.8	0.9	1.51	0.26	1.0
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0.16	0.10	—
TiO ₂	0.73	0.70	0.38	0.60	0.60	1.00	0.74	0.55
P ₂ O ₅	0.47	0.23	Sp.	0.41	0.45	0.46	—	0.24
BaO	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	0.17	0.33	n. b.
ZrO ₂	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	0.02	0.03	n. b.
	<hr/> 99.46	<hr/> 99.58	<hr/> 100.26	<hr/> 99.69	<hr/> 99.58	<hr/> 99.84	<hr/> 100.43	<hr/> 100.01

- (7) Olivinführender Leucittephrit, W. Marzano (leg. A. R.). Anal. P. ARÉVALO.
- (8) Augit-Hornblende-Trachybasalt, Basis des Colle Frisello, S. Paterno (leg. C. B.). Anal. M. WEIBEL.
- (VII) Leucittephrit, S. Carlo. U. PANICHI, Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. dei (XL) (3) 22 (1922) 46. Anal. Autor.
- (9) Leucittephrit, Ponte (leg. C. B.). Anal. P. ARÉVALO.
- (10) Leucittephrit, zwischen Sessa Aurunca und Ponte (leg. C. B.). Anal. P. ARÉVALO.
- (VIII) Leucittrachyt, Orchi. H. S. WASHINGTON, Rom. Comag. Reg. (1906) 83, Anal. Autor.
- (IX) Vicoit, Monte S. Antonio. H. S. WASHINGTON, loc. cit. (1906) 92. Anal. Autor.
- (11) Olivin-Trachybasalt, Block im Tuff, Bach östlich Sessa Aurunca (leg. A. R.). Anal. M. WEIBEL.

	(12)	(13)	(X)	(XI)	(14)	(XII)	(XIII)
SiO ₂	54.0	54.2	53.04	54.75	56.6	60.17	61.82
Al ₂ O ₃	17.8	19.7	21.23	20.99	19.6	19.31	18.77
Fe ₂ O ₃	3.4	2.2	3.03	3.07	1.65	2.00	2.08
FeO	2.3	1.6	1.24	1.08	0.05	2.59	1.45
MnO	0.13	0.19	0.07	0.10	0.14	Sp.	n. b.
MgO	2.8	2.1	1.30	0.78	0.3	0.36	0.18
CaO	7.6	4.8	4.47	3.43	2.3	2.04	2.77
Na ₂ O	3.0	6.8	2.79	4.47	4.8	5.03	1.23
K ₂ O	7.2	6.6	10.54	9.53	8.1	6.26	11.04
H ₂ O ⁺	0.6	0.6	2.26	1.61	5.5	1.10	0.24
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	0.60	0.32	0.50	0.57	0.27	0.28	0.65
P ₂ O ₅	0.25	0.18	0.14	0.15	0.04	Sp.	Sp.
SO ₃	n. b.	n. b.	0.10	0.07	n. b.	Sp.	Sp.
Cl	n. b.	n. b.	0.05	0.10	n. b.	0.43	Sp.
	99.68	99.29	100.76	100.70	99.35	99.57	100.23

(12) Biotit-Augit-Leucittephrit, Strasse Sessa Aurunca-Mignano, 2 km vor S. Carlo (unterhalb Ceschetto) (leg. C. B.). Anal. M. WEIBEL.

(13) Trachyandesit, westlich Orchi, Conca Campana (leg. A. R.). Anal. P. ARÉVALO.

(X) Leucittephrit, Valogna. E. GROSSE, Inaug. Diss. Univ. Berlin (1908) 90. Anal. P. JANNASCH.

(XI) Leucittephrit, Mühlsteinbrüche unterhalb Roccamonfina, am Wege nach Sessa Aurunca. E. GROSSE, loc. cit. (1908) 88—89, Anal. P. JANNASCH.

(14) Bimsstein, Monte S. Croce, ca. 800 m ü. M. (wahrscheinlich nicht zur Zentraleruption gehörig) (leg. A. R.). Anal. M. WEIBEL.

(XII) Trachyt, Cancelli Arnone am Volturno (nicht zum Roccamonfina-Vulkan im eigentlichen Sinne gehörig). U. PANICHI, Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. dei (XL) (3) 22 (1922) 71. Anal. Autor.

(XIII) Sanidinit, Acconorsi. U. PANICHI, loc. cit. (1922) 56. Anal. Autor.

neten dünntafeligen Feldspatindividuen, neben Augit und Erz. Die Feldspäte sind Labrador An_{60-55} mit Sanidinmänteln. Kurzprismatischer Apatit findet sich im Biotit eingeschlossen. Etwas Magnetit.

2. *Biotit-Augitlatit (Vulsinit)*, gleicher Fundort wie Nr. 1, jedoch andere Probe.

Hellgraues, feinkörniges bis dichtes Gestein mit zahlreichen, ca. 1 mm grossen Einsprenglingen von stark glänzendem Plagioklas, etwas grösseren von schwarzem Augit und braunem, glänzendem, meist gut idiomorphem Biotit.

Unter dem Mikroskop ist die Struktur holokristallin-porphyrisch mit ausgezeichnet fluidaler trachytischer Grundmasse. Als Einsprenglinge sind vorhanden: zonarer Plagioklas, gut idiomorph und intensiv verzwillingt, An_{75-65} , sowie leicht bräunlicher gewöhnlicher Augit mit $c/n_\gamma = 45^\circ$ (aus Zwillingsoptik bestimmt) und $(+)2V = 58^\circ$. Achsendispersion: A nicht, B schwach $\rho > v$. Zonarstruktur und Bisektrizendispersion schwach ausgebildet. Stark resorbierter Biotit, dessen früheres Vorhandensein oft nur durch rechteckige Magnetit-Pseudomorphosen angedeutet wird, tritt ebenfalls als Einsprengling auf. Die Grundmasse wird durch dünntafelige, leicht zonare Plagioklase An_{60-55} mit Sanidinmänteln, Augit und Magnetit gebildet.

3. *Biotit-Augitlatit (Vulsinit)*, Monte Láttani.

Makroskopisch hellgrau, feinkörnig bis dicht mit zahlreichen, ca. 1 mm grossen Einsprenglingen von stark glänzendem Plagioklas, schwarzem, kurzprismatischem Augit und von bronzeglänzenden; meist gut idiomorphen Biotittäfelchen.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Struktur als holokristallin-porphyrisch mit ausgezeichnet trachytisch-fluidaler Grundmasse. Die Plagioklaseinsprenglinge sind gut idiomorph, stark verzwillingt, zonar, An_{65-60} . Die Augiteinsprenglinge sind schwach graugrünlcher, nicht pleochroitischer gewöhnlicher Augit mit $(+)2V = 54^\circ-62^\circ$ und c/n_γ um 45° . Zonar- und Sanduhrstruktur sind schwach angedeutet, Achsendispersion (für beide Achsen) und Bisektrizendispersion kaum wahrnehmbar. Der Biotit tritt in ursprünglich idiomorphen Tafeln mit dem Pleochroismus von hellgelb nach orange oder fuchsrot auf. Er ist deutlich zweiachsig mit starker Achsendispersion $\rho < v$ und zeigt immer starke magmatische Resorption unter Magnetitausscheidung.

Die fluidal angeordneten Feldspatmikrolithen der Grundmasse sind dünntafelige, zonare, polysynthetisch verzwillingte Plagioklase An_{70-50} , sowie Sanidine, welche sich an Hand ihrer Verzwillingung nach dem Karlsbadergesetz und der niedrigen Lichtbrechung erkennen lassen⁵⁾.

⁵⁾ Es soll an dieser Stelle ausdrücklich erwähnt werden, dass das neue U-Tischobjektiv UM5, 50/0.60, mit eingebauter Irisblende, der Firma Leitz-Wetzlar, in Verbindung mit Segmenten von kleinem Radius zum Studium der Komponenten der Grundmasse feinkörniger Vulkanite ausgezeichnete Dienste leistet.

4. *Biotit-Augitgabbro*, Block im Tuff, Bach östlich Sessa Aurunca.

Makroskopisch handelt es sich um ein holokristallinkörniges, schwarz-weiss gesprenkeltes Gestein mit einer durchschnittlichen Korngrösse von ca. 2 mm. Dunkelbraune, stark glänzende, idiomorphe Biotitblättchen treten deutlich hervor.

Unter dem Mikroskop erkennt man ein im allgemeinen panxenomorph-körniges Aggregat von Augit, Biotit, Erz und Plagioklas, wobei der letztere eine gewisse Tendenz zur Idiomorphie zeigt. Der stark verzwilligte Plagioklas ist Anorthit An_{95} . Der Augit ist im Schliff grünlich mit schwachem Pleochroismus n_{α} bräunlich-grün, n_{β} und n_{γ} grünlich, bei $(+)2V = 68^{\circ} - 70^{\circ}$ und $c/n_{\gamma} = 44^{\circ} - 46^{\circ}$. Achsendispersion: A schwach $\rho < v$ und B ebenfalls schwach $\rho > v$, Zonarstruktur und Bisektrizendispersion deutlich. Der xenomorphe Biotit zeigt kräftigen Pleochroismus hellgelb—dunkelbraun und verdrängt oft den Augit. Apatit in gedrungenen, Magnetit in grösseren, xenomorphen Individuen.

5. *Biotit-Augitgabbro*, Block im Tuff, Bach östlich Sessa Aurunca (von Nr. 4 verschiedene Probe).

Makroskopisch holokristallinkörnig, schwarz-weiss gesprenkelt bei durchschnittlicher Korngrösse von ca. 2 mm, im Gegensatz zu Nr. 4 leicht schlierig ausgebildet. Schwarzbraune, glänzende Biotitblättchen, schwarze Augitprismen und etwas besser idiomorpher, leistenförmiger Plagioklas sind gut erkennbar.

Unter dem Mikroskop panxenomorph-körnig mit Tendenz zu ophitisch. Der stark verzwilligte Plagioklas ist Anorthit An_{100-95} , der Augit schwach pleochroitisch gewöhnlicher Augit mit n_{α} bräunlichgelb, n_{β} und n_{γ} grünlich, $(+)2V = 68^{\circ} - 70^{\circ}$ und $c/n_{\gamma} = 40^{\circ} - 42^{\circ}$. Achsendispersion: A deutlich $\rho < v$, B kaum wahrnehmbar, Zwillinge nach (100) selten. Der kräftig hellgelb-dunkelbraun pleochroitische Biotit ist schwach zweiachsig und verdrängt stellenweise den Augit. Apatit in kurzprismatisch-körnigen, Magnetit in grossen, xenomorphen Individuen.

6. *Leucitit*, S-Flanke des Vulkans, unterhalb Ponte.

Makroskopisch schwarz, splitterig brechend, von basaltischem Habitus, mit spärlichen Einsprenglingen von Augit.

Unter dem Mikroskop: Schwach bräunliche Einsprenglinge von gewöhnlichem Augit zeigen bei sonst guter Idiomorphie deutliche Resorption mit schlauchartigem Eindringen der Grundmasse bei leichter Zonarstruktur und schwacher Bisektrizendispersion. Achsendispersion ist nicht wahrnehmbar, c/n_{γ} um 45° , $(+)2V = 50^{\circ} - 58^{\circ}$. Die Grundmasse besteht aus Leucit, Augit, etwas xenomorphem Phlogopit und Erz.

7. Olivinführender Leucitit, westlich Marzano.

Makroskopisch erkennt man in dunkelgrauer, feinkörniger, fluidaler Grundmasse 2—3 mm lange Einsprenglinge von schwarzem Augit.

Unter dem Mikroskop treten Einsprenglinge von gewöhnlichem Augit von schwach grünlicher Farbe, oft etwas fleckig, mit c/n_γ um 45° und $(+)2V = 62^\circ\text{—}65^\circ$ auf. Zonarstruktur und Bisektrizendispersion sind deutlich wahrnehmbar. Achsendispersion: A nicht, B merklich $\rho > v$. Die fleckige Grünfärbung der Augite dürfte auf eine autopneumatolytische Alkalisierung (Ägirinisierung) (V. SABATINI, 1920) zurückzuführen sein. Neben dem Augit sind zahlreiche, völlig opazitisierte Biotite, spärliche, stark zonare Bytownite und vereinzelte Olivine mit $(-)2V = 85^\circ$, entsprechend $\text{Fo}_{75}\text{Fa}_{25}$ als Einsprenglinge vorhanden. Der Olivin zeigt einen schwachen Reaktionsrand von Pyroxen. Die Grundmasse besteht aus Leucit, schmalen Plagioklasleistchen, zonar um An_{75} , sowie Augit und etwas Erz.

8. Olivin-Trachybasalt, Basis des Colle Frisello, südlich Paterno.

Makroskopisch handelt es sich um eine hellgraue, stark poröse Lava mit spärlichen, einige mm grossen Einsprenglingen von Plagioklas.

Unter dem Mikroskop erkennt man Einsprenglinge von leicht zonarem Bytownit um An_{80} neben solchen von gewöhnlichem Augit. Dieser ist leicht bräunlich, nicht pleochroitisch und zeigt Zonarstruktur bei leichter Bisektrizendispersion. Achsendispersion: A nicht, B leicht $\rho > v$ dispergiert, $(+)2V = 56^\circ\text{—}60^\circ$, c/n_γ um 45° . Spärlich sind Einsprenglinge von Olivin mit $(+)2V = 86^\circ$, entsprechend Fo_{100} . Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleistchen $\text{An}_{70\text{—}60}$, Augit mit ebenfalls c/n_γ um 45° , jedoch kleinerem $2V$ um $(+)42^\circ\text{—}46^\circ$ und etwas Erz.

9. Leucittephrit, Ponte.

In einer feinkörnigen, hellgrauen Grundmasse, welche neben Leucit auch Feldspatleistchen erkennen lässt, liegen zahlreiche bis 1 cm grosse Einsprenglinge von Leucit.

Unter dem Mikroskop erkennt man ausserdem kleinere Einsprenglinge von leicht bräunlichem, nicht pleochroitischem Augit mit c/n_γ um 45° und $(+)2V = 62^\circ\text{—}65^\circ$ mit leichter Zonar- und Sanduhrstruktur. Achsendispersion: A nicht, B schwach $\rho > v$, Bisektrizendispersion kaum bemerkbar. Die Grundmasse besteht aus Leucit, leistenförmigem Plagioklas um An_{65} , teilweise mit deutlich erkennbaren Sanidinmänteln, Augit und Erz.

10. Leucittephrit, zwischen Sessa Aurunca und Ponte.

Dunkelgraues, leicht poröses Gestein, welches in dichter Grundmasse zahlreiche bis 5 mm grosse Einsprenglinge von Leucit enthält.

Unter dem Mikroskop erkennt man ausser den Leuciteinsprenglingen auch kleinere, von hellgrünlichem, nicht pleochroitischem, teilweise korrodiertem Augit

mit c/n_γ um 45° und $(+)2V = 60^\circ\text{--}65^\circ$. Achsendispersion: A nicht, B deutlich $\rho > \nu$ dispergiert, Bisektrizendispersion kaum vorhanden. Die Grundmasse besteht aus Leucit, zonaren Plagioklasleisten An_{75-65} und Erzkörnchen.

11. *Augit-Hornblendetrachybasalt*, Einschluss im Tuff, Bach östlich Sessa Aurunca.

Makroskopisch dunkelgraues Gestein mit dichter Grundmasse, in welcher bis 5 mm lange Einsprenglinge von gelblichem, stark glänzendem Sanidin und kleinere von Augit vorhanden sind.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Sanidineinsprenglinge als triklin, was deutlich aus dem Verhalten von Karlsbaderzwillingen hervorgeht, mit $(-)2V = 30^\circ\text{--}50^\circ$. An Individuen mit guter Spaltbarkeit liess sich aus den eingemessenen Achsenpositionen die Auslöschungsschiefe auf (010) zu 10° und auf (001) zu 3° bestimmen, was mit den Angaben über häufige „Anorthoklase“ gut übereinstimmt. Untergeordnet sind Einsprenglinge von stark verzwillingtem, zonarem Labrador An_{70-60} , welche zum Teil von den Sanidinen eingeschlossen werden und in einigen Fällen Sanidinmäntel aufweisen. Weitere Einsprenglinge sind gewöhnlicher Augit, graulich bis grünlich, besonders randlich, vielfach polysynthetisch nach (100) verzwillingt, ohne merkliche Dispersionserscheinungen. An Zwillingen wurde gemessen $c/n_\gamma = 43^\circ$, $(+)2V = 62^\circ\text{--}64^\circ$. Die lokale, besonders randlich auftretende Grünfärbung dürfte auch hier auf eine beginnende autopneumatolytische Ägirinisierung zurückzuführen sein, wie sie V. SABATINI (1920) in Analogie zu seinen Beobachtungen an Laven des Vulcano Laziale schon früher für gewisse Gesteine der Roccamonfina annahm. Teilweise ist der Augit randlich auch in eine olivbraune Hornblende umgewandelt, welche auch in Form selbständiger Individuen mit ausgezeichneter prismatischer Spaltbarkeit auftritt. Sie zeigt den Pleochroismus n_α hellbraun, n_β und n_γ olivbraun bei $c/n_\gamma = 26^\circ\text{--}28^\circ$ und $(+)2V = 76^\circ\text{--}90^\circ$. Diese Eigenschaften passen auf keine der bekannten gesteinsbildenden Hornblenden. Abgesehen vom positiven Charakter könnte es sich um ein Glied der Barkevikitreihe handeln. Eventuell liegt eine Hochtemperaturform vor. Vereinzelt sind auch Biotiteinsprenglinge vorhanden. Die Grundmasse besteht aus stark zonarem Plagioklas An_{70-30} , im Kern zum Teil bis An_{90} , steilenweise mit Sanidinmänteln, sowie aus selbständigen Sanidinindividuen, zusammen mit Augitmikrolithen und Erz.

12. *Biotit-Augit-Leucittephrit*, Steinbruch an der Strasse Sessa Aurunca-Mignano, 2 km vor S. Carlo (unterhalb Ceschetto).

Makroskopisch hellgrau, feinkörnig bis dicht, mit mehrere mm grossen Einsprenglingen von schwarzen Biotittafeln und grünen Augitprismen, teilweise mit Biotit verwachsen, sowie solchen von stark glänzendem Plagioklas.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind zonarer Bytownit An_{90-80} . Der Augit ist grau bis graugrün, nicht pleochroitisch, gegen den Rand hin oft etwas grüner werdend. Er zeigt $(+)2V = 52^\circ$ bei $c/n_\gamma = 41^\circ\text{--}44^\circ$. Zonarstruktur und Bisek-

trizendispersion sind deutlich, Achsendispersion: $A \rho < v$, $B \rho > v$, in beiden Fällen schwach, aber deutlich wahrnehmbar. Biotit ist resorbiert unter Magnetitausscheidung. Die Grundmasse besteht aus schwach zonarem Labrador An_{65-50} , Leucit mit kaum wahrnehmbarer Zwillingsstruktur, Augitkörnchen und Erz. Zusammenballungen von Bytownit-Anorthit, Augit mit Umwandlungserscheinungen zu Biotit und Biotit erinnern an die Biotit-Augitgabbros Nr. 4 und 5 und können als entsprechende homöogene Einschlüsse aufgefasst werden.

13. *Trachyandesit*, Conca Campana, westlich Orchi.

Makroskopisch ein hellgraues, dichtes Gestein mit spärlichen, 1—3 mm grossen Einsprenglingen von Augit und Feldspat.

Unter dem Mikroskop erkennt man spärliche Einsprenglinge von tafeligem, anscheinend monoklinem Sanidin mit $(-)2V = 35^\circ$, unter anderm nach dem Bavenoer Gesetz verzwillingt, sowie solche von zonarem Bytownit An_{80-90} . Zahlreiche Einsprenglinge von gut idiomorphem, schwach bräunlichem Augit, oft nach (100) verzwillingt, mit Zonarstruktur. Achsen- und Bisektrizendispersion sind abwesend. Die meisten Augite weisen eine schmale, schwachpleochroitische grüne Randzone von Ägirin oder eine fleckig verteilte Grünfärbung auf, welche der schon durch V. SABATINI (1920) vermuteten autopneumatolytischen Einwirkung entsprechen dürfte. c/n_γ ist um 45° , aus Zwillingen ermittelt, $(+)2V = 60^\circ$. Die Grundmasse besteht aus stark zonaren Plagioklasleisten mit Sanidinmänteln, welche zahlreiche Augitmikrolithen und Erzkörner einschliessen, was ihre Untersuchung auf dem U-Tisch stark erschwert.

14. *Bimsstein*, Monte S. Croce, ca. 800 m ü. M.

Der makroskopisch gelblichgraue, stark poröse Bimsstein zeigt auch unter dem Mikroskop keinerlei Kristallausscheidung. Er ist rein glasig, mit länglich ausgezogenen Porenhohlräumen.

c) Die Silifizierungsverhältnisse

In Anbetracht der Tatsache, dass das Zusammenvorkommen von Gesteinsserien unterschiedlicher Silifizierung sowohl für die campanische Provinz, zu welcher die Roccamonfina zu rechnen ist, wie für die angrenzende romanische Provinz typisch zu sein scheint, dürfte es angezeigt erscheinen, die Betrachtung der Silifizierungsverhältnisse auch für die Roccamonfina selbst an den Ausgang der petrochemischen Untersuchungen zu stellen. Bisher erfolgten derartige Diskussionen im allgemeinen unter Benützung einer durch A. RITTMANN anlässlich seiner Untersuchung des Vesbischen Vulkans entwickelten und mit Erfolg angewandten Methode (A. RITTMANN, 1933). Bei dieser werden ein sogenannter Silifizierungsgrad Si° und ein sogenannter Aziditätsgrad Az°

aus den Niggli-Werten berechnet und einander gegenübergestellt. Da bei Berechnung der Niggli-Werte jedoch der Oxydationsgrad des Eisens bewusst vernachlässigt wird, indem man alles Eisen als 2-wertig in Rechnung setzt, wird das gesamte Eisen notgedrungen als silikatisch gebunden betrachtet und eine eventuelle Magnetitbildung ausser Betracht gelassen. Da die Apatitbildung ebenfalls nicht berücksichtigt wird, gilt dieser Gesichtspunkt auch für den Kalk, welcher ebenfalls in seiner Gesamtheit als silikatisch gebunden erscheint. Diese vereinfachende Betrachtung bedingt für viele Zwecke durchaus keinen Nachteil und hat sich erwiesenermassen vielfach bewährt. Für ein genaueres Studium der Silifizierungsverhältnisse und die genauere zahlenmässige Charakterisierung des Silifizierungsgrades dürfte es sich jedoch empfehlen, eine Berechnungsweise anzuwenden, welche sowohl das Oxydationsverhältnis des Eisens wie die Apatitbildung und auch einen eventuell vorhandenen Gehalt an TiO_2 und ZrO_2 in Betracht zieht. Bezeichnet man den Oxydationsgrad des Eisens mit w und definiert man:

$$w = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}} = \frac{2 \text{Fe}_2\text{O}_3}{2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}},$$

so erhält man für den „Normalfall“ (das heisst weder Tonerde- noch Alkaliüberschuss vorhanden) an Stelle der bekannten RITTMANNschen Ausdrücke

$$\text{Si}^\circ = \frac{\text{si}}{100 + 4 \text{ alk}}, \quad \text{Az}^\circ = \frac{\text{si}}{\text{si} + 100}$$

die neuen, korrigierten:

$$\text{Si}^\circ = \frac{\text{si}}{100 + 4 \text{ alk} - 3/2 [\text{fm} (1 - \text{mg}) w + 2 \text{ p}] + \text{zr}},$$

$$\text{Az}^\circ = \frac{\text{si}}{\text{si} + 100 - 1/2 \text{ fm} (1 - \text{mg}) w + \text{ti} + \text{p} + \text{zr}}.$$

Die Ableitung, einschliesslich derjenigen für den Fall des Alkaliüberschusses, soll anderweitig gegeben werden (C. BURRI, 1962). Gleichzeitig soll auch gezeigt werden, wie sich Si° und Az° , ausser aus den Niggli-Werten auch aus den Kationenprozenten, der Basis oder der Standardnorm und ihren Varianten erhalten lassen.

Trägt man in gewohnter Weise die für alle Analysen von Tab. 1 nach den neuen Formeln berechneten Werte von Si° und Az° gegeneinander ab (Fig. 1), so ist deutlich ersichtlich, dass sich zwei Gruppen unterscheiden lassen, eine an SiO_2 gesättigte beziehungsweise übersättigte

mit $Si^{\circ} \geq 1$ und eine untersättigte mit $S^{\circ} \leq 0.9$. Die erstere, I, umfasst die Laven der jungen Zentraleruption sowie einen Sanidinit von Accorsini im Gebiet des Sommapvulkans, ausserdem auch einen Trachyt von Canello Arnone, welcher anlässlich des Baues einer Brücke über den Volturmo aufgeschlossen wurde. Er gehört nicht dem Roccamonfina-Vulkan im eigentlichen Sinn an, sondern einer etwas älteren, jedoch ebenfalls quartären Phase des Vulkanismus. Bemerkenswerterweise ordnet sich die Lava von La Cerchiara, deren Stellung durch H. SEIFERT (1942) eingehend diskutiert wurde, völlig zwanglos der Serie I ein, so dass wohl jeder Zweifel ausgeschlossen sein dürfte, dass es sich um einen späten trachybasaltischen Nachschub der trachyandesitischen (vulsinitisch-latitischen) Serie handelt.

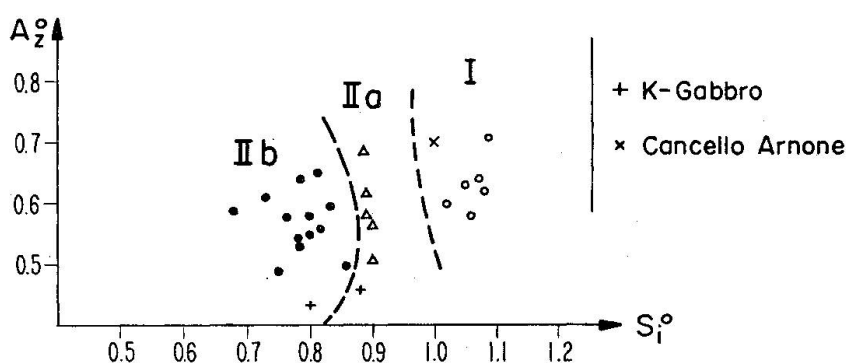


Fig. 1.

Die niedriger silifizierte Gruppe zerfällt in zwei Unterabteilungen, IIa mit Si° um 0.9 und IIb mit $Si^{\circ} < 0.86$. Beide betreffen ausschliesslich Produkte des Sommapvulkans und seiner Adventivkegel, mit der einzigen Ausnahme eines durch A. RITTMANN am Monte S. Croce in ca. 800 m Meereshöhe gefundenen Bimssteins. Dieser hat jedoch mit der Bildung der Zentraleruption höchst wahrscheinlich nichts zu tun, da für diese Anzeichen explosiver Vorgänge fehlen. Es dürfte sich eher um ein Produkt einer späten Phase des Sommapvulkans handeln, welches sich vor der Bildung des Zentralkegels in der Caldera abgelagert hatte und durch die nachfolgende Zentraleruption mit emporgeschleppt wurde.

Die Niggli-Werte aller Analysen sind in Tabelle 2 aufgeführt, zusammen mit den Si° - und Az° -Werten, welche die Unterlage zu Figur 1 bildeten. Wie aus der Kolonne „Magma“ ersichtlich ist, handelt es sich ausnahmslos um Gesteine der K-Reihe.

Die Variationsdiagramme der Niggli-Werte für die drei auf Grund ihrer verschieden hohen Silifizierung unterschiedenen Serien sind in

Tabelle 2. Niggli-Werte, Silifizierungs- und Aziditätsgrade und Magmentypen

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	Si°	Az°	Magma
I	144	30.1	34.6	24.7	10.6	.54	.51	1.8	0.3	1.06	0.58	sommattonalisch
1	150	30.1	31.5	22.8	15.6	.47	.46	1.3	0.3	1.02	0.60	monzonitisch
2	159	31.7	30.7	20.8	16.8	.51	.47	1.6	0.3	1.05	0.63	monzonitisch
II	162	30.6	31.7	21.3	16.4	.50	.46	2.3	0.2	1.07	0.64	monzonitisch
3	168	33.2	27.7	20.7	18.4	.49	.47	1.3	0.4	1.08	0.62	si-monzonitisch
4	78	27.0	33.6	37.1	2.3	.57	.53	1.7	0.7	0.80	0.43	? k-pyroxengabbroid
5	79	22.5	39.2	34.8	3.5	.71	.41	2.0	1.4	0.88	0.46	k-pyroxengabbroid
6	102	22.1	37.2	28.2	12.5	.71	.55	1.5	0.5	0.75	0.49	sommatossipitisch
III	103	21.1	44.1	26.3	8.5	.59	.37	1.1	—	0.90	0.51	sommatdioritisch
IV	115	23.5	38.0	22.9	15.6	.48	.44	0.6	0.1	0.78	0.53	monzonitdioritisch
V	119	22.4	38.9	21.3	17.4	.71	.43	1.2	0.6	0.78	0.54	yogitisch
VI	120	24.0	36.2	24.8	15.0	.66	.44	0.7	0.3	0.86	0.50	monzonitdioritisch
7	123	25.6	32.3	25.4	16.7	.65	.51	1.4	0.5	0.80	0.55	sommatitisch
8	125	23.7	37.5	27.3	11.5	.51	.63	1.3	0.3	0.90	0.57	sommatdioritisch
VII	127	28.4	34.8	19.9	16.9	.55	.48	0.8	Sp.	0.82	0.56	monzonitisch
9	140	32.4	24.2	19.7	23.7	.71	.39	1.3	0.5	0.76	0.58	? leukosommatitisch
10	139	32.1	25.2	21.8	20.9	.64	.41	1.3	0.5	0.80	0.58	? monzonitisch
VIII	143	30.5	27.3	23.4	18.8	.69	.39	2.2	0.5	0.89	0.58	? monzonitisch
IX	146	35.6	22.9	16.4	25.1	.77	.37	1.5	Sp.	0.68	0.59	? monzonitsyenitisch
11	152	33.6	24.7	18.4	23.3	.49	.50	1.2	0.3	0.84	0.60	leukosyenitisch
12	155	30.2	25.0	23.4	21.4	.61	.47	1.4	0.3	0.89	0.62	? leukomonzonitisch
13	160	34.2	18.5	15.3	32.0	.39	.50	0.7	0.2	0.73	0.61	k-gibelitisch/leukosommatitisch
X	166	39.0	16.5	15.0	29.5	.71	.36	1.1	0.2	0.81	0.65	leukosyenitisch/leukosommatitisch
XI	177	40.0	14.4	11.8	33.8	.58	.27	1.4	0.2	0.79	0.64	leukosyenitisch
14	217	44.2	8.8	9.4	37.6	.53	.18	0.7	Sp.	0.89	0.69	? leukosyenitisch
XII	226	42.5	16.0	8.0	33.5	.45	.13	0.9	Sp.	1.00	0.70	granosyenitisch
XIII	239	42.8	11.6	13.7	31.9	.86	.08	1.9	Sp.	1.09	0.71	granosyenitisch

Fig. 2 dargestellt. Für die Serien I und IIa wurden sie auf Grund der Einzelanalysen gezeichnet. Für Serie IIb wurden wegen der grösseren Analysendichte folgende mittleren Kennwerte, welche bei geringer Streuung graphisch erhalten wurden, benutzt, wobei die Extremwerte den Einzelanalysen Nr. 6 (si 102) und Nr. XI (si 177) entsprechen:

si	al	fm	c	alk
102	22.1	37.2	28.2	12.5
120	24	36	24	16
145	33	24	20	23
165	37	17	15	31
177	40	14.4	11.8	33.8

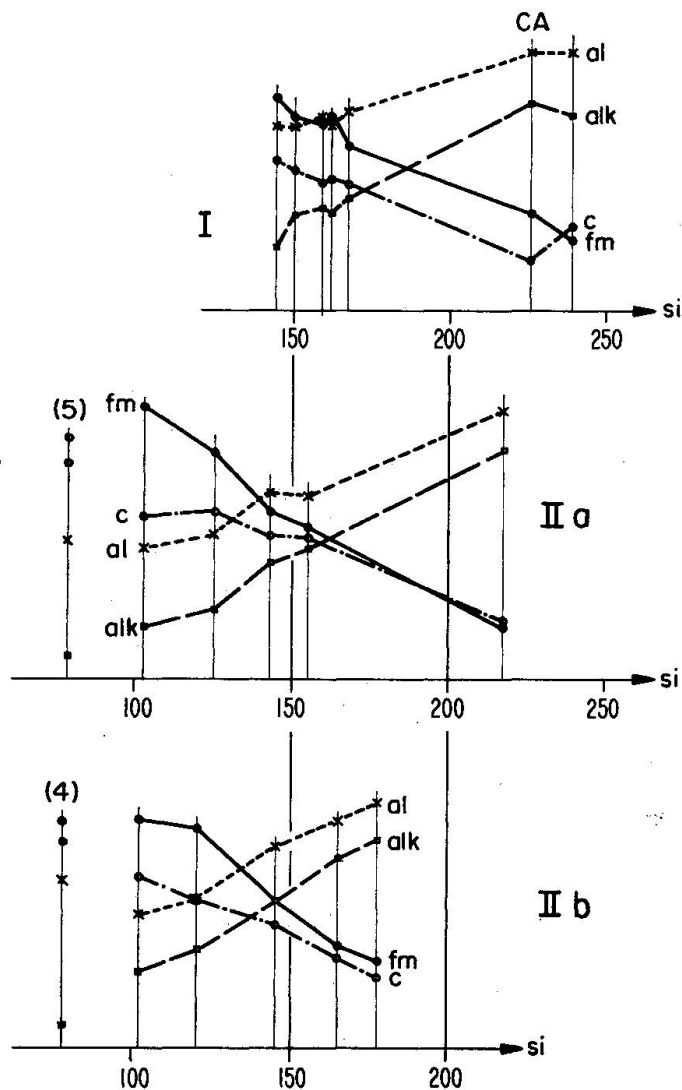


Fig. 2.

Die Analysen der beiden als Blöcke in Tuffen auftretenden k-gabbroiden Gesteine Nr. 4 und 5 wurden ebenfalls eingezeichnet, obwohl sie sich nicht direkt in die beobachtete Variation einfügen. Mit ihrem Reichtum an sehr basischen Plagioklasen und der dadurch bedingten grossen Differenz (al-alk) zeigen sie deutlich eine anorthositische Tendenz, auf welchen Umstand noch zurückzukommen sein wird.

Die drei Variationsdiagramme von Fig. 2 zeigen deutlich in Richtung I→IIb eine Abnahme der Silifizierung, indem zu gleichen alk-Werten immer kleinere si-Werte gehören. In der gleichen Richtung nimmt auch (al-alk) ab, während c zunimmt. Alle drei Variationsdiagramme sind als „mediterran“ zu klassifizieren, wobei I mit seiner relativ grossen Differenz (al-alk) am deutlichsten Anklänge an den pazifischen Typus zeigt.

Angesichts der nicht sehr bedeutenden Unterschiede zwischen IIa und IIb könnte man sich fragen, ob diese Aufteilung überhaupt gerechtfertigt ist und ob es nicht zweckmässiger wäre, nur zwei Serien, eine gesättigte I mit $Si^{\circ} > 1$ und eine untersättigte II mit $Si^{\circ} < 1$ zu unterscheiden. Die Streuung der Punktfelder für die einzelnen Niggli-Werte würde zwar bei diesem Vorgehen etwas stärker werden, aber immerhin nicht derart, dass das Ziehen von mittleren Variationskurven sich nicht verantworten liesse, besonders wenn man die sicher vorhandene Inhomogenität des älteren Analysenmaterials in Betracht zieht.

Die Rechtfertigung für die Aufspaltung der an SiO_2 untersättigten Gesteine in zwei Gruppen ergibt sich jedoch aus der QLM-Projektion (Fig. 3), in welcher sich die Gesteine von Serie IIa gegenüber denjenigen

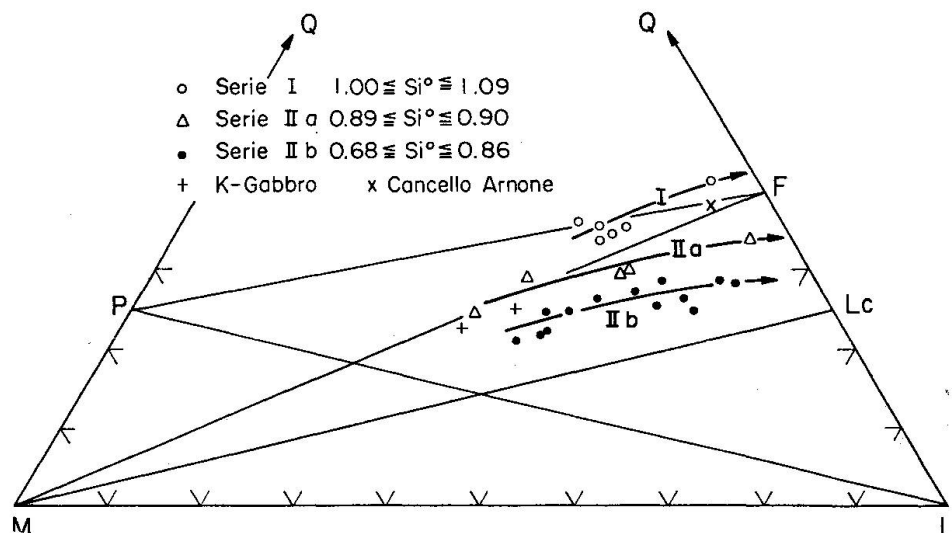
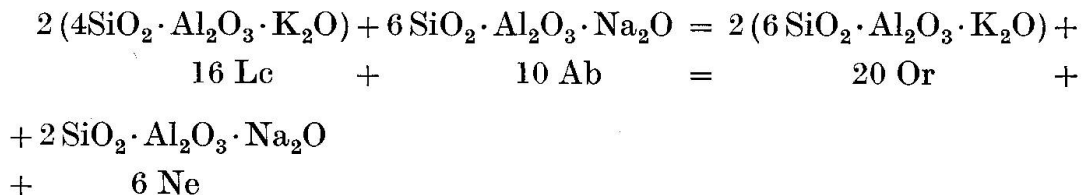


Fig. 3.

von IIb deutlich durch ein höheres Q-Niveau herausheben. Die zur Zeichnung von Fig. 3 benutzten Basis-Werte sind in Tabelle 3 zusammengestellt. Bemerkenswert sind auch die extrem hohen π -Werte der beiden K-Gabbros Nr. 4 und 5 im Vergleich zu den übrigen Gesteinen.

d) Gesteinschemismus und Mineralbestand

Zur Veranschaulichung der Beziehungen zwischen Gesteinschemismus und Mineralbestand wurden aus den Basiswerten von Tabelle 3 normative Mineralbestände berechnet. Die für die Berechnung der Standardnorm gültigen Regeln verlangen bei Untersättigung an SiO_2 nach Olivinbildung die Desilifizierung von Albit vor derjenigen des Kalifeldspates. Da es sich bei den vorliegenden Gesteinen ausschliesslich um Leucitgesteine handelt, wurde an Stelle der Standard-Katanorm eine Leucit-Variante gewählt. Für diese wurden nach erfolgter An- und Wo-Bildung zuerst die zur Di-Bildung benötigten Mengen an En und Hy gebildet und darauf das vorhandene Kp zu Lc silifiziert. Erst hierauf erfolgte die Bildung von Ab, evtl. von Ab + Ne, während Or-Bildung nur in denjenigen Fällen in Betracht gezogen wurde, in welchen nach der Ab-Bildung noch überschüssiges SiO_2 zur Verfügung stand. In einigen wenigen Fällen war nach der Di-Bildung nicht mehr genügend Fa vorhanden, um alles Fs in $\text{Mt} + \text{Q}$ zu verwandeln. Statt aus dem überschüssigen Fs in solchen Fällen $\text{Hm} + \text{Q}$ zu bilden, wurde vorgezogen, unter Änderung des Oxydationsverhältnisses einen entsprechenden Betrag von $\text{Fs} = \frac{1}{3}(\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2)$ zu $\text{Fa} = \frac{1}{3}(2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2)$ zu reduzieren, um die Mt-Bildung zu ermöglichen. Es handelte sich hierbei um Beträge von maximal 0.5% Fs. In solchen Fällen tritt in der Norm weder Hy noch Fa auf. Die derart berechneten Leucit-Varianten sind in Tabelle 4 zusammengestellt. Erscheint es aus irgendwelchen Gründen wünschenswert, von den Lc-Varianten zu den Standard-Normen überzugehen, so ist dies ohne weiteres möglich, wenn man die Beziehung



bzw. $8\text{Lc} + 5\text{Ab} = 10\text{Or} + 3\text{Ne}$ in Betracht zieht.

Tabelle 3. (*Basiswerte*)

Nr.	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp	π	γ	Q	L	M	Serie
I	36.0	12.1	10.2	20.4	2.1	2.1	6.7	9.2	0.6	0.6	.48	.10	36.0	42.7	21.3	I
1	33.4	14.8	16.5	14.8	3.5	4.6	4.0	7.3	0.4	0.7	.32	.14	33.4	46.1	20.5	I
2	34.7	16.4	16.1	14.6	2.3	4.4	3.4	7.0	0.5	0.6	.31	.13	34.7	47.1	18.2	I
II	35.5	15.6	15.8	13.7	3.0	4.3	3.9	7.1	0.7	0.4	.30	.16	15.5	45.1	19.4	I
3	35.6	16.8	17.6	13.7	2.3	5.4	1.5	6.1	0.4	0.6	.28	.15	35.6	48.1	16.3	I
4	24.8	3.5	2.8	35.3	7.2	4.7	6.6	12.6	0.8	1.7	.85	.23	24.8	41.6	33.6	IIb
5	22.2	7.1	2.8	27.3	8.4	9.6	6.9	11.7	0.9	3.1	.73	.23	22.2	37.2	40.6	IIa
6	21.0	22.2	9.2	12.0	10.6	5.5	5.1	12.7	0.6	1.1	.28	.31	21.0	43.4	35.6	IIb
III	24.8	12.7	8.6	15.6	7.9	8.0	9.7	10.9	0.5	1.3	.42	.22	24.8	36.9	38.3	IIa
IV	22.5	17.8	19.0	9.2	8.5	8.0	4.5	9.9	0.2	0.4	.20	.28	22.5	46.0	31.5	IIb
V	22.2	28.3	11.6	5.9	8.1	5.4	7.3	9.5	0.4	1.3	.13	.27	22.2	45.8	32.0	IIb
VI	24.9	22.7	11.6	10.6	8.4	5.7	6.0	9.2	0.3	0.6	.24	.44	24.9	44.9	30.2	IIb
7	24.7	24.3	13.0	10.1	8.3	4.0	4.9	9.2	0.5	1.0	.21	.31	24.7	47.4	27.9	IIb
8	29.0	13.5	12.9	13.9	8.3	2.1	5.9	13.5	0.5	0.4	.34	.28	29.0	40.3	30.7	IIa
VII	26.3	20.6	16.6	12.6	4.7	4.2	5.7	9.0	0.3	—	.25	.20	26.3	49.8	23.9	IIb
9	25.3	33.5	14.1	8.9	5.1	3.2	4.2	4.8	0.3	0.6	.16	.29	25.3	56.5	18.2	IIb
10	27.2	27.5	15.2	11.5	4.6	2.6	5.0	5.2	0.4	0.8	.21	.26	27.2	54.2	18.6	IIb
VIII	29.3	26.0	12.3	11.9	5.1	4.3	4.1	5.4	0.7	0.9	.24	.27	29.3	50.2	20.5	IIa
IX	26.0	37.9	11.3	10.0	3.0	2.5	4.6	4.2	0.5	—	.20	.21	26.0	59.2	14.8	IIb
11	28.6	22.2	23.0	9.9	3.6	3.3	2.6	6.0	0.4	0.4	.18	.23	28.6	55.1	16.3	IIb
12	29.9	25.6	16.2	8.3	6.9	3.6	2.9	5.8	0.4	0.4	.17	.36	29.9	50.1	20.0	IIa
13	24.7	22.8	35.7	2.2	5.7	2.3	1.9	4.2	0.2	0.3	.04	.41	24.7	60.7	14.6	IIb
X	28.6	37.5	15.1	8.6	2.2	3.2	1.5	2.7	0.3	0.3	.14	.23	28.6	61.2	10.2	IIb
XI	28.3	33.6	23.8	5.4	2.1	3.2	1.3	1.6	0.4	0.3	.09	.26	28.3	62.8	8.9	IIb
14	33.9	29.7	26.8	5.0	1.0	1.8	1.0	0.6	0.2	—	.08	.23	33.9	61.5	4.6	IIa
XII	37.6	22.4	27.2	6.0	0.7	2.1	3.0	0.8	0.2	—	.11	.00	37.6	55.6	6.8	I
XIII	41.0	39.7	6.8	7.6	0.2	2.2	1.7	0.3	0.5	—	.14	.04	41.0	54.1	4.9	I

Tabelle 4. Äquivalentnormative Mineralbestände (*Leucit-Varianten*)

Nr.	Q	Or	Lc	Ab	Ne	An	Wo	En	Hy	En	Hy	Fa	Mt	Hm	Ru	Cp	C
I	2.8	20.2	—	17.0	—	34.0	2.8	1.7	1.1	10.6	6.5	—	2.1	—	0.6	0.6	—
1	0.6	24.7	—	27.6	—	24.7	4.7	3.8	0.9	5.9	1.4	—	4.6	—	0.4	0.7	—
2	2.1	27.3	—	26.8	—	24.3	3.1	2.6	0.5	6.7	1.1	—	4.4	—	0.5	0.6	—
II	3.6	26.0	—	26.3	—	22.8	4.0	3.2	0.8	6.3	1.6	—	4.3	—	0.7	0.4	—
3	3.1	27.9	—	29.3	—	22.9	3.1	3.1	—	5.0	—	—	3.0	1.6	0.4	0.6	—
4	—2.4	—	4.7	—	2.8	58.8	9.6	7.2	2.4	—	—	2.5	4.7	—	0.8	1.7	—
5	—1.1	—	9.5	4.7	—	45.5	11.2	9.5	1.7	—	—	4.6	9.6	—	0.9	3.1	—
6	—	—	29.6	3.0	7.4	20.0	14.1	11.9	2.3	—	—	3.8	5.5	—	0.6	1.1	—
III	—	16.2	4.0	14.3	—	26.0	10.5	6.9	3.6	—	—	5.7	8.0	—	0.5	1.3	—
IV	—	—	23.7	22.0	5.8	15.4	11.3	10.8	0.5	—	—	1.8	8.0	—	0.2	0.4	—
V	—	—	37.8	15.2	2.5	9.8	10.8	7.3	3.5	—	—	4.0	5.4	—	0.4	1.3	—
VI	—	—	30.2	18.7	0.4	17.7	11.2	8.3	2.9	—	—	3.0	5.7	—	0.3	0.6	—
7	—	—	32.4	15.7	3.6	16.8	11.1	8.4	2.7	—	—	2.9	4.0	—	0.5	1.0	—
8	—	10.0	10.0	21.5	—	23.2	11.1	8.1	3.0	—	—	7.4	2.1	—	0.5	0.4	—
VII	—	—	27.5	24.8	1.7	21.0	6.3	4.5	1.8	—	—	5.6	4.2	—	0.3	—	—
9	—	—	44.7	16.0	4.5	14.8	6.8	4.4	2.4	—	—	1.5	3.2	—	0.3	0.6	—
10	—	—	36.7	21.8	2.1	19.1	6.1	3.6	2.5	—	—	2.5	2.6	—	0.4	0.8	—
VIII	—	16.0	21.9	20.5	—	19.8	6.8	4.3	2.5	—	—	2.2	4.3	—	0.7	0.9	—
IX	—	—	50.5	14.7	2.5	16.7	4.0	2.3	1.7	—	—	2.5	2.5	—	0.5	—	—
11	—	—	29.6	34.5	2.3	16.5	4.8	4.1	0.7	—	—	2.9	3.3	—	0.4	0.4	—
12	—	11.5	24.9	27.0	—	13.8	9.2	7.7	1.5	—	—	—	3.6	—	0.4	0.4	—
13	—	—	30.4	31.7	16.7	3.7	7.6	5.6	2.0	—	—	—	1.8	—	0.2	0.3	—
X	—	2.0	48.4	25.2	—	14.3	2.9	2.6	0.3	—	—	0.7	3.0	—	0.3	0.3	—
XI	—	—	44.8	33.5	3.7	9.0	2.8	2.1	0.7	—	—	—	2.7	—	0.4	0.3	—
14	—	15.0	27.6	44.7	—	18.3	1.3	0.8	0.5	—	—	—	1.6	—	0.2	—	—
XII	0.6	37.3	—	45.3	—	10.0	—	—	—	1.1	2.7	—	2.1	—	0.2	—	0.7
XIII	5.3	66.2	—	11.3	—	12.7	0.3	0.1	0.2	0.4	0.8	—	2.2	—	0.5	—	—

Die beiden holokristallinkörnigen Gesteine von k-pyroxengabbroidem Chemismus (Nr. 4 und 5) nehmen wiederum eine Sonderstellung ein. Bei der Verrechnung auf den Mineralbestand der gewählten Leucitvariante mit Diopsid und Olivin als dunkeln Gemengteilen reicht das vorhandene SiO_2 nicht aus, auch wenn wie im Falle von Nr. 4 eine geringe Menge Ne gebildet wird. Das Q-Manko wurde der Einfachheit halber als $-Q$ in Rechnung gesetzt. Durch Bildung einer Biotit-Variante, welche mit dem beobachteten Modus in Übereinstimmung stehen würde, lässt sich der Fehlbetrag etwas reduzieren, aber nicht völlig beseitigen. Der Grund zu dieser scheinbaren Unstimmigkeit liegt offenbar darin, dass als Pyroxen reiner Diopsid angenommen wurde, während in Wirklichkeit ein Al-haltiger, gewöhnlicher Augit vorhanden ist, welcher mit seinem potentiellen Gehalt an niedrigsilifizierten Komponenten das Q-Defizit auffängt.

Die Hauptschwierigkeit besteht in der Abschätzung des Al-Gehaltes des Pyroxens. Seine Zusammensetzung liesse sich bei genauer Kenntnis der quantitativ-mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine berechnen. Diese lässt sich jedoch wegen der zum Teil schlierigen Ausbildung derselben nicht genau bestimmen. Es wurde daher versucht, unter Verwendung von analysierten Beispielen Al-reicher Pyroxene eine Modusberechnung durchzuführen. Zu einem einigermaßen befriedigenden Resultat gelangt man unter Verwendung eines durch C. TILLEY und H. F. HARWOOD (1931) beschriebenen Ti-Augites aus der Kalkstein-Basalt-Kontaktzone von Scawt Hill, Co. Antrim, Irland. Dieser zeigt folgenden Chemismus:

Gewichtsprozente (Anal. H. F. HARWOOD):

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	H_2O	Summe
40.28	10.30	5.35	7.92	7.78	23.57	0.36	Sp.	3.85	0.19	99.60

Daraus berechnet sich folgende Basis:

Q	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Summe
18.1	2.1	16.5	28.3	5.8	9.6	16.8	2.8	100.0

Der Standard-Katanorm, welche man hieraus erhält, kommt selbstverständlich keine reelle Bedeutung zu. Sie gibt jedoch einen interessanten Hinweis auf die durch das Vorhandensein eines derartig zusammengesetzten Pyroxens bedingten Heteromorphie-Möglichkeiten:

An	Ne	Wo	En	Hy	Fo	Fa	Mt	Ru	Summe
27.5	2.1	37.8	1.6	0.4	15.6	6.4	5.8	2.8	100.0

Der Pyroxen enthält somit nur noch ca. $\frac{2}{5}$ eigentliche Pyroxen-Verbindungen (Wo + En + Hy), dafür jedoch ca. $\frac{1}{5}$ Olivin und ca. $\frac{1}{4}$ An neben etwas Mt, Ru und Ne.

Für die Berechnung des Modus der K-Gabbros wurde vom Mittel der beiden Analysen Nr. 4 und 5 ausgegangen, wobei soviel Pyroxen der gegebenen Zusammensetzung (im folgenden als Pyr* bezeichnet) gebildet wurde, als Cs vorhanden ist. Der Rest wurde in Übereinstimmung mit dem beobachteten Mineralbestand zu einer Biotit-Variante verrechnet:

Basis, Mittel aus Analysen Nr. 4 und 5			27.5% Pyr*	Rest	Norm (Bi-Variante)	
Q	23.5	5.0	18.5	Q	0.7	
Kp	5.3	—	5.3	An	44.7	} 48.4 Plag, An 95.5
Ne	2.8	0.6	2.2	Ab	3.7	
Cal	31.3	4.5	26.8	Pyr*	27.5	
Cs	7.8	7.8	—	En + Hy	1.3	
Fs	7.2	1.6	5.6	Bi	14.1	26.8 Cal + 17.9 Q = 44.7 An
Fa	6.7	2.6	4.1	Mt	5.6	2.2 Ne + 1.5 Q = 3.7 Ab
Fo	12.2	4.6	7.6	Cp	2.4	5.6 Fs + 2.8 Fa = 5.6 Mt + 2.8 Q
Ru	0.8	0.8	—			
Cp	2.4	—	2.4			
	100.0	27.5	72.5			
						5.3 Kp + 7.9 (Fo + Fa) + 0.9 Q (+ 2 W) = 14.1 Bi
						1.0 (Fo + Fa) + 0.3 Q = 1.3 (En + Hy)
						Q-Bilanz: 17.9 + 1.5 + 0.9 + 0.3 - 2.8 + 0.7 = 18.5

Wie zu erwarten war, geht die Rechnung nicht glatt auf, indem neben dem Pyr* noch 1.3% Orthaugit auftreten sowie 0.7 Q, was eben zeigt, dass der vorhandene Pyroxen mit dem in Rechnung gesetzten nicht genau identisch ist. Es steht jedoch fest, dass er sehr ähnlich zusammengesetzt sein muss und dass man auf die angegebene Weise einen Mineralbestand erhält, welcher mit dem beobachteten in befriedigender Übereinstimmung steht, auch was die Zusammensetzung des Plagioklases anbelangt.

Es ist weiter von Interesse festzustellen, ob diese k-gabbroiden Gesteine bei anderen Kristallisationsbedingungen zur Leucit-Bildung befähigt wären und somit als heteromorph zu Vulkaniten der beobachteten Mineralfazies angesehen werden können. Zu diesem Zwecke muss eine Leucit-Variante berechnet werden. Die nötige Beziehung erhält man wie folgt:

$$\begin{aligned} 16 \text{ Bi} &= 6 \text{ Kp} + 9 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 1 \text{ Q} (+ 2 \text{ W}) \\ 6 \text{ Kp} + 2 \text{ Q} &= 8 \text{ Lc} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{addiert: } 16 \text{ Bi} + 1 \text{ Q} &= 8 \text{ Lc} + 9 (\text{Fo} + \text{Fa}) (+ 2 \text{ W}) \\ 14.1 \text{ Bi} + 1.1 \text{ Q} &= 7.1 \text{ Lc} + 8.1 (\text{Fo} + \text{Fa}) (2 \text{ W}) \\ 1.3 (\text{En} + \text{Hy}) &= 1.0 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 0.3 \text{ Q} \end{aligned}$$

so dass die Lc-Variante lautet:

Q	An	Ab	Lc	Pyr*	Ol	Mt	Cp	Summe
-0.1	44.7	3.7	7.1	27.5	9.1	5.6	2.4	100.0

Die K-Gabbros sind somit tatsächlich heteromorph zu relativ leucit-armen Leucittephriten, welche sich durch stark basischen Plagioklas auszeichnen. Sie dürften aus Schmelzen entstanden sein, in welchen sich früh ausgeschiedener, An-reicher Feldspat gravitativ anreicherte, so dass in gewissem Sinne von einer anorthositischen Differentiationstendenz gesprochen werden kann.

Im übrigen zeigt die Zusammenstellung von Tabelle 4 eine Reihe von interessanten Beziehungen, wobei besonders der Einfluss der Silifizierung zum Ausdruck kommt. Alle Gesteine von Gruppe I ($\text{Si}^\circ > 1$) zeigen in der Äquivalentnorm freies Q neben höchstsilifizierten Komponenten. Dass neben Diopsid auch Orthaugit auftritt, was im Gegensatz zum Modus steht, hat seinen Grund darin, dass der vorhandene Pyroxen auch hier kein reiner Diopsid ist, sondern ein Al-haltiger, gewöhnlicher Augit, eventuell auch im Vorhandensein pigeonitartiger Typen in der Grundmasse.

Die Gesteine der Serie IIa (Si° um 0.9) zeigen in der Äquivalentnorm die hellen Komponenten Or, Lc, An, Ab, jedoch nicht Ne. Diese Kombination ist eine Folge der gewählten Berechnungsweise, bei welcher, wie erwähnt, Or vor Ab desilifiziert wird. Im Gegensatz hierzu sind die Gesteine von Gruppe IIb ($\text{Si}^\circ < 0.86$) bei gleicher Berechnungsweise infolge ihrer tieferen Silifizierung mit einer einzigen Ausnahme (Nr. X mit 2.0 Or) nicht mehr zur normativen Or-Bildung befähigt, zeigen jedoch neben Lc und Plagioklas immer etwas Ne. Dieser charakteristische Unterschied liefert nachträglich ein weiteres Argument zur Aufspaltung der untersättigten Gesteine in zwei Serien IIa und IIb, wie sie schon früher vorgenommen wurde. Da Ne als Gemengteil in den neu analysierten Gesteinen nirgends beobachtet wurde und auch in den älteren Beschreibungen nur sporadisch erwähnt wird, muss angenommen werden, dass der normative Ne-Gehalt, wie auch der durchwegs vorhandene an Olivin, welches Mineral modal ebenfalls nur in wenigen Fällen auf-

tritt, darauf beruht, dass bei der Berechnung an Stelle des vorhandenen gewöhnlichen Augites, Al-freie Glieder der Diopsid-Hedenbergitreihe gebildet wurden. Für die Koordinierung von normativem und modalem Mineralbestand stellt sich somit das gleiche Problem, wie es für die k-gabbroiden Gesteine behandelt wurde, und es liesse sich in gleicher Weise lösen.

D. Die Magmenentwicklung des Roccamonfina-Vulkans

Aus den erfolgten Darlegungen ergibt sich, dass der Roccamonfina-Vulkan während seiner relativ kurzen Tätigkeit im Quartär keine einheitlichen Magmen geliefert hat. In einer ersten Periode, welche zur Bildung des grossen Somma-Vulkans führte, wurden überwiegend niedrigsilifizierte Leucitlaven gefördert, für welche sich in bezug auf Silifizierung zwei Serien unterscheiden lassen. In bezug auf die zeitliche Einordnung derselben besteht noch keine völlige Klarheit, wenn auch feststehen dürfte, dass zum mindesten einige der etwas höher silifizierten Serie IIa angehörigen Laven zu den jüngsten Bildungen des Somma-Vulkans gehören. In einer zweiten Tätigkeitsperiode erfolgte im Zentrum des Somma-Vulkans der Aufbau des Zentralkegels des Monte S. Croce-Monte Láttani, welcher im Gegensatz zu den Bildungen der ersten Periode ausschliesslich aus übersättigten Gesteinen von im weiteren Sinne monzonitischem Chemismus besteht. Dieser höher silifizierten Serie I gehören ausserdem noch ein durch U. PANICHI beschriebener Sanidit von Acconorsi im Gebiet des Somma-Vulkans und ein Trachyt von Canello Arnone am Volturmo an. Für den Sanidit ist die Art des geologischen Auftretens nicht klar, eventuell handelt es sich um Auswürflinge der initialen Phase der Zentraleruption. Der Trachyt von Canello Arnone ist etwas älter als der eigentliche Roccamonfina-Vulkan, obwohl ebenfalls quartär. Er dürfte mit den älteren phlegräischen Trachyten in Verbindung zu bringen sein.

Es scheint somit festzustehen, dass auf eine Gesteinsserie niedriger Silifizierung eine solche höherer gefolgt ist. Die genetische Deutung dieser Tatsache verursacht bedeutende Schwierigkeiten, solange man nur das Gebiet des eigentlichen Roccamonfina-Vulkans in Betracht zieht. Desilifizierungsprozesse, welche höher silifizierte Magmen zu niedriger silifizierten desilifizieren, sind verschiedentlich bekannt, und sie spielen gerade in der campanischen Provinz, wie auch in der angrenzenden romanischen, eine wichtige Rolle. In umgekehrter Richtung verlaufende Prozesse, in Folge derer sich aus niedrig silifizierten, zur Leucitbildung

befähigten Magmen trachybasaltisch-trachyandesitisch-trachytische entwickeln, sind jedoch bis jetzt kaum bekannt.

Eine einleuchtende Erklärungsmöglichkeit für den erst so seltsam anmutenden Fall zeigt sich jedoch sofort, wenn man die Verhältnisse in den übrigen Sektoren der campanischen Provinz sowie auch in der benachbarten romanischen mit in Betracht zieht. Wie in der Einleitung erwähnt, sind beide Provinzen durch das Zusammenvorkommen von höher silifizierten trachybasaltisch-trachyandesitisch-trachytischen mit niedriger silifizierten, leucitführenden Gesteinsserien charakterisiert. Wie RITTMANN (1948) zeigen konnte, kommt dem Stammagma des Tyrrhenisgebietes auf Grund zahlreicher Indizien ein trachybasaltischer Chemismus zu. Diese Schmelzen, deren Ursprung und Bildung hier nicht zur Diskussion steht, differenzierten sich entweder auf normale gravitative Weise zu Trachyandesiten und Trachyten, oder aber sie lieferten infolge von lokal stattfindender Karbonatgesteinssyntexis mit nachfolgender Differentiation der syntektischen Schmelzen Leucitgesteine, wofür der Vesbische Vulkan mit der konstatierbaren progressiven Desilifizierung seiner Produkte den Beleg liefert. Im allgemeinen sind daher die trachybasaltisch-trachyandesitischen Gesteine älter als die Leucitgesteine. Es gibt aber auch Fälle, wo offenbar infolge der Bildung junger, tiefgreifender Brüche späte Nachschübe von wenig oder kaum differenziertem Stammagma erfolgten. Dahin gehören zum Beispiel der grosse, sehr junge Lavastrom der Selva del Lamone im Gebiet des volsinischen Vulkans oder der Arsostrom vom Jahre 1301 auf Ischia oder, zwar ausserhalb der erwähnten Provinzen, aber im benachbarten Tyrrhenisgebiet, die Laven der Punta dello Zenobitò auf Capraja und eventuell der Vulkan von Radicofani. Angesichts dieser Tatsachen erscheint es plausibel, für den Roccamonfina-Vulkan eine ähnliche Erklärung zu versuchen. Das trachybasaltische, tyrrhenische Stammagma wurde, wie in der romanischen Provinz oder in der vesbischen Subprovinz der campanischen durch Karbonatgesteinssyntexis desilifiziert und lieferte die leucitführenden Serien von etwas unterschiedlicher, aber durchwegs niedriger Silifizierung, welche den grossen Sommayulkan aufbauen. Nachträglich erfolgte Nachdringen von nur schwach differenziertem Stammagma, welches die Latite (Vulsinite) des Monte S. Croce-Monte Láttani lieferte. Als Übergang zwischen den beiden Serien treten die etwas höher silifizierten, aber zum Teil doch noch leucitführenden Gesteine der Serie IIa auf. Ganz zum Schluss folgten im Gebiete des Zentralkegels basische Olivin-Trachybasalte, wie derjenige von La Cerchiara, welche am ehesten als Repräsentanten des Stammagmas aufgefasst werden können.

Dass schon vor dem Aufbau des eigentlichen Roccamonfina-Vulkans, aber ebenfalls im Quartär, Laven höherer Silifizierung gefördert wurden, zeigt der Trachyt von Cancellò Arnone am Volturò, welcher den älteren phlegäischen Trachyten nahesteht, also den Bildungen derjenigen Subprovinz der campanischen Provinz, für welche syntektische Prozesse praktisch keine Rolle spielten.

Was die schon mehrfach erwähnten k-gabbroproxenitischen, holokristallinen Gesteine Nr. 4 und 5 anbelangt, welche sich als Einschlüsse in Tuffen finden, so müssen sie als in subvulkanischer Fazies erstarrte, an basischem Plagioklas stark angereicherte Differentiate syntektischer Schmelzen aufgefasst werden, welche nach ihrer Erstarrung durch explosive Vorgänge emporgerissen wurden.

E. Literatur

- BUCCA, L. (1886): Il Monte di Roccamonfina, studio petrografico. Boll. R. Com. geol. d'Italia, 17, Nr. 7—8.
- BURRI, C. (1948): Die petrographischen Provinzen Mittelitaliens. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28 (Festschrift P. Niggli), 49—64.
- (1961): Le province petrografiche postmesozoiche dell'Italia. Rendic. Soc. Min. Ital. 17, 3—40.
- (1962): Zur Berechnung der Silifizierung von Eruptivgesteinen. Chem. d. Erde 22 (Festband F. Heide), i. Druck.
- MODERNI, P. (1887): Note geologiche sul gruppo vulcanico di Roccamonfina. Boll. R. Com. geol. d'Italia 18, Nr. 3 u. 4.
- NIGGLI, P. (1923): Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin, Borntraeger.
- PANICHI, U. (1922): Ricerche petrografiche su la regione Aurunca (Vulcano di Roccamonfina). Mem. Soc. Ital. Sc. nat. detta dei (XL) Roma (2) 22, 124 p., 6 tav.
- VOM Rath, G. (1873): Zwei Gesteine der Roccamonfina. Z. deutsch. geol. Ges. 25, 243—247.
- RILEY, J. P. (1958): The rapid analysis of silicate rocks and minerals. Anal. Chim. Acta 19, 413—428.
- RITTMANN, A. (1932): Das Vesuvmagma und seine Entwicklung. Die Naturwiss. Berlin 20, 305—311.
- (1933): Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas. Z. Vulk. 15, 8—94.
- (1948): Origine e differenziazione del magma ischitano. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, 643—698.
- SABATINI, V. (1920): Osservazioni sulle lave leucitiche del Vulcano Rocca Monfina. Atti R. Accad. Lincei (5) Rendic. fisic. 29, 1° sm., 191—194.
- SEIFERT, H. (1942): Über ein basaltisches Gestein der Roccamonfina. (Ein Beitrag zur vulkanologischen Geschichte dieses Gebirges). Neues Jb. f. Min. etc. (A) B. B. 77, 277—336.

- TILLEY, C. E. u. HARWOOD, H. F. (1931): The dolerite-chalk contact of Scawt Hill, Co. Antrim. The production of basic alkali-rocks by the assimilation of limestone by basaltic magma. *Min. Mag.* 22, 339—468.
- WASHINGTON, H. S. (1897): Italian petrological sketches. IV. The Roccamonfina region. *J. Geol.* 5, 241—256.
- (1906): The Roman comagmatic region. *Publ. Carnegie Inst. Washington* 57, 199 p.
- WEIBEL, M. (1961): Die Schnellmethoden der Gesteinsanalyse. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 41, 285—294.
- (1962): Die Aluminiumbestimmung in der chemischen Silikatanalyse. *Z. anal. Chem.* 184, 322—327.

Geologische Karten:

Carta geologica d'Italia 1 : 100 000, Blätter 160 (Cassino), 161 (Isernia), 171 (Gaeta) und 172 (Caserta).

P. MODERNI: Abbozzo di Carta geologica del Gruppo di Roccamonfina 1 : 100 000, in P. MODERNI, loc. cit. (1887).

Topographische Karten:

Carta topografica d'Italia 1 : 25 000.

Tavolette 160 II SE (S. Ambrogio sul Garigliano)

161 III SO (Mignano)

171 I NE (Suio)

172 IV NO (Teano)

171 I SE (Sessa Aurunca)

172 IV SO (Carignola)

Manuskript eingegangen am 24. Januar 1962.