UNIVERSITÄTS BIBLIOTHEK

universität wien

De Stefani, Carlo

Die Phlegräischen Felder bei Neapel

Perthes
Gotha [u.a.]
1907

eod books2ebooks.eu

digitalisiert an der Universitätsbibliothek Wien

digitised at Vienna University Library

books2ebooks – Millions of books just a mouse click away!

European libraries are hosting millions of books from the 15th to the 20th century. All these books have now become available as eBooks – just a mouse click away. Search the online catalogue of a library from the eBooks on Demand (EOD) network and order the book as an eBook from all over the world – 24 hours a day, 7 days a week. The book will be digitised and made accessible to you as an eBook. Pay online with a credit card of your choice and build up your personal digital library!

What is an EOD eBook?

An EOD eBook is a digitised book delivered in the form of a PDF file. In the advanced version, the file contains the image of the scanned original book as well as the automatically recognised full text. Of course marks, notations and other notes in the margins present in the original volume will also appear in this file.

How to order an EOD eBook?

eod digital on request

Whereever you see this button, you can order eBooks directly from the online catalogue of a library. Just search the catalogue and select the book you need. A user friendly interface will guide you through the ordering process. You will receive a confirmation e-mail and you will be able to track your order at your personal tracing site.

How to buy an EOD eBook?

Once the book has been digitised and is ready for downloading you will have several payment options. The most convenient option is to use your credit card and pay via a secure transaction mode. After your payment has been received, you will be able to download the eBook.

Standard EOD eBook – How to use

You receive one single file in the form of a PDF file. You can browse, print and build up your own collection in a convenient manner.

Print

Print out the whole book or only some pages.

Browse

Use the PDF reader and enjoy browsing and zooming with your standard day-to-day-software. There is no need to install other software.

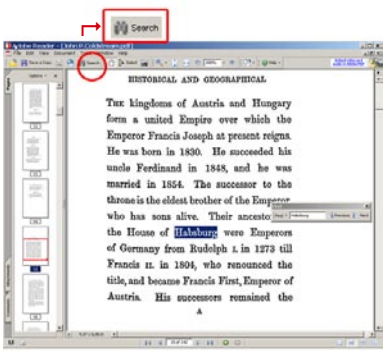
Build up your own collection

The whole book is comprised in one file. Take the book with you on your portable device and build up your personal digital library.

Advanced EOD eBook - How to use

Search & Find

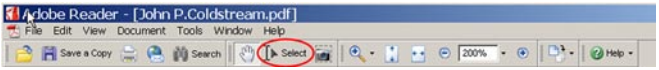
Print out the whole book or only some pages.



With the in-built search feature of your PDF reader, you can browse the book for individual words or part of a word.

Use the binocular symbol in the toolbar or the keyboard shortcut (Ctrl+F) to search for a certain word. “Habsburg” is being searched for in this example. The finding is highlighted.

Copy & Paste Text



Click on the "Select Tool" in the toolbar and select all the text you want to copy within the PDF file. Then open your word processor and paste the copied text there e.g. in Microsoft Word, click on the Edit menu or use the keyboard shortcut (Ctrl+V) in order to Paste the text into your document.

Copy & Paste Images

If you want to copy and paste an image, use the "Snapshot Tool" from the toolbar menu and paste the picture into the designated programme (e.g. word processor or an image processing programme).

Terms and Conditions

With the usage of the EOD service, you accept the Terms and Conditions. EOD provides access to digitized documents strictly for personal, non-commercial purposes.
Terms and Conditions in English: http://books2ebooks.eu/odm/html/ubw/en/agb.html
Terms and Conditions in German: http://books2ebooks.eu/odm/html/ubw/de/agb.html

More eBooks

More eBooks are available at http://books2ebooks.eu

222

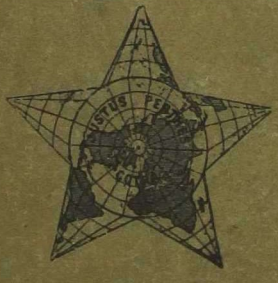
Dr. A. Petermanns Mitteilungen
aus
Justus Perthes' Geographischer Anstalt.
Herausgegeben von
Prof. Dr. A. Supan.

Ergänzungsheft Nr. 156.

Die Phlegräischen Felder bei Neapel.

Von

Prof. Dr. **Carlo de Stefani,**
Professor der Geologie an dem R. Istituto di Studi Superiori in Florenz.



GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1907.

Preis 14 Mark.

Geschlossen 21. Juni 1907.

GEOGRAPHISCHES INSTITUT
K. K. UNIVERSITÄT

945/156

Die Phlegräischen Felder bei Neapel.

Von

Prof. Dr. **Carlo de Stefani,**
Professor der Geologie an dem R. Istituto di Studi Superiori in Florenz.

Mit 67 Phototypien, Zeichnungen und Diagrammen und einer geologischen Karte.

(ERGÄNZUNGSHEFT No. 156 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN«.)

FACHBEREICHSBIBLIOTHEK GEOGRAPHIE UND REGIONALFORSCHUNG UNIVERSITÄT WIEN

GEOGRAPHISCHES INSTITUT der K. K. UNIVERSITÄT WIEN.

GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1907.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 1

I. Der Monte Nuovo 3

II. Der Krater der Solfatara 19

Lavenerguß 21. — Der Explosionskrater 25

III. Montagna Spaccata. Campana und Pisano. Senga 37

Schlackeneruption von Montagna Spaccata 37. — Die Explosionen von Campana und Pisano 39. — Die Fossa Lupara oder Senga 40

IV. Der Krater der Astroni 45

Der Explosionskrater 45. — Der seitliche Lavastrom 49. — Zentraler Schlackenkrater 50

V. Fondo Riccio und Concola 55

VI. Santa Maria del Cavone, Santa Maria del Pianto 59

VII. Averno 67

VIII. Ciliano 74

IX. Monte Olibano 76

X. Baia, Fondo di Baia 83

XI. Agnano 85

Die Meierei Sorrentino 87. — Monte Spina 88

XII. Quarto 91

XIII. Montagnella di Santa Teresa 92

XIV. Monte di Cuma 93

XV. Kap Miseno 96

XVI. Der Hafen von Miseno 99

XVII. Bacoli 100

XVIII. Campiglione 101

XIX. Teano 104

XX. Schlacken von Torre Franceschi, Piperno, (Pianura, Soccavo, Neapel), Trachyt von Montesanto 105

Schlacken von Torre Franceschi 105. — Piperno 107. — Der Piperno und die Breccien von Neapel 118. — Schlackeneruption von Montesanto 127. — Der Lavastrom im Tunnel von Montesanto 128

XXI. Neapel, Capodimonte 130

XXII. Posillipo 131

XXIII. Fuorigrotta 133

XXIV. Monte di Procida 135

XXV. Arco Felice und Monte del Gaudo 147

XXVI. Punta del Epitaffio 147

XXVII. Pozzuoli 148

XXVIII. Krater, die von einigen Autoren angegeben werden 149

XXIX. Reihenfolge der tieferen Erdschichten in Brunnen 149

XXX. Stratigraphische Beziehungen, Ursprung und Alter der Tuffe, Chronologie der Eruptiverscheinungen 151

Submariner und subaerischer Ursprung 153. — Alter und Chronologie der eruptiven Erscheinungen 154

XXXI. Natur der Ausbrüche; Tuff- und Explosionsausbrüche 156

XXXII. Natur der ausgeworfenen Gesteine 161

Chemische Zusammensetzung 161. — Mineralogische Beschaffenheit 163. — Physische Beschaffenheit 169

XXXIII. Petrographische Natur der Auswürflinge 171
XXXIV. Klassifikation 175
XXXV. Verhältnisse der Lava vor der Abkühlung an der Oberfläche 181
XXXVI. Über Abkühlung und Erstarrung 187
Holokristallinische Erstarrung 190
XXXVII. Reihenfolge in der Erstarrung und Kristallisation der Gemengteile 191
Hornblende 192. — Eisenoxyde 193. — Natronhaltige Mineralien 195. — Kristallisation nach der Erstarrung der Lava 198
XXXVIII. Rezente Alluvionen 199

Phototypien, Diagramme und Profile.

Fig. Seite
1. Monte Nuovo gesehen von der Station Arco Felice . 4
2. Von Averno bis Astroni. 1 : 100000 12
3. Von Cumä bis Monte Nuovo. 1 : 100000. 13
4. Schematisches Profil durch den Monte Nuovo . . . 14
5. Östlich von Monte Nuovo, gegenüber der Villa Zainy, westlich von der Fahrstraße 14
6. Solfatara 20
7. Vom Meere nach der Solfatara und Astroni . . . 21
8. An der Straße östlich von San Gennaro unterhalb der Solfatara 25
9. An der Fahrstraße nordöstlich von Monte Olibano . 25
10. Bocca della Solfatara 30
11. An der Montagna Spaccata. 1 : 2000 37
12. Von Cumä bis zur Fossa Lupara. 1 : 100000 . . . 40
13. Von der Via Campana bis Pezella. 1 : 100000 . . . 40
14. Seitenlava der Astroni 49
15. Zwischen Manganella und Fondo Riccio 55
16. Schematisches Profil durch den Schlackenkrater des Fondo Riccio. 1 : 12000 55
17. Vom Krater des Fondo Riccio bis Via Campana. 1 : 100000 56
18. Die Concola 56
19. Östlich vom Fondo Riccio 58
20. Von Santa Maria del Pianto bis Ponti Rossi. 1 : 100000 59
21. Santa Maria del Pianto. 1 : 4000 65
22. Averner See mit dem Monte Nuovo und dem Tempel der Sibylle vom Landgut Maglioni aus 67
23. Krater des Averno an der Straße nach Cumä . . . 69
24. Vom Meere bis an die Ebene von Quarto. 1 : 100000 74
25. Am Monte di Ciliano zwischen Vaiano und Salvio . 75
26. Gipfel des Ciliano nach W zu 75
27. Westlich des Vorgebirges des Monto Olibano gegen Pozzuoli zu zwischen dem Gasthof Flavio Gioia und dem königlichen Bruch degli Scogli. Etwa 1 : 12000 76
28. Beim Capo alla Pietra 76
29. Am Vorgebirge des Monte Olibano gegen Pietra zu. Etwa 1 : 10000 77
30. Tal unterhalb Cariate 77
31. Trachyt bedeckt von Schlacken am Monte Olibano . 78
32. An der Straße zwischen Bajä und Torre Gaveta . . 83
33. Monte di Procida und Fondi di Baia. 1 : 100000 . . 83
34. Querschnitt durch den Krater von Agnano vom Monte Olibano bis Camaldoli. 1 : 100000 85
35. Unterhalb San Luise nach dem See von Agnano zu . 87
36. Von der Montagnella di Santa Teresa bis Neapel. 1 : 100000 92
37. Südwestlich von der Montagnella di Santa Teresa . 92
38. Cumä 93
39. Cumä 94
40. Obsidian in den Laven. Akropolis von Cumä . . . 95
41. Akropolis von Cumä 95
42. Kap Miseno 96
43. Miseno 99
44. Hafen von Miseno 100
45. Punta di Poggio, Basso Poggio und Cento Camerelle . 100
46. Unter Camaldoli. 1 : 100000 105
47. Ausläufer von Camaldoli westlich von Grimaldi. Etwa 1 : 1200 107
48. Rechts vom Tale der Camaldolilli gegen die Ebene von Soccavo zu 107
49. Hügel von Neapel. 1 : 100000 110
50. Östlich von Camaldolilli 117
51. Nördlich von Sant' Elmo 119
52. Bei Sant' Elmo in der Nähe der Drahtseilbahn von Montesanto 119
53. Den Corso Vittorio Emanuele entlang vom Park Grifeo im W bis zur Drahtseilbahn im O. 1 : 2000 . . . 120
54. Bei Neapel am Corso Vittorio Emanuele zwischen dem Parker-Hotel, früher Tramontano, und Nr. 137 . . 122
55. Rechts vom Aufstieg des Scudillo gegenüber der Villa Velianda 130
56. Zwischen der Punta di Palombara und der Cala dell' Inferno 135
57. Nördlich von der Punta dell' Inferno. 1 : 1000 . . . 135
58. Punta dell' Inferno von S 136
59. Von der Punta dell' Inferno nach Marina di Acqua morta 136
60. Monte di Procida, Küste von Miniscola 137
61. Klippen von Miniscola 138
62. Östlich von der Torre Fuma 138
63. Zwischen der Montagna d'Innocenzo und der Punta di Palombara 143
64. Montagna d'Innocenzo, Monte di Procida 145
65. Torre Gaveta 146
66. Beim Arco Felice 147
67. Bäder des Nero 148

Karte.

Geologische Karte der Phlegräischen Felder von Carlo de Stefani. 1 : 75000.

Einleitung.

Eine der am häufigsten erwähnten vulkanischen Gegenden ist diejenige der Phlegräischen Felder bei Neapel. Dieser Name umfaßte ursprünglich ein weit größeres Terrain als heute.

Aristoteles (geb. 384, gest. 322 v. Chr.) ist der erste Schriftsteller, bei dem sich das Phlegräische Feld (*Φλεγραῖον πεδίον*) bei Gelegenheit der Erdbeben erwähnt findet. Er sagt: »Das Gas bewegt, wenn es in reichlicher Menge vorhanden ist, die Erde wie eine Erschütterung in die Breite (d. h. in horizontaler Richtung), aber in gewissen Gegenden auch mit einem Stoße von unten nach oben; erfolgt eine solche Bewegung, dann werden aus dem Boden eine Anzahl Steine geworfen, wie Körner, die in Sieben geworfelt werden. Von Erdbeben gleicher Art wurden beschädigt das Sipylische Feld in Kleinasien, dasjenige, welches das Phlegräische genannt wird, und die ligurische Gegend.«

Derselbe Autor schreibt in einem anderen Werke, daß die Gegend des Averner Sees, wo heiße Quellen fließen, *πυριφλεγέθων* genannt wird[2]). Ephorus, ein gleichzeitiger Geschichtsschreiber aus Cumä (italienisch Cuma), nannte Pyriphlegethon eine mythologische zum Orte gehörige Persönlichkeit, und Lykophron, der etwas später lebte, legte den Namen einem mutmaßlichen benachbarten Flusse bei[3]), wahrscheinlich in Verwechselung der Begriffe mit den häufigen Quellen.

Polybius erzählt, daß die Tyrrhener oder Etrusker früher auch die Felder bei Capua und Nola besessen hätten, die einstmals die Phlegräischen genannt seien (*πεδία Φλέγραια περὶ Καπύην καί Νώλην*)[4]), und wiederholt an einer anderen Stelle, daß die Ebene bei Capua von den »Phlegräischen Feldern« eingenommen sei[5]). Auch Diodorus Siculus, der zur Zeit Cäsars und Augustus' lebte, sagte, als er die Taten des Herkules schilderte, daß jener zur Ebene von Cumä gekommen sei, wo er die Riesen bekämpfte und fügte hinzu: Dieser Ort wird das Phlegräische Feld genannt (*πεδίον Φλεγραῖον*) von einem Hügel, welcher ähnlich wie der Ätna in Sizilien große Massen Feuer speit; er wird jetzt Vesuv (*Οὐεσουίος*) genannt, und viele Spuren ehemaliger Brände seien noch deutlich sichtbar[6]). Auch an einer anderen Stelle sagt er, ohne den Vesuv zu erwähnen, daß die Kämpfe mit den Riesen in Italien in den Feldern stattgefunden hätten, welche einstmals Phlegräische von dem Orte der Brände genannt seien und später die Cumäischen geheißen hätten[7]). Hieraus glauben Beloch[8]) und De Lorenzo[9]) mit Sicherheit schließen zu können, daß der Vesuv schon vor 79 v. Chr. in historischen Zeiten Ausbrüche gehabt habe, und daß sich auf einen Ausbruch des Vesuvs, wenn nicht auf eine Explosions-Eruption in der

---

[1]) Aristoteles, *μετεωρολογικῶν* lib. II, cap. VIII (Über Meteore).
[2]) Idem, *περὶ θαυμασίων ἀκουσμάτων*, C. II.
[3]) *Λυκόφρονος τοῦ χαλκιδέως Αλέξανδρα*, 699.
[4]) *Πολύβιος καὶ Ἀππίανος*, lib. I, cap. 17.
[5]) Idem, lib. III, 91.
[6]) Diodorus, lib. IV, 21.
[7]) Ibid. V, 71.
[8]) Beloch, Campanien. Berlin 1879, S. 216.
[9]) G. de Lorenzo, Studi di geologia nell' Appennino meridionale (Acc. scienze fis. e mat., Vol. VIII, S. 2). Napoli 1896.

Gegend der heutigen Phlegräischen Felder, die oben erwähnten Mitteilungen des Aristoteles beziehen, und daß hierauf der Ursprung des Namens der Phlegräischen Felder zurückzuführen sei. Später erzählt Strabo, daß das Gebiet von Cumä *Φλεγρα* deswegen genannt werde, weil die ganze Gegend von Pozzuoli bis Bajä (italienisch Baia) von Schwefel, Feuer und heißen Quellen erfüllt sei[1]). Plinius erwähnt ausdrücklich, daß die Laboria (oder Terra di Lavoro), das von den Griechen das Phlegräische Feld genannte Gebiet, ein Teil Campaniens gewesen und von zwei Konsularstraßen begrenzt sei, die von Pozzuoli und von Cumä nach Capua führten[2]). Strabo und Plinius wenden also diese Namen auf ein weit beschränkteres Gebiet an als Diodor und Polybius.

Dionysius von Halycarnassus[3]) nennt das Gebiet von Cumä und das angrenzende Land die Campanischen Felder (... *Καμπανῶν πεδίων* ...). *Καμπανῶν πέδον* nannte es Dionysius Periegetes (descriptio, p. 357), der zwischen 54 und 93 n. Chr. lebte. Rufus Festus Avienus, der im 4. Jahrhundert lebte, übersetzt »campanus ager«, während sein späterer Kommentator, der Bischof Eustathius, der im 12. Jahrhundert lebte, sagt, daß die Bevölkerung der »Campani« von den »Feldern« den Namen führe, und hinzufügt, daß hier die Phlegräischen Felder liegen, und daß Cumä Phlegraea genannt sei, weil in der Gegend Flammen und warmes Wasser hervorsprudelten (Commentaria p. 357). Ich verstehe den Namen Phlegräische Felder in einem kaum weiteren Sinne als Strabo und Plinius, indem ich nämlich darunter alle Hügel westlich von Neapel zusammenfasse. Breislak, Scacchi und eine große Zahl italienischer und ausländischer Schriftsteller haben diese Gegend weitläufig beschrieben. Eine wiederholte wochenlange Anwesenheit in den Jahren 1896—98 hat mich in den Stand gesetzt, die Beobachtungen anderer zu vervollständigen.

In bezug auf die Topographie bediene ich mich des Blattes 7 der Karte des ehemaligen Königreichs Neapel und der tavolette des K. Militärgeographischen Instituts[4]), welche jedoch noch nicht vollendet sind und sich überdies an verschiedenen Stellen, wie das schon andere bemerkt haben, sicherlich in den Höhenangaben irren.

Die Phlegräischen Felder befinden sich — dies hat schon De Lorenzo bewiesen — durchaus nicht, wie andere annehmen, inmitten eines Versenkungsfeldes und gleichsam im Zentrum einer Bucht, umgeben von einem zu den Appenninen zu rechnenden Terrain, das gegen das Meer abgebrochen ist, sondern inmitten einer sehr weit reichenden Synklinale, um welche herum die Sekundärschichten der Halbinsel Sorrent, der Appenninen von Avellino und Caserta und des Monte Massico regelmäßig zum Meere abfallen.

Die Erdschichten, aus denen die Phlegräischen Felder zusammengesetzt sind, bestehen nur zu einem kleinen Teile aus Ton, vielmehr meist aus sandigen trachytischen Tuffen, die teils zerreiblich und locker, teils fest sind und gänzlich oder fast gänzlich zusammengesetzt sind aus Bruchstücken vulkanischen Ursprungs und mehr oder weniger eckige, unregelmäßige Stücke von verschiedener Größe von unveränderten oder metamorphisierten Laven und Schlacken und besonders Bimssteine enthalten. Die größeren Fragmente sind an gewissen Punkten zahlreich, an anderen sparsam vertreten oder fast gar nicht vorhanden.

Diese Tuffe finden sich weit verbreitet in den Phlegräischen Feldern, auf der ganzen Halbinsel von Sorrent, bei Mercato, Sarno, Avellino im O des Vesuvs, bei Arienzo, Sant' Agata

---

[1]) Strabo, Geogr., lib. V, 4, 6.

[2]) Plinii secundi Hist. mundi, lib. XVIII, cap. 29: »Quantum autem universas terras campus Campanus antecedit, tantum ipsum pars eius, quae Laboriae vocantur, quem Phlegraeum Graeci appellant. Finiuntur Laboriae via ab utroque latere consulari, quae a Puteolis et quae a Cumis Capuam ducit.« Es ist nicht zu verstehen, weshalb einige Schriftsteller, die den Plinius offenbar mißverstanden haben, Laboria auf die Ebene von Quarto beschränkt haben.

[3]) Dionys. Halycar. I, 21, 37; VII, 3.

[4]) Napoli, Pozzuoli, Marano di Napoli.

dei Goti bis nach Benevento nördlich von Neapel und am ganzen Rande der Campanischen Ebene bis nach Rocca Monfina, indem sie diskordant die verschiedensten Gesteine bedecken[1]).

Aber die in Campanien weit verbreiteten Tuffe haben oft etwas verschiedene Beschaffenheit, und wir haben nur die Absicht, denjenigen der Phlegräischen Felder zu untersuchen.

Sie sind hier in zwei Varietäten vertreten, verschieden in Farbe, Festigkeit und stratigraphischer Lage. Zu unterst liegt der gelbe Tuff, ausgezeichnet durch seine warme und lebhafte gelbe Farbe und seine ziemlich feste Beschaffenheit, daher von alters her ein gutes Baumaterial. Die oberen Schichten bestehen aus grauem aschenfarbigem Tuff, dessen Gemengteile verändert sind, der daher mürbe und zu Bauzwecken nicht geeignet ist; er findet sich wechsellagernd mit sehr regelmäßigen dünnen Schichten von kleinen Bimssteinen bei Poggioreale, bei Capodimonte, bei Sant' Elmo, an den Hügeln bei Camaldoli, bei Cigliano, um den Krater von Quarto herum. Die Feinheit des Materials ist innerhalb gewisser Grenzen verschieden. Die allerfeinsten, zersetzten, von gleichmäßigem Korn liefern die Puzzolanerde, die zusammen mit Kalk festen Zement zu Arbeiten unter Wasser gibt. Die Schichtung ist stets deutlich, aber an vielen Stellen sehr unregelmäßig. An anderen Stellen beobachtet man eine größere Regelmäßigkeit, und es kommen ziemlich ausgedehnte Bänke vor, in denen Bestandteile von recht verschiedener Beschaffenheit miteinander abwechseln, obwohl eine absolute Horizontalität nur ziemlich selten zu konstatieren ist. Jedoch bemerkt man streckenweise, wenn auch nur auf einige 100 m, ziemlich starke, ursprüngliche Krümmungen und Faltungen, die vielmehr von der Art der Ablagerung der Bänke als von nachträglichen Bewegungen herrühren.

Die besondere Beschaffenheit und die Lagerung dieser Tuffe werden wir später näher untersuchen. Innerhalb derselben finden sich Anhäufungen oder Kuppen und Ströme von Laven und Bänke von Schlacken, auf die wir im Laufe der Untersuchung näher eingehen werden. Es ist sehr schwierig, die Beschreibung der verschiedenen Vulkane in eine gute Reihenfolge zu bringen. Ich werde die chronologische Ordnung wählen und werde beginnen mit den Phänomenen, die sich in historischer Zeit sozusagen vor unseren Augen abgespielt haben und daher besser bekannt sein dürften, um dann nach und nach zu den älteren fortzuschreiten.

I. Der Monte Nuovo.

Der jüngste der Phlegräischen Vulkane ist der Monte Nuovo, besucht und beschrieben von so ziemlich allen Geologen, die über Vulkane arbeiten wollten, zuletzt von De Lorenzo[2]). Er ist entstanden im Jahre 1538 durch eine Eruption, der eine Periode lokaler Erdbeben voranging. Die hauptsächlichsten Quellen der Geschichte dieser Eruption sind die Beschreibungen des Vizekönigs Pietro da Toledo[3]), welcher diese Gegend am

[1]) A. Scacchi, La regione vulcanica fluorifera della Campania (Mem. d. R. Com. geol., vol. IV, 1890). W. Deecke, Zur Geologie von Unteritalien (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1891, Bd. II, S. 286).

[2]) G. de Lorenzo, Consid. sull' origine superficiale dei vulcani (Atti R. Acc. sci. fis. e nat., Napoli 7. Dec. 1901).

[3]) Pietro da Toledo, Ragionamento del terremoto, del Nuovo Monte, del Aprimento di terra in Pozuolo, nel anno 1538. Gedruckt in Neapel durch Sultzbach (irrtümlich mit tz, richtig Sulzbach), einen Deutschen, am 22. Januar 1539. Diese Ausgabe ist außerordentlich selten, ich habe sie in keiner Bibliothek in Rom und in Toscana gefunden. Sie wurde bald darauf neugedruckt mit den Werken von M. A. delli Falconi und Borgia, und von diesem Neudruck existiert ein sehr gutes Exemplar in der Universitätsbibliothek von Pisa, wahrscheinlich ein Geschenk von Porzio, der dort Lektor war. Ein Exemplar wurde von Hamilton, welcher sie übersetzt hatte (W. Hamilton, Campi Phlegraei, Neapel 1776, S. 70, französisch Paris 1776), dem Britischen Museum geschenkt.

1. Oktober, drei Tage nach dem Ausbruch besuchte (sie werden zum größten Teile von Miccio[1]) in dessen Lebensbeschreibung wiederholt), ferner von Francesco dal Nero, Vertreter des Hofes von Toscana in Neapel[2]), welcher sich den Ausbruch bald nach seinem Beginn ansah, von Marc' Antonio delli Falconi[3]), von Simone Porzio[4]), Professor der Philosophie an der Universität Neapel, dann Lektor an der Universität Pisa, welcher

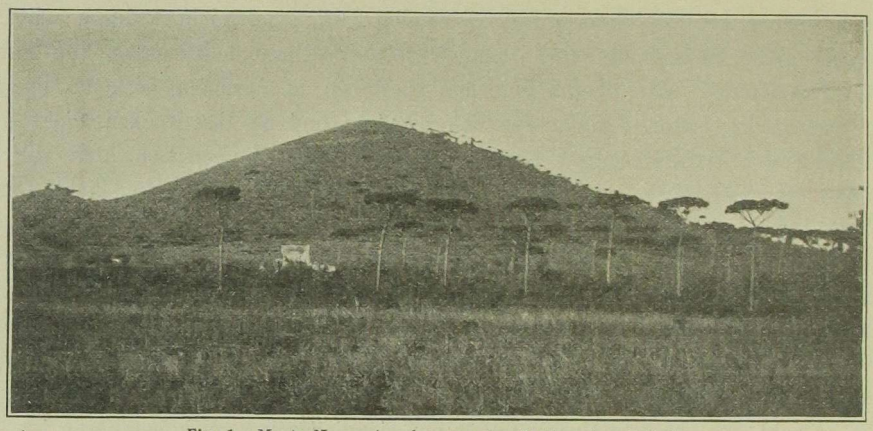


Fig. 1. Monte Nuovo (gesehen von der Station Arco Felice).

im Auftrag des Pietro da Toledo schrieb, endlich das Zeugnis des Don Antonio Russo aus Pozzuoli, eines Mannes von ungefähr 80 Jahren, das von sechs anderen alten Landleuten der Gegend in demselben Lebensalter im Jahre 1587 gelegentlich einer Erkundigung über das Hospital von Tripergola, in Gegenwart des Bischofs von Pozzuoli[5]) bestätigt wurde, und eine Erzählung in Versen des Girolamo Borgia[6]), Bischofs von Massa lubrense. Ich werde die Werke von P. da Toledo, von Nero und von delli Falconi mit T., N., F. zitieren.

[1]) S. Miccio, Vita di D. Pietro da Toledo (Arch. stor. ital., Vol. IX, S. I, 1846, S. 35).

[2]) F. del Nero, Lettera a Niccolò del Benino sul terremoto di Pozzuolo dal quale ebbe origine la Montagna Nuova, nel 1538. Nach einem Manuskript übersetzt ins Deutsche (Haagen v. Mathiessen, Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1846, S. 702 und M. Neumayr, der Bericht des Francesco del Nero über die Bildung des Monte Nuovo bei Neapel (Neues Jahrb. 1883, Bd. II), und ins Englische (Quarterly Journ. of the Geol. Soc., Vol. III, 1847, S. 20).

[3]) Dell' incendio di Pozzuolo nel 1538, Napoli, per Marco Antonio Passaro, 16. Nov. 1583, wiederum teilweise aufgelegt durch Paolini (Sopra i monumenti ch' esistone in Miseno, in Baoli, in Baja, in Cuma, in Pozzuoli, Napoli 1812, S. 78ff. und vollständig durch Giustiniani (I tre rarissimi opuscoli di Simone Porzio, di Girolamo Borgia e di Marc Antonio delli Falconi scritte in occasione della celebre eruzione avvenuta in Pozzuoli nell' anno 1538, Napoli 1817) und ins Englische übersetzt von Hamilton (s. o.).

[4]) S. Portii, De conflagratione agri puteolani, Neapel ohne Jahr und Namen des Herausgebers (ed. I). Eine zweite in Neapel erschienene Ausgabe wurde kürzlich wieder aufgefunden (Florenz 1551). Ein Exemplar existiert in der Nationalbibliothek in Florenz. Sie wurde später von L. Giustiniani wieder herausgegeben, ins Italienische übersetzt von J. A. Buoni im Dialogo del terremoto, Modena 1571 und von G. Amenduni (Neapel 1878).

[5]) Das Zeugnis findet sich bei P. S. Sarnelli, Guida de' forestieri curiosi di vedere e considerare le cose notabili di Pozzuoli, Baia, Miseno, Cuma ed altri luoghi convicini; Napoli 1685, S. 56.

[6]) H. Borgii: Incendium ad Avernum lacum horribile pridie Cal. Octobris MDXXXVIII, nocte intempesta exortum, Neapoli. Idibus Octobris MDXXXVIII. Eine Abschrift zusammengebunden mit der Beschreibung des P. da Toledo und delli Falconi mit derselben Karte befindet sich in der Universitätsbibliothek von Pisa. Das Werk von Borgia, im emphatischen Stil geschrieben, bestätigt, was die anderen sagen, bringt aber nicht mehr Licht in die Sache. Es finden sich auch noch bei späteren Schriftstellern Erwähnungen dieses Ausbruchs, z. B. bei Sanfelice, Campania, Neapoli 1726, S. 11, 88; S. 225 befindet sich ein kurzes Gedicht de Baiano incendio. F. Loffredus, de antiquitatibus puteolanis, cap. 18; Lycosthene, Cronaca, der die Worte des Porzio wiederholt. — Costo, Historia di Napoli, part. II, lib. 3, der sich an die Erzählung von Pietro da Toledo hält unter Hinzufügung einiger weniger Notizen. — G. C. Capaccio, Historiae Neapolitanae, lib. 2, cap. 20, S. 789, der delli Falconi, Porzio und Borgia zitiert. — Summonte, Historia di Napoli, part. 4, lib. 7, S. 131. Paolo Reg. opuscoli, part. 3, dial. 6, welche teilweise wiederholen oder vorzugsweise delli Falconi vor Augen gehabt zu haben scheinen. Doglioni, Amphiteatro d'Europa, Descrittione d'Italia, S. 677, der nur wenige Angaben macht und an Ort und Stelle erst ziemlich viel später gewesen zu sein scheint, als der Ausbruch bereits vollendet war. Diese Gewährsmänner zitiert Bonito, Della terra tremante, lib. IX, S. 676, der jedoch von den wichtigeren Werken des Pietro de Porzio und delli Falconi nichts erwähnt.

Das kleine Gebiet, das der neue Vulkan einnahm, war ein Teil einer etwa 20 m ü. M. befindlichen Ebene zwischen dem Monte Barbaro, dem Averner und Lucriner See und dem Meere, gleichsam eine Fortsetzung der Ebene von Pozzuoli. Einige neuere Autoren schrieben, daß diese Gegend eine vollkommene Ebene wäre; dies ist nicht der Fall, denn im westlichen Teile befand sich und befindet sich der ca 50 m hohe Hügel des Averner Sees, welcher sanft nach der Gegend des Monte Nuovo abfällt. Ein anderer kleiner Hügel von 40 m Höhe, der heute beinahe einen Teil des Monte Nuovo bildet, befindet sich etwas südlicher nach dem Meere zu und wird der Hügel der Gefahr genannt. Der ganze Boden, die Basis des Vulkans, war und wird noch immer von gewöhnlichem grauem Tuff mit groben Bimssteinen, welche auf noch nicht lange vergangene Ausbrüche hinweisen, eingenommen. Die Schichten laufen in der Ebene horizontal mit einer kleinen Neigung nach O in dem Hügel. Es ist nicht unmöglich, daß Andeutungen von eruptiven Phänomenen auch in ziemlich alten Zeiten vorhanden waren, und das würde erklären, daß im Averner See, insbesondere in seinem westlichen Teile, der Pyriphlegethon gesucht wird[1]. In dieser Ebene mag das Landgut des Cicero gelegen haben, in dem sich nach dem Tode des Eigentümers ein Ereignis, der Erzählung wert, abspielte. Darüber schreibt Plinius[2]: »Der Erwähnung wert ist das Landgut, das sich demjenigen zeigt, der vom Averner See nach Pozzuoli geht und das an der Küste liegt, berühmt durch die Säulenhalle und den Park, welchen M. Cicero die Akademie nennt, wegen der Ähnlichkeit mit derjenigen von Athen. Im ersten Teile desselben« (wahrscheinlich demjenigen, der näher nach dem Averner See zu liegt) »entstanden nach dem Tode Ciceros, als Antistius Vetus Eigentümer war, warme Quellen, die besonders wohltätig für die Augen waren und in einem Gedicht von Laurea Tullius, einem seiner Freigelassenen, gefeiert werden«. Dieses Gedicht, würdig nach Plinius überall gelesen zu werden, lautet:

Quod tua, Romanae vindex clarissime linguae,
silva loco melius surgere iussa viret,
atque academiae celebratam nomine villam
nunc reparat cultu sub potiore Vetus:
hic etiam apparent lymphae non ante repertae,
languida quae infuso lumina rore levant.
Nimirum locus ipse sui Ciceronis honori:
hoc dedit, hae fontes quum patefecit ope,
ut, quoniam totum legitur sine fine per orbem,
sint plures, oculis quae medeantur, aquae[3].

Andere versetzen das Landgut Ciceros in eine ganz andere Gegend. So bringt eine Karte des Bulifon[4] die Villa links von der Campanischen Straße jenseit des Monte Barbaro, wenn man von Pozzuoli kommt. Loffredo, Sanfelice und Mazzella[5], die ersten Schriftsteller, welche über die Altertümer von Pozzuoli geschrieben haben, denen nachher viele andere gefolgt sind, sind der Ansicht, daß die Ruinen der Villa an dem sogenannten Stadion gewesen seien oberhalb der Starza, am Fuße der Hügel und an der Cumäischen Straße, und dorthin versetzt man jetzt die angeblichen Ruinen der Villa des Cicero. De Iorio[6] versetzt die Villa ans Meer, mehr an der Ostseite des Lucriner Sees. Bad des Ciceros hieß auch eine Therme nahe dem Bade von Tritole oder dem Sudatorium des Nero an der Küste zwischen Bajä und dem Averner See, welche aber mit den sogenannten Aquae Ciceronianae nichts zu tun hat.

[1] Strabo V, 5.
[2] Hist. Nat., lib. XXXI, cap. 3.
[3] Der Sinn dieses sehr gedrechselten Gedichtes ist: Weil Ciceros Schriften so viel gelesen werden, also die Augen der Leser durch die Anstrengung leiden, sind aus seiner Villa Stärkungsmittel für dieselben hervorgegangen.
[4] P. Sarnelli, Guida de Forestieri. Napoli 1685.
[5] S. Mazzella, Sito et antichità della città di Pozzuolo. Napoli, Salviani 1591, S. 38.
[6] A. de Iorio, Guida di Pozzuoli e contorni. Napoli 1822, S. 48, 52, 87.

Aus den Worten des Plinius folgt aber augenscheinlich, daß die Villa jenseit der Campanischen Straße lag, wenn man von Pozzuoli kommt, d. h. von der Straße von Pozzuoli nach Capua, die damals existierte, durchaus nicht an der Straße von Bajä, die an dem Meere entlang führte. Allerdings befand sie sich auch an der Straße, die von Pozzuoli zum Averner See oder eigentlich zum Lucriner See führt, wo die Straße das Meer verläßt und in die Richtung des Averner Sees geht, westlich von der Gegend, wo jetzt die Bambinella steht.

Der gleichen Ansicht ist auch Beloch[1]), dem Deecke[2]) folgt. Noch genauere Bezeichnungen lassen sich anderen Schriften Ciceros und anderen Autoren entnehmen. Das Landgut war einen Spaziergang von Pozzuoli entfernt und ganz in der Nähe des Tempels der Nymphen am Meere[3]). Von dort konnte man das Cumäische Landgut des Catull auf den Hügeln, welche die Ebene von Cumä vom Averner See scheiden, ebenso auch Pozzuoli und den Säulengang des Neptun sehen[4]), dessen Ruinen oberhalb des Amphitheaters existieren sollen, obwohl man diejenigen Personen nicht erkennen konnte, welche dort etwa spazieren gingen. Ebenso lag das Landgut nahe dem Averner See[5]), was sich nicht vereinigen läßt mit der Meinung des de Iorio, daß das Landgut an der Starza gewesen sei. Daß die Villa auf dem Puteolanischen Gebiet nahe dem Lucriner See gewesen sei, geht aus einem Briefe an Attikus im Jahre 710 a. u. c., datiert von Pozzuoli, den 25. April. Er dementiert darin die Angabe, welche sagt, er wolle sie an seinen Bruder Quintus verkaufen oder überlassen »me, ad lacum, quod habeo, venditurum, minusculam vero villam Quinto traditurum; ego vero de venditione nihil cogito, nisi quid, quod magis me delectet, invenero«[6]). Und einige Tage später, am 1. Mai, schreibt er: »Piliae nostrae (Schwester des Attikus) villam totam quaeque in villa sunt, trado, in Pompeianum ipse proficiscens«[7]). Das Landgut war also dasjenige, in dem er wohnte, und welches er auf einige Tage verließ, um der Belästigung durch seine Besucher zu entgehen. In der Tat verkündet er bei seiner Abreise am 3. Mai: »conscendens, cum Piliae nostrae villam ad Lucrinum, villicos procuratores tradidissem ... per paucos dies in Pompeiano, post in haec Puteolana et Cumana regna renavigaro ... interpellantium multitudine paene fugienda[8]).« Und er wiederholt den Tag darauf: »In Pompeianum veni — quum pridie, ut antea ad te scripsi, Piliam in Cumano collocavissem[9]).« Am 14. Mai schreibt er an Attikus von der »villa ad Lucrinum« aus[10]). Zu anderen Malen datieren, wenn er sich auf jenem Landgut befindet, seine Briefe »in Puteolano«. Von jenem Landgute aus sah er, als er, wie Plinius erzählt und wie aus dem Texte hervorgeht, die Akademischen Schriften schrieb, den kleinen Fischen im Lucriner See zu »et ut nos nunc sedemus ad Lucrinum pisciculosque exsultantes videmus«[11]).

Elias Spartianus schreibt (Hadrianus 25), daß Hadrian nach seinem Tode in dem wenig entfernten Bajä im Landgut des Cicero begraben sei, und daß Antoninus Pius dort einen kostbaren Tempel errichten ließ, dessen Ruinen noch lange Zeit hindurch er-

---

[1]) J. Beloch, Campanien, Topographie, Geschichte und Leben der Umgebung Neapels im Altertum. Berlin 1879, S. 175.

[2]) W. Deecke, Über die Gestalt des Lucriner Sees vor dem Ausbruch des M. Nuovo (3. Jahrg. d. Geogr. Gesellsch. zu Greifswald 1881, S. 12).

[3]) Philostratus, lib. VII, cap. 5. Vit. Apoll.

[4]) M. Tull. Ciceronis Academicorun priorum, lib. II, cap. 25, 80.

[5]) »In vicinia nostra Averni lacus«. M. Ciceronis Tusculanarum disput. lib. I, cap. XVI, 37.

[6]) Ciceronis epistularum ad Atticum lib. XIV, ep. 13.

[7]) Ibid. ep. 15.

[8]) Ibid. ep. 16.

[9]) Ibid. ep. 17.

[10]) Ep. lib. XV, ep. 15.

[11]) Ciceronis Fragmenta Academicorum, lib. III, 2. apud Nonium priorum Academicorum I.

halten blieben. Auf andere Überlieferungen über die Situation bei neueren Schriftstellern ist nichts zu geben. Das Landgut des Cicero war also beim Lucriner See, aber an der Straße zum Averner See, und zum Teil vielleicht da, wo später das Dorf Tripergola lag, welches sich an der Straße von Pozzuoli und vom Meere zum Averner See unter dem heutigen Monte Nuovo befand. Die heiße Quelle, die nach dem Tode Ciceros mehr nach dem Averner See zu sich zeigte, war vielleicht eine von denen, die zu Tripergola gehörten und durch ein Naturereignis entstanden, das gleichsam ein Vorläufer des Ausbruchs des Monte Nuovo war. In viel späterer Zeit entstand an jener Stelle bei Tripergola ein Badeetablissement, das ziemlich besucht war und verschiedene Quellen von ziemlich hoher Temperatur besaß, wie manche andere der Gegend, die zu heißen Tümpeln und Dampfexhalationen Anlaß gaben, wie die sogenannte »a Fumosa da dentro mare«[1]). Delli Falconi bezeugt, daß Tripergola, wo sich der Vulkan bildete, war »in quella valletta« (d. h. in der kleinen Ebene), »che è tra monte Barbaro e quel monticello che si denomina dal Pericolo, per la quale valletta s'andava al lago Averno et alli bagni«.

In der Zeichnung, die delli Falconi auf das Titelblatt seiner Schrift setzte, heißt es, daß »parte del monticello del Pericolo è rimasto sotto le falde del Monte Nuovo«, sodaß also ein Teil außerhalb blieb. Auch Francesco dal Nero bezeugt, daß dort ein kleiner Hügel gewesen sei. Auch der Mastro Giurato, der Bürgermeister und andere Bürger der Stadt Pozzuoli bezeugen im Jahre 1587[2]), daß »avanti l'incendio della cenere che uscì da Tripergola, in detto luogo ci era una chiesa nominata Santo Spirito con l'hospedale, lo quale hospedale era nominato olim hospedale di Santa Marta, lo quale de anno in anno continuamente si teneva aperto per gli infermi dalli Maestri dello sacro hospedale di Santa Maria dell' Annuntiata di Napoli ... e dopo detto incendio detta chiesa ed hospedale per ritrovarsi sotterato ed occupato di cenere, fu da detti olim signori mastri trasportato vicino all' Annuntiata di Pozzuoli«[3]). Und Don Antonio Russo bezeugt in derselben informatio 1587, daß »a tempo ch' era figliuolo ... andava alla festa di Santo Spirito la quale chiesa stava dentro il castello nominato Tripergola ed in detta festa se ci spendevano per li Mastri le cerase (das sind Kirschen) e se ci abballava dove concoreva tutta la città (Pozzuoli) in detta festa, ed in detto castello vi era un hospedale dalla parte di basso (d. h. zur ebenen Erde) sopra li bagni terraneo, ed esso ... entrava dentro detto hospedale e vi vedeva da circa trenta letti più, e meno, nelli quali dimoravano molti infermi, forestieri, e cittadini, li quali havevano di bisogno de' bagni sudatorj e tutte infermità, ed anco vi stava la strada, la quale da passo in passo era situata, et habitata da più persone, delle quali esso testimonio, se ne ricorda circa tre hosterie, le quali servivano per li Cavalieri, che andavano alli bagni e persone facoltose, che havevano denari da spendere, e giontamente in detta strada con dette hosterie vi stava una spetiaria, la quale crede ... che stasse là per beneficio di detto hospedale, e dopo essendo venuto in età più perfetta vedeva esso testimonio, che detto hospedale di Tripergola si esercitava per li Mastri[4])«. Auch delli Falconi erzählt, daß unterhalb des Monte Nuovo übrig geblieben wären »la canettaria (der Hundestall der königlichen Villa), e lo castello di trepergole e tutti quelli edifici e la maggior parte dei bagni ch' erano intorno«. Ein Teil der Bäder von Tripergola, der gegen den Averner See lag, blieb vom Ausbruch verschont und war unter diesem Namen noch im

---

[1]) A. Russo, in Sarnelli S. 59.

[2]) Sarnelli l. c., p. 52. Istanza presentata die primo Julii 1587 Puteolis per magnificos dominos Franciscum de Composta Magistrum Juratum, Hieronymum de Fraya Sindicum, Lanzeloctum de Bonohomine, Polidorum Fraya patre Electos ex Civibus coram Illustre Domino Episcopo Puteolano, per quem fuit receptum, sicut in quantum etc. (Informatio pro Hospitali de Tripergola etc.)

[3]) Informatio pro Hospitali de Tripergola in Sarnelli, l. c., 52.

[4]) In Sarnelli l. c., S. 57.

Jahre 1685 bekannt[1]). Das Hospital war von Karl II. erbaut bei den Thermen, die »a Fumosa da dentro mare« genannt wurden, und in der Nähe befand sich außer den Häusern von Tripergola noch ein königliches Gebäude der Angioinen, wo Ladislaus und Johanna I. gewohnt hatten[2]). Cola Anello Pacca erzählt in einem nicht gedruckten Manuskript, betitelt »Discorso dei terremoti«, welches sich in der Bibliothek des Club Alpino in Neapel befindet und von Mercalli[3]) eingesehen ist, daß das Jahr 1534 »fu molto notabile per li spessi terremoti che quasi continuamente scossero Napoli«; aber es bleibt unentschieden, ob dieselben zu dem späteren Ausbruch in Beziehung gestanden haben. Pacca fährt weiter fort, daß »dal 1536 fino al 28 Settembre 1538 in Napoli e in Pozzuoli e in quasi tutta la Terra di Lavoro dei quali alcuni d'importanza, altri deboli spesso di giorno e talvolta di notte, e tanto più si approssimava il detto mese, tanto con maggiore empito e più spesso seguivano i terremoti, sicchè al 28 (dem Tage vor dem Ausbruch) che fu dì sabato, tra il dì e la notte successe il terremoto 20 volte, quando più, quando meno violento.« Auch Porzio erwähnt in seiner Beschreibung des Ausbruchs des Monte Nuovo, daß »fuit haec regio biennio fere magnis terremotibus agitata; ut nulla in ea superesset domus integra, nullum aedificium, quod non certa et proxima ruina minaretur«. Das wird von P. da Toledo und delli Falconi bestätigt. Antonino Castaldo erzählt, daß im Sommer 1538 »continui terremoti travagliarono Napoli e Pozzuoli così di giorno come di notte e massime all' entrare dell' autunno; ma come il sole entrò in Libra, i terremoti furono più spessi«[4]). »Am 26. und am 28. September wurde die Erde Tag und Nacht durch Erdbeben bewegt« (Porzio), und dasselbe wiederholt P. da Toledo. Delli Falconi bestätigt, daß »il giorno innanzi tra la notte e il giorno furono sentiti nelli predetti luoghi tra grandi e piccoli più di venti terremoti«.

»A dì 28 di Settembre a ore circa 18« (12,15 p. m.) si seccò il mare di Pozzuoli per spazio di braccia secento« (N.) oder »passi 200 (Porzio e Toledo)«, Fische auf dem Trocknen zurücklassend, welche von den Leuten ergriffen wurden (Toledo). Auch delli Falconi erzählt, daß »secondo hanno riferito uomini di Pozzuoli degni di fede ... innanzi che l'incendio erompesse per spazio più di dieci hore, il mare si ritirò.« In der Tat bemerkt derselbe Schriftsteller am Mittwoch, den 2. Oktober, daß »il mare verso Baia per gran spazio s'era ritirato«.

Dieses Zurückweichen des Meeres, das auch von Porzio und P. da Toledo und von anderen bezeugt wird, möchte ich einer vielleicht nur kurze Zeit bestehenden Erhebung des Bodens zuschreiben, denn wären die Erdbeben die Ursache gewesen, dann wäre die Erscheinung allgemeiner gewesen, und das bald darauf zurückfließende Wasser würde auch das feste Land mit Ungestüm überschwemmt haben. P. da Toledo sagt, daß an demselben Tage »il piano alquanto si sollevò e in lui si fecero molte e molte fissure per alcune delle quali sorgevano acque«, aber nach dal Nero »a dì 29, ad ore 14« (8,15 am) abbassò la terra dua canne e ne uscì uno fiumetto di acqua freddissima e chiara, secondo alcuni ..., secondo altri, tiepida e alquanto sulfurea e perchè li uomini esaminati e che fanno tale attestazione sono tutti degni di fè, credo che tutti dichino il vero, e che prima (od anche contemporaneamente in diversi punti) uscissi in un modo, e poi in uno altro«. Dasselbe Ereignis »più vicino all' incendio un rivo d'acqua dolce a guisa di fiumicello essere sorto«, wird auch von delli Falconi erzählt, dem auch berichtet wurde, daß »in quel

[1]) Ibid. S. 60.

[2]) A. de Iorio, Guida di Pozzuoli e contorni, ed. II. Napoli 1822, S. 94.

[3]) G. Mercalli, I terremoti napoletani del secolo XVI ed un manoscritto inedito di Cola Anello Pacca (Boll. Soc. geol. ital., Vol. X, 1891).

[4]) Antonio Castaldo, Diario delle cose occorse in Napoli al tempo del Vice-Ré Don Pietro da Toledo. Manuskript in der Nationalbibliothek von Neapel in Amenduni a. a. O., S. 9, Anm. 4.

tempo molti pozzi ch'erano prima secchi si viddero riempirsi di molta acqua«. Francesco dal Nero fährt fort, »il medesimo dì a mezzogiorno, cominciò in tal luogo a gonfiare la terra; di maniera che dove era abbassata due canne, ad ore una e mezzo di notte (7,45 p. m.) era alta quanto Monte Ruosi« (wahrscheinlich Monterosi, ein vulkanischer Berg links der alten römischen Straße von Florenz nach Rom, bei Viterbo). Aber wie in allen übrigen Angaben, so übertreibt er sicher auch hier.

Auch nach Porzio war am 29. »magnus terrae tractus inter radices montis quem Barbarum incolae appellant et mare iuxta Avernum sese erigere videbatur, et montis subito nascentis figuram imitari. Eo ipse die hora noctis II, iste terrae cumulus aperto veluti ore magno cum fremito magnos ignes evomuit«. Es ist nun nicht verständlich, wie jemand dal Nero, der sich noch nicht dahinbegeben hatte, um selber den Ausbruch zu sehen, davon erzählen konnte, daß um $1\frac{1}{2}$ oder 2 Uhr nachts, also schon bei vorgeschrittener Dunkelheit und vor dem Ausbruch, sich aus Tripergola ein ziemlich hoher Berg erhoben haben sollte.

Pietro da Toledo, welcher, wie gewöhnlich, den Bericht des Porzio wiederholt, erzählt die Geschichte von der Anschwellung nicht. Delli Falconi und Antonio Russo geben keine Andeutung, die auf die Entstehung eines Berges vor dem Ausbruch schließen ließe. Während dal Nero den Ausbruch auf $1\frac{1}{2}$ Uhr nachts setzt, schreibt delli Falconi »lo XXIX di Settembre nel quale si celebra la festa di San Michel' Angelo e fu la Dominica circa una hora di notte ... secondo m'è stato referito cominciarono a vedersi in quel luogo ch'è tra il sudatorio (heute Bäder des Nero genannt) e tre pergole certe fiamme di foco le quali cominciarono dal detto sudatorio e andavano verso tre pergole, ivi fermatosi ... el fuoco pigliò tanta forza che nella medesima notte eruppe nel medesimo luogo la terra et eruttò tanta copia di cenere et di saxi pumicei mischiati con acqua che coperse tutto quel paese«.

Was sich aber delli Falconi von anderen erzählen ließ und nicht selbst gesehen hat, daß nämlich die Flammen von den Bädern des Nero bis nach Tripergola sich verbreitet hätten, darf man nur mit Vorbehalt aufnehmen.

Auch andere Schriftsteller setzen den Beginn des Ausbruches auf 2 Uhr oder eine halbe Stunde später, d. h. nach unserer Zeitrechnung auf 8^{15} nachm. Castaldo erzählt »finalmente la sera precedente alla festa del Santo Michele Arcangiolo, o pur dire meglio di Santo Geronimo (d. h. am 29. September) verso le ore 2 di notte si sentì un valido terremoto al quale seguì un gran tuono come di molte bombarde«. A. Russo erzählt dieselbe Geschichte und setzt gleichfalls das Erdbeben auf den Tag des San Girolamo und erzählt, wie die anderen Schriftsteller, daß »gli abitanti di Pozzuoli, la mattina che fu il lunedì e l'ultimo del mese« (delli Falconi), d. i. am 30. September, als sie das Ereignis sahen, das wegen der Nachtzeit nicht alle vorher gemerkt hätten, sich zur Flucht gewandt hätten, der eine hierhin, der andere dorthin. Zur selben Zeit erzählt Russo »uscì una bocca di fuoco vicino al detto hospedale nominato a Fumosa da dentro mare e venne detta bocca di fuoco così aperta ad accostarsi al castello ed hospedale di Tripergola« unter dem Monte Nuovo (also hatte sich damals, abgesehen von einigen Unebenheiten des Bodens, noch kein neuer Berg gebildet) »e tutto lo conquassò, ruinò e poi lo empì di cenere e di pietre«[1]) Nach Pietro da Toledo »la terra mostrò una horrendissima bocca per la quale vomitò fumo e fuoco e pietre, e loto cinerolento, facendo un romore a guisa d'un grandissimo tuono«, wozu Miccio hinzufügt »fu udito fino a Napoli«. P. da Toledo fährt fort: »il fumo era e nero e biancho a guisa di bianchissima bambace« und erhob sich sehr hoch, so daß er den Himmel zu berühren schien. Die bimssteinartigen Steine, welche in die Luft geschleudert

[1]) Sarnelli S. 59.

waren, hatten eine Größe, die »avanzava di gran lunga quella d'un bue«. »Queste s'innalzavano in aria quanto un tratto di balestra e poi talor nel margine talor dentro essa boccha ricadevano« und wurden nach delli Falconi herausgeschleudert mit »tanto strepito e romore quanto infinito numero di grosse artigliarie non farebbero«.

Francesco dal Nero, der sich damals in Pozzuoli aufhielt, ging bald nach dem Beginn des Ausbruchs dorthin, um ihn zu beobachten und verglich ihn mit einem ungeheuren Platzen von Raketen von Castello Sant' Angelo in Rom; er schreibt, daß die großen Steine nach seiner Ansicht $1\frac{1}{2}$ Miglien in die Luft geschleudert seien, d. h. etwas mehr als 2 km. Der Westwind hätte sie meist nach O hin geschleudert.

»Il medesimo foco nel medesimo tempo buttava certa altra terra più leggera e sassi minori, più alto assai, e cadevano più lontano, ed erano molli e lotosi ... la cenere cadde molle con poco di acquetta sendo il ciel sereno« (N.). Der Ausbruch »era accompagnata non con poco puzzo di fetido zolfo« (T.) und »la notte si sono veduti molti fuochi a modo di travi e di colonne uscire dal medesimo incendio, ed alcuni a modo di lampi e di folgori« (delli Falconi), wie es bei jedem Ausbruch der Fall ist. P. da Toledo fügt noch hinzu »Or questo vomito durò due notti e due giorni«, also vom Abend des Sonntags, den 29. September bis zum Ende des 1. Oktober; dasselbe wiederholt auch delli Falconi. Pietro fährt fort »talor rinforzava più e talor meno, onde, allor che più s'avvalorava, infin a Napoli (mindestens 10 km entfernt), s'udia un strepito, un rimbombo e un rumore a guisa d'una grande artellaria«.

Die Erzählungen des delli Falconi über den Ausbruch stimmen im ganzen mit denjenigen von P. da Toledo überein. Delli Falconi erzählt ebenfalls, daß »dopo inalzate le pietre con cenere e nubi di fumo densissimo ... si vedeno cascare ... e poco a poco rischiararsi il condensato fumo e piovere cenere con acqua e pietre. Indi poco a poco col medesimo strepito ad uscire il fumo ritornava pur pietre e cenere gittando e così alternatamente facendo perseverava«. Diese Erzählungen beweisen, daß der Ausbruch in demselben Rhythmus wie beim Stromboli vor sich ging infolge einer wechselnden Spannung von Dämpfen in unbedeutender Tiefe. Dal Nero schreibt, daß der Ausbruch »intorno miglia settanta« (das ist sicherlich sehr übertrieben) »ha coperto la terra e li arbori di cenere. Alla mia masseria« (die wahrscheinlich am Hügel des Posillipo lag) »non ho foglia non vi sia alta una corda di trottola«. Nach P. da Toledo bedeckte die Asche nicht allein Neapel und Pozzuoli, sondern reichte auch bis nach Calabrien. Miccio schenkt dieser Behauptung nicht völlig Glauben, denn in seiner Erzählung nach P. da Toledo's Angaben erwähnt er davon nichts, aber dal Nero sagt, daß die Asche bis nach dem 75 km entfernten Eboli gelangt sei, und pelli Falconi läßt sie noch etwas weiter gelangen, nämlich bis nach Vallo di Diano, und Doglioni, ein neuerer Schriftsteller, bis nach San Severino, wohl San Severino in den Marken. Nach Costo »la cenere coprì la città di Napoli dove sopra i tetti e su i battuti delle case vedevasi poco meno di due palmi alta e continuando il nevicare della cenere lasciò come in proverbio a' Napoletani, l'anno che piovve la cenere«. Sechs Miglien von Pozzuoli brach nach dal Nero, P. da Toledo und Porzio die Asche die Zweige der Bäume ab und erschlug Vögel, Hasen und andere kleine Tiere.

Delli Falconi erzählt, daß man sah »innumerabili arbori svelti dalle radici prostrati in terra coperti di cenere in fino alla grotta di Lucullo«, d. i. bis Miseno, wo delli Falconi mit einer Barke angelangt war, also etwas mehr als 4 km vom Krater entfernt; aber wahrscheinlich ist auch diese schon sehr reduzierte Entfernung doch noch eine Übertreibung. Nach dem Aufhören des Ausbruchs schreibt Nero »Dalla parte di Pozzolo ha fatto una montagna alta poco meno di Monte Morello« (dies ist ein Berg bei Florenz, der in Wirklichkeit aber bedeutend höher ist, nämlich 934 m). Ein großer Teil des Averner Sees

war mit Asche bedeckt »Averni magna pars operta cinere« (P.). »Avernus ad dimidium angustatus est« (Sanfelice p. 51). Ferner wurde der ganze Kanal bedeckt »che introduceva le acque del mare nel lago d'Averno, traversando il Lucrino«, wie der Kanonikus de Iorio (a. a. O. S. 91) bestätigt, der verschiedene Karten aus der Zeit des Ausbruchs gesehen haben muß, sowohl im Archiv der Zecca in Neapel, wie in demjenigen der Kathedrale von Pozzuoli. »Il mare vicino fu coperto e nascosto dalle scorie leggerissime, pomicee, che vi paria terra arata, che li è sopra una scorza di petrolina che quà chiamano rappilo (gemeint ist lapillo), alta uno mezzo palmo, che sta a galla« (N.). Delli Falconi, der am 1. Oktober d. h. an demselben Tage, wie Pietro da Toledo aufgebrochen war, hatte bemerkt, daß das Meer gegen Bajä hin »di cenere e di ruine, di pietre pomici rotte e buttate dall' incendio di modo verso il lido ricoperto fosse, che tutto secco parea«. Dal Nero fügt hinzu, daß die gefallenen Schlacken »dalla parte del mare empiè un semicirculo di mare ad uso di balestra che la corda fosse miglio uno e mezza« (ungefähr 2250 m) »e la freccia dua terzi di miglio« (ungefähr 700 m). Wenn man aber die wirklichen Entfernungen, die heute noch wesentlich dieselben wie damals sind, mit diesen Angaben vergleicht, so muß man die letzteren etwas übertrieben finden. »Il terzo giorno« (Mittwoch, den 2. Okt.) »il vomito s'arrestò, onde il monte apparve discoverto« (T.). P. da Toledo begab sich dorthin von Neapel, um die Gemüter zu beruhigen, und stieg »con una buona brigata in fin a la altezza del detto monte, vide nelle radici di quello, ove era la bocca, una concavità rotonda di larghezza d'un quarto di miglio« (ungefähr 400 m) »nel mezzo di cui si vedevano bollire le ricadute pietre a guisa che bollire suole una gran caldaia d'acqua posta sovra l'accese fiamme« (so daß also noch Explosionen im Krater konstatiert werden konnten). Delli Falconi, welcher sich gleichfalls am 2. Oktober dahin begab, bemerkte noch an den Ufern des Meeres nach Bajä zu »dui fonti novamente discoperti, uno innanzi la casa che fu della Regina« (wahrscheinlich unter dem südlichsten Teil des Monte Nuovo) »d'acqua calda e salsa, un altro per quella spiaggia più verso l'incendio, per spazio di ducento cinquanta passi in circa d'acqua dolce e fresca«. Diese Beobachtung würde die Erzählungen auch anderer Autoren bestätigen über die Quellen, die sich unmittelbar vor dem Ausbruch zeigten.

Dal Nero sagt, daß nach dem ersten Ausbruch der Nacht »non è seguito cosa mirabile a gran pezzo come quella«. Delli Falconi erzählt, daß »al quarto giorno, che fu il giovedì (3. Oktober) verso le 22 ore un tanto incendio apparve«, daß er »venendo da Ischia e ritrovandosi al golfo di Pozzuolo poco distante da Miseno vide elevarsi in brevissimo intervallo di tempo infiniti globi di monti di fumo col maggior strepito che mai si sentisse talmente ch' el fumo moltiplicando sovra il mare venne vicino alla nostra barca« (also in südlicher Richtung), »ch' era distante più di quattro miglia dal luogo dove nascea. E le montagne di cenere, pietre e fumo pareva che fossero per coprire tutto quel mare e la terra. Dopo, mancando l'impeto cadevano pietre grossissime ed altre picciole e cenere più e meno secondo la forza dell' impeto del foco e delle esalationi ... Il venerdì e il sabbato (am 5. u. 6. Tag, 4. u. 5. Oktober) non si vide buttare se non poco fumo talmente che molti assicurati andaro a vedere sovra il luogo ... La Domenica seguente che fu li sei di ottobre erano andate molte persone a vedere, ed essendo ascese parte infino al mezzo, e parte più del monte, verso le 22 ore si levò un si spaventoso e subito incendio e fumo si grande che molte di quelle persone si sono affocate, e molte non si trovano ne morte ne vive e m'è stato detto che tra quelle che si sono ritrovate morte e quelle che non si ritrovano sono al numero più di ventiquattro ... Col medesimo incendio della domenica fu una pioggia pure di acqua cinerulenta per Napoli e si vedeva estendersi in fino alla montagna di Somma«. Dieselben Dinge berichtet Pietro da Toledo, nur etwas kürzer gefaßt. Der

Vulkan fuhr fort Rauch auszustoßen wenigstens bis zum 22. Januar 1539, »anzi molte volt la notte tra il fumo si vede il fuoco« (T), und zeigte so die Fortdauer der Lava im Krater an. »Finalmente in molti luoghi del monte incomincia a nascere il zolfo« (T), verursacht durch die Fumarolen, die letzten Äußerungen der vulkanischen Tätigkeit. Es erfolgte aber weiter kein Ausbruch.

Mit Beginn der Ausbrüche hatten die Erdbeben aufgehört (N.). Der Vesuv indessen zeigte keine Spuren von Tätigkeit. Nach Porzio zeigte sich außer in dem Krater noch eine Dampfexhalation nach der Meeresküste zu, gegen den Averner See hin. »Spiramenta duo nunc supersunt, alterum iuxta litus, quod procurrit ad Avernum; alterum in ipso montis medio«, also im Krater. Eine, wenn auch unvollkommene, Zeichnung zeigt uns den Berg im Jahre 1652[1]). Noch im Jahre 1770 bemerkte Hamilton im Grunde des Kraters, an der südwestlichen Seite, »une vapeur chaude et humide, précisement semblable a celle de l'eau bouillante et avec aussi peu d'hodeur«[2]), das letzte Überbleibsel des Ausbruchs und der früher vorhandenen warmen Quellen. Noch im Beginn des 19. Jahrhunderts bemerkte Scacchi im SW des Berges in der Mitte des Abhangs, an einer Stelle, die Trave di fuoco heißt, reichliche Exhalationen von Dampf[3]), die Hyalit absetzten. Augenblicklich finden sich auf dem Grunde des Kraters und an denjenigen Stellen, die Scacchi erwähnt, keinerlei Spuren weder von Wasser noch von Dampf noch von ähnlichen Dingen. Breislak be-

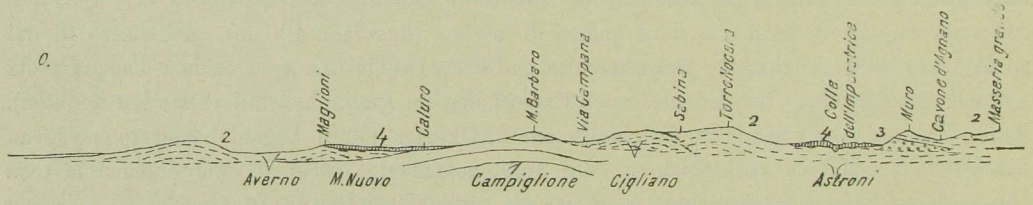


Fig. 2. Von Averno bis Astroni. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 3. holokristallinischer Trachyt; 4. Schlacken.

obachtete, daß die Temperatur in 2 m Tiefe des Kraters sehr hoch sei; er, Hamilton und Spallanzani beobachteten, daß der Sand auch an der Küste des Meeres in 2 m Tiefe sehr heiß sei, und das ist auch jetzt noch der Fall, so daß man neuerdings die begonnene Abteufung eines Brunnens sehr bald aufgeben mußte.

Nach den Karten des Geographischen Instituts hat der Berg eine beinahe vollkommen kreisförmige Gestalt mit einem Durchmesser von 800 m in ostwestlicher und von 1 km in nordsüdlicher Richtung; er hat seine größte Höhe über dem Meere (140 m) an der Ostseite, weil der Westwind die Massen nach jener Seite hinwarf. Er erhebt sich 120 m über der aus Tuff bestehenden Ebene, welche etwas vom Meere entfernt ist. Der Rand des Kraters ist ziemlich gleichförmig und einige Meter niedriger als der höchste Punkt. Der von Hamilton abgebildete Krater[4]) ist entsprechend dem Schlunde, der sich in der Ebene hatte bilden müssen, ein wenig exzentrisch, ein wenig nach Westen gerückt, im übrigen aber kreisrund mit einem Durchmesser von 400 m, das ist halb so groß wie der Durchmesser des Berges.

Im nördlichen Teile, etwa 25 m unterhalb des Gipfels, ist eine Art kleiner Terrasse vorhanden, die von den Ausbrüchen herrührt, vergleichbar der deutlicheren Terrasse, die man heutzutage im Krater von Vulcano beobachtet. Die Neigung der Wände beträgt ein

---

[1]) F. Villamena, Ager puteolanus, S. 15.
[2]) Hamilton, L. c. Pl. XXVII, n. 2, S. 77 note a.
[3]) Scacchi, Memorie geologiche sulla Campania (Rend. Acc. sc. fis. e nat., Vol. VIII, Napoli 1849, S. 242).
[4]) A. a. O. Pl. XXVII.

wenig mehr als 20 Proz.; der Boden, der, wäre er undurchlässig, von einem See erfüllt sein würde, ist ziemlich eben, bebaut, ziemlich groß, und man sucht ihn durch Aufschüttung allmählich zu vergrößern. Deshalb geben die älteren Messungen wahrscheinlich eine zu geringe Tiefe an. Die Angabe des Militärgeographischen Instituts, nach welcher der Boden des Kraters 7 m unter dem Meeresspiegel läge, ist nicht exakt. Im übrigen weichen die Angaben der Autoren (Pini, Hoffmann, Abich[1]), Rozet, Schmidt) über die Tiefe des Kraters etwas voneinander ab. Schmidt im Jahre 1855, sowie O. Marinelli[2]) im Jahre 1904 maßen beide 13 m über dem Meeresspiegel.

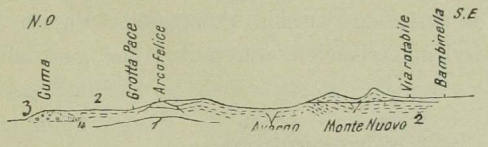


Fig. 3. Von Cumä bis Monte Nuovo. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 3. holokristallinischer Trachyt; 4. Schlacken.

Hamilton (a. a. O., S. 69), dann De Luc[3]), v. Buch[4]), Dufrenoy, Lyell, Scrope[5]) und die nachfolgenden Autoren haben erkannt, daß der Berg und das ganze Innere des Kraters aus Tuff gebildet ist, der identisch ist mit dem grauen Tuff der Phlegräischen Felder, und der innen nur dünn mit einem Mantel von Schlacken des Ausbruchs vom 6. Oktober bekleidet ist oder mit solchen, die aus dem Tuff ausgewaschen worden sind. Der Tuff im Innern des Kraters ist, soweit es sich um die ausgeworfene Materie handelt, durch Sonderung beim Niederfallen in ziemlich deutlichen Bänken abgelagert, die aber immer eng begrenzt, von unregelmäßiger Mächtigkeit, sprunghaft und unregelmäßig miteinander verbunden und dabei bisweilen eben und horizontal, oft etwas gekrümmt sind. Feinere Stoffe jedoch, die an den äußeren Seiten und weiter vom Kegel entfernt vorkommen, sind regelmäßiger geschichtet; aber der bei weitem größere Teil besteht aus gröberen, unregelmäßiger angeordneten Massen.

Mit den feinsten, weißlichen, aschfarbenen und grauen Staubteilen finden sich auch Bimssteine von derselben Farbe und jeder Größe bis zu 1 cbm und etwas mehr. Diejenigen von der Größe einer Nuß oder etwas kleinere, welche durch den Staub verbunden und gleichsam zementiert sind, bilden eine Art pisolithischen Tuffes, wie der ähnliche ältere gelbe Tuff, den wir nachher besprechen werden.

Außer Bimsstein finden sich nur selten andere Steine eingeschlossen. Wenig häufig sind die gleichalterigen Schlacken, die denjenigen gleichen, welche den Berg bedecken, aber eine helle Farbe und ein Volumen von ungefähr 1—4 cbm besitzen. Es gibt auch Stücke eines bald hellen, bald sehr dunklen dichten Trachytes, der gleichalterig und identisch ist mit dem der erwähnten Auswürflinge; ab und zu finden sich auch Stücke von Obsidian, die vielleicht aus der Zeit vor dem Ausbruch herrühren, auch Stückchen von gelbem Tuff, welchen Roth[6]) wahrscheinlich als gelblichen Sandstein bezeichnet hat, und auch noch einige Fragmente von Ziegelsteinen. Ich fand sie auf der östlichen Seite sowohl weiter unten als weiter nach oben. Auch römische Scherben wurden dort gefunden, und Roth bezeichnet ebenfalls graue kompakte Kalksteine sicher als Reste der alten und modernen Gebäude von Tripergola. Bei der Exkursion der italienischen Gelehrten im Jahre 1845 wurden im Innern des Kraters im Tuff marine Konchylien gefunden, Nassa mutabilis L., Turritella sp., Cardium edule L., Pecten opercularis Lck.[7]). Lyell erzählt, daß er im Innern des Kraters im Jahre 1857 Cardium und Cerithium gefunden habe, und ich selbst habe mitten im Tuff kleine

[1]) H. Abich, Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. Berlin 1841, S. 40.
[2]) O. Marinelli, Una singolare questione altimetrica relativa ai campi flegrei. (In Alto, maggio 1904.)
[3]) G. A. De Luc, Journal de Physique, Frimaire, an VIII, S. 431.
[4]) L. v. Buch, Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. Berlin 1809, II, S. 211.
[5]) S. Poulett Scrope, Volcanoes. London 1862, S. 325.
[6]) J. Roth, Der Vesuv und die Umgebung von Neapel. Berlin 1857, S. 511.
[7]) Atti della settima adunanza degli scienziati italiani. Napoli 1846, parte II, S. 1120.

flache Kiesel marinen Ursprungs gefunden, welche sicher auf dem ebenen Strande gelegen hatten, auf dem der Ausbruch stattfand. Dieser Ausbruch trug also, wie auch aus den Beschreibungen hervorgeht, explosiven Charakter, und mit den Schlacken und Bimssteinen wurden größtenteils Massen herausgeschleudert, die schon vorher im Erdboden vorhanden waren und fast ganz und gar den Tuff zusammensetzen.

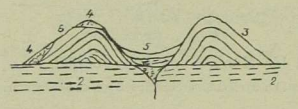


Fig. 4. Schematisches Profil durch durch den Monte Nuovo.

1. Negativer Krater und Ausröhre; 2. Unterlagernde horizontale Tuffe; 3. grauer Tuff (Produkt der Explosion); 4. Schlacken; 5. alluviale Wiederausfüllung des Kraters.

Rings herum im Krater fallen die Tuffbänke gegen das Innere unter einem Winkel von 35° ein, weil die Stoffe, aus denen sie bestehen, zum Teil ins Innere des Kraters gefallen, sich dem Abhang anschmiegend, aufgehäuft hatten (vgl. Fig. 3 S. 13). Diese Tatsache, daß nämlich die Eruptivmassen sowohl gegen die Innen- wie die Außenseite des Kraters geneigt sind, gleichsam eine ringförmige Antiklinale bildend, kehrt, wie Lyell[1]) und andere Geologen bemerken, bei den meisten Kratern wieder. Am Gipfel und an den Rändern des Kraters auf der West- und Südseite und rund herum auf der Peripherie des Kegels, aber nicht an den inneren Wänden, ist der Tuff mit einem Schlackenmantel bedeckt, welcher die letzte Periode des Ausbruchs darstellt. Diese sind in Bruchstücken von jeder Größe vorhanden, die zuweilen ziemlich groß, selten von der Form einer Bombe, unregelmäßig angehäuft, häufig von der Form eines Kuchens und etwas zusammengebacken und in zum Teil ebenen, zum Teil etwas gewellten kleinen Bänken vorkommen. Die Schlacken sind meist schwarz, aschgrauschwärzlich oder aschgrau bis hell, bisweilen rot gefärbt und sehr leicht, zuweilen kompakt, zuweilen geradezu bimssteinartig und stark aufgebläht; sehr selten kommen weißliche Bimssteine vor. Man sieht sehr gut, daß die ganze Masse halbflüssig in Gestalt von Bomben und Auswürflingen, wie es die Berichterstatter erzählen, herausgekommen ist. Vermengt damit sind dunkelgraue und grüngraue Fragmente, die von vielen unregelmäßigen mehr oder weniger parallelen, obsidianartigen Lagen, mit deutlicher fluidaler Struktur durchsetzt sind. Selten sind Stücke von echtem Obsidian.

Auf der Nordwestseite des Kegels ist die Bedeckung durch Schlacken nur sehr oberflächlich und beschränkt, auf der anderen Seite ist sie ausgedehnter und mächtiger. Weder nach dem Averner See zu, noch nach der Villa Zainy, noch endlich in dem Bezirk Teano an der Nordseite finden sich Spuren von Schlacken auf dem Tuff in größerer Entfernung als 750 m vom Mittelpunkt des Kraters. Die Bimssteine und die leichteren Massen, welche weiter verbreitet wurden, müssen auf dem Averner oder dem Lucriner See oder auf dem Meere geschwommen haben; zum Teil wurden sie später an die Küste geworfen, oder sie sanken auf den Boden des Meeres.

Auf der Ostseite bedecken längs der Straße von Pozzuoli nach Cumä und dem See von Licola Schlacken 20 cm bis 1 m hoch die horizontalen Lagen des Tuffes. Nach der Villa Zainy zu erstrecken sich kleinere und mehr vereinzelte Fragmente einige Dekameter weiter als anderswo, sie könnten dorthin wohl durch den Wind gelangt sein, der von W blies, und es könnte wohl der Libeccio oder der Südwestwind gewesen sein, woran Francesco dal Nero erinnert. Da nun aber in Ansehung der Neigung des Kraters der Auswurf jener Fragmente nicht vor sich gehen konnte unter einem geringeren Winkel als 20° gegen den Horizont, so folgt daraus, daß sie mindestens 300 m hoch und 600 m weit aus dem Krater herausgeschleudert wurden. Nach W kreuzt die Straße vom Meere zum Averner See in einem Einschnitt die letzten Ausläufer des Tuffhügels,

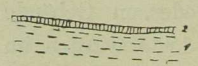


Fig. 5. Östlich von Monte Nuovo, gegenüber d. Villa Zainy, westlich von der Fahrstraße.

1. Grauer Tuff; 2. Schlacken.

[1]) C. Lyell, Principles of Geology, ed. XI, Vol. I. London 1892, S. 616f. und Fig. 71.

welcher schon vorher existierte und die Grundlage des Monte Nuovo bildete. An einigen Punkten kreuzt man eine selbst 10 m mächtige Anhäufung von groben hellen Bimssteinen, die mit Bimssteinsand vermischt und unregelmäßig verteilt sind; sie rühren von dem Ausbruch her und mögen, wie de Iorio erzählt, mit dazu beigetragen haben, den Lucriner See und den Kanal zwischen diesem See und dem Averner See zu versanden, indem sie Mergel mit rezenten marinen Mollusken und oberflächliche Ablagerungen mit neuem Schutt bedeckten.

Der Tuffhügel, genannt la Montagnella, im Südwesten des Monte Nuovo, teilweise mit Schlacken bedeckt, welche der Kurve seiner Abhänge folgen, ist wahrscheinlich der Hügel del Pericolo, welcher sich nach delli Falconi teilweise unterhalb des M. Nuovo befand. An der Südseite des Kraters bilden die Schlacken von oben nach unten einen Kranz, der oben etwa 15 m mächtig ist und keine Beimischung von Tuff enthält. Längs des Meeres, aber nur zwischen der Bambinella und der Mündung des Averner Sees, und auf der Montagnella bilden sie eine Schicht von mindestens 50 bis 80 cm, und nur an angegrabenen Stellen erscheint der darunter liegende Tuff. Nur in einem Strich in der Mitte ist die Anhäufung ansehnlicher, sie wurde von Lyell und Scacchi im Oktober 1857[1]) in Augenschein genommen. Scacchi[2]) und darauf Roth[3]) haben als bloße Hypothese die Möglichkeit zugegeben, daß es sich um einen Lavastrom handeln könnte, und diese Angabe wurde in einzelne Karten aufgenommen; aber die Sache verhält sich sicherlich anders, und schon v. Buch, Pentland, Pasini[4]), später Sainte-Claire Deville[5]) hatten das Gegenteil konstatiert. Überdies spricht keiner von den alten Schriftstellern von Laven, welche ihren Lauf nach außen genommen hätten und auch noch lange Zeit später hätten beobachtet werden können.

Aus den angeführten Berichten und den Untersuchungen an Ort und Stelle geht also hervor, daß dort, wo jetzt der Monte Nuovo ist, warme Quellen waren. Nach einer Folge von lokalen Erdbeben ging das Meer zeitweise auf eine kurze Strecke vom Ufer zurück, der Boden senkte sich und barst auf, unter Hervorströmen von Wasser, dann blähte er sich etwas. Die dadurch entstandenen Risse verursachten, indem sie den Einbruch großer Wassermassen in das Innere des Erdbodens erleichterten, in Berührung mit Stellen von sehr hoher Temperatur eine plötzliche Umwandlung des Wassers in Dampf, wodurch eine Explosion entstand, so daß mit ungeheurem Geräusch inmitten von Blitzen eine hohe Säule von Rauch, Feuer, Bimsstein, Staub und Wasserdampf mit sauren Emanationen hervorbrach. Der Schlund entstand zuerst da, wo heiße Quellen und Fumarolen vorhanden waren, später dehnte er sich gegen das Kastell von Tripergola aus, und aus ihm drangen Stoffe in solcher Menge hervor, daß sie das benachbarte Meer bedeckten, und daß auf dem festen Land in 24 Stunden der Monte Nuovo entstand, der ohne viele Übertreibung sich in einer Nacht bildete. In Wirklichkeit dauerte der Ausbruch freilich acht Tage, vom 29. September bis zum 6. Oktober mit zwei Intervallen am 1. und 2., sowie am 4. und 5. Oktober, aber die heftigste Periode, während welcher der Berg sich bildete, dauerte vom Abend des 29. bis zum Abend des 30. September. Die lavaartigen Massen verharrten noch zwei bis drei Monate im Innern des Kraters, so daß der Widerschein der Glut sich in dem aufsteigenden Rauch zeigte. Der Ausbruch, der anfangs nur explosiver Natur war, lieferte schließlich lediglich Schlacken und würde, wie Johnston-Lavis sagt, wenn er fortgedauert hätte, wahre Lavaströme entsendet

---

[1]) Lyell, a. a. O. S. 616.
[2]) A. a. O. S. 241.
[3]) A. a. O. S. 510.
[4]) Atti settima adunanza degli scienziati. Napoli 1846, p. 1121.
[5]) C. Sainte-Claire Deville, Dixieme et dernière lettre à M. Elie de Beaumont sur les phénomènes éruptifs de l'Italie méridionale. (C. R. Acad. des sciences. T. 43. 20. Octobre 1856.)

haben. Vielleicht floß die Lava nicht heraus, weil sie weder sehr hohe Temperatur besaß, noch unter einem hinlänglich hohen Drucke stand, wohl aber war die Spannung der Dämpfe und Gase hinreichend genug, die Massen mehr schlackenartig und halbflüssig in Form von Bomben, sozusagen als Spritzer und Klunker hinaus zu schleudern. Die so häufig bimssteinartige und glasige Struktur muß vielleicht gerade auf die Menge Wasser zurückgeführt werden, die sich bei der Berührung mit Lava unter schneller Entziehung von Wärme und glasartiger Erstarrung jener sofort in Dampf verwandelte. Hamilton nimmt an, daß der Ausbruch aus beträchtlicher Tiefe gekommen sei, weil die Erdbeben, welche ihm vorangingen, sich bis auf eine große Entfernung bemerklich machten. Übrigens hatten Erdbeben und Ausbruch gleiche Ursachen, weil beim Beginn des Ausbruchs die Erdbeben aufhörten. Aber die sehr hohe Temperatur und die Menge von Säuren und Gasen, die sich in geringer Tiefe im Boden der ganzen Gegend der Phlegräischen Felder finden, erklären die Schnelligkeit, mit welcher beim ersten Erscheinen der Risse und beim Zusammentreffen der reichlichen Wassermassen und der Lava der Ausbruch erfolgte, und könnten wohl ein Anzeichen dafür sein, daß die lavaartigen Massen aus keiner beträchtlichen Tiefe kamen.

Der Ausbruch des Monte Nuovo zeigt uns also zwei Typen miteinander vereinigt, welche man sonst getrennt bemerkt, nämlich einen Explosionsausbruch, der unter den neueren Ausbrüchen in Italien einzig dasteht, und einen Ausbruch von Schlacken. L. v. Buch, der Vorkämpfer der Hypothesen, daß die Vulkanberge ursprünglich entstanden seien durch Aufblähen und Erhebung von Schichten der Erde, glaubt, daß so auch der Monte Nuovo und die übrigen Krater der Phlegräischen Felder entstanden seien, die er nicht für echte Vulkane hält, indem er seine Hypothese mit der Annahme verbindet, daß der Tuff des Monte Nuovo, der weder von Schlacken noch von Bimssteinen gebildet werde, von einer kuppelförmigen Lavamasse erhoben worden sei, die unter der Erde verborgen blieb, ohne sich aber die Mühe zu geben, zu erklären, wie eine solche Erhebung dem Tuff die Form eines Kraters geben konnte[1]). Seine Meinung wurde geteilt von Collegno, Pareto, Pasini, Pentland gelegentlich einer Besteigung des Monte Nuovo während des VII. Kongresses der italienischen Gelehrten am 23. September 1845[2]).

L. v. Buch und die Anhänger der Theorie der Hebungskrater stützen sich auch auf die Angaben einiger Geschichtschreiber, daß der Boden, welcher Risse bekommen hatte, vor dem Ausbruch sich etwas aufgebläht habe. Betrachten wir aber die bisher bekannten Aufzeichnungen über den Ausbruch näher, so sehen wir, daß die Berichterstatter bezeugen, daß der Berg durch Anhäufung von Massen gebildet wurde, welche aus dem Schlunde ausgeworfen wurden. Scacchi[3]) und Dufrenoy[4]) bemerkten, daß die Grotte der Sibylle am Averner See an der Westseite des Berges und die Säulen des sogenannten Tempel des Apollo an der Nordseite und der Nymphen am Meeresufer an der Südseite aus ihrer Lage in der Tat nicht verschoben waren, erstere aus ihrer horizontalen, letztere aus ihrer vertikalen Lage. Man könnte noch hinzufügen, daß auch die Schichten der Ebene, die östlich zu sehen sind, die horizontale Lage bewahrt haben, und daß, da der Boden des Kraters, wenigstens anfangs, wenig höher als die Ebene war, man eine bedeutend kompliziertere und unregelmäßigere Erhebung der Tuffschichten annehmen müßte, aus welchen die Ebene bestand und noch besteht, als eine Erhebung zur einfachen Kuppel.

---

[1]) L. v. Buch, Physikalische Beschreibung der Kanarischen Inseln. Berlin 1825, S. 338—47.
[2]) Atti sett. adunanza d. scienziati, Napoli, S. 1119, 1170.
[3]) Atti sett. adunanza d. scienziati l. c.
[4]) Dufrenoy, Mém. pour servir, l. c. S. 277.

Was die Annahme von Scrope und Anderen anlangt, welche glauben, daß der ganze Strand von Pozzuoli sich ohne weiteres infolge des Ausbruchs erhoben hätte und später in derselben Höhe geblieben sei, so wird sie nicht durch das Zeugnis der Zeitgenossen bestätigt. Diese sprechen von einem zeitweisen Zurückgehen und einer Wiederkehr des Meeres längs eines ziemlich kleinen Teiles der Küste, die durch den Ausbruch hervorgerufen war, derart, daß wenn eine Erhebung vor sich ging, die durch diese Wiederkehr bedeckt wurde, sie doch beschränkt blieb auf einen kleinen Landstrich dicht am Monte Nuovo.

Petrographisch ist die ausgeworfene Masse ein sodalithischer Trachyt mit einem spezifischen Gewicht von 2,58832 (Abich). Die Analysen von Abich[1]), der das Gestein für Phonolith hielt (neuberechnet von Roth[2]), von Rammelsberg[3]) und von Washington[4])) von einer dichten Schlacke aus einer Grube auf der Meeresseite finden sich in der Tabelle S. 162 dieses Heftes. Im Gestein kann man mit bloßem Auge sparsam zerstreut kleine weißliche Kristalle von Sanidin sehen, besonders in dem kompakteren Teile, ebenso auch einige Kristalle von Pyroxen. Roth[5]) studierte mikroskopisch dieselben Stücke, die Humboldt im Krater gesammelt und Hoffmann[6]), fußend auf Rose[7]), als Leucit enthaltend beschrieben hatte. Dell' Erba hat später hierüber noch genauere Studien gemacht[8]). Das Gestein variiert etwas, je nachdem die Kristallisation vorgeschritten ist, die übrigens immer mikrolithisch ist, und je nach der Farbe; es ist heller in den weniger, dunkler in den mehr glasigen Stücken.

In der mehr oder weniger glasigen Grundmasse überwiegen die Feldspatnadeln, die häufig isoliert, geradlinig, manchmal gekrümmt oder zu Bündeln mit kleineren Kristallen angeordnet sind, welche sich nach einer, seltener nach beiden Richtungen hin spreizen; im letzteren Falle nehmen sie eine Form an, welche Washington Keraunoide genannt hat.

Oft liegen diese Kriställchen parallel mit fluidaler Struktur, und wenn der Schliff rechtwinklig zur Richtung der Fluidalität steht, so erscheinen die Nadeln verstreut mit völliger Unregelmäßigkeit wie feiner Staub. Zuweilen bilden sie, indem sie von einem Mittelpunkt ausstrahlen, wahre Sphärokristalle oder Belonosphärite nach der Benennung von Vogelsang, oder Feldspatsphärulite nach Michel-Lévy, die von einer glasigen Masse durchbrochen sind und, wie Roth bemerkt, früher für Leucit gehalten wurden.

Diese Feldspate sind meistens Sanidin, aber es gibt auch nach den Beobachtungen von dell' Erba Anorthit, bestimmbar durch den großen Auslöschungswinkel. In den hellgrauen Varietäten kommen in der Masse, welche aus einem Aggregat von Feldspat-Mikrolithen mit reichlich Sanidin und sehr seltenem Anorthit besteht, zahlreiche einfache Mikrolithe vor, welche viel kleiner sind als jene von Feldspat, von Pyroxen von hellgrüner Farbe, durchsichtig, die man daher nach Dell' Erba zur Varietät Malacolit zählen kann; zuweilen sind sie auch von erbsengrüner Farbe, und diese bezeichnet Washington als Ägirinaugite (a. a. O. S. 286). Einige sehr seltene Mikrolithen, die bis 20 mal größer sind, erreichen eine Länge von ca 0,13 mm. Magnetit in Form von Würfeln oder Oktaedern,

[1]) Abich, Vulkanische Erscheinungen. 1841, S. 39.
[2]) Roth, Gesteinsanalysen 1861, S. 18, Nr. 10.
[3]) Rammelsberg, Mitteilungen 1860.
[4]) H. J. Washington, Some analyses of italian volcanic rocks. (American Journ. of science, Vol. VIII, October 1899, S. 286.)
[5]) Roth, Studien am Monte Somma. (Abh. d. k. Akad. d. Wiss. zu Berlin 1877, S. 4.)
[6]) Hoffmann, Reisebericht. (Archiv für Mineralogie 1839, Bd. XIII, S. 219.)
[7]) Rose in Hoffmann, a. a. O. S. 194.
[8]) Dell' Erba, La Sanidinite sodalito-anortitica di Monte Nuovo. Napoli, Tipogr. della Univ., 1893.

etwas größer als die Mikrolithen von Pyroxen, kommt selten vor. Auch kleine Fleckchen von Limonit, durch die Umwandung der Eisenoxyde entstanden, kommen vor. Dell' Erba bemerkt auch in solchen Stücken einen rötlichen Staub, den man dem Hämatit zuschreiben könnte; in den helleren Stücken kommt er nicht vor. Unter den Einsprenglingen von größeren Dimensionen beobachtete Dell' Erba einige Kristalle von Pyroxen und einen einzigen Kristall von Olivin. In den graubraunen Varietäten, die durch Opacit stark gefärbt sind, welcher nach dem genannten Autor mit Hämatit identisch ist, sind Magnetit und Pyroxen selten, häufig dagegen Anorthit auch in größeren Mikrolithen. In anderen braunschwarzen Varietäten mit noch reichlicherem Opacit, fehlen Pyroxen und Olivin, dagegen treten häufig Anorthite und noch häufiger in Einsprenglingen als in Mikrolithen auf. Ich habe übrigens Feldspatkristalle als größere Einsprenglinge gesehen, die durch die Bewegung des noch nicht zur Ruhe gekommenen Magmas zerbrochen und auseinander geschoben waren. Sodalith, welchen Freda[1]) zum erstenmal in weißen Kristallen bemerkt hat, ist in oft sechsseitigen Schnitten stets vorhanden. In vielen Stücken, die man auf dem Südabhang des Berges gefunden hat, und die dunkel und fein porös, meistens aber kompakt sind, habe ich zuweilen sehr reichlich Hauyn als integrierenden Bestandteil des Gesteins gefunden, und zwar in Mikrolithen, die häufig größer als die übrigen waren, selten rechtwinkligen Querschnitt besaßen, meist in unregelmäßigen Körnern vorkamen, welche wenig blau oder grünlich vielleicht im Übergang zum Nosean, häufiger dagegen dunkelblau waren, und viele kugelrunde Einschlüsse oder solche von Kriställchen oder schwarzen Opaciten von Magnetit besaßen, nach Form und Verteilung identisch mit dunkelgrauen Opaciten von Eisenoxyd, die sich auch im übrigen Gestein vorfinden.

Der in reflektiertem Lichte schwarze Obsidian ist in durchscheinendem Lichte gelblichgrün und in Dünnschliffen sehr hellgrün mit dünnen hellgrauen, mehr bimssteinartigen Schichten, mit zahlreichen Trichiten und mit Mikrolithen und unvollkommenen Sphäroiden von Sanidin mit fluidaler Verteilung und einigen seltenen Einsprenglingen von demselben Feldspat. Der Bimsstein ist ganz glasartig, rein und sehr hellgrün durchscheinend, mit verlängerten, auch mikroskopisch kleinen Poren. Rings um die Poren und Höhlungen häufen sich, oft mit großer Regelmäßigkeit, Stäubchen von Hämatit oder von Limonit, die sicher durch Wasseraufnahme aus den schwarzen, eisenhaltigen Opaciten entstanden sind. Dieses Gestein, welches von Hoffmann fälschlich Phonolith genannt worden war, wurde von Rosenbusch[2]), der darin den Sodalith nicht erkannte, Augittrachyt und von Dell' Erba sodalithisch-anorthitischer Sanidinit genannt.

Ich habe auch den Tuff mikroskopisch untersucht, der es durch seinen rezenten und deutlichen Ursprung wohl verdiente. Über seine makroskopische Beschaffenheit wurde schon gesprochen. Unter dem Mikroskop setzt er sich zusammen aus sehr feinen, verschiedenartigen, eckigen Fragmenten von älterem Gestein, aus Kristallen der gewöhnlichen Bestandteile, die zum Teil zertrümmert, zum Teil aber auch unversehrt sind und aus einem feinen Staub, dessen Material meistenteils optisch unwirksam, glasig, meistens zersetzt und undurchsichtig, weißlich oder ins gelbe fallend ist; dieser bildet die Grundmasse. Die klastische Struktur durch Bruchstücke älterer und schon verfestigter Stoffe des Untergrundes ist über allen Zweifel erhaben. Unter diesen fragmentarischen Bestandteilen sind helle Bimssteine, sämtlich glasig und blasig mit Poren von verschiedener Länge und von verschiedenen Dimensionen und mit fluidaler Struktur natürlich nach verschiedenen und entgegengesetzten Richtungen in den einzelnen Stückchen; ferner weniger blasige, graue

[1]) E. Freda, Rendiconti Acc. delle scienze fis. e mat., serie II, vol. 3, fasc. 2, 1889, S. 46.
[2]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl., Bd. II, S. 597.

oder helle Gläser, braune Obsidiane mit Nadeln von Sanidin, die natürlich an den Rändern des Fragments abgebrochen sind, oder ohne Nadeln und mit oder ohne Magnetit; Schlacken, die denselben Charakter tragen wie diejenigen, welche mit dem Ausbruch gleichalterig sind, aber durch die Größe ihrer Einsprenglinge etwas von ihnen abweichen, aber dennoch auch sehr kleine Einsprenglinge besitzen von Sanidin, Anorthit mit einer Auslöschung von 30°, Augit, Magnetit, der manchmal etwas in Hämatit metamorphosiert ist, und eine glasige helle Grundmasse enthalten. Einige glasige Fragmente besitzen viele Pünktchen von Magnetit. Die isolierten unversehrten oder zerbrochenen Kristalle, die zuweilen größer als diejenigen der gleichzeitigen Schlacken sind, sind Augit, Magnetit, Sanidin und noch häufiger Anorthit; der Magnetit ist eingeschlossen im Augit und etwas weniger in den Feldspaten; in diesen ist reichlich Apatit vorhanden. Ich habe einen Kristall von Biotit gesehen, welches Mineral in den gleichalterigen Schlacken des Monte Nuovo fehlt, sich aber in denjenigen der anderen phlegräischen Vulkane und sicher auch in einigen früheren Schlacken im Erdboden findet. Dagegen habe ich nicht gesehen: Hornblende, Olivin, Sodalith, Hauyn. Ein außer an einer Seite unversehrter Kristall von Sanidin, der sich mitten in der undurchsichtigen Staubmasse befindet, zeigt ringsherum einen Hof, als ob er aus dem übrigen Tuff andere Sanidinsubstanz herangezogen hätte, welche beim Kristallisieren die Stäubchen oder einen Teil von ihnen nicht fernhalten konnte.

Über den Tuff an der Basis des Monte Nuovo gegen das Meer zu, welcher als Puzzolan verwandt wird, von dem Favilli eine anscheinend unvollkommene Analyse gibt, und über eine Analyse von Abich[1]) werde ich im XXXII. Kapitel sprechen. Das spezifische Gewicht ist nach Favilli 2,074. Ein im Tuff eingeschlossener römischer Ziegelstein, welcher Spuren von Abrollung oder wenigstens von Corrosion durch Oberflächenwasser zeigt, wurde von mir mikroskopisch untersucht. Er erwies sich aus lokalen Bestandteilen bestehend; im Ton fanden sich Fragmente von Sanidin und von verschiedenen Plagioklasen; er wies aber keine Spuren von Neubildungen von Mineralien in Berührung mit Tuff auf.

II. Der Krater der Solfatara.

Bei der Verwendung des Namens Explosionskrater folge ich der Bezeichnung der französischen Geologen, die mir von allen die beste zu sein scheint. Die Solfatara verdankt ihren Ruhm dem Altertum, in dem sie schon bekannt war, und der Nähe bewohnter Orte, so daß ihren Besuch wohl kein Geologe unterlassen hat. Die Phänomene, welche sie darbietet, sind von Natur aus denjenigen gleich, welche auch in anderen vulkanischen Gegenden vorkommen, aber an Intensität stehen sie bei weitem zurück hinter anderen weniger berühmten, wie z. B. den Borsäure-Soffioni in Toskana, ganz zu schweigen von anderen Orten außerhalb Italiens. Die beste Beschreibung hat Breislak[2]) gegeben, die erste geologische Karte stammt von Scacchi[3]).

[1]) Natur der vulkanischen Bildungen S. 92.

[2]) S. Breislak, Essais minéralogiques sur la Solfatare de Pozzuoli. Traduit du manuscript italien par F. de Pommereul. Neapel 1792. Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie. T. II. Paris 1801, S. 69.

[3]) Atti settima ad. parte 2ª tav. 1.

Die oberhalb Pozzuoli liegende Solfatara, welche 1 km vom Meere entfernt ist, hat die Gestalt eines fast regelmäßigen kreisförmigen Kraters mit ebenem Boden, der zum Teil und zu gewissen Zeiten mit Sümpfen bedeckt sein kann, wie es Mercati[1]) im Jahre 1500, Mormile[2]) im Jahre 1669 und Hamilton[3]) 1770 gesehen haben.

Der Boden liegt 98 m über dem Meere und hat einen Durchmesser von 250—300 m; ringsum befinden sich kleine Hügel von recht verschiedener Höhe, die steil und teilweise

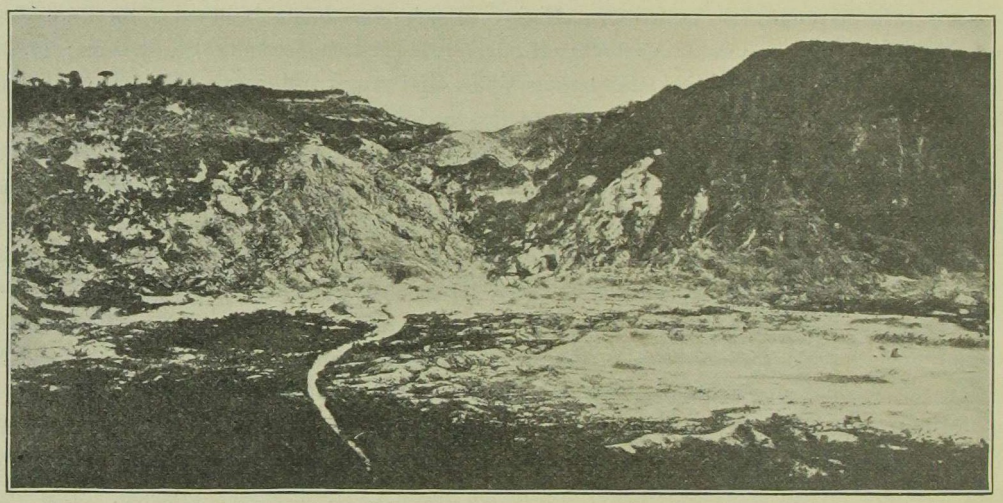


Fig. 6. Solfatara.

geradezu senkrecht gegen das Innere des Kraters abfallen, sanft dagegen nach außen geneigt sind, wie dies bei den meisten ähnlichen Kratern der Fall ist. Die Osthälfte der Hügel ist bedeutend höher als die Westhälfte, und sowohl nach N wie nach SO erheben sich die beiden höchsten Gipfel 102—104 m über dem Boden und im Ganzen also etwas mehr als 200 m über dem Meere. Im Gegensatz dazu werden die Hügel der Westhälfte schnell niedriger und lassen dort eine ziemlich weite, weniger als 20 m über dem Boden des Kraters hohe Öffnung.

Die Ebene, welche den Boden des Kraters bildet und in ihrer Westhälfte mit Kastanien bewachsen ist, ist wenigstens oberflächlich mit Erde und weißem Ton wieder aufgefüllt, die größtenteils aus Kieselerde besteht (der sog. Bianchetto), die von den umliegenden Abhängen heruntergeschwemmt und von neuem durch gasige Ausströmungen verändert wurde. Breislak, welcher die unweit von der Bocca der Solfatara befindlichen Erdschichten untersuchte, die von einem 11 m tiefen Brunnen durchschnitten sind, beobachtete an der Oberfläche: »des pierres brûlées et quelques moreaux de bois carbonifiés; mais ces matières provenaient des débris de fourneaux qui existèrent sur le terrain voisin ... les autres [lits], bien inférieurs, sont partaitement horizontales, et quelques-uns n'arrivent pas à un pouce d'épaisseur. Près de la source d'eau ... se voyaient des lits d'une argile grise, sur laquelle fleurrissait le sulfate d'alumine«.

Den Hügeln von verschiedener Höhe entsprechen auch ziemlich verschiedene Gesteine. An den tieferen Stellen lagert im S und im W der graue, fast unveränderte Tuff von fast immer sehr feiner Beschaffenheit in horizontalen Bänken; er erstreckt sich nach Pozzuoli zu, bis er mehr und mehr von einer ungeheueren Menge von Grus und Schutt aus dem Altertum bedeckt wird, den man bei Pozzuoli und an der ganzen Küste bis Bajä antrifft. Auf der Nordseite ist der Tuff weiß und ziemlich verändert. Auf der

[1]) M. Mercati, Metallotheca. Romae 1717, S. 78.
[2]) G. Mormile, Sito et antichità della città di Pozzuolo. Napoli 1669, S. 120.
[3]) W. Hamilton, Campi Phlegraei, Pl. XXV, Explication.

Nordostseite und etwas weniger auf der Ostseite finden sich im Tuff Breccien und Anhäufungen von großen eckigen Auswürflingen, unter denen sich trachytische Fragmente finden, welche durch eine weiße sie einhüllende erdige Masse, die sehr viel Schwefeleisen enthält, weiß erscheinen. Die ziemlich veränderten Bänke sind genügend fest, und infolge

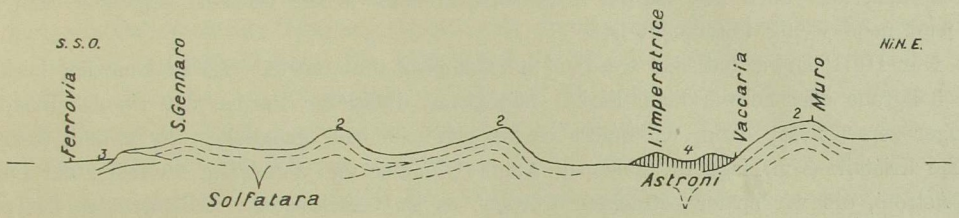


Fig. 7. Vom Meere nach der Solfatara und Astroni. 1:50000.

1. Gelber Tuff; 2. Grauer Tuff; 3. Alluvium; 4. hypokristallinische Schlacken.

ihrer Festigkeit, möchte ich behaupten, sind sie zuweilen für anstehendes trachytisches Gestein gehalten worden. In der Tat gaben Breislak und Scacchi einen kleinen Fetzen von Trachyt an der Nordseite an der Basis der Tuffe und einen zweiten auf der Nordostseite an. Die Bänke fallen nach der Außenseite des Kraters unter 12—15° ein, also nach NO und O.

Alle mehr veränderten Schichten, besonders im Innern des Kraters und nicht bloß auf dem Boden, sondern auch an den Wänden, klingen, wenn sie angeschlagen werden und selbst unter dem Tritt des Menschen, hohl, daß man glauben könnte, daß sich darunter unterirdische Hohlräume befinden. Diese Tatsache, über die so viel diskutiert worden ist, beruht auf den Hohlräumen des Gesteins, auch denen zwischen den Bänken, und auf den Poren, die durch die Veränderungen und durch Entfernung so vieler Bestandteile entstanden sind, wie sich Scrope[1]) richtig äußert.

Auf der Ostseite nahe dem Rande, aber gegen die Innenseite des Kraters zu, erkannte Breislak zwischen den feinsten Schichten des Tuffes Pflanzenabdrücke, welche verkohlt waren, und die er für Meeresalgen hielt[2]), und Scacchi wiederholt diese Angabe[3]). Nach der Beschreibung handelt es sich aber um Wurzeln von Landpflanzen oder um andere Sachen. An den Leucogäischen Hügeln nach O zu, an einem kleinen Wege entlang, welcher nach Agnano führt, und sozusagen in der Höhe des Seespiegels, kommt unter den veränderten Tuffen eine kurze Strecke die Oberfläche eines Stromes von Trachyt zum Vorschein, ähnlich demjenigen, welcher den Krater im SO umgibt. Trachyte, Tuffbreccien und im allgemeinen die zufälligen Trümmergesteine und die gewöhnlichen Tuffe wurden von Grund aus zersetzt und gebleicht bis zur Ebene beim alten See von Agnano auf der Ostseite und bis zu der hohen Straße, welche zwischen dem Monte Olibano und dem Meere im S verläuft. Die Leucogäischen Hügel erhielten gerade diesen Namen wegen der weißlichen Farbe der Gesteine.

Lavenergufs.

Auf der Südostseite des Kraters findet sich bis 70 m über dem Erdboden eine Lavamasse, die eine kahle Wand bildet, welche sich bis zur höchsten Spitze, der Punta della Solfatara, erhebt. Die Lava zieht sich eine kurze Strecke auf den Ostabhang hinüber und ist nach S zu von wenig mächtigen Schichten bedeckt, die besonders aus Massen zusammengesetzt sind, welche zufällig durch lokale Ausbrüche aufgehäuft wurden. Ein kleiner Fetzen, der wahr-

[1]) G. Poulett Scrope, Transactions of the Geol. Soc. Ser. 2. Vol. V, Volcanoes 1862, S. 321.
[2]) Breislak, Essais minér., S. 47.
[3]) Atti settima adunanza degli scienz. italiani 1846, S. 1122.

scheinlich durch denselben Ausbruch entstanden ist, findet sich Gewährsmännern zufolge ziemlich viel tiefer, auf der Ostseite unterhalb des Tuffes entlang einem Pfade, der nach Agnano führt. Das Gestein zeigt etwas geringere Zersetzungen durch schwefelige Gase, die es einst überall durchzogen und zum Teil noch jetzt auf dem vorspringenden Abhang des Kraters durchziehen, aber auch hier ist die Zersetzung in einer Weise vor sich gegangen, daß es bis jetzt noch wenig untersucht ist.

Nur Dell' Erba hat das Gestein mikroskopisch untersucht. Es ist kompakt, besitzt eine hellgraue oder schwärzliche Farbe, häufig mit dunkleren Partien da, wo das Gestein weniger zersetzt ist; dann schimmert es ins bläuliche oder grünliche. Es enthält kleine, frische Kristalle von Magnetit, Feldspat, Augit, Glimmer und ähnelt im Aussehen der Lava der Astroni, die wir später betrachten werden; es ist verschieden von demjenigen des zunächst liegenden Monte Olibano, auf das wir noch zurückkommen werden. Mikroskopisch besteht die Grundmasse nach Dell' Erba aus mikrokristallinischen Bündeln von Sanidinen in deutlichst fluidaler Verteilung. Dann sind noch zu nennen: reichliche Würfelchen von Magnetit, Kristalle von grünem Pyroxen und vielleicht einige Mikrolithen von Apatit. Stets findet sich nach den Beobachtungen von Dell' Erba und den meinigen unter den Einsprenglingen in größeren Kristallen Sanidin, meistens in Zwillingsform nach dem Karlsbader Gesetz, mit Glaseinschlüssen im Zentrum jedes Kristalles gruppiert oder in Zonen verteilt, zuweilen auch mit sehr vielen ziemlich langen Mikrolithen von durchsichtigem Apatit, der in den glasigen Schlacken nur selten vorkommt; er zeigt die charakteristische Spaltbarkeit nach der Basis, das Relief, die stärkere Absorption des außerordentlichen Strahles.

Der auch makroskopisch sichtbare Plagioklas erscheint besonders längs den Zwillingsflächen trübe durch Glaseinschlüsse, die viel häufiger sind als im Sanidin, und durch sehr seltene Einschlüsse von Apatit. Häufig bemerkt man einen unversehrten und trüben Kristall von Plagioklas, der in einem größeren und glänzenden Sanidin oder in einem anderen mehr basischen Plagioklas eingeschlossen ist. Anorthit mit sehr großen Auslöschungswinkeln waltet vor. Außerdem kommen Bytownit, Andesit und Oligoklas vor, selten Biotit. Augit, einschließlich des selteneren, in vereinzelten Kristallen auftretenden Ägirinaugites herrscht in häufig zertrümmerten Kristallen vor der braunen und grünen Hornblende vor. Sodalith habe ich in einigen veränderten Exemplaren gesehen; Olivin habe ich nie bemerkt. Kalkowsky[2]) fand keine Glaseinschlüsse, aber diese finden sich hauptsächlich in den Plagioklasen.

Das Gestein ist ein augitischer Trachyt, der, bis auf das Fehlen der beiden zuletzt genannten Mineralien, mit den Lavaströmen übereinstimmt, die wir bald besprechen werden[3]). Breislak[4]) behauptet, daß es stark auf die Magnetnadel einwirke. Bei der Berührung mit den Wasserdämpfen, der schwefeligen Säure und der Kohlensäure der Fumarolen fing das Gestein an zu bleichen und sich zu verändern. Aber in den Spalten sieht man rote oder braune Flecken, welche auf Eisensalze, die sich dort wahrscheinlich bilden, hinweisen. Die Farbenänderungen entsprechen aber nicht immer dem Grade der Zersetzung. Infolge der Veränderungen sind die Blöcke des Gesteins häufig sphäroidal (Breislak a. a. O. S. 90) oder auch in Parallelepipede geteilt und blättern leicht ab (ebenda

[1]) Dell' Erba, Sulla Sanidinite sodalitico-pirossenica di S. Elmo. (Rendiconti R. Acc. di sc. fis. e mat. S. 2a. Vol. IV. Napoli 1890, S. 183.)

[2]) E. Kalkowsky, Über den Piperno. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd 30, S. 669.)

[3]) Zirkel, Mikrosk. Beschaffenheit der Gesteine 1875, S. 76, 151, hatte einen Leucitophyr der Solfatara vermutet, aber Roth, Studien am Monte Somma, S. 4, glaubt, es handelt sich um Gestein, welches wahrscheinlich vom Capo di Bove herrührt.

[4]) Ess. sur la Solfatare, S. 24.

a. a. O. S. 97). Die Zersetzung erstreckt sich bisweilen nur 11—14 mm unter die Oberfläche jedes Stückes, bisweilen geht sie aber durch und durch, indem sie es entweder kompakt läßt oder ganz auflockert. Die Feldspate nehmen ein perlmutterartiges Aussehen, dann das von weißem undurchsichtigem Kaolin an, in dem man unter dem Mikroskop noch die Überreste einiger polysynthetischen Streifen bemerkt. Schließlich verschwinden sie und werden durch ein fasigeres Skelett oder durch einen Hohlraum ersetzt, wie das schon Breislak[1]) bemerkt hat. Die Mikrolithen des Sanidins sind weniger verändert als die größeren Kristalle von Plagioklas. Augit und Hornblende sind häufig unverändert, aber der Beginn der Veränderung zeigt sich in der mehr durchsichtigen grünen Farbe und den schwächeren Interferenzfarben, zuerst am Rande, dann in der ganzen Masse. Auch der Biotit erscheint gebleichter, bleibt indes hellbraun und bewahrt seine optischen Eigenschaften. Die erwähnten Veränderungen sind wahrscheinlich die Folge der Verminderung des Gehalts an Eisen. Manche grobe Körner von Magnetit sind mit einem Hof von Hämatit umgeben und sind vollständig in ihn, aber nicht in Limonit oder in andere Mineralien übergegangen. Der Hämatit bildet weiter fadenförmige Dendriten, die sich durch ihre Durchsichtigkeit und rötlichen Glanz auszeichnen. Einige Stücke besitzen viele Würfelchen von Sodalith von 1,5—4 μ Seite oder selten Hexagone, die idiomorph sind, teilweise aber nicht von grüner bis dunkelgelber Farbe, undurchsichtig, isotrop und teilweise in Kaolin umgewandelt. In der Grundmasse, besonders in den mehr tonhaltigen Partien und in unmittelbarer Berührung mit den Fumarolen, sind Würfel und Oktaeder von Pyrit zerstreut, welche ihrerseits wieder in Mikrolithen von Limonit umgewandelt sind, der sich vom Magnetit durch seine braune Farbe und durch den Mangel an metallischem Glanz unterscheidet. Im Falle auch die Grundmasse vollständig kaolinisiert ist, ist das Gestein viel weißer. Unter dem Mikroskop sieht man noch die Spuren der Fluidalstruktur, die sich übrigens in anderen Fällen an den Streifen veränderter Bestandteile erkennen läßt. Im vorgeschrittenen Zustand der Zersetzung sind die Amphibole und die Pyroxene wie die Feldspate zusammengesetzt aus undurchsichtigen, weißen Skeletten aus Kaolinmasse, in denen man zuweilen die Umrisse der ursprünglichen Kristalle sehen kann. Magnetit ist vollständig verschwunden. Die ganze durchsichtige, weiße oder graublaue Masse ist im polarisierten Licht isotrop und als Kieselsäurehydrat aufzufassen: hier und da kommen leichte Flecken vor wie von einer doppelbrechenden Substanz, und der nach Pyrit pseudomorphe Limonit bleibt erhalten. Je nach dem Grade der Zersetzung verbinden sich mit gewöhnlichen mehr oder weniger zersetzten Bestandteilen verschiedene Salze von rezenter Bildung, deren Bestimmung sehr schwierig ist, weil bis jetzt nur sehr wenige mikroskopisch untersucht worden sind. Natürlich lösen sich schon während der Präparation die leichter löslichen Salze auf.

In einigen Stücken, welche schon der Tätigkeit der Solfataren anheimgefallen, aber weniger verändert waren, sieht man unter dem Mikroskop sehr feine zerstreute durchsichtige Schuppen und Aggregate von Kristallen mit rhomboedrischem, beinahe kubischem Querschnitt oder in vollständig tafelförmigen Rhomboedern, welche glasglänzend sind, durchsichtig, von blaßgelber oder grasgrüner Farbe, pleochroitisch von sehr heller zu mehr dunkler Färbung, irisierend mit rötlichen Farben, mit sehr lebhaften Interferenzfarben und von goldgelbem Glanze. Die Kristalle sind bisweilen von einem sehr zarten Saum von Limonit umgeben, und ich halte sie für ein Eisensulfat. In anderen mehr veränderten Exemplaren, in denen die Amphibole, Pyroxene und Plagioklase verschwunden sind, ist ihr Platz durch Rosetten von gelbgrüner oder sehr hellgrüner Farbe ausgefüllt, die aus schwach pleochroitischen

[1]) Ess. min., S. 112.

strahligen Kristallen bestehen, mit schwachen Interferenzfarben, von goldgelber Farbe, sehr stark doppelbrechend, die wahrscheinlich Halotrichit sind, um welche herum sich aber keine Höfe von Eisenoxyd zeigen. Daran reihen sich sehr kleine Würfelchen und Oktaeder einer undurchsichtigen braunen Substanz, wahrscheinlich Voltait, die im reflektiertem Lichte dunkelgrün erscheint; zuweilen scheint sie in Hämatit von rubinroter Farbe oder in wirklichen Limonit umgewandelt zu sein. Sehr selten finden sich vereinzelte Kristalle von sehr spitzrhombischer Form oder häufiger in schuppenartigen, sehr dünnen, weißen, durchsichtigen Gruppen mit schwacher positiver Doppelbrechung ohne Pleochroismus, mit nicht lebhaften, aber hohen Interferenzfarben bis weißlich und bläulich, wobei Farben niederer Ordnung fehlen, mit geringer Absorption des ordentlichen Strahles, so daß wir es wohl sicher mit Gips zu tun haben.

In einigen Stücken mit ausblühenden Sulfaten und mit Schwefelkristallen bemerkt man ein anderes Mineral, wahrscheinlich ein Ferrosulfat, das von dem früher erwähnten verschieden ist. Das sind einfache isolierte oder zu Dendriten, auch zu radialfaserigen Kügelchen oder sonstwie vereinigte Kristalle, durchsichtig, von hellgrüner Farbe, kaum pleochroitisch, optisch negativ, mit starker Brechung, mit starker Absorption des außerordentlichen Strahles und lebhaften Interferenzfarben. Die einfachen Kristalle haben die Gestalt von Kieserit und Lazulit, lassen aber bei ihrer Kleinheit keine exakte Messung zu. Sie variieren stark, sind meistens von pyramidalem Habitus, mit einer scharfen und einer stumpfen Pyramide häufig mit abgerundeten Kanten. Zu diesen Pyramiden gesellt sich bisweilen ein Pinakoid, das der Ebene der Ortho- und Klinoachse parallel ist.

Zuweilen nehmen die Kristalle wegen der großen Ausdehnung der Seitenfläche des Klinopinakoides einen hexagonalen Charakter an, wie beim Copiapit. Die Seitenflächen dürften sein:

p (11, —1)	x (113, —1/3)
e (111, 1)	v (113, 1/3)
c (001, 0)	

Unter dem Polarisationsapparat ist die Auslöschung parallel der Hauptachse; es handelt sich sicherlich nicht um Alaun, vielleicht um einen Klino-Melanterit.

Nicht alle im Tuff eingeschlossenen Fragmente von Trachyt gehören dem Typus der beschriebenen Lava an, einige unterscheiden sich von ihnen bedeutend durch die relative Häufigkeit von Plagioklas-Mikrolithen in der Grundmasse und gehören zu der weniger gewöhnlichen Varietät der phlegräischen augitischen Trachyte. Eines dieser Fragmente, das wenig verändert ist, ist auch mit auswitternden Salzen bedeckt; es wurde auf der Mitte des Abhangs nach dem früheren See von Agnano gesammelt und stellt eine wenig glasige Masse dar mit häufigen, ziemlich langen, nadelförmigen Kristallen von Sanidin und weniger häufigen Kristallen von Anorthit mit fluidaler Anordnung, mit Mikrolithen von grünem Augit, mit Würfeln von Magnetit und ziemlich selten Zirkon mit Einschlüssen. Von den Einsprenglingen kommt Sanidin in Zwillingen vor, von denen einige dem Mikroklin ähneln, die meisten aber Manebacher Zwillinge sind, ferner Labradorit und besonders Anorthit zuweilen in zonarer Verbindung und mit einer äußeren Zone von Sanidin, mit Einschlüssen von Glas, Apatit, Magnetit, Augit (letzterer am seltensten) und mit Einschlüssen von Hornblende. Dann und wann kommen verschiedene Flecken von braunem Limonit vor, selten Dendriten, fast wie Effloreszenzen, die im Innern des Gesteins stecken, weiter von Hämatit und Fetzen von rubinroter Farbe, welche die Spalten nach der Basis in einigen Feldspaten einnehmen. Sie besitzen einen leichten Pleochroismus in gelborange, gelbrot und blutrot, und strichweise haben sie die Form prismatischer Blättchen, die schief geschnitten sind, als handelte es sich um Rhomboeder, oder auch spitz zulaufen; einige sind unter einem Winkel von ungefähr 110° knieförmig

gebogen und sehen nach Art des Sagenites wie hebräische Buchstaben aus. Sie sind außerordentlich klein, ihre größte Länge überschreitet nicht 3 μ. Interferenzfarben, starke Doppelbrechung, Undurchsichtigkeit der größeren Kristalle, Veränderlichkeit des Pleochroismus und andere Eigenschaften des Rutils bemerkt man bei ihnen nicht, ich nehme also an, daß es sich einfach um Hämatit handelt.

In der Umgebung der Solfatara fehlt es gänzlich an Spuren von fragmentarischen, angehäuften Schlacken, wie sie am Monte Nuovo vorkommen.

Im SO und teilweise im S, beginnend in der Nähe von S. Gennaro und über die Wasserscheide im O hinaus, finden sich über dem grauen Tuff, über dem Lavastrom der Solfatara sowie über den Tuffen des M. Olibano und über den Tuffen mit schwarzen Schlacken, die vom westlich gelegenen Krater des Monte Spina östlich von Cariati herrühren, große Mengen von eckigen Breccien von sehr verschiedener Größe bis zu mehreren Kubikmetern, die alle aus demselben Trachyt bestehen. Sie sind gemischt mit ziemlich viel kleineren Brocken und finden sich hier und da in Haufen, obwohl im großen und ganzen eine Verteilung in Bänke und Zonen anzunehmen ist, welche südlich von der Solfatara oft 8—10° nach WNW einfallen. Sie sind jedoch seltener zu sehen als die Anhäufungen weniger großer Fragmente an der Nordost- und Ostseite, die außerdem gleichförmiger sind. Auch diese Breccien sind samt den zugehörigen Tuffen, anfangs sprungweise, dann mehr nach SO, fast überall von Grund aus zersetzt und haben eine gelbe und weiße Farbe angenommen, so daß man sie bei geringerer Aufmerksamkeit verwechseln könnte mit dem in situ zertrümmerten und durch chemische Einflüsse zerkrümelten Trachyt.

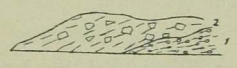


Fig. 8. An der Straße östlich von S. Gennaro unterhalb der Solfatara.
1. Trachytbette im grauen Tuff mit kleinen Bruchstücken in feinen und meist regelmäßigen Bänken; 2. Trachytbette mit großen Bruchstücken in unregelmäßigen Bänken.

Der Erguß von Lava an dieser Stelle kann kein hohes Alter besitzen, da er von wenig mächtigen Tuffschichten bedeckt, jedoch zeitlich früher gewesen ist als die Explosion, die die Solfatara zur Folge hatte, weil die Lava zerstückelt und ringsherum verstreut wurde. Anderseits würde, wie Scrope bemerkt[1]), unter den gegebenen topographischen Verhältnissen die Lava dort nicht zu finden gewesen sein, wo sie ist, sondern sie würde gegen das Innere des Kraters und längs des Abhangs nach dem See von Agnano zu hinuntergeflossen sein.

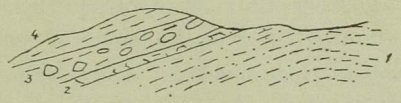


Fig. 9. An der Fahrstraße nordöstlich von Monte Olibano.
1. Dunkelgrauer Tuff von sehr feinen, wechselnden Bestandteilen und Bimssteinen des Monte Olibano; 2. grauer Tuff mit schwarzen Schlacken; 3. grauer Tuff mit Trachytbruchstücken; 4. grauer Tuff.

Der Explosionskrater.

Weil der gegenwärtige Zustand der Solfatara sicherlich jünger ist als der Trachyt, so läßt sich der Ring der Fragmente, welche dies Gestein auf einen weiten Umkreis bedecken, nur durch eine Explosion und durch einen Einbruch des früher verfestigten Trachytes erklären. Eruptionen mit Schlacken sind nicht vorgekommen. Die Verbreitung der bald trachytischen, bald breccienartigen, bald tuffartigen Gesteine, welche den Krater umgeben, stimmt durchaus nicht überein mit der Vorstellung eines kleinen eruptiven Kraters der seine Auswürflinge gleichförmig im ganzen Umkreis auswarf. Diese zufälligen Auswürflinge haben vielmehr überwiegend die Natur des Gesteins, welches die Wände des Kraters bildet, von denen sie herrühren. Dieser Umstand läßt sich nur dadurch erklären, daß man annimmt, der Krater sei durch eine Explosion verursacht, welche die verschiedenen, dort vorhandenen Gesteine gleichmäßig in die Höhe warf, indem sie

[1]) G. Poulett Scrope, Volcanoes, S. 322.

die Bruchstücke rund herum und besonders auf dieselben Gesteinsmassen warf, von denen die Bruchstücke herrühren.

Der Weg für die Wasserdämpfe und die hochgespannten Gase, welche die Explosion verursachten, konnte, wie das immer der Fall ist, durch die Existenz der Schlöte erleichtert werden, aus denen sich die Trachyte ergossen, und der bis in wechselnde Tiefen reichenden Berührungsflächen zwischen der Trachytmasse in situ und den lockeren Tuffen, welche sich in der Nähe befanden.

Nur in dieser Hinsicht kann man behaupten, daß die Eruption der Trachyte und die allmähliche Bildung des Kraters durch die Explosion miteinander in Beziehung gestanden haben. Daß die unteren, aber nicht die oberen Breccienbänke gelb gefärbt und zersetzt sind, z. B. bei San Gennaro, kann als Beweis dafür dienen, daß die explosiven Eruptionen, welche sie gebildet haben, zu verschiedenen Zeiten mit Abständen aufeinander gefolgt sind.

Jener Ursprung des Kraters muß, wie bei allen anderen Explosionskratern der Phlegräischen Felder, jeder historischen Epoche vorangegangen sein, weil weder Geschichte noch Überlieferung davon sprechen, und weil seit den ältesten Zeiten die Solfatara ihren gegenwärtigen Zustand bewahrt zu haben scheint. Es scheint aber eine unbedeutende Explosion noch in neueren Zeiten stattgefunden zu haben, und noch heute haben sich einige Spuren vulkanischer Tätigkeit erhalten. Deshalb empfiehlt es sich, seine Geschichte von den ältesten Zeiten bis auf den heutigen Tag zu verfolgen.

Strabo (gest. im Jahre 25 n. Chr.) erzählt, nachdem er gesagt hat, weshalb die Gegend bei Cumä Phlegra genannt worden sei, daß die Stadt, die im Altertum Dikäarchia genannt wurde, damals, als die Römer eine Kolonie dort gegründet hatten, zur Zeit der Züge Hannibals (559 a. u.)[1], ihren Namen geändert habe und Pozzuoli (Puteoli) genannt wurde, von den Brunnen (*ἀπὸ τῶν φρεάτων*)[2], welche sehr häufig an der ganzen Küste entlang sich finden, um die zahlreichen Thermalwässer zu sammeln und zu Badezwecken zu benutzen. Auch Festus[3] schreibt, daß »Puteolos dictos putant ... quidam a multitudine puteorum earundem aquarum gratia factorum«. Dies würde beweisen, daß die Gewohnheit, solche Brunnen zu graben, schon alt war und bei der griechischen Bevölkerung jener Gegend früher eingeführt war als bei der römischen. Die Neider und Feinde jener Gegend leiten den Namen Pozzuoli aber von dem Gestank des Wassers (*δυσωδίας τῶν ὑδάτων*) s. Strabo und Festus. Da aber jene Wässer keinen bemerkenswerten Geruch besitzen, so haben sie wohl mehr auf den Gestank der Schwefeldämpfe der Solfatara angespielt, den man zuweilen in der Nachbarschaft von Pozzuoli noch jetzt spürt.

Die Tradition schreibt das Feuer und die Thermen des Landes den Wunden der Riesen zu, die dort von den Blitzen erschlagen sind (Strabo, l. c.), und vielleicht waren solche Überlieferungen nicht sowohl eine Bestätigung der schwachen vulkanischen Tätigkeit der Solfatara, als eine Erinnerung an vulkanische Ausbrüche, die in viel früheren Zeiten am Vesuv oder aus anderen Kratern der Gegend stattfanden.

Strabo beschreibt dann die Solfatara und ihre Umgebung und sagt, daß bei Pozzuoli der Platz Vulkans (*τοῦ Ἡφαίστου ἀγορά*) gewesen sei, womit nur der damals wie noch heute ebene Boden des Kraters gemeint sein kann, welcher ringsherum von Feuer enthaltenden Hügeln umgeben (*διαπύροις*) gewesen sei, die zuweilen wie aus einem Ofen mit Geräusch Feuer auswerfen. »Das Gelände ist von Schwefel erfüllt«[4]. Der ungenannte Verfasser des Ge-

---

[1] T. Livii, l. XXX, cap. 45.
[2] Strabonis, *Γεωγραφικά*, l. V, cap. 4.
[3] Festi, De verborum significatione.
[4] L. c., dasselbe sagt die Chrestomathia straboniana V, 40.

dichtes Aetna, ein Nachahmer des Posidonius, nach einigen Autoren Cornelius Severus, schrieb ungefähr 24 n. Chr.: »... Neapolin inter et Cumas locus est, multis iam frigidus annis, quamvis aeternum pinguescat et ubere sulphur. In mercem legitur, tanto est fecundius Aetna[1].« Petronius Arbiter[2]), welcher dorthin den Sitz des Pluton verlegt, beschreibt jenen Ort, zwar poetisch verändernd und weitschweifend, aber im Detail doch noch den heutigen Zustand treffend, folgendermaßen:

»Est locus exciso penitus demersus hiatu,
Parthenopen inter, magnaeque Dicarchidos arva,
Cocytia perfusus aqua: nam spiritus extra
Qui furit effusus, funesto spargitur aestu.
Non haec autumno tellus viret, aut alit herbas,
Cespite laetus ager: non verno persona cantu
Mollia discordi strepitu virgulta loquuntur:
Sed chaos, et nigro squalentia pumice saxa
Gaudent ferali circum tumulata cupressu.
Has inter sedes Ditis pater extulit ora
Bustorum flammis, et cana sparsa favilla.«

Obwohl Plinius die Solfatara nicht beschreibt, spricht er doch von den Leucogäischen Hügeln, den Thermen, der weißen Erde, dem Schwefel, den man wie heute gebrauchte. Die weiße Erde, von der wir noch sprechen werden, diente zu verschiedenen Zwecken: »Nachdem der Spelz (Triticum spelta L.) gemahlen war, mischte man ihn mit Kreide, damit er Farbe und Zartheit bekäme. Sie findet sich bei Pozzuoli und Neapel in dem sogenannten Leucogäischen Hügel, und es existiert ein Dekret des Kaisers Augustus, welcher befahl, daß den Neapolitanern jährlich 20000 Denare auf Staatskosten bezahlt würden als Ablösung für den genannten Hügel.« Zur Rechtfertigung desselben wird bemerkt, daß die Campaner (nämlich Capuaner) behaupteten, sie könnten ihren Dinkel nicht ohne jene erwähnte Kreide gebrauchen. »Extatque divi Augusti decretum, quo annua vicena millia Neapolitanis pro eo numerari iussit e fisco suo, coloniam deducens Capuam. Adiecitque causam adferendi, quoniam negassent Campani alicam confici sine eo metallo posse.«[3]) Ich zweifle nicht daran, daß der Gebrauch, das Getreide mit jener Kreide zu mischen, auch jetzt noch von manchem Bäcker angewandt wird, obwohl niemand davon schreibt.

In demselben Hügel befindet sich auch der Schwefel »reperitur et sulphur[4]). Ibi e cuniculis effossum perficitur igni«[5]). Auch von den heutzutage Pisciarelli genannten Thermen in demselben Hügel, vielleicht auch von anderen Wässern der Küste der Bagnoli schrieb er, »in eodem (dem Leucogäischen Hügel) emicant fontes Araxi« (wenn etwa hier nicht ein Schreibfehler des Abschreibers vorliegt), welche den Augen gut tun, Zähne schließen und die Wunden heilen[6]). Auch Silius Italicus, der in der ersten Hälfte des ersten Jahrhunderts lebte, spielt auf die Solfatara an, ohne sie aber bei Namen zu nennen.

... illic quos sulfure pingues
Phlegraei legere sinus, Misenus et ardens
Ore giganteo sedes Ithacesia Baii[7]).

Baius war ein Gefährte des Odysseus und wohnte zu Bajä. Silius irrt sich also, wenn er von diesem spricht, statt von der benachbarten Solfatara. Servius, ein Interpret des Vergil im 4. Jahrhundert, erinnert daran, daß »sunt terrae desudantes sulphur ut pene totus tractus Campaniae ubi est Vesuvius et Gaurus« (gemeint ist der Monte Barbaro).

[1]) Aetna, erklärt von S. Sudhaus. Leipzig 1898, 431f.
[2]) Petronii Arbitris Satyricum, cap. 80.
[3]) C. Plinii secundi, Historiarum mundi, lib. XVIII, cap. 29.
[4]) Ibid. XVIII, cap. 29.
[5]) Ibid. XXXV, cap. 15.
[6]) Ibid. XVIII, cap. 29; XXXI, cap. 2.
[7]) C. Silii Italici, Punicorum, lib. VIII, v. 537.

Mormile[1]) und Capaccio[2]), die sich sicherlich auf ältere Autoren stützen, derer ich nicht habhaft werden konnte, erzählen, daß »l'anno 1198, la Solfatara buttò fuora un fuoco grande con grossissimi globi di pietre che danneggiò tutto il paese e nell' istesso tempo ... un terremoto che non fu edificio alcuno che non lo sentisse« [3]).

Einige haben diese Tatsache geradezu bezweifelt, aber die Überlieferung ist viel zu klar, um sie anzuzweifeln. Die meisten haben vorausgesetzt, daß es sich um den Ausbruch einer Lava handele und haben sich bemüht, die Spuren davon zu suchen, aber es finden sich innerhalb der Solfatara oder sonstwo über dem hohen und ausgedehnten Schutt keinerlei Spuren von Schlacken oder Lava, ausgenommen von solchen, die schon vor dem Krater existierten. Sicherlich handelte es sich um eine kurze Periode größerer Spannung der Dämpfe und um eine Explosion, welche von Erdbeben begleitet war, die aber so unbedeutend war, daß sie keine bemerkenswerten Spuren in der Umgebung zurückließ.

Abgesehen von dieser Explosion und einigen zeitweiligen Veränderungen in den Ausströmungen der Dämpfe spielen weder Volterranus noch Johannes Pontanus noch andere Schriftsteller des Mittelalters oder der neueren Zeit auf Zustandsveränderungen der Solfatara an. Auch aus den poetischen Worten des Petrarca im 4. Brief des 5. Buches seiner Familiari kann man nicht, wie man es getan hat, entnehmen, daß noch im 14. Jahrhundert die Solfatara Spuren von glühender Lava gezeigt habe. Eine von Anton Eisenhout für Michael Mercati in der Mitte des 16. Jahrhunderts angefertigte Zeichnung weicht von dem heutigen Zustand wenig ab, nur enthält sie Ruinen von Gebäuden für die Herstellung von Alaun im südlichen und von einigen Schuppen, wo man den Schwefel schmolz, von denen heute noch Spuren vorhanden sind, im nördlichen Teile. In Löchern in der Mitte befand sich eine heiße Quelle, welche Dampf ausströmte und im W, weniger nördlich, traten wie heute zahlreiche Fumarolen zutage, deren hauptsächlichste der heutigen Bocca della Solfatara entspricht. Dieselben hauptsächlichen Fumarolen, mit vielen kleineren und Schutzdächern für die Herstellung des Alauns, kehren auch in einem Holzschnitt aus dem Ende des 16.[4]) und in einem anderen aus dem 17. Jahrhundert in dem Werke des Capaccio[5]) wieder. In einer gleichzeitigen Zeichnung des Villamena kommt auch ein kleines Gebäude auf der Südseite vor[6]).

Eine auf Veranlassung von Hamilton gemachte Zeichnung von Fabri im Jahre 1770 findet sich in dem großartigen Werke jenes Autors[7]). Eine von Deecke[8]) reproduzierte Photographie stellt die Solfatara dar, wie sie im letzten Dezennium des verflossenen Jahrhunderts war. Heute befinden sich in dem Krater als letzter Rest und als Beweis für die analoge Wirksamkeit, welche ihn hervorrief, Fumarolen oder Bläser von Wasserdampf, verschiedene Exhalationen von Gasen und heiße Quellen, welche schon im Mittelalter viel benutzt werden.

Wenn man den Krater von seiner niedrigsten, künstlich erniedrigten[9]) Umwallung, von der Straße von Pozzuoli aus, betritt, stößt man auf ein Haus des Eigentümers mit einem unvollständigen sog. geodynamischen Observatorium, wo auch der »bianchetto« und der Alaun bearbeitet wird. Weiter im Innern befindet sich zur rechten Seite, an der Umzäunung in 10,495 m Tiefe, eine zu medizinischen Zwecken benutzte gedeckte Quelle, zu der der

---

[1]) Mormile, Sito ed antich. di Pozzuolo, S. 94.
[2]) Capaccio, Hist. Neap., lib. 2, cap. 24.
[3]) Ich habe in den älteren neapolitanischen Chroniken keinen Bericht über dieses Ereignis gefunden.
[4]) S. Mazzella, Sito et ant. della città di Pozzuolo. Napoli 1591, S. 30.
[5]) Capaccio, La vera antichità di Pozzuolo. Roma 1652, S. 10.
[6]) F. Villamena; Ager Puteolanus. Romae 1652, S. 6.
[7]) Campi Phlegraei, Pl. XXV.
[8]) W. Deecke, Geologischer Führer durch Campanien. Berlin 1901, S. 75.
[9]) F. Lombardus, Synopsis ant., cap. 18.

Zugang einmal durch eine Leiter erfolgte. Breislak[1]) beobachtete hier Aluminium- und Eisensulfate. De Luca[2]) fand schwefelsaures Ammonium und beobachtete 1879 eine Temperatur von 11° im Januar und 21° im August, die sich ungefähr mit der Höhe des Wasserstandes, der je nach den Niederschlagsmengen zwischen 0,51 und 2,13 m schwankte, ändert. 87 m nördlich vom Brunnen und 240 m östlich von der Hauptbocca öffnete sich an einem der tiefsten Punkte des Bodens, was schon einige Male vorher geschehen war und wahrscheinlich auch vom November 1874 bis zum März 1875[3]), in den ersten Tagen des Dezember 1898 nach starken Regenfällen eine Fumarole, welche aus einer trichterförmigen Höhlung von ungefähr 1 m Durchmesser herauskam; sie war ungefähr 2,70 m tief und teilweise von einer dunklen, sehr flüssigen und heißen Schlammasse, erfüllt, aus der von Zeit zu Zeit Klunker von Schlamm herausgeworfen wurden[4]). In den ersten Tagen des Januar 1899 war der Schlamm dicker und hatte sich auf 1,35 m unter dem Boden, stets aber unter sehr starkem Aufwallen, erniedrigt. Am 16. Juli zeigte er eine Temperatur von 80°, am 2. November 1899 von 91°. In den kleinen Löchern stieg das Thermometer bis auf 96°, während an denselben Tagen Mercalli[5]) in den Fumarolen an der Südostseite des Kraters bei der Hauptbocca 98° fand, also eine erheblich höhere als sie Sainte-Claire Deville und Fouqué in den Jahren 1856, 1862 und 1865 gefunden hatten.

In kurzer Entfernung vom Brunnen ist entlang den östlichen Wänden, die aus Trachyt bestehen, der Boden, der völlig mit Ausblühungen und kristallinischen Konkretionen bedeckt ist, von Spalten und Rissen durchlöchert, durch welche häufig Gas und zuweilen Dämpfe entweichen. Dort befindet sich in der Mitte ein zerfallenes Türmchen, das Breislak[6]) am Anfang des vorigen Jahrhunderts errichtet hatte, um die Produkte der hauptsächlichsten damals existierenden Fumarole, genannt die Bocca grande, zu sammeln. Dort befand sich zunächst ein 3 m tiefes, 1,299 m breites Loch, welches Breislak bis zu einem Durchmesser von 5,197 m und einer Tiefe von 11,045 m erweiterte. Je tiefer der Brunnen wurde, um so mehr verschwanden die kleinen Fumarolen, die durch eine einzige Dampfmasse ersetzt wurden, und die Temperatur stieg zunächst auf 50°. In geringer Tiefe fand sich eine Bank von kompakter Lava, in 10,395 m Tiefe ein ca 650 mm dickes Stück Lava; als es aufgehoben wurde, strömte heftig Dampf aus, der für einen Augenblick die Arbeiter blendete und aus einer nach SW gerichteten Höhlung kam; das Thermometer stieg auf 96° C. Über dieser Öffnung lies Breislak einen Turm erbauen, in welchem er mittels 270 hölzernen Röhren von 7—8 Fuß Länge in 24 Stunden 3 cbm kondensierte Wasserdämpfe gewann, die auch Schwefelwasserstoff, Chlorammonium, Aluminium- und Eisensulfat enthielten und in den Röhren, in denen sie sich niederschlugen, Schwefelkristalle zurückließen (S. 88 f.).

Heutzutage findet man an jener Stelle kaum noch irgendwelche Dämpfe. Im östlichsten Punkte des Kraters, im ziemlich stark zersetzten Tuff, nahe am Trachyt, ist jetzt die Hauptfumarole, genannt die Bocca della Solfatara. Dort befand sich bis zum Ende des vorigen Jahrhunderts eine ohne Zweifel künstliche Vertiefung, ein kurzer mannshoher rechtwinkliger Stollen, aus dem Gas und wässerige Dämpfe von weißer Farbe und sehr hoher Temperatur

---

[1]) Breislak, Campanie, S. 72.

[2]) S. de Luca, Sulle variazioni di livello dell' acqua termale in un pozzo della Solfatara di Pozzuoli (Atti R. Acc. di sc. fis. e mat., vol. IX, n. 3, Napoli 1882). Ricerche chimiche sull' allume ricavato dall' acqua termo-minerale della Solfatara (Rend. Acc. fis. X, Napoli 1871, S. 63). Sopra una nuova sorgente di acqua termo-minerale scoverta nella Solfatara di Pozzuoli (Rend. Acc. sc. fis. XIII, 1874, S. 175).

[3]) Guiscardi (Rend. della R. Acc. di Scienze, Napoli. aprile 1875, S. 62).

[4]) F. Bassani, Di una piccola bocca apertasi nel fondo della Solfatara (Rend. Acc. di Scienze, Napoli, Dicembre 1898).

[5]) Mercalli, Sul Vesuvio e nei Campi Flegrei (Appennino meridionale, anno II, n. 1 u. 2, marzo 1900).

[6]) Breislak, Campanie, S. 78, pl. V.

und Spannung entströmten, welche an der Decke des Stollens herauskamen, die übrigen Gase mit sich fortrissen und den Zugang denjenigen freiließen, die auf allen vieren hineinkrochen, um die verschiedensten Produkte der Fumarole zu sammeln. Ich habe gesagt, daß der Stollen künstlich war und vielleicht aus der römischen Zeit stammt, in anbetracht dessen, was darüber Plinius berichtet, daß man nämlich den Schwefel mittelst Stollen gewann.

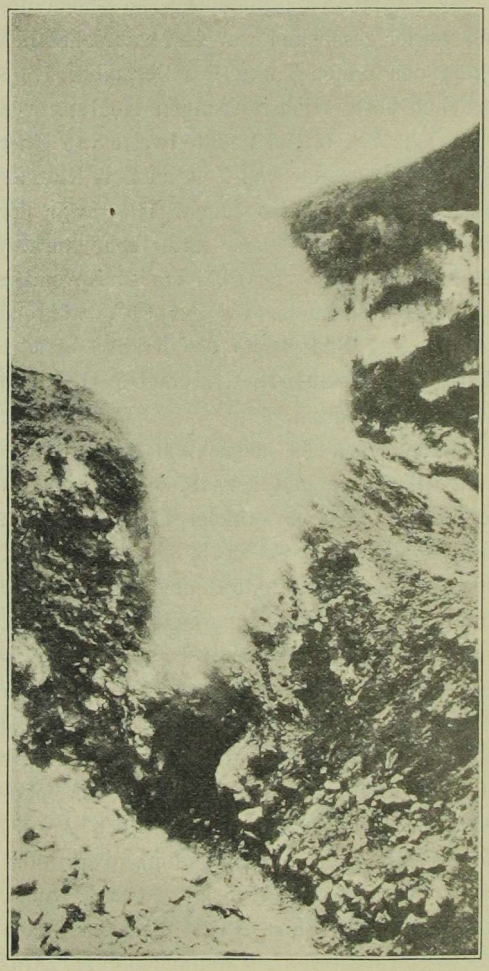


Fig. 10. Bocca della Solfatara.

Zwischen Juli und November 1899 stürzte ein Teil der Wölbung des Stollens zusammen und verstopfte dabei die Bocca mit Schutt, durch welches der Dampf jedoch einen Ausweg fand. In einer der Ritzen konstatierte Mercalli[1]) am 2. November 1899 eine Temperatur von 122° und maß am gleichen Tage in einer der benachbarten kleinen Fumarolen 99°; er glaubt, daß die Erhöhung der Temperatur durch die Verstopfung der Hauptbocca hervorgebracht sei, da höchstwahrscheinlich sämtliche Fumarolen unterirdisch miteinander in Verbindung stehen.

Unbedeutendere Fumarolen zeigen sich auch im höheren Teile des Kraters gegen Agnano zu. Im westlichen Teile finden sich keine bemerkenswerten Phänomene, vielmehr finden sich, wie schon oben erwähnt, die ausgedehntesten und deutlichsten Spuren der Fumarolen im südöstlichen und östlichen Teile, weniger im nordöstlichen und nördlichen. In den Leucogäischen Hügeln befindet sich in einem der nördlichsten Tälchen, welche nach Agnano hinabgehen, die Thermalschwefelquelle der Pisciarelli, die vielleicht identisch ist mit der Araxesquelle des Plinius und zu Schwefelbädern benutzt wird[2]). Della Torre[3]) bestimmte in der Mitte des vorigen Jahrhunderts die Temperatur des Wassers zu 85°, Hamilton (S. 68, Anm. a) beobachtete ein Sinken der Temperatur bei starkem Regen, wobei sich wahrscheinlich die Ergiebigkeit der Quelle vergrößerte.

Aus diesen Beschreibungen geht hervor, daß diese Gegend heute keinen anderen Charakter trägt wie schon zur Zeit, als Pozzuoli römische Kolonie wurde.

Indem wir nun dazu übergehen, die Produkte der Fumarolen näher zu untersuchen, müssen wir unterscheiden: 1) die gasförmigen Stoffe, die größtenteils aus größeren Tiefen stammen; 2) die Stoffe, die die ersteren unterwegs unmittelbar oder durch vermittelnde Reaktionen aufnehmen, weiterschaffen und absetzen; 3) alle Produkte, welche sich an der Oberfläche durch Reaktion mit dem äußern Gestein bilden.

1. Breislak (S. 110), welcher 20 Tage hindurch ein Thermometer in 11 m Tiefe in der damals noch vorhandenen Bocca grande beobachtete, bemerkte, daß die Temperatur zwischen 75—78° R. schwankte. Die Temperatur anderer Fumarolen ist nach

[1]) G. Mercalli, Sul Ves. e nei Campi Flegrei.
[2]) Siehe die Zeichnung bei Hamilton, Campi Phlegraei, pl. 21.
[3]) Storia e fenomeni del Vesuvio, Napoli 1755, S. 114.

Deville[1]) 72—97,4°; dieser beobachtete, daß im Gegensatz zu dem Verhalten auf der Insel Volcano die Temperatur der schwefeligen Fumarolen mit Chlorammonium 88° beträgt, also geringer ist als die Temperatur 90—97° der schwefeligen mit Kohlensäure. Im allgemeinen nahm die Temperatur zu, je näher die Fumarolen der Bocca grande lagen[2]). Scacchi[3]) bemerkte in einigen 63°, in anderen 92°, Nasini[4]) im März 1897 in der Hauptbocca 130—132°, Mercalli im Jahre 1899 122°, in anderen 96, 98, 99°; ihr Dampf wurde benutzt, um die Alaunlösungen zu erhitzen und zu verdampfen. Ein bekanntes Experiment, das auch die Kustoden wiederholen, welche die Fremden herumführen, ist dieses: man nähert den Fumarolen eine Zigarre oder irgend einen brennenden Gegenstand, dann werden die Dämpfe sichtbar, und es bildet sich ein Rauchwölkchen. Bunsen bemerkte, daß der Schwefel, welcher mit Wasserdampf sich verflüchtet, diese Rauchwölkchen verursacht, sobald man sich ihm mit irgend einem brennenden Gegenstand nähert[5]). Piria[6]) beobachtete, daß, wenn man ein brennendes Schwefelholz einem Gemisch von feuchter Luft und Schwefelwasserstoff nähert, das aus einem Röhrchen kam, sich eine Wolke rund um das Streichholz bildete, daß der Schwefelwasserstoffgeruch durch den von Schwefeldioxyd ersetzt wurde, und daß sich Schwefel bildete und Wasserdampf, der sich kondensierte. In diesen Fällen und in denjenigen der Solfatara handelt es sich um ein rein physikalisch-chemisches Problem, nämlich um die schnelle Kondensation von Wasserdampf um mikroskopisch kleine Partikelchen Rauch, die von einem brennenden Körper ausgehen, vergleichbar dem atmosphärischen Staub bei der Bildung von Nebeln, wie Aitken, Tissandier und Aßmann gezeigt haben. Wenn es feucht und kalt ist, kondensieren sich die Dämpfe viel leichter oder werden wenigstens weniger schnell von der Luft verzehrt, sodaß die Exhalationen reichlicher und intensiver zu sein scheinen und von mehreren Punkten ausgehen; in dem Maße aber, als die Sonne sich am Horizont erhebt, verschwinden sie[7]). Die gasförmigen Produkte der Fumarolen sind von Breislak, Sainte-Claire Deville, De Luca[8]) und von Nasini untersucht worden. Sainte-Claire Deville fand in der Bocca der Solfatara außer dem reichlichen Wasserdampf 24,5 Proz. Schwefligsäureanhydrid, 14,5 Proz. Sauerstoff, 61 Proz. Stickstoff. In anderen fünf Fumarolen von geringerer Temperatur bemerkte er Sauerstoff, Stickstoff, 2,5—32,4 Proz. Kohlensäure und 0,8—52,5 Proz. Schwefelwasserstoff. Einige Fumarolen ergaben nur atmosphärische Luft und 7,28—8,02 Proz. Kohlensäure. De Luca 1871 und Nasini 1897 fanden in derselben Bocca 0,9—0,6 Proz. Schwefelwasserstoff, 99,0—98,43 Proz. Kohlensäure; Nasini fand auch 0,15 Proz. Sauerstoff und 0,82 Proz. Rückstand.

Scacchi beobachtete in den Jahren 1839/40, daß Kohlensäure in den Gruben zur Gewinnung des Alauns eine mehr als 1 m hohe Schicht bildete[9]).

Nasini[10]) fand zusammen mit Stickstoff freien Wasserstoff, Coronium, Argon, Helium und die Spektrallinien anderer neuer gasförmiger Elemente, die noch nicht bestimmt sind.

---

[1]) Im 10. Brief.

[2]) Sainte-Claire Deville, Sur les ém. volc. I Lettre, 1862.

[3]) Scacchi, Campania, S. 139.

[4]) R. Nasini, Anderlini e Salvadori, Ricerche sulle emanazioni terrestri italiane (Mem. Acc. Lincei 1904, Ser. V, Vol. V, S. 29).

[5]) Roth, Vesuv, S. 504.

[6]) Scacchi, Campania, S. 137. — Piria, Annales de chimie et de physique. Ser. 2, tome 74, S. 331.

[7]) Breislak, a. a. O. S. 113.

[8]) L. De Luca, Sulla composizione dei gas che svolgonsi dalle fumarole della Solfatara di Pozzuoli. (Rend. Acc. Sc. fis. Napoli 1871, S. 181, 211.)

[9]) Campanie, a. a. O. S. 131.

[10]) R. Nasini, F. Anderlini, R. Salvadori, Sulla probabile presenza del Coronio e di nuovi elementi nei gas della Solfatara di Pozzuoli e del Vesuvio. (Att. R. Ist. Veneto, Vol. IX, 1898, S. 1371; Rend. Acc. Linc. ser. V, 1898, Vol. VII, S. 73.)

In der Menge und der Spannung der Dämpfe und der Gase kommen Unterschiede je nach der Menge der atmosphärischen Niederschläge vor. Deville beobachtete, daß von den Gasen einer Fumarole in einer halben Stunde 9,3—28,2 Proz. in Kalilauge absorbiert wurden, und daß die Mengen und Mischungsversältnisse dieser Gase niemals konstant sind[1]). Einige Fumarolen in der Nähe der großen Bocca enthalten bald eine beträchtliche Menge von Kohlensäure und Schwefeldioxyd, bald enthalten sie davon gar nichts[2]).

Als am 9. und 10. Februar 1862 Sainte-Claire Deville teilweise in die große Bocca eindringen konnte, was früher nicht möglich gewesen war, waren die Öffnungen der kleinen Solfatara weniger tätig, wohl infolge geringerer atmosphärischer Niederschläge. Er glaubt, daß die Menge der tätigen Gase im Juli 1856 größer gewesen sei als zu anderen Zeiten[3]). Die Zunahme der Fumarolen ist von der Tätigkeit des Vesuvs gänzlich unabhängig[4]).

Reine Schwefeldämpfe sind nicht beachtet worden, und bei der Anwesenheit von Wasserdampf und Sauerstoff von hoher Temperatur könnten sie gar nicht aus tiefen Regionen hervorkommen; aber die Kristallisationen des Schwefels sind an der Oberfläche überall sehr häufig, und zu allen Zeiten war, auch nach den Erzählungen des Plinius, ihre Bildung durch die Öffnung von Stollen erleichtert, daher ist auch die große Bocca sicher nur ein Stollen, um Schwefel zu gewinnen. Bunsen hat durch Experimente festgestellt, daß bei sehr hoher Temperatur aus Schwefelverbindungen eine Entwicklung von Schwefeligsäureanhydrid stattfindet, wie bei der Bocca der Solfatara und auf Volcano; bei niedrigerer Temperatur wirken die Verbindungen der Metalle und vielleicht auch der Alkalien und der Erden mit Schwefel auf Wasserdampf und erzeugen Schwefelwasserstoff, wie in den weniger heißen Fumarolen der Solfatara, in den äußerlichen Fumarolen von Volcano im April 1900, in den Borsäure-Soffionen und in den Putizzen von Toskana und anderswo. Die Unterschiede in diesen Orten rühren von der verschiedenen Temperatur der Stelle her, wo die Gasquellen herausströmen. Die Bildung des Schwefels um die Bocca der Solfatara und um die Fumarolen herum kann hauptsächlich durch die Unverträglichkeit des Schwefligsäureanhydrides mit Schwefelwasserstoff verursacht sein, welche zusammengebracht Schwefel und Wasser hervorbringen, wie auch durch die Dissoziation des Schwefelwasserstoffes durch die hohe Temperatur des erstarrenden Bodens oder durch Oxydation des Schwefelwasserstoffs selbst. Das würde das Fehlen des Geruches nach Schwefelwassserstoff erklären; in den vier- bis fünfmal, die ich im Sommer 1896 in die Nachbarschaft der Solfatara gekommen bin, habe ich wenigstens nichts davon gemerkt, obwohl ich stets den Geruch der schwefeligen Säure wahrgenommen habe. Es ist wahrscheinlich, daß selenige Säure oder Selenwasserstoff die Ursache der Spuren von Selen sind, die ich in der Bocca der Solfatara mit dem Schwefel angetroffen habe. Nie oder nur sehr selten hat man Flammen beobachtet.

2. Nur die Krater tätiger Vulkane und die Stollen einiger alten Bergwerke sind so reich an Kristallisationen und Inkrustationen von Salzen, wie die Höhlungen des Bodens der Solfatara. Unter den Substanzen, die von den Gasen und Dämpfen um die Fumarolen herum abgesetzt und von Scacchi und von anderen untersucht sind, muß man diejenigen, die aus Gasen und aus wahrscheinlich vom Wasserdampfe unabhängigen Sublimationen entstanden sind, unterscheiden von denjenigen, die vom Wasserdampf selbst

---

[1]) Cinq lettres (C. R. Ac. I. Sc. 28, juillet, 1856).

[2]) Sainte-Claire Deville et F. Leblanc, Mémoire sur la composition chimique des gaz rejetés par les évents volcaniques de l'Italie méridionale. (Acc. des sciences, t. XVI, Paris 1859, S. 27).

[3]) Sur les émissions volc.; lettre première, 10 mars, 1862.

[4]) Breislak, Campanie, S. 71; Scacchi, Campania, S. 137.

verursacht wurden. Zu den ersteren gehören Schwefel, Eisen und Spuren von Selen, vielleicht Phosphor, Kupferchlorüre[1]), Arsensulfide[2]) (Realgar, Auripigment[3])). Phipson[4]) fand im Schwefel 87,60 Proz. reinen Schwefel, 11,162 Proz. Arsen, 0,264 Proz. Selen. Dieselben Mineralien begleiten den Schwefel des Pico de Orizaba, des Ätna, des Vesuvs und des Kilauea. Auripigment und Realgar fanden sich auch in der Solfatara von Guadeloupe. Unter den mit dem Wasserdampf emporgekommenen Stoffen fanden sich Borsäure und Chlorammonium mit Spuren von Sulfaten[5]), das schon seit Jahrhunderten fleißig gesammelt wurde, wobei man seine Bildung dadurch beschleunigte, daß man, wie beim Gewinnen von Schwefel die Fumarolen mit Scherben und Ziegeln bedeckte, um die Oberfläche für die Kondensationen und Ablagerungen zu vergrößern. In der Mitte des 19. Jahrhunderts wurden jährlich zwei Zentner Salmiak und 273[6]), später auch 600[7]) Zentner Schwefel gesammelt. Davon, wie von allen Erzeugnissen der Solfatara, mußte der Zehnte an den Bischof von Pozzuoli bezahlt werden[8]). Breislak, der die Dämpfe der großen Bocca, die damals noch recht tätig war, in Terrakottaröhren sammelte, fand in 14 Tagen eine 7—9 mm hohe Kruste von Chlorammonium[9]). In dem Kondensationswasser der Dämpfe fand er Sulfate von Aluminium und Eisen. Wenn man sorgfältig die Produkte der Fumarolen und die Salze in den Kondensationswassern analysieren wollte, so würde man sicher noch andere Stoffe in kleineren Quantitäten erhalten. Die Stoffe sind mit denjenigen der Fossa des Vulcano identisch und beweisen so die identische Natur beider Krater. Abgesehen von Selen sind Arsensulfide und Schwefeldioxyd auch Produkte der Borsäuresoffionen von Toskana.

Die Stoffe, die der Wasserdampf direkt oder mit Hilfe anderer Gase auflöst, findet er meist auf seinem Wege und nicht tief unter der Oberfläche. Die Borsäure, die, wenn auch nur in geringen Mengen, sich in allen vulkanischen Gesteinen findet und eine sehr flüchtige Substanz darstellt, kann leicht aus den in der Tiefe liegenden Trachyten durch Wasserdampf in Verbindung mit Kohlensäure aufgenommen werden. Viele, wahrscheinlich alle Thermalquellen dieser Gegend enthalten davon Spuren, wie sie auch andere Produkte enthalten, die im Wasserdampf der Fumarolen vorkommen. Wahrscheinlich bildet sich der Dampf dieser Fumarolen auf Kosten des atmosphärischen Wassers, welches anderswo, indem es dabei weniger warme oder mehr oberflächliche Schichten durchläuft, in den benachbarten Thermen zum Vorschein kommt. Es überwiegt aber in den benachbarten Thermalquellen vor anderen Salzen Chlornatrium, das in den Fumarolen fehlt, während nur Spuren von Chlorammonium vorkommen. Das beweist, daß in die Thermen durch Filtration Seewasser eindringt, und daß das Gemisch vermöge seines geringen spezifischen Gewichts mit dem Süßwasser in die Höhe bis zur Basis der Therme aufsteigt, oder, wie das auch vielfach vorkommt, von der Spannung der Dämpfe gedrängt über das Niveau des Meeres hinausquillt. Umgekehrt kommt in dem Wasser, welches den Fumarolen den Dampf liefert, die in Rede stehende Mischung nicht vor. Allerdings kommt im Seewasser Ammoniak[10]) vor, das von den Dämpfen der Solfatara mitgeschleppt werden könnte,

[1]) C. Sainte-Claire Deville, Dixième lettre, Les phén. érupt. de l'Italie méridionale. (C. R. de l'Ac. des sciences 20. Oct. 1856, S. 746.)

[2]) Idem, première lettre 1862.

[3]) Kenngott, Jahrbuch für Mineralogie 1870, S. 537. S. De Luca, Ricerche analitiche sopra talune produzioni stalammitiche della Solfatara di Pozzuoli. (Rend. Acc. Sc. fis. Napoli, Anno XIII, 1874, S. 115.)

[4]) Kopp und Will, Jahresbericht der Chemie 1862, S. 57.

[5]) M. Mercati, Metall., S. 30. Romae 1717. — Breislak a. a. O. S. 79.

[6]) Hamilton, Campi Phlegraei. Pl. XXV und LIII.

[7]) Payan, Notice sur quelques volcans de l'Italie mérid. (Soc. de stat. du dép. de la Drome, Tome III, 1842).

[8]) Capaccio, La vera antichità di Pozzuolo, S. 106.

[9]) Campanie, S. 79.

[10]) Forchhammer, On the composition of sea-water in the different parts of the ocean. (Philos. transact. of the Roy. Soc. vol. 155, S. 208.) — Walther und Schirlitz, Studien zur Geologie des Golfes von Neapel. (Zeitschr. der deutschen Geol. Ges., Bd XXXVIII, S. 332.)

dann müßte aber außer Ammoniak auch noch Chlornatrium reichlich vorkommen, das jedoch fehlt. Die ammoniakalischen Dämpfe, aus denen sich hier und auf Volcano das Chlorid und Sulfat bilden, können daher aus mehr oder weniger tiefen Regionen herstammen, während der Wasserdampf auch von mehr oberflächlichen Stellen herrühren könnte. Erdmann[1]) fand, daß Stickstoff in einer chemischen Verbindung in gewissen alten Gesteinen vorkommt, und daß er durch die Einwirkung des Wassers, der Säuren und alkalischen Basen Ammoniak bildet. Warrington[2]) kommt durch ähnliche Erscheinungen beim Volcano zu der Ansicht, daß in der Tiefe Anhäufungen von Stickstoffverbindungen von Bor existieren, welche von Wasserdampf zersetzt Borsäure und Ammoniak liefern, das sich dann mit Chlorwasserstoffsäure verbände. Solche Verbindungen hat man bis jetzt in der Natur noch nicht beobachtet; überdies ist die Menge der Borsäure der Solfatara im Vergleich zum Ammoniak zu gering.

3. Um alle Fumarolen herum und in dem ganzen Gebiet, das jemals von solchen durchsetzt war, kommen auch einige andere Produkte vor. Die Wasserdämpfe und die Kohlensäure rufen, indem sie den Magnetit und den Pyroxen verändern, kleine Quantitäten Eisenhydroxyd hervor, das sich überall in der Solfatara und in den Leucogäischen Hügeln findet. Die größte Tätigkeit aber üben die schwefeligen Gase aus. Das Schwefeldioxyd absorbiert bei der Berührung mit der Luft Sauerstoff und verwandelt sich in Schwefelsäure; dieselbe Umsetzung erfährt auch der Schwefelwasserstoff in feuchter und warmer Luft. Die so erzeugte Schwefelsäure reagiert auf Chlorammonium und auf die Basen der Feldspate, der Pyroxene und der weniger reichlichen Gemengteile der Trachyte und Tuffe. Beim Beschreiben der Dünnschliffe des Gesteins habe ich schon einige wenig bekannte schwerer lösliche Salze erwähnt. Nach der Theorie und nach den Experimenten von Schmidt[3]) werden die Gemengteile eines vulkanischen Gesteins, welches Exhalationen schwefeliger Säure ausgesetzt ist, zersetzt je nach der Löslichkeit der Sulfate der respektiven Basen. In der Löslichkeit folgen sich unter den hauptsächlichsten Bestandteilen eines trachytischen Gesteins oder Tuffes: MgO, Fe_2O_3, CaO, Na_2O, Al_2O, K_2O, SiO_2. Die Sulfate haben teilweise infolge ihrer leichten Löslichkeit oder Zersetzbarkeit wenig Bestand, teilweise häufen sie sich auf dem Boden an. Damit stimmen größtenteils die Beobachtungen überein, welche man aus der mikroskopischen Untersuchung der Gesteine der Solfatara ziehen kann. Einige Ausnahmen scheinen von der verschiedenen Durchlässigkeit der Bestandteile und ihrer verschiedenen Zugänglichkeit für Wasser und pneumatolytische Vorgänge herzurühren. Das Eisen des Magnetits und der gefärbten Bestandteile gehört zu den ersten Elementen, welche sich verändern, das zeigt sich an der allmählichen Entfärbung der Biotite, der Amphibole und der Pyroxene. Aber der Magnetit bleibt teilweise erhalten, auch wenn die Zerstörung der anderen Gemengteile schon weit fortgeschritten ist. Es zerfallen dann die Verbindungen von Calcium und Natrium in den Plagioklasen, darauf diejenigen des Kalium in den Sanidinen und schließlich auch die Tonerde, bis nur die reine Kieselerde übrig bleibt. Als Resultat der verschiedenen Zersetzungen entsteht eine Anzahl Sulfate, die von Breislak[4]) und besonders von Scacchi[5]) untersucht sind, nämlich nacheinander

---

[1]) H. Erdmann, Über das Vorkommen von Ammoniakstickstoff in Eruptivgesteinen. (Deutsche chemische Ges., Bd XXIX, 1896, S. 1718.)

[2]) Chemische Zeitung 1854, S. 119.

[3]) W. B. Schmidt, Mineralogische und petrogr. Mitteilungen. Herausgeg. von Tschermak, Bd IV, 1882.

[4]) Essai minéralogique sur la solfatare de Pouzzole, S. 155, 156. Naples 1792. — Campanie. — S. De Luca, Ricerche chimiche sopra una produzione della Solfatara di Pozzuoli (Rend. Acc. Sc. Fis., p. 218. Napoli, Anno X, 1871). — Ricerche analitiche sopra talune produzioni stalammitiche della Solfatara di Pozzuoli (Ibidem, S. 35. Anno XII, 1873). — Ricerche chimiche sopra una produzione stalattitica della Solfatara di Pozzuoli (Ibidem, S. 114). — Ricerche sperimentali sulla Solfatara di Pozzuoli, Napoli 1882.

[5]) Scacchi, Campania, S. 135, 318ff.

Ammoniumsulfat (Mascagnin), Magnesiumsulfat (Epsomit) in zarten Ausblühungen, Eisensulfat (Coquimbit, Voltait[1]) etc.) in allen möglichen Varietäten, Natronsulfat (Glauberit und vielleicht Glaserit) und vor dem Glauberit Calciumsulfat, nach ihm das wasserhaltige Doppelsulfat von Eisen und Aluminium (Halotrichit), Natrium-, Ammonium- und Kaliumalaun. Da das Aluminium, zusammen mit Kalium und Natrium, nach dem Silicium das verbreiteste Element der Gegend ist, indem es in den Feldspaten und den Gläsern vorkommt, so sind auch die tonerdehaltigen Sulfate unter den Produkten der Zersetzung die häufigsten. Sie wurden seit den ältesten Zeiten gesammelt, in großen Bleikesseln gelöst und dann nach der Verdampfung durch die Hitze der natürlichen Dämpfe wieder in reinem Zustand erhalten. Um das Jahr 1770 wurden jährlich 37 Zentner Alaun gewonnen[2]), früher aber war diese Fabrikation noch weit lebhafter, denn Alaun wurde auch aus den Leucogäischen Hügeln extrahiert. Eine Alaungewinnung in Öfen fand gegen den Lago d'Agnano hin von 1248 bis zum Ende des 15. Jahrhunderts statt; Breislak fand Spuren davon am Monte Secco oberhalb der Pisciarelli. Die Einkünfte von diesen Öfen, wie auch Cestari[3]) bezeugt, gehörten dem Hospital Santa Marta in Neapel[4]).

Andere Reaktionen der schwefeligen Säure oder der Schwefel- und Chlorammoniumdämpfe auf das Eisenoxyd, das durch allmähliche Veränderungen oder durch Reduktionen mit Hilfe organischer Substanzen entstanden war, brachten die von Breislak[5]) erwähnten Spuren von Schwefel- und Schwefelarseneisen (Pyrit und Arsenkies) hervor. Derselbe Autor erwähnt (S. 103), daß in einigen Höhlungen sich tonige Stalaktiten befänden, die, wie die Wände der Höhlung, mit einer sehr dünnen Schicht von Pyrit bedeckt seien. Nachdem er in einer Vertiefung, in die die Dämpfe der Fumarolen eindrangen, einen Holzzylinder aufgehängt hatte, fand er ihn nach 20 Tagen mit Pyrit bedeckt, der sich vielleicht gerade durch Reduktion der von den Dämpfen mechanisch mitgeführten Eisensulfate durch die organische Masse gebildet hatte. Durch die Auslaugung des Eisens, welche von Anfang an stattgefunden hatte, hat das Gestein eine weiße Farbe bekommen, es wurde immer reicher an Tonerde und Kieselerde und dadurch weniger zersetzbar, bis schließlich in der Hauptsache eine erdige Kieselmasse übrigblieb, die zerreiblich, sehr fein und gelblichgrau, meist aber weiß ist. Diese Masse, die lange für Gips oder Kaolin gehalten, dann sehr uneigentlich Kieselhydrat genannt wurde, ist eine Polykieselsäure chemischer Herkunft; an Ort und Stelle nennt man sie »bianchetto« und gewinnt sie, um daraus Stuck zu machen oder um sie zum Weißen zu benutzen. Es ist das dieselbe Substanz, von der schon Plinius sagt, daß sie mit Spelz vermengt werde.

Morawski und Shinnerer[6]) haben sie mit folgendem Resultat analysiert: SiO_2 90,19 Proz., Al_2O_3 1,84 Proz., CaO 0,62 Proz., Alkali 0,40 Proz., Wasser und organische Substanzen 4,19 Proz., Spuren von Eisen. Dieser »bianchetto« wurde schon von Mattirolo[7]) ganz richtig mit einem von Fumarolen zersetzten Trachyt von Lipari verglichen, denn nach der chemischen Analyse stimmte dieser mit dem »bianchetto« von Pozzuoli völlig überein. Diese vollständige Umwandlung des vulkanischen Gesteins in Kieselsäure ist in hohem Maße der Tätigkeit der Solfataren und der Fumarolen eigentümlich. Hatch und Renard haben

[1]) A. Scacchi, Antologia di scienze naturali, S. 67. Napoli 1841.

[2]) Hamilton, Campi Phlegraei. Pl. XXV, Explication.

[3]) G. Cestari, Anecdotti istorici sulle alumiere delli monti Leucogei. Napoli 1790.

[4]) Capaccio, La v. ant. di Pozzuolo, S. 108.

[5]) Breislak, Campanie, S. 93.

[6]) Verh. der k. k. geologischen Reichsanstalt 1872, S. 161. — S. De Luca, Ricerche analitiche sopra quattro diverse terre della Solfatara di Pozzuoli (Rend. Acc. Sc. fis., S. 130. Napoli, anno XII, 1873). — Ricerche chimiche sulla terra della Solfatara di Pozzuoli (Ibidem, S. 17). — Sulla presenza del litio nelle terre e nelle acque della Solfatara di Pozzuoli (Rend. Acc. Sc. fis., S. 143, anno XIV, 1875).

[7]) E. Cortese und V. Sabatini, Descrizione geol. petrograf. delle Isole Eolie (Mem. descritt. d. carta geol. d'Italia, S. 42. Roma 1892).

sie bei den Andesiten Südamerikas und des indischen Archipels, Küch bei denjenigen von Columbia beobachtet und führen sie auf Fumarolen zurück. Die Kieselsäure wird durch heißes Wasser in sehr geringer Menge aufgelöst, es dringt in die Gesteine ein, und es scheiden sich darin hier und da wieder kieselige Konkretionen aus[1]).

Die Veränderung ging natürlich nicht gleichmäßig vor sich, sondern richtete sich nach dem Wege, den die Schwefeldämpfe nahmen. Die Masse der Trachyte, der Breccien und der Tuffe im N, O und SO der Solfatara und auf den Leucogäischen Hügeln wurde weniger verändert als in der Mitte und in der Tiefe des Kraters, wo die Veränderung eine allgemeinere war. An manchen Punkten wurde das Gestein fast gar nicht, an vielen anderen an Spalten, in Höhlungen und in unregelmäßigen Partien durch und durch verändert. Im allgemeinen ist die Veränderung in den von der Oberfläche entfernteren Teilen geringer, weil dort die zur Oxydation der schwefeligen Säure nötige Luft fehlte, wie das schon Breislak beobachtet hat[2]).

Es folgt aus alledem, daß der Krater der Solfatara ein Explosionskrater ist. Eine kleine Explosion erfolgte wieder im Jahre 1198, und der letzte Rest davon und zugleich der Beweis für die vorangegangenen Ereignisse sind die Dämpfe und die hochgespannten Gase, welche beständig im Krater aufsteigen. Ein Tunnel der cumanischen Eisenbahn längs dem Ufer der Bagnoli durchschneidet die Abhänge des Monte Olibano in einer Entfernung von 1 km vom zentralen Teile des Kraters der Solfatara; die Temperatur stieg bei dem Baue desselben auf ungefähr 50°, so daß man Ventilation durch seitliche Durchbrüche und durch Schächte einrichten mußte[3]).

Die Phänomene, welche das Auftreten der schwefeligen Säure begleiten, lassen dauernde Spuren zurück. Jetzt ist unter den Phlegräischen Vulkanen die Solfatara nicht nur der einzige Vulkan, in dem sich dort jene Phänomene abspielen, sondern sie ist auch der einzige, in welchem dies auch früher geschehen ist. Dieser der Solfatara eigenartige Charakter, der aber durch die besondere Beschaffenheit des Untergrundes bedingt ist, kann sicher nicht seinen Ursprung von der Natur der unterhalb befindlichen trachytischen Gesteine haben, da diese dieselben sind wie in der ganzen Gegend und in ihnen Schwefel nicht in solcher Masse vorkommt, um bemerkenswerte Emanationen der schwefeligen Gase hervorzurufen. Daher ist der Ursprung derselben viel tiefer anzunehmen und von Sedimentärgesteinen abzuleiten, aus denen weithin der Untergrund besteht, von denen in den Phlegräischen Vulkanen kaum eine Spur zu Tage gefördert wurde, oder aus noch tieferen Stellen der Erde. Jedenfalls ist die Beschränkung von Schwefelemanationen auf den Krater der Solfatara eine bemerkenswerte Tatsache gegenüber der Gleichförmigkeit der anderen festen Produkte aller Vulkane der Phlegräischen Felder.

Um die Solfatara herum wie überhaupt fast überall in den Phlegräischen Feldern ist der Boden in geringer Tiefe noch warm, besonders am Meere entlang. Diesen Umstand benutzt man seit alter Zeit, um in dem Sande in der Höhe des Meeres kleine Sammelgruben (puteoli) auszugraben, welche nach Strabo dem Orte den Namen gegeben haben, um das in unterirdischen Adern fließende Süßwasser[4]), welches in Meereshöhe ausströmt, zu sammeln zugleich mit dem Meerwasser, das durch den Sand sickert, und es zu warmen Bädern zu benutzen. So macht man es noch heutigentags auf den Liparischen Inseln. Die ganze Küste zwischen Bagnoli und Pozzuoli besitzt eine Reihe von Badeanstalten, die in Meereshöhe liegen und das salzhaltige Wasser benutzen, das aus einer Mischung von Meerwasser

[1]) Thompson-Breislak, Campanie, S. 102.
[2]) H. Breislak, Essais min., S. 114.
[3]) Johnston Lavis, Rep. of the Committee, 1888. L. Dell'Erba, L'Andesite di Posillipo, S. 1.
[4]) Daubrée, Eaux souterraines, II, S. 196.

mit Süßwasser besteht. Das Mischungsverhältnis richtet sich natürlich nach der Quantität der atmosphärischen Niederschläge. Die Wasser haben eine Temperatur von 50° C. oder etwas mehr, sind reich an freier Kohlensäure, bis zu 223 Liter und mehr im Kubikmeter, und enthalten Bestandteile, die von den vulkanischen Gesteinen und vielleicht auch von tieferen Regionen, größtenteils aber von der Oberfläche herrühren. Chloride kommen am reichlichsten vor; von 9,5 g fester Substanz sind ca 6 Chloride und unter diesen 4,2 g Chlornatrium[1]). Da die Fumarolen der Solfatara Chlornatrium nicht enthalten, so muß dieses einen anderen Ursprung haben. Wahrscheinlich waren »die Thermen«, nämlich der sog. Tempel des Serapis, ursprünglich als Wassergruben unterhalb des Spiegels des Meeres gebaut, von dem sie durch teilweise tonige undurchdringliche Schichten, welche den Strand bildeten, getrennt waren.

III. Montagna Spaccata. Campana und Pisano. Senga.

Schlackeneruption der Montagna Spaccata.

Wo die Campanische Straße, nachdem sie die Campanische Ebene verlassen hat, zur Ebene von Quarto abbiegt, tritt sie zwischen enge Wände eines Hügels ein in einen Einschnitt, der in den römischen Zeiten vertieft wurde; daher der Name Montagna Spaccata »geborstener Berg«. Die Gesteinsbänke fallen von S nach N, d. h. nach der Ebene von Quarto, unter einem Winkel von 15° ein. Deecke[2]) gibt ein Profil dieser Stelle. An der Basis, von der Campanischen Ebene her, ungefähr 110 m ü. d. M. bemerkt man 10 m gelben Tuff mit Bimssteinfragmenten, der bisweilen pisolithisch und identisch mit dem von Campiglione ist, welcher die Basis der Eruption des Fondo Riccio bildete. Darauf folgen:

1. gelblicher Tuff mit wenigen Fragmenten von Schlacken, 3 m.
2. rote und meist schwarze Schlacken, welche zum Bekiesen der Straße dienen, 6 m.

Die Bank ist gleichsam in groben parallelen Zonen zerteilt; in der oberen Hälfte sind die Schlacken dunkler, während sie nach unten zu heller werden und zuweilen gerötet sind, was weiter oben nicht der Fall ist. Sie tragen den gewöhnlichen Charakter, doch treten die mit bloßem Auge sichtbaren Feldspate nur klein und sparsam auf, häufiger aber auch klein sind Kristalle von Augit. Unter dem Mikroskop erscheinen die kleinen Kristalle häufiger; es sind das meist Plagioklase, von denen 7—8 in der Zone (001):(010) Auslöschungswinkel über 38° besitzen, und die deshalb als Anorthit anzusprechen sind. Weit seltener kommt der Sanidin in Mikrolithen und in großen Kristallen vor, noch seltener Augit als ältere Ausscheidung, während er in Form von Mikrolithen fast fehlt.

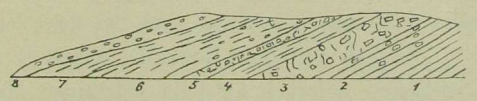


Fig. 11. An der Montagna Spaccata. 1 : 2000.
1. Gelber Tuff; 2. gelber Tuff mit einigen Schlacken; 3. rote und schwarze Schlacken mit Stücken von hellgrauem Tuff; 4. grauer gelblicher Tuff; 5. schwarze Schlacken und Bimsstein; 6. grauer Tuff und Bimsstein; 7. grauer Tuff; 8. Bimsstein.

Selten kommt Magnetit, noch seltener Hornblende vor, zuweilen einige Kristalle von Biotit. Weißer oder bläulicher Sodalith, auch Hauyn mit den charakteristischen schwarzen Einschlüssen kommen zwar sehr selten vor, aber ich habe sie doch gesehen. Die überwiegend glasige Grundmasse ist umgewandelt und ganz und gar durchsetzt von ellipsoidischen Blasen mit fluidaler Anordnung; sie ist undurchsichtig, rötlich oder dunkelgelb durch Zersetzung der Opacite in Hämatit oder in Limonit und durch Änderung des Glases und der kleinen Mikrolithen, von denen hier und da einige ein wenig intakt geblieben sind.

[1]) Die Analysen (vom Jahre 1866) rühren von Jannuario, Punzo, Reale, Vetere und Zinno her.
[2]) W. Deecke, Fossa Lupara, ein Krater in den Phlegräischen Feldern bei Neapel (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1888, S. 166).

3. Graugelblicher Tuff, 2 m;
4. eine Bank von Bimssteinen und schwarzen Schlacken, 1 m;
5. grauer Tuff mit Bimssteinen, 6 m;
6. grauer Tuff, $2\frac{1}{2}$ m;
7. grauer Tuff mit Puzzolan und Bänken von kleinen Bimssteinen.

Im W der Montagna Spaccata setzen sich die schwarzen, überwiegend aber die roten Schlacken fort, indem sie eine deutlich unterscheidbare Bank von regelmäßiger Mächtigkeit bilden, die nur zuweilen in dem höheren Teile der steilen Umwallung, der im NW die Ebene von Campana abschließt, bis zum tiefen Tale des Melo unterbrochen ist, welches nach der Gegend S von der Meierei von Corvara abfällt, wo sie mit einer Mächtigkeit von weniger als 3 m endigen. Sie tragen denselben Charakter wie die Schlacken des Fondo Riccio, die wir später untersuchen werden, und lagern immer auf demselben gelben pisolitischen Tuff, der die äußeren Abhänge des Tuffkraters von Campiglione bildet. Aus gelbem Tuff und nicht mehr aus Schlacken, wie man es auf einigen Karten sieht, aber schon z. B. von Günther[1]) verbessert ist, besteht das ganze Tal des Melo. Eine höchstens 30 m mächtige Schicht von grauem Tuff mit kleinen weißlichen, grauen oder schwarzen Bimssteinen und mit kleinen Fragmenten von schwarzem Trachyt lagert gewöhnlich auf den Schlacken.

Östlich von diesem Tale und südöstlich von der Montagna Spaccata erhebt sich, ungefähr 15 m hoch, ganz vereinzelt in der Campanischen Ebene der Hügel von Crisci, der aus einem sehr feinen grauen Tuff besteht von demselben Charakter wie die der höchsten Schichten der Montagna (5, 6, 7) und leicht von S nach N geneigt ist. Darin eingestreut finden sich zahlreiche graue Bimssteine, schwarze Schlacken und Fragmente von dichten, schwarzen Sanidintrachyten, ähnlich denjenigen der Fossa Lupara, häufiger am unteren Teile und nahe dem Gipfel, weniger in der Mitte. Auf der Nordseite, d. h. nach der Montagna Spaccata und der Fossa Lupara hin sind die Bimssteine im Tuff größer. An der Oberfläche sieht man grobe, bis 6 cbdm große Stücke von schwarzem Trachyt, die sicher von der Fossa Lupara herrühren, weil sie nach mikroskopischer Untersuchung mit den Trachyten jener identisch sind; im Tuff habe ich sie von solchen Dimensionen nicht gesehen. Die größeren Fragmente sind bei der Verbesserung des Erdreichs hier und da aufgehäuft.

Östlich von der Montagna Spaccata hören entsprechend der Neigung der Bänke die Schlacken sofort unter dem mächtigen Mantel der grauen Tuffe auf, welche den inneren Teil des Hügels der Torre Poerio und den ganzen Umkreis der Ebene von Pisano bilden, unter einer oberflächlichen Bedeckung, die, im unteren Hange ausgedehnter, aus Materialien besteht, die von dem Ausbruch der Fossa Lupara herrühren.

Der Tuff im Umkreis der Ebene von Pisano, der stets grau ist, bildet auf der Nordseite eine Antiklinale von sehr unbedeutender Neigung. Dies sieht man an dem tiefen Einschnitt der Montagna Varapecore, die derjenigen der Montagna Spaccata parallel ist, und durch welche man von der Ebene von Pisano nach derjenigen von Quarto gelangt. Auf der Montagna Varapecore sieht man im Tuff nur kleine und wenige Schlacken, besonders auf dem höchsten Teile des Hügels, während ein wenig häufiger feine dünne Schichten von Bimssteinen vorkommen. Auf dem Südabhang kommen große Bimssteine und wenige schwarze Schlacken vor, die sicherlich von der Fossa Lupara herrühren und einige Bänke mit einem Einfallen von 12° nach S bilden; sie bedecken ziemlich unregelmäßig den grauen Tuff der tiefsten Hänge.

Der graue, sehr feine Tuff, aus dem der Hügel auf der Ostseite besteht, der, wenn man von der Meierei Romano hinabsteigt, die Ebene von Pacifico von derjenigen von

[1]) Günther, The Phlegraean Fields (Geogr. Journ., Bd. X, 1897, S. 435).

Pianura längs des Hohlwegs von Cancello trennt, fällt gegen erstere, nach W, unter einem Winkel von 6° ein. An verschiedenen Stellen kommen mehr oder weniger mächtige Schichten von Bimssteinen von der Größe einer Haselnuß, aber auch von 2—3 dm, und von seltenen schwarzen Schlacken vor. Südlich von der Ebene von Pisano und der Fossa Lupara befinden sich die letzten Abhänge des Kraters von Astroni und der graue Tuffhügel der Meierei Pacifico, der gleichsam der Bindestrich zwischen den erwähnten Hügeln und dem isolierten Hügel von Crisci ist.

Wenn man die Natur der Gesteine und ihre Verteilung im Umkreis der Ebenen von Campana und Pisano vom Tale des Melo bis zur Montagna Spaccata und Varapecore, bei Cancello, Pacifico, Crisci prüft, so leuchtet die Existenz wenigstens eines vulkanischen Kraters ein, der sicher vor dem Ausbruch der Fossa Lupara bestand und sich über dem gelben Tuff erhob, dessen ältere Produkte die Schlacken des Tales von Melo und des Montagna Spaccata waren, welche sich wahrscheinlich überall im Untergrund der Umgebung fortsetzen. Schon Breislak[1]) setzt voraus, daß der Hügel von Crisci der letzte Rest der Ausbrüche und Explosionen sei, welche in der Campanischen Ebene stattgefunden haben. Die nachfolgenden Explosionen und die Denudation haben ihn heute isoliert.

Auch Deecke war schon der Ansicht, daß die Schlacken der Montagna Spaccata von einem besonderen Ausbruch herrührten. Die Ansicht Roths, daß die Schlacken von dem Ausbruch des Monte Nuovo herrührten, ist jedenfalls unrichtig, weil diejenigen des Monte Nuovo einen ganz anderen Charakter tragen; auch kann man sie nicht mit der Fossa Lupara in Verbindung bringen, welche viel jünger ist, und deren unveränderte Schlacken, die reich an Sphärolithen sind, auf den Abhängen der Abstürze der Montagna Spaccata vorkommen. Der Ausbruch geschah bedeutend später als der des Campiglione, aber er muß doch früher als der des Fondo Riccio gewesen sein, von dem er ohne Zweifel durch einen langen Zeitraum getrennt ist, da er von mächtigeren Schichten verschiedener Tuffe bedeckt ist.

Anfangs zeigte der Ausbruch denselben Charakter wie die schlackenführenden Krater der Fossa Lupara, von Astroni, von Fondo Riccio, aber später erzeugte er vorwaltend Tuffe, und sein Mittelpunkt dürfte etwas mehr östlich von der Linie liegen, welche die Montagna Spaccata mit Crisci verbindet. Der zentrale Teil des vulkanischen Apparats existiert nicht mehr; wahrscheinlich haben wir ein Beispiel einer Explosion vor uns oder einer Reihe von Explosionen von nicht hohem Alter, die aber jedenfalls älter sind, als die der Fossa Lupara oder Senga, der Astroni und des Cigliano, welche größtenteils den vorher existierenden Vulkan zum Verschwinden brachten und die Bildung der Ebenen von Campana und Pisano verursachten.

Die Explosionen von Campana und Pisano.

Die beiden Ebenen von Campana und Pisano sind voneinander durch den Schlackenvulkan der Fossa Lupara oder der Senga getrennt und bildeten vor dessen Existenz eine einzige Ebene, deren Regelmäßigkeit vielleicht nur durch den Hügel der Meierei Pacifico unterbrochen wurde. Die südliche Seite der Ebene von Pisano und die östliche der Ebene von Campana werden von den äußeren Abhängen des Explosionskraters der Astroni begrenzt, der sicher späteren Ursprungs ist als die benachbarten Ebenen; wäre jener nicht entstanden, so würden die beiden Ebenen von Campana und Pisano mit der Ebene des Kraters von Agnano eins gewesen sein und würden eine gleichmäßige Neigung von N nach S gezeigt haben, vorausgesetzt, daß nicht etwa an der Stelle der Astroni vorher eine Reihe von Hügeln existiert hat, welche die genannten Ebenen trennten.

Der Bergkranz, welcher heute die Ebene von Campana umgibt, steigt von der geringsten Höhe von 100 m auf der Nordseite, an der Montagna Spaccata, bis zu 300 m am Monte

[1]) Campanie S. 140.

Corvara an. Unter dem Monte Barbaro wurde die Neigung gemessen zu 137 Proz., unter dem Monte Corvara zu 55 Proz., um die Montagna Spaccata herum bis zu 133 Proz. Der Boden, der, wäre nicht ein künstlicher Ausfluß geschaffen, teilweise ein Sumpf wäre, liegt 55 m ü. d. M., aber die Peripherie steigt bis zu 90 m an. Der höchste Hügel im O der Ebene von Pisano erreicht 254 m, von dort aus nimmt der Bergkranz nach N zu allmählich ab. Die Gewässer von Pisano fließen, ebenso wie diejenigen des nördlichen Teiles der Ebene von Campana, nach N gegen die Ebene von Quarto ab. Die Ebene von Campana mußte einstmals gänzlich von den östlichen Abhängen des Kraters von Campiglione und von den ihn überlagernden grauen Tuffen des Kraters der Montagna Spaccata bedeckt gewesen sein. Die große Steilheit der Wände, besonders nach N und NW, die steiler abgeschnitten sind als diejenigen irgendwelcher anderer Krater in den Phlegräischen Feldern, der scharfe Abfall des Gesteins, welches gänzlich aus Bänken von gelbem Tuff besteht, mit Ausnahme der oben erwähnten Schlacken und grauen Tuffe, die augenscheinliche Unterbrechung in der Begrenzung des Kraters von Campiglione, von welchem im O nur ein kleiner Teil übrig geblieben ist, die Zerlegung der Wände in einzelne Kreissegmente, welche nicht durch Erosion durch Wasser, und noch viel weniger durch Erosion des Meeres entstanden sein kann, das sind alles ebensoviel Tatsachen, die sich nicht erklären lassen, wenn man nicht eine oder mehrere aufeinander folgende Explosionen annimmt.

Die Fossa Lupara oder Senga.

Mitten in den Ebenen von Campana und Pisano, nur etwas exzentrisch zur Westseite liegt der Schlackenvulkan der Fossa Lupara. Einen der größten geistigen Genüsse habe ich gehabt, als ich bei meinen geologischen Exkursionen kreuz und quer den Kastanienwald und die dichten Macchien der Fossa Lupara ohne Weg und Steg durchschritt. Nach dem, was ich gesehen und gelesen habe, ist die Senga von allen Schlackenkratern das vollkommenste

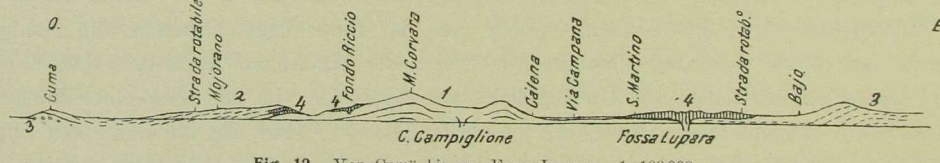


Fig. 12. Von Cumä bis zur Fossa Lupara. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 3. holokristallinischer Trachyt; 4. hypokristallinische Schlacken.

Beispiel, das es in Europa gibt, und durch seine zwar kleinen, aber äußerst regelmäßigen Formen ein wahres Kabinettstück. Die dichte Macchie und die größere Entfernung vom Meere und von den am meisten besuchten Straßen haben bewirkt, daß sie im ganzen weniger bekannt ist. Die besten und beinahe einzigen Beschreibungen rühren von Scacchi[1]) her, und besonders von Deecke[2]), welcher sich dort 1885 und 1887 aufhielt; beide haben auch eine geologische Karte veröffentlicht. Hinsichtlich der topographischen Karte wäre eine ausführlichere Aufnahme in größerem Maßstab sehr wünschenswert. Der Vulkan erhebt sich, gerade so wie der Monte Nuovo in einer Gegend, die anfänglich völlig eben war. Die Ebene fällt von O nach W sanft von 100 auf 56 m. Im S berührt sie sich mit dem äußersten Rande des Hügels von Astroni. Die Basis des Berges ist wie beim Monte Nuovo genau kreisförmig, sein Durchmesser ist etwas größer als jener, ca 950 m, in der Richtung von O nach W ist er etwas

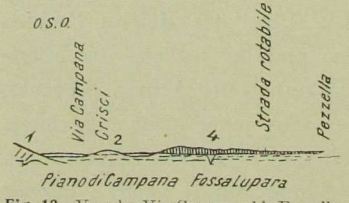


Fig. 13. Von der Via Campana bis Pezzella. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 4. hypokrist. Schlacken.

[1]) Campania S. 238.
[2]) W. Deecke, Fossa Lupara.

größer, wenn man die ganz und gar an der Oberfläche befindlichen Schlacken mitrechnet, welche sich in der umgebenden Ebene ausbreiten.

Der Berg wird von vier halbkreis- oder kreisförmigen Umwallungen gebildet, die bis 60 m hoch werden und fast alle gleich breit sind. Sie liegen einander gegenüber und sind von konzentrischen, fast gleichen Depressionen getrennt; durch einen genau zentralen und einen elliptischen Krater auf der Ostseite unterscheidet sich der Berg völlig vom Monte Nuovo.

Die äußere nördliche Umwallung wird vom Bosco di Maranisi gebildet, sie ist halbkreisförmig nach S zu offen, nach Augenmaß etwas höher als 40 m und erhebt sich auf einem Gelände, das nach innen 107 m, nach außen 80 m hoch ist. Die zweite Umwallung, die sich etwas mehr nach innen befindet und etwas mehr herumgeht, ist nach S weit aufgerissen; hier findet sich die sogenannte Grotte von Pollicino; sie erhebt sich auf einer Grundlage von etwas weniger als 110 m Höhe; der größte Durchmesser beträgt 750 m, die größte Höhe 30 m. Im O verdoppelt sich diese Umwallung und schließt dadurch den elliptischen östlichen Krater, genannt die Fossa Schiarana oder Schianata, ein, welcher bis 200 m breit, 450 m lang und 30—40 m tief ist und hinabgeht bis zum Niveau von weniger als 100 m, also unter die umgebende Ebene.

Die dritte Umwallung ist noch vollständiger, halbringförmig und etwas nach NO aufgerissen, sie besitzt einen Durchmesser von 400 m, eine relative Höhe von 30 m und erhebt sich aus einer Depression von 107 m Höhe. Der Wall ist nach innen steiler als nach außen, besonders im O und im S, während er von der Westseite in drei allmählichen Stufen ansteigt. Er wird die Fossa Lupara genannt.

Der vierte, mehr nach innen befindliche Wall an der Ostseite der Fossa Lupara ist ringförmig, im NO etwas niedriger, sein äußerer Durchmesser erreicht nicht 200 m, seine relative Höhe ist 20—30 m über einer 110 m hohen Depression. Der kleine und enge Zentralkrater ist eine von W nach O gerichtete Spalte, 50 m lang, 1—2 m breit, nach Scacchi 39 m tief, mit üppigster Vegetation bedeckt und reicht hinab bis zu etwas weniger als 100 m, dem Niveau der benachbarten Ebene, und noch tiefer als die Fossa Schiarana. Dieser Zentralkrater ist die eigentliche Senga. Man sieht die nackten Schlacken, und Günther[1]) gab ein gutes photographisches Bild dieses Kraters.

Untersucht man den Vulkan genauer, so ergibt sich, daß er aus Bruchstücken von Trachyten besteht, von blauer, dunkelvioletter, schwarzer auch roter Farbe, die teils kompakt, teils glasig wie Obsidian, häufig schlacken- und bimssteinartig sind, besonders in den größeren Bruchstücken. Die Bomben, die Schlacken und die Lapilli sind zuweilen sehr groß, bis zu 1 cbm, meist klein, auch pulverig, unregelmäßig angehäuft ohne Unterschied der Größe, obschon in unregelmäßigen Bänken geordnet, welche die verschiedenen Stadien des Ausbruchs beweisen, gegen das Äußere geneigt, besonders in den äußeren Umwallungen im W. Die Bomben, die denen des Vesuv und Stromboli ähnlich sehen und die Beschaffenheit der schlacken- und bimssteinartigen Trachyte aufweisen, zeigen häufig eine nur äußerlich vorhandene Bimssteinstruktur, während das Innere kompakt ist. Hieraus geht hervor, daß bei der Eruption die Dämpfe und Gase einen leichteren Ausgang im äußeren Teile der Fragmente fanden, während sich der innere, einem größerem Drucke unterworfene Teil kompakter erhielt. Dagegen sind die Bomben von Pantelleria und der letzten Ausbrüche des Volcano innen blasig, während die äußeren Partien kompakt, glasig und nur rissig sind. Dieser Umstand läßt sich wahrscheinlich dadurch erklären, daß die Ausbrüche unter Wasser erfolgten oder von großen Massen von Wasserdämpfen begleitet waren, so daß die Bomben oder die flüssigen Lavafragmente durch den plötzlichen Wärmeverlust bei Berührung mit dem Wasser in ihren Oberflächen in meist glasiger Form erstarrten. Indessen

[1]) R. T. Günther, The Phlegraean Fields. (Geogr. Journ. London 1897, Bd. X, S. 424, Fig. 8.)

bewirkte die Spannung der Dämpfe und der Gase im Innern bei dem verminderten äußeren Druck, daß die schnell verfestigte Hülle zerbrach und der innere Teil der Bruchstücke porös und schlackenartig wurde. Soweit man aus der mit dichter Vegetation bedeckten Oberfläche einen Schluß ziehen kann, sind Einlagerungen von Tuffen, d. h. dunkelgraue Aschen nur selten und im beschränkten Umfang vorhanden, nämlich nur in dem Einschnitt der Straße unterhalb Torre Poerio. Dagegen bemerkt man wie beim Monte Nuovo weder Lavaströme, noch könnte man aus der geringen Höhe oder der Form des Vulkans auf ihre Existenz schließen. So tief aufgerissenen Vulkanen fehlen gewöhnlich ausgedehnte Ströme. Dieser Schluß stimmt nicht völlig mit den Erörterungen von Breislak[1]) und Scacchi[2]) überein, welcher von »una massa continua di trachite« in dem äußersten Westen des Bosco di Maranisi spricht und versichert, daß im dritten Umring, d. h. in der Fossa Lupara »si veggono grandi massi di trachite distaccati«; er war also davon überzeugt, das sich aus dem Innern des Vulkans ein Lavastrom Ausgang verschafft hätte.

Dort gibt es zwar einige kleine, unebene Klippen, aber sie sind durchaus lockere Massen, die vielleicht teilweise wieder aneinander geschweißt wurden, als sie noch flüssig waren, wie beim Monte Nuovo, aber in beiden Fällen sind sie doch schlacken- und bruchstückartig, und sie bilden keinen wirklichen Strom. Ich kann mich also den Unterscheidungen, die Scacchi und besonders Deecke gemacht haben, nicht anschließen, und allerhöchstens könnte man sagen, daß die zentralen Teile aus gröberen Massen zusammengesetzt sind als diejenigen der Peripherie.

Das Gestein ist ein sodalithischer Trachyt, wie der des Monte Nuovo. Nach Breislak (Essais min. S. 179) ist er stark magnetisch. Er ist schwarz, dunkelgrau, rotbraun oder rotviolett mit deutlich hervortretenden Kristallen von Sanidin, die in der glasigen Masse zerstreut sind, oder in kleinen Einsprenglingen, mit Plagioklas, überwiegend Anorthit, mit Sodalith, Ägirinaugit und braungrünem oder schwarzem Augit, Magnetit, und, im Gegensatz zum Monte Nuovo, mit rötlichbraunem Biotit. Mikroskopisch ist er von Deecke untersucht. Die Grundmasse, die besonders um die größeren Einsprenglinge fluidale Struktur hat, besteht aus Nadeln von Sanidin und kleinen Säulen von Augit und teilweise Ägirinaugit, zusammen mit einem braunen Glase voll brauner Opacite. Die Sanidinnadeln haben dieselbe Gestalt wie die des Monte Nuovo, und auch in dieser Lava habe ich sie sphärulitische Anordnung annehmen sehen. Die braunen Opacite sind in gewissen Partien des Gesteins vollständig in rötliche Opacite, in Hämatit umgewandelt, und in gewissen Partien, die der Wirksamkeit der Fumarolen ausgesetzt waren, sind alle Opacite und Magnetitkristalle in gelbliches, pulverförmiges Brauneisenerz umgewandelt. In den kompakten Teilen kommt außer den schon erwähnten Mineralien Plagioklas vor, der nach dem sehr großen Auslöschungswinkel in der Zone (001):(010) meist Anorthit ist und sich besonders in größeren Kristallen findet. Deecke (S. 176) hat in den seltenen Einsprenglingen auch reichlichen Apatit und dünne braune pleochroitische Blättchen, vielleicht Hornblende, gefunden. Der Biotit ist häufig gänzlich verändert, wodurch sich ein Übergang zum nicht Biotit führenden Gestein des Monte Nuovo herausbildet. Die größeren Einsprenglinge des Sanidin sind teilweise unverändert, teilweise haben sie zonare Struktur mit Glas und Flüssigkeits-Einschlüssen. Der Plagioklas findet sich, wie beim Monte Nuovo, auch innig verwachsen mit dem Sanidin und mit diesem häufig wieder resorbiert, und in Zonen von verschiedener Orientierung, was nach Deecke eine Wiederholung der Bildung von Feldspaten, die schon resorbiert waren, aus dem Magma beweist. Der Sodalith ist gleichförmig in großen Körnern verteilt, die abgerundet oder sechseckig sind, und in kleinen Rhombendodekaedern; sie

[1]) Essais min. S. 183.
[2]) Campanie S. 238f.

sind frei von Einschlüssen. In verschiedenen Schliffen, besonders aber von der schlackenartigen Varietät habe ich Kristalle und Bruchstücke von Hauyn in den Poren des Gesteins gesehen, wahrscheinlich als Produkt einer Veränderung. De Lorenzo und Riva fanden in einer Varietät gelblichen, kompakten Trachyts in Stücken auf dem Boden des zentralen Kraters der Senga gelbe Mikrolithen von Akmit und unter den Auscheidungen Bytownit-Anorthit mit einem Rande von Labradorit neben Sanidin, Sodalith und häufigem Titanit. Der rötliche Biotit mit großem Winkel der optischen Axen scheint gänzlich zu fehlen[1]).

In den schwarzen kompakteren Schlacken waren die Mikrolithen fluidal geordnet, und das teilweise glasige Gestein gleicht meistens den kristallinischen Trachyten der kompakten Lavaströme. Die schwarze Farbe rührt meist vom Magnetit her, Augit kommt selten vor. In den glasigen Schlacken finden sich innerhalb einer braunen oder hellen glasigen Masse mit offenbar fluidaler Struktur große Kristalle von Sanidin, Ägirinaugit und häufig gut erhaltenem Biotit. Die hellen Teile enthalten sehr kleine, unregelmäßig angeordnete Nadeln von Sanidin. In den dunklen Teilen gibt es sehr kleine dunkle Opacite, und in den gröberen Ausscheidungen außer Sanidin, Plagioklas (Anorthit), Augit, Biotit noch Sodalith, Apatit, Magnetit, aber nicht, wie Deecke meint, Titanit. Das Gestein hat nach Deecke Ähnlichkeit mit den Trachyten des Montagnone auf der Insel Ischia. In den glasigen Schlacken unterhalb der Torre Poerio fand ich auch Hauyn und Hornblende. Im Obsidian sind die makroskopischen Einsprenglinge lediglich Feldspate. In der braunen durchsichtigen Masse gewahrt man unter dem Mikroskop Gasporen, von denen die kleineren rund, die größeren elliptisch geformt sind. Schmilzt man die Masse bis zum Weißglühen, so dehnen sich die eingeschlossenen Gase aus und das Gestein verwandelt sich durch Aufblähen in Bimsstein. Der Obsidian wird meist in den inneren Teilen gefunden, die den größten Druck auszuhalten haben und vielleicht am schnellsten abgekühlt sind. Bei einigen sehr schwarzen Exemplaren am nördlichen Hange des Colle di Crisci ist das Glas in eine schwarze undurchsichtige Masse von fast perlitischer Struktur zersetzt, mit dunklen kleinen Kugeln, die voneinander durch kleine Zwischenräume getrennt und häufig von hellen dünnen Strahlen einer glasigen, noch nicht zersetzten Masse durchsetzt sind. Vielleicht wurde die Zersetzung durch die Limonitisation der sehr zahlreichen Opacite beschleunigt.

Der dunkelgraue oder schwarze Bimsstein, der in den Dünnschliffen voll kleiner Bläschen ist, enthält die gewöhnlichen Einschlüsse von Feldspat, Pyroxen, Biotit, Magnetit von den bereits beschriebenen Eigenschaften. Er hat gelbliche oder hellgraue Farbe nach Deecke von den Fumarolen und den Exhalationen schwefeliger Säure erhalten, welche das Gestein durch Elimination der Eisenoxyde kaolisiert haben. In der Tat hat Deecke gesehen, wie in dem helleren Bimsstein die glasigen Teile in eine wenig durchsichtige Masse umgewandelt, die mikrolithischen Feldspate größtenteils verändert sind und die größeren Kristalle nur im Zentrum sich erhalten haben. Der Biotit fällt dadurch auf, daß er noch intakt geblieben ist.

Ich habe ebenfalls Teile kompakten Gesteins untersucht, die wahrscheinlich durch Fumarolen verändert waren und deren glasige Masse durch Veränderung aller Opacite, welche gewöhnlich das Glas braun färben, in Limonit gelblich geworden ist. Die Augite und selbst die Magnetite sind weniger verändert als die Feldspate.

Dieser sodalithische Trachyt weicht von dem des Monte Nuovo nur durch die weniger vorgeschrittene Resorption des Glimmers und durch die größeren, vielleicht auch weniger resorbierten Einsprenglinge von Sanidin, Anorthit, Magnetit, Hornblende und Augit ab.

[1]) Il cratere di Astroni S. 47 f.

Der Ausbruch der Fossa Lupara erfolgte also in der gleichen Weise wie der des Monte Nuovo, wie das schon Abich[1]) bemerkt hat, nur etwas verwickelter. Es war eine unvermischte reine Schlackeneruption.

Scacchi behauptet, daß die äußeren Umwallungen die späteren seien[2]), aber heute läßt sich nach allen Nachrichten über die verschiedenen Vulkane diese Ansicht nicht mehr aufrecht erhalten, und man muß nach Mercalli (S. 41) und mit Deecke (S. 171) annehmen, daß die inneren Ringe die jüngsten sind. Die Dauer des Ausbruchs, die man sich auch nach der geringeren Quantität der ausgeworfenen Masse nur kurz denken muß, kann nur wenig länger gewesen sein, als die des Monte Nuovo; er kann nur wenige Wochen gedauert haben. Man muß aber mindestens vier Perioden des Ausbruchs unterscheiden, die immer weniger intensiv waren; während die aufeinander folgenden Explosionen die vorherexistierenden Krater zerrissen, wurden neue immer engere konzentrische Ringe aufgeworfen und zwar von schlackenartiger, bruchstückartiger Beschaffenheit, ohne daß es zu einem wirklichen Lavaerguß kam. Der Krater der Fossa Lupara zeigt uns das Bild eines Kraters, wie ihn der Vesuv im Frühjahr 1855 vor der kleinen Eruption im Mai besaß.

Die Fossa Schianata stellt einen kleinen seitlichen Schlitz im Vulkan dar. Spuren von Bleichwerden und Zersetzung der Gesteine, die wahrscheinlich von den Wirkungen des Schwefeldioxyds in den letzten Stadien der vulkanischen Tätigkeit herstammen, wurden von Deecke im äußeren Umring westlich von der Fossa Lupara bemerkt.

Die schlackenartigen Massen, die immer kleiner werden, je weiter man sich vom Zentralkrater entfernt, bedecken die Basis des Hügels der Astroni, gehen ein wenig die Abhänge des Monte Viticella und der Torre Poerio hinan und verbreiten sich sparsam auf den tieferen Abhängen der Hügel auf der Nord- und auf der Ostseite, wo Bomben, schwarze Schlacken und Bimssteine zuerst in Bänken, dann vereinzelt bis zu einer Höhe von 120 m und etwas mehr vorkommen. Der Untergrund der Ebene von Pisano wird durch ein sehr mächtiges Feld von Bimssteinen gebildet, wovon ich mich im November 1897 durch tiefgehende Ausgrabungen überzeugt habe, und dasselbe wird im westlichen Teile der Ebene der Campanischen Straße der Fall sein. In der Tat sieht man gegen San Martino und die Campanische Straße Schlacken oberflächlich dem umgelagerten, alluvialen, horizontal liegenden Tuff beigemischt, und westlich von S. Martino sieht man, daß die Schlacken von jüngerem Alluvium bedeckt werden. Diese Schlacken können teilweise durch die Wässer dahin gelangt sein, die von dem kleinen Abhang des Kraters herabflossen. Die Schlackeneruptionen der Senga brachen vielleicht aus dem gleichen Schlote hervor, der auch den früheren Krater der Montagna Spaccata gebildet hatte, oder etwas westlicher von ihm, sie gingen aber weit später vor sich als jene und als die Explosionen, welche die Ebene von Campana und Pisano bildeten. Zwischen diesen Explosionen und den Ausbrüchen der Senga liegen gewiß diejenigen der Astroni, deren Explosionskrater teilweise die Ebene von Pisano bedeckte, selbst aber später von den Schlacken der Senga bedeckt wurde. Deecke erwähnt unter den südwestlichen Abhängen des Vulkans ein Kolumbarium der römischen Kaiserzeit, genannt la Grotta di Pollicino; auch im NO befinden sich Reste eines römischen Bauwerks, daher, bemerkt Deecke, mußte der Berg damals schon die Gestalt haben, die er noch jetzt hat[3]). Anderseits unterliegt es keinem Zweifel, daß, wenn der Ausbruch in der historischen Zeit der Römer stattgefunden hätte oder auch nach der Ankunft der Griechen in Cumä, die Geschichte uns davon sichere Kunde gegeben hätte. Spätere Alluvionen bedecken in

[1]) Über den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen, 1841.
[2]) A. a. O. S. 239.
[3]) Deecke, a. a. O. S. 172.

der Ebene unterhalb San Martino die Schlacken, diese müssen also lange vorher ausgeworfen sein. Trotzdem beweist die ausgezeichnete Erhaltung des Vulkans das recht junge geologische Alter desselben, der jedenfalls nicht viel vor der historischen Zeit entstanden und der jüngste mit Ausnahme des Monte Nuovo ist. Eine uralte Überlieferung von seinem Ausbruch könnte vielleicht den Anlaß gegeben haben, dieser Gegend den Namen der Phlegräischen Felder zu verleihen.

IV. Der Krater der Astroni.

Schon Bernhard Fazio, im 16. Jahrhundert, später Paragallo[1]) und Braucci stellten fest, daß die Astroni ein Vulkan seien. Dieser Krater vereinigt in sich die Charakterzüge des Monte Nuovo, der Solfatara und der Fossa Lupara, er besitzt nämlich einen Lavastrom wie die Solfatara und einen Explosionsausbruch wie die Solfatara und wie der der ersten Periode des Monte Nuovo, aber einen viel mächtigeren, dem dann eine Schlackeneruption folgte, wie bei der zweiten Periode des Monte Nuovo, die aber auch einen unabhängigen zentralen Kegel wie bei der Fossa Lupara bildete. Eine ausgezeichnete Beschreibung haben de Lorenzo und Riva[2]) gegeben.

Der Explosionskrater.

Er ist der am besten erhaltene und von jedem Gesichtspunkte aus der beachtenswerteste aller Explosionskrater der Phlegräischen Felder. Eine Zeichnung hat Hamilton[3]) gegeben (vgl. Fig. 2 auf S. 12). Er hat die Gestalt einer gewaltigen Tasse von schwach elliptischem Umfang, die große Achse ist 2000, die kurze etwas mehr als 1500 m lang. Der Boden oder das Atrium, auf dem sich der zentrale Schlackenkegel erhebt, ist leicht von N nach S von 60 bis 14 m geneigt. Die Ränder der Tasse sind beinahe überall gleich hoch, der höchste Punkt ist die Torre Nocera mit 251 m über dem Meere, oder 237 m über dem niedrigsten Punkt der Ebene. Der niedrigste Rand auf der Ostseite sinkt in einzelnen Partien bis 150 m herab. Der niedrigste Punkt 110 m findet sich gerade da, wo die Fahrstraße einmündet, er ist teilweise künstlich abgegraben. Die äußeren Abhänge des Kraters sind sanft gegen die Ebene von Agnano, nach der Solfatara, nach der Via Campana und nach Pianura geneigt, indem sie dadurch die ebene Bucht von Pianura abschließen, die auf der anderen Seite von den gelben Tuffen des Hügels von Camaldoli begrenzt wird, so daß sie gewissermaßen den Anblick eines Kraterbodens gewährt.

Der tiefe Cavone di Sartaria, der in Südwesten von der Ebene Pianura gegen Agnano abfällt, durchkreuzt einen äußersten Zipfel der Tuffe der Astroni; zu seiner Linken liegen bei der Großen Meierei und der Taverna kleine Bodenerhebungen, welche auf den ersten Blick als zum Krater von Pianura gehörig erscheinen. Sie bestehen aber aus grauem Tuff, der 12—20° nach NO gegen Pianura einfällt, d. h. von den Astroni weg.

Im ganzen ist die Einsenkung der Astroni die tiefste aller umliegenden Ebenen mit Ausnahme derjenigen des Kraters von Agnano im SO nach dem Meere zu, welche noch niedriger ist.

[1]) G. Paragallo, Istoria naturale del monte Vesuvio, Napoli 1705, S. 19.

[2]) G. de Lorenzo e C. Riva, Il cratere di Astroni nei Campi Flegrei. (Atti R. Acc. di sc. fis. e mat. Vol. XI, sér. 2. Napoli 1902.)

[3]) Campi Phlegraei, Pl. XIX, XX. Eine Zeichnung von Baratta aus dem Jahre 1629 soll nach De Lorenzo im Museo San Martino in Neapel sich befinden. Eine Ansicht der Astroni findet sich in der Voyage pittoresque à Naples et en Sicile von R. Saint-Non, Paris 1836, Pl. 223.

Daher sind auch die inneren Wände steiler als die äußeren. Bei diesen letzteren hat Schmidt[1]) Neigungswinkel von 25,2° nach S, 17—25° nach O, 22,5° nach N, ungefähr 25° nach W festgestellt. Der Neigungswinkel der inneren Wände beträgt unter der Torre Lupara 36 Proz., im O 48 Proz., an einigen Stellen westlich von der Torre d'Ingresso 62 Proz., bei der Torre Nocera im SW 50—63 Proz. Die Wände sind bisweilen fast senkrecht. Im Grund des Kraters erhebt sich isoliert der Colle dell' Imperatrice als zentraler Schlackenkegel, und südlich von ihm befanden sich mitten zwischen zwei Schlackenkratern zwei kleine temporäre Seen, ähnlich demjenigen, der zuweilen im Krater der Solfatara vorkommt; sie trockneten etwas später aus als der See von Agnano. Ein größerer See, der nicht austrocknet, befindet sich zwischen dem Schlackenkrater und der Ebene.

Ein Mauerkranz mit einigen Türmen, welche als Wachttürme dienten und von Alfons I. im 15. Jahrhundert erbaut waren, geht rund um den Saum des Kraters herum und umschließt das königliche Privatbesitztum, das eben den Namen der Astroni führt. Einstmals waren auch Rehböcke vorhanden, aber jetzt leben dort nur ca 200 Wildschweine, die zum Teil mit zahmen Schweinen bastardiert sind. Eine sehr dichte Vegetation bedeckt die Abhänge und besonders den zentralen Schlackenkegel.

Die Wände des Kraters und die umliegenden Hügel bestehen aus grauem Tuff, welcher Bruchstücke von mehr oder weniger zersetzten vulkanischen Gesteinen enthält; nur auf der Ostseite tritt auf eine kurze Strecke die kompakte Lava zu Tage, die mit gelbgrauem Tuff umgeben und bedeckt ist. Der Tuff steht in Bänken an wie derjenige des Monte Nuovo, welche unter Winkeln von 12, 15 und 20° gegen die Außenseite einfallen, also vom Orte des Ausbruches weg. Nur an wenigen Punkten und nur ganz strichweise sieht man einige Biegungen oder eine leichte Neigung nach innen zu, z. B. westlich von der Torre d'Ingresso. Im NO von der Torre Lupara bemerkt man eine grosse Masse von Tuff, deren Schichten von oben nach unten gegen das Innere des Kraters einfallen; sie sind aber vom Rande durch eine Verwerfung getrennt und haben sich nach dem Innern zu mangels einer Unterlage gesenkt, weil irgend eine der unteren Schichten durch Alluvionen fortgeführt oder geschwächt ist. Im übrigen fallen die Tuffe sämtlich mit 10—18° nach außen ein.

Der Tuff besteht in den höher gelegenen Partien, z. B. auf der Ostseite, über der kompakten Lava aus feinen gleichmäßigen Materialien. Am häufigsten kommen eckige Bruchstücke von verschiedenen Dimensionen vor, von den kleinsten bis zu mehreren Kubikmetern, die regellos zusammengehäuft sind; solche von größeren Dimensionen überwiegen in denjenigen Partien, die dem Krater näher liegen. Im Tuff finden sich eckige Bruchstücke von anderen präexistenten Tuffen, die gerade in der Gegend vorkommen.

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß, da es sich um Gegenden handelt, die seit mehr als 3000 Jahren bewohnt waren, sich jetzt auf der Oberfläche Kalksteine oder andere Gesteine von entfernten Gegenden befinden, welche jedoch mit dem Boden, auf dem sie liegen, nichts zu thun haben. Häufig kommen Bimssteine vor, selten schwarze, braune, manchmal rötliche oder violette Schlacken, die hier und da in Bänken auftreten, und schwarze, braune oder gelbliche Obsidiane. Andere eckige Bruchstücke bewahren den Charakter der vulkanischen Gesteine der Gegend, sowohl der kompakten wie auch der schlackenartigen, für gewöhnlich aber steht die Anordnung ihrer Gemengteile nicht im Zusammenhang mit der äußeren Form, vielmehr sind sie an der Oberfläche mechanisch abgebrochen. Übrigens besitzen sie in den Rissen und insbesondere an der Oberfläche keineswegs das frische und intakte Aussehen der Gesteine, von denen sie herrühren, sondern scheinen mehr oder weniger verändert zu sein, nicht sowohl durch den Einfluß von Säuren, als

[1]) J. Schmidt, Die Eruption des Vesuv im Mai 1855, S. 94, 146, ebenda Vulkanstudien 1874, S. 230.

vielmehr durch Oxydation und Verwitterung, als ob sie seit langer Zeit der Atmosphäre ausgesetzt gewesen seien. Diese Tatsachen beweisen zusammen mit der eckigen Form der Bruchstücke, ihrer Veränderlichkeit und ihrer unregelmäßigen Anhäufung, daß sie nicht gleichalterigen lavaartigen Ursprungs sind und nicht in erweichtem Zustande emporgekommen sind, sondern daß sie in der Tiefe von einer vorher existierenden festen Masse, welche schon die jetzige Beschaffenheit besaß, losgerissen wurden. Sie sind demnach aus Zerbröckelungen und Explosionen hervorgegangen. Dasselbe ist bei den feineren Teilen der Tuffe, in denen die Bruchstücke sich eingeschlossen befinden und auch bei allen anderen Explosionskratern der Gegend der Fall. Teilweise sind die im Tuff enthaltenen Bruchstücke aus Material gebildet, das an der Oberfläche anstehend, nicht zu sehen ist.

Mercalli hat einen Querschnitt des Tuffes publiziert, welcher die rechte Wand an der Torre d'Ingresso bildet, wenn man hineinkommt; er ist richtig, nur ist die Lagerung der Bänke in Wirklichkeit etwas regelmäßiger. Vollständigere Reproduktionen rühren von De Lorenzo und Riva her. Diese haben die Tuffe untersucht (S. 12) und haben gefunden, daß sie aus einer graugelben ziemlich trüben und zersetzten Masse bestehen mit verschiedenartigen Bruchstückchen von Bimsstein, Obsidian, Schlacken, Trachyten und mit Splittern von Sanidinkristallen, von Gemischen Labradorit-Bytownit-Anorthit, von grünem Augit, titanhaltigem Magnetit, seltener Biotit und zuweilen Apatit; Olivinkörner fanden sich in dem gelblichen Tuff der Caprara (S. 16). Der Bimsstein besteht aus blasigem, farblosem Glas mit Mikrolithen von Sanidin und Augit mit einigen wenigen Einschlüssen von Feldspaten, Augiten, seltener von Biotit, titanhaltigem Magnetit und Apatit (S. 18). Dieselben Gemengteile finden sich in den Obsidianen in wechselnden Verhältnissen, von schwarzen, kompakten, Gläsern ohne Mikrolithen bis zu solchen, die sehr reich daran sind. Der Reichtum oder das Fehlen von Mikrolithen steht durchaus nicht im Verhältnis zu den Einsprenglingen. Sie enthalten 57,98 Proz. Kieselsäure. Von den Auswürflingen wurden einige von Roth und besonders von Lacroix untersucht, aber die genaueste Untersuchung verdanken wir De Lorenzo und Riva. Sie bestehen größtenteils aus kompaktem holokristallinischem Trachyt, dessen Gemengteile mit denen der Schlacken übereinstimmen. Derselbe besitzt zum größten Teile eine helle, aschgraue oder leicht gelbliche Farbe und porphyrische Struktur; manchmal ist er auch braun, von dichter Masse und mit kleinen Einsprenglingen, selten ist er graubraun oder grünlichbraun ohne ersichtliche Einsprenglinge. Die Grundmasse ist wesentlich holokristallinisch, obwohl es scheint, daß eine kleine Menge Glas selten fehlt.

Nach denselben Autoren haben auch die Schlacken als Grundmasse ein Glas mit Mikrolithen von Sanidin und Augit, mit Einsprenglingen von Natron-Sanidin und in gleicher Menge von Labradorit-Bytownit-Anorthit, dann von Augit, seltener von braunem Biotit, titanhaltigem Magnetit, Apatit, Sodalith und zuweilen Leucit (S. 22). Die bimssteinartigen violetten oder roten Schlacken auf der rechten Seite des »Ingresso« enthalten manchmal braunen, häufiger rötlichbraungelblichen Biotit, Olivin und nach denselben Autoren bisweilen sehr sparsam Leucit (S. 24). Sie finden sich auch mit kleinen schlackigen und bimssteinartigen Lapilli, die an dem Hohlweg des Taccone östlich vom Krater eine mächtigere Schicht bilden. In den kleinsten dieser Lapilli kommt neben dem Augit Diopsid, beim Ingresso auch noch Ägirinaugit vor. In einigen weniger feinen Lapilli findet sich auch Akmit (S. 24). Feldspate, brauner oder gelbrötlicher Biotit, titanhaltiger Magnetit, Apatit, selten Olivin und Leucit sind wie in den violetten bimssteinartigen Schlacken vorhanden. Sodalith kommt vor. In den Lapilli des Hohlweges findet sich braune Hornblende nur selten. Die Analyse dieser Lapilli folgt weiter unten.

De Lorenzo und Riva glauben, daß diese violetten Lapilli den Astroni eigentümlich seien, und versichern, daß sie gleichsam zu Asche zerteilt und von den Winden weithin

verschleppt dünne Schichten mitten in den vulkanischen Ablagerungen der Ebene von Fuorigrotta, des Sees von Agnano, der Ebene von Pianura und Soccavo und auf den Höhen der Hügel von Camaldoli bildeten. Indessen rührt ein Teil dieser Materialien jedenfalls von der Erosion der nächsten Gehänge und von den Ausbrüchen der Senga und anderer Vulkane her; die ähnlichen Schlacken der Astroni entsprechen einer sehr kurzen Episode dieses Vulkans, der ein höheres Alter besitzt, während jene Produkte die jüngsten der ganzen Gegend sind.

Roth fand westlich von der Torre Lupara, die sich auf der Nordseite des Kraters befindet, im Tuff ein feinkörniges Bruchstück, das aus Leucit, Magnetit, Mikrolithen eines Plagioklases und vielleicht aus Nephelin bestand, der aber von den nachfolgenden Autoren nicht angegeben wird[1]).

Nach De Lorenzo und Riva (S. 29) hat der helle porphyrische Trachyt eine Grundmasse aus Sanidin, dem sich in der mehr gefärbten Varietät Kalknatronfeldspat zugesellt, Augit, Ägirinaugit; zuweilen finden sich sehr kleine Blättchen von Biotit. Häufiger aber und dem Augit an Menge gleich erscheint braune Hornblende. Sodalith und titanhaltiger Magnetit kommen zuweilen reichlich vor, Leucit sei sehr selten und nur in einigen Bruchstücken beim Eingang. Dieselben Gemengteile finden sich auch unter den Einsprenglingen, außerdem Olivin und Apatit. Die Kalknatron-Feldspate sind basische Mischungen von Labradorit, Bytownit und Anorthit. In einigen Bruchstücken findet sich Pyroxen von fahler Farbe, ähnlich dem Diopsid. Die braune Hornblende umschließt häufig sowohl den Diopsid wie den Augit in parallelen Zonen. Der braune Biotit ist oft von Körnchen von Eisenoxyd umgeben. Der Olivin, der in einigen basischen Ausscheidungen vorwiegt, findet sich spärlich auch in der hornblendehaltigen Varietät, in der er viel leichter zu finden ist. Sodalith ist selten, Leucit mit den charakteristischen optischen Anomalien noch seltener. In den Fragmenten kommen dunkle basische, zum Teil plagioklasisch-augitische Ausscheidungen ohne Olivin, ohne oder mit sehr wenig Hornblende, und einige andere mit Amphibol und Olivin vor. In den ersteren kommen reichlich vor: Labradorit-Bytownit, selten Sanidin, Augit und Ägirinaugit mit Sodalith, Apatit, titanhaltigem Magnetit, in den letzteren sind idiomorphe Olivine, Augite, Biotite, Hornblenden in breiten Körnern von Labradorit-Anorthit mit einer Hülle von Sanidin hier und da eingestreut. Magnetit kommt häufig vor, ebenso Sodalith. Einige Lapilli von diesem Typus sind sehr glasig, und in ihnen kommt Feldspat nicht vor. In einigen Spalten und Drusen kommen Feldspate, Augit, Hornblende und Sodalith in Kristallen mit vollständiger Formentwickelung vor. Dort finden sich auch kleine Kristalle von Analcim.

Die braunen dichten Bruchstücke mit winzigen Einsprenglingen unterscheiden sich außer durch ihr Äußeres durch die geringere Zahl der gefärbten Mineralien, unter denen Amphibol und Olivin fehlen. Neben braunem Biotit kommt auch rötlicher Biotit vor; Leucit ist häufiger (S. 36).

Die graubraunen, sehr dichten Bruchstücke ohne sichtbare Einsprenglinge unterscheiden sich augenscheinlich nur durch das zuletzt erwähnte Merkmal, nämlich durch die geringe Häufigkeit der mikroskopisch kleinen Einschlüsse, unter denen sich außer den basischen Mischungen der Kalknatron-Feldspate auch die saureren der Oligoklas-Andesin-Reihe befinden und nur sehr selten diejenigen von Sanidin. Außer dem Augit finden sich Biotit, braune Hornblende, Sodalith, Apatit, Magnetit (S. 36). Die erwähnten Autoren geben eine weiter unten mitgeteilte Analyse, aus der hervorgeht, daß das Gestein basischer ist als die gewöhnlichen Materialien der Astroni. In den Tuffen bei der Torre d'Ingresso finden sich Bruchstücke von Gesteinen, die von den vorigen recht verschieden sind; einige

[1]) J. Roth, Monatsber. der K. Akad. der Wiss. in Berlin 1881. S. 994.

von ihnen wurden von Lacroix[1]) gesammelt und beschrieben. Ein sehr cavernöses Bruchstück von 4 cm Durchmesser besteht »ausschließlich aus großen Kristallen von Forsterit und aus violettem und grünlichem Spinell in dünnen Blättchen«; es ist voll von sekundärem Kalkspat.

Ein anderes Bruchstück »besteht aus dunkelgrünem Pyroxen, Anorthit und Wollastonit in deutlich unterscheidbaren Kristallen zusammen mit vielen kleinen Prismen von Apatit. Alle diese Mineralien sind im mikrokristallinischen Calcit eingebettet, der sekundären Ursprungs zu sein scheint« (Lacroix a. a. O. S. 329).

De Lorenzo und Riva haben im Tuff des Ingresso zusammen mit violetten Schlacken kleine Knötchen von Humboldtilith, Phacelit und Apatit gefunden, ähnlich den Einschlüssen in den Schlacken von Pagliaroni, die bald besprochen werden sollen (a. a. O. S. 28).

Der seitliche Lavastrom.

Wie schon oben erwähnt, tritt an den steilen Wänden der Ostseite des Explosionskraters eine kompakte Lavamasse auf, deren Basis nicht zu sehen ist. Sie ist ungefähr 200 m lang und erhebt sich von dem 25 m über dem Meere liegenden Kraterboden ca 110 m hoch; sie bietet sich in einer fast senkrechten Fläche in den grauen Tuffen dar, welche sie mit kaum unregelmäßiger Berührungsebene bedecken.

Die Masse kann nur beschränkten Umfang besitzen, weil 400 m weiter östlich in dem abschüssigen Tälchen, das auf der Seite nach Pianura zum früheren See von Agnano abfällt, keine Spuren mehr davon vorhanden sind.

Das Gestein unterscheidet sich bedeutend von den schwarzen bruchstückartigen Schlacken, die den Zentralkegel der Astroni bilden und aus denen alle Schlackeneruptionen der Phlegräischen Felder bestehen. Es unterscheidet sich auch augenscheinlich von der weit mehr kristallinischen Lava des Monte Olibano und ähnelt am meisten der dichten aphanitischen oder phanerokristallinischen Lava der Solfatara, bis auf die viel stärkeren Veränderungen, die in dieser vorgegangen sind. Beim ersten Anblick merkt man keine Teilung in Bänke, aber bei näherer Besichtigung sieht man blasenreiche Lagen und wiederum andere mit offenbar fluidaler Struktur; zuweilen kommen sie auch in unvollkommen kugelartigen Massen vor, sichere Anzeichen einer beginnenden Veränderung. Das Gestein hat eine dunkelgelbe oder tiefgrüne oder graue Farbe und beim ersten Anblick sieht man keine Kristalle bis auf einige von Feldspat und Pyroxen, welche porphyrisch eingestreut sind.

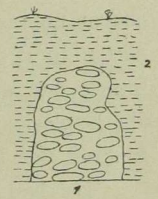


Fig. 14. Seitenlava der Astroni.
1. Lava; 2. grauer Tuff.

Das Gestein wurde von Scacchi[2]), Dell'Erba[3]), Pampaloni[4]) und dann von De Lorenzo und Riva untersucht; es ist ein Trachyt, dessen Grundmasse sehr spärlich Glas enthält (vgl. Kalkowsky[5])), ohne Poren und sozusagen ohne Spuren fluidaler Struktur. Sehr häufig kommen in ihr Nadeln von Sanidin vor, die die sogenannte hyalopilitische oder intersertale Struktur erzeugen, seltener, nach Pampaloni, solche von Anorthit, ferner Mikrolithen von Magnetit und Pyroxen, Augit oder zuweilen auch Ägirinaugit. Unter den Einsprenglingen, die in der Masse zerstreut vorkommen, sind zu nennen: Anorthit, weniger häufig Sanidin, der nach Riva und de Lorenzo natronhaltig ist, beide mit Nadeln von

[1]) A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques. Mâcon 1893. S. 329.
[2]) Scacchi, Campania, S. 236.
[3]) L. Dell'Erba, Sanidinite sod. pir. di S. Elmo, S. 183.
[4]) L. Pampaloni, Le roccie trachitiche degli Astroni nei Campi Flegrei. (Rend. R. Acc. Lincei. 5. Febr. 1899.)
[5]) Über den Piperno, S. 669.

Apatit; ferner Labradorit und Bytownit, titanhaltiger Magnetit, der nicht selten mit Höfen von Limonit umgeben ist, Augit, Ägirinaugit, seltener braune Hornblende, endlich, häufiger als Ägirinaugit Biotit, was Dell'Erba indes bezweifelt. Sodalith kommt nur ganz selten vor. Nach Dell'Erba fehlen Olivin, sporadisch und ungewiß kommt Nephelin vor; Akmit, Ägirin und Nephelin sind von Pampaloni und De Lorenzo und Riva nicht gefunden worden.

Die letzteren fanden in den Einsprenglingen Pyroxen vom Typus des Diopsid, ferner Leucit in wechselnder Menge, mit achtseitigen idiomorphen Durchschnitten von einem Durchmesser bis zu 0,3 mm mit polysynthetischer Zwillingsstreifung in den gröberen Kristallen und einem Brechungsindex von 1,508. In den Poren bemerkte Scacchi Kristalle von schwarzer Hornblende und von Sodalith. De Lorenzo und Riva gaben eine Analyse des Gesteins (a. a. O. S. 43).

Die Tuffe umgeben die Lava, wie das bereits Scacchi (a. a. O. S. 236) hervorgehoben hat, mit vollkommen regelmäßig horizontalen Bänken, so daß sie »non manifestano segno alcuno di essere stati disturbati dalla loro primitiva situazione« (Scacchi). Überdies heißt es auch von den Tuffschichten, welche in geringer Mächtigkeit oberflächlich die Lava bedecken, und die man sehr gut auf der inneren Wand des Kraters unterscheiden kann: »considerati nel modo di loro giacitura, da per tutto dichiarano con sufficiente certezza di essersi depositati sulla trachite dopo la sua emersione« (Scacchi). Hieraus folgt, daß der Ausbruch des Lavastroms vor der Bildung der umgebenden grauen Tuffe erfolgte, welche sie allmählich regelmäßig umgeben und bedeckt haben. Roth[1]) hat daher nicht Recht, wenn er jenen Strom einen »Gang im Tuff« nennt, den er also für eingedrungen in den Tuff nach dessen Bildung hält. Anderseits ist, wie bei der Lava der Solfatara, der Strom glatt abgeschnitten, wie alle Tuffschichten, welche ihn einschließen, völlig im Einklang mit dem inneren Teil des Explosionskraters. Dieser Umstand beweist von neuem unumstößlich, daß die Lava nicht in neuerer Zeit und nach der Bildung des Kraters mitten in den Tuff eindringen konnte, denn in diesem Falle würde sie sich gegen das Innere des Kraters gewendet haben. Überdies läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß die Explosion und die Bildung der kraterähnlichen Ebene später vor sich gingen, als der Ausfluß der kompakten Lava, und teilweise auch als der Ausbruch des Tuffes.

De Lorenzo und Riva sind der Ansicht, daß der Seitenstrom der Caprara der Rest eine trachytischen Kuppel gewesen sei, welcher zum äußeren Ring des Vulkans von Agnano gehörte. Ich halte diese Annahme für weniger wahrscheinlich als diejenige, welche den Strom den Astroni zuweist, weil er zu weit von der Achse des Kraters von Agnano entfernt liegt. Man müßte annehmen, daß er aus einem sekundären äußeren Krater herausgekommen sei, von dem sonst keine Spur existiert; vielmehr steht fest, daß er ursprünglich nach der Seite der Achse der Astroni fortsetzte.

Zentraler Schlackenkrater.

Mitten im Explosionskrater erhebt sich, nur etwas weniger gut erhalten als die der Senga oder des Monte Nuovo, der zentrale Schlackenkrater der Astroni.

Eine größere und vollkommenere topographische Karte, als wir sie tatsächlich besitzen, würde die näheren Umstände natürlich besser in die Augen fallen lassen. Der in drei Teile zerrissene Vulkan bedeckt eine unregelmäßig elliptische Fläche mit einer großen Achse von 750 m, einer kleinen von 650 m. Die tiefsten Punkte der Umgebung sind, soweit es die unvollständigen Aufnahmen angeben, südlich von der Oberfläche des Sees 74 m, nördlich 60 m, die größte Höhe des Kraters beträgt 80 m ü. d. M., 60 m

[1]) J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Berlin 1885, Bd. II, S. 246.

über der Ebene und findet sich auf dem westlichen Hügel Imperatrice, dem Hauptteil des Vulkans. Dem Gipfel entspricht aber nicht der Hauptkrater, dieser findet sich vielmehr in exzentrischer Lage auf der Ostseite des Hügels Imperatrice und trennt diesen von dem kleinsten Hügel auf der Ostseite, der Pagliaroni genannt wird. Ein anderer kleiner Hügel, genannt la Rotondella, befindet sich im N bei der Vaccaria. Vielleicht sind eine sekundäre Erhöhung im östlichen Hügel und die Rotondella die letzten Reste einer doppelten äußeren Umwallung des Vulkans. Der Hauptkrater hat eine elliptische Form mit den Achsen 225 m NW—SO und 100 m NO—SW, er ist steil, rauh und 30 m tief, senkt sich also bis 10 m ü. d. M. und ist wie der Hügel Imperatrice mit einer sehr dichten und undurchdringlichen Macchie bedeckt, die man jedoch jetzt gerade lichtet. Einst lag hier ein See, Cofaniello genannt, der nach der Austrocknung des Sees von Agnano verschwand, ein Beweis für die Durchlässigkeit seiner Wände. Eine Straße läuft auf der Ostseite der Ebene hin und trennt die beiden Hauptteile des Kraters, so daß man zu der Annahme berechtigt ist, sie folge einer in den letzten Stadien des Ausbruchs enstandenen Spalte. Südlich von dem Hügel Imperatrice befindet sich ein anderer kleinerer Krater von elliptischer Form, der in der Richtung NO—SW 200 m lang, 100 m breit und ca 20 m tief ist; auch hier befand sich früher ein kleiner, zeitweise ausgetrockneter See Breislak[1]), Hoffmann[2]) und Scacchi[3]) haben von diesem Krater gute Beschreibungen geliefert und letzterer auch eine geologische Karte, die von allen späteren Schriftstellern benutzt wurde; sie haben aber das Gestein des Zentralkraters mit dem Seitenstrom der Lava nach O verwechselt. De Lorenzo gibt eine genauere Darstellung, wenn er sagt[4]): »l'interna collina dell' Imperatrice è formata da un cono eruttivo centrale composto di tufo, pomice e scorie« und hinzufügt »da cui si versarono delle colate nel fondo del cratere«. Dieser Darstellung sind er und Riva auch in ihrer späteren Abhandlung gefolgt[5]).

Die Hügel der Pagliaroni und der Rotondella bestehen nach ihnen aus Lavaergüssen, nach meiner Ansicht aus Schlacken, die größtenteils in Haufen vorkommen, ohne aber eigentliche Lavaergüsse zu bilden. In den Pagliaroni bemerkt man überall das Gestein an den Abhängen, auch wenn sie von der Vegetation ganz und gar überwuchert sind. ebenso auf der Straße, welche sozusagen mitten durch den Vulkan geht; es ist stets eine Schlacke, welche augenscheinlich mit derjenigen des Monte Nuovo übereinstimmt und besonders mit der der Fossa Lupara, niemals bedeckt von hellen Tuffen oder anderen fremden Gesteinen. Scacchi (S. 236), Roth (S. 516), Scrope (S. 322) auch De Lorenzo und Riva haben die Ansicht ausgesprochen, daß es sich um eine trachytische Lava handelt, die aus dem Krater ausgeflossen ist. Sie ist selten dicht oder glasig und mit fluidaler Struktur, sondern meist schwammartig oder bimssteinartig, grau, schwarz wie Graphit, bläulich oder violett, zuweilen erdfarben, grünlich oder gelblich infolge von oberflächlichen Veränderungen. Nach meiner Ansicht handelt es sich um eine Anhäufung von Lapilli, die zuweilen sehr klein sind, oder von Schlacken in kleinen und großen Dimensionen, die eng gedrängt aneinander liegen, nicht um einen wahren Lavastrom. Häufig sind die Bruchstückchen, wie bei den Vulkanen des Monte Nuovo und der Senga, im Innern kompakter, nach außen hin schlackenartig.

Es handelt sich hier um einen Sodalithtrachyt, der dem Aussehen nach dem der Senga und der Fossa Lupara ähnelt. Untersucht haben ihn Rosenbusch[6]), Pam-

[1]) Campanie S. 64ff.
[2]) Hoffmann, a. a. O., 1839, S. 221.
[3]) A. a. O., S. 236.
[4]) De Lorenzo, Studi di geol. nell' App. merid., S. 95.
[5]) Il cratere di Astroni.
[6]) Mikrosk. Phys. 3. Aufl., Bd. II, S. 750, 756.

paloni[1]) nach den von mir gesammelten Exemplaren, dann De Lorenzo und Riva und wahrscheinlich Lacroix[2]). Letzterer sammelte rechts von dem Fußsteig, welcher von dem Torre d'Ingresso kommt, die Fahrstraße kreuzt und gegen den Hügel Imperatrice führt, zusammengebacken mit Bimsstein ein Gesteinsbruchstück, welches er Leucittephrit mit Leucit und Hauyn nennt. Die Kontaktzone wird von langen Kristallen von dunkelgrünem Augit gebildet, mehr nach innen zu ist das Gestein reich an Körnern von gelbem Augit.

Die Grundmasse ist überwiegend glasig mit sehr zahlreichen Poren, dunkel, voll von dunklen Opaciten, die zuweilen von Staub von Hämatit oder Limonit begleitet oder darin umgewandelt sind, welche häufig die Gasporen auskleiden. Häufig kommen Sanidin-Mikrolithen mit fluidaler Anordnung vor, manchmal vereinzelt, manchmal in Gruppen zu Bündeln mit keraunoider Struktur, ferner Körnchen oder Kristalle von Magnetit und Augit. Unter den Einsprenglingen überwiegen meist in gröberen Kristallen die Feldspate, meist Natron-Sanidin mit Einschlüssen von Apatit und anderen Gemengteilen; seltener kommen Anorthit mit Bytownit und Labradorit vor, manchmal treten Plagioklase und Sanidin in gleicher Menge auf, außerdem Körner und Kristalle von titanhaltigem Magnetit, Kristalle von gelblichgrünen oder hellgrünem Augit, seltener Hornblende und auch Biotit, der aber auch zuweilen ziemlich reichlich vorkommt. De Lorenzo und Riva erwähnen auch Ägirinaugit und einen Pyroxen vom Typus des Diopsid. Um die Kerne des Augits und des Ägirinaugits bemerkte Rosenbusch (S. 750) parallelle Fortwachsungszonen von grünem Ägirin und braungelblichem Akmit. De Lorenzo und Riva fanden (S. 46), daß Akmit in den schlackenartigen Varietäten seltener vorkommt, häufiger dagegen in den kompakteren Varietäten, namentlich am Beginn des Weges, welcher vom Eingang nach der Rotondella führt; auch fanden sie, wenn auch äußerst selten, Leucit. Sodalith ist selten, während Hauyn von dunkel- oder hellblauer Farbe und mit den gewöhnlichen Gaseinschlüssen und Magnetiten in einigen Hohlräumen sehr häufig ist. Breislak (S. 64) fand in den Höhlungen der Lava Kügelchen von Hyalit. Abgesehen von der geringen Kristallisation, hinsichtlich derer diese Gesteine sozusagen als trachytische Vitrophyre angesehen werden können, existiert kein wesentlicher Unterschied zwischen ihnen und den Trachyten des schon betrachteten Seitenstroms. Diese trachytischen Schlacken gleichen also denen der Senga, nur kommen in ihnen nicht die Feldspat-Sphärolithe vor. Vielleicht haben auch die Schlacken der Senga häufiger Einsprenglinge von größeren Dimensionen. Weiter unten werde ich über die Analysen von De Lorenzo und Riva (a. a. O. S. 48) berichten.

Ich glaube, daß Rosenbusch mehr diese Gesteine im Sinne hat, als die noch weniger erforschten Schlacken des Zentralkraters, wenn er das Gestein der Astroni als augitischen Trachyt vom Ponza-Typus bezeichnet (S. 766).

In diesem Gestein finden sich bemerkenswerte, von Lacroix beschriebene Einschlüsse, die denen vom Vesuv gleich, anderen von Latium verwandt sind. Auf dem Wege, der von SO nach NW das Gehölz der Pagliaroni durchschneidet, findet man etwas mehr als 100 m von der Einmündung in die breite Ringstraße, da wo der Weg auf einige Meter Tiefe in das Terrain einschneidet, daß dasselbe in dem Umfang einiger Quadratmeter aus einem Gestein besteht, welches Ähnlichkeit mit den Fragmenten mit Humboldtilith besitzt, die in den Schlacken des großen äußeren Ringes eingeschlossen sind und auch von de Lorenzo und Riva (S. 28, 48) erwähnt werden. Lacroix (S. 326) schreibt darüber: »Dieses Gestein besteht aus einem Geflecht von Kristallen von Humboldtilith, die zuweilen gelblichrot gefärbt sind und 0,5 cm Länge erreichen. Mit bloßen Augen kann man auch grünen Augit bemerken, welcher mit dem Humboldtilith

[1]) Pampaloni, Le roc. trach. d'Astroni.
[2]) L. c. S. 329.

gleichaltrig zu sein scheint und im allgemeinen tadellose Gestalt besitzt.« Glaseinschlüsse mit Pore sind im Humboldtilith reichlich, sie fehlen dagegen im Pyroxen... Apatit ist in den erwähnten Mineralien und den Drusen eingeschlossen... ebenso Phacelit mit Glaseinschlüssen in Gestalt von langen Kanälen und Nädelchen von Augit; die miarolitischen Poren des Gesteins sind häufig erfüllt mit Leucit ohne bestimmte Gestalt, der deutlich polysynthetische Zwillingsstreifung aufweist. Einige Stücke zeichnen sich durch schwarze Adern aus, in denen man mit bloßem Auge Apatit und Phacelit erkennen kann; sie bestehen aber besonders aus Leucit, sowohl in großen Individuen, wie auch in kugeligen Kristallen, die sich aneinander anlehnen oder mit einem Gemenge von Hauyn und Humboldtilith umgeben sind. Hauyn ist mit seinen langen Einschlüssen auch im Leucit eingeschlossen. Der Humboldtilith hat viele eisenhaltige, undurchsichtige Einschlüsse, die aber in den großen Kristallen fehlen, die nicht von Hauyn begleitet sind. Auch findet sich Augit, nach De Lorenzo und Riva Ägirinaugit, in großen Kristallen oder in langen Stäben; häufig verwandelt er sich an der Oberfläche in Ägirin.« Hie und da kommen Labradorit von einer späteren Generation als der Leucit vor und sekundärer Calcit. De Lorenzo und Riva konstatieren außer Labradorit auch Sanidin.

Der an der Basis ca 100 m haltende, ca 20 m hohe Hügel der Rotondella besteht aus derselben Schlackenmasse wie die Pagliaroni, mit dem er auch im Zusammenhang steht (siehe de Lorenzo und Riva, S. 51). Die reichlich glasige Grundmasse ist voll von Mikrolithen von Sanidin und Ägirinaugit mit Magnetit und wenigem Sodalith. Die Einsprenglinge bestehen aus Sanidin, Bytownit-Anorthit, mit peripherischen Zonen von Labradorit und Sanidin, grünlichem Augit, Ägirin, braunem und rotem Biotit und Apatit, titanhaltigem Magnetit, sehr selten Leucit, welcher sich nur nach der Methode von Thoulet finden läßt. Ich werde später die Analysen von De Lorenzo und Riva (S. 52) mitteilen.

Der Hügel Imperatrice, welcher der höchste der Zentralgruppe ist, der er den Namen gibt, erhebt sich etwa 70 m ü. d. M. und ist 700 m lang und 400 m breit. Nach den Beobachtungen von De Lorenzo ist er aus gelblichem oder hellgrauem Tuff zusammengesetzt, welcher leicht zerbröckelt, mit Bänken von Schlacken und zahlreichen Bimssteinen und weniger häufigen gleichalterigen Obsidianen, so daß sie sich, meiner Ansicht nach, von den übrigen inneren Schlackenbänken nur durch das zahlreiche Auftreten von Tuffbestandteilen unterscheiden, wie man das auch beim Monte Nuovo bemerken kann. Meiner Ansicht nach unterscheidet sich der Tuffkegel Imperatrice von der äußeren und älteren Umwallung des Kraters dadurch, daß ein großer Teil der Schlacken, wie auch der trachytischen Bruchstücke, welche sich im Tuffe der Umwallung selbst finden, nicht gleichalterig ist, sondern von vorangegangenen Ausbrüchen herstammt und dadurch größere Änderungen erlitten hat. Die Tuffe bestehen nach De Lorenzo und Riva (S. 54) gewöhnlich aus Fragmenten verschiedener Mineralien, von Bimssteinen, Obsidianen und verschiedenen Trachyten und stimmen mit denjenigen der äußeren Umwallung überein. Olivin und Sodalith sind äussert selten, Leucit kommt gar nicht vor, Bimssteine und Obsidiane sind die gleichen wie in der äußeren Umwallung, ebenso die schwärzlichen Schlacken (S. 55). Unter den trachytischen Auswürflingen dominieren die aschfarbenen Varietäten, selten kommen schwärzliche Trachyte vor, es fehlen die aphanitischen Varietäten. Einige graugelbe Bruchstücke haben zur Grundmasse Mikrolithe von Sanidin mit einigen Kalk-Natronfeldspaten, Augit und Biotit und Einsprenglinge von Sanidin, Bytownit, Augit und Biotit (De Lorenzo und Riva, S. 55).

Dem Alter nach ist dieser Schlackenkrater später als die Bildung der kraterförmigen großen Einsenkung, ja man könnte dazu geführt werden, anzunehmen, daß der Schlackenausbruch auch viel später geschah als der Erguß der seitlichen Lava, und daß zwischen diesen beiden Ausbrüchen kein anderer Zusammenhang besteht, als eine zufällige Nachbarschaft.

Wir haben übrigens gesehen, daß zwischen den beiden Gesteinen auch physikalische und mineralogische Unterschiede bestehen. Nach v. Buch[1]), welcher auch ein Bild des Kraters gibt, hätte die Lavamasse des zentralen Hügels die Erhebung des ihn umgebenden Tuffes verursacht, er übersieht aber, daß eine Berührung nicht vorhanden ist, und daß ein ringartiger Raum zwischen der Lava und dem Tuff existiert.

Scacchi (l. c. Taf. II) setzt in einem theoretischen Profil, das andere kopiert haben, voraus, daß die beiden Eruptivgesteine, das zentrale und das seitliche, zu einer einzigen Masse zusammengehören. Derselben Ansicht war auch v. Buch; Gegner war Omalius d'Halloy[2]).

Die Tatsachen sprechen aber direkt dagegen. Das Magma, von dem beide Gesteine herstammen, mag dasselbe gewesen sein; man mag auch zugeben, daß im Boden der Ebene von Astroni unter der jüngsten Alluvion von wieder aufgearbeiteten Tuffen die Masse der seitlichen Lava fortsetze und selbst in Berührung mit den zentralen Schlacken komme, welche über die schon gebildete Ebene ausgebreitet wurden, aber die beiden benachbarten und sich vielleicht berührenden Gesteine sind doch nach Alter und Herkunft verschieden und stehen jedenfalls nicht miteinander im Zusammenhang.

Fassen wir die Hauptdaten über die Geschichte des Vulkans der Astroni zusammen, so können wir sagen, daß dort zuerst ein wirklicher Lavaerguß stattgefunden hat. Geraume Zeit, nachdem dieser erkaltet war, erfolgte vielleicht durch dieselben Auswege, durch welche der Erguß stattgefunden hatte und als letzte Wirkung der Ereignisse, welche ihn begleitet hatten, erfolgte eine Explosion, welche den sehr regelmäßigen Ring des gegenwärtigen Kraters entstehen ließ. Der Ring der Astroni und ähnlicher Vulkane kann sich nur gebildet haben als Wirkung einer Explosion, welche ihren Ausgangspunkt an einer Stelle nahm, die nicht weit von der Oberfläche entfernt war; diese Explosion schleuderte vulkanische Gesteine, die sich viel früher im Innern gebildet hatten, die Lava der Ostwand des Kraters und die schon aufgehäuften Tuffe der benachbarten Vulkane in die Luft. Als die Explosion vorüber war, fand, vielleicht als ihre letzte Kraftäußerung und durch dieselben Auswege, die Schlackeneruption des Zentralkegels statt und ebenso die des Hügels Imperatrice. Dieser war ein wirklicher Vulkan wie die Senga und der Monte Nuovo, hervorgebracht durch einen subaërischen Ausbruch, welcher wahrscheinlich in einer viel kürzeren Zeit vor sich ging, als derjenige der Senga. Nachfolgende Explosionen bildeten in den letzten Stadien des Ausbruchs in der Fortsetzung der größten Achse des Hauptkraters einen Riß, verrückten den Krater und bildeten eine andere kleine seitliche Vertiefung. Als letztes Produkt der vulkanischen Tätigkeit traten hier und da Exhalationen schwefeliger Säure und Fumarolen auf, welche das Gestein bleichten oder die eisenhaltigen Gemengteile in Limonit überführten, sie hellrot färbend. Spuren ähnlicher Veränderungen kann man im östlichen Hügel sehen, längs der Straße, welche der Spalte im Innern folgt. Hier wie in anderen Teilen bemerkte sie schon Roth, der sie, ich weiß nicht mit welchem Rechte, für Erzeugnisse der Chlorwasserstoffsäure hielt; in den Rissen des Gesteins beobachtete er Kristalle von Eisenglanz. Es gab dort auch Thermen, die schon Pietro da Eboli (1212—21)[3]) erwähnte. Die Inschrift vom Jahre 1668 an dem sogenannten Grabe von Virgil in Neapel am Eingang in die alte Grotte von Pozzuoli[4]), ebenso Philiatri[5]) in seinem Werke über Thermologie erwähnen die Thermalquelle von Astroni, die in der Ebene lag, rechts, wenn man von Torre d'Ingresso kommt, nahe bei dem ersten See; Hamilton[6]) konnte aber ihre Spuren nicht mehr auffinden.

[1]) v. Buch, Physik. Beschreibung der Canarischen Inseln. S. 338—47: Über Erhebungskratere u. Vulkane.
[2]) Atti settima adun. soienz. it. 1846, S. 1123.
[3]) Carmen de balneis Puteolanis.
[4]) Sarnelli, Guida de Forestieri, S. 6.
[5]) S. B. Philiatri, Thermologiae Aragoniae. Napoli 1668.
[6]) Hamilton, a. a. O. S. 67.

Der Schlackenausbruch ist früher anzusetzen als derjenige der Senga, weil die Schlacken dieses Vulkans die äußeren Abhänge des Tuffkraters der Astroni bedecken, außerdem sind, wie ich bereits hervorgehoben habe, die Bildungen der Astroni weniger vollkommen erhalten. Bei dieser Aufeinanderfolge von Phänomenen ist der Krater der Astroni geradezu ein klassischer, er erinnert ungemein an den Vesuv und die Somma, indessen hat er bedeutend kleinere Dimensionen und regelmäßigere Bildungen. Schon Roth[1]) hat diesen Vergleich angestellt.

Der ebene Boden des Kraters wird von Anhäufungen eingenommen, die von den umliegenden Abhängen stammen, weil sie aus Bruchstücken von Feldspaten, Augit, Magnetit und anderen Mineralien vulkanischen Ursprungs bestehen. Unter den anderen gelegentlichen Bruchstücken finden sich Bimssteine in kleinen Stücken, welche sich lange Zeit auf dem Wasser schwimmend erhalten und dann von anderen schwereren Materien getrennt, in Haufen ans Ufer kommen, im kleinen eine Erscheinung darbietend, wie sie sich im großen überall im See- oder Meereswasser wiederholt.

V. Fondo Riccio und Concola.

Von diesem ausschließlich Schlacken führenden Krater, der denen der Senga und Astroni gleicht, aber älter und tief zerstört ist, sind nur wenige Schlacken untersucht von Monticelli[2]), Breislak[3]), Scacchi[4]) und Roth[5]). Als ein besonderer Krater wurde er von de Lorenzo[6]) angesprochen gelegentlich einer mit mir unternommenen Exkursion (vgl. Fig. 12 S. 40).

Auf dem Abhang des Kraters von Campiglione zeigen sich westlich vom alten Kloster S. Angelo auf dem Wege, der den gleichnamigen Hohlweg hinabsteigt, oberhalb der Casa Manganella der topographischen Karte Italiens oder Volpe der neapolitanischen Karte, von einer Höhe von 250 m an abwärts auf dem Boden rote Schlacken, die allmählich immer häufiger werden und von 180 m abwärts eine zusammenhängende mächtige Masse bilden, bis bei dem sogenannten Fondo Riccio (auf den neapolitanischen Karten Perillo genannt) eine nicht gerade umfangreiche aber ziemlich deutliche Vertiefung zum Vorschein kommt, welche nach vielen Anzeichen der alte Krater des Vulkans gewesen zu sein scheint, obwohl er sich nicht im mathematischen Mittelpunkt der ausgeworfenen Schlackenmassen befindet, sondern nahe ihrem äußersten östlichen Ende.

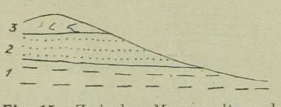


Fig. 15. Zwischen Manganella und Fondo Riccio.
1. Grauer Tuff; 2. erdiger Puzzolan; 3. Boden der Oberfläche.

Diese Vertiefung, die sich noch auf dem äußersten Abhang des Kraters von Campiglione zwischen 120 und 150 m und mindestens 80 m über der Ebene von Teano befindet, ist regelmäßig kreisförmig mit 200 m Durchmesser und ca 10—15 m tief. Ringsherum, ausser vielleicht an einigen Stellen im O, finden sich Anhäufungen von Schlacken, welche mehr oder weniger deutliche Bänke bilden, die alle gegen das Innere der Umwallung einfallen und, obwohl sie nur 1—2 m mächtig sind, die Kraternatur der Vertiefung deutlich bekunden. Nach innen zu findet man

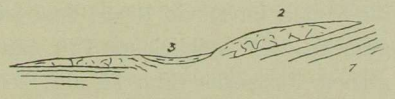


Fig. 16. Schematisches Profil durch den Schlackenkrater des Fondo Riccio. Maßstab 1:12000.
1. Gelber Tuff; 2. Schlacken; 3. grauer Tuff.

[1]) Roth, Studien am Monte Somma, S. 6.
[2]) Monticelli, In agrum puteolanum camposque phlegraeos commentarium. Neapoli 1827, S. 12.
[3]) Essais minér. S. 223.
[4]) Campania S. 237.
[5]) Roth, Vesuv, S. 513.
[6]) G. de Lorenzo, Il cratere di Vivara nelle isole Flegree. (Atti R. Acc. d. Sc. fis. e mat. Napoli 1901, Sér. 2ª, Vol. X.)

das Einfallen nur auf einem ziemlich beschränkten Raum, nach außen zu erstreckt es sich weiter und ohne Unterbrechung. Die kraterähnliche Vertiefung ist mit kleinen Bimssteinen und sehr feinem Tuffe angefüllt, der entweder durch Auswaschung aus den benachbarten Schlackenmassen oder durch Bäche dort angehäuft sein kann, welche von den höheren Abhängen des Berges Corvara herabkamen.

Fig. 17. Vom Krater des Fondo Riccio bis Via Campana. 1:100000.
1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff; 4. Hypokristallinische Schlacken.

Ich glaube nicht, daß es sich hier um die Auffüllung eines kleinen Seebeckens handelt, weil der Boden für das Wasser zu durchlässig ist. Geht man den Hohlweg hinab, so bemerkt man 60 m über der Ebene von Teano das Liegende der Schlacken, das aus gelbem pisolithischem Tuff besteht, der in ziemlich regelmäßigen Bänken 6° nach S einfällt, und den man auf der Südseite und auf der Westseite des Hügels durchschreitet, ohne weiter auf Schlacken zu stoßen. Auf der Nordwestseite setzen sie sich fort und werden auf eine kurze Strecke auch von dem Hohlweg gekreuzt, auf dem Boden des Tales zwischen Monte Rosso und Monte Corvara westlich vom Pittariello. Westlich von der Vertiefung bilden sie eine ziemlich ausgedehnte Masse beim Landgut Manzella um die Concola herum auf dem östlichen Abhang des Monte Rosso, der ihnen vielleicht seinen Namen verdankt.

Die Concola ist eine ziemlich regelmäßige elliptisch geformte Vertiefung, welche sich weit nach O gegen das Tal ausdehnt, die Länge wie die Breite beträgt 120 m, die Tiefe mindestens 50 m; ich würde sie für eine Grube im Tuff halten, wenn sich nicht der gelbe Tuff nur in der Tiefe im südlichen Teile befände und von einer Beschaffenheit wäre, die sich wenig zu technischen Verwendungen eignet, während der größte Teil der Wände aus Schlacken besteht. Auch halte ich sie nicht für einen Schlackenkrater, weil die Schlacken nicht ringsherum angehäuft sind, sondern in Bänken auftreten, welche von SW nach NO einfallen und einen wenig mächtigen Mantel nach Süden und fast den ganzen Absturz nach Norden bilden. Ich bin daher der Meinung, daß die Concola ein seitlicher Explosionskrater ist und sich später gebildet hat als derjenige, der die Schlacken auswarf.

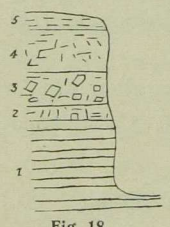


Fig. 18.
Die Concola.
1. Gelber Tuff;
2. Schlacken;
3. Breccie;
4. Rote Schlacken;
5. Grauer Tuff.

An keiner anderen Stelle des Monte Rosso finden sich Spuren von Schlacken, sie sind vielleicht unter dem Tuff begraben, da sie sich auch nicht in der Umgegend finden, sondern nur am Rande der Spalte, die wahrscheinlich bei der Explosion entstand und südlich vom Kloster Sant' Angelo am Bezirk von Teano liegt, und in kleinen Quantitäten und von geringen Dimensionen bis zum inneren Abhang des Campiglione östlich von dem erwähnten Kloster. Über den Schlacken folgt kein anderes Gestein; nur mitten im Krater, im Fondo Riccio fand ich Decktuff: oberflächlich abgeglittene Massen von dunkelgrauem oder gelblichem Tuff mit Stücken von grauem Bimsstein und einer Art tonigen grauen Puzzolans (Fig. 15 auf S. 55) bilden das Hangende, das meist $^1/_2$—$1\frac{1}{2}$ m mächtig ist, mit einer ziemlich unregelmäßigen Kontaktfläche; in einigen Punkten aber, im höchsten Teile des Abhangs von Sant' Angelo haben sie dieselbe Neigung wie der Hügel selbst, welche etwa 6° nach W 20° S beträgt. Eine dünne Schicht feinen grauen Tuffs deckt sie in den höchsten Partien der Concola.

Kein anderer Schlackenvulkan der Phlegräischen Felder ist so gänzlich zerstört wie dieser, obwohl seine Grundzüge noch erhalten sind. Indessen sieht man, besonders auf der Westseite des Landguts Riccio, bis zu 30 und 60 m hohe Schlackenwände.

Die Schlacken scheinen etwas kompakter und häufiger in dem unteren Teile zu sein, der direkt über dem gelben, pisolithischen Tuff in dem Hohlweg von Sant' Angelo liegt,

im übrigen sind sie stets blasig und sehr schwammig. Zuweilen bestehen die Stücke aus konzentrischen Zonen, oder sie sind innen blasig, außen kompakt; auch gänzlich kompakte Stücke, wie sie beim Monte Nuovo vorkommen, fehlen nicht. Sie sind in ziemlich regelmäßigen oder wenigstens im großen unterscheidbaren Bänken angehäuft und bestehen in den entfernteren Punkten gegen Sant' Angelo, aus Bruchstücken, die so groß sind wie eine Haselnuß, oder aus eckigen Massen von jeder Größe von 1/2 m und weniger Halbmesser ohne irgend eine Kohärenz und sehr leicht zu zerbröckeln. Sind sie groß, so sind sie wie Fladen breitgedrückt, und zuweilen, wie z. B. auf dem Landgut Riccio, sehen sie wie Seil-Lava aus, als wären sie eine Zeit lang geflossen. An derselben Stelle finden sich in den Schuttmassen zahlreiche Bomben von verschiedener Größe.

Die Farbe und einige andere Eigenschaften wechseln in verschiedenen Punkten des Vulkans. Um das Landgut Riccio haben die Schlacken eine sehr lebhafte rote bis weinrote Farbe, wie man sie sonst in den Phlegräischen Feldern nicht antrifft, dann wechseln auch rote und schwarze in gleichem Verhältnis miteinander ab. Sie sind beim Pittariello und an der Concola ganz schwarz und haben bei der Concola, wo sie im allgemeinen seltener auftreten, größere Dimensionen. Südöstlich vom Landgut Riccio sind sie auf eine kurze Strecke hin gelblichweiß, jedenfalls durch die Wirkung der gasigen Ausströmungen. Dort findet man auch Poren mit Eisenglimmer angefüllt, die auch von Monticelli (S. 12) beobachtet wurden, und zwar in ziemlich großen Blättchen.

Diese Gesteine sind petrographisch noch nicht genau untersucht. In den dichteren Bruchstücken der Schlacken bemerkte Roth Sanidin, in den mehr blasigen grünen Augit und etwas Biotit. Manasse[1]), der sich an dieses Studium gemacht hat, fand, daß alle Schlacken zum Augit- und Ägirintrachyt gehören. Die schwarze Schlacke der Concola und diejenige des Weges nach Moscaglione zeigt schon mit bloßem Auge wenige Einsprenglinge von Feldspat, Biotit und Pyroxen. Unter dem Mikroskop findet man sie bestehend aus einem sehr blasigen, helltabakfarbenen Glas mit höchstens 20/100 mm langen Mikrolithen und Bündeln von Sanidin und häufiger auch von Augit. Unter den Einsprenglingen finden sich Sanidin mit Einschlüssen von Glas, Apatit und anderen Gemengteilen einschließlich Plagioklas, wahrscheinlich auch Anorthoklas und häufiger Kalknatron-Feldspat, der vorwiegend zum Anorthit gehört, aber auch zum Andesin und vielleicht zum Oligoklas. Der grüne Augit mit Einschlüssen von Glas, Magnetit und Apatit ist stets von einem großen Kranz von Magnetit umgeben und häufig von einer Hülle von Ägirin, welcher sich auch in selbständigen Kristallen findet. Hornblende, auch von Magnetit begleitet, kommt sehr selten vor; häufiger ist Biotit, nicht selten Hauyn. Magnetit kommt in Körnchen vor, welche das Glas dunkel färben, außerdem in großen Körnern und wird von einigen Flecken von Hämatit begleitet.

Die rote Schlacke der Concola[2]) besitzt dieselben Eigenschaften, hat vorwiegend Einschlüsse von Plagioklas, aber ohne Hornblende und Hauyn in einer roten, sehr porösen Glasmasse. Magnetit wird meistens ersetzt durch Hämatit mit etwas Limonit. Manasse hat einige Analysen der Schlacken des Muscaglione und der Concola, zugleich mit einer Analyse der Schlacken vom Landgut Riccio, welche ziemlich reich an Eisenglimmer sind, gemacht, von denen ich eine hier mitteile. SiO_2 51,48; Al_2O_3 17,80; Fe_2O_3 14,27; F_2O 1,59; MnO 0,15; CaO 0,89; MgO 1,04; K_2O 5,64; Na_2O 4,94; Cl 0,46; P_2O_5 Spuren; SO_3 Spuren; Co_2 Spuren; Verlust 0,79; Summe 99,05. Zum Unterschied von den Schlacken der Senga, der Astroni und des Monte Nuovo finden sich unter ihnen bald mehr, bald

[1]) E. Manasse, Rocce trachitiche del cratere di Fondo Riccio nei campi Flegrei I. (Rendiconti Acc. Lincei sc. fis. e mat., 19. gennaio 1902.)

[2]) Manasse, a. a. O. 2 Febb. 1902.

weniger verschiedenartige eckige Bruchstücke. Darunter sind solche von gelbem Tuff besonders häufig und von großen Dimensionen in der Concola und beim Pittariello; beim Landgut Riccio befinden sich bis 1/2 cbm große durch die Hitze gerötete Bruchstücke. Dort findet sich auch kompakter Trachyt oder solcher, der durch Mineralien bildende Agentien tief zersetzt und bimssteinartig geworden ist. Bei gewissen Stücken von 1 cbm und mehr erkennt man sehr gut, daß sie beim Herabfallen die unterhalb befindlichen schlackenartigen Bruchstücke zerhackt und zerdrückt haben. Es findet sich dort auch kompakter Trachyt mit reichlichem Glimmer, einem Gestein, das man sonst gewöhnlich hier nicht antrifft; diese Bruchstücke sind, soweit sie sich innerhalb roter Schlacken befinden, durch die Hitze rot gefärbt, sei es durch und durch, sei es nur an der Oberfläche. Der Trachyt kommt mehr in großen Stücken als in kleinen Fragmenten vor. Einige davon hat Manasse (a. a. O., 2. März 1902) beschrieben. Der kompakte Trachyt, mit 62,60 Proz. Kieselsäure, hat eine fluidale, glasige, farblose Grundmasse mit Mikrolithen von Sanidin, seltener mit Augit, Biotit und Magnetit mit Limonit. Die Einsprenglinge sind Sanidin mit Einschlüssen von Gasen, Glas und Apatit, seltener Plagioklas, der wahrscheinlich Andesin ist, häufiger sind Augit, dann Biotit und Magnetit mit Flecken von Limonit und Hämatit. Der poröse Trachyt besteht fast gar nicht aus glasiger Masse, vielmehr meist aus Mikrolithen von Sanidin, auch von Kalknatron-Feldspat, der in der Mitte zwischen Oligoklas und Andesin liegt und aus sehr zersetztem Biotit. Die Einsprenglinge sind selten Sanidin, häufiger Kalknatron-Feldspat, d. h. meist basischer Andesin, aber auch Bytownit und Anorthit, die häufig trübe und mit undurchsichtigem Stoffe bedeckt sind, ferner Biotit häufig mit Einschlüssen von Apatit, und Magnetit, der 58,60 Proz. Kieselsäure enthält.

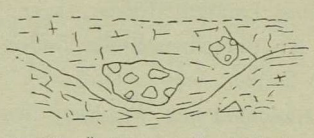


Fig. 19. Östlich von Fondo Riccio. Trachytbomben, welche Schlackenbänke zusammenpressen.

Der ziemlich poröse, dunkelrote Biotittrachyt hat eine Grundmasse von Mikrolithen von Sanidin, Biotit, selten Augit und Apatit mit Flecken von Hämatit und Limonit. Die Einsprenglinge sind meist Biotit, der häufig zersetzt ist, durchsichtiger Sanidin, Bytownit und Anorthit, Pyroxene von der Reihe Diopsid—Augit. Er enthält 52,74 Proz. Kieselsäure.

Ein von mir nahe bei dem Fondo Riccio aufgesammeltes Stück besteht aus Sodalithtrachyt ähnlich demjenigen des Monte di Procida. Obsidian kommt sehr selten vor. Hellfarbige Bimssteine kommen nur zusammen mit Tuff nördlich von der Concola entlang einer Vertiefung, welche sich zum Monte Rosso erstreckt, in beträchtlichen Massen vor. Auch Breislak[1]) hat sie dort festgestellt, und Manasse hat eine Analyse davon gegeben, die ich weiter unten mitteile.

Bei dem Gute Pittariello und am Fußpfad, der von Teano zum Monte Ruscello führt, fällt der gewöhnliche gelbe pisolithische Tuff nicht mehr nach W, sondern 10° nach SO ein, so daß es scheinen könnte, als bildete er eine Synklinale längs jenes Tales. Die Schlacken über ihm sind sämtlich schwarz von breitgequetschter Gestalt und bilden 0,50 m mächtige Lagen von 3—4 m Durchmesser. Sie sind sehr reich an großen Einschlüssen von gelbem Tuff, die bis 1 cbm Größe erreichen und an Trachyten. Um die Concola herum bemerkt man die Schlacken nur an ihren steilen Wänden, sie erreichen eine geringere Mächtigkeit auf der Süd- als auf der Nordseite, wo sie sich in einem kleinen Hohlwege fortsetzen und dann mit denjenigen des Fondo Pittariello und des Fondo Riccio sich vereinigen.

Eine dünne Schicht grauen Tuffes verbirgt sie auf der Höhe des Monte Rosso; in der Tiefe ruhen sie auf dem gewöhnlichen gelben pisolithischen Tuff. Am Fuße kommen die roten und schwarzen Schlacken im Verhältnis zu den großen und zahlreichen Aus-

[1]) Essais min., S. 223.

würflingen von gelbem Tuff selten vor. Breccien von Schlacken und Tuff finden sich in einigen Punkten auch in den höheren Bänken eingeschaltet.

Bimssteine kommen am Fuße der Concola wenig vor, häufig jedoch in großen Stücken nach N zu und zwar mit Tuffbruchstücken, welche durch ihre abgerundete Form Spuren der Fortbewegung durch Wasser zeigen, und mit großen breitgequetschten schwarzen Schlackenstücken. Man kann wohl annehmen, daß während der ersten Periode des Ausbruchs viele Materialien ins Meer gefallen sind.

Wir fassen unsere Auseinandersetzungen dahin zusammen, daß ziemlich lange nach der Bildung des Kraters von Campiglione, und als derselbe und die umliegenden Hügel niedriger waren und dem Meere näher lagen, am tiefsten Punkt des westlichen Abhangs des Kraters eine Schlackeneruption stattfand, welche ihren Krater im heutigen Fondo Riccio besaß.

Der Krater lag etwas exzentrisch, vielleicht weil auch andere sekundäre Schlöte sich mehr nach W öffneten oder weil auf dieser Seite Einsenkungen, auf der Ostseite Anhöhen vorhanden waren, jedenfalls ist es Tatsache, daß auf der Westseite die Schlacken sich weiter ausgebreitet haben. Die ununterbrochene Kontinuität verbietet unzweifelhaft anzunehmen, daß die Schlacken der verschiedenen Gegenden verschiedene Zentren besitzen, obwohl sie sich durch weniger bedeutsame Eigenschaften ein wenig voneinander unterscheiden.

Die Explosionen brachten im Beginn des Ausbruchs viele und große Auswürflinge vom unterliegenden gelben Tuff heraus, sodann Schlacken mit verhältnismäßig wenig Projektilen von Tuffen und Trachyten. Wirkliche Lavaströme erschienen nicht. Vielleicht fielen die anfangs ausgeworfenen Massen ins Meer. Die folgenden, mit der langsamen Emersion des Bodens gleichzeitigen Denudationen haben teilweise die Schlackenanhäufungen freigelegt, die Täler vertieft und die ausgeworfenen Massen in zwei oder drei Teile geteilt. Die größte Ausdehnung der Schlackenmasse von der Concola gegen die Manganella betrug 2 km, die größte Breite ungefähr 750 m. Scacchi[1]) war der Ansicht, daß diese Schlacken vom Tuffkrater des Campiglione herausgeschleudert worden waren, aber der Augenschein lehrt, daß diese Ansicht unrichtig ist.

VI. S. Maria del Cavone. S. Maria del Pianto.

Auf einer Strecke von mehr als $2\frac{1}{2}$ km liegen in Neapel von S. Maria del Cavone und besonders von der Barriera dei Ponti Rossi bis S. Maria del Pianto, durch Zwischenräume unterbrochen, die Reste eines Ausbruchs, der zwischen dem Auswurf der gelben und der grauen Tuffe stattfand. Seine Produkte sind längs des Cavone gut erkennbar. Nur Breislak hatte trachytische Schlacken bei S. Maria al Monte, etwas weniger als 2 km nordwestlich von S. Maria del Pianto und in den dazwischen liegenden Schluchten beobachtet.

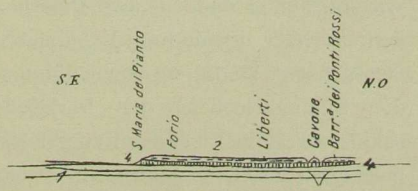


Fig. 20. Von S. Maria del Pianto bis Ponti Rossi. 1 : 100000.
1. Gelber Tuff; 2. Grauer Tuff; 4. Schlacken.

I. Die tieferen Bänke treten auf der rechten Seite des Cavone unterhalb der Villa De Raffaele auf und liegen direkt auf dem gelben Tuffe, der sich von Capodimonte her bis dorthin ausdehnt, obwohl er auf der linken Seite des Baches und nach S. Maria al Monte gänzlich von jüngerem grauem Tuffe verdeckt wird. Dort und

[1]) Campania, S. 237.

eine gewisse Strecke bergauf nach S. Maria al Monte zu sieht man eine Reihe bis zu 10 m mächtiger Bänke von grauen Bimssteinen mit Feldspatkristallen, von Obsidian, Schlacken, grauem kompaktem Trachyt mit Glimmer und Hornblende in großen eckigen Bruchstücken, niemals jedoch in wirklichen Strömen; von grauen Trachyten, die oft im Innern kompakt, nach außen schlackenartig sind; von kompaktem, grauem oder rotem Leucittephrit von gleichmäßigem Korn wie Sandstein oder Quarzit, mit Flecken von Hämatit und sehr selten mit Einsprenglingen. Die Größe der Trachytmassen südwestlich von der Kirche geht bis 1 cbm, und dort in der Nähe ist wahrscheinlich der Krater gewesen. In den unteren Schichten der Bank gegen die Villa De Raffaele zu sind die Massen noch vom gelben Tuff umhüllt.

Im dunkelgrauen kompakten Trachyt finden sich nach dem makroskopischen Befund zahlreiche große Feldspate in Zwillingen, die hier und da nur skelettartig entwickelt sind; Biotit und Pyroxen in kleinen Kristallen und Körner von Olivin kommen selten vor. In der reichlichen glasigen, undurchsichtigen Grundmasse sieht man unter dem Mikroskop isolierte Mikrolithen von Sanidin; einige von etwas größeren Dimensionen sind Anorthit. Unter den Einschlüssen finden sich größere Feldspatkristalle in Zwillingen nach dem Karlsbader, Periklin- und Albit-Gesetz; häufig ist Sanidin mit Auslöschung auf M von 0° verflochten wie Mikroperthit mit Plagioklasen von schwacher, zuweilen aber dichter und gut sichtbarer Streifung, und mit schwachen Interferenzfarben und häufig undulöser Auslöschung. Ein vierfacher Kristall zeigt Sanidin in der Mitte, Bytownit-Anorthit auf der einen, Labradorit auf anderen Seite. Andere Zwillinge mit Auslöschung auf M von -36 bis $+51°$ sind in der Mitte saurer. Der Anorthit mit einer Auslöschung von 34—52°, die zuweilen undulös ist, herrscht vor. Selten dagegen findet man Biotit. Die Reihe der Pyroxene und Amphibole ist mannigfaltiger als in anderen Gesteinen, auch typischer Augit mit einer Auslöschung von 40° fehlt nicht. Andere grüne prismatische Kristalle sind im Innern meistens schwach pleochroitisch mit starken Interferenzfarben und Auslöschungswinkel von 64°, das sind Ägirinaugite mit zarter, aber gut entwickelter Umhüllung von Ägirin; dieser zeigt eine brillante grüne Farbe, intensiven Pleochroismus nach gelb zu, ist optisch negativ mit einer Auslöschung von ungefähr $c : c = 92°$. Er findet sich aber nicht in isolierten Kristallen. Dann gibt es sehr wenige Mikrolithen von Hornblende mit Pleochroismus von grasgrün zum hellsten grün, lebhaften Interferenzfarben, prismatischer Spaltbarkeit und einer Auslöschung von 24° auf (010); selten kommt grüner arfvedsonitähnlicher Amphibol mit sehr schwachem Pleochroismus und sehr schwachen Interferenzfarben, mit Auslöschung von 8° und Absorption $a < b < c$ vor.

In der aschfarbenen, etwas schlackigen, glasigen Varietät ist die glasige Grundmasse durchscheinend und enthält unzählige kleine Opacite von Magnetit, welche dem Gestein eine dunkle Färbung verleihen, mit Flecken von Limonit und Mikrolithen von Sanidin, wie in den Flammen des Piperno. Unter den Einsprenglingen ist im Gegensatz zu den vorhin erwähnten Exemplaren der Sanidin sehr selten, manchmal mit Plagioklas verwachsen, häufig in einer dünnen Zone an der Peripherie oder auch in der Mitte längs der Symmetrieebene der Karlsbader Zwillinge. Häufig sind Plagioklase mit Glaseinschlüssen längs den Spaltungsflächen, häufig miteinander verwachsen, auch verzwillingt nach dem Albit- und Periklin-Gesetz, fast immer mit sehr dünnen Zonen, die abwechselnd mehr basisch oder sauer sind, gleichsam als ob es sich um polysynthetische Struktur handelte; ihre Auslöschung ist häufig undulös. Hinsichtlich der sehr deutlich hervortretenden zonaren Struktur dieses Plagioklases ist die Theorie von Michel-Lévy annehmbar, der darin die Folgen einer submikroskopischen Verzwillingung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz sieht. Die Auslöschungswinkel bewegen sich mit großer Beständigkeit von $-23° 50'$ bis $-34°$ auf (001), und $-34°$ auf (010), so daß die untersuchten Kristalle sämtlich zum Anorthit zu

rechnen sind. Der Augit, der auch nach (101) verzwillingt und längs der Spalten entfärbt ist, kommt weniger häufig vor als die Feldspate; basaltische olivengrüne oder braungelbliche Hornblende ist seltener. Etwas häufiger kommt rötlicher, etwas entfärbter Biotit vor, er ist stets begleitet und wird zuweilen sogar ganz durch Magnetit gleichsam ersetzt. Grobe Körner von Magnetit kommen selten vor und sind zuweilen in Augit und in Hornblende eingeschlossen.

In einigen Flecken oder Schlieren dieses Gesteins ist der glasige Teil weniger umfangreich, und es dominieren die Mikrolithen und Bündel von Sanidin. In einigen Exemplaren von eben beschriebener Beschaffenheit bemerkte man den Beginn einer Veränderung, welche sich äußerlich durch Rötung gewisser Stellen kund gibt; sie hat aber die Mikrolithen des Sanidins und des Magnetits noch kaum ergriffen, vielleicht weil die Grundmasse wenig durchlässig gegen Wasser ist. Der Anorthit ist stets mehr oder weniger trübe und verändert und besitzt lebhaftere Interferenzfarben, die ich auch sonst in Begleitung von beginnender Veränderung auftreten gesehen habe, aber der Auslöschungswinkel bleibt derselbe. Der Augit ist deutlicher zonar aufgebaut, als ich sonst bei Gesteinen der Phlegräischen Felder beobachtet habe; er ist von heller Farbe, und auch im direkten Lichte kann man helle durchsichtige Zonen beobachten, die deutlich von den äußeren oder mit ihnen abwechselnden grünlichen verschieden sind. Im polarisiertem Lichte erscheinen weniger lebhafte Interferenzfarben, als in den nicht veränderten Exemplaren. Auch die Auslöschungswinkel werden kleiner, so daß das Mineral sich durch Abnahme des Natron- und Eisengehaltes dem Diopsid nähert. In den wenig veränderten Kristallen mit lebhafteren Interferenzfarben ist der Auslöschungswinkel auf (010) 45°, in einem Falle 50°, in den anderen sinkt er auf 38° 20′, hält sich aber für gewöhnlich auf 40—44°. Bei einem Kristall betrug er in den äußeren Partien 36° 30′, in den inneren und in einer Zwischenschicht 44°. Die braune Hornblende besitzt ockerartige Flecke. Die im Biotit eingeschlossenen Mikrolithen des Magnetits und ebenso die großen Körner sind gänzlich oder teilweise in Limonit umgewandelt, bisweilen mit Flecken von Hämatit.

Von den bisher beschriebenen Gesteinen weicht der kompakte Leucittephrit mit 49,34 Proz. Kieselsäure ab. Nach der Beschreibung von Manasse ist die Struktur holokristallinisch, und die Anordnung der Gemengteile der Grundmasse ist deutlich eine fluidale. Zu den wesentlichen Gemengteilen gehören Plagioklas, Leucit, Augit, Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz, Limonit, Apatit in kleinen Nadeln und ausnahmsweise Olivin. Der Plagioklas der Grundmasse bildet Leisten von geringer Breite (7 μ lang, 4 μ breit) mit Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Nach dem Auslöschungswinkel zu schließen haben wir es mit sauren Labradoriten zu tun, welche dem Andesin nahe stehen.

Der sehr frische, nur manchmal um die Ränder in Kaolin umgewandelte Leucit zeigt kleine Kristalle von polygonalem Umriß, deren Kanten und Ecken jedoch bis zur Körnerform abgerundet sein können. Sie enthalten peripherisch angeordnete Einschlüsse (Augit, Apatit, Magnetit usw). Die Doppelbrechung fehlt vollständig. Nach den Analysen von Manasse weisen sie reichlich Kali auf. Der grünliche und nicht pleochroitische, manchmal in Eisenglanz und Limonit umgewandelte Augit bildet kurze prismatische Individuen mit dem Auslöschungswinkel von 40—45° auf (010).

An Einschlüssen enthält der Augit Glas, Magnetit und Ilmenit. Der grüne Olivin in Körnerform und ohne Umwandlung ist akzessorisch. In einigen Exemplaren kommt auch Sodalith vor. Der Labradorit ist auch als Einsprengling entwickelt, die Brechung ist im Vergleich mit dem Canadabalsam $\alpha > n$, $\gamma < n$. In den Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz ist der Auslöschungswinkel 30°.

II. Entfernen wir uns von der zuletzt erwähnten Stelle, so treffen wir andere Massen an mit besonderen charakteristischen Merkmalen. Unterhalb der Kirche S. Maria al Monte befinden sich unten unregelmäßige meist dünne Bänke, die zusammen 4—5 m Mächtigkeit besitzen, in

denen Bimssteine nur wenig vorkommen, die anderen Bestandteile in kleinen Bruchstücken. Abgesehen von den Bimssteinen überwiegt grauer, kompakter Biotittrachyt und Obsidian, dagegen kommen auch kleine Bruchstücke von mikrokristallinischem Augittrachyt vor, welcher körnig, weiß und schwarz und ähnlich demjenigen ist, der kleine Ströme nördlich vom Averner See bildet, außerdem noch Auswürflinge von gerötetem Tuffe. Diese Bänke verschwinden im Boden, wenn man längs des Cavone mehr in die Höhe geht.

III. Höher hinauf liegen Bimssteinbänke, welche unterhalb S. Maria al Monte ungefähr 4 m Mächtigkeit und noch etliche rote Schlacken besitzen, von denen einige die Größe von 1 cbm erreichen. Sie nehmen den größten Teil der Abhänge des Cavone in ihren tieferen Partien ein. Wenige Meter talabwärts von der Barriera dei Ponti-rossi entfernt bildet der schwarze oder dunkelgraue Bimsstein mit seinen großen Plagioklaskristallen noch mächtige Anhäufungen in Stücken bis zu 1/2 cbm und wird von Schlacken und Bruchstücken von Trachyt begleitet, dessen Grundmasse überwiegend glasig, kompakt, schwarz in reflektiertem, grünlich in durchfallendem Licht ist, und von der sich der Bimsstein nur durch größere Zerteilung der Masse unterscheidet. Schon mit bloßem Auge erkennt man in diesem Trachyt wenig Pyroxen, etwas mehr Biotit in kleinen Kristallen und viele Feldspate. Mikroskopisch ist das Glas grün bis sehr hellbraun, ohne Blasen oder sehr feinblasig, mit sehr wenigen aber deutlich unterscheidbaren Mikrolithen von Sanidin und brauner Hornblende mit sehr deutlichen Spaltungsebenen, starkem Pleochroismus, braunrötlich nach a, grünlich, dunkelbraun, auf (110) bis zu 0° auslöschend.

Ebenso häufig als die Hornblende, nur größer, sind die Kristalle des hellgrünen Augits, welcher einen konstanten Auslöschungswinkel von 45—48° besitzt, also von sehr gleichförmiger Beschaffenheit sein muß. Ein Hornblendekristall war in einem zehnmal größeren Augitkristall eingeschlossen, ein anderer war auf einem Pinakoid von Augit aufgewachsen. Große Feldspateinsprenglinge, augenscheinlich von Albit, haben die Gitterstruktur von Mikroklin, unterscheiden sich aber durch den Brechungsindex und besitzen infolgedessen Auslöschungen zwischen 12° und 17°.

Oberhalb der Barriera besitzt die Bimssteinbank eine Mächtigkeit von 7 m, sie ist aber weniger kompakt und zum größeren Teile mit pulverigen Bruchstücken vermischt. Die dunklen Bimssteine, die zuweilen Glimmer enthalten, besitzen noch eine Größe bis zu 1/4 cbm und kommen zusammen mit schwarzen Obsidianen vor, die entweder kompakt oder bimssteinartig sind, jedoch nur mehr nach innen, wo zuweilen grobe Kristalle von Plagioklas angetroffen werden, endlich auch mit kleinen Bruchstücken von Trachyt. Hier bemerkt man auch flache trachytische Geschiebe wahrscheinlich marinen Ursprungs, welche beweisen, daß wir uns an der Peripherie eines subaërischen Vulkans befinden, da wo das Meer mit ihm in Berührung kam.

Mehr nach S. Maria del Cavone zu werden die Bimssteine kleiner, nicht weit von der Kirche treten sie noch in einer Mächtigkeit von 1,50 m zu Tage und werden von Schichten bedeckt, die durchaus den Charakter von Alluvionen tragen.

IV. Diese Schichten, welche ein wenig unterhalb der Kirche S. Maria del Cavone ausgehen, und deren größte Mächtigkeit 4 m beträgt, bestehen aus grauem Tuffe, in welchem ziemlich große Bimssteine, schwarze Obsidiane, häufig große Schlacken und Bruchstücke angehäuft sind, die bis apfelgroß und häufig augenscheinlich gerollt sind; sie rühren von verschiedenen kompakten Trachyten her, die nicht sehr von denjenigen der unteren Schichten abweichen, aber doch irgendwie einen verschiedenen Charakter haben; manchmal sind sie sehr reich an Glimmer in einer grauen Masse mit weißen Flecken von Sanidin, der ziemlich reich an Apatit ist, oder in einer Masse von Sanidin und Plagioklasen; manchmal enthalten sie Glimmer und Amphibol, und manchmal sind sie sehr glasig mit und ohne

Glimmer, Sodalith oder Olivin führend, welcher meist in Pilit verwandelt zu sein scheint. Ferner kommen kleine Gerölle von Leucittephrit vor, sehr selten Stückchen und vielleicht aus zweiter Hand vom grünen Tuffe des Epomeo, selbst von Triaskalk. Die Kiesel sind meist platt und scheibenförmig, man sieht sie am besten in vielen kleinen Gruben links vom kleinen Gießbach. Diese Schicht ist ziemlich regelmäßig und zusammenhängend, nur ihre Sohlfläche über den Bimssteinbänken ist ziemlich wellenförmig und unregelmäßig und beweist so, daß eine subaërische Denudation vorangegangen ist.

Der Trachyt mit Glimmer in breiten Blättchen besteht aus Biotitkristallen, langen Prismen von grünem Augit und kleinen Einschlüssen von Magnetit zwischen Streifen von großen allotriomorphen Sanidinkristallen, die meist Zwillinge sind und hier und da kleinere und vollständigere, verschiedenartig orientierte Kristalle von Sanidin einschließen. Im Sanidin kommt sehr selten Zirkon vor, er ist aber, was sonst nicht der Fall, ganz von langen Mikrolithen von Apatit erfüllt, die radial geordnet sind.

In einigen gelblichweißen Varietäten sind große Blättchen von Biotit, und sehr seltene Magnetitkörner, ohne Amphibol oder Pyroxen, zwischen idiomorphen, aber unregelmäßigen Individuen von Sanidin verteilt, welche sehr viele glasige, längs den Spaltungsebenen unregelmäßig verteilte Glaspartikelchen und einige Nadeln von Apatit von zonarer Struktur enthalten und sehr trübe und gelblich sind durch die Veränderung der Glaseinschlüsse; häufig kommen Karlsbader Zwillinge vor mit Auslöschung auf (010) von ca 3° 30′ und parallel auf (001). Von diesen Zwillingen sah ich häufig Durchschnitte nach der Zone (100):(010), in denen wie gewöhnlich mit wachsender Neigung gegen (010) der stumpfe Winkel der Linien der Spaltung und der Anhäufung der Glaseinschlüsse nach (001) wächst; diese Linien werden symmetrisch von der Zwillingsnaht halbiert, und der Winkel der beiden Auslöschungsrichtungen wächst auch sehr rasch. Mit dem Sanidin finden sich, oft mit ihm verwachsen, kleinere und weniger häufige Kristalle von Labradorit und sehr selten von Anorthit. Große Flecken von Limonit, die besonders von der Veränderung des Biotits herrühren, finden sich hier und da. Ein identisches Gestein findet sich in der dritten Breccie von Vivara[1]).

Ein anderes Mal ist die Grundmasse farblos, durchscheinend, durch und durch glasig mit sehr kleinen Mikrolithen von Sanidin und Magnetit. Die Einsprenglinge, die wenig zahlreich vorkommen, sind Sanidin, sehr selten Biotit und ebenso selten Olivin. In großen Körnern findet sich auch Magnetit, der meist in Limonit verwandelt oder mit Aureolen davon umgeben ist. Durch Zersetzung geht die ganze Masse in Kaolin über aus schwach doppeltbrechenden Blättchen, mit Ausnahme einiger glasiger Partien, welche unverändert bleiben.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von Augittrachyt mit Pilit, der sich wahrscheinlich aus Olivin gebildet hat. Es ist ein weißliches sehr kompaktes Gestein mit kleinen sichtbaren Einsprenglingen von Feldspaten, zuweilen auch von Glimmer und Augit. Die wenig glasige Grundmasse besteht größtenteils aus nach *P* tafelförmigen Kristallen von Sanidin, welche sich an einigen Stellen als Nadeln oder in leicht gebogenen Bündeln darbieten und an anderen Stellen in nach *M* allotriomorphen Individuen. Selten sind die Mikrolithen von leicht grünlichem Augit und von Magnetit. Reichlich vertreten sind, in Gruppen oder vereinzelt, sechsseitige Blättchen oder prismatisch verlängerte Mikrolithen, doppelbrechend, von hellgelber oder goldgelber Farbe, oft von einem Magnetitkristall ausstrahlend, und meist gruppiert in Räumen mit sechsseitigen, quadratischen oder rektangulärem Querschnitt, als ob sie Pseudomorphosen nach irgend einem anderen Mineral wären. Oft sind sie umgeben von mehr als doppelt so großen Kristallen von Augit.

[1]) De Lorenzo und Riva, Il cratere di Vivara, S. 24.

In diesen Mikrolithen kommen mitunter Glaseinschlüsse vor. Selten kommt eine Spaltbarkeit nach dem Prisma vor, und die von ihr herrührenden Linien sind kaum zu sehen. Sie besitzen Glasglanz; der Pleochroismus schwankt von dunkelbraungelb bis gelbbraun und hellgelb. Einige Schnitte parallel dem Orthopinakoid zeigen keinen Pleochroismus und bleiben immer dunkel. Der extraordinäre Strahl wird stark absorbiert; es ist $c > b > a$. Die Interferenzfarben gehen meist nicht über Gelb der ersten Ordnung hinaus. Das Brechungsvermögen und die Doppelbrechung sind stark. Die Ebene der optischen Achsen fällt mit der Symmetrieebene zusammen. Der Auslöschungswinkel ist wegen der Kleinheit der Mikrolithe und ihrer Superposition sehr schwierig zu bestimmen, wenn sie aber isoliert vorkommen, so ist er gewöhnlich 0° bis + 8°. Es handelt sich hier sicher nicht um Lâvenit, wie man wegen der verschiedenen Färbung, des starken Pleochroismus, der größeren Absorption und des ziemlich kleinen Auslöschungswinkels vermuten möchte, sondern um eine Varietät von basaltischer Hornblende. Auch in anderen Fällen sind mikroskopische Aggregate von Hornblende bekannt, besonders wenn sie von der Veränderung anderer Mineralien herrühren, wie es in unserem Falle zu sein scheint. Es könnten Pseudomorphosen nach Olivin sein wie die von Kolensko aus dem Olivindiabas von Olonetz beschriebenen Pilite, oder wie sie im Olivin einiger Serpentine, Gabbro und Kersantite vorkommen. Unter den Mikrolithen kommt auch häufig farbloser oder beinahe himmelblauer Zirkon vor, meistens ohne nennenswerten Pleochroismus, gut erkennbar an seinen Kristallformen und seiner starken Doppelbrechung. Die Einsprenglinge sind meistens Sanidinzwillinge, oft mit welliger Auslöschung, oft mit corrodierten Rändern, zuweilen mit Einschlüssen von Augit. Selten kommen große Kristalle von Augit vor, häufiger Biotit von Magnetit begleitet.

In einigen Varietäten dieses Gesteins ist die Grundmasse glasiger mit Fasern und Büscheln von Sanidin und häufiger kubischen Mikrolithen von Magnetit, ebenso wie mit Aggregaten von gelber Hornblende mit den soeben beschriebenen Merkmalen und mit Umrandung von Limonit. Unter den Einsprenglingen kommen, außer den Plagioklasen, Anorthit und Oligoklas mit einem Auslöschungswinkel von + 10 bis — 2° 30′ auf (010), sehr selten Magnetit vor, selten unveränderter Biotit und Ägirinaugit. Besonders zu nennen sind die auch in anderen Gesteinen dieser Gegend beobachteten großen Prismen von Apatit, die in der Masse zerstreut sind und in allen Größen von Mikrolithen bis zu Einsprenglingen vorkommen. Sie sind kenntlich an der Spaltbarkeit nach der Basis und der transversalen Teilung; bisweilen sind die Säulchen parallel angeordnet. Ferner kommen Mikrolithen desselben Minerals in manchen Feldspatkristallen eingeschlossen vor und andere sehr kleine, die nur bei sehr starker Vergrößerung zu sehen sind. Ein solches Gestein könnte für die Landwirtschaft durch seinen Gehalt an Calciumphosphat sehr nützlich sein.

Andere Bruchstücke bilden größtenteils den Übergang zu den Andesiten; man sieht eine Grundmasse, die aus einem Filz von Mikrolithen und Individuen von Sanidin besteht mit häufigen Flecken von Limonit, in welcher Einsprenglinge von Anorthit mit sehr großen Auslöschungswinkeln, selten von Hornblende, Körner von Magnetit, Blättchen von Biotit vorkommen, welch letztere häufig verändert, rötlich oder braun erscheinen und in manchen Fällen durch Mikrolithen von Magnetit erfüllt und gleichsam ersetzt sind.

In anderen Fällen ist die Grundmasse farblos, durchsichtig und gänzlich glasig mit sehr kleinen Leisten von Sanidin, deren Auslöschungswinkel 0° ist und die eine deutlich fluidale Anordnung zeigen, mit kleinen, sehr unregelmäßigen, sternförmigen, durchsichtigen, doppelbrechenden Blättchen, die ebenfalls Feldspat sind, und mit sehr wenigen Nadeln von Apatit. Die Einsprenglinge sind nicht Sanidin, wie in dem schon beschriebenen olivin-

haltigen Trachyt, sondern Zwillingskristalle nach dem Karlsbader oder Manebacher Gesetz, mit sehr häufig welliger Auslöschung und zwar meistens Labradorit; in einem Falle scheint der Auslöschungswinkel von $-2° 27'$ auf dem Schnitt nach (010) Oligoklas anzudeuten. In einem Plagioklas fand ich einen kleinen Einschluß von Hornblende.

Kompakte, helle, sodalithhaltige Stücke mit Einsprenglingen von Pyroxen haben eine überwiegend glasige Masse mit zahlreichen Mikrolithen und Bündeln von Sanidin, mit zahlreichen Mikrolithen von Magnetit und seltener von Augit. Die Einsprenglinge sind seltener Bytownit, Anorthit, Augit, Hornblende und von Magnetit, der auch für sich in großen Körnern vorkommt, erfüllter Biotit, häufiger dagegen Ägirinaugit. Nicht ganz selten kommt Sodalith in isolierten Kristallen vor. Im ganzen ähneln diese Exemplare wieder den gewöhnlicheren und typischen der Phlegräischen Felder.

Einige Gerölle von Leucittephrit mit 46,85 Proz. Kieselsäure nach Manasse sind mit jenen der Schichten I identisch.

V. Das Ganze ist von mindestens 55 m mächtigem grauen Tuff bedeckt, welcher kleine Bimssteine und Puzzolanerden enthält. Die Schichten, welche manchmal Diagonalschichtung zeigen, größtenteils aber horizontal liegen oder leicht nach N gegen die Ebene einfallen, sind sehr dünn und zuweilen wellenförmig und nur an der Oberfläche ein wenig durch die Oxydation der eisenhaltigen Bestandteile gelb. Sie bedecken die Nord- und Westseite des Hügels von Capodimonte mit einer Neigung von 5° gegen W und endigen beim Camposanto von Poggioreale, während im SW der graue Tuff bis Ottocalli und zur Straße Antonio Genovesi reicht und mit 5° nach N 10° W einfällt.

Am Hügel von Poggioreale wird die Puzzolanerde von der Società di Risanamento u. a. ausgebeutet. In dieser Erde sind Streifen von Augit und Magnetit vorhanden. Bei Forio ist der Tuff auf 2—3 m mit sehr regelmäßigen und dünnen Schichten von Bimssteinen bedeckt, welche denen von Capodimonte, S. Elmo und Ciliano ähneln.

Ich habe schon hervorgehoben, daß gegenüber S. Maria al Monte der graue Tuff die gesamte vulkanische Formation bedeckt, die jedoch in der Tiefe fortsetzt und wieder zum Vorschein kommt in dem mehr östlichen Abhang des Hügels unterhalb S. Maria del Pianto, d. h. westlich vom Composanto von Poggioreale. Dort findet sich auf dem gelben Tuff und mit Auswürflingen von diesem eine Anhäufung von schwarzen Schlacken, die Breislak (Campanie, S. 21) und Roth schon beschrieben haben. Sie schiebt sich in völlig regelmäßiger Weise in den Tuff ein und wird auf den Abhang des Hügels eine Strecke von etwa 300 m weit sichtbar, um dann zu verschwinden. Die Höhe der 1—4 m mächtigen Bank über dem Meere beträgt etwas mehr als 40 m. Sie besteht aus einer Anhäufung von Bruchstücken verschiedener Größe, die nicht selten kompakt, gewöhnlich aber schlacken- und etwas bimssteinartig sind, auch glasartig wie Obsidian; sie sind schwarz, rotbraun und meist sehr dunkel und enthalten Bruchstücke von dem gelben Tuff; an der Peripherie und besonders an der Dachfläche vermischt sich das Ganze mit dem grauen Tuff. Breislak (S. 22) fand dann und wann Krusten von Natriumkarbonat. Der darüber befindliche Tuff ist auf 2—3 m reich an großen und zahlreichen Stücken von grauem Bimsstein oder an vulkanischem Staub, welcher ihm eine rötliche Farbe verleiht. Weiter oben am Hügel von Poggioreale folgen ca 40 m grauer Tuff, bestehend aus sehr feinem Material ohne grobe Stücke von Bimsstein, aber mit ziemlich kleinen, besonders in den oberen Horizonten.

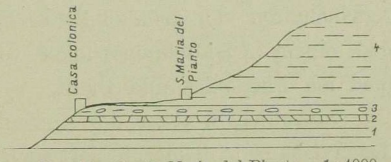


Fig. 21. Santa Maria del Pianto. 1:4000.
1. Gelber Tuff; 2. schwarze Schlacken; 3. Tuff mit großen Bimssteinen; 4. grauer Tuff.

Breislak beobachtete, daß die Schlacken, nicht aber das Glas magnetisch waren. Nach Roth bestehen sie aus dem gewöhnlichen Augittrachyt. Plagioklas ist in den

gewöhnlichen großen tafelförmigen Kristallen oft sehr reichlich vorhanden, zuweilen ist er jedoch nur mit Hilfe des Mikroskops sichtbar. Augit und Biotit kommen nur sehr spärlich vor, zuweilen jedoch auch häufiger. Kalkowsky[1]) beobachtete unter dem Mikroskop, daß der schwarze Trachyt sehr feinkörnig und teilweise sphärolithisch war, wobei sich mitten in den Sphärolithen Eisenoxyd befand.

Unter den stets ziemlich glasigen Schlacken stellen die hellsten unter dem Mikroskop ein helles Glas dar mit sehr deutlicher fluidaler Struktur, das an einigen wenigen Stellen weiß und trüb, vielleicht infolge beginnender Veränderung, gewöhnlich aber durchsichtig und reich an schwarzen Opaciten ist, die sich bei einer linearen Vergrößerung von 145 als Würfelchen und Körner von Magnetit erweisen. Zahlreich sind einfache bis 0,017 mm lange Mikrolithen von Sanidin und einige wenige von Labradorit, die bei $-6° 5'$ oder $-7°$ auslöschen. Unter den Einschlüssen kommen große Kristalle von Magnetit, zahlreiche Biotite in hexagonalen Blättchen vor, die stark pleochroitisch sind, und grobe Feldspatkristalle von lebhaften Interferenzfarben, zuweilen von zonarer Struktur mit viel polysynthetischen, oft unregelmäßigen Zwillingslamellen und Auslöschungswinkeln auf (010) von 35° und 36° bis 45°, also von Anorthit, und in einem Falle von 17°. Das Fehlen von Pyroxen und Amphibol entspricht dem Vorherrschen von Magnetit.

In den dunklen glasigen Schlacken bei S. Maria al Monte und bei den Ponti rossi ist die Grundmasse mikroskopisch überwiegend glasig, durchsichtig, von bräunlichgelber Farbe und von fluidaler Struktur ohne Opacite. In den Fällen, wo das Glas viel Blasen enthielt, habe ich um diese sehr feinen rötlichen Staub von Eisenoxyd gefunden; die Durchschnitte der Hohlräume scheinen bisweilen quadratisch oder hexagonal zu sein, vielleicht sind es Kristallskelette von Sodalith; Mikrolithen fehlen. Die großen Einsprenglinge sind Plagioklase, die Einschlüsse von Glas, von Apatit und Magnetitwürfelchen besitzen, mit sehr feiner polysynthetischer Struktur und einem Auslöschungswinkel auf (010) von 42—53°; sie sind daher Anorthit; selten kommen Kristalle von Labradorit mit einem Auslöschungswinkel von 24° und darunter vor. Magnetit kommt in nur wenigen, aber großen Kristallen vor; Biotit ist häufig; nicht häufig, aber groß sind grüne Augite mit sehr guter Spaltbarkeit, starken Polarisationsfarben und Auslöschungswinkeln von 31—44°, auch einige Kristalle von Ägirinaugiten von grüngelblicher Farbe, schwach pleochroitisch mit hohen Interferenzfarben und einem Auslöschungswinkel von $c:c = 61°$. Auch in den obenliegenden Bimssteinen fand ich Plagioklas und Biotit.

Scacchi, welcher der Ansicht war (S. 130), daß es sich um einen wahren Gang von Trachyt handele, bemerkte dort auch einige große Projektile von Augitporphyr und Leucitophyr. Es handelt sich aber offenbar nur um einen äußersten Rand eines Vulkans, was schon aus den geringeren Dimensionen der Schlackenbänke klar hervorgeht.

Die dem Krater nächsten Teile dürften die Bänke bei S. Maria al Monte gewesen sein, von wo aus nach der Peripherie zu die Dimensionen der Schlacken immer kleiner werden. An seiner Peripherie muß der Krater an das Meer gegrenzt haben, und die große Menge der ausgeworfenen glasigen Massen könnte darauf schließen lassen, daß es sich um eine großenteils submarine Eruption gehandelt hat.

Vom petrographischen Standpunkt aus ähneln die Auswurfsgesteine denen von Fuorigrotta und des Monte di Procida; vom Untergrunde sind, wie am Monte Somma, Bruchstücke losgerissen worden von Leucittephrit. Es ist möglich, daß dieser jetzt vom Tuff tief begrabene Krater die grauen bimsstein- und obsidianreichen Tuffe von Capodimonte und S. Elmo zutage gefördert hat.

[1]) Über den Piperno, S. 674.

VII. Averno.

Der Krater des Averner Sees ist zwar gut erhalten, aber kleiner und niedriger als der der Astroni[1]). Deecke und De Lorenzo[2]) betrachten ihn als ein Produkt einer Explosion, als ein Maar eines früheren vollständigeren Kraters, den Deecke den Krater des Monte Grillo nennt. Der Umfang würde regelmäßig kreisförmig sein, wenn nicht auf der

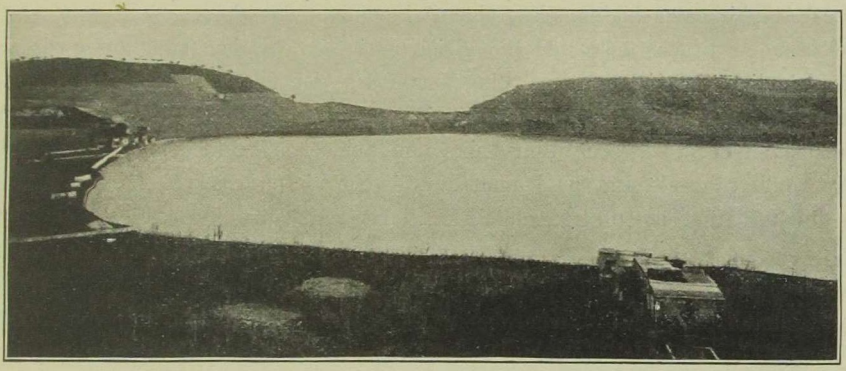


Fig. 22. Averner See mit dem Monte Nuovo und dem Tempel der Sibylle vom Landgut Maglioni aus.

Südseite ein Einsturz sich befände, welcher ihm eine elliptische Form gibt. Seine größte Achse von einem Rande zum andern gemessen beträgt 1450 m, die kleinere 1300 m. Auf der Ostseite, gegen die Villa des Cicero, später gegen Tripergola hin, befand sich der Hügel Pericolo, der heute vom Monte Nuovo bedeckt ist, der sich jetzt 170 m direkt über dem See erhebt (vgl. Fig. 2 auf S. 12). Mit Ausnahme von dieser Seite erreichen die den See umgebenden Hügel eine Höhe von 116 m in W, 97 m im N, 96 m im S, beim Landgut Maglioni im NO weniger als 50 m, und im S öffnet sich der Krater auf eine kurze Strecke bis fast zur Meereshöhe. Den Boden des Kraters nimmt der Averner See oder Cannito ein. Dieser ist beinahe kreisrund, 750—1000 m lang, der Wasserspiegel ist 1,08 m über dem Meerespiegel.

Seine größte Tiefe war von Philips zu 250 Fuß (76 m), von Burnet[3]) zu 108 Fuß (33 m) angenommen, von Günther (a. a. O., S. 420) und De Agostini[4]) zu 35,5 m bestimmt, ungefähr im westlichen Drittel. Sein Boden ist wie bei allen Kratern der Phlegräischen Felder eben. Günther (Fig. 4, Map. III) hat eine Tiefenkarte und eine Photographie der Nordostseite des Sees gegeben. Rund um den See herum läuft eine regelmäßige Einfassung von Leucittephrit des Vesuvs, im Jahre 1858 erbaut[5]), welche ihn vom ebenen Gelände trennt, das an einigen Punkten kaum breit genug für die Straße ist.

Die Abhänge rund um den See sind mit Gebüsch und zum Teil mit Kulturen bedeckt, sie sind an einigen Stellen beinahe lotrecht. Schmidt fand, daß die inneren Wände im NW mit dem Horizont einen Winkel von 39,7° bilden, im W erreicht die Steilheit 55 Proz.

---

[1]) Siehe die Zeichnungen in den Werken von D'Ancora (Taf. 26 u. Plan, Taf. 27, S. 74; auf Taf. 28 ist die Abbildung des Tempels des Apollo und auf Taf. 29 der Grundriß). Mazzella, sit. ed antich. di Pozzuolo, S. 54. Capaccio, La vera ant. di Pozzuolo, S. 169. Mormile, Anti. di Pozzuolo, S. 168. Villamena, Ager puteolanus 1652, S. 17. Hamilton, Campi Phlegraei, pl. XXVIII, XXIX. Günther, The Phlegr. Fields, a. a. O.

[2]) W. Deecke, Geologischer Führer durch Campanien. Berlin 1901, S. 95. De Lorenzo, The history of volcanic action in the Phlegrean Fields (Quart. Journ. Geol. Soc., London 1904, Vol. LX, S. 312).

[3]) G. Burnet, Travels through France, Italy, Germany and Switzerland. London 1866.

[4]) Bathometrie der italienischen Seen (Verh. d. VII. Internat. Geogr.-Kongr., Berlin 1889, II. Teil, 1901, S. 261).

[5]) Günther, S. 426.

Sie bestehen aus grauem Tuff in ziemlich regelmäßigen Bänken, auf der Westseite auf mittlerer Höhe über dem See wechseln damit einige Bänke von gelbem, kompaktem Tuff ab. Die Bänke fallen regelmäßig 10—15° nach außen ein, sie wenden dem Krater die Schichtenköpfe zu. Nur nördlich vom Landgut Maglioni fallen sie 12° nach O ein. Im S befindet sich nördlich von der Ginestra ein Einsturz, durch den die Schichten, die teilweise ihre Neigung umgekehrt haben, gegen den See abgerutscht sind und so eine Art sekundäres Amphitheater bilden, als Anhängsel zu dem des Sees.

Die fremden Bruchstücke und die gleichalterigen Schlacken sind an gewissen Stellen im Tuffe reichlich vorhanden, aber seine Masse ist viel feiner, da meistens die gröberen Fragmente fehlen, die man bei den Astroni sieht. Auf der Seite des Ausflusses, d. h. im SO, befinden sich an der Oberfläche Bimssteine und Schlacken, welche von dem Ausbruch des Monte Nuovo herrühren. Im NO kommt auf eine gewisse Strecke beim Landgut Maglioni, welches die Karte in 1:50000 fälschlich Magliola nennt, auf der Oberfläche ein Haufen von Tuffen, Bimssteinen, Obsidianen, Trachyten und anderen sehr verschiedenartigen vulkanischen Gesteinen von allen umliegenden Gegenden vor, welche man beim ersten Anblick für Bruchstücke halten könnte, die hierher ausgeworfen wurden, sie rühren aber von Menschen her, welche länger als 3000 Jahre dort wohnten, denn bei näherer Untersuchung ergibt sich, daß der Haufen Bruchstücke von Sedimentärgesteinen, Knochenstücke und Reste menschlicher Tätigkeit enthält. Am nördlichen Teile des Sees entlang, unterhalb der vom Landgut Maglioni nach Cumä führenden Straße, und auf dem höchsten Teile der Hügel zwischen der Straße und dem See nach N zu befinden sich auf dem Landgut Piazzone graue Tuffe, welche Fragmente von dunklem Trachyt enthalten, zum Teil mit Spuren von Abrollung, ferner von schwarzem Trachyt mit Sanidin, oder seltener von mikrokristallinem mit sehr weißen Körnern von Feldspat und schwarzen von Pyroxen, die wir unten näher beschreiben werden, ferner Auswürflinge von gelbem Tuff mit den gewöhnlichen Einschlüssen, die meistens klein sind, aber auch bis zu 1/2 cbm Größe erreichen, dann große und kleine Bruchstücke von Gläsern von dunkelgrüner Farbe mit perlitischer Struktur, die große Kristalle von Sanidin enthalten. Auch kommen mächtige Bänke von hellen oder grauen Bimssteinen und von groben, grauen, hellen oder dunklen gleichalterigen Schlacken vor, besonders zwischen der Straße und dem See; die Schlacken erreichen eine Größe bis zu einem Kubikmeter, und diese Ablagerung ähnelt derjenigen des Monte Nuovo, obwohl sie mit dieser nichts zu tun hat. G. vom Rath[1]) fand in diesen Schlacken Sanidin, Augit und Glimmer; sie sind von Pampaloni[2]) von neuem untersucht worden. Mehr oder weniger herrschen glasige dunkle Stellen vor, zuweilen mit offenbar fluidaler Struktur mit vereinzelten Mikrolithen bis 0,13 μ lang oder Bündeln von Sanidin oder seltener (6—10 Proz.) von Anorthit mit Gaseinschlüssen, mit Augit, Magnetit mit Übergang in Limonit und braunen Opaciten von Limonit, die den glasigen Bestandteilen die hellbraune Färbung geben. Pampaloni hat versucht, sie mittels Cadmiumborowolframit im Apparat von Thoulet zu isolieren und hat durch mehrere Analysen gefunden, daß sie aus Eisenoxyd bestehen. Derselbe fand ferner einen gelblichen Zirkonkristall mit Gasporen.

Die Einsprenglinge bestehen aus Sanidin mit zonarer Struktur, undulöser Auslöschung, verzwillingt nach dem Manebacher, seltener nach dem Karlsbader und Bavenoer Gesetz; er enthält Einschlüsse von Magnetit, Hämatit, Augit und Apatit. Ungefähr 2 Proz. der Einsprenglinge sind Anorthit. Der Augit ist ziemlich selten und hat in seinen zentralen Teilen Einschlüsse von Magnetit und Anorthit. Gelblichgrüne Hornblende ist ziemlich selten,

[1]) G. vom Rath, Geogn. und mineralogische Fragmente von Italien, S. 613.

[2]) L. Pampaloni, Scorie trachitiche dell' Averno nei Campi Flegrei. (Rend. R. Acc. Lincei d. Sc. fis. e mat. Seduta 3. Marzo 1901).

ebenso Magnetit und Biotit. Einige wenige, aber deutliche quadratische Querschnitte von Sodalith und eine geringe Menge von bläulichem Hauyn mit Magnetit- und Gaseinschlüssen kommen auch vor. Dieses Gestein ähnelt demjenigen der Emissare bei Fuorigrotta.

Oberhalb dieser grauen Tuffe befinden sich entlang der Straße nach Cumä und stets ca 2 m über derselben, etwas westlich vom Landgut Maglioni, mitten im grauen Tuff zusammen mit Bimssteinen kleine und unterbrochene Ströme von augithaltigem, körnigem Trachyt, der mikrokristallinisch, weiß und schwarz und fein porös ist, ähnlich demjenigen, der in Bruchstücken in den unteren Bänken vorkommt. Er ist in Knollen gelagert, die ziemlich gut erhalten, aber sehr leicht zerbrechbar sind, von ungefähr Faustgröße bis zu 20 cm Durchmesser, von ellipsoidischer, platter Form, manchmal in konzentrische

Fig. 23. Krater des Averno an der Straße nach Cumä.
Bänke von schwarz und weißem Trachyt und Projektile in grauem Bimssteintuff.

Schalen teilbar; sie liegen alle mit den größten Oberflächen parallel den Tuffbänken, einer hinter dem anderen auf bis ungefähr 15 m langen Strecken und in 2 oder 3 übereinander liegenden Reihen in einer Höhe von 20—30 cm. Etwas mehr nach Cumä zu und etwas höher hinauf finden sich Bruchstücke desselben Gesteins; es kommen dort kleinere Bänke vor, die mehrere Meter lang und bis 2 dm mächtig sind. Es handelt sich hier sicherlich um Lavabänke, die petrographisch mit den übrigen augitischen Trachytbänken der Phlegräischen Felder identisch sind, in ihrem Äußeren aber ein wenig abweichen, ähnlich sind den Auswürflingen der Schlackenbänke unterhalb S. Maria al Monte, am Porto di Miseno, an der Torre Franceschi, der sog. Museums-Breccie von Pianura und Soccavo und den Bruchstücken im gelbem Tuff des Vomero. Wahrscheinlich lassen sich dieselben Bänke auch sonst um den See herum auffinden.

An derselben Stelle, wo diese Bänke sind, finden sich im grauen Tuff Massen von mikrokristallinischem, körnigem, weiß-schwarzem Leucittephrit, die gewöhnlich kompakt sind und eine Größe bis zu 1 cbm erreichen und in der äußeren Erscheinung dem zuletzt beschriebenen Trachyt gleichen. Diese Gesteinsmassen waren schon seit langer Zeit wohl bekannt. Der erste, der die Entdeckung »di banchi di lava leucitica alternanti in mezzo a conglomerati pumicei come al Monte Somma« machte, war Hoffmann[1]), welcher sagt, daß dies Gestein aus Leucit, Olivin und einem Feldspat, wahrscheinlich Labradorit, zusammengesetzt ist. Humboldt[2]) erwähnt, daß Hoffmann dies Gestein an

[1]) F. Hoffmann, Geogn. Beobachtungen, gesammelt auf einer Reise durch Italien und Sicilien in den Jahren 1830—32. (Arch. f. Min., Geogn. u. Bergbau. Berlin 1839, Bd. XIII, S. 222.)
[2]) Kosmos, Bd. IV, S. 469.

der Straße von Cumä antraf. Vom Rath[1]), der mit Guiscardi die Umgebungen des Sees untersuchte, fand keine Spur davon, aber Roth[2]) wiederholte die Notwendigkeit neuer lokaler Untersuchungen, da sich im Berliner Museum Exemplare von Leucitophyr befänden, welche Abich gesammelt hatte. Kalkowsky[3]) fand später ein solches Gestein längs der oben erwähnten Straße, wahrscheinlich an derselben Stelle, wo es Hoffmann gefunden hatte, und wo es auch De Lorenzo und ich zusammen beobachtet haben. Es scheint aber, daß Hoffmann und Kalkowsky das leucitische Gestein mit dem dortigen augitischen Trachyt vermengt haben, das ebenso aussieht. Das Gestein ist hellgrau, fein porös und enthält nach Kalkowsky Leucit, der bisweilen in ziemlich großen isolierten Kristallen vorkommt, was ich an anderen Stellen der Phlegräischen Felder nicht bemerkt habe, Augit, einen Plagioklas, sehr selten Apatit und Magnetit, weder Olivin noch eine glasige Basis. Es ist also ein Leucittephrit, der mit dem des Vesuvs identisch ist.

Steigt man vom See auf die Hügel hinauf, so folgen auf einander 1. grauer Tuff mit Bimssteinen und Schlacken, 30 m; 2. Schlackenbänke, 6 m; 3. augitischer, mikrokristalliner grauer Trachyt, der im Tuffe zwei Bänke bildet, 2—6 dm; 4. graue Tuffe mit Bimssteinen, Auswürflingen von Leucittephrit und einigen Schlacken, 60 m.

Daraus geht hervor, daß im Untergrunde Eruptionsprodukte leucittephritischer Natur existierten, ein in den Phlegräischen Feldern einzig dastehender Fall; ferner, daß Schlackeneruptionen vorkamen, denen ein kleiner trachytischer Strom folgte, und daß der Averner See einen wahren Tuffkrater wie der Monte Nuovo ausfüllt.

In der schmalen Alluvialebene rund um den See findet man kleine Anhäufungen von Bimssteinen, die vom Regen herabgebracht, mehr oder weniger lange auf dem See schwimmen und, falls sie nicht versinken, allmählich an das Ufer geworfen werden. In den Umgebungen des Sees existieren keine Anzeichen aktueller vulkanischer Tätigkeit, ausgenommen einige Thermalquellen und Ausströmungen von Dampf, die etwas weiter bei den Stufe di Nerone liegen.

Der Averner See gehört zu denjenigen Kratern der Phlegräischen Felder, welche die Alten am meisten erwähnten. Artemidor[4]) verwechselt ihn mit dem Lucrinus. Die Griechen nannten ihn und den umgebenden Hügel Aornos, wie aus der Geschichte einer Verschwörung im 6. Jahrhundert v. Chr. hervorgeht, die Dionysius von Halycarnassus erzählt[5]). Die Römer gaben diesen Namen durch Avernus wieder (*Ἄορνος* bedeutet im Griechischen wörtlich »ohne Vögel«). Aristoteles[6]) gibt in folgender Weise eine Beschreibung: »Bei Cumä in Italien liegt ein See, der Aornos heißt und scheinbar nichts merkwürdiges besitzt. Die Hügel, die ihn umgeben, sollen mindestens 3 Stadien hoch sein, der See soll eine kreisrunde Form und eine unermeßliche Tiefe besitzen. Hervorzuheben ist aber doch, daß, obwohl dort viele Bäume wachsen, die zum Teil bis zum See hinabreichen, auf dem See keine Blätter schwimmen[7]). Das Wasser ist aber sehr klar und erscheint dem Beobachter wie ein Wunder. In der Umgebung sollen an einigen Stellen Thermalquellen hervorsprudeln und die ganze Gegend wird Pyriphlegethon genannt«. Etwa drei Jahrhunderte später ließ Diodorus Siculus sich folgendermaßen aus: »Der zwischen Miseno

---

[1]) vom Rath, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XVIII, S. 613.

[2]) J. Roth, Studien am Monte Somma, S. 3, Anm. 1.

[3]) Kalkowsky, Der Leucitophyr vom Averner See. (Neues Jahrb. f. Min., Geol., Paleontol. 1878, S. 727—29.)

[4]) Strabo lib. V, cap. IV, 6.

[5]) Dionysius H., lib. VII, 11.

[6]) Aristoteles, *περὶ θαυμασίων ἀκουσμάτων*, cap. II.

[7]) Drei Jahrhunderte später wiederholt Caelius, wahrscheinlich sich auf Aristoteles stützend, daß Blätter nicht auf dem See schwimmen. »Caelius, apud nos, in Averno ait etiam folia subsidere« (Plinii lib. 31, 18).

und Dicearchia (später Pozzuoli genannt) in der Nähe warmer Quellen gelegene See hat einen Umfang von 5 Stadien und eine unglaubliche Tiefe. Sein Wasser ist sehr rein, und die große Tiefe gibt ihm eine himmelblaue Farbe[1])«. Strabo, gestorben im Jahre 25 n. Chr., gibt etwas später eine genauere Beschreibung vom See, wie er zu seinen Lebzeiten beschaffen war[2]). »Nahe bei Bajä und mehr nach dem Lande zu als der Lucriner See befindet sich der See Aornos, durch den die Gegend zwischen Cumä und Misen die Form einer Halbinsel besitzt. Der See ist tief und durch einen engen Schlund geschlossen, und nichts fehlte nach Beschaffenheit und Größe, um ihn zu einem Hafen zu machen, wenn nicht der weite und sichere Meerbusen des Lucrino vor ihm läge. Aornos ist, abgesehen vom Eingang, von hohen und steilen Bergen von allen Seiten eingeschlossen, die jetzt kultiviert sind, während sie früher mit einem undurchdringlichen Wald sehr hoher Bäume besetzt waren, welche Aberglauben erzeugten, indem sie den See beschatteten und verdunkelten.«

An dieser Stelle wohnten, bevor die Griechen die Küste besetzten und Cumä erbauten, die Kimmerier, welche von der Leichtgläubigkeit anderer lebten, Orakel verkündeten und glauben machten, daß dort der Eingang zur Unterwelt sei.

Es ist möglich, daß an einigen Stellen Höhlungen gewesen sind, aus denen Kohlensäure herauskam, welche Vögel und andere Tiere tötete, und daß man dorthin den Eingang zur Unterwelt verlegt hat. Aus jener Zeit stammen die Antworten der cumanischen Sibylle, und das Orakel dauerte solange, bis ein König, vielleicht ein Grieche aus Cumä, der zu schlau oder zu wenig leichtgläubig war, es zerstörte, nachdem die Prophezeiungen nicht eingetroffen waren.

Auf jene Zeiten beziehen sich auch die berühmten Beschreibungen, welche die Griechen und Römer von diesen Orten zurückgelassen haben, und endlich auch der Name Aornos.

Vielleicht haben ihm die ersten griechischen Besucher den Namen gegeben, überrascht von der geschlossenen Lage des Sees, dessen Gehänge mit undurchdringlichem Walde bedeckt waren, von dem die heutigen Macchien der Astroni und der Senga uns nur einen schwachen Begriff geben. Ephorus, ein Geschichtschreiber von Cumä, der um 352 v. Chr. lebte, also ein Zeitgenosse von Aristoteles war, spricht von diesem Orakel (nach Strabos Bericht): »Unsere Vorfahren wandten auf den Averner See die Fabeln der Nekyia Homers (Od. XI) an und erzählten, daß dort das Orakel gewesen sei, wo die Verstorbenen ihre Antworten erteilt hätten, und daß Odysseus sich dorthin begeben habe... Die Einwohner fabelten, daß die Vögel, welche über den See flogen, ins Wasser fielen, getötet durch die Ausdünstungen in der Luft, wie es an den Orten geschieht, die Pluto geweiht sind.«

Auch dieser Ort sei dem Pluto geweiht gewesen, es wohnten dort die Kimmerier, und deshalb zögen diejenigen über das Meer dorthin, welche die Manen mit Opfern besänftigen wollten, da die dort wohnenden Priester sich mit solchen Sühnopfern beschäftigten. Dort ist auch nahe dem Meere eine Quelle, deren Wasser niemand trank, weil es für Wasser der Styx gehalten wurde.

Ephorus schrieb, daß die Kimmerier in unterirdischen Höhlen, ἀργίλλας[3]) genannt, wohnten, die mit einander in Verbindung standen[4]). Durch sie hindurch führten sie die Besucher zum

---

[1]) Diodorus Siculus, lib. IV, 22. Auch später wiederholt Vibius Sequester (De lacubus): »Avernus immensae altitudinis, cuius ima pars deprehendi non potest.«

[2]) Strabo, lib. V, 5.

[3]) d. h. Ton, oder besser Tuff; auch heute noch sind einige Bewohner von Posillipo, wie einst die alten Kimmerier, Troglodyten.

[4]) Diese unterirdischen Gallerien sieht man rund um den See, besonders auf der Ostseite, wo die Grotte der Sybille gewesen sein soll.

Orakel, das sich ziemlich tief in der Erde befand; sie gewannen ihren Lebensunterhalt durch die Bearbeitung der Metalle[1]) und von den Pilgern, die zum Orakel kamen; ihr König erhob für den Eintritt eine Abgabe. Diejenigen, die das Orakel bedienten, sahen nach dem Brauch ihrer Vorfahren niemals die Sonne, sondern gingen nur Nachts heraus. Später wurden die Kimmerier wegen Nichterfüllung einer Prophezeiung durch einen König zerstreut, doch das anderswohin verlegte Orakel dauerte noch geraume Zeit. »So erzählten die Alten« (Strabo, lib. V, 5f.). Lykophron (ungefähr 304 v. Chr.), beinahe ein Zeitgenosse der vorher genannten Schriftsteller, spricht in seiner Alexandra in seinem geheimnisvollen Stil von den Prophezeiungen des Averno.

Der anonyme Autor der Beschreibung der Welt, für den gewöhnlich Skymnus von Chios gehalten wird, der ungefähr um 90 v. Chr. schrieb, nennt das unterirdische Orakel der Cumä nahe beim Averno den Cerberus. Diodorus Siculus wiederholte drei Jahrhunderte nach Ephorus in dem schon erwähnten Buche: »Man erzählt sich, daß zu mythologischen Zeiten hier ein Orakel der Abgeschiedenen gewesen sei, das später allmählich aufhörte.« Noch später schrieb Maximus Tyrius auf Grund klassischer Erinnerungen, welche jedoch zu seiner Zeit der Wirklichkeit nicht mehr entsprachen[2]).

Von den Kimmeriern und ihren unterirdischen Wohnungen erzählten auch noch Pompeius Festus (de verborum significatione)[3]) und Silius Italicus (lib. 12). Plinius (lib. 3, 9) machte daraus sogar eine Stadt am See. Von den Fischen, welche im Altertum im See existierten, spricht der Grammatiker Servius im 4. Jahrhundert in einem Kommentar zu Vergils Georgica, lib. II. Auch zur Zeit der Langobarden trieb man dort Fischfang. Fast alle Schriftsteller des Altertums und der Renaissance schrieben über das Orakel und den Eingang in die Hölle, obgleich mancher die Höhle der cumanischen Sibylle bei Cumä mit dem Orakel vom Averno verwechselte. Vergil[4]) spielt auf die Höhle als den Eingang zur Unterwelt an, den die Vöge nicht durchfliegen können, weil sie durch die pestbringende Ausdünstung getötet würden.

Andere wiederholten, daß die Vögel nicht über den See fliegen konnten, so Lucretius[5]), Claudianus[6]), Silius Italicus[7]), der Grammatiker Servius, Antigonus und Varro, wie Plinius[8]) erzählt, Livius (lib. V, dec. 3, cap. 12/13) und Florus (lib. I,

---

[1]) Auch später noch war Pozzuoli berühmt durch die Bearbeitung gewisser Metalle.

[2]) Maximi Tyrii, Dissertatio IV, 2. Dicitur in Italia circa magnam Greciam, non procul a lacu, quem Aornon vocant, antrum esse fatidicum, cui homines presunt, qui ab animarum evocatione, quae ibi fit, nomen habent. Huc qui oraculi causa venisset, precibus conceptis, caesa victima, libaminibusque rite effusis, cuiuscumque vellet, sive maiorum, sive amicorum suorum, umbram ciebat: quo facto prodibat tenuis anima, nec visu facilis, nec cognitu, quae tamen et voce praedita esset et divinandi peritia; quumque de iis, quae quaerebantur, respondisset, evanuit. Hoc oraculum novisse mihi Homerus quoque videdur, suumque eo deduxisse Ulyssem.

[3]) Cimmerii dicuntur homines, qui frigoribus occupatas terras incolunt, quales fuerunt inter Baias, et Cumas, in ea regione, in qua convallis satis eminenti jugo circumdata est (d. i. im Averner See) quae neque matutino, neque vespertino tempore sole contegitur.

[4]) Vergils Aeneis lib. VI, 235: Spelunca alta fuit, vastoque immanis hiatu — scrupea, tuta lacu nigro nemorumque tenebris — quam super haud ullae poterant impune volantes — tendere iter pennis: talis sese habitus atris — faucibus effundens supera ad convexa ferebat: — unde locum Graii dixerunt nomine Aornon. Vergl. auch Statius, Lib. V, Carmen 3.

[5]) T. Lucretii Cari, De rerum natura lib. VI, 738: Principio, quo Averna vocantur nomine, id ab re — Impositum est, quia sunt avibus contraria cunctis — E regione ea quod loca cum venere volantes — Remigi oblitae pennarum vela remittunt, — Praecipitesque cadunt molli cervice profusae — In terram, si forte ita fert natura locorum, — Aut in aquam, est si forte lacus substratus Averni. — Is locus est Cumas apud, acri sulfure montes Oppleti calidis ubi fumant fontibus aucti.

[6]) Claudiani, de raptu Proserpinae, lib. II.

[7]) Silius Italicus, lib. XII, 121: Ille olim populis dictum Styga, nomine verso — Stagna inter celebrem nunc mitia monstrat Avernum — Tum tristi nemore, atque umbris nigrantibus horrens — Et formidatus volucri, lethale vomebat — Suffuso virus coelo, Stygiaque per urbes — Religione sacer, saevum retinebat honorem — Ac iuxta caligante situ, longumque per aevum — Infernis pressas nebulis, pallente sub umbra — Cimmerias jacuisse domos, noctemque profundam — Tartareae narrant urbis.

[8]) Plinii, lib. 31, 18 — in Averno ait Varro aves, quae advolaverint, emori.

cap. 16). Sehr viele moderne Geologen sahen darin eine Folge und eine Bestätigung des eruptiven Ursprungs des Sees und darin, daß dies seit der römischen wie überhaupt seit aller historischen Zeit nicht mehr beobachtet wurde, einen Beweis für das langsame Erlöschen der vulkanischen Tätigkeit. Durch die Ausdünstungen der Kohlensäure wurde vielleicht die Existenz der Kimmerier und der Wälder vernichtet, die dort ehemals vorhanden waren, allein Ruinen von Gebäuden findet man bei jedem Schritte, und der Tunnel der Grotta Pace, der noch heute an der Westseite des Sees existiert, wurde erbaut, um für die Cumaner, die dann am Ufer des Sees entlang gehen mußten, den Weg nach Pozzuoli und nach Neapel abzukürzen. Aristoteles fügte zu seiner bereits oben mitgeteilten Beschreibung noch hinzu: »Übrigens ist es falsch, daß kein Vogel über den See fliegen konnte, denn die Besucher des Sees versichern, daß sie nicht wenige Schwäne angetroffen hätten.«

Diodorus Siculus spricht von jenen Fabeln nicht, und Strabo (a. a. O. V, 5) schreibt hierüber: »Nostra vero tempestate quum silvam quae circa Avernum fuit, cecidisset Agrippa, et loca aedificiis occupata essent, actusque infra Avernum Cumas usque cuniculus, omnia ista fabulas esse liquido apparuit: Cocceio qui cuniculum istum duxit (et alium a Dichaearchia sive Puteolis ad Neapolin supra Baias tendentem) fere fabulam istam de Cimmeriis modo relatam sequente, ac fortasse etiam arbitrante loco huic ex antiqua consuetudine convenire, ut per fossas viae ducantur.«

Es ist also eine reine Fabel, daß zu irgend einer Zeit der Averner See den Tieren nachteilig gewesen ist. In sehr alten Zeiten scheint der See mit dem Meere in direkter Verbindung gestanden zu haben, weshalb der augenblickliche Zustand eine kleine Erhebung des Bodens wahrscheinlich macht. Diodorus Siculus erzählt, daß Herkules nach seinen Kämpfen mit den Riesen sich zum Aornos-See begeben habe, und daß er, nachdem früher der See direkt mit dem Meere kommunizierte, einen Damm zwischen dem See und dem Meere erbaut habe. In späteren Zeiten wurde die Verbindung allmählich wieder geöffnet. Zur Zeit Julius Cäsars bewirkten die Unwetter, welche die schmalen Sandbänke zwischen dem Averner See und dem Lucriner See und dem Meere vernichteten, daß das Meer sich in den See ergoß, sehr zum Nachteil der Süßwasserfische.

Cäsar ließ den Damm wieder herrichten und verhinderte so wieder die Verbindung[1]). Bald darauf öffnete der Kaiser Octavianus Augustus die Verbindung wieder, um einen Hafen zu gewinnen[2]) und zwar ungefähr im Jahre 717 u. c.; indem er an den beiden Enden den kleinen Zwischenraum durchschnitt, welcher den Lucriner See vom Meere trennt, machte er aus dem Lucriner und dem Averner See auch für die Schiffe sehr tiefe Häfen. Zu derselben Zeit erneuerte auch Agrippa die zwischen dem Lucriner See und dem Meere gelegene, durch Sturm zerstörte Sanddüne, welche Herkulesweg genannt wurde[3]). Claudius trennte das Meer vom Lucriner See durch eine Mole[4]), aber es blieb doch noch immer eine Verbindung zwischen dem Meere und dem Averner See, dessen Wasser stets brackig blieb. Auch zu Plinius Zeiten war es so, denn er spricht von Austern, die im

---

[1]) Servius Grammaticus in Georgica, lib. II: In Baiano sinu Campaniae lacus sunt duo Lucrinus et Avernus. Cum maris impetus, plerumque irrumpens exinde pisces excluderentur Praefectus C. Julius Caesar ductis brachiis exclusit partem maris, quae antea infesta esse consueverat.

[2]) C. Suetonii Octavius Augustus, c. 16: Portum Julium apud Baias, immisso in Lucrinum et Avernum mari, effecit. Darauf spielt Vergil an: Julia qua ponto longe sonat unda refuso, Tyrrhenusque fretis immittitur aestus Avernis? (Georg. II, 161).

[3]) Strabo, l. V, 46: Der Lucriner See war durch einen 8 Stadien langen und einen Karren breiten Damm vom Meere getrennt. Dieser soll von Herkules erbaut sein, als er die Rinder des Gereon trug. Nachdem aber die Unwetter den Damm an vielen Punkten beschädigt hatten, ließ Agrippa die Straße wieder ausbessern.

[4]) Plinii Secundi, lib. 36, 24.

Averner See gezüchtet wurden[1]). Auch Cassiodorus[2]) zu Beginn des 6. Jahrhunderts u. c. spricht davon. Nero hatte die Absicht, durch einen vollständigen schiffbaren Kanal quer durch die Pontinischen Sümpfe[3]) den Averner See mit Ostia zu verbinden.

Später müssen aber die Verbindungen mit dem Meere oft unterbrochen und immer schwieriger offen zu halten gewesen sein, besonders seit der Versandung des Lucriner Sees durch den Ausbruch des Monte Nuovo im Jahre 1538. Heute ist der See vollkommen süß, und ein Ausfluß zwischen dem Monte Nuovo und dem Lucriner See entwässert ihn zum Mittelmeer (Vgl. Fig. 2 auf S. 12).

Von dem Hügel nördlich vom See steigt man 27 m auf sehr sanften Abhängen bald zum Bezirk Schiana und zur Meierei Viscola hinab, einer elliptischen, wenig eingesenkten Vertiefung, die von wenig mehr als 30 m hohen Hügeln umgeben ist. Im O und W erreichen sie nur eine Höhe von 10—20 m, und nur der Monte Rosso an der Nordwestseite ist 70 m hoch. Alles besteht aus Tuff. Vielleicht handelt es sich, wie Günther (a. a. O. S. 420) annimmt, um den Krater einer Explosion, die ziemlich viel früher war als diejenige, die den Averner See bildete, oder um ein einfaches Erosionstal, zu dessen Abschließung der Ausbruch des Averno beitrug.

VIII. Ciliano.

Ciliano (Cigliano der Karte) ist ein 217 m hoher Hügel, welcher sich zwischen der kraterförmigen Ebene von Campana und der schmalen am Meere gelegenen Ebene erhebt (Vgl. Fig. 2 auf S. 12). Westlich trennt ihn die Campanische Straße vom M. Barbaro, die dort in 82 m Höhe ü. d. M. durch einen Engpaß geht, östlich ein wenig emporragender Hügel von den Astroni auf der Seite der Torre Nocera. Mit Ausnahme von dieser Seite erhebt sich also der Hügel ziemlich isoliert aus der Ebene; er hat eine beinahe regelmäßig konische Form und ungefähr dieselbe Höhe wie die Hügel, welche östlich den See von Agnano umgeben.

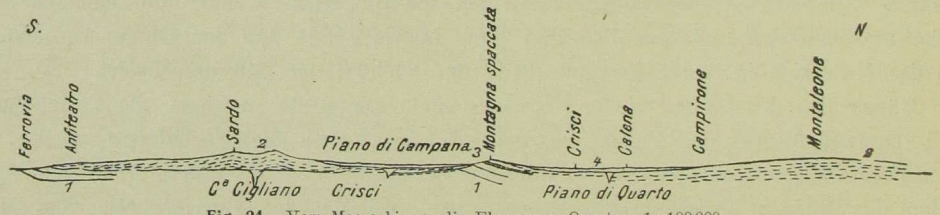


Fig. 24. Vom Meere bis an die Ebene von Quarto. 1 : 100000.
1. Gelber Tuff; 2. Grauer Tuff; 3. Hypokristallinische Schlacken; 4. Alluvium.

Der Gipfel des Kegels ist in einer Höhe von 200 m stumpf abgeschnitten und bildet dort eine leicht vertiefte Ebene, so groß wie der Kraterboden der Solfatara. Der Durchmesser des zentralen Teiles des Bodens, der ganz mit Weinreben und Kastanien bedeckt ist und eine Zeit lang Landgut Capomazza genannt wurde, ist ungefähr 350 m. Der tiefste Punkt desselben erhebt sich 169 m ü. d. M., der höchste Punkt des Randes, der einem Halbmond gleicht, im N 217 m; im S und O erhebt sich der Hügel nur 30 m über das Landgut und noch etwas weniger im W, wo die Gewässer abfließen. Die konische Form und die leichte Vertiefung auf dem Gipfel waren ohne Zweifel die Ursachen, die dazu geführt haben, den Ciliano für einen Eruptionskrater zu halten.

[1]) Ebenda lib. 32, 27: Ostrea brundisiana in Averno compasta, et suum retinere succum, et a Lucrino adoptare creduntur.

[2]) Cassiodori, l. 6, ep. 6: Deinde immissum Averno stagneum mare, ubi ad voluptatem hominum vita gignitur ostreorum.

[3]) C. Suetonii, Nero 31: Inchoabat fossam ab Averno Ostiam usque, ut navibus, nec tamen mari jnetur, longitudinis per centum sexaginta millia, latitudinis, qua contrariae quinqueremes commearent.

Von dem gelben Tuffe des Hügels von Pozzuoli aus, der der älteste Boden dieser Gegenden ist, passiert man auf einer weiten Strecke sehr junge Alluvionen, welche die letzten zum Meere sich erstreckenden Abhänge des Ciliano bedecken; besteigt man ihn, so trifft man längs des Hohlweges östlich von Vaiano wie längs der anderen Giesbäche, welche ihn durchfurchen, in ununterbrochener Reihenfolge Schichten von aschgrauem, gelblichem, manchmal rötlichem Tuff, der aus kleinen Krümelchen, unter denen am meisten Fragmente von gelbem Bimsstein vorkommen, besteht, zuweilen aber so fein ist wie echter Puzzolan und hier und da Lagen von Augit und Magnetit, die ihn schwarz färben, enthält. Auf der Westseite ist der Tuff bald fein, bald enthält er wenige unregelmäßige stets eckige bis 5 cbdcm große Auswürflinge von Bimssteinen und gleichaltrigen Schlacken, in denen Sanidin und Augit vorkommen. Bisweilen zeigen dieselben Spuren von Pressung, welche durch den Fall auf die unterhalb befindliche Tuffmasse hervorgebracht sind. Auf 2/3 der Höhe trifft man, wenn man östlich von Vaiano heraufkommt, bei ca 150 m mitten im Tuffe etwas häufiger einige linsenförmige Partien von schwarzen Schlackenstücken oder von hellen Bimssteinen von ungefähr Nuß- oder Apfelgröße. Diese und andere seltene Schlackenauswürflinge beweisen die Analogie mit den Ausbrüchen des Monte Nuovo und des Averno.

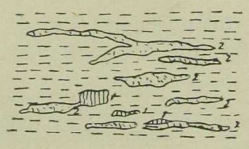


Fig. 25. Am Monte di Ciliano zwischen Vaiano und Salvio. 1. Schlacken; 2. Bimssteinbreccie im grauen Tuff.

Der höchste Teil des kraterförmigen Randes besteht aus horizontalen Schichten von abwechselnd großen und kleinen Bimssteinen mit einigen dünnen Schichten von gelbem, violettem oder grauem Puzzolan in der Mitte. Man sieht sie am besten im W in den neuen zu den Weingärten führenden Gängen. Sie gleichen dem äußeren Ansehen nach vollkommen denen auf den höchsten Teilen der Hügel von Capodimonte nach Foria.

Rings um die Vertiefung auf dem Gipfel gibt es weder steile Wände noch Spuren irgendwelcher Explosionen von Schlacken, noch von Laven.

Die Schichten des Tuffes sind deutlich zu unterscheiden, oft sehr dünn, eben, auch mit Diagonalschichtung, und durcheinander verschlungen, wie das bei solchen Schichten meist der Fall ist, manchmal auch etwas geneigt und gekrümmt, aber immer nur auf kurze Strecken.

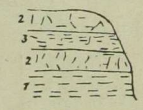


Fig. 26. Gipfel des Ciliano nach W zu. 1. Grauer Tuff; 2. Bimssteinbänke; 3. Sehr fein geschichtete Bimssteine.

Im W und im SW ist die Oberfläche mit Vegetation bedeckt oder so verändert, daß man die ursprüngliche Natur des Erdbodens nicht mehr erkennen kann; steigt man jedoch westlich zum Gut Cataneo hinab, so trifft man 20° nach W einfallende Bänke an. Höher nach O zu fallen sie nur noch 10° nach NO ein und bei Sardo 10° nach SO, auf dem höchsten Teile sind sie aber vollständig horizontal. Je höher man steigt, desto jüngere Schichten trifft man an. In ihrer allgemeinen Anordnung folgen sie wenig der Neigung des Kegels, und häufig werden sie von seiner Oberfläche direkt durchschnitten; so setzen sie sich z. B. im O, mit Ausnahme der durch die Täler hervorgebrachten Unterbrechungen, ununterbrochen bis zu den Astroni fort; im N werden sie von der Ebene der Campanischen Straße unterbrochen; auch an den tieferen Stellen der West- und Nordwestseite gewahrt man ihre horizontale Lagerung und das Abschneiden der Schichten sehr deutlich. Schlacken im Durchmesser bis zu 3 dcm sieht man nur selten hier und da an der Oberfläche.

De Lorenzo suchte mir die Ansicht beizubringen, daß die schlechte Erhaltung des Kraters von seiner teilweisen Wiederauffüllung herrühren könnte. Dies ist wahrscheinlich, auch ohne die Annahme eines Sees, der infolge der großen Durchlässigkeit des Bodens sich nicht halten konnte. Auf jeden Fall deuten die geringe Erhaltung, zusammen mit

der starken Denudation auf den äußeren Abhängen, mit dem teilweisen Abschneiden der Schichten, mit ihrem Einfallen, der Überlagerung durch feine Schichten von Bimssteinen und von grauen Tuffen, welche den Gipfel des Berges, wie alle höchsten Schichten der Phlegräischen Felder bedeckt haben, darauf hin, daß der Ausbruch des grauen Tuffes des Ciliano ziemlich alt ist, wahrscheinlich später als die Explosion der Ebene von Campana, aber früher als diejenige der Astroni, der Senga und der Solfatara. De Lorenzo setzt sie allerdings später als die der Astroni[1]) an.

IX. Monte Olibano.

Auf der ganzen italienischen Halbinsel, mit Ausnahme der Inseln, und in ganz Europa findet man außer der Gegend des Monte Olibano (vergl. Fig. 8 S. 21 u. Fig. 34 S. 85) zwischen Bagnoli und Pozzuoli keinen Ort, wo die Denudation die Verteilung der vulkanischen Massen, welche ihren Ausbruchsschlöten am nächsten waren, deutlicher freigelegt hätte. Man kann in der Tat berechnen, daß das natürliche Profil der Laven des Monte Olibano, das man längs des Meeres sieht, höchstens 300 m vom Krater des Vulkans entfernt gewesen ist, den man jetzt nicht mehr erkennen kann. Ich werde zunächst das Profil beschreiben, indem ich dabei von unten anfange, wie man es im W, d. h. gegen Gerolomini, und nach O, d. h. gegen Bagnoli, sieht. Teile dieses Profils wurden bereits beschrieben und publiziert von Guiscardi[2]) und Sueß[3]). Einen theoretischen Durchschnitt hat Scacchi[4]), eine Zeichnung Hamilton[5]) gegeben. Auch vom Rath hat diese Gegenden beschrieben[6]). Ich werde zunächst die Schichtenfolge östlich vom Monte Olibano beschreiben, indem ich mich von der Pietra nach Promontorio wende, dann jene, welche man in der Verlängerung der vorhergehenden nach W sieht von Promontorio nach Gerolomini. So wird dann die ganze Front des Lavaausbruches des Monte Olibano nach dem Meere zu beschrieben.

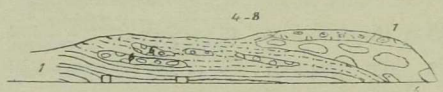


Fig. 27. Westlich des Vorgebirges des Monte Olibano gegen Pozzuoli zu zwischen dem Gasthof Flavio Gioia und dem königlichen Bruch degli Scogli. Etwa 1 : 12000.
1. Gelber Tuff und Ton mit marinen Fossilien; 4.—8. Grauer Tuff; 6. Trachyte; 7. Breccienartige Trachyte.

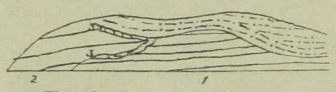


Fig. 28. Beim Capo alla Pietra.
1. Gelber Tuff und Breccie von gelbem Tuff; 2. Trachyte des Monte Olibano; 3. Schlacken; 4. Rötlich grauer Tuff des Monte Olibano.

Beim östlichen Eingang in den Tunnel der Cumanischen Eisenbahn gleich hinter der Station Pietra beim Capo di Chiaia und östlich von dem größeren Tunnel unter dem M. Olibano besteht der Hügel gänzlich aus gelbem Tuff Nr. 1 mit abgerundeten pisolithischen gelben und weißen Bruchstücken und vereinzelten Trachytstücken. Bei dem folgenden Tunnel des Monte Olibano, vor der Station Gerolomini, sieht man inmitten regelmäßiger Bänke gelben Tuffes Bänke von Tuff Nr. 2 aus großen Stücken verschiedener Größe des gewöhnlichen gelben deutlich geschichteten Tuffes zusammengesetzt, die aber abgerundet und unregelmäßig angeordnet sind.

---

[1]) De Lorenzo und Riva, a. a. O. S. 78.
[2]) G. Guiscardi, Contribuzioni alla geologia dei Campi Flegrei. (Atti R. Acc. d. sc. Napoli 1863.)
[3]) Sueß, Das Antlitz der Erde. Bd II. Wien 1888, S. 473. Fig. 39.
[4]) A. Scacchi, Campania, S. 139.
[5]) Campi Phlegraei, Pl. XXIII.
[6]) vom Rath, Geogn. mineral. Fragmente aus Italien. (Zeitschr. der deutschen Geol. Gesellschaft 1886, Bd XVIII, S. 614.)

Weit entfernt davon in jenen Anhäufungen die Wirkung einer vulkanischen Explosion zu sehen, welche heterogene und unregelmäßiger angeordnete Bruchstücke aufgehäuft hätte, sehe ich vielmehr in ihnen die Wirkung einer durch das Meer hervorgerufenen Corrosion und einer Zerstückelung der dort befindlichen gelben Tuffe, denn unter ihm liegen gleichzeitige, sicher marine Schichten, was ich nie anderswo in dieser Gegend fern vom Meere gesehen habe.

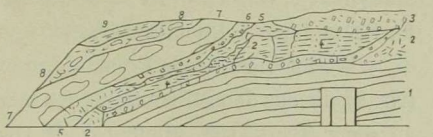


Fig. 29. Am Vorgebirge des Monte Olibano gegen Pietra zu (Fortsetzung von Prof. 27). Etwa 1 : 10000.
1. Gelber Tuff; 2. Breccie von gelbem Tuff; 3. und 6. Dunkle Schlacken u. Breccie von gelbem Tuff; 4. Dunkler grauer Tuff, der weniger deutlich geschichtet ist und Breccie von gelbem Tuff; 5. Schwarze Schlacken; 7. Trachyte; 8. Breccienartige Trachyte; 9. Grauer Tuff.

Der gelbe Tuff östlich vom Tunnel des Monte Olibano ist etwa 15 m mächtig.

Über dem Tuff Nr. 2, etwa 9 m ü. d. M. beobachtete Guiscardi[1]) vom Capo di Chiaia bis zum Monte Olibano eine ca 8 dcm hohe Schicht Sand mit spärlichen marinen Fossilien, die an der Oberfläche häufiger werden, von Arten, die auch heute noch am Capo di Chiaia leben, nämlich Venus gallina L., Arca lactea L., Arca scabra Poli, Chama gryphoides L., Lima squamosa Lck., Spondylus gaederopus L., Siliquaria anguina L., Cerithium vulgatum Brug., Murex trunculus L., Columbella rustica L., Mitra ebenus Lck[1]).

Darüber befindet sich eine ca 2 m hohe Bank (Nr. 3) von dunklen fragmentarischen Schlacken, die den bisher untersuchten gleichen, aber ziemlich viele in die Augen fallende Kristalle von Sanidin enthalten; sie sind von Tuff begleitet. Diese Bank nimmt nach W, d. h. wenn man sich dem alten Zentrum des Ausbruchs nähert, an Höhe zu und besteht nur noch aus schwarzen Schlacken ohne Tuff. Im Tunnel des Monte Olibano der cumanischen Eisenbahn begegnet man an einigen Stellen am Gewölbe ganz den nämlichen Schlacken[2]).

Die Schlackenbank wird ihrerseits von dunkelgrauem oder gelbem Tuff (Nr. 4) bedeckt, der weniger deutlich geschichtet ist, als der vorhergehende; sie enthält hier und da Bänke von Bruchstücken gelben Tuffes, die mit Nr. 2 identisch sind. Eine dieser unregelmäßigen Bänke ist ca 10 m hoch. Weiter nach W zu zeigen sich in dem Verhältnis, in welchem die unterhalb befindlichen Schlacken an Mächtigkeit zunehmen, in dieser Bank Schlackenstücke von 1—8 cbm Volumen.

Über dem Tuff bemerkt man eine Bank (Nr. 5) von schwarzen mit den vorhergehenden identischen Schlacken; die Bank ist sehr unregelmäßig, wie es sein muß, da es sich um Eruptivmassen handelt. Die am meisten fragmentarischen Schlacken sind von gewissen ausgedehnten kompakten ganz schwarzen Massen begleitet, die wirkliche kleine Lavaströme zu sein scheinen.

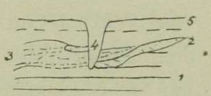


Fig. 30. Tal unterhalb Cariate.
1. Gelber Tuff; 2. Breccie von gelbem Tuff; 3. Rötlich grauer Tuff d. M. Olibano; 4. Schlacken; 5. Grauer Tuff.

Breislak[3]) sagt, daß er in den Zwischenräumen Partikel von Eisenglimmer gefunden habe. Gewöhnlich werden solche Schlacken »ferrugine«, Eisenrost, genannt, weil sie das Aussehen der Schlacken haben, welche vom Schmelzen von Eisenerzen herrühren. Die Berührungsebene zwischen den Schlacken und dem darunter befindlichen Tuff ist unregelmäßig, als ob vor der Ablagerung der Schlacken eine Denudation stattgefunden hätte, und bei der Berührung ist der Tuff infolge der Hitze etwas rötlich oder gelblich geworden, wie das schon von anderen bemerkt worden ist.

Beim Promontorio kommt eine andere Bank zum Vorschein (Nr. 6), die identisch mit Nr. 3 ist und aus Schlacken und Bruchstücken von Tuff besteht, der durch das

[1]) G. Guiscardi, Contribuzioni alla geologia dei campi Flegrei. (Atti R. Acc. d. sc. Napoli 1863)
[2]) Johnston-Lavis, Rep. of the Committee, 1888.
[3]) Breislak, Essais minéral. S. 168.

Meer und durch den Ausbruch wie gewöhnlich zerbrochen ist. Das Ganze ist weiter bedeckt von dem mächtigen gleichförmigen Lavastrom des Monte Olibano (Nr. 7), der eine Mächtigkeit von 15—30 m besitzt. Die trachytische Lava ist kompakt, meist von heller Farbe und stets kristallinisch.

Weiter nach dem Promontorio zu kommt man auf eine breccienartige, graue Formation (Nr. 8), die aus demselben trachytischen Material und einigen schwarzen Schlacken besteht, weiter zu einer Bank von grauem Tuff (Nr. 9), ähnlich der Nr. 4, die deutlich geschichtet ist[1]).

Entfernt man sich vom Promontorio und wendet sich gegen die Pietra und Bagnoli, so bemerkt man, wie schon gesagt, daß der Trachyt aufhört, daß alle Schlackenbänke dünner werden, obwohl die unteren mit den oberen sich vereinigen, und dann aufhören. Statt ihrer liegt über dem gelben Tuff dunkelgrauer, rötlicher Tuff, der weniger deutlich geschichtet ist, als Nr. 4 (vgl. Fig. 29 auf S. 77), sich von jedem anderen Tuff der Phlegräischen Felder deutlich unterscheidet und ohne Zweifel ein Produkt des Vulkans

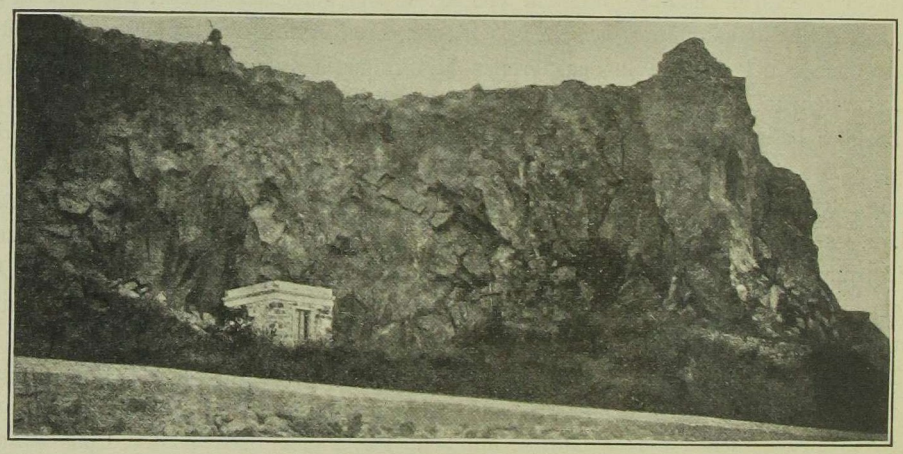


Fig. 31. Trachyt bedeckt von Schlacken am Monte Olibano.

des Monte Olibano ist. Er folgt der Küste bis Bagnoli, indem er noch hier und da einige Anhäufungen von schwarzen Schlacken enthält (vgl. Fig. 28 auf S. 76 und Fig. 30 auf S. 77) und ist von grauemTuff (Nr. 9) der jüngsten Zeit und von anderer Herkunft bedeckt.

Derselbe Tuff dehnt sich auch landeinwärts nach N längs der Straße aus, die von Pozzuoli und von S. Gennaro nach Fuorigrotta führt; man trifft ihn besonders in den Einschnitten an. Nordöstlich von Monte Olibano ist er von graurötlicher Farbe mit sehr kleinen Breccien und Bimssteinen und zwar von da, wo die Straße die Villa Perrone berührt, bis sie den Hügel schneidet, welcher zwischen jener und der Villa Fanzetta liegt, östlich vom Hügel von Cariati. Dort kommen einige Bänke von schwarzen Schlacken vor, die ihrerseits von trachytischen Breccien der Solfatara bedeckt sind (Fig. 9, S. 25).

Folgen wir der Straße in östlicher Richtung nach San Luise zu, so finden wir in den gleichen rotgrauen feinen Tuffen bisweilen roten, sehr feinen Puzzolan, bisweilen viele Bimssteine mit meistens sehr kleinen Schlacken bis zur Größe eines Apfels, mit Trachytstücken, die denen des Monte Olibano ähnlich, aber zersetzt und zuweilen weiß geworden sind. Die Schichten fallen 22° nach SW ein.

Aus diesen Beobachtungen müßte man schließen, daß die Ausbrüche des Monte Olibano jünger sind als diejenigen von Agnano und älter als wenigstens die letzten Explosionen und die Bildung des jetzigen Kraters der Solfatara.

---

[1]) Eine Zeichnung davon befindet sich bei Hamilton, Campi Phlegraei. Naples 1776 Pl. 23.

Kehren wir zum Promontorio zurück, welcher ganz und gar aus trachytischer Lava besteht. Sie ist im westlichen Teile viel mächtiger als in dem östlichen schon behandelten Teile bei der Pietra und wird lebhaft für den Bau von Häusern usw. gebrochen. Der hauptsächlichste Steinbruch wird heute der königliche Steinbruch «degli Scogli» genannt.

Auf dieser Westseite des Promontorio ist, wenn man gegen Gerolomini und Pozzuoli geht, das Profil manchmal einfacher, manchmal mehr komplizierter Art[1]) (vgl. Fig. 27 auf S. 76).

Der gelbe Tuff Nr. 1, der die Basis des östlichen Profils bildete, wird hier von aschfarbenen deutlich geschichteten Tonen vertreten, welche hier und da ein Stück gelben oder grauen Tuffes enthalten mit marinen Fossilien; sie sind bekannt als Mergel des Monte Dolce, die Scacchi und die übrigen Schriftsteller, welche den Katalog der Fossilien von Guiscardi wieder angeführt haben, beschrieben haben. Auch Sueß nennt sie in seinem oben zitierten geologischen Profil.

Die höheren Schlackenbänke Nr. 3 und 5, welche man östlich vom Promontorio bemerkt, setzen sich nach W nicht fort. Dort werden sie durch zwei getrennte aufeinanderfolgende Bänke von kompakter Lava oder Trachyt Nr. 7 ersetzt; sie sind nicht mit der größeren mächtigeren Masse zu verwechseln, die das Promontorio bildet, und kommen auch an dem westlichsten Ende des Profils bei der Therme Musto vor.

Beide Trachytbänke werden durch eine kleine Schicht grauen Tuffes wie Nr. 4 voneinander getrennt. Die untere Bank ist etwas ausgedehnter und einheitlicher, die obere ist in wenigstens drei dünnere Lagen geteilt, die ihrerseits mit grauem Tuff Nr. 4 bedeckt sind, der aber nur von geringer Mächtigkeit ist; dieser Tuff trennt die beiden Bänke von der größeren Trachytbank Nr. 7, die das Promontorio bildet und auch in dem vorhergehenden Profil erwähnt ist.

Folgt man der Küste weiter nach W, so stößt man plötzlich und unvermittelt auf gelben Tuff von Pozzuoli.

Das östliche Profil ist ungefähr $^1/_2$ km lang und ebenso lang ist auch das westliche; da ihre Längsrichtungen aber einen Winkel miteinander bilden, so ist der Schnitt, die dritte Seite des Dreiecks, nicht länger als 750 m. Alle Bänke sind ungefähr unter einem Winkel von 25° nach Süden, d. h. gegen das Meer geneigt dergestalt, daß wohl der Trachyt, nicht aber das darunterliegende Gestein bis an das Meer, an die äußerste Spitze des Promontorio reicht.

Die roten oder braunen unteren Schlacken ähneln denjenigen der Senga; sie wurden von Roth untersucht, welcher in der Grundmasse, die z. T. glasig ist, Sanidin, Augit und Biotit fand[2]). Ich selbst habe auch Magnetit beobachtet und gesehen, daß der Sanidin Mikrolithen bildet, meistens isolierte Nadeln in der Grundmasse, und nur in einigen Punkten in Einsprenglingen vorkommt. Diese sind meist wie im kristallinischen Trachyt Kalknatron-Feldspat mit Glaseinschlüssen, verzwillingt mit wenig deutlicher polysynthetischer Streifung, mit schwachem Pleochroismus, mit zonarer Struktur; sie sind nach der Mitte zu saurer und zeigen an den Enden einen Saum von Sanidin; doch kommen in dem Zentrum auch basischere Kristalle vor; in einem Falle löschte ein Kristall auf P bei $-35°7'$ aus (Anorthit), die äußeren Zonen bei $-19°$ (Bytownit) und bei $-29°$ (Anorthit). In anderen Fällen geht die Auslöschung von Oligoklas im Zentrum (auf $P+11°57'$) bis zum Bytownit ($-24°46'$). Bytownit und Anorthit mit den charakteristischen Auslöschungswinkeln von $-37°$ sind unter den Plagioklasen die gewöhnlichen. Seltener kommt Albit vor.

Die darüberliegende trachytische Lava ist kompakt, oberflächlich zersetzt und weißlich geworden, im Innern aber grau oder schwarz oder rötlich, meist aber hell und unverändert,

[1]) Eine Zeichnung findet sich bei Hamilton, a. a. O. Pl. 24.
[2]) J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd II, S. 246.

oft sehr feinkörnig. Untersucht wurde sie von Abich, Vogelsang, Kalkowsky, vom Rath, Roth, Rosenbusch, Dell' Erba, Lacroix, Clifton Ward[1]) usw. Nach Abich[2]) beträgt ihr spezifisches Gewicht 2,685, sie enthält 68,89 Proz. Kieselsäure[3]).

Was die Struktur dieses Trachyts im allgemeinen betrifft, so kommen hier größere Differenzen vor als in anderen benachbarten Trachyten. Er ist überwiegend oder ausschließlich kristallinisch, mehr als irgend ein anderes Gestein der Phlegräischen Felder, aber größere Partien von Gemengteilen aus deutlichen gröberen Kristallen schließen ein Partien mit kleineren Kristallen oder umgekehrt. Der Reichtum an größeren Kristallen, besonders an Sanidin, gewährt dem Gestein ein porphyrartiges Aussehen. Am Meere entlang bleiben diese Kristalle häufig durch die Tätigkeit der Wellen isoliert übrig.

Bei der mikroskopischen Untersuchung zunächst der feiner kristallinischen Partien erkennt man in der Grundmasse leistenförmige Kriställchen von Sanidin, einfache oder Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz, ferner nach Dell' Erba[4]) solche von sehr porösem Plagioklas, grüne oder gelbe Augite, die häufig zerbrochen und bis zum völligen Verschwinden des Minerals chemisch corrodiert sind, von dem nur noch der mehr oder weniger vollständig Kristallumriß mit Körnern von Magnetiten übrig geblieben ist, und Magnetit. Kalkowsky beobachtete glasige Sphärolithe, auch Vogelsang fand eine glasige Basis, die jedoch stets nur sehr spärlich vorkommt, meist aber fehlt. Unter den Einschlüssen kommen große Kristalle von Sanidin vor, bei denen zonare Struktur häufig ist. In den mikroskopischen Schnitten unterscheidet sich, falls sie nicht der Zone (001):(100) angehören, die Auslöschung in den verschiedenen konzentrischen Zonen, woraus man nach Rosenbusch schließen könnte, daß der Kali- und Natrongehalt in den verschiedenen Zonen ungleich sei. Die Anwachsstreifen bilden in diesen Fällen konzentrische Polygone und manchmal, obwohl selten, ändert sich die Form der Zonen, infolgedessen auch die Richtung des Wachstums in einem und demselben Kristall[5]). Im Sanidin befinden sich Flüssigkeitseinschlüsse, was bei ähnlichen Gesteinen ziemlich selten vorkommt[6]). Vogelsang beobachtete im Sanidin wie im Augit Glaseinschlüsse; ferner kommen nach Lacroix Kristalle von Plagioklas mit guten Umrissen vor, die eine ungeheure Zahl regelmäßiger polyedrischer Poren besitzen, die dem ganzen das Aussehen von Drell oder Spitzen geben[7]). In gewissen Einschlüssen mehr basischer Natur umgibt Plagioklas, der Andesit oder Labradorit ist, ohne glatte Umrisse die mehr basischen Mineralien[8]). Ferner kommt goldgelber oder grüner Augit vor, welcher am Rande oft in Ägirin übergeht[9]), dann Hornblende in großen Kristallen oder in Mikrolithen, die bisweilen kristallographisch orientiert mit Augit verwachsen sind[10]), Magnetit und selten, wie Lacroix und Vogelsang beobachteten, Biotit und Olivin (Lacroix, S. 377), welchen man, wenn auch selten, in Körnern beobachten kann, die durch die Corrosion der Meereswellen leicht isoliert werden. Dell' Erba beobachtete unter den mikroskopischen Einschlüssen auch Apatit.

In den gröber kristallinischen Partien, die zugleich die räumlich ausgedehntesten sind, fehlt eine Grundmasse, und das Gestein besteht lediglich aus großen Kristallen, und hat infolgedessen holokristallinische oder körnige Struktur, wie Granit und andere alte Gesteine.

---

[1]) Clifton Ward, On the comparative microscopic rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. (Quart. Journ. of the Geolog. Soc. London 1875.)

[2]) Nat. d. vulk. Bild. S. 30.

[3]) Daß Sueton von durch Caligula am Monte Olibano angelegten Steinbrüche gesprochen habe, beruht nur auf Erfindung einiger Autoren.

[4]) Dell' Erba, Sanidinite sod. pir. di S. Elmo, S. 183.

[5]) H. Rosenbusch, Mikr. der massigen Gesteine. Stuttgart 1896, 3. Aufl., Bd. II, S. 742.

[6]) Rosenbusch, a. a. O. S. 743.

[7]) Lacroix, a. a. O. S. 377.

[8]) Ibidem.

[9]) Ibidem S. 376. — Vogelsang, a. a. O.

[10]) Ibidem S. 377. — Dell' Erba, a. a. O.

Es ist leicht zerreiblich und enthält zahlreiche miarolitische Hohlräume; Lacroix fand in ihm große Kristalle von Sanidin mit seltenen Einschlüssen von Apatit, Magnetit, Augit, häufig Plagioklase mit Poren, die ihrerseits Hämatit, Augit usw. enthielten[1]. Bisweilen sieht man auch feinkörnigere Adern mit porphyrischer Struktur. In der Grundmasse des Trachyts fanden weder Kalkowsky[2]) noch Vogelsang[3]) Sodalith, der von vom Rath und anderen beobachtet worden war. Rosenbusch[4]) bemerkte blauen Sodalith, der unregelmäßig und wenig häufig zusammen mit Hauyn vorkam[5]). Lacroix[6]) hat ihn nur in kleiner Menge in den Hohlräumen und um den Sanidin herum konstatiert. In den Spalten und den Hohlräumen konstatierte Spallanzani Eisenglanz, Lacroix[7]) Augit und Anorthit, vom Rath[8]) Sanidin, weißen Sodalith, grünen Augit, braune Hornblende, Calcit und Breislakit. Nach Wichmann ist dies Mineral eine nadelartige Varietät des Eisen-Olivins, des Fayalits[9]). Auch ich habe ihn in den Spalten und in kleinen Drusen des Trachyts in Büscheln und in Flocken sehr feiner, zerbrechlicher gerader Nadeln beobachtet, die gegen 0,5 cm lang, undurchsichtig, glänzend, rotbraun waren, und von Chlorwasserstoffsäure kaum oder gar nicht angegriffen wurden, charakteristische Eigenschaften, die auch beim Fayalit vorkommen, den Iddings, Penfield und Bergeat auch auf den Liparischen Inseln konstatiert haben.

Nach Rosenbusch (a. a. O. S. 766) ist das Gestein bei der Armut an Sodalith ein Augittrachyt vom Ponzatypus. Im Verhältnis zu den Strömen und Schlacken anderer Phlegräischer Vulkane kommt Hornblende weit seltener vor.

Lacroix, welcher nicht anerkannte, daß die von ihm untersuchten und veröffentlichten Stücke wesentliche Teile der Hauptmasse ausmachen, hielt sie für einfache Einschlüsse im Trachyt. Die feinkörnigen Stücke mit Grundmasse, mit Gemengteilen von zwei Generationen und mit groben porphyrischen Kristallen vergleicht er mit den Mikrograniten und nennt sie Mikrosanidinite, indem er sie für einen Übergang zu mehr kristallinischen Formen mit holokristallinischer oder körniger Struktur wie die Granite, die er Sanidinite nennt, hielt. Da diese Teile notwendigerweise dieselbe Natur haben wie das ganze einschließende Gestein, so nennt Lacroix sie homoeogene Einschlüsse. Gleichzeitig betrachtet er die Augit- und Anorthiteinsprenglinge als »enallogen«, um seine Worte zu gebrauchen, d. h. herrührend von der Auflösung fremder Gesteine, die keine Beziehung zu der mineralogischen Zusammensetzung des einschließenden Gesteins haben, und wahrscheinlich von Kalksteinen. Indessen gehören Anorthit und noch mehr Augit zu den Hauptgemengteilen des Gesteins. Indem er von der unzutreffenden Vorstellung ausgeht, daß es sich um Einschlüsse handele, sagt er: »Il est impossible de n'être pas frappé par l'analogie complète qui existe entre les minéraux constituant ces sanidinites et ceux de la roche volcanique englobante. De plus, la composition moyenne de celle-ci est tout à fait comparable à celle de sa sanidinite. L'étroite parenté existant entre ces deux catégories de roches étant établie, et, d'autre part, la structure grenue ne se présentant pas dans les roches volcaniques acides venues au jour, il est logique d'en conclure que les sanidinites proviennent de la cristallisation intratellurique du magma qui s'est épanché sous forme de roche microlitique. Le trachyte et sa

[1]) Lacroix, a. a O. S. 376.
[2]) Kalkowsky, Zeitschr. der deutschen geol. Ges., Bd. 30, S. 670.
[3]) Vogelsang, Philosophie der Geologie. Erläuterungen zu Tafel VI. Fig 1.
[4]) Rosenbusch, a. a. O. S. 754.
[5]) Ebenda, Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., 1879, S. 647.
[6]) Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques. Macon 1893, S. 377.
[7]) Ebenda, a. a. O. S. 329.
[8]) vom Rath, Geogn. mineral. Fragmente. (Zeitschr. der deutsch. Geol. Ges., Bd. 18, S. 615.) — Roth, Der Vesuv S. 506.
[9]) A. Wichmann, Über den Breislakit. (Zeitschr. für Kristallographie, XXVIII, S. 529, 1897.)

sanidinite ne diffèrent donc que grâce aux conditions différentes qui ont présidé à leur cristallisation.« ... »Ceci étant posé, on peut se demander si ces cristallisations intratelluriques ont donné naissance à de véritables roches solides en place, ou si elles n'ont consisté qu'en éponges cristallines, agglomération de grands cristaux, nageant dans le magma volcanique encore plastique.« ... »Si les sanidinites avaient formé des espèces de *glaçons* au milieu du magma trachytique, on observerait des corrosions effectuées à la periphérie de l'enclave, mais aucun de ces phénomènes complexes qui se produisent dans les druses et d'une façon uniforme dans tout l'échantillon. Ils s'expliquent bien dans l'hypothèse d'une roche solide, brusquemement amenée dans un magma visqueux en présence d'emanations minéralisatrices pouvant s'emmagasiner facilement dans l'enclave, grâce à sa porosité et à sa richesse en interstices miarolitiques.« Auch Rosenbusch (S. 775) scheint der Meinung zu sein, daß die Sanidinite der basischen Trachyte Fragmente von Tiefengesteinen sind, die durch pneumatolytische Wirkungen beeinflußt wurden.

Die Sanidinite und die Mikrosanidinite des Monte Olibano bilden keineswegs Einschlüsse in trachytischen Massen, sondern im Gegenteil die Hauptmasse des Gesteins. Das ganze Gestein besitzt eine hochgradig kristallinische Struktur, worin es sich von hypokristallinischen Schlacken unterscheidet. Wären die sog. Sanidinite und Mikrosanidinite Bruchstücke unveränderten Gesteins, die aus der Tiefe herstammen, während man sie vielmehr mitten in den Strömen findet, die unzweifelhaft an die Oberfläche herausgeflossen sind, so würde man sie wahrscheinlich mitten unter den Schlacken finden, welche, anstatt direkt an die Oberfläche zu kommen, von der Spannung der Wasserdämpfe herausgeschleudert wurden und unmittelbar aus einer Tiefe kamen, die mehr oder weniger größer ist, als diejenige, aus der die Ströme hervorkommen. Die Ursachen der körnigen Struktur des Gesteins muß man also in ganz anderen Umständen suchen, als die Petrographen annehmen. Der Sanidinit ist an der Oberfläche offenbar in der Form von flüssiger Lava von sehr hoher Temperatur herausgekommen, deshalb müssen die sämtlich ursprünglich flüssigen Bestandteile im Innern der Lavaströme kristallisiert sein, so lange diese sich langsam abkühlten, sicherlich aber in der extratellurischen Periode, wenigstens soweit die Sanidinkristalle fluidale Anordnung zeigen. Übrigens fehlt es unter den Einschlüssen im Sanidin und im Pyroxen nicht an Glas. Die miarolitischen Hohlräume in dem Gestein, welche jetzt mit verschiedenartigen Kristallen ausgefüllt sind, rühren wahrscheinlich von einer Veränderung des Volumens beim Erkaltungsprozesse her, die nicht möglich gewesen wäre, wenn das Gestein in einer glasigen oder hypokristallinischen Form, statt in einer holokristallinischen körnigen fest geworden wäre. Den sog. Sanidiniten des Monte Olibano ähneln diejenigen, die sich im augitischen Trachyt des Laacher Sees finden; diese haben zu weitläufigen Erörterungen Anlaß gegeben und zu einer Ansicht, die mit derjenigen übereinstimmt, die Lacroix von unseren Gesteinen ausspricht. Laspeyres hält an der Meinung fest, daß sie sich von den Trachtyen nur durch die verschiedenen Umstände unterscheiden, unter denen sie kristallinisch wurden.

Scacchi, welcher die Meinung bekämpft, daß die Lava des Monte Olibano in den Tuff als Gang eingedrungen wäre, glaubt, daß es sich hier um einen echten vulkanischen Ausbruch handelt; ebenso nahmen vor ihm Hamilton und andere an, daß die Lava identisch sei mit der der Solfatara, die sehr nahe liegt, und aus jenem Krater geflossen sei[2]). Roth bezweifelt dies stark[3]). Die beiden Lavamassen stehen oberflächlich in keinem Punkte mit einander in Verbindung, wie man nach einigen geologischen Karten glauben könnte; ein Zwischenraum von mindestens 500 m, der von Tuffen eingenommen

[1]) A. Lacroix, a. a. O. p. 353—56.
[2]) Scacchi, Campania, S. 140.
[3]) Roth, Der Vesuv, S. 507.

ist, trennt sie. Die Lava der Solfatara, soweit man nicht den unteren Teil darunter begreift, erhebt sich wenigstens 100 m über dem höchsten Lavastrom des Monte Olibano und stammt sehr wahrscheinlich aus späterer Zeit. Zwar haben beide Laven, wie überhaupt die gesamten vulkanischen Gesteine der Phlegräischen Felder, dieselbe mineralogische und chemische Zusammensetzung, besitzen jedoch eine durchaus verschiedene petrographische Struktur und Aussehen, indem die Laven des Monte Olibano fast grob kristallinisch, während die andere ziemlich kompakt und phanerokristallinisch ist. Beide Laven sind daher offenbar nicht miteinander identisch; sie grenzen aneinander, sind aber oberflächlich getrennt; sie haben sich zwar aus benachbarten, aber nicht aus denselben Kanälen ergossen.

In einer wenig weit zurückliegenden geologischen Zeit öffnete sich auf einem Meeresboden ein vulkanischer Kanal, der dem heutigen Monte Olibano entsprach. Der Ausbruch der augitischen Trachyte begann mit der Explosion von Schlacken, wie der Ausbruch des Monte Nuovo, aber bedeutend schneller erfolgte der Ausbruch wirklicher Lavaströme, besonders deutlich auf der Westseite des Vulkans gegen das heutige Pozzuoli. Der Vulkan war gegen das Meer geneigt, deshalb ergossen sich hierher die Laven. Die wenn auch nicht übermäßig bedeutenden Ausbrüche dauerten eine geraume Zeit, weil wenigstens drei übereinander gelagerte Lavaströme zu verschiedenen Zeiten herausflossen.

X. Baia, Fondi di Baia.

Der kleine halbkreisförmige Busen von Bajä, der sich weit nach dem Meere zu öffnet, zeigt genau die charakteristischen Merkmale eines Kraters, der aus grauem Tuff gebildet ist, wie dies schon Günther erkannte. In der Tat zeigt der Hügel im W, der Bajä vom Fusaro trennt, eine deutliche Antiklinale längs der Fahrstraße zwischen beiden Orten. Dort bemerkt man im grauen Tuff grobe dunkle oder aschgraue Schlacken, die zuweilen bimssteinartig sind, mit wenigen und nicht großen Plagioklasen; sie erscheinen auch an dem Golfe oberhalb des sog. Dianatempels. Sie bestehen aus augitischem, an Plagioklas reichem Trachyt, der, wie die Trachyte von Palombara auf dem Monte di Procida reichlich glasig ist, mit braunen Flecken, die aus Opaciten von Magnetit und Limonit bestehen, mit fluidal geordneten Mikrolithen oder Büscheln von Sanidin; zuweilen kommen auch Mikrolithe von Anorthit und, sehr selten, von Augit vor. Die Einsprenglinge von Plagioklas, welche zuweilen zertrümmert und verschoben vorkommen, gehören zumeist dem Labradorit an. Auf der äußeren Seite nach dem Fusaro zu sind die Tuffbänke regelmäßiger geformt. Dieselben Schlacken fanden sich, gerötet, im Innern des Tunnels der cumanischen Eisenbahn, wo die Temperatur auf 27° anstieg und Spuren von Thermalquellen vorhanden sind, welche zur Zeit der Römer benutzt wurden[1]).

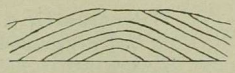


Fig. 32. An der Straße zwischen Baia und Torre Gaveta. Grauer Tuff.

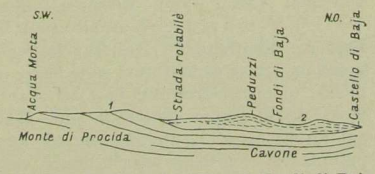


Fig. 33. Monte di Procida und Fondi di Baia. 1 : 100000. 1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff.

In unmittelbarem Zusammenhang mit dem Busen von Bajä, südlich von ihm, und vielleicht infolge eines seitlichen Ausbruchs treffen wir die Fondi di Baia, oder im Lokaldialekt die Funnia di Baia, einen der kleineren aber besser erhaltenen Krater, der schon von Breislak erwähnt wird[2]). Der ebene Boden erreicht eine Länge von 220 m, erhebt sich 2 m ü. d. M. und wird von ziemlich steilen Hügeln eingeschlossen, deren äußerer Umfang einen Durchmesser

[1]) Deecke, Geologischer Führer durch Campanien. Berlin 1901, S. 91.
[2]) Campanie, S. 174.

von etwa 500 m besitzt, und die im S eine Höhe von 120 m erreichen: im N treten sie ganz zurück und der Krater öffnet sich bis zur Meereshöhe. Reiche Weinbergpflanzungen bedecken den ganzen Boden.

Zwei niedrige Hügel trennen nördlich diese Vertiefung vom Meere und von einer anderen kleinen unregelmäßigen Vertiefung, welche Breislak auch für einen Krater hält, der länglich ist, seine Hauptausdehnung in nordsüdlicher Richtung und sehr steile Wände besitzt, welche sehr wahrscheinlich auf die Wirkung einer Explosion auf der westlichen Seite schließen lassen[1]).

Von diesen Kratern und von demjenigen von Bajä stammt der graue Tuff, welcher den ganzen östlichen Teil der Halbinsel von Bajä einnimmt, von Miseno bis Bajä. Nur unterhalb des Castello von Bajä sieht man am Meere auf eine ganz kurze Strecke gelben Tuff. Die Bänke des grauen Tuffes verlaufen horizontal, nur zuweilen gegen Bajä und Miseno zu fallen sie mit 10° gegen ONO ein. Einige Bänke nahe bei den Fondi di Baia enthalten grobe trachytische Bruchstücke. Die unteren Schichten von Miseno bis Bajä sind feiner, und bei einer Mächtigkeit von ungefähr 40 m dominiert der Puzzolan, in dem einige Gruben angelegt sind; Analysen davon finden sich in zwei Abhandlungen von Luiggi und Cardi[2]) und von Rebuffat; ich werde sie im 32. Kapitel (S. 162) mitteilen. Nach Giorgis und Alvisi ist das spezifische Gewicht im Mittel 1,941, das Gewicht einer Volumeneinheit 0,975[3]), nach Cardi 0,95—1,04. In diesen Gruben findet man nach Hamilton[4]) marine Mollusken (Ostrea sp.) und Holzstümpfe. Diese römischen, vielleicht auch griechischen Gruben haben wahrscheinlich dem Puzzolan seinen Namen gegeben[5]). In der Tat meinen Vitruvius[6]) und Dio Cassius[7]) die Gruben von Bajä, die auf dem antiken Territorium von Pozzuoli liegen, wenn sie von Puzzolan sprechen.

Man benutzte ihn bei unterseeischen Bauten, nachdem man ihn vorher mit Kalk vermischt hatte, den man bei Cumä brannte, und er blieb bis auf unsere Tage hochgeschätzt.

[1]) Marinelli, a. a. O., bestimmte die Meereshöhe des Bodens dieses Kraters zu 4 m.

[2]) L. Luiggi und V. Cardi, Gazz. chimica 1899.

[3]) G. Giorgis und U. Alvisi: Pozzolane naturali e artificiali (Gazz. chimica, anno XXIX) 1899, S. 199.

[4]) Hamilton, Campi Phlegraei, pl. XLV, Fig. 4 u. 7.

[5]) Plinii, l. XXXV, 47: »Quis satis miretur pessimam eius partem (terrae) ideoque pulverem appellatam in Puteolanis collibus, opponi maris fluctibus: mersumque protinus fieri lapidem unum inexpugnabile undis, et fortiorem quotidie, utique si Cumano misceatur cemento?« Dann schreibt er von Türmen: ... »Puteolano ex pulvere aedificatis in Ostia ab imperatore Claudio (ibid. XXVI, 14)«. Seneca (Quaestiones naturales) schrieb: »Puteolanus pulvis, si aquam attigit saxum fit.« Strabo schreibt, nachdem er von Pozzuoli und seinen warmen Quellen gesprochen hat: »Dazu führt eine angenehme Eigenschaft der Sande, daß sie nämlich stark zusammenbacken wie kompakter Kalk. Mischt man nun Kies mit Sand, so kann man damit Molen aufführen, an denen große Lastschiffe bequem und sicher ankern können.« Sidonius Apollinaris nennt den Puzzolan dikarchischen Sand (»Namque dicarchae translatus pulvis arenae«), d. h. von Pozzuoli, das früher Dicearchia hieß. Filander, der Kommentator des Vitruv irrt sich, wenn er annimmt, daß der Name Puzzolan von dem Abbau durch Brunnen (puteoli) herrühre, während man im Gegenteil sie in Stollen abbaute.

[6]) Vitruvius, de architectura lib. 2, cap. 6, schreibt: Est etiam genus pulveris, quod efficit naturaliter res admirandas. Nascitur in regionibus Baianis et in agris municipiorum, quae sunt circa Vesuvium montem, quod commixtum cum calce et caemento non modo caeteris aedificiis praestat firmitates, sed etiam moles, quae construuntur in mari, sub aqua solidescunt. Hoc autem fieri hac ratione videtur, quod sub his montibus et terrae ferventes sunt fontes crebri; qui non essent, si non in imo haberent aut de sulphure, aut alumine aut bitumine ardentes maximos ignes. Igitur penitus ignis et flammae vapor per intervenia permanans et ardens efficit levem eam terram, et ibi qui nascitur tophus exugens est et sine liquore. Ergo cum tres res, consimili ratione ignis vehementia formatae, in unam pervenerint mixtionem, repente recepto liquore una cohaerescunt, et celeriter humore duratae solidantur, neque eas fluctus neque vis aquae potest dissolvere. Ardores autem esse in his locis etiam haec res potest indicare, quod in montibus Cumanorum et Baianis sunt loca sudationibus excavata, in quibus vapor fervidus ab imo nascens ignis vehementia perforat eam terram, per eamque manando in his locis oritur, et ita sudationum egregias efficit utilitates.

[7]) Dionysius Cassius (lib. 48, cap. 51) spricht von den Thermen der Umgebung (vielleicht den heutigen Bädern des Nero), des Averner Sees, von Tuff und Puzzolanen und fügt hinzu: »Terra ibi hac natura est, ut ignis, quamquam vim comburendi, ex aquae conjunctione prorsus extinctam, amiserit, nihilominus tamen dividere ac colliquare objectam materiam possit; unde terrae eo loci pinguedine omni consumpta, tantum durae ejus et quasi osseae partes relinquuntur. Igitur glebae necessario sunt porosae, et, si aestuoso in loco ponantur, in pulverem abeunt, sin aqua cum calce admisceatur, ita cohaerent; ut quamdiu humectae sint, condensatae in lapidis modum consistant ... Haec est Bajarum natura.

Der Name erhielt sich auch anderswo für feine Massen vulkanischen Ursprungs, wenn auch die chemische Zusammensetzung nicht ganz die gleiche war. Nach Pontano[1]) benutzte Kaiser Konstantin Puzzolan beim Bau von Byzanz, und bei der Belehnung des Königreichs Neapel behielten sich die Päpste die Ausbeutung ausdrücklich vor, wenn sie ihn brauchten[2]). In der Umgegend von Bajä bemerkt man einige römische Ruinen, von denen einige in Bajä ursprünglich auf Klippen erbaut waren, andere nördlich vom Kastell hängen nach dem Meere zu über, ein untrüglicher Beweis für die unaufhörliche Corrosion durch das Meer. Bei Bajä wird auch das gewöhnliche Märchen von den Gebäuden aufgetischt, die jetzt das Meer bedeckt, und in denen sich angeblich die Netze der Seeleute verwickeln sollen, während es in Wirklichkeit Klippen am Meeresboden sind.

XI. Agnano.

Agnano ist einer der ausgedehntesten Krater, seine Regelmäßigkeit wird nur durch ein kleines Anhängsel auf der Westseite, nach der Solfatara zu, beeinträchtigt. Zeichnungen von ihm finden sich bei Capaccio[3]) und Hamilton[4]). Die ganze Westhälfte der Ebene wird von den Abhängen der Astroni und der Solfatara eingenommen; die Ost- und Südhälfte von Hügeln, die ziemlich alle dieselbe Höhe haben und nach innen zu mit wenigen Ausnahmen nicht sehr steil, nach außen zu auf der Südseite sanft abfallen. Nach O und NO erheben sie sich treppenförmig, so daß sich, so bald man den inneren Abhang des Kraters überschritten hat, plötzlich die Ebenen von Soccavo und Pianura öffnen. Abgesehen von den Gipfeln der Astroni und der Solfatara ist der höchste Punkt der Hügel, die den See umgeben, 214 m im N, 170 m im S im Monte Spina; an der tiefsten Stelle im Süden, da wo sich der unterirdische Ausfluß des Sees befindet, wenige Meter davon entfernt, geht die Fahrstraße durch eine enge Schlucht, die seit den Zeiten der Römer künstlich vertieft wurde. Die größte Neigung der inneren Wände beträgt 54 Proz. im SO, 100 Proz. westlich vom Monte Spina, sonst ist sie geringer. Auf der West- und Nordseite steigen einige ziemlich bedeutende Erosionstäler zum Krater hinab, wie z. B. der Cavone di Sartaria.

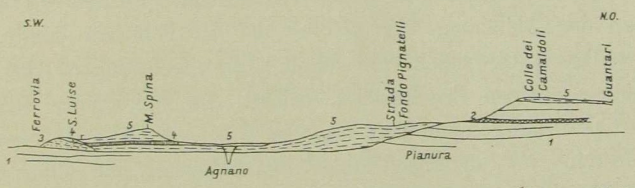


Fig. 34. Querschnitt durch den Krater von Agnano vom Monte Olibanó bis Camaldoli. 1 : 100000.
1. Gelber Tuff; 2. Piperno; 3. Trachyt; 4. hypokristallinische Schlacken; 5. grauer Tuff; 6. Alluvium.

Der ebene Boden des Kraters hat eine elliptische Form, er ist größer als alle übrigen bis jetzt erwähnten und in nordsüdlicher Richtung 2250 m lang. Er fällt sehr regelmäßig von N nach S, von 50 m auf 5 m, da er langsam durch die Gießbäche ausgefüllt wurde, welche von N kommen, während von S nur ganz unbedeutende Bäche herabkommen. Hauptsächlich wurde er vom Cavone di Sartaria her ausgefüllt, einem leeren Einschnitt, aus dem die alluvialen Massen entfernt wurden. Es ist dadurch erwiesen, daß der Cavone nur durch Erosion entstanden ist, und daß der Krater des Agnano beträchtlich älter ist als die vorher behandelten weniger erodierten. Der Rand der Ebene liegt 40 m ü. d. M., nur an wenigen Stellen etwas höher und hebt sich deutlich von den umgebenden Hügeln ab; der Boden

[1]) Pontano, Lib. delle magnificentie, cap. 2.
[2]) G. C. Capaccio, La vera antichità di Pozzuolo. Rom 1652, S. 90.
[3]) Capaccio, La vera antichità di Pozzuolo, S. 27.
[4]) Campi Phlegraei, pl. XVIII.

war zu 1/3 im südlichen Teile von einem See eingenommen, der in neuerer Zeit durch einen Ausfluß trocken gelegt wurde, welcher das Wasser direkt ins Meer führte. Der Spiegel des Wassers war 6—7 m ü. d. M., der Grund 4—5 m, es handelte sich also nicht eigentlich um einen See, sondern um einen Sumpf. Früher mußte er aber mehr als 15 m tief gewesen sein und den ganzen Boden des Kraters ausgefüllt haben, weil dieser aus regelmäßigen Sedimentärschichten gebildet wird, die aus Tuffen und vulkanischen Sanden bestehen mit Fragmenten und Kristallen von Augit, Feldspat, Magnetit und anderen, die von den nächsten Abhängen herstammen.

Versteinerungen habe ich nicht gesehen, wahrscheinlich sind sie wegen der großen Durchlässigkeit der Schichten nicht erhalten geblieben; diese besitzen rund um den See eine Mächtigkeit von wenigstens 5—6 m. Beim Graben eines Brunnens, um Thermalquellen bei den Pisciarelli zu suchen, durchstieß man mit einer Tiefe von etwa 10 m die Tuffalluvion, in ihr und in den darin befindlichen zerstreuten Fragmenten von Trachyten fanden sich Calcitkonkretionen und Pyritkriställchen[1]), welche von der Reaktion der Thermalquellen herrühren. Die Konstatierung dieser Alluvionen spricht gegen die Annahme von Breislak (S. 48), daß der See durch Einbruch irgendwelcher inneren Hohlräume entstanden sei oder durch den angeblichen Ausbruch der Solfatara im Jahre 1198.

Die Gesteine sind in den verschiedenen Partien von verschiedener Beschaffenheit. Außer auf den Abhängen der Astroni und der Solfatara dominiert im N, O und SO der graue sandige Tuff, welcher gewöhnlich in regelmäßigen Bänken verteilt ist und die gewöhnlichen eckigen Bruchstücke enthält. Im O kommen einige Bänke von kompaktem, steinartigem, mergeligem Tuff vor. Im Innern des Kraters kommen an diesen Seiten keine anderen Gesteine vor, aber nach außen, östlich, findet sich unter der Masseria Sorrentino längs eines Hohlweges eine kleine Schlackenbank. Größere Schlackenbänke finden sich direkt am See im SW, am Monte Spina oder degli Spini und bei San Luise; längs der künstlich vertieften Straße, welche aus dem Krater herausführt, kommen Bänke von hellem Tuff vor, die, wie auch auf den benachbarten Abhängen, viele Auswürflinge enthalten. Darunter kommen Bruchstücke, die zum Teil in Sphäroide umgewandelt sind, von 4—16 cbdm vor, von kompaktem, aphanitischem, gelblich-rotem Trachyt, der demjenigen der Astroni und der Solfatara ähnelt, ferner grobe Bruchstücke bis zu einem Kubikmeter, ohne frischen Bruch, von veränderten kompakten, dunklen Schlacken mit Glimmer und Plagioklas, die auch Breislak (S. 50) erwähnt, gelbe Tuffe, weiße Bimssteine und andere Bruchstücke verschiedenartiger Beschaffenheit, die unter dem Einfluß des Wassers und der hohen Temperatur sich verändert haben, vielleicht auch durch schwefelhaltige Exhalationen, bevor sie die Explosion zu Tage förderte.

Die kompakten Trachyte und die glimmerhaltigen Schlacken, die durch die Hydroxydation des Eisens zersetzt sind, haben eine bräunliche Grundmasse in dicken, eine durchscheinendere in dünneren Schliffen; sie ist reichlich glasig mit Mikrolithen und, seltener, Büscheln von Sanidin, die bei 0° auslöschen, aber wenig scharf sind, denn die ganze Masse ist, wenige Partien ausgenommen, in Kaolin verwandelt, undurchsichtig und reich an Flecken von Limonit, der von der Zersetzung und Hydroxydation der gefärbten eisenhaltigen Gemengteile herrührt. Die Einsprenglinge sind wenig oder gar nicht veränderte Plagioklase, mit Flecken von Limonit und kaolinisierten Glaseinschlüssen, besonders längs der Zwillingsebene, tafelförmig nach (010), säulenförmig nach der a-Achse, selten rhomboedrisch, in verschiedener Weise verzwillingt; einige sind radial und fast zu Kugeln geordnet, einige sind zerbrochen. Im Hinblick auf die Auslöschungswinkel, die stets groß sind, handelt es sich hier um Anorthit und nur in seltenen Fällen um Labradorit. Selten

[1]) L. Dell' Erba, Sulla prensenza della pirite presso Agnano nei Campi Flegrei (Atti Acc. Pontaniana, Vol. XXV, Napoli 1895).

sind diese Kristalle über 3 mm lang. Außerdem kommen Einsprenglinge von Biotit vor, die stark entfärbt sind, Magnetit, der in Limonit umgewandelt ist, dagegen weder Pyroxene noch Amphibole; nur wenige sehr seltene Überreste von Augit kommen in Begleitung von Limonit vor, der von der Umwandlung des Magnetits herrührt, der den Raum der Augitkristalle einnimmt.

Einige kubische weißrötliche, wenig durchscheinende, einfach brechende Schnitte mit Limonit-Flecken sind Sodalith oder veränderter Nosean. In einigen Partien des Gesteins kommen sehr häufig pentagondodekaedrische, isolierte Mikrolithen von Pyrit vor, wie sie Dell' Erba im Tuff der benachbarten Pisciarelli auffand. Dieser Pyrit zeigt ein sehr frisches Aussehen, und nur selten kommen mit ihm Flecken von Limonit vor. Man könnte glauben, er sei nach der Zersetzung des Gesteins entstanden. Dort wo Pyrit vorkommt, sind die Limonit-Flecken, die sich im Gestein zerstreut vorfinden, äußerst selten.

Auch im SW des Monte Spina über den Schlacken an der Straße von Pozzuoli und bei S. Luise findet sich grauer Tuff mit ziemlich groben trachytischen Fragmenten von einem Durchmesser bis zu 2 oder 3 dm, unter denen sich solche mit rötlichen Kristallen von Sodalith und Nosean befinden, mit Schlacken und Bimssteinen. Ein rötlichbraunes Bruchstück von Trachyt mit kristallinischem Bruch, sehr feinem Korn, das augenscheinlich dem kompakten Trachyt der Senga ähnlich ist, gefunden im Tuff an der Straße nach Pozzuoli, über San Luise, zeigt die folgenden charakteristischen Merkmale: die Grundmasse ist sehr wenig glasig, braun und undurchsichtig infolge der beginnenden Veränderung und enthält zarte, aber breite Kristalle von Sanidin, die bisweilen Zwillinge sind. Die Einsprenglinge bestehen regelmäßig aus Anorthit mit braunen Glaseinschlüssen, manchmal in Verbindung mit Augit mit verschieden gefärbten Zonen und mit grüner Hornblende, die vielleicht ältere bombenartige Auswürflinge oder Ausscheidungen des Gesteins sind.

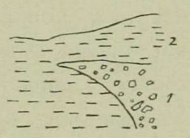


Fig. 35. Unterhalb San Luise nach dem See von Agnano zu.
1. Schlacken; 2. grauer Tuff.

Weiter nach S werden die Bänke dünner und fallen mit geringer Neigung gegen das Meer ein. Im allgemeinen sind die gröberen Massen in denjenigen Tuffzügen enthalten, welche mehr nach dem Innern zu liegen; aber nach außen zu, wie auch in den höheren Bänken sind sie meistens feiner, und gleichzeitig werden die Schichten ausgedehnter und regelmäßiger, je weiter man sich vom Krater entfernt. Dies ist ein klarer Beweis von der Verteilung jener Massen durch Explosion. Die Tuffbänke an der Westseite der Ebene an den Abhängen der Krater der Astroni und der Solfatara fallen ein gemäß den Kratern, zu welchen sie gehören, d. h. 10—21° nach SO und nach O beim ersteren, nach O beim zweiten und stets gegen den See von Agnano. Sie sind der Beweis dafür, daß das Becken früher da war, als die obengenannten Krater. Gegen N und gegen O liegen die Bänke nahezu horizontal, und ebenso liegen sie auch in den dortigen Hohlwegen, sie sind nur etwas unregelmäßig und gekrümmt gemäß ihrer ursprünglichen Ablagerung. Weiterhin auf der Nordseite fallen die Bänke im Hintergrunde längs des Hohlweges, der gegen die Pisani hinabführt, 12—30° gegen WNW ein; im SO fallen sie 3—4° gegen die Ebene ein, im S und SW des Kraters sind sie wenige Grad gegen die Außenseite geneigt.

Die Meierei Sorrentino.

In einer Entfernung von weniger als 1 km östlich von dem früheren See findet man längs einem Hohlwege von Pianura hinab zur Ebene von Fuorigrotta, indem man dabei an den östlichen Abhängen der den Krater umgebenden Hügel vorbeigeht, unter-

halb der Meierei Sorrentino eine kleine, aber deutlich zu unterscheidende Bank schwarzer Schlacken ungefähr 85 m ü. d. M. und über einer 35 m lang sichtbaren Schicht von grauen oder hellgelben Tuffen mit Bimsstein und schwarzen, dünnen Streifen von Augit und Magnetit, die wahrscheinlich von einer Aufbereitung durch das Meerwasser herrühren. Die Anhäufung dieser Schlacken, die höchstens 2—3 m hoch ist, läßt sich 20 bis 30 Schritte weit verfolgen. Sie ist offenbar ein äußerer Teil einer Masse, welche sich unterirdisch nach O und N fortsetzt. Die Schlacken haben die gewöhnlichen charakteristischen Merkmale, sie sind grob und enthalten deutlich erkennbare Kristalle von Feldspat. Diese Stelle ist identisch mit der von Hamilton angeführten längs der Straße von der Grotte des Posillipo nach Pianura[1]). Es folgen dann in regelmäßiger Weise 62 m graue und zuweilen schwarze Tuffe in horizontaler Lage, in denen Hamilton einen herabgeschwemmten Baumstamm sah.

Folgt man dem Hohlweg nach Pianura zu, so findet man unterhalb Pignatiello am Fuße des Hügels von Camaldoli sehr dünne, unregelmäßig gekrümmte Tuffschichten. Bei ca 155 m ü. d. M. kommt unterhalb des erwähnten Landgutes längs des Hohlweges, der nach Camaldoli hinaufsteigt, Puzzolan vor, zuweilen mit Pisolithen, wechsellagernd mit dünnen Bimssteinbänken und mit gröberem Material; man hat dort Reste von Cervus elaphus[2]) gefunden. Johnston-Lavis glaubt, daß diese Tuffe die Repräsentanten einer Seeablagerung des Kraters von Pianura sind; ich nehme an, daß es sich um direkt vulkanische Ablagerungen handelt, die eine Umlagerung in einem See nicht durchgemacht haben, und anderseits lieferte der sogenannte Krater von Pianura, sofern er überhaupt jener war, der den Piperno auswarf, nicht Puzzolan, sondern gelben Tuff. Aus diesen Gründen glaube ich, daß die Bänke, in denen der Cervus gefunden wurde, von einem Ausbruch des Agnano oder vielleicht der Astroni herrühren.

Monte Spina.

Wie ich schon gesagt habe, findet sich um den Monte Spina herum im SW des früheren Sees etwas mehr als 15 m ü. d. M. und im unmittelbaren Zusammenhang mit den Alluvionen der Ebene unter dichtem Gebüsch eine bedeutende Anhäufung der gewöhnlichen schwarzen Schlacken, die mit anderem tuffartigem Material nicht gemischt sind. Die Bruchstücke sind gewöhnlich von allen möglichen Größen, es überwiegen aber die kleineren. Es finden sich Lapilli und fragmentartige Schlacken, und man sieht, im Gegensatz zu den Behauptungen von Scacchi und anderen, keine Spuren von wirklichen Lavaströmen. Die Höhe, in der man diese Anhäufungen sieht, übersteigt nicht 20 m, geht aber bis unter den Spiegel des Sees. Im unteren Teile ist das Gebiet der Tuffe nicht scharf abgegrenzt, sondern nach Roth (S. 500), der die Gegend untersucht hat, existieren Schlackenfragmente in dem gelblichgrauen Tuff; wenig höher folgt der wie gewöhnlich deutlich geschichtete graue Tuff. Im S hören längs den östlichen Abhängen des Monte Spina die Schlacken plötzlich auf, und ich weiß nicht, ob sie bei den Ausschachtungen für den Emissar gefunden wurden, der in geringer Entfernung davon vorbeiführt. Nach W und SW setzen sie sich in dem Tale fort bis zu dem Wege, welcher nach San Luise und nach der Straße von Pozzuoli (vgl. Fig. 35, S. 87) führt, und dort kommen sie zusammen mit den Bimssteinen von sehr verschiedener Natur und mit dunklem, kompaktem Trachyt vor. Ich glaube, dies ist die Punzo genannte Stelle, welche Breislak erwähnt hat[3]). Die Entfer-

[1]) Campi Phlegraei, Pl. 40.
[2]) Johnston Lavis und Flores, Notizie sui dep. 1896.
[3]) Campanie II, S. 63.

nung zwischen den äußersten Punkten, bis zu denen die Schlacken auftreten, kann nur wenig mehr als 1 km betragen. Sie sind dort im allgemeinen weniger groß als im nördlichen Teile des Monte Spina, höchstens 1/4 cbm und eckig, und liegen in kleinen dünnen Schichten oder in unregelmäßiger Anhäufung.

Die Schlacken des Monte Spina sind untersucht worden von Abich, von Scacchi (S. 134), von Dell' Erba[1]), von Lacroix (S. 375). Scacchi findet bei makroskopischer Untersuchung zuweilen sehr kleine Kristalle von Feldspat, welche er ungenau Sanidin nannte, rotbraunen Biotit, weiße Kugeln und Rhombendodekaeder von Sodalith, der dort mit bloßem Auge sichtbar ist, und Eisenglanz. Dell' Erba fügt noch einige Kristalle von Augit und von Hornblende hinzu, die jedoch nicht so selten sind, wie er angibt. In den Spalten kommen gut geformte Quarzkristalle vor, kleine Kristalle von Feldspat, und nach Roth (S. 500) auch kleine meist hohle Oktaeder von Eisenglanz. Lacroix (S. 375) hat ein Bruchstück beschrieben, das Omboni gesammelt hat; er hält es für einen massigen Sanidinit und sagt, es sei zusammengesetzt aus Plagioklas in deutlichen Kristallen, großen Blättchen von Biotit und sehr verlängerten Kristallen von Augit und Magnetit, alles in sehr großen Mengen von Sanidin. Nadeln von Apatit sind reichlich vorhanden, Titanit fehlt.

Meine Beobachtungen stimmen mit denjenigen der früheren Autoren überein. In einer blasigen, dunkelgelben oder durch Umwandlung der Opacite in Limonit dunkelbraunen Masse fehlen meist die Mikrolithen, häufig kommt Sodalith vor, weiß oder fast himmelblau in kubischen oder hexagonalen Schnitten, die sehr selten verzwillingt sind. Er zeigt deutliche Spaltbarkeit und ist erfüllt von Einschlüssen von Apatiten, Gas und Glas; das Glas der Einschlüsse ist milchweiß, und die Opacite sind nicht in Limonit verwandelt. Der Feldspat als Einsprengling ist gestreckt nach der Kante (001): (010) mit einer Länge von Bruchteilen eines mm bis zu 1 cm; die Zwillingslamellen nach dem Periklin- und Albit-Gesetz sind außerordentlich fein, der Auslöschungswinkel auf M ist zwischen 6—9° wie beim Anorthoklas. Plagioklas wiegt jedoch vor, zuweilen ist es Labradorit (Auslöschungswinkel auf P — 12° 15'), allein meistens zeigt er große Auslöschungswinkel und ist daher dem Anorthit zuzurechnen. Zuweilen hat er zonare Struktur mit peripherischen Zonen von gegen die Regel nach außen abnehmender Basizität. Entgegengesetzt den Glaseinschlüssen im Sodalith sind diejenigen im Anorthit braun, und die Opacite sind in Limonit verwandelt wie in der Grundmasse. Typischen Sanidin habe ich nicht gesehen; selten kommt Hornblende vor, und häufig ist Augit, wenig häufig Biotit. Ich habe nur veränderte Magnetite in isolierten Kristallen in der Grundmasse gesehen, in der die anderen Gemengteile kaum oder gar nicht zersetzt worden sind. Das Gestein bildet daher einen Übergang von den augitischen Trachyten, die reicher an Sanidin sind, der Senga und Astroni, zu den mehr sauren des Monte Nuovo, von Fuorigrotta und des Monte di Procida. Abich[2]) hat diese Schlacken mit dem Piperno verwechselt. Scacchi (S. 134) ist der Ansicht, daß diese Schlacken einen Gang von Trachyt im Tuff bilden, aber er hat gewiß Unrecht. Man kann voraussetzen, daß die Schlacken von demselben Krater von Agnano ähnlich wie die Schlacken des Monte Nuovo abwechselnd mit Tuff und in den ersten Perioden des Ausbruchs ausgeworfen wurden. Heute stellt der Krater mit seiner Breite, seinen steilen Wänden und mit den gleichmäßig nach außen zu abfallenden Schichten das charakteristische Bild eines Kraters dar, der in der Hauptsache durch Explosionen an verschiedenen Stellen und teilweise durch Erosion durch das Seewasser entstanden ist, und es ist möglich, daß die Schlacken des Monte Spina und der Nachbarschaft zu einem früheren Schlacken- und Tuffkrater gehört haben, der in späterer Zeit der Wirkung einer Explosion auf der Seite des Sees von Agnano ausgesetzt ge-

[1]) Dell' Erba, Sola Sanid. sodal. pir di S. Elms, S. 184.
[2]) Abich, Natur der vulkanischen Bildungen, S. 39.

wesen ist. So würde sich dasselbe Verhältnis wiederholen, das schon für die Schlackeneruption der M. Spaccata, die ungefähr etwas früher erfolgte, noch sicherer festgestellt werden konnte.

Im äußersten S der Ebene bemerkt man einige Erscheinungen, welche man als letzten Rest der Ereignisse ansehen kann, die den Krater erzeugten, oder vielmehr der Reihe von Ereignissen angehören, welche der ganzen Gegend der Phlegräischen Felder eigentümlich sind. Dies sind nämlich die Säuerlinge und leicht schwefligen Thermalquellen, die von Ausströmungen von Wasserdampf begleitet sind, d. h. die Stufe di San Germano am östlichen Fuße des Monta Spina, welche Gregor der Heilige im vierten Buche seiner Moraldialoge die thermae angulares nennt, und welche schon den Römern, die dort großartige Gebäude errichteten, bekannt waren[1]). Es scheint, daß seit den römischen Zeiten durch langsames Sinken des Seespiegels und darauffolgende Austrocknung des Sees der Wasserstand dieser Thermalquellen sich allmählich gesenkt hat, wenigstens liegen die modernen Gebäude bedeutend tiefer und mehr nach O zu als die antiken. De la Condamine fand im Jahre 1755[2]), daß die Fumarolen eine Temperatur von 39—40° R hatten. Sie lagern in den Spalten Schwefel[3]), etwas Kieselsäure, Konkretionen von Eisen-, Calcium- und Aluminiumsulfaten ab, die sich aus dem darum befindlichen Gestein bilden. Sainte-Claire Deville fand in den Jahren 1856, 1857 und 1862 daß die Wasserdämpfe eine Temperatur von 50—93° hatten, und daß sie, nach 47 Analysen aus fünf verschiedenen Öffnungen, von Kohlensäure und Spuren von Schwefelwasserstoff begleitet waren, der bei der Öffnung A am 12. Mai 1857 0, in maximo 50 Proz. betrug, außerdem von an Sauerstoff armer atmosphärischer Luft mit Stickstoff zwischen 50 und 98,3 Proz.[4]). Derselbe Autor fand im Juni 1856 aus sechs innerhalb $1\frac{1}{2}$ Stunden vorgenommenen Versuchen, daß die durch Kalilauge absorbierten Gasteile zwischen 3,6 und 15,2 Proz. schwankten[5]). Noch größere Schwankungen fand er im Juli in einigen Öffnungen; sie entsprachen einer oft raschen Temperaturschwankung von 20° und, wie er annimmt, dem verschiedenen Betrag an Wasserdampf. Im ganzen fand er ein Maximum von Kohlensäure im Juli 1856 und ein Minimum im Januar und Februar 1862.

Wenige Meter entfernt befindet sich die Hundsgrotte, die viel berühmter und mehr besungen ist, als sie verdient. Von ihr sprachen schon der Dichter Alcadinus, zu den Zeiten Friedrichs I., der Arzt Georg Agricola im 16. Jahrhundert[6]) und viele andere. Breislak[7]) hat sie genau beschrieben. Sie ist ein rechtwinkliger Stollen, 3,898 m lang, 1,30 bis 1,60 m breit und ungefähr 2 m hoch, der etwas geneigt und angelegt ist, um, nach Breislak, Puzzolan zu graben oder vielmehr um heiße Quellen zu suchen, wie es die Römer zu tun pflegten. Gewöhnlich kann man nicht hinunter steigen, weil die Grotte bis zu einem gleichmäßigen Niveau mit Kohlensäure angefüllt ist, die in der Mitte 0,216 m nach Breislak hoch steht, an der Öffnung, wo sie langsam in die Luft diffundiert, 0,20 m. Während ein Mensch ungestraft am Eingang stehen kann, ist die Grotte für einen Hund oder ein anderes kleines Tier tödlich, und daher rührt der Name Hundsgrotte. Karl VIII. ließ dort einen Esel ersticken[8]). Der Vizekönig Pietro da Toledo machte Versuche mit zwei sarazenischen Sklaven[9]).

[1]) Savonarola, De Balneis, l. 2, rubr. 19. Alcadinus, cap. 54. I. F. Lombardus neap., Synopsis auctorum omnium qui hactenus de balneis aliisque miraculis puteolanis scripserunt. Cap. II. Neapoli 1559.

[2]) Mém. de l'Acad. de France, 1757, S. 371.

[3]) Roth, S. 500.

[4]) Sainte-Claire Deville, Sur les émanations volcaniques des champs Phlégréens. (C. R. des Sc., t. LIV, 10 marz, 1862.)

[5]) Ibid. Cinquième lettre à M. Elie de Beaumont sur les phénomènes éruptifs du Vesuv et de l'Italie méridionale. (C. R. de l'Ac. des sc., t. LXIII, 28. juillet 1856.)

[6]) G. Agricola, De natura coarum quae effluunt a terra.

[7]) Campanie, S. 50.

[8]) F. Leander, Lib. de Italia. I. F. Lombardus. Synopsis, Cap. 3.

[9]) L. di Capoa, Lezioni intorno alla natura delle mofette. Napoli Castaldo 1683. E. Mormile L'antich. di Pozzuolo, 1669, S. 147. S. Sarnelli, Guida de' forestieri curiosi di vedere e considerare le cose notabili di Pozzoli. Napoli Roselli 1685, S. 16.

Andere gingen ohne Schaden hinein, was beweist, daß das Gas nicht beständig vorhanden ist. Der Führer zeigt, daß die Lichter erlöschen, und daß die Kohlensäure, die schwerer als Luft ist, aus einem Gefäß in ein anderes gegossen werden kann. Den Rauch, den die in die Mofette hineingetauchten Fackeln beim Verlöschen verbreiten, erleichtert die Kondensation des Wasserdampfes und zeigt deutlich alle Wellenbewegungen seiner Oberfläche.

Der Rauch zieht aus dem höheren Teile der Grotte sehr langsam in die Luft ab; da er schwerer ist als die Luft und leichter als die Kohlensäure, so folgt er in einem Wölkchen der Grenze beider. Die Kohlensäure ist immer von Wasserdampf begleitet und hat eine höhere Temperatur als die Luft. Deville fand, daß die Temperatur auf dem Boden der Grotte zwischen 21 und 29° C. lag. Am 28. Juli 1856 bestand das Gas zu 74,5 bis 78,1 Proz. (Deville), im März 1897 zu 70,77 Proz. (Nasini)[1]) aus Kohlensäure. Anderlini hat dort Argon gefunden[2]). Dicht dabei ist eine ähnliche Grotte, die sog. Ammoniakgrotte, in welcher Deville eine Temperatur von 19—32° und 85 Proz. Kohlensäure fand[3]). Fouqué[4]) fand indessen im Jahre 1865 97,47 und Nasini im Jahre 1897 95,80—96,42 Proz. Im Januar 1862 fand Deville in einer Spalte Spuren von Schwefel und Schwefelwasserstoff[5]). Plinius schreibt[6]): »Es gibt in den Umgebungen von Sinuessa und Pozzuoli tödliche Gase, die aus den Höhlen kommen und den Vögeln nachteilig sind und allen anderen Tieren. Man nennt diese Gegend die Spalten oder die Gruben des Charon[7])«. Diese Worte des Plinius bringt man im Zusammenhang mit der Hundsgrotte, und wenn sie auch nicht genau auf diese passen, so nehmen sie doch auf Höhlungen Bezug, die in der Gegend von Pozzuoli existierten, und vielleicht auch auf die Exhalationen der Solfatara. Exhalationen von reiner Kohlensäure mit konstantem Verhältnis von 91,6—99,8 Proz. und von einer Temperatur von 22—25,5° kamen auch aus dem Erdboden hervor und einmal sogar direkt aus dem See[8]).

XII. Quarto.

Die Ebene von Quarto ist der ausgedehnteste Explosionskrater in den Phlegräischen Feldern, vielleicht auch einer der ältesten (vgl. Fig. 24, S. 74). Seine im übrigen regelmäßige Umwallung wird durch niedrige Hügel gebildet, deren Neigung gegen das Innere sanfter als bei den bisher behandelten Kratern ist. Auf der Seite des Kraters von Campiglione im SW steigt die Umwallung sehr langsam und regelmäßig bis zum Gipfel des M. Corvara (319 m), ebenso steigt sie im SO, zuerst steil, dann weniger steil, bis zu 368 m (Zoffritta), aber im O und im NO fällt sie bei Fuori Agnano auf 249 m, bei S. Marco auf 217 m und dann im N und im W gegen das Meer zu auf 70 m. In der östlichen Hälfte ist der innere Neigungswinkel etwas stärker als anderswo. Der ungefähr elliptische Boden ist von W nach O 4500 m lang und 3000 m breit, er liegt 37 m ü. d. M. und würde abflußlos sein, wenn nicht auf der Westseite in dem engsten und niedrigsten Teile ein Stollen

[1]) Ric. sulle eman., S. 33.

[2]) R. Nasini, F. Anderlini, R. Salvadori, Sopra alcune righe non mai osservate nella regione ultrarossa dello spettro dell' argo. (Rend. Acc. Lincei 19. Nov. 1899.)

[3]) Dixieme lettre (C. A. S.).

[4]) Jahresberichte 1865, S. 927.

[5]) Ibid. Sur les éman. volc.

[6]) Hist. nat. lib. II, 95.

[7]) Die Charoneae scrobes des Plinius sind identisch mit den Plutonii, die Gase ausströmen lassen, welche Vögel töten, von denen Ephorus (Strabo V, 5) bei Gelegenheit des Averner Sees spricht.

[8]) Sainte-Claire Deville, Dix. lettre; Guiscardi, note sur les émanations gazeuses des champs Phlégr. (Bull. Soc. géol. de France. 2. Ser., T. XIV, 1857.)

gegen das Meer getrieben worden wäre. Das Gestein der umliegenden Hügel besteht aus grauem Tuff mit den gewöhnlichen fragmentischen Auswürfen von Lava, Obsidian und Bimssteinen.

Der Boden setzt sich aus Alluvionen der vulkanischen Massen zusammen, die dem Tuffe entstammen. Ich weiß nicht, ob echte Sumpf- oder See-Ablagerungen vorhanden sind, glaube aber, daß der Boden des Kraters ursprünglich von einem See eingenommen wurde. Man darf daher annehmen, daß er ursprünglich tiefer gewesen ist und daß, wie es bei den Kraterseen meist der Fall ist, die beständige Corrosion der Materialien an der Peripherie und die fortwährende Zufuhr der von den Seiten herunterkommenden Massen einerseits den Umfang des Kraters vergrößert, andererseits den Boden aufgefüllt hat.

XIII. Montagnella di Santa Teresa.

Mitten in der Ebene, welche den Talboden zwischen Fuorigrotta und Bagnoli ausfüllt, befindet sich ganz isoliert der Hügel oder die Montagnella di Santa Teresa innerhalb eines Privatgutes. Jene Ebene liegt dort 20 m ü. d. M., und der Hügel erhebt sich darüber um weitere 20 m. Er besitzt eine rundliche Form mit einem Durchmesser von ungefähr 200 m, sieht aber gar nicht wie ein vulkanischer Krater aus. Scacchi hat zuerst seine wahre Natur erkannt (S. 131). Das Gestein ist ein grauer Tuff in Bänken, die meist, besonders im O und SO, mit 15° nach SO einfallen. Im Tuff befinden sich an der Nordseite besonders in den höchsten Schichten sehr grobe Stücke grauen Bimssteins, welche die Nähe eruptiver Zentren anzuzeigen pflegen. Dasselbe ist im SO der Fall, wo die Bimssteine schwarz sind. Auch im südlichen Teile gibt es schwarze Schlacken, die aber nicht haufenweise angeordnet sind, sondern im Tuff vereinzelt vorkommen. Sie erreichen eine Größe von 1 cbm und mehr und erinnern an die »Massen so groß wie Ochsen«, von denen die Schriftsteller beim Ausbruch des Monte Nuovo reden.

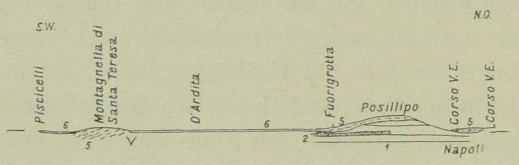


Fig. 36. Von der Montagnella di S. Teresa bis Neapel. 1 : 100000.
1. Gelber Tuff; 2. Piperno; 5. Grauer Tuff; 6. Alluvium.

Fig. 37. Südwestlich von der Montagnella di Santa Teresa.
1. Tuff mit kleinen, 2. Tuff mit großen Bimssteinen.

Lacroix[1]) hat eines der kompaktesten und am meisten kristallinischen Exemplare beschrieben, das von Bassani auf dem Gipfel gefunden war und das er geneigt ist, eher für einen homoeogenen Einschluß im trachytischen Tuff, als für eine gelegentliche Schlacke zu halten. Er hat es infolgedessen Sanidinit genannt und für ein Überbleibsel eines unveränderten Gesteins gehalten, das aus der Tiefe kam. Er hat darin nachgewiesen: Sanidin, Plagioklas, Augit, grünliche Hornblende, einige Blättchen Biotit, Magnetit und viel flachprismatischen Titanit von goldgelber Farbe. Die gefärbten Bestandteile sind größtenteils jünger als die Feldspate. Im allgemeinen haben die Schlacken das gewöhnliche Aussehen, selten beobachtete ich sichtbare Kristalle, nämlich einige wenige Einsprenglinge von Augit und zuweilen größere von Feldspat und Biotit. Mikroskopisch lassen sich Sanidinkristalle mit schwachen Interferenzfarben und Auslöschungswinkel bis zu 7° auf (010) und parallel auf (001) nachweisen; manchmal scheint die Auslöschungsrichtung gegen die Kante (010):(001) einen Winkel von 1° zu bilden, was event. auf Anwesenheit von Anorthoklas schließen läßt.

[1]) A. a. O., S. 375.

Unter den großen Kristallen ist Plagioklas mit wenig deutlich polysynthetischer Struktur und mit einem Auslöschungswinkel von 36—40°, also ein Anorthit, am häufigsten; in Mikrolithen tritt er aber höchst selten auf. Der Augit hat einen grossen Auslöschungswinkel, lebhafte Interferenzfarben, ist meistens dunkelgrün, mit verschieden gefärbten Zonen, sehr natronhaltig im Übergang zu Ägirinaugit. Verlängerte Blättchen von braunem Biotit kommen nicht häufig vor, erreichen aber eine beträchtliche Größe. Auch grobe isolierte Kristalle von Magnetit sind selten. Die größeren Kristalle von Feldspat und Augit sind meist zu verschiedenartigen Gruppen miteinander vereinigt mit eckigen Umrissen, als wären sie kleine unregelmäßige Bruchstücke eines vorher existierenden Gesteins und so in die Schlacken hineingebacken. Dunkel- oder hellblauen Hauyn beobachtet man ganz deutlich in Bruchstückchen, die vielleicht aus kleinen Hohlräumen herrühren. Die Grundmasse ist reich an braunen Opaciten, wahrscheinlich ein Eisenhydroxyd, das dem Gestein die braunschwarze Färbung verleiht. Sie ist sehr glasig mit zahlreichen mikroskopisch kleinen Bläschen mit deutlich fluidaler Anordnung und mit abwechselnd helleren und dunkleren fluidalen Streifen je nach der wechselnden Anhäufung der Opacite selbst.

Die Südseite der Montagnella lag wahrscheinlich dem Sitze der Eruption am nächsten. Man könnte fragen, ob die Montagnella nach der Öffnung des Tales entstand, oder vielmehr vorher, in welchem Falle hier ein Rückstand der Schichten sein würde, welche es zuerst bedeckten. Ich bin letzterer Meinung, denn sonst müßte die Montagnella ganz jung sein, und die eruptive Ausrüstung würde sich in voller Unversehrtheit erhalten haben. In beiden Fällen ist anzunehmen, daß die Spuren des Ausbruchs durch die Erosion größtenteils verwischt wurden.

XIV. Monte di Cuma.

Geht man von Neapel aus den Phlegräischen Meeresstrand entlang, so wird er über den Monte di Procida hinaus niedrig und sandig bis zum Monte Massico, und nur der Monte di Cuma stößt nach Art eines Vorgebirges als äußerster nördlicher Zweig der

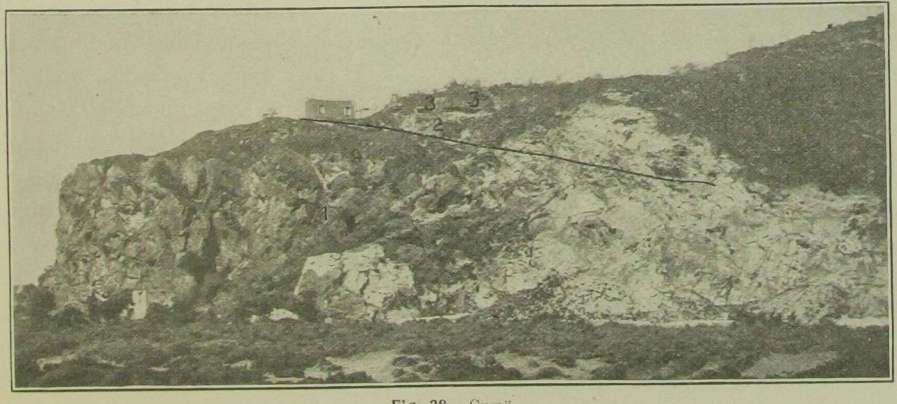


Fig. 38. Cumä.

Phlegräischen Felder bis ans Meer (vgl. Fig. 12 auf S. 40). Günther[1]) gibt von ihm eine Photographie. Er ist 82 m hoch, seine Westseite gegen das Meer besteht aus kompaktem, feinkörnigem, grünlichem oder grauem Trachyt, der die Höhe von 45 m erreicht. Bei der Nähe des Meeres wird er in vielen Steinbrüchen abgebaut, und augenscheinlich ist er der Rest

[1]) Günther, The Phlegr. fields a. a. O. Fig. 6.

einer eruptiven Masse, welche wahrscheinlich eine etwas größere Ausdehnung besaß und am Meere anfing. Auf dieser Seite ist die Masse dunkler als auf der Landseite, ohne Zweifel infolge der Einwirkung des Meerwassers. Das Gestein hat in vielen Fällen gleichmäßiges Korn, aber oft ist es breccienartig, als enthielte es in seiner Masse eckige Bruchstücke von gleicher Beschaffenheit, aber abweichender Farbe; nicht selten kann man mit bloßem Auge fluidale Struktur erkennen (vgl. Fig. 3 auf S. 13).

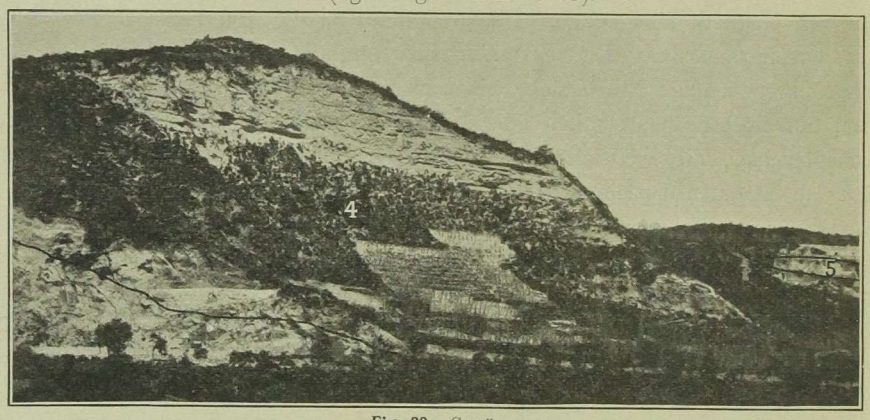


Fig. 39. Cumä.

Die ganze Masse fällt langsam nach O zugleich mit den darüber befindlichen Schichten ein. Das Gestein wurde zuerst beschrieben von Scacchi (S. 240), weiter untersucht von vom Rath[1]), Kalkowsky[2]), Stelzner[3]), Rosenbusch[4]), Dell'Erba[5]), Washington[6]). Vom Rath hat von ihm eine Analyse gegeben[7]), Washington eine andere von einem Stück aus der großen Grube. Nach vom Rath ist das spezifische Gewicht bei 18° 2,514; nach Kalkowsky und Washington ist die Grundmasse kristallinisch mit einigen Körnchen von Glas. Nach Stelzner kommen nadelartige leistenförmige Mikrolithe von Feldspaten häufig vor, meist mit paralleler Auslöschung und daher auf Sanidin hinweisend, nicht selten aber auch mit großem Auslöschungswinkel; bisweilen treten sie in Zwillingen oder in Drillingen auf und weisen so auf Plagioklas und wahrscheinlich auch auf Anorthit hin. Vom Rath glaubte, daß diese Kristalle zum Mejonit gehörten. Es treten ferner auf: Augit, nach Washington auch Ägirinaugit, nach Rosenbusch ziemlich zahlreich gelber Akmit und grüner Ägirin. Die Einsprenglinge sind Sanidin, nach Stelzner auch Plagioklas, weiter Augit, Magnetit und Sodalith. Sowohl auf Spalten wie in den Poren bestimmte vom Rath Sanidin, seltener Olivin ähnlich dem schwarzem Fayalit, Augit, Sodalith, der Magnetit und Titanit einschloß[8]); das Gestein ist ein akmithaltiger Sodalithtrachyt. Über dem Trachyt liegt folgende Reihe von Gesteinen. Nr. 2: 7—8 m stets grauer, manchmal feiner und deutlich geschichteter grauer Tuff, welcher Bimssteine und eckige Fragmente von schwarzem Obsidian und von dunklem oder hellem Leucittephrit enthält; weit seltener treten schwarze Schlacken und Piperno auf, der seinerseits auch Obsidianfragmente enthält. Auch linsenförmige, 3—4 m mächtige Bänke von bloßen Bimssteinen kommen vor. Die Grundmasse des oben erwähnten Leucittephrits ist wenig glasig, sie enthält

[1]) G. vom Rath, Min. geogn. Fragmente aus Italien. (Ztschr. d. D. geol. Ges. Bd. XVIII, 1866, S. 607.)
[2]) Kalkowsky, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. Bd. XXX, S. 371.
[3]) A. Stelzner, Über Melilith und Melilithbasalte. (Neues Jahrb. f. Min., Geol., und Paläont. Beilage-Bd. II, 1883, S. 434)
[4]) Rosenbusch, Mikr. Phys. 3. Ausgabe, Bd. II, S. 750, 754, 771.
[5]) Dell' Erba, Sanidinite pir. di S. Elmo, S. 184.
[6]) H. S. Washington, Some Analyses of volc. rocks, S. 286.
[7]) S. 610, cap. V.
[8]) Rosenbusch a. a. O. S. 750, 754, 771.

zahlreiche einfache oder verzwillingte Mikrolithen von Sanidin, weniger häufig von Anorthit mit einem Auslöschungswinkel von $+22° 30'$ bis $+45°$ oder von Labradorit. Weniger häufig als Feldspate kommen Mikrolithen von basaltischem Augit vor mit

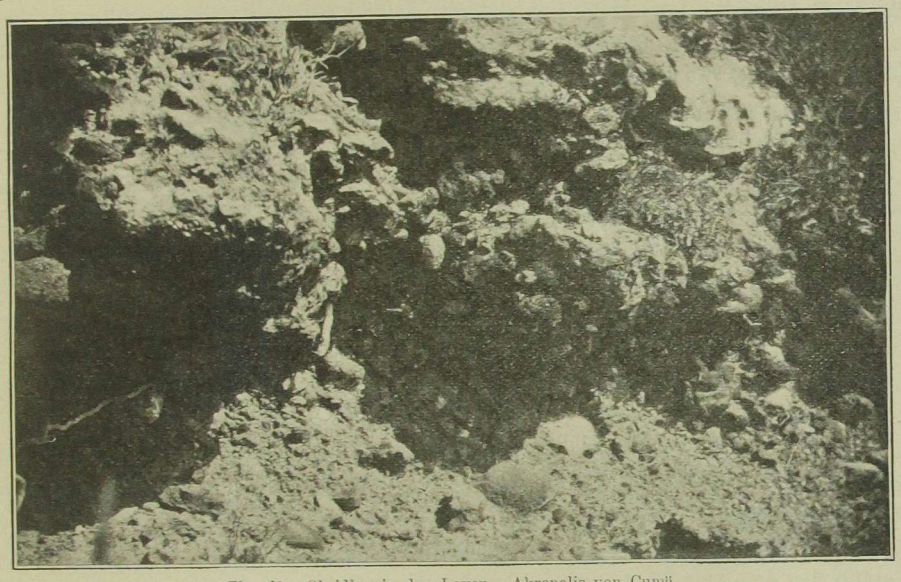


Fig. 40. Obsidian in den Laven. Akropolis von Cumä.

einem Auslöschungswinkel von 53° auf (010) und von 30°—36° auf den Spaltungslamellen; diese Mikrolithen nehmen ganz allmählich an Dimension zu, bis sie zu Einsprenglingen werden mit denselben Eigenschaften. Zwillingsebenen sind meist (100) und (101), seltener (122). Neben den Augitmikrolithen kommen auch ebensoviel Magnetitwürfelchen vor, welche in größeren Kristallen nicht auftreten. Biotit in kleinen Blättchen kommt nur äußerst selten vor. Leucit ist aber reichlich vorhanden in Körnern oder Kriställchen von sehr geringen Dimensionen und in viel größeren Einsprenglingen.

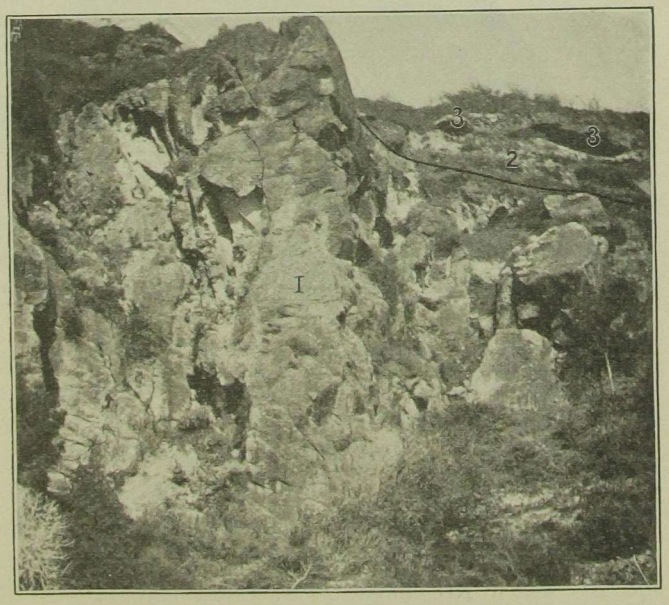


Fig. 41. Akropolis von Cumä.

Nr. 3. Ca 2 m mächtige Schlacken manchmal in Stücken, die zähe zusammenhängen, blasig, ähnlich denjenigen von Monte Nuovo, in Begleitung von Bimssteinen und Stücken von gerötetem Tuff, der teilweise ersetzt wird durch Bruchstücke verschiedener Größe von sehr schwarzem Obsidian mit blasiger oders chlackiger Oberfläche, teilweise durch einen wahren Strom von Obsidian von fluidaler Struktur, sodaß das Gestein wie Holz aussieht, mit Lagen gelben oder rötlichen Bimssteins und nicht sehr zahlreichen Einsprenglingen von Plagioklas. Unter dem Mikroskop zeigt sich der Obsdian als ein gelbliches Glas, das viele Blasen und braune Fasern

von fluidalem Verlauf besitzt; es kommen dann sehr wenige isolierte Sanidinmikrolithen vor und Einsprenglinge von Plagioklas mit undulöser Auslöschung, zuweilen mit Spaltungsflächen mit sehr lebhaften Newtonschen Farben; diese bestehen aus äußerst feinen abwechselnden Lamellen von Albit und anderen Plagioklasen mit Glaseinschlüssen.

Nr. 4. Grauer Tuff in horizontalen Schichten, welchem beim Tempel des Apollo eine Bank von gelbem, etwas zerreiblichem Tuff eingeschaltet ist, der eine Ähnlichkeit mit den Bänken mitten im grauen Tuff auf der Westseite des Averner Sees besitzt.

Der Ausbruch des Monte di Cuma endete demnach mit einem Obsidianstrom und mit Schlackenauswurf im Gegensatz zu demjenigen des Monte Olibano, der mit den Schlacken anhebt. Als in der Nähe des Trachytes und des Monte di Cuma der Emissar gleichen Namens als Ausflußgraben für die Stadt Neapel gegraben wurde, traf man im Erdboden große Quantitäten von Kohlensäure an[1]).

XV. Kap Miseno.

Die rezenten Vulkane der Halbinsel von Bajä gehören zu denjenigen, deren Erklärung weniger leicht war und noch ist. In ihrer Aufzählung und Unterscheidung (Kap Miseno, Porto Miseno, Bacoli, Baia und Fondi di Baia) folge ich Günther[2]), welcher drei Photographien des Kap Miseno gibt, gesehen vom Meere und vom Hafen von Miseno und De Lorenzo, der vier Photographien und eine geologische Karte der erwähnten Lokalität publiziert hat[3]).

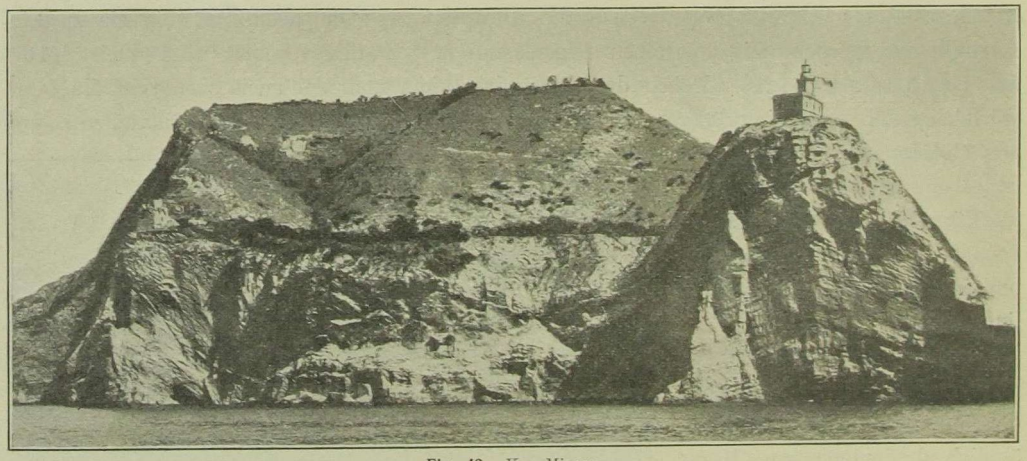


Fig. 42. Kap Miseno.

Unter diesen Vulkanen ist der wichtigste der des Kap Miseno, welcher den ebenen Boden des Kraters bewahrt hat, obwohl der Wall im O und im SW durch die Wellen des Meeres bereits zerstört ist. Die antiklinale Anordnung der Umwallung sieht man sehr gut im O und W des Leuchtturmes und in dem von den Römern unter dem Turm, zwischen dem Meere und dem Innern des Kraters, durchgebrochenen Tunnel. Dort fallen die Bänke gegen das Meer mit 37° nach SO, nach dem Lande mit 40° gegen NW ein, während unter der Torre Bassa, wo allein der innere Teil der Umwallung sich erhalten hat, die Bänke mit 10° gegen NO einfallen. Breislak schreibt (S. 178) vom Kap Miseno »L'intérieur

[1]) Deecke, Geol. Führer, S. 93.

[2]) R. T. Günther a. a. O. S. 415. Eine Photographie des Kap Miseno, von Bacoli gesehen, findet sich bei Deecke, Geol. Führer, S. 97.

[3]) G. De Lorenzo, I crateri di Miseno. (Atti R. Acc. Sci. di Napoli 1905, Bd XIII, S. 2.)

du promontoire offre encore le cratère qui aujourd'hui est en culture. Son aspect est très-beau lorsqu'on y monte du côté de la mer. Un chemin obscur taillé dans la montagne conduit à sa petite plaine circulaire entourée des parois du cratère qui subsistent encore, surtout au nord et à l'est. La masse de la montagne est d'un tuf jaunâtre sabloneux, mêlé de fragmens de laves et de ponces. Ces dernières ont le grain vitreux, le tissu fibreux, renfermant des feldspaths, et sont quelquefois réunies à des morceaux de verre. Les laves contiennent de petites feuilles de mica noir et beaucoup de feldspaths, souvent brisés. Il y en a de poreuses et de compactes, de grises et de rougeâtres«. In der Tat ist das vorherrschende Gestein des Kap Miseno ein gelber Tuff, aber er nimmt nur den tiefsten und innersten Teil des Kraterrings ein, wie man besonders gut vom Meere aus sieht. Dagegen ist die große obere und zentrale Masse, die auch das ganze Innere des Kraters erfüllt, ein grauer Tuff, der identisch ist mit demjenigen des Monte Nuovo. Hier und da kommen graue oder aschenfarbene Schlacken, die so groß wie ein Apfel oder größer sind, verstreut vor, bisweilen auch Bimssteine in kleinen Bruchstücken und Schollen von grobem pisolithischem Tuff, wie man ihn im Innern des Monte Nuovo sehen kann.

Unter dem Mikroskop beobachtet man in diesem Tuff Bruchstücke von Kristallen von nach De Lorenzo (S. 8) natronhaltigem Sanidin, von titanhaltigem Magnetit, Augit, Biotit, Bytownit und anderen Einschlüsse von Apatit führenden Plagioklasen mit einem Netzwerk von Spaltungsrissen, mit zonarer Struktur und mit durch Zerstückelung gebrochenen Kristallflächen, in Begleitung von Fragmenten von Bimssteinen und einer körnigen, fein getüpfelten, glasigen Masse, welche wie das Glas der Bimssteine, infolge der beginnenden Zersetzung, opak und weißlich ist. Die im Tuff eingeschlossenen Schlacken sind aus denselben Bestandteilen zusammengesetzt.

Wie beim Monte Nuovo werden die Schlacken gewöhnlich kleiner, je mehr man von innen nach außen gegen Miseno kommt. Die Schlacken des gelben und des grauen Tuffes zeigen mikroskopisch dieselbe Zusammensetzung und fast dieselbe, wie die des Monte Nuovo. Nur am Kap Miseno sind die Schlacken mit Biotit und groben Kristallen von Feldspaten versehen, die beim Monte Nuovo fehlen, dagegen bemerkt man keinerlei Anhäufungen von Schlacken, wie an der Oberfläche des Südteils des Monte Nuovo.

Die Grundmasse der Schlacken des oberen grauen Tuffes ist reichlich glasig, blasig und hell von sehr blasser gelbrötlicher Farbe, zuweilen durchsichtig mit einigen Flecken von Limonit. Die Grundmasse der Schlacken des unteren gelben Tuffes, die stärker zersetzt sind, ist infolge der Kaolinisation undurchsichtig und durch Eisenhydroxyd dunkelbraun. In den Schlacken des grauen Tuffes kommen nadelartige Mikrolithen, offenbar von Sanidin, sehr häufig vor, die bisweilen in Büscheln oder in etwas gekrümmten Gruppen geordnet sind, welche der fluidalen Struktur parallel laufen; sie drängen durch ihre Menge die glasige Masse zurück. Einige sehr selten auftretende Mikrolithen von größeren Dimensionen löschen auf (001) unter einem Winkel von — 27° aus und gehören dem Bytownit an; sie sind von sehr kleinen Mikrolithen von Augit und Magnetit begleitet. In den Schlacken des gelben Tuffes, der stark zersetzt ist, kommen die Sanidinnadeln einzeln und spärlich vor, sehr kleine Magnetitkörnchen werden gleichfalls angetroffen.

Unter den größeren Einsprenglingen überwiegen Feldspate mit häufigen mehr oder weniger opaken Glaseinschlüssen, die meist in zentralen Zonen oder im Sanidin längs der Spaltungsebene *M* geordnet sind und zuweilen die Form von Parallelipipeddurchschnitten besitzen; die Feldspate haben meist zonare Struktur und sind saurer im Zentrum. In den leichter bestimmbaren Kristallen ist der Auslöschungswinkel auf (010) + 18 oder + 19° (Albit), — 24° (Labradorit), häufig — 33° 50'. (Anorthit).

Einige seltene Zwillingskristalle nach dem Karlsbader und dem Manebacher Gesetz mit sehr feinen Zwillingsstreifen, schwacher Doppelbrechung, schwachen Interferenzfarben löschen

auf (010) unter dem Winkel von 8° aus und müssen zum Anorthoklas gerechnet werden. In einigen Fällen beträgt der Auslöschungswinkel auf (001) —21° 5′ bis —28°, es handelt sich dann um Bytownit, welcher ziemlich häufig vorkommt. Selten ist Natronsanidin mit Spaltung nach den Flächen *P* und *M*, die sich rechtwinklig zu schneiden scheinen, und einem Auslöschungswinkel 0° auf *P* und 2° auf *M*. Grasgrüner oder olivengrüner Augit mit einem Auslöschungswinkel auf (110) von 40° bis 49° kommt ziemlich häufig vor. Sehr selten kommt Ägirin in vereinzelten Kristallen mit einem Auslöschungswinkel von 80° und grüne Hornblende in zertrümmerten Kristallen vor, welche an den Feldspat angrenzen. Mehr oder weniger häufig sind gröbere Körner oder Kristalle von Magnetit, welche den Augit begleiten. Biotit kommt ebenso häufig vor wie Augit, sehr selten und in Körnern Hauyn, und nach De Lorenzo Sodalith und Leucit.

Da der graue Tuff und die darin befindlichen Schlacken fast stets intakt vorkommen, während der gelbe Tuff mit seinen Schlacken, der dieselbe Beschaffenheit besitzt, größtenteils zersetzt ist, so muß man annehmen, daß letzterer durch Umwandlung aus ersterem entstanden ist. Die vollständige Konkordanz längs der Berührungsebene der beiden Tuffe und die petrographische Identität der beiden Tuffe und ihrer Schlacken können zu der Meinung führen, daß es sich um denselben Vulkan handelt, welcher zuerst vielleicht unter dem Meere Tuff auswarf, der durch Veränderung unter dem Wasser gelb wurde, und dann nach einiger Zeit grauen Tuff in subaërischem Ausbruch; dasselbe könnte man auch von anderen Kratern der Halbinsel von Bajä behaupten. Alles in allem erscheint der Krater des Kap Miseno als einer der jüngsten. Die Zerstörung an seiner Peripherie ist der unaufhörlichen Arbeit der Wellen zuzuschreiben. Daß die Zerstörung noch immer vor sich geht, kann man an den Ruinen der römischen und teilweise sogar der modernen Gebäude bemerken, welche senkrecht über dem Meere an der Ostseite des Leuchtturms stehen. Scrope[1]) gibt in seinem Werke von dem Ursprung des Kraters des Kap Miseno und ähnlicher Tuffkrater eine besondere Erklärung, die ihn auf einen unterseeischen Vorgang zurückführt, womit ich nicht einverstanden bin. Er sagt, es werde »der Austritt von Dampfmassen aus einer vulkanischen Spalte etwas unterhalb von Wassermassen sich wahrscheinlich im Emporkommen von Blasen von dickem Schlamm äußern, welche beim Platzen die Masse in großen kreisförmigen Wellen umherwirbeln, und dabei jene dichten Bänke bimssteinartigen Tuffes bilden, welche für gewöhnlich in Ringen mit antiklinalem Bau angeordnet sind, die wir in der Gegend von Neapel antreffen und sonst, wo feldspatische Eruptionen an der Küste vorkommen. Das Kap Miseno bildet ein Beispiel von Bergen, die sich durch ähnliche submarine Ausbrüche gebildet haben«.

Er gibt weiter einen Durchschnitt an der äußersten Südseite (S. 61, F. 6), als einen von denen, die sehr gut geeignet sind, die doppelte Neigung zu beweisen, welche die Bänke der vulkanischen Massen nach Art einer Antiklinale sowohl auf der Innen- wie auf der Außenseite des Kraters einnehmen. Der geschilderte Versuch Scropes, den Ursprung dieser Krater durch Wellen von schlammigem Tuff zu erklären, welche sich von der Eruptionsöffnung loslösen, ist willkürlich und unwahrscheinlich. Vorzuziehen ist die Erklärung, welche Scrope selbst an anderen Punkten seines Werkes gibt, daß die Form der Antiklinale von dem Falle der Materien herrührt, die von einem Krater herausgeworfen wurden, wie es bei dem Monte Nuovo der Fall ist. Nur kann man bemerken, daß die Gestalt einer doppelten Antiklinale in der Zeichnung Scropes zu stark ausgebildet ist, wie aus einer Vergleichung mit photographischen Aufnahmen hervorgeht, welche ich erwähnte.

[1]) Scrope, Volcanoes, S. 243, Fig. 2.

XVI. Der Hafen von Miseno.

Obwohl Breislak die Gewohnheit hat, jede Vertiefung wie jede Erhebung in den Phlegräischen Feldern für einen Krater zu halten, so ist er doch im Zweifel, ob der Hafen von Miseno ein Krater ist (S. 177), indem er sehr richtig sagt: »il ne suffit pas qu'un lieu ait une forme ronde on elliptique pour le juger un cratère, il faut encore que les hauteurs qui l'entourent aient l'inclinaison ou la pente qui convient aux entonnoirs des volcans». Er fährt dann fort: »ce caractère manque absolument aux collines qui entourent le port de Misère et qui appartiennent au cratère du mont de Procida, et à celui du promontoire même de Misène. La mer forme souvent des baies demi-circulaires qui n'ont aucun rapport avec les cratères des volcans». Deecke ist derselben Ansicht[1]), aber de Lorenzo[2]) betrachtet ihn von neuem als einen von den Meereswellen abradierten Krater, von dem bloß noch die Flanken im NO als Landzunge von Pennata, im SW als Halbmond, auf dem Miseno liegt, existieren. Ich schließe mich der Ansicht von de Lorenzo an; wahrscheinlich jedoch entspricht der Krater dem innersten Teile des Hafens. In der Tat ist im N des Hafens die antiklinale Umrandung erhalten und unterhalb Zampino d'Ambrosio fällt der Tuff nach S ein. Umgekehrt fallen bei Sarparella im N des Hügels von Miseno und im N des von Pennata die Tuffe nach N ein, während das Einfallen an der Punta di Pennata 12° nach NO und am Hügel von Miseno nach SW gerichtet ist, und ich glaube, daß diese Orte sich schon außerhalb des Kraters auf seiner Südseite befinden. Auch hier bemerkt man in den unteren Bänken den gelben Tuff, der gerade im Hafen von Miseno und in der Punta di Pennata zutage tritt. Oben darauf liegen konkordant die grauen Tuffe, es handelt sich also hier um einen Vulkan, der demjenigen des Kap Miseno ähnlich ist, vielleicht aber um Ausbrüche von grauem Tuff, welche einen früheren Krater von gelbem Tuff bedecken. In dem gelben Tuff der Punta di Pennata kommen große Stücke von Trachyt und Bimsstein vor, bei Miseno ziemlich häufig solche von grünem Tuff des Epomeo, und von grauen zersetzten Schlacken ähnlich denjenigen des Kap Miseno, ferner von Trachyt mit Einsprenglingen von Plagioklas, von weiß und schwarzem mikrokristallinischem Trachyt vom Typus des Averno und endlich von Leucittephrit. Einige Bruchstücke sind deutlich abgerollt, sie rühren also von etwas entfernteren Gegenden her, und die Tuffe sind wahrscheinlich marinen Ursprungs. Der Leucittephrit ist kompakt, zuweilen angefressen, mit zahlreichen mit bloßem Auge sichtbaren Kristallen von Leucit, welche die einzigen größeren Einsprenglinge bilden. Der glasige Teil ist nur sehr unbedeutend; unter den Mikrolithen tritt Sanidin selten auf, häufiger sind dagegen die Zwillingsnadeln von Anorthit und Labradorit, außerdem finden sich sehr kleine Opacite von Magnetit mit Höfen von Hämatit, seltener von Limonit. Die Einsprenglinge sind Labradorit mit zonarer Struktur und Glaseinschlüssen. Sehr selten kommt Biotit, gar nicht Augit, vielleicht infolge von Resorption, vor. Leucit tritt auf in zahlreichen und vieleckigen Schnitten bis zu 50 μ; die Kristalle sind in verschiedener Weise verwachsen, weißlich, undurchsichtig, oder grünlich, zuweilen durchsetzt von Rissen, welche von Eisenhydroxyd

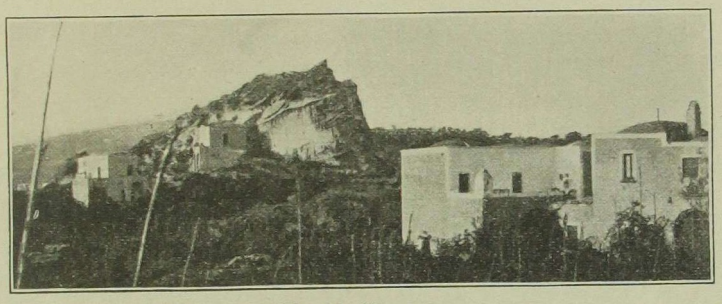


Fig. 43. Miseno.

[1]) Geol. Führer durch Campanien, S. 99.
[2]) Studi di Geologia, S. 94. — I crateri di Miseno.

und Hämatit eingenommen sind. Das Gestein ähnelt dem Leucittephrit der Punta dell' Inferno des Monte di Procida. Der überwiegend bimssteinartige graue Tuff besitzt die gewöhnlichen Merkmale.

Nördlich vom Hafen befindet sich eine sog. Schwefelgrotte, welche nur vom Meere aus zugänglich ist. An verschiedenen Punkten im Innern, wie auch beim Eingang vom Meere aus,

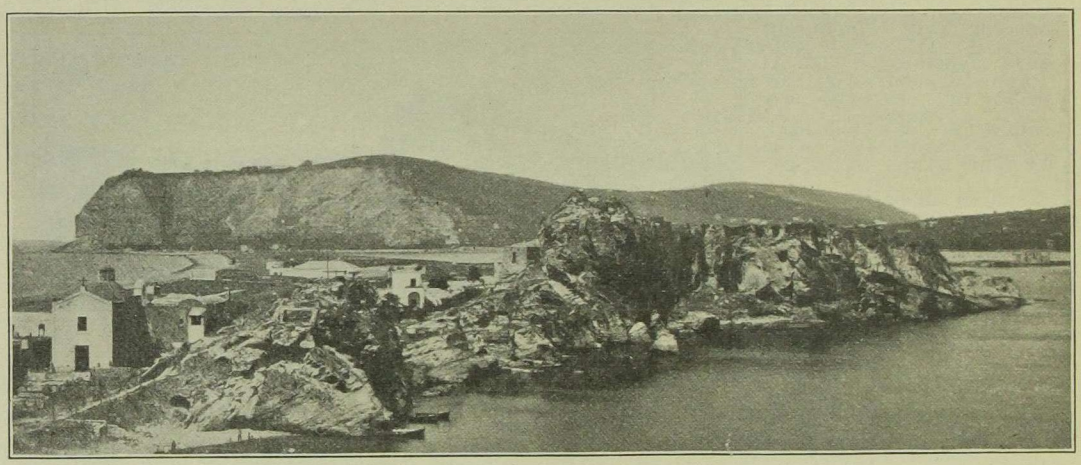


Fig. 44. Hafen von Miseno.

steigen Gase mit einer Temperatur von 14,3°—15,2° empor, welche 8,77—20,40 Proz. Schwefelwasserstoff, 72,96—84,43 Proz. Kohlensäure enthalten, während der Rest atmosphärische Luft ist[1]). Der Schwefelwasserstoff, reagierend mit den Alkalien des Tuffes, gibt Veranlassung zu reichlichem Auswittern von einem doppelschwefelsauren Kali, dem Misenit[2]), und Alaunen[3]) und Schwefel. Man darf nicht mit Stillschweigen übergehen, daß östlich von der Punta di Pennata römische Ruinen mitten im Wasser liegen, entweder Fischer- oder Badehütten, braucht dabei aber nicht etwa auf eine Senkung des Bodens zu schließen. Der kleine römische Tunnel, welcher durch die Punta di Pennata führt, ist heute so, wie zur Zeit der Römer, weder höher noch tiefer geworden, denn sonst würden die Barken, welche schon damals den Tunnel benutzten, heute nicht denselben Ort passieren können.

XVII. Bacoli.

Es scheint, daß die Bucht von Bacoli ein Krater gewesen ist, wie es auch Günther und de Lorenzo annehmen. Der innere Teil ist zum Teil infolge der Einwirkungen des Meeres auf der Ostseite eingestürzt und entspricht der Ebene von Basso Poggio, über welche sich die Hügel der Einfassung höchstens 40 m erheben. In der Tat bilden diese Hügel eine ringförmige Antiklinale und vom Meere aus sieht man den Durchschnitt beider Antiklinalen sehr gut, entsprechend den Cento Camerelle und der Punta del Poggio sowohl im O wie im S von Casa Capuana; von diesen Antiklinalen wird die Synklinale des Basso Poggio eingeschlossen. Im inneren Teile der Antiklinale von Cento Camerelle erscheint wie im Hafen von Miseno der gelbe Tuff, der mit dem darüber befindlichen grauen Tuff

Fig. 45. Punta di Poggio, Basso Poggio und Cento Camerelle.
1. Gelber Tuff; 2. Grauer Tuff.

[1]) Cl. Sainte-Claire-Deville, Sur les ém. volc. des. ch. F. I, lettre 1862.
[2]) Monticelli in agrum puteolanum Comm. S. 22. Breislak, Campanie II, S. 176.
[3]) Guiscardi, Bull. Soc. géol. de France. Ser. II, T. XIV, S. 635. — Bellini, La grotta dello zolfo nei Campi Flegrei. (Boll. Soc. geol. ital. 1901.) — De Lorenzo, Crat. di Miseno, S. 10.

konkordant liegt; infolgedessen kann man bei dem Krater von Bacoli in der Hauptsache dieselben Hypothesen anwenden, wie bei dem Hafen von Miseno. Bei Bacoli und La Taverna kommen in den oberen Bänken des grauen Tuffes häufig grobe Bruchstücke von Bimsstein und abgerundete Schollen von gelbem, selten von grünlichem Tuff vor, ähnlich dem des Epomeo auf Ischia. Der sehr helle, zuweilen seidenglänzende, mit sehr großen Hohlräumen versehene Bimsstein setzt sich bei mikroskopischer Betrachtung zusammen aus durchscheinendem Glas mit zahlreichen elliptischen Bläschen, die durch den anhaltend flüssigen Zustand nach ihrer Bildung verlängert und gewunden sind; selten kommen Flecken von Limonit vor. Ferner trifft man ziemlich selten teilweise resorbierte und zertrümmerte Kristalle von Labradorit von sehr unregelmäßiger Form an, weiter vollständige Kristalle von Augit, auch von Hornblende mit sehr starkem Pleochroismus, wechselnd von grasgrün bis orangegelb und hellgrün, und einem Auslöschungswinkel auf (110) von 0°. Die abgerundeten Schollen von gelblichem Tuff sind reich an Bimssteinen, die durch Kaolinisation des Glases und des Feldspats gelb geworden und undurchsichtig sind. Unter dem Mikroskop sieht man kleine Fragmente von ihnen und ebenso Fragmente von ziemlich großen Kristallen von Sanidin mit undurchsichtigen und gelb gewordenen Glaseinschlüssen, von Kalk-Natronfeldspat, Biotit, Augit, Magnetit, die alle in einer bröckeligen Masse von Bimssteinen und von gelb gewordenen und undurchsichtigen Gläsern stecken. Der Strand an der Punta del Poggio, bei Basso Poggio und an den Cento Camerelle ist voll von Trümmern römischer Gebäude auf der Meerseite, was ein Beweis dafür ist, daß ihre Zerstörung immer noch weiter vor sich geht; auch die Zerstörung der römischen Molen von Punta Pennata und Punta Terone am Eingang zum Hafen von Miseno ist durch die Meereswellen, nicht durch Senkungen bewirkt worden.

XVIII. Campiglione.

Dieser Krater aus gelbem Tuff, von den höchsten Hügeln der Gegend umgeben, ist gut erhalten; abgebildet haben ihn Hamilton[1]) und Günther[2]). Sein Umfang ist elliptisch und die größte Entfernung zwischen den Rändern beträgt 1550 m, die kleinere 1250 m (vgl. Fig. 12 auf S. 40). Wenn sich alle umgebenden Hügel zur selben Höhe erheben würden und nicht zum Teil durch andere Explosionen zerrissen wären, so würde der Krater kreisrund erscheinen. Die beiden höchsten Hügel bilden zwei Halbkreise, es sind im N der M. Corvara (319 m), im S der M. Barbaro (329 m). Im O und W sind die Ränder bedeutend niedriger und gehen im W bis auf 165 m, im O bis auf 130 m hinab. Im letzteren Punkte liegt der Eingang zum Krater, der teilweise durch einen künstlichen Einschnitt hergestellt ist (vgl. Fig. 17 auf S. 56). Der Boden wird von der Ebene von Campiglione eingeschlossen, welche in alten Karten als See bezeichnet wird, jetzt aber nur in sehr regenreichen Zeiten zu einem solchen werden könnte. Er bildet ein Becken, dessen Boden in 81 m Meereshöhe ungefähr 49 m unter dem Eingange liegt. Seine größte Breite beträgt ungefähr 800 m. Die inneren Wände sind nicht sehr steil, unter dem Gipfel des M. Corvara beträgt die Neigung 73 Proz., unter dem M. Barbaro kaum 27½ Proz. Die äußeren Abhänge würden viel sanfter geneigt sein, wenn sie nicht an vielen Stellen durch spätere Explosionen angeschnitten wären. Das umgebende Gestein ist ein gelber Tuff, der meist aus feinen Materialien besteht, in ziemlich regelmäßigen Schichten, die sämtlich zerborsten und von Ebenen falscher Schichtung durchsetzt sind. Im nördlichen Teile

[1]) Campi Phlegraei, Pl. XXVIII.
[2]) Phlegr. fields, S. 423, Fig. 7.

sind die höheren Bänke in großer Mächtigkeit und Ausdehnung pisolithisch, d. h. sie bestehen sozusagen aus runden Kernen, welche auf der Oberfläche der Schichten wie Pisolithe hervorragen. Johnston-Lavis schreibt diesen Umstand dem Fall von Regentropfen während des Ausbruchs zu, die den vulkanischen Staub in der Luft zusammenballten[1]).

Es ist aber schwer zu verstehen, wie das Wasser, das doch keine zusammenballenden Eigenschaften besitzt, solche Pisolithen hervorbringen könnte. Diese haben als Kern stets ein größeres oder kleineres Bruchstück von Bimsstein, der sehr zersetzt ist, und es scheint, daß sie dadurch hervorgebracht sind, daß ein Teil der durch die filtrierenden Wasser aus den Bimssteinen gelösten Materie um diese herum den Staub des Tuffes zusammen geballt hat. Bisweilen sind die Pisolithe fast gänzlich leer, und die innere Masse der Bimssteine ist zu einem Pulver reduziert, welches im Innern der Pisolithe klingt, wenn diese bewegt werden. Solche Pisolithe sind seit langer Zeit von de Alteriis beobachtet worden, der, soweit es D'Ancora[2]) mitteilt, sie mit denjenigen der Solfatara verglichen hat.

Manasse[3]) hat eine Probe des pisolitischen gelben Tuffes, die ich ihm geschickt habe, mikroskopisch untersucht; nach seiner Untersuchung bestand er aus einem gelb-grauen Glase, das stark kaolinisiert war, mit wenigen Mikrolithen und häufigen Bruchstücken von grünem Augit, mit Fragmenten von Sanidin, Anorthoklas, Kalknatronfeldspat, Biotit, Ägirin, sehr wenig Sodalith und Magnetit. In diesen genannten Mineralien kommen Glaseinschlüsse und solche von Apatiten vor, Hämatit und Limonit sind sekundär. Der in den Pisolithen eingeschlossene Bimsstein besteht aus grauschwarzem oder in sehr dünnen Schliffen graugelbem Glase, mit wenig Mikrolithen von Augit, Biotit und Sanidin. Analytisch untersucht kommt zuerst SiO_2, Al_2O_3, darauf FeO, Fe_2O_3, CaO, K_2O, Na_2O und noch weniger MgO, H_2O und Spuren von Cl, CO_2, P_2O_5. In dem Tuff befinden sich auf der Ostseite wenige kleine helle oder gelbe Bimssteine und sehr wenig Schlacken in kleinen Linsen, die vielleicht nicht gleichalterig sind. Auf der Nordostseite gibt es weiße Bimssteine von der Größe eines Apfels oder solche von schwarzer, aschgrauer oder kastanienbrauner Farbe. Durch Zerstörung der Bimssteine erscheint der Tuff häufig durchlöchert. Weiter kommen grüne oder dunkle Vitrophyre mit perlitischer Struktur vor, welche grobe Kristalle von Sanidin und Glimmer, sowie schwarzen Trachyt, ähnlich wie der Piperno, in kleinen Stücken enthalten. Der Vitrophyr hat perlitische Struktur, die dort deutlich hervortritt, wo das Gestein ein wenig zersetzt ist. Unter dem Mikroskop erscheint er von grasgrüner Farbe, hell durchscheinend, mit zahlreichen runden oder halbrunden und konzentrisch elliptischen Kügelchen, die eine an der anderen hängen oder von Tangentialebenen geschnitten sind oder auch diese schneiden, deren Oberflächen in den Dünnschliffen als gelbliche Linien erscheinen, vielleicht weil dort Wasser eingedrungen ist, welches das Eisen des Glases in Hydroxyd verwandelt hat. Diese Kurven umgeben meistens die Kristalle des Feldspats. Magnetit fehlt gänzlich, auch der Augit scheint, nach den Auslöschungswinkeln zu urteilen, stets wenig eisenhaltig zu sein, weil das Eisen in der glasigen Basis aufgelöst ist. Die Einsprenglinge sind selten Sanidin mit einem Auslöschungswinkel auf (010) von $+5° 26'$; häufiger sind Plagioklase mit Glaseinschlüssen, die oft ganz durchdrungen von Glas zu einem Gerippe oder Gitterwerk reduziert sind, von dem abwechselnd nur noch einige Teile übrig geblieben sind, weshalb ich glaube, daß es sich um eine Resorption oder um leichter schmelzbare Plagioklase handelt, während die weniger schmelzbaren Teile übrig bleiben als Beweis ihrer auch chemisch polysynthetischen Natur. Diese Plagioklase

[1]) Johnston-Lavis und Flores, Dep. di Pianura, S. 11 5.

[2]) G. D'Ancora, Guida ragionata per le antichità e per le curiosità naturali di Pozzuoli, Napoli. Zambraia 1792, S. 72, note 1.

[3]) Manasse, Rocce trach. di Fondo Riccio II, 2. Febr. 1902.

gehören zum Labradorit, zum Bytownit und hauptsächlich zum Anorthit. Einige der im Plagioklase eingeschlossenen Gläser sind schwarz, also verschieden von dem grünen Vitrophyr; sie sind wahrscheinlich älter und unabhängig von der Umschmelzung des Gesteins, welches ursprünglich ein normaler augitischer, schlackiger und glasiger Trachyt sein konnte. Selten kommt der grünliche Augit, der bisweilen hell ist, wie der zersetzte von der Solfatara, in kleinen und vollständigen oder großen aber fragmentarischen Kristallen mit lebhaften Interferenzfarben und einem Auslöschungswinkel auf (010) von 50° vor, während der Winkel der Axe der kleinsten Elastizität auf (001) zwischen $+29°$ und $+35°$ liegt. Daraus folgt, daß dieser Augit wenig eisenhaltig ist. Biotit ist häufiger und kommt in besser erhaltenen braunen Kristallen vor, meist in leistenförmigen Durchschnitten aus gut unterscheidbaren Blättern zusammengesetzt, manchmal ist er auch durch die Bewegung des Gesteins gefaltet und ohne scharfe Grenzen; er ist braun mit Pleochroismus von dunkelgelb bis grünlichbraun, Bisektrix a senkrecht zur Spaltbarkeit, mit sehr starker Absorption der parallel zur Spaltung schwingenden Strahlen. Der Winkel der optischen Achse ist 0° und daher ist der Biotit senkrecht zu (001) scheinbar isotrop. Die kompaktesten Tuffschichten im S des M. Barbaro wurden oft zu Bauzwecken benutzt. Der gelbe Tuff fällt sehr sanft auf weite Strecken bis zum M. Ruscello im NW, bis zu der Ebene von Quarto im N ab und bis zur Montagna Spaccata und der Ebene von Pisano im NO. Ursprünglich war wahrscheinlich die ganze Gegend von diesem Tuff eingenommen, in welcher die Krater des M. Nuovo, Averno, Senga, Astroni und Cigliano liegen.

Die Tuffbänke bilden eine ringförmige Antiklinale rund um den Krater herum und zeigen so die Anordnung der Schichten, wie sie den Explosionen und den Eruptionen der Bruchstücke entsprechen, wie sie von Scrope erklärt wurden. Rund herum fallen die Schichten nach innen zu ein, besonders deutlich am M. Barbaro und auf der Ostseite in der Porta di Campiglione, wo die Neigung nach W 35° beträgt, weniger ausgedehnt am M. Corvara, wo nordöstlich beim Gipfel die Neigung nach SW 10° beträgt sowie in dem westlichen Teile. Im NO fallen sie gegen SO ein. Nach außen fallen die Schichten überall sanft ein, z. B. unterhalb des Klosters von S. Angelo 30° nach W 20° N. Weiter unten im O, beim Hohlweg von S. Angelo, beinahe in der Ebene, neigen sie sich mit 6° nach SW und noch weiter unten 10° nach W. In den Hohlwegen der Landgüter De Angelo und Sperduto fallen sie 10—15° nach NW, dagegen im NO, im Tale des Melo und gegen die Meierei von Corvara 10° nach NNO ein. Dagegen kommen solche Neigungen nicht vor im O, wo die Tuffe auf eine weite Strecke durch die Explosion unterbrochen sind, die die Ebene der Via Campana bildete, auf der Westseite, wo sie, wenn auch in geringerer Ausdehnung, durch die Explosion der Ebene von Teano unterbrochen wurden, endlich nicht auf der Südseite des M. Barbaro, wo die Schichten und die Abhänge des Berges steiler nach der Meerseite zu abfallen. Im Innern des Kraters ist der Boden ausgefüllt von grauem Tuff mit Alluvionen, die von den Abhängen herunter gekommen sind (vgl. Fig. 13 auf S. 40). In einigen Punkten, wo die Neigung sanfter ist, wie am M. Corvara, bedeckt der graue Tuff auf kurze Strecken den gelben, z. B. am Kloster von S. Angelo und sonst hier und da an den Wasserscheiden entlang. Etwas nordöstlich von S. Angelo findet man einige kleine, oberflächliche Anhäufungen von Schlacken des Fondo Riccio, welche auch zur Ableitung des Wassers aus den Weinbergen hierher gebracht sein können. Nach außen zu werden auf der ganzen Nordseite die Schichten des gelben Tuffes besonders nach unten zu von einem sehr dünnen Schleier von grauem Tuff und von den schlackigen Auswürflingen des Vulkans des Fondo Riccio bedeckt. Im NO liegt der graue Tuff etwas höher und bedeckt den gelben Tuff, wie auch die schlackigen Auswürflinge des Vulkans der Montagna Spaccata, deren größte Masse zusammen mit dem gelben Tuff der Ostseite von Campiglione empor-

geschleudert wurde. Die Explosionen auf dieser und auf der Westseite und die folgenden Unterbrechungen des Kraters werden durch die Lagerung der Schichten in klares Licht gestellt. Die Alluvialschichten des sehr tonreichen grauen Tuffes mit wenig und kleinen sekundären Bimssteinen und kleinen sekundären schlackenartigen Massen erreichen eine Höhe von 5—10 m, sie sind ziemlich horizontal und bedecken die letzten Abhänge des gelben Tuffes auf der Seite der Ebene von Campana. Wenn man nicht recht aufpaßt, könnte man annehmen, daß diese Schichten das Liegende bilden, während sie sich nur ganz einfach neben dem gelben Tuffe befinden.

Der M. Barbaro ist sicher der Gaurus der Alten; dieser Berg war zur Zeit der Römer, wie noch heute, mit berühmten Weinreben bedeckt. Juvenal nannte den Gaurus leer (inanis), und Decimus Ausonius Magnus bezeichnet ihn in seinem Gedicht Mosella, das er ungefähr 370 n. Chr. schrieb, als sulphureus[1]). Es könnte also scheinen, daß der Name Gaurus auf die Solfatara paßte. Aber aus dem Vergleich mit dem Vesuv und aus dem Hinweis auf den Anblick der Cumäischen Gewässer läßt sich entnehmen, daß Ausonius unter Gaurus den Monte Barbaro, d. h. einen der höchsten Berge der Phlegräischen Felder verstand und ihn wahrscheinlich wegen des Reichtums an warmen Quellen schweflig nannte, die rund herum herausflossen und die man sich in jener Zeit durch unterirdische Verbrennungen von Schwefel entstanden dachte. *Γαῦρος* bedeutet im Griechischen »stolz«, ein Name, der so gut auf jenen Berg paßt, welcher von Cumä aus als der höchste erscheint. Deshalb hat man ihn wahrscheinlich auch in Antithese dazu »inanis« genannt. Übrigens spricht Plinius ausdrücklich von den Weingärten des Gaurus auf der Seite nach Pozzuoli und Bajä zu[2]), und Lucanus[3]) schreibt »vel si convulso vertice Gaurus Decidat in fundum penitus stagnantis Averni«, woraus hervorgeht, daß er den heutigen Monte Barbaro meint.

XIX. Teano.

Westlich vom Krater von Campiglione und eigentlich vom Monte Barbaro, zwischen diesem im O und dem Averner See im SW, befindet sich der Bezirk Teano, welcher alle Merkmale einer Vertiefung trägt, die wenigstens in ihrem nördlichen Teile von einem Ausbruch herrührt, der vor der Bildung des Averner Sees stattfand, aber nach der des Kraters von Campiglione. Man könnte annehmen, daß die steilen Wände der Ost- und Nordseite mehr durch direkte Korrosion des Meeres, als durch Explosion entstanden wären, aber die gänzlich alluviale Zusammensetzung des Bodens der Vertiefung und ihre Form selbst, die sich in der Mitte ein wenig vertieft, widerspricht dieser Annahme. Nördlich ist die Vertiefung durch den grauen Tuff des Monte Rosso und durch den Abhang, der ihn mit dem Monte Corvara vereinigt, geschlossen, südlich grenzt sie an die Schlacken des Monte Nuovo und im SO öffnet sie sich gegen das Meer. Die Vertiefung ist nicht ganz, aber beinahe kreisrund, der größte Durchmesser beträgt 1500 m. Die Höhe über dem Meere beträgt 14 m, in den ältesten Zeiten mag die Vertiefung von einem kleinen Sumpf bedeckt gewesen sein, obwohl der sandige Boden sehr durchlässig ist. Um zum Meere zu gelangen, muß man eine 37 m hohe Bodenerhebung passieren, entsprechend dem Fuße des Monte Nuovo; etwa eben

[1]) Tales Cumano despectat in aequore ludos — Liber, sulphurei dum per juga consita Gauri — Perque vaporiferi graditur vineta Vesevi. — D. Magni Ausonii Mosella XVIII, 209 (Mon. Germ. hist., t. V, pars II; Berolini 1883, 89).

[2]) C. Plinii Secundi, lib. XIV, 8: »Certant Massica aeque, ex monte Gauro, Puteolos Bajasque prospectantia.« Anderswo erwähnt aber Plinius, daß die Weinreben, welche von Falernum nach dem Gaurus gebracht seien, schnell aus der Art schlügen »Nam Gauranas scio a Falerno agro translatas vocari Falernas, celerrime ubique degenerantes.« Vom Gaurus spricht auch noch Cicero (de lege agr. 2, 14, 36), woraus sich ergibt, daß Rullus diesen Berg verkaufen wollte, der, teilweise wenigstens, öffentliches Eigentum war.

[3]) M. Ann. Lucani, Pharsalia II, 667.

so hoch ist der Hügel zwischen ihm und dem Averner See. Die Schichten, die vom Averner See und natürlich auch die, die vom Monte Nuovo kommen, fallen gegen Teano, im nördlichen Teil fallen sie gegen W ein. Dagegen sind auf der Nordostseite zwischen S. Angelo und dem Monte Barbaro, rund um das Landgut von Capomazza herum, die gelben Tuffbänke abgebrochen und stellen sehr steile Abhänge dar. Deshalb würde ich nicht zögern, als sicher anzunehmen, daß wenigstens an dieser Stelle eine Explosion stattgefunden hat. Die Neigung des Geländes ist in dieser Gegend sehr bedeutend und erreicht am Monte Barbaro 84 Proz., unterhalb S. Angelo 104 Proz. Die Ebene ist mit sandigen alluvialen Tuffen bedeckt.

XX. Schlacken von Torre Franceschi. Piperno (Pianura, Soccavo, Napoli). Trachyt von Montesanto.

Der Hügel von Camaldoli, der wie ein Sporn die beiden Becken von Pianura und Soccavo trennt und der höchste in den Phlegräischen Feldern ist, erreicht eine Höhe von 458 m; die Kammhöhe fällt aber nach W um Pianura herum allmählich bei Guantari auf 397 m, im äußersten N bei Zoffritto auf 368 m und dann im Hügel, welcher den Krater von Pisano scheidet, auf 254 m ab. Diese Hügel sind auf der Höhe fast eben und fallen sehr langsam nach N gegen Marano ab; nur im NW werden sie von dem Krater von Quarto unterbrochen. Um Soccavo herum fällt die Wasserscheide langsam aber beständig von Camaldoli nach S. Giacomo, nach Arenella, nach Antignano, nach Vomero bis zum Niveau der Ebene von Soccavo und Piedigrotta. Der Abfall gegen S und dem Meere zu, d. h. gegen die schon erwähnten Becken von Pianura und Soccavo ist steil, im W und O beträgt er etwa 51 Proz., an einigen Punkten nördlich von Camaldoli erreicht er sogar 67 Proz.

Das reich angebaute Becken von Pianura besitzt seine größte Länge von 2500 m in NW—SO-Richtung von dem Fondo Militelli bis zum Fondo Pignatiello; es fällt nach der Mitte zu etwas ab bis etwas unter 160 m ü. d. M. und öffnet sich nach SO, wo das Wasser einen Ausfluß in dem Hohlweg Fredda nach Fuorigrotta hat.

Die Ebene von Soccavo wird im W von der Ebene von Agnano durch niedrige Hügelzüge getrennt, im S hängt sie breit und unmittelbar mit der Ebene von Bagnoli zusammen. Ihr Boden fällt von 150 auf 50 m, anfangs stärker, dann langsamer und ist, mehr wie irgend eine der bis jetzt betrachteten Ebenen, von zahlreichen und tiefen Gießbächen durchfurcht, welche den Untergrund bloslegen. An den steilen Abhängen, die das Becken einfassen und gegen S abfallen, beobachtet man die ältesten Horizonte und die mächtigste Reihe von Gesteinen der Phlegräischen Felder.

Schlacken von Torre Franceschi.

Die tiefsten Schichten werden von ziemlich jungen grauen Tuffen und von Alluvionen verhüllt, nur an sehr wenigen Punkten kommen unter den Erdstürzen an den steilen Abhängen alte Schichten zum Vorschein. Ihre vollständigste Reihe findet sich an dem steilen Gehänge unter den Erdstürzen westlich von der Torre de' Franceschi, einer Meierei, die etwas nördlich von Soccavo liegt. Von unten in einer Höhe von ungefähr 150 m über dem Meeresspiegel anfangend, werden beobachtet:

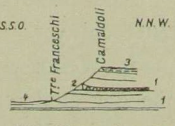


Fig. 46. Unter Camaldoli. 1 : 100000.
1. gelber Tuff; 2. Piperno; 3. grauer Tuff; 4. Alluvium.

1. Dunkler Tuff.

2. Bimssteine und schwarze Schlacken in ziemlich großen Stücken, welche die Nähe einer Eruptionsöffnung anzeigen, 2 m.

3. Breccie von kleinen eckigen Bruchstücken von Trachyt, schwarzen Schlacken, Bimssteinen und Obsidianen, diese jedoch nur in größeren Stücken, 5 m.

4. gelber Tuff, nach oben hin deutlich und fein geschichtet, 10 m;

5. eine Bank von hellen Bimssteinen, grauen Schlacken ähnlich denen des Monte Nuovo, die aus der Nachbarschaft stammen, wie die unter 2., schwarze und zuweilen graue Obsidiane mit braunen, roten oder etwas gelblichen fluidalen Zonen, mit ziemlich spärlichen Plagioklaskristallen. Reichlich vorhanden sind auch Bruchstücke von mikrokristallinischem, graublauem Trachyt, ähnlich demjenigen des Stromes des Averno, mit kleinen Kristallen von Biotit; der etwas zersetzte Trachyt tritt zuweilen in Sphäroiden auf, von denen beim Anschlagen konzentrische Schalen, mit einer gewissen Regelmäßigkeit wie die einer Zwiebel, abfallen; 3 m.

Der Obsidian besteht, mikroskopisch untersucht, aus einem Glase mit großen und kleinen Blasen; in dem roten oder dunkelgelben Glase ist die Farbe gleichmäßig, im braunen dagegen in fluidalen Fasern verteilt. Die Feldspateinsprenglinge, die meist Sanidin und Labradorit zu sein scheinen, haben eine unregelmäßige Gestalt mit einigen Luftblasen und Glaseinschlüssen, die meist in der Mitte vorkommen. Die verzwillingten Kristalle sind häufig in mikroperthitischen Durchdringungen vereinigt, die mit verschiedener Acidität von einem Extrem zum andern aufeinander folgen, aber nicht in konzentrischen Zonen. Es kommen, wenn auch selten, Sodalith in Würfeln mit Glaseinschlüssen und Nädelchen von Apatit vor. Dieser Obsidian ähnelt dem im Hangenden des Trachyts von Cumä.

Der Trachyt in Sphäroiden besitzt eine glasige Grundmasse mit Mikrolithen, Bündeln und allotriomorphen Tafeln, manchmal auch Sphäroiden von Sanidin, bisweilen mit deutlicher fluidaler Struktur. Einige Mikrolithen, die sechs- bis achtmal größer sind, Zwillingskristalle nach dem Manebacher Gesetz, sind auch Sanidin, andere, in geringerer Zahl, Kalknatron-Feldspate, also Bytownit und Anorthit, nach ihrem großen Auslöschungswinkel ($-23°$ und $+34°$ und mehr). Mikrolithen von Biotit kommen in manchen Exemplaren seltener als in anderen vor. Sehr zahlreich sind kleine Würfelchen von Magnetit, zuweilen mit einem Hof von Limonit; sie sind oft um die Augite angehäuft, deren Formen sie folgen, häufiger noch um die Biotite, von denen oft nur ein Skelett erhalten ist. Zahlreich sind Mikrolithen von Augit in wenig gut ausgebildeten Kristallen, die hellgrün, beinahe durchsichtig, wenig pleochroitisch sind, mit lebhaften Interferenzfarben und einem Auslöschungswinkel von 35° bis 40° auf (010); sie stehen also zwischen Augit und Diopsid. Selten tritt grüne Hornblende in ein wenig vollkommneren Mikrolithen auf.

6. Grauer, oberflächlich gelblicher Tuff, heller in frischem Bruch, aus ziemlich feinen Bestandteilen, unter denen sich fremdartige, höchstens hirsekorngroße Bruchstückchen bemerklich machen. Er ist deutlich und dünn geschichtet, zuweilen pisolithisch und enthält einige Schlacken; 7 m.

Unter dem Mikroskop ergeben sich sehr feine hellbraune, infolge der Zersetzung opake Bestandteile, mit mikroskopischen Bruchstücken von Sanidin-, Plagioklas-, Magnetit-, Augit- und Biotitkristallen und von Bimssteinen und Schlacken mit Sanidinmikrolithen.

7. Breccien von Bimssteinen und Schlacken, 4 m.

8. Tuff, wie Nr. 6, 8 m.

Alle diese Schichten fallen unter 27° nach W ein und kommen nur bei der Torre Franceschi vor.

9. Weiter nach oben folgen brüchige Schichten, die einen Teil der abgestürzten, am Fuße der steileren Gehänge in den Ebenen Soccavo und Pianura liegenden Massen lieferten; aber wenige Meter höher trifft man mit demselben Neigungswinkel den Horizont des Piperno an, den wir jetzt besprechen werden, und dessen unmittelbares Liegende nicht gut bekannt ist. Nach Roth[1]) liegt er im äußersten S des Hügels von Camaldoli, oberhalb des Fondo Pigna-

[1]) Der Vesuv, S. 518.

tiello über einem grauen brecciösen Tuff, nach Johnston-Lavis auf der Seite von Soccavo auf weißen Bimssteinen[1]). Jedenfalls liegt der Piperno scharf und unvermittelt auf dem Tuff.

Bei Torre de' Franceschi befand sich also, wie man sieht, eine der ältesten Eruptionsöffnungen der Phlegräischen Felder. Weil das Liegende des Piperno an keinem anderen Punkte der Umgegend wieder vorkommt und unterhalb des Piperno von Neapel ähnliche Bänke mit Bimssteinen, Schlacken und grauen mikrokristallinischen Trachyten nicht vorkommen, so läßt sich die Breite und der genaue Ort jenes Ausbruchs nicht bestimmen. Im Hinblick aber auf die Verhältnisse aller anderen ähnlichen Eruptionsöffnungen kann man behaupten, daß sie nicht sehr ausgedehnt gewesen und wahrscheinlich unabhängig von derjenigen gewesen ist, die kurze Zeit darauf ein ausgedehntes Terrain mit Massen von Piperno bedeckte.

Piperno.

Man nennt Piperno ein Gestein, das als Baustein unterhalb Camaldoli an den Abhängen von Pianura und Soccavo abgebaut wird. Ein durch vulkanischen Ursprung und durch Verwendung ihm nahe stehendes, in seiner mineralogischen Beschaffenheit aber von ihm abweichendes Gestein ist der einen ähnlich lautenden Namen führende Peperino in der Umgegend von Rom.

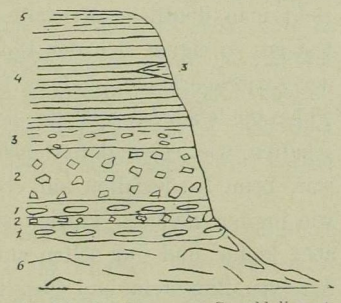


Fig. 47. Ausläufer vom Camaldoli westlich von Grimaldi. Maßstab etwa 1:1200. 1. Piperno; 2. Museumsbreccie; 3. Grauer Tuff mit Bimssteinen; 4. Gelber Tuff; 5. Grauer Tuff; 6. Einstürze.

Der Piperno bildet eine ausgedehnte, ziemlich regelmäßige horizontal gelagerte Bank zwischen den Tuffen des Hügels von Camaldoli (vgl. Fig. 34 auf S. 85), in dem man ihn in gerader Linie über 2 km weit verfolgen kann von der Nähe von Pianura bis zum Tale Verdolino unterhalb der Camaldolilli; vielleicht aber, wie wir sehen werden, reicht er noch weiter. Abgesehen von den schon erwähnten Schichten bei Torre de' Franceschi bildet der Piperno die tiefste sichtbare Schicht am Fuße der Abstürze von Camaldoli am Rande der Ebenen von Pianura und Soccavo. Der Sporn von Camaldoli, der beide Becken voneinander trennt, und andere kleinere Ausläufer zwischen Soccavo und den Camaldolilli, die aus Bänken von dem ihn überlagernden gelben Tuff bestehen, der gegen die Ebene zu abgerutscht ist und sich in der Tat gegen sie hin neigt, unterbrechen das Ausgehende der Bank von Piperno.

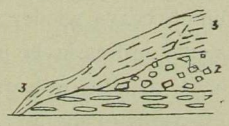


Fig. 48. Rechts vom Tale der Camaldolilli gegen die Ebene von Soccavo zu. 1. Piperno; 2. Museumsbreccie; 3. Grauer eingestürzter Tuff.

Bei Pianura liegt er ungefähr 200 m ü. d. M.; er fällt langsam auf 190 m gegen Soccavo und auf weniger als 150 m unterhalb der Camaldolilli und dann wohl steiler gegen O. Bei Pianura, wo er in Stollen lebhaft abgebaut wird, ist er 8 m mächtig, gegen Soccavo zu ist er weniger mächtig, und dort wird er nach Johnston-Lavis[2]) durch eine Breccienzone vulkanischen Ursprungs, die wir alsbald untersuchen werden, in zwei Lager zerlegt.

Der Piperno wurde von Breislak[3]), Abich[4]), Guiscardi[5]), Zirkel[6]), v. Rath[7]),

[1]) H. Johnston-Lavis, The south Italian Volcanoes, S. 19 (Report of the British Associations Vesuvian Committee). H. Johnston-Lavis e L. Flores: Notizie sui depositi degli antichi laghi di Pianura e di Melfi e sulle ossa di mammiferi in essi rinvenute (Boll. soc. geol. it., vol. XIV, 1895, S. 113).

[2]) Johnston-Lavis, Notes on the pipernoid structure of igneous rocks (Nat. Science, vol. III, No. 19, Sept. 1893, London, S. 218).

[3]) Breislak, Traité sur la structure extérieure du globe. Paris 1822, t. III, S. 154. — Voyage physique et lythologique dans la Campanie. Paris 1801, t. II, S. 42.

[4]) H. Abich, Über die Natur u. d. Zusammenhang der vulkan. Bildungen. Braunschweig 1841, S. 39.

[5]) G. Guiscardi, Rend. R. Acc. delle scienze fis. e mat.

[6]) F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. Bonn 1866, S. 231.

[7]) G. vom Rath, Geogn. mineral. Fragmente aus Italien, S. 633.

v. Buch[1]), Scacchi[2]), Fouqué und Michel-Levy, Kalkowsky[3]), Freda[4]), Johnston-Lavis[5]), Deecke, Dell' Erba[6]), Riva[7]) und Franco[8]) beschrieben.

Er besteht deutlichst aus dunklen, oft auch geradezu schwarzen Schollen, Knoten oder Flecken, welche v. Buch und andere Flammen nannten, die entweder isoliert oder gehäuft mitten in einer helleren Masse liegen; sie haben meistens sehr kleine Dimensionen, sie kommen aber auch bis zu 1 cbm groß vor, flach wie Fladen, gewunden, unregelmäßig und besonders, wenn sie größer sind, mit Apophysen oder Verzweigungen in horizontaler Richtung wie die Bank, ein deutliches Anzeichen von Fluidalität. Diese dunklen Partien, die gewöhnlich hart und kompakt sind, sind oft blasig und schlackig, so daß sie fast bimssteinartig werden, und zuweilen sind sie glasig wie Obsidian. Auch im inneren Gefüge zeigen sie Fluidalstruktur. Die Poren sind zuweilen mit Kristallen verschiedener Mineralien ausgefüllt, ebenso die Spalten, die das ganze Gestein durchsetzen.

Die beschriebenen Partien stecken in einer helleren, grauen oder aschfarbenen oder gelblichen Masse, die lockerer und zerbrechlicher ist. Mit bloßem Auge erscheint die Grenze zwischen den helleren und dunkleren Partien oft ziemlich scharf. In beiden Teilen sieht man deutliche Kristalle von Feldspat. Wenn sowohl die eine wie die andere Partie fest ist, so eignet sich der Piperno zu Bauzwecken; aber zuweilen zerbröckelt die helle Masse der Zwischenräume, und es treten in den dem Wetter ausgesetzten Steinen die schwarzen widerstandsfähigeren Teile hervor, lösen sich ab und zeigen dann die gleichen Eigenschaften, wie jede andere Schlacke der Phlegräischen Vulkane, die, während sie noch zähflüssig war, beim Niederfallen auf ebenes Gelände breitgedrückt wurde. Sowohl in den dunkleren, wie in den helleren Partien sind, wie bei den anderen Eruptivmassen der Gegend, eckige, aber kleine und nur selten auftretende Bruchstücke von gelbem Tuff, von Trachyten anderer Art, von Bimsstein und Obsidian eingeschlossen. In den dunklen Partien finden sich auch oft Flecken der helleren und mehr erdigen Masse, wie es auch sonst bei Schlacken der Phlegräischen Felder vorkommt.

Abich[9]) hat eine Analyse des Piperno ausgeführt, welche Roth[10]) wiederholt hat. Das spezifische Gewicht ist 2,6384 (s. Kap. 32).

Dell' Erba[11]) hat später das mikroskopische Studium des Piperno von Pianura und Soccavo wieder aufgenommen. Nach ihm: »tanto nello parte chiara, quanto nelle fiamme a luce ordinaria la massa fondamentale sembra costituita di una parte bianca e trasparente, e di un altra resa grigia da innumerevoli pori a bordi oscuri ... Inoltre è gremita di microliti verdi (d'augite) ... raramente a contorni decisi e di dimensioni varie ... e di noduli di magnetite ... Finalmente spiccano, non in gran numero, grossi cristalli bianchi (feldspato) ed altri verdi (augite) anche in minore quantità ... Nella parte chiara però i microliti verdi, oltre a vedersi sparsi nella massa, si aggruppano ancora in maggiore numero quà e là ... mentre nelle parti scure sono piu piccoli e piu scarsi ... Per la stessa ragione a nicol incrociati ... la massa fondamentale delle parti chiare appare finamente cristallino-granellosa, si

---

[1]) L. v. Buch, Ges. Schriften, herausgeg. von J. Ewald, J. Roth und H. Eck. Berlin 1867, Bd. I, S. 459. — Geogn. Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. Berlin 1809, Bd. II, S. 209.

[2]) Campania, S. 122.

[3]) E. Kalkowsky, Über den Piperno (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., 1878, Bd. XXX, S. 663).

[4]) G. Freda, Sulla composizione del Piperno trovato sulla collina del Vomero (Rend. R. Acc. di scienze). Napoli 1888.

[5]) H. J. Johnston-Lavis, The south Italian Volcanoes. Naples 1891, S. 406.

[6]) L. Dell' Erba, Considerazioni sulla genesi del Piperno (Atti R. Acc. di scienze, Ser. 2a, vol. V. 1891/92).

[7]) C. Riva, Sopra due Sanidiniti delle isole Flegree (Rend. Acc. Lincei, Ser. 5a, vol. IX, 1900, S. 170.

[8]) Franco, Il Piperno (Boll. Soc. d. Naturalisti, Napoli 1900, Bd XIV.).

[9]) Abich, Geogn. Beobachtungen, 1841, S. 39.

[10]) Roth, Gesteinsanalysen, 1861, S. 18.

[11]) Cons. s. genesi del Piperno, 1892, S. 13.

risolve cioè in una tessitura microlitica di sanidino; mentre questi microliti nelle fiamme assumono tessitura microsferolitica«; diese Differenz war auch beobachtet worden von Kalkowsky (über den Piperno, S. 673). »Tanto nelle parti chiare quanto nelle scure i grossi cristalli bianchi di sanidino ... hanno scarsissime inclusioni di pori, ... di magnetite ... di apatite e di augite ... Nelle chiare però i contorni di detti cristalli si manifestano abbastanza o del tutto integri, e questa integrità dei grossi individui, che mai si nota in quelli di prima formazione nei magma lavici ... ammette la formazione in posto«.

Auch der Augit in dem helleren Teile »si osserva spesso a contorni decisi e con pochissime fenditure, mentre nella scura è a contorni per lo più indefiniti« wie öfters in den Phlegräischen Trachyten. Rosenbusch[1]) hat beobachtet, daß in diesen Augiten die äußeren Zonen oft abwechselnd aus grünem Ägirin und braungelbem Akmit bestehen, wie es nach ihm auch in der Lava der Astroni vorkommt, was ich aber nicht bestätigen konnte. In den dunklen Partien kommt, wie Dell' Erba sagt, Hornblende häufig vor, während sie in den lockeren hellen fehlt, wogegen Kalkowsky sagt, daß er Hornblende nur in den Poren und Höhlungen des Gesteins gefunden hat. In den lockeren hellen Partien ist Feldspat selten, der Augit ist meist zersetzt, und zuweilen ist er es so vollständig, »sicchè ne resta un ammasso nero di magnetite col primitivo contorno del cristallo« (S. 16), wie in den auch von Roth beobachteten Knoten. Riva[2]) hat mit Flüssigkeiten von bekanntem Brechungsvermögen gefunden, daß der Sanidin des Piperno folgende Brechungsexponenten zeigt: $\gamma = < 1{,}520$; $1{,}529 > \beta < 1{,}526$; $\alpha < 1{,}526$. Daraus geht hervor, daß er sich dem natronhaltigen Anorthoklas nähert, und dies trägt dazu bei, den hohen Gehalt an Natron im Piperno selbst zu erklären.

Roth nennt unter den Elementen der zweiten Phase der Erstarrung spärlichen Glimmer und spärlichen Plagioklas[3]). Ich habe nicht selten Plagioklas im Piperno von Soccavo in Zwillingskristallen nach dem Albitgesetz mit einem Auslöschungswinkel auf der Spaltungsebene von30° bis 47° beobachtet, mit polysynthetischer, sehr feiner, wenn auch bisweilen wenig deutlicher Zwillingsstreifung; er wird zum Anorthit zu rechnen sein. Zuweilen habe ich längs den Zwillingsebenen Sanidin eingeschlossen gefunden. Fouqué und Michel-Lévy fanden Mikrolithen von Oligoklas[4]). v. Rath fand im Piperno von Pianura Marialith, eine Varietät von Mejonit[5]), Kalkowsky in den Spalten und Poren Hornblende, Nephelin, Eisenglanz und Sodalith, den wohl Guiscardi, nicht aber v. Rath gefunden hatte. Eugenio Scacchi fand eine schwarze, nadelartige Varietät des Eisenglanzes, den Raphisiderit[6]), der nach der Beschreibung ein Zersetzungsprodukt des Fayalits sein kann. In einem im Piperno eingeschlossenen und von diesem wenig verschiedenen Bruchstück bemerkte Kalkowsky zahlreiche Rhombendodekaeder von Nosean. Ich habe Sodalith auch unter den wesentlichen Gemengteilen des Piperno von Soccavo gefunden.

Unter dem Mikroskop finden sich die hauptsächlichsten Unterschiede in der Anordnung der Feldspate, welche mikrosphärolithisch in den dunkleren Partien, mikrolithisch in den anderen ist, ferner in den Hüllen von Ägirin und Akmit um die Augite der ersteren und in den augitischen Mikrolithen, welche immer in den helleren Partien zusammengedrängter und zahlreicher sind. In den dunkleren Partien ist die Menge des Magnetits größer. Aus den Untersuchungen von Dell' Erba und Kalkowsky folgt, daß die Menge des Eisens, wie die der anderen Bestandteile in beiden Partien gleich ist. In der Substanz kommen beachtenswerte

[1]) Mikros. Physiogr., 3. Ausgabe, Bd. II, S. 750.
[2]) Riva, Sopra due sanidiniti, S. 176.
[3]) Roth, Der Vesuv, S. 518 und ebenda Allgem. und chemische Geologie, Bd. II, S. 246.
[4]) Minéralogie microscopique, S. 223.
[5]) v. Rath, Geognost. mineralog. Fragmente aus Italien, S. 634.
[6]) E. Scacchi, Rend. R. Acc. di scienze, Napoli 1887.

Unterschiede nicht vor, sie zeigen sich nur in dem physikalischen Äußeren, in der Form der Mikrolithen von Sanidin und in der verschiedenen chemischen Verbindung des Eisens. Wie wir sehen werden, kommen dieselben Unterschiede in den mehr oder weniger glasigen Schlacken und den mehr oder weniger kristallinischen Laven vor, und besonders in allen Tuffen der Phlegräischen Felder, und man kann die ersteren mit den Flammen, die anderen mit dem helleren Teile des Piperno zum Vergleich heranziehen.

Unendliche Diskussionen fanden statt über die Natur des Piperno. v. Buch, dem die meisten anderen gefolgt sind, hält ihn für wirkliche Lava; v. Fritsch und Reiß[1]) gaben, wenn ich nicht irre, zuerst den Namen Piperno allen denjenigen Laven, von welchen sie, wie bei denen der Phlegräischen Felder voraussetzten, daß Teile des Magmas in verschiedenen Stadien der Kristallisation durch die Bewegung des Stromes miteinander in Berührung gebracht wurden. Die erwähnten Autoren nannten eutaxitisch die Struktur jeder Lava, welche augenscheinlich aus heterogenen Fragmenten besteht, d. h. die Struktur des Piperno und diejenige der Agglomerat-Laven, in denen die heterogene Struktur von einer teilweisen Umschmelzung der eingeschlossenen Bruchstücke herrühren soll. In Übereinstimmung mit diesen Ideen nennt Loewinson-Lessing den Piperno einen Taxit oder bisomatische Lava, d. h. eine Lava, die aus zwei durch Differenzierung entstandenen Teilen des Magmas zusammengesetzt ist, eine Lava, sozusagen, von doppelter Natur[2]). Aber die Idee, als ob es sich um Teile des Magmas handele, die sich in verschiedenen Stadien der Kristallisation befinden und durch die Bewegung des Magmas selbst miteinander in Berührung gebracht wurden, ist auszuschließen, weil die vorherrschende oder wenigstens einhüllende Masse, d. h. die hellere, kristallinischere Bestandteile als die eingehüllte, dunklere, schlackenartige Masse mit Sanidin-Sphärolithen enthält. Man kann unmöglich annehmen, daß die Masse, welche in der Erstarrung und in der Kristallisation schon größere Fortschritte gemacht hat, jene von höherer Temperatur, die zugleich noch teigartig, beweglich und weniger kristallisiert war, eingehüllt haben könnte. Beim Erstarren hätten die Kennzeichen beider Teile, sowohl der eingeschlossenen wie der einschließenden, verschieden und logischer Weise umgekehrt sein müssen.

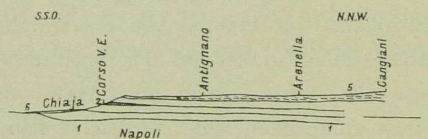


Fig. 49. Hügel von Neapel. 1:100000.
1. gelber Tuff; 2. Piperno; 5. grauer Tuff; 6. Alluvium.

Scacchi hielt den Piperno für einen metamorphosierten Tuff. Dell' Erba schreibt, daß in dem Piperno »le fiamme o scorie e la massa fondamentale sono sempre state due cose distinte e separate. Solamente, essendo unica la massa che ha fornito la parte fondamentale del piperno cioè le polveri dei tufi ... e le fiamme, ne viene di conseguenza che la composizione chimica e minerale di ambedue deve essere la stessa ... Le fiamme dovettero essere brandelli di lava fusi e caduti sul tufo, il quale poi si metamorfosò e si agglutinò per pressione, per calore e per vapori aequei accentuandosi sempre piu la struttura cristallina ed individualizzandosi grossi cristalli di Sanidina«. Wir sahen, daß diese Individualisierung des Sanidins überall in dem rezenten Tuff des Monte Nuovo auftrat, dessen Eigenschaften sich also denjenigen des helleren Teiles des Piperno nähern. Geht man also von der makroskopischen Struktur, von der Gestalt, von der Fluidalität, von der regelmäßigen Lagerung als Bank, von der Identität der mineralogischen und physischen Beschaffenheit aus, so scheint es mir, daß die dunklen Partien wahre und richtige Schlacken sind, daß sie mit dem Staub herabgefallen sind, welcher den Tuff bildete, d. h. den helleren Teil, wie die lockeren Schlacken mit Sanidinsphärolithen des Kap Miseno, von Palombara und S. Maria al Monte. Nur die

[1]) Geol. Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur 1868, S. 414, 422.

[2]) F. Loewinson-Lessing, Note sur la classification et la nomenclature des roches éruptives. St. Pétersbourg 1897 (Congrès géol. International), S. 62.

verhältnismäßig großartige Menge der ausgeworfenen Massen, die vielleicht von einer unterseeischen Eruption herstammen, die Länge der verflossenen Zeit, die größer ist als bei den meisten anderen Eruptionen der Phlegräischen Felder, ferner die folgende Zersetzung, der Druck der darüber befindlichen großen Tuffmassen, alles das hat dem Gestein eine Kompaktheit und besondere Eigentümlichkeit verliehen; mit einem Worte der Piperno besteht aus mitten in den Tuff hineingefallenen Schlacken, die wie beinahe alle anderen der Phlegräischen Felder mit der Zeit etwas metamorphosiert sind. Beinahe alle älteren Schlacken, deren Fragmente durch die Explosion herausgeworfen sind, besonders in dem gelben Tuff, haben den Charakter des Piperno angenommen: dieser kann also Taxit genannt werden, der aber in anderer Weise entstanden ist, als die Autoren annehmen. Daß der Piperno sehr bedeutenden Änderungen unterworfen ist, geht aus den zahlreichen Höhlungen und den verschiedenen Mineralien hervor, welche sich darin eingenistet haben. Petrographisch gehören die Schlacken und der Tuff des Piperno zum augitischen Trachyt vom Ponza-Typus nach Kalkowsky und Rosenbusch (S. 766). Er zeichnet sich aber durch das Fehlen von Olivin aus, der übrigens auch in den anderen phlegräischen Trachyten selten vorkommt, und durch die Einmengung von Natronsanidin oder Anorthoklas. v. Rath verglich den Piperno mit dem Trachyt der Scarrupata von Ischia.

Indem wir nun die Reihe der Schichten oberhalb von Soccavo wieder aufnehmen (vgl. Fig. 47 auf S. 107), so folgt auf die unteren Bänke des Piperno

10. ein gelber Tuff mit zahlreichen Auswürflingen und heterogenen, eckigen kristallinischen Fragmenten von verschiedenen Dimensionen, die meist kaum 1 cbdm groß sind, regellos vorkommen und das von Johnston-Lavis Museumsbreccie genannte Gestein bilden[1]). Es kommen darin schwarze, kompakte Obsidiane vor, wie in den Breccien des M. di Procida, aber in geringerer Menge; braune blasige, in denen die Wände ihrer Höhlungen mit radialstrahligen Feldspatkristallen ausgekleidet sind; dunkle oder rote blasige Schlacken; schwarze Schlacken mit groben Kristallen von Sanidin, wie diejenigen der unteren Bank des M. Olibano, mit Höhlungen, die bisweilen besetzt sind mit Kristallen von Fluorit[2]); dunkler, kompakter Trachyt, ähnlich den kompakten Schlacken von Palombara und dem Piperno; kompakter Sodalith-Trachyt, dunkelblau mit kleinen Einsprenglingen; glimmerhaltiger, mikrokristallinischer, körniger, weiß und schwarzer Trachyt, ähnlich dem schon beschriebenen der Bänke unterhalb von Torre Franceschi, aber in geringerer Menge; grau-rötlicher Trachyt, mit Änigmatit oder Cossyrit, mit gleichmäßigem Korn und zuweilen sichtbarer fluidaler Struktur, mit wenig und kleinen Feldspateinschlüssen, ziemlich reichlich; glimmerhaltiger Trachyt, der ein wenig verändert ist durch Eisenoxyd, das von den Magnetiten und Biotiten herstammt, braungelb mit helleren Flecken, welche einer geringeren Veränderung entsprechen, mit Einsprenglingen von Pyroxen und Biotit, der teilweise in Muskovit verändert ist; Fragmente von gelbem Tuff; Johnston-Lavis hat Hauynophyr gefunden, ich nicht. Diese Gesteine sind auch anderswo in den Phlegräischen Feldern angetroffen worden.

Der dem Piperno ähnliche Trachyt ist körniger als dieser, hat fluidale Struktur mit helleren oder dunkleren und scharf abgegrenzten Lagen, die nur mit Hilfe der Lupe sichtbar sind. Die Grundmasse ist sehr glasig, mit Sphärolithen von Sanidin, sehr kleinen zerstreuten Körnern von Magnetit und gelbbraunem Staub von Limonit, der besonders in den Zwischenräumen zwischen den Sanidinmikrolithen vorkommt, mit prismatischen gelbgrünlichen Mikrolithen von Ägirin-Augit mit starkem Pleochroismus von rötlichgelb nach flaschengrün und dunkelgelbgrün, mit c:c 57 oder 58° mit $a > b > c$; viel seltener kommen schwach pleo-

[1]) Johnston-Lavis, Report of the British assoc. for the advancement of science. Newcastle on Tyne 1889, S. 292.

[2]) Deecke, Zur Geologie von Unteritalien, S. 328.

chroitische idiomorphe Mikrolithen von grüner Hornblende vor mit c : c von 24° bis 28° und allotriomorphe Körner mit deutlicher Spaltbarkeit oder kleine Würfel von Sodalith.

Der Sodalith-Trachyt mit Olivin hat eine reichlich glasige Grundmasse, mit Mikrolithen, Bündeln und allotriomorphen Blättchen von Sanidin und mit seltneren Mikrolithen, auch polysynthetischen, von Anorthit und teilweise von Labradorit mit einem Auslöschungswinkel von $-11°$ oder $+28°$ bis $+42°$. Häufig sind Mikrolithen von Magnetit mit den gewöhnlichen Zersetzungen in Limonit. Unter den Einschlüssen der zweiten Erstarrung kommen selten Körner von Olivin und größere Kristalle von Anorthit vor, häufig mit Zonarstruktur und mit Glaseinschlüssen, verlängert und von prismatischem Habitus. Einige Kristalle haben einen isotropen Kern, mit hexagonalem Querschnitt und mit etwas abgerundeten Kanten, von Sodalith. Dieser bildet auch Würfel von großen Dimensionen, die zuweilen etwas zersetzt sind. Ferner kommen Pyroxene vor, d. h. Ägirinaugit in Zwillingen nach (101) mit $c : c = 60°$ und wirkliche Augite. Ein solcher, nach (100) zerzwillingt, hat zwischen den beiden größeren Hälften des Zwillingskristalls eine beträchtliche Zahl von sehr kleinen dazwischen eingeschalteten Lamellen; die Zentrallamelle ist größer und löscht bei 54° aus, die Zwillingsteile an der Peripherie löschen bei 44° aus.

Der Cossyrit-Trachyt hat eine nur wenig glasige Grundmasse mit leistenförmigen Mikrolithen, die isoliert liegen und bis 29 μ lang werden, oder Bündeln oder kleinen Blättchen von Sanidin, die unvollkommene Sphärolithe bilden und teilweise fluidal angeordnet sind, und mit häufigen, aber kleinen Mikrolithen von Augit und solchen von Magnetit. Dies ist die normale Beschaffenheit der phlegräischen Trachyte, aber unter den Mikrolithen kommen noch sehr viele mit dem Aussehen von Hornblende vor von dunkel rotbrauner Farbe, die undurchsichtig sind, wenn sie nicht sehr dünn sind; in diesem Falle sind sie von lebhaft rötlicher Farbe, die durchscheinendsten gelblich rot. Sie sind stark pleochroitisch, in den stärksten Schnitten geht die Farbe von schwarz mit rotem Tone nach kastanienbraun oder hellbraun über, in den weniger starken von rotbraun nach gelblichbraun oder orangerot, in anderen sehr feinen von gelbbraun nach rötlichgelb oder hellrötlich. Die Mikrolithen sind anscheinend hexagonal, es erscheinen die terminalen Flächen (011), an denen ich einen Winkel von 148° 14′ beinahe wie bei einer Hornblende gemessen habe, und die Prismenflächen (110) mit sehr deutlicher Spaltbarkeit nach dem Prisma. Ferner bemerkt man eine Reihe unregelmäßiger Spalten, welche weder gerade noch parallel sind und fast senkrecht zur Achse des Prismas stehen. Die Länge solcher Kristalle geht bis 38 μ, sie sind schwach doppelbrechend, die Absorption ist ziemlich stark, $c > b > a$; in einem vollständigen Kristalle war die Auslöschung auf (010) 40°; diese Eigenschaften kommen nur beim Cossyrit vor, bei dem die Auslöschung 39° beträgt. Diese Mikrolithen sind häufig teilweise angefressen und von einem glasigen Magma durchdrungen, daher von unregelmäßigem Umriß. Teilweise sind sie auch von brauner Hornblende durchdrungen und haben zuweilen Einschlüsse von Magnetit. Ferner kommen sehr häufig ganz kleine idiomorphe Mikrolithen von durchsichtigem, farblosem Zirkon vor, aber nicht innerhalb der größeren Kristalle der ersten Erstarrung, sondern in dem feldspatigen Teile der Grundmasse. Er ist sehr gut kennbar an dem hohen Relief, an dem starken Brechungsindex, an den Interferenzfarben und der zonaren Struktur, die bei 800-facher Vergrößerung gut unterscheidbar ist, und an der prismatischen Kristallform; knieförmige Zwillinge nach (101) sind sicher nachgewiesen; er besitzt zuweilen zahlreiche Einschlüsse. Bemerkenswert ist in diesem Gestein das Fehlen großer Feldspatkristalle als Einsprenglinge, es finden sich aber einige große Einschlüsse von Hornblende, die drei- bis viermal größer als die Mikrolithen sind, mit einer Auslöschung von 0°, andere von Magnetit. Unter den Feldspatleisten der Masse kommen

helle, rote, sehr durchsichtige Fetzen vor, jedoch ohne Streifung und Pleochroismus, ich halte sie deshalb eher für Hämatit als für Cossyrit; ferner kommen Dendriten von Hämatit vor, die zuweilen limonitisiert sind.

Der zersetzte Glimmertrachyt ist zusammengesetzt wie der weiß und schwarze mikrokristallinische sphäroidische Trachyt von Torre Franceschi, abgesehen von der Zersetzung und dem etwas verschiedenen Aussehen. Die Mikrolithen mit fluidaler Verteilung von Sanidin sind weniger hell an der Peripherie; die viel größeren Kristalle von Kalknatronfeldspat, ziemlich selten Oligoklas mit einer Auslöschung $+8°$ auf M mit geringer polysynthetischer Streifung, und gewöhnlich Anorthit sind noch durchsichtig oder wenig opak geworden, aber haben viel lebhaftere Interferenzfarben und irisieren längs den Spalten und an den Rändern. Der Biotit ist entfärbt, er kommt in Begleitung von Eisenhydroxyd vor und ist bisweilen in Muscowit verwandelt. Die großen Würfel von Magnetit sind oberflächlich in Limonit zersetzt. Auch der zersetzte Augit unterscheidet sich durch seine veränderten Interferenzfarben an der Peripherie und in den Rissen. Die hellgrüne Hornblende mit schwachem Pleochroismus von grüngelb nach hellgrün löscht von $+12$ bis $+15°$ aus. Die Mächtigkeit dieser Breccien dürfte einige 30 m sein.

11. Es folgt die zweite kleine Bank von Piperno.

12. Oberhalb dieser Schichten bemerkt man in einigen Steinbrüchen von Pianura und nach Deecke, der ein Profil dieser Gegend gibt, wenn man von Soccavo nach Camaldoli heruntersteigt, ungefähr auf 5 m schwarze Schlacken von Piperno, die mehr oder weniger isoliert im gelben Tuff vorkommen, in dem sie schnell verschwinden.

Im Tale Verdolino unter den Camaldolilli (Fig. 48 auf S. 107) weicht die Reihe der Bänke 9—12 etwas ab und wird auf 14 bis $16\frac{1}{2}$ m nur auf Piperno reduziert mit wenigen Varietäten. Die Reihenfolge der Bänke, wenn man von den ältesten sichtbaren Schichten anfängt, ist:

9a) Kompakter Piperno, in dem Steinbrüche nur auf der rechten Seite des Baches angelegt wurden; er kommt auf der linken nicht vor: 6 m.

9b) Leicht zerteilbarer Piperno mit eckigen Bruchstücken: 1 m.

9c) Schichten, welche aus kleinen Bruchstücken von schwarzen Schlacken des Piperno bestehen, eingemischt in ziemlich feinen grauen Tuff, deutlich zu sehen auf der linken Seite des Baches: 1—2 m.

9d) Grobe eckige Fragmente von schwarzen Schlacken des Piperno, die hin und wieder im Tuff vorkommen: 2 m.

9e) Kompakter Piperno: $1—1\frac{1}{2}$ m.

10, 11) Bruchstücke von schwarzen Schlacken des Piperno, mit den gewöhnlichen Eigenschaften der Flammen, mit feldspatischen Sphärolithen, mit zahlreichen Mikrolithen von Magnetiten, die selbst strahlenförmig angeordnet sind, mit wenigen Augitmikrolithen, groben Einsprenglingen von Sanidin, von Labradorit mit einer Auslöschung von $-17°$ auf (010) und von Magnetit. An diesen Bruchstücken sieht man auf der denudierten Oberfläche deutlich den Charakter der Schlacken, mit zahlreichen Fragmenten anderer Gesteine, wie in der darüberfolgenden Museumsbreccie, die aber weniger häufig als die schwarzen Schlacken des Piperno sind. Das Ganze ist von Asche oder hellgrauem Tuff eingehüllt. Unten sind die schwarzen Schlacken deutlich fluidalen Charakters, gröber und zahlreicher, aber immer noch gemischt mit Fragmenten von grauem Trachyt, ähnlich dem, den wir in Neapel im Corso Vittorio Emanuele sehen werden: 4 m. Dies ist, wenn auch ziemlich reduziert, ein Äquivalent für die untere Museumsbreccie von Camaldoli.

12) Tuffe mit geröteten, ziemlich zersetzten Bimssteinen.

13) Nimmt man die Reihe von Soccavo bis Camaldoli wieder auf (vgl. Fig. 47 auf S. 107), so kommt man von 200 m aufwärts auf sehr deutlich geschichteten gelben Tuff, der zunächst zahlreiche Bruchstücke von Trachyt besitzt, dann dieselben verschiedenen Auswürflinge wie Nr. 10. Dies ist der wahre Typus des Gesteins, welches Johnston-Lavis Museumsbreccie nannte. In den porösen Trachyten fand er Kristalle von Fluorit. Einige Fragmente erreichen ein Volumen von 1 cbm. Im oberen Teile gehen sie herunter bis zur Größe einer Nuß, sie sind bisweilen in einem violetten Tuff[1]) eingeschlossen und haben eine Mächtigkeit von etwa 50 m.

Im Vallone Verdolino ist die Breccie, die auf beiden Seiten des Baches mit einer Mächtigkeit von 40 m zum Vorschein kommt, rötlich, und die Gesteine, die darin enthalten sind, sind von sehr verschiedener Größe. Es herrschen aber die kleinen Bruchstücke vor. Sie sind sämtlich zersetzt und hauptsächlich dunkler Sanidintrachyt mit Cossyrit, ferner grauer Trachyt, ähnlich demjenigen von Palombara; Trachyt schwarz wie Piperno; schwarzer, selten grauer Obsidian; sanidinhaltige, zersetzte und gelblichrot gewordene Bimssteine; geröteter gelber Tuff und vielleicht auch grauer Triaskalk, nach einem Stücke zu urteilen, das oberflächlich etwas zersetzt war, und das ich auf der Erde sah; einige wenige Bruchstücke scheinen Spuren von Abrollung zu zeigen.

Der Cossyrit-Trachyt ist etwas von dem der Breccie Nr. 10 verschieden, welche bei Soccavo zwischen den beiden Bänken des Piperno liegt, und zwar durch die großen Feldspatkristalle erster Erstarrung, besonders durch die des Plagioklases. Die Grundmasse ist hell und durchscheinend, selten glasig, mit reichlichem Filz von Blättchen und tafelförmigen Mikrolithen von Sanidin. Einige etwas größere Kristalle mit prismatischem Habitus löschen auf (010) von $-2{,}30$ bis $-22°$ aus: es gibt also eine Reihe vom Oligoklas bis zum Labradorit. Auch kommen Mikrolithen von gelbbraunem und grünlichem Augit vor, die etwas größer sind als diejenigen von Sanidin, selten sind die von Magnetit, sehr häufig die von Cossyrit in kleinen roten Prismen, welche höchstens Dimensionen von $7\ \mu \times 5\ \mu$ haben und zuweilen um die Einsprenglinge von Augit und Magnetit angehäuft sind, bisweilen aber auch fluidale Verteilung besitzen. Sie sind also opak, wenn sie nicht sehr dünn sind, von rubinroter Farbe, wenn sie durchscheinend sind, stark pleochroitisch von rotbraun nach rötlichbraun, mit kräftiger Absorption des ordinären Strahles. Zwillingsbildung nicht selten nach (010) mit dem Habitus von Hornblende: die Spaltbarkeit nach (110) ist oft vorhanden; die Auslöschung auf den Flächen des Prismas (010) beträgt $33° 22'—37° 30'$. Die Feldspateinschlüsse sind sehr mannigfaltig, es überwiegen aber die sauren Feldspate. Häufig sind Kristalle von Sanidin unregelmäßig, selten mikroperthitisch, verwachsen mit solchen von Plagioklas und besonders, wie es scheint, von Labradorit. Es sind reichlich Kristalle vorhanden, die man dem Anorthit nach der Auslöschung von $-31° 30'$ oder $-32°$ auf (001) zurechnen möchte; aber häufig haben sie einen breiten unregelmäßigen und ganz scharf begrenzten Rand von Sanidin. Einige große Kristalle löschen auf (010) mit einem Winkel von $3° 45'$ aus und sind wohl dem Anorthoklas zuzuschreiben. Häufig sind Einsprenglinge von typischem Augit, der oft Zwillingsform besitzt, selten solche von Magnetit.

Während diese Breccie, wie ich schon sagte, mit derjenigen von Nr. 10 identisch ist, sind beide wieder ziemlich verschieden von den unterhalb befindlichen Nr. 3 und 5 von der Torre Franceschi; es fehlen ihnen nämlich die gleichaltrigen Schlacken und fast die Bimssteine, und die mikrokristallinischen Trachyte kommen selten vor; sie besitzen dagegen reichlich grauen Trachyt, und außerdem unterscheiden sie sich durch die Dimensionen

[1]) Johnston-Lavis e Flores. Notizie sui depositi di Pianura 1896, S. 114.

der Bestandteile. Die Explosionen, welche die Bänke 10 und 13 bildeten, kamen aus verschiedenen Tiefen, wahrscheinlich aus größeren und aus anderen Gegenden als diejenigen, welche vorangingen, und waren auch wohl viel kräftiger.

14) Gelber, ca 20 m mächtiger Tuff, der jedoch zwischen No. 13 und 15 bei den Camaldolilli fehlt.

15) Es folgen nun Bänke von Puzzolan, die pisolithisch sind, dann solche mit Bimsstein, darauf eine noch einmal so mächtige Bank mit zahlreichen hellen Bimssteinen und mit Trachytfragmenten zusammen mit Puzzolan. Dies ist ein Komplex von hellrötlichen, grauen oder aschgrauen Tuffen mit Feldspaten, die meist Plagioklas sind, aber nicht häufig vorkommen, und anderen fragmentaren Elementen, die ungefähr so groß sind wie ein Pfefferkorn, und mit sehr kleinen, bisweilen gut begrenzten Mikrolithen von Augit, die in noch kleineren und miteinander zementierten Bruchstückchen liegen, die eine Masse von hellen, opaken, kaolinisierten Stäubchen bilden. Dieser Tuff ist sehr zersetzt, mehr als der von Torre Franceschi, aber er ist kompakter als der höher gelegene, den wir bald erwähnen werden, und bildet einen deutlichen Horizont inmitten des gelben Tuffes von oberhalb Pianura bis zu den Camaldolilli. Er ist wenigstens 50 m mächtig unterhalb Camaldoli und 10 m unterhalb Camaldolilli. Nur bei Camaldolilli bemerkt man darüber

16) eine Linse von schwarzen fragmentaren Schlacken in dem hellgrauen Tuff.

17) Es folgt nun diskordant bei Camaldolilli, konkordant bei Camaldoli ein an erstgenanntem Orte ca 130 m, an letztgenanntem 70 m mächtiger gelber Tuff, der unter 25° nach NW bei Camaldoli, nach SO bei Camaldolilli einfällt. Er enthält besonders in den unteren Teilen nach Soccavo zu

a) zahlreiche schwarze sanidinhaltige Schlacken, Obsidiane, hellen, grauen und schwarzen Bimsstein in Stücken von verschiedener Größe;

b) rötlichen, kompakten, phonolithoiden Leucittephrit mit Olivin. Er enthält eine teilweise glasige, durchscheinende Grundmasse, Mikrolithen von Sanidin in fluidaler Verteilung, ferner zuweilen etwas verlängerte, oft verzwillingte Mikrolithen von Labradorit und seltener von Anorthit, weiter solche von Magnetit, der manchmal in Hämatit umgewandelt ist, endlich von grünem Augit. Unter den Einsprenglingen kommt Olivin, bisweilen in Begleitung von Magnetit, vor; er ist grün, unregelmäßig zersprungen mit rauher Oberfläche, starkem Relief und schwachem Pleochroismus. Anorthit kommt selten vor, Leucit dagegen reichlich in idiomorphen beinahe ganz durchsichtigen Kristallen, mit Glaseinschlüssen und mit Apatit, der in peripherischen Zonen verteilt ist, endlich Augit;

c) Fragmente von schwarzem Trachyt, ähnlich den Flammen des Piperno mit einer reichlich glasigen, hellen, durchscheinenden, fluidalen Grundmasse, mit zahlreichen Nadeln und Blättchen von Sanidin, die stellenweise unvollkommene Sphärolithe bilden, mit braunen Flecken, infolge der beträchtlichen Menge von Magnetitkörnern. Darin befinden sich große Kalknatronfeldspatkristalle eingeschlossen, bisweilen mit undulöser Auslöschung und mit korrodierten Rändern. Manche Kristalle haben dieselbe Auslöschung wie der Bytownit, einige die von Andesin (— 5° 0′ bis — 5° 30′ auf [010]), die meisten die von Labradorit; sehr selten kommt Biotit vor;

d) grauen Trachyt, ähnlich dem von Palombara, Kap Miseno und M. Nuovo, in Bruchstücken bis zu 4 dm im Durchmesser;

e) brecciöses, weißes oder gelbes Gestein, das wie zersetzter Tuff aussieht, aber kompakt ist, mit teilweise veränderter, daher etwas opak und weiß gewordener reichlicher glasiger Basis, mit eckigen opaken und durchscheinenden Flecken von Limonit und Hämatit, mit kleinen Bruchstückchen von mehr oder weniger zersetztem Bims-

stein mit reichlichen Biotiten, von Anorthit mit Glaseinschlüssen, von Sanidin häufig in Zwillingen nach dem Bavenoer Gesetz, der auch mit zonarer Struktur und oft den Anorthit umgebend, auch häufig mit undulöser Auslöschung vorkommt und sehr selten Zirkon und einige Mikrolithen von Apatit einschließt;

f) grünen Tuff, meist in kleinen Bruchstücken.

Bei Camaldolilli habe ich Fragmente eines Trachyts gefunden, der den Flammen des Piperno oder den Schlacken von Palombara ähnlich und zersetzt ist, wahrscheinlich aber nicht durch Solfatarentätigkeit, weil im Gegensatz zu den Verhältnissen in den Solfataren der Sanidin weniger zersetzt ist als die Plagioklase. Die Bruchstücke sind gleichförmig körnig, weiß mit zahlreichen roten Flecken durch Eisenhydroxyd. Unter dem Mikroskop bemerkt man eine weiße durchscheinende Masse, die im polarisierten Licht aus Sphäroiden von Sanidin besteht mit dunklen Kreuzen, deren Arme den Nicolhauptschnitten parallel laufen und in jeder Lage unverändert bleiben. Diese Sphäroide bestehen aus Bündeln von stabförmigen Kriställchen, die nach der größeren Achse des Sphäroids verlängert sind. Geht der Schnitt in dieser Richtung, dann sieht man nur die stabförmigen Kriställchen, die parallel sind oder nur wenig in der Richtung abweichen und unter 0° auslöschen. Die Bündel gruppieren sich um ein Zentrum, welches ziemlich der größten Achse des Sphäroids entspricht. Hat man einen Schnitt senkrecht zu dieser Achse, so beobachtet man die Auslöschung mit schwarzem Kreuz. Diese Sphäroide sind unverändert in dem Gestein, wenn auch die Zersetzung der Plagioklase schon vorgeschritten ist. Sie sind voneinander getrennt durch ein unregelmäßiges Netzwerk und durch einen weißen oder gelblichweißen opaken Nebel von Kaolin, der der glasigen Masse entspricht, teilweise den Plagioklasen, von deren polysynthetischer Streifung man noch Spuren gewahr wird, und den Rückständen von Sodalith, weil quadratische Querschnitte vorkommen. Bei starker Vergrößerung sieht man den Kaolin an verschiedenen Punkten aus kristallinischen, schwach doppelbrechenden Blättchen zusammengesetzt. Außerdem finden sich noch einige Pünktchen von unverändertem Magnetit vor, häufiger aber ist der Limonit; Pyroxen habe ich nicht gesehen.

Im gelben Tuff finden sich vertikale, unregelmäßige, mehr oder weniger ausgedehnte Adern, die von derselben Masse, aber kompakter sind, die eine Mächtigkeit von 1 cm bis fast 1 m besitzen. Sie ähneln den Septarien, oder besser den Konzentrationen, die durch Wasser im Bereich von Spalten entstanden sind. Morley analysierte den gewöhnlichen Tuff und die kompakteren Adern und fand, daß diese sich kaum durch eine größere Menge von Eisen und Alkalien[1]) unterscheiden.

Der gelbe Tuff bildet den ganzen oberen Teil des Hügels[2]) bis nach Camaldoli und tritt dann wieder auf der Nordseite in Löchern und in den tieferen Hohlwegen unter dem grauen Tuff auf, z. B. in dem Tale zwischen den Camaldolilli und Camasco, zwischen Camasco und Lopa, in den benachbarten Hohlwegen, z. B. unterhalb Caccavone und wenig weiter aufwärts, auch in Stellen an der Oberfläche von wenigen Quadratmetern. Die östlichste Stelle, die zu dieser Zone gehört, befindet sich nahe bei Archetiello.

18) Alles bedeckt der sich nördlich bis zur Ebene ausdehnende graue Tuff mit hellen oder dunkelgrauen Puzzolanen, grauen und weißen Bimssteinen in einer Mächtigkeit von mindestens 60 m. Hier und da kommen unten, unter den Camaldolilli, einige seltene schwarze Schlacken vor. Die Bimssteine von der Größe einer Nuß sind oben in regelmäßigen Bänken aufgehäuft, z. B. bei den Camaldolilli. Oft liegen grauer und gelber Tuff augen-

[1]) Günther, The Phlegr. Fields, S. 478.

[2]) W. Deecke, Zur Geologie von Unteritalien. (Neues Jahrbuch 1891. Bd. II, S. 327, Fig. 10.)

scheinlich konkordant, obwohl Diskordanzen derselben Tuffschichten auch häufig sind, z. B. im grauen Tuff an der Wegscheide zwischen Camaldoli und Camasco. Meist aber schmiegte sich der graue Tuff schon vorher existierenden Bodenformen an. Der graue Tuff bedeckt auch die mehr ebenen Striche gegen das Innere der Becken von Pianura und Soccavo; zum Teil rührt er von der Korrosion der höheren Schichten und von der oberflächlichen Zersetzung des gelben Tuffes her, aber größtenteils hat er dieselbe Natur wie die oben befindliche Masse, und er legt sich mit absoluter Diskordanz auf die Schichten des gelben Tuffes und die älteren Bestandteile, welche man scharf und deutlich abgebrochen sieht, z. B. auf beiden Seiten des Tales von Camaldolilli. In diesem Falle liegt der graue Tuff einfach neben dem gelben, oder seine Bänke sind durch Verwerfungen von oben herunter gefallen.

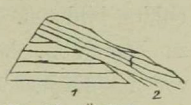


Fig. 50. Östlich von Camaldolilli.
1. gelber Tuff; 2. grauer Tuff mit Bimssteinen.

Verschiedene Schriftsteller nahmen an, daß der Piperno und der gelbe Tuff dieser Gegend von zwei verschiedenen Kratern von Pianura und von Soccavo herrührten, indem sie sich auf die kraterähnliche Form dieser beiden Becken stützen. Aber die Reihenfolge und Lagerung der identischen und unzweifelhaft dort allein vorhandenen Bänke unterhalb Camaldoli um beide Becken bezeugen, daß jene nicht aus zwei unabhängigen Kratern, sondern aus einem einzigen, allerdings ziemlich großartigen Krater hervorgekommen sind. Anderseits fehlen, obwohl es nicht zu leugnen ist, daß die beiden Becken von Pianura und Soccavo gewisse Eigentümlichkeiten eines wirklichen Kraters besitzen, auf allen anderen Seiten Spuren von Umwallungen, welche in irgend einer Weise der aus gelbem Tuff bestehenden auf der Nordseite entsprechen, und die kleinen Schmitzen von grauem Tuff, die unabhängig und jünger als der gelbe Tuff sind, welcher sich im SW findet, gehören den späteren Kratern der Astroni und von Agnano an. Infolgedessen können wir in dem Hügel von Camaldoli nur die Überbleibsel eines Kraters sehen, welcher sich nach S ausdehnte und dessen Mittelpunkt vielleicht etwas nach SW gelegen ist, wenigstens nach der geringen Neigung zu urteilen, in der sich heute die Bänke darbieten, welche die Oberfläche des Kraters zu der Zeit bildeten, in der der Piperno abgelagert wurde. Die Schlackenausbrüche der Torre di Franceschi, welche zu den ältesten der Phlegräischen Felder gehören, gingen der Eruption des Piperno voran, aber man kann nicht behaupten, daß sie aus demselben Krater entstanden sind, aus dem jener hervorkam; vielmehr würde die verschiedene Natur der Breccien, welche sie begleiten, direkt das Gegenteil beweisen.

Die Zerstörung des Kraters, dem die genannten Bänke angehören, kann das Werk von Explosionen oder ganz oder teilweise von Wirkungen des Meeres sein, wie die meisten Autoren meinen, und wie man auch an den letzten Resten des Kraters vom M. di Procida sieht. Aber direkte Beweise von der Existenz mariner Schichten am Fuße der Abstürze kennt man nicht, und man kann bemerken, daß, wenn das Meer die Zerstörung begonnen hat, diese seit langer Zeit durch die einfache Wirkung atmosphärischer Ursachen erfolgt sein muß. In der Tat würde das Meer, welches so leicht zerreibliche Gesteine schnell zerstört und rasch verschwinden läßt, wie man an dem M. di Procida sieht, nicht die Bildung und Erhaltung der Verwerfungen erlaubt haben und ebensowenig die Anhäufung der zahlreichen Bergstürze am Fuße des Abhanges. Ihre Anwesenheit beweist, daß sie und der anliegende Teil des Abhanges sich auf dem festen Lande bildeten und fortfuhren sich zu bilden, solange der Abhang noch keine stabile Neigung besaß.

Die Höhe, bis zu welcher sich der gelbe Tuff an dem Hügel befindet, rührt nicht nur von der ursprünglichen Höhe des Kraters her, welcher ihn auswarf, sondern von den senkrechten Verschiebungen, welche der vulkanischen Tätigkeit folgten, wie bei dem Ausbruch des Monte Nuovo in der umliegenden Ebene, bei dem Untertauchen der Säulen der Bäder des Serapeums bei Pozzuoli und bei der Erhebung der Mergel des M. Dolce.

Deecke[1]) glaubt, daß die Öffnungen, aus denen der Piperno und die Auswürflinge von Pianura und Soccavo kamen, dieselben seien, welche alle Tuffe der Phlegräischen Felder bildeten. Um zu zeigen, daß diese Ansicht nicht wahrscheinlich ist, genügt es, zu bemerken, daß sich die Tuffe schon größtenteils vor dem Piperno gebildet haben und vor der Explosion der Auswürflinge, und daß verschiedene andere vulkanische Explosionen die Materien zurückgeworfen haben, welche später den gelben Tuff bildeten. Johnston-Lavis[2]) hält den Vergleich der Breccien von Pianura und Soccavo mit denjenigen des Rione Amedeo von Neapel aufrecht, ferner den Ausbruch der Piperno mit den Breccien, welche sich am Fuße des M. di Procida befinden. Die genannten Breccien können gleichaltrig sein, aber topographisch befinden sie sich in beträchtlicher Entfernung und stratigraphisch scheint keine Beziehung zwischen ihnen obzuwalten.

Der Piperno und die Breccien von Neapel.

Nach Johnston-Lavis und anderen findet sich eine Fortsetzung oder wenigstens eine beschränkte Wiederholung der Pipernobänke von Pianura und Soccavo in dem Piperno, der in Neapel an einigen Punkten in dem Hügel von S. Elmo und Vomero vorkommt, der hauptsächlich von gelbem Tuff gebildet wird und, da er durch eine große Synklinale von grauem Tuff getrennt ist sowohl von dem Hügel von Capodimonte wie von demjenigen des Posillipo, ganz gut den Rest eines unabhängigen Kraters darstellen könnte. Beginnen wir mit der Beschreibung des nordöstlichen Zuges. An den äußeren Abhängen des Berges von S. Elmo, östlich von Montesanto, sieht man nur gelben Tuff, dessen unterer Teil von Häusern verdeckt ist. Bei der Station Montesanto befindet sich am Eingang des Tunnels der cumanischen Eisenbahn gelber Tuff mit Stücken von grauem Bimsstein und von grünen Tuffen, die etwa nußgroß oder kleiner sind. Geht man längs der Drahtseilbahn aufwärts, so sieht man unter dem Corso nur gelben Tuff ohne große fremde Bruchstücke, dessen Bänke wenigstens unterhalb der Salita Gradini unter 15 Grad nach OSO einzufallen scheinen. Im Tunnel unter dem Corso Vittorio Emanuele, durch welchen die Drahtseilbahn von Montesanto geht, gibt Johnston-Lavis[3]), indem er von unten anfängt, folgende Schichten an, deren Mächtigkeit jedoch übertrieben zu sein scheint, da der Tunel die Bänke mit einer Neigung durchbricht, die nicht viel größer ist als ihre natürliche Neigung.

1. Brauner Puzzolan, zuweilen mit feinem weißlichen Bimsstein, bedeckt von einer Schicht von kleinen Lapilli von weißem Bimsstein; 4 m.

2. Diesem ähnlicher Bimsstein mit feinen Lagen von rötlichem oder gelblichbraunem Puzzolan; 4 m.

3. Weißgrauer Bimsstein in mehr als 1 dm großen Stücken, oben von rötlicher Farbe; 0,80 m.

4. Schwarze Aschen; 0,70 m.

5. Grauer pipernoider Tuff nach unten zu auf 30 cm rot, mit kleinen Stückchen Piperno mit Marialith; 4,50 m.

6. Grobe Breccie von rotem Bimsstein, mit Stücken von glasigem Piperno, Sodalithtrachyt, basischem, blasigem Gestein von lebhaft rötlicher Farbe, pyroxenhaltiger Lava, Tuffen verschiedener Art, schwarzem Obsidian; 2,5 m. Vielleicht entsprechen dieser Bank und der vorhergehenden einige kleine, aus Fragmenten bestehende Linsen, welche ich in dem gelben Tuff 150 m nördlich von der Drahtseilbahn ungefähr 40 m unterhalb des Corso gesehen habe.

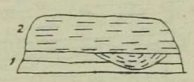
[1]) Deecke, Zur Geologie von Unteritalien. S. 328.
[2]) Report of the Comm. 1888.
[3]) H. Johnston-Lavis, Report of the Committee appointed for the investigation of the volcanic plenomena of Vesuvius and its neighbourhood. London 1888.

7. Gelber Tuff. In dem Vico dei Monti sind einige alte sehr hohe Steinbrüche vorhanden, und dort habe ich beim Aufstieg nach S. Elmo einige wenige Stücke von Piperno, ungefähr in der Größe eines Apfels, beobachtet. Die Bänke fallen dort nach NO bis mit 20° ein, im übrigen sind sie wie immer sehr unregelmäßig.

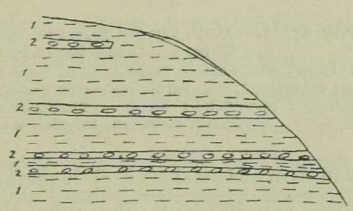
8. Grauer Tuff von S. Elmo, der alles bedeckt und sich längs des Abhanges nach Neapel zu ausdehnt. Er enthält in regelmäßigen Bänken, aber unregelmäßig verteilte und daher subaerisch abgelagerte kleine Bimssteine und graue Obsidane, von der Größe eines kleines Apfels.

Es ist wahrscheinlich, daß die Breccien Nr. 5 u. 6 in der Verlängerung der Trachytbank liegen, welche 485,5 m vom Eingang von Montesanto im Tunnel für die cumanische Eisenbahn angetroffen wurde; von ihr werden wir später reden.

Wenn man längs des Corso Vittorio Emanuele nach S und dann nach W geht, so trifft man unter dem Kloster Santa Lucia in dem gelben Tuff Fragmente von Bimsstein, von rötlichen, ziemlich blasigen Schlacken, von schwarzem Trachyt mit Sanidin an, der demjenigen des Piperno ähnlich ist und Hohlräume mit einem Durchmesser von mehr als 1 dm besitzt, mit vielen kleinen Bimssteinen, die durch Zersetzung dunkelgelb geworden sind. Daraus könnte man auf ein Äquivalent der Breccie Nr. 6 schließen, die über dem Piperno und den pipernoiden Tuffen Nr. 5 bei der Drahtseilbahn von Montesanto liegt. Etwas westlich von der Salita del Petraio sind die Fragmente kleiner, aber zusammengedrängter und unregelmäßiger verteilt. Bis zum Hotel Bristol kommen die Breccien nicht vor, und der gleichmäßige gelbe Tuff ist deutlich geschichtet, mit wenigen kleinen Auswürflingen, fast horizontal, nur teilweise 15° gegen NO unter die Gefängnisse von St. Maria Apparente geneigt. Beim Hotel Bristol fanden sich beim Bau des Fundaments im gelben Tuff Massen von Piperno bis zu 5 cbm[1]). Weiter nach W fand man ihn in dem Rione Amedeo »nel cavarsi il traforo del collettore delle pluviali presso la Piazza Amedeo, sotto il Corso Vittorio Emanuele«[2]) in geringer Entfernung von dem Eingang ungefähr auf 30 m[3]). Er wurde gefunden »in grossi blocchi isolati incastonati nel tufo giallo«, über ausgedehnten Massen plastischen Tones mit marinen Fossilien (Johnston-Lavis). Etwas oberhalb im Einschnitt der Drahtseilbahn Chiaia-Vomero erscheint der Piperno unterhalb des Corso »in Stücken« wie Freda sagt, wie beim Hotel Bristol und im Regensammelkanal (collettore). Da die Schichten eine sehr unbedeutende Synklinale bilden, so hat der Einschnitt der Drahtseilbahn den Piperno ungefähr in dem tiefsten Punkt der Kurve angeschnitten unterhalb des Corso Vittorio Emanuele zwischen diesem und dem Park Margherita in Chiaia (Freda).



Prof. 51. Nördlich von Sant' Elmo.
Grauer Tuff (2) eine Höhlung im gelben Tuffe (1) ausfüllend.

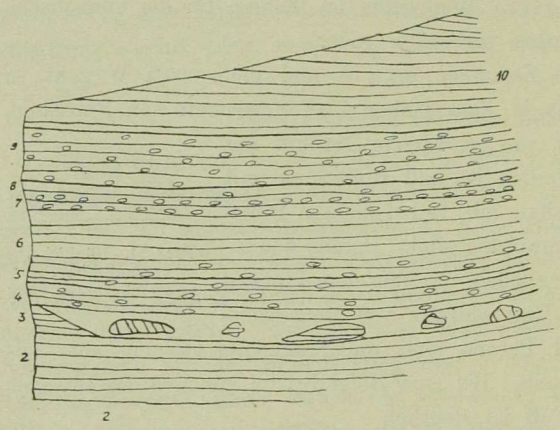


Prof. 52. Bei Sant' Elmo in der Nähe der Drahtseilbahn von Montesanto.
1. Grauer Tuff; 2. Bimssteine und Obsidiane.

Dieser Piperno wird von gelbem Tuff bedeckt, der seine Farbe hauptsächlich gelbem Bimsstein verdankt und in einigen sehr frischen Einschnitten oberhalb des Corso längs der Drahtseilbahn im September 1897 in einer Höhe von 9—10 m wiederholt 2—3 dm mächtige Schichten von hellem Bimsstein und wenige Zentimeter mächtige und einige Dezimeter lange Linsen oder Knoten von Breccien enthielt aus eckigen Bruchstücken von ziemlich zersetztem Trachyt, dann von glasigen Schlacken mit zuweilen unvollkommen

[1]) G. Freda, Sulla composizione del Piperno trovato nella collina del Vomero e sull' origine probabile di questa roccia. (Rend. Acc. di sc. fis. e mat. Ser. 2a, Vol. II, 1888, S. 178.)
[2]) Dell' Erba, Cons. sulla genesi del Piperno 1892, S. 13.
[3]) G. Freda, Sulle masse trachitiche rinvenute nei recenti trafori delle colline di Napoli. (Rend. R. Acc. di sc. fis. e mat. Napoli 1889, S. 42.)

sphäroidalen Mikrolithen von Sanidin und von Magnetit; von glasigen, ziemlich zersetzten opaken Schlacken; von hellem oder gelblichem, opakem und ziemlich kaolinisiertem Bimsstein; ferner enthielt der gelbe Tuff isolierte Stücke von Trachyt und Bimsstein, die ein wenig größer waren als eine Faust. Die Bimssteine sind häufig mit einer Hülle bedeckt, die durch Zersetzung hervorgebracht ist, und, wenn die innere Masse der Bimssteine verschwunden ist, pisolithische Tuffe bildet. Auch andere Fragmente sind bisweilen mit einem weißlichen Überzug bedeckt, der aus weißlichen, durch einen hohen Auslöschungswinkel ausgezeichneten Kristallen besteht, die zu kleinen Kugeln gruppiert sind; diese Kristalle finden sich auch im Tuff isoliert nahe an der Oberfläche der Bruchstücke. Der feine Teil des Tuffes besteht aus Fragmenten derselben obengenannten Materialien und aus Sanidin, Plagioklasen (Labradorit, Anorthit u. a.), zuweilen in Bruchstücken von groben Kristallen, aus winzigen Bruchstücken von Kristallen von Augit, Hornblende, Biotit, Magnetit, seltener von Olivin, in einer punktierten Masse von opaken, braunen, glasigen Substanzen.



Prof. 53. Den Corso Vittorio Emanuele entlang vom Park Grifeo im W bis zur Drahtseilbahn im O. 1:400.

2. Feiner gelblicher Tuff; 3. Pipernolinsen; 4. gelber Tuff mit Bimssteinen, Schlacken und Trachyten; 5. roter Tuff aus den gleichen Bestandteilen; 6. gelber Tuff mit Bimssteinen; 7. gelber Tuff; 8. Breccie von Bimssteinen und Schlacken; 9. gelber, feingeschichteter Tuff; 10. gelber kompakter Tuff.

Die Tuff- und Pipernobänke kommen, wenn man sich von der Drahtseilbahn längs des Corso nach W wendet, ungefähr 150 m entfernt wenige Schritte von dem Eingang in den Park Grifeo wieder vor. Dort kommt der Piperno, der schon von Guiscardi[1]) unter der Mauer des Gartens der Villa Ruffo und von Johnston-Lavis[2]) bemerkt wurde, oberhalb des Corsoniveaus vor, und im April 1897 habe ich dort ein sehr gutes Profil gesehen. Wenn wir mit den unteren Schichten unterhalb des Corso beginnen, so sieht man:

1. Gelben Tuff, der unter dem Corso unregelmäßig von grauem Tuff bedeckt wird, bis ungefähr 35 m ü. d. M.

2. Gelblichen, sehr feinen, doch ziemlich kompakten Tuff, leicht zusammengebacken, 3 m. Er besteht aus sehr feinen, eckigen Bruchstücken von Bimssteinen, glasigem Trachyt mit oder ohne Sphärolithen, von Plagioklas, der durch Zersetzung opak geworden ist, Augit, Biotit, er enthält aber weder Magnetit noch Limonitflecken. Alles das steckt in einer zu allerfeinstem Staube zerstückelten glasigen Masse mit sehr kleinen braunrötlichen Flecken, die infolge vorgeschrittener Kaolinisierung opak geworden ist.

3. Linsen von gewöhnlichem Piperno, mit kleinen, breitgequetschten, blasigen, schwarzen, dunkelblauen oder grauen Flammen oder Schlacken in hellgrauer Tuffmasse mit ziemlich seltenen, kleinen, eckigen Bruchstücken von kompaktem Trachyt, von Bimsstein und von anderen Gesteinen und von Sanidin. Unter dem Mikroskop zeigen die Flammen die gewöhnlichen Sanidinsphärolithe. In einigen Proben liegen die Sphärolithe in einem dichten Netz von Maschen, die glasig, schwarz oder braun und reich an Körnchen oder sehr winzigen Oktaedern von Magnetit im ersten Fall, von Limonit im anderen Fall und zuweilen etwas durchscheinend sind. Von dem Maschenwerk ragen die größeren oder kleineren Sphärolithe wie Fransen in die leeren Poren hinein; die Sphärolithe können auch die ganze

[1]) G. Guiscardi, Il Piperno. (Rend. R. Acc. di sc. fis. e mat. Napoli, Agosto 1867.)
[2]) Johnston-Lavis, Report of the Committee. London 1888.

Breite der Maschen einnehmen. Die Sphärolithe mit schwarzem Kreuz finden sich auch in den dunklen Maschen, wo die Körner von Magnetit und Limonit an der Gruppierung teilnehmen. Die bald häufigen, bald seltneren Einsprenglinge sind Augit und Magnetit und große Kristalle von Feldspat; in einigen Exemplaren habe ich nur Anorthit gesehen, in anderen überwiegt Sanidin, selten ist Bytownit mit zonarer Struktur, einer Auslöschung von $-33°$ auf (010) und manchmal in mikroperthitischer Verwachsung mit Sanidin. Andere Exemplare zeigen neben Sanidin und vielleicht Anorthoklas, der auf (010) bei $+6°$ und $+7°$ auslöscht, Labradorit, welcher auf (010) bei $-16°$ auslöscht. Die hellen Partien tragen den Charakter eines wirklichen Tuffes von sehr glasiger Masse, welche zum größten Teile durch die gewöhnlichen Zersetzungen auf wässerigem Wege braun und opak geworden ist und braune Pünktchen und Opacite von Limonit besitzt. Selten bemerkt man darin Bruchstücke von Kristallen und noch unversehrte, vielleicht durch Neubildung entstandene Kristalle von Feldspaten und Pyroxenen. Unter den ersteren findet sich Anorthit in Zwillingen nach dem Bavenoer Gesetz, seltener Bytownit mit einem Auslöschungswinkel von $-27° 20'$ auf (010) und $-17°$ auf (001), sehr selten ist Oligoklas mit seltenen Einschlüssen von Apatit. Dagegen ist Sanidin sowohl in Einsprenglingen als in Mikrolithen häufig, mit einer Auslöschung von $+5°$ auf (010) und $0°$ auf (001). Die vollständigen Kristalle dieser Feldspate sind zuweilen zonar gebaut, aber alle Zonen haben dieselbe Zusammensetzung; sie enthalten keine, sonst so häufigen Glaseinschlüsse, woraus man auf eine Neubildung an Ort und Stelle durch andere als endogene Ursachen schließen könnte. Die Klarheit der in dem helleren Teile des Piperno eingeschlossenen Feldspate wurde schon von Dell' Erba bemerkt. Ferner finden sich teilweise zerbrochene Kristalle von Augit mit Magnetit, von denen man annehmen kann, daß sie Fragmente früherer Materialien sind, andere unversehrte, dunkelgrüne, mit Interferenzfarben in zonarer Anordnung, welche von der Schiefheit des Schnittes des Kristalles abhängt. Selten kommt grüne Hornblende vor, häufig sind Stäubchen von Magnetit. Unter den von den Flammen verschiedenen Bestandteilen, die in dem helleren Teile des Piperno eingeschlossen sind, kommen in sehr geringer Menge kleine Bruchstücke eines teilweise glasigen, hellen Trachytes vor, mit Mikrolithen von Sanidin, Augit, Magnetit oder glasigen, dunklen opaken Trachytes mit wenig Mikrolithen von Sanidin und mit Einsprenglingen von Sanidin, Kalknatronfeldspat, Biotit, Augit, der fast immer von Magnetit begleitet ist.

Der Piperno kommt in 1 m mächtigen Linsen vor, die nicht zusammenhängen, vielmehr unregelmäßig verteilt und aus ihrer ursprünglichen Lagerung gebracht sind, so daß zwar stellenweise die Fluidalität des Piperno den Bänken parallel geht, stellenweise steht aber die Fluidalität der groben, eckigen Fragmente vertikal zum Horizont: diese sind daher disloziert. Die Mächtigkeit des Horizonts Nr. 3 ist 1 m. Die Grenze mit dem vorhergehenden Tuff Nr. 2 ist deutlich, aber auf einige Zentimeter findet sich eine Anhäufung von eckigen Fragmenten desselben Tuffes.

4. Gelber Tuff, mit gelben, nußgroßen Bimssteinen und mit unregelmäßigen Stückchen von schwarzem Trachyt, der den Flammen des Piperno ähnlich ist, und von schlackigem, glimmerhaltigem Trachyt; 1 m. Dieser glimmerhaltige Trachyt unterscheidet sich durch das vielleicht zufällige Fehlen von Augit von dem gewöhnlichen phlegräischen Trachyt; er hat eine dunkelbraune Farbe und ist etwas porös. Die Grundmasse ist glasig, braun durch eingestreute Opacite von Limonit, mit zahlreichen Bündeln, Mikrolithen und eingesprengten kleinsten Kristallen von Sanidin, mit Mikrolithen und großen Körnern von Magnetit, Einsprenglingen von Biotit und zahlreichen Kristallen von großen Dimensionen, die überwiegend Labradorit sind und zuweilen Anorthit in Zwillingskristallen, besonders nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetz, häufig von zonarer Struktur mit saurern Kalknatronzonen und nicht selten mit einer Umhüllung von Sanidin.

5. Roter Tuff, sehr feinkörnig, gleichmäßig, fast tonig, in Dünnschliffen hell gelbgrau, opak durch Kaolinisation, mit groben Körnern und Fragmenten der oben genannten Bestandteile und von Trachyten, welche ursprünglich eine fluidale Struktur hatten, aber nun sämtlich kaolinisiert sind, von opak gewordenem Sanidin, von verschiedenen Plagioklasen und Magnetit, der aber nicht zersetzt ist, vielleicht infolge der tonigen, wasserundurchlässigen Natur des Gesteins. Diese Fragmente finden sich alle in einem sehr feinen Staub, der manchmal hell, manchmal dunkel ist; 0,60 m.

6. Gelber Tuff mit Bimsstein; 0,70 m.

7. Gelber Tuff; 2,50 m.

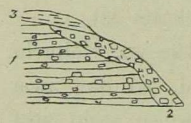
8. Tuff, der aus Fragmenten von Schlacken und Bimsstein besteht; 0,90 m. Diese Schicht und die Nr. 4—7 entsprechen den Tuffen mit Bimssteinen, welche etwas mehr nach O vorkommen.

9. Gelber, fein geschichteter Tuff mit kleinen Fragmenten; 3 m.

10. Eine Masse von kompaktem gelbem Tuff, mit den gewöhnlichen Fragmenten von Bimsstein, Obsidian und schwarzem Trachyt. In diesem Tuff finden sich der Tunnel der Drahtseilbahn vom Corso nach dem Vomero hinauf und die beiden Schächte zwischen dem Tunnel und der Oberfläche. Weder beim Bau derselben noch an der Oberfläche traf man auf irgend ein anderes Gestein. Mitten in dem Tuff sieht man Bänke von kompaktem hellem Tuff, welche die Analogie dieser Erdschichten mit denjenigen von Soccavo und Camaldoli vermehren. In ihm findet man hier und da kleine Fragmente von grünem Tuff des Epomeo auf Ischia, und westlich von S. Elmo fand ich ein kleines Bruchstück von mikrokristallinischen weiß und schwarzem Trachyt, das demjenigen des Averno und der Torre Franceschi ähnlich war. De Luca fand ein Stück eines Baumstammes (Pinus)[1]).

11. Aufgelockerter grauer Tuff des Vomero und der umliegenden Hügel. Unter den Bruchstücken, welche sich in ihm befinden, erkannte Roth hellgrauen phonolitoiden Leucittephrit, der aus Sanidin und Augit bestand, und unter dem Mikroskop auch Magnetit, etwas Plagioklas und noch weniger Leucit mit einem Kranz von Augit[2]) enthielt.

Geht man weiter westwärts längs der Straße des Parkes Grifeo oder den Corso entlang, so trifft man die Gesteinsschichten 1 und 2 an und die Linsen des Piperno Nr. 3, der mit dem schon von mir beschriebenen identisch ist, darauf den gewöhnlichen gelben Tuff Nr. 4, der, wenn auch selten, 6—7 m mächtig wird. Dann trifft man eine neue Bank an, die von den vorigen, nämlich bei der Drahtseilbahn Chiaia-Vomero und beim Eingang in den Park, verschieden, aber der Nr. 6 an der Drahtseilbahn von Montesanto ähnlich ist, nämlich:



Prof. 54. Bei Neapel am Corso Vittorio Emanuele zwischen dem Parker-Hotel, früher Tramontano, u. Nr. 137.
1. gelber Tuff mit Trachytbruchstücken; 2. Breccie von Eruptivgesteinen; 3. Hellgrauer Tuff.

5[a]) eine Breccie, bestehend aus verschiedenen vulkanischen Bestandteilen, welche der Museumsbreccie von Soccavo und Pianura ähnelt, obgleich die Verhältnisse und die Natur der Bestandteile nicht dieselben sind und auch nicht am Corso und im Park Grifeo übereinstimmen. Verfolgt man die Parkstraße, so wird die Breccie zuerst durch wenige Fragmente dargestellt, welche sich im Tuff verlieren. Später werden sie häufiger, bis sie eine mächtige und sehr unregelmäßige Bank auf dem Corso östlich vom Hotel Parker und dem Hause Nr. 137 wie auch in dem darüber befindlichen Teile des Parkes bilden. Die Schicht, auf welcher die Breccie aufliegt, ist nicht sichtbar, dürfte jedoch der in der Nähe befindliche Piperno sein, den man im Regensammler auf der Piazza Amedeo gefunden hat. Dort oberhalb des Niveaus des Corso ist der gelbe Tuff voll von trachytischen Fragmenten und

[1]) S. De Luca, Ricerche chimiche sopra una sostanza legnosa trovata nel tufo vulcanico. (Rend. Acc. sc. fis. Anno XIII, 1874, S. 15.)

[2]) Roth, Monatsberichte der Berliner Akad. der Wiss. 1883, S. 994.

bildet beinahe horizontale Bänke, die auf der Corsoseite scharf abgeschnitten und von der 4—9 m mächtigen Breccie bedeckt sind, welche man für einen frischen Erdschlipf halten könnte, wenn sie nicht bestimmt mit den Erdschichten gleichaltrig wäre, und wenn nicht alles gleichmäßig mit dünnen Tuffschichten bedeckt wäre. Die Diskordanz ist demnach ausschließlich lokal. Es kommen eckige Bruchstücke vor von grauen, gelblichen, weißen Bimssteinen, von schwarzen und roten Schlacken, zuweilen mit Sanidin, wie die Schlacken des M. Olibano; von dunkelgrauen Schlacken, wie die des M. Nuovo; seltener auch von schwarzen Schlacken oder Flammen des Piperno (a); von zersetztem Piperno (b) mit sehr zahlreichen Einsprenglingen von Anorthoklas und Plagioklasen, sowie mit Blättchen von Biotit und mit Höhlungen, die mit kleinen hellroten Konkretionen von Chalcedon bedeckt sind; von glasigem Trachyt (c), der aschgrau oder schwarz ohne grobe Einsprenglinge ist, wie derjenige der kompakten Auswürflinge des M. Nuovo; von braunem, kompaktem, glimmerhaltigem Sodalithtrachyt (d), mit Einsprenglingen von Feldspat, Biotit, Augit; ferner von Obsidianen; von älterem gelben Tuff; aber vor allem von bis 1 cbm großen Stücken von kompaktem oder halbkristallinischem grauem Trachyt (e), mit Feldspateinsprenglingen, der mit dem schon behandelten in der Breccie von Pianura und Soccavo identisch ist, und den wir auch im Tunnel von Montesanto antreffen. Dieselben Breccien finden wir auch ein wenig weiter aufwärts im Park, mit groben, jedoch selteneren Bruchstücken bis zu 4 cbm, die von kleineren Bruchstücken umgeben sind und immer mitten im gelben Tuffe liegen. Es fehlen die grauen mikrokristallinischen Trachyte und einige andere Gesteinsarten der Breccie von Soccavo und Pianura.

Die schwarzen Flammen des Piperno (a) haben hier eine teilweise glasige, dunkle Grundmasse mit eingestreuten, aber nicht häufigen Nadeln von Sanidin und sehr kleinen Körnchen von Magnetit, welche dem Gestein eine schwarze Farbe geben; der Augit kommt sehr selten vor. Ferner finden sich Einsprenglinge von Anorthoklas, zuweilen in Zwillingen nach dem Albitgesetz, mit wenig deutlichen Zwillingsstreifen, mit Spaltbarkeit unter nahezu 90° und einem Auslöschungswinkel von 2 bis 5° 20′ auf (001). Wenig häufig und kleiner sind die Kristalle von Anorthit, der an seinem Kalkgehalt und den großen Auslöschungswinkeln erkennbar ist.

Der zersetzte, zerfressene Piperno (b) besitzt Poren besonders um die Feldspatkristalle herum, welche mit leichten Konkretionen von Chalcedon bedeckt sind. Unter dem Mikroskop sieht die Grundmasse rotbraun, dunkel, opak aus, infolge der Hydroxydierung des Eisens der Opacite von Magnetit des intakt gebliebenen Piperno, mit rötlichen oder helleren gelbbraunen Flecken, die halbdurchsichtig und unregelmäßig sphäroidal sind und bei starker Vergrößerung sich als wirkliche Sphärolithe ausweisen, die in dem dunkleren, zersetzten Gestein eingeschlossen sind. Solche Sphärolithe sind aus Nadeln zusammengesetzt, welche ein Sphäroid bilden, indem sie bündelweise von einer Achse oder von einem Zentralkern ausstrahlen, und sich durch kleine Opacite auszeichnen, welche zwischen den sehr feinen Strahlen verteilt sind. Diese Nadeln stehen senkrecht zur Oberfläche der Sphäroide und haben gleichfalls zonare Anordung; es sind dieselben, welche in der Form von Konkretionen in Spalten und Drusen vorkommen. Infolge ihrer außerordentlichen Zartheit kann man nicht bestimmen, ob das Mineral einachsig ist, und es gelingt nicht, die Interferenzfigur zu beobachten. Sie werden von Säuren nicht angegriffen, und ich glaube, daß sie Chalcedon sind. Häufig besteht der Kern in der Mitte der Sphäroide aus Mikrolithen von Sanidin, welche schon aus dem in demselben Gestein befindlichen unzersetzten Piperno erwähnt wurden, oder auch aus Bündeln oder Keraunoiden, noch häufiger aus Streifen, welche deren Überreste darstellen; ferner aus einem nicht sehr basischen Plagioklaskristall oder aus kleinen Prismen von Augiten, von denen Spuren zurückgeblieben sind. Manchmal sieht

man um die Sanidinmikrolithe herum einen schmäleren oder breiteren dunklen Umkreis, welcher vielleicht von der größeren Anhäufung oder geringeren Zersetzung der eisenhaltigen Opacite herrührt, und rund herum sieht man eine helle oder gelbliche mehr durchscheinende Franse mitten in der dunklen Grundmasse. Häufig wechseln dunkle oder helle Aureolen zweimal miteinander ab, aber der innere Teil ist immer der dunklere. In der Grundmasse kommen Körner von Magnetit vor, spärliche Blättchen von Biotit, und in einigen Exemplaren ziemlich große Einsprenglinge von Augit. Unter den Einsprenglingen gibt es große Individuen von Anorthoklas, mit einem Auslöschungswinkel von 1° 50′ auf (001), gemessen in der Spaltungsebene längs dem Prisma, und mit einem Auslöschungswinkel von 6° 30′ auf (010), verzwillingt nach dem Albitgesetz mit Lamellen von äußerster Feinheit und zuweilen undulöser Auslöschung: andere mit einem Auslöschungswinkel von —16° auf (010) sind Labradorit, und andere polysynthetische mit ziemlich großem Auslöschungswinkel sind Anorthit. Sicher handelt es sich um einen Piperno, der durch Wasser zersetzt ist, vielleicht durch Einwirkung heißer Wasserdämpfe, so daß die alkalischen Bestandteile größtenteils entzogen worden sind, die Kieselsäure zurückblieb und die eisenhaltigen Teile verändert wurden.

Der dunkle oder aschgrane, glasige, kompakte Trachyt (c) hat als Grundmasse eine großenteils glasige, undurchsichtige, gelblich-braune Masse mit Feldspatmikrolithen, die zuweilen gekrümmt sind, oder mit kleinen Büscheln, die man nach ihrem Auslöschungswinkel für Sanidin halten könnte. Die Einsprenglinge sind Kalknatronfeldspat mit feiner polysynthetischer Streifung und meist Labradorit mit einem Auslöschungswinkel von —6° bis —8° auf (001), mit zonarem Bau und mit seltenen Glaseinschlüssen, meistenteils längs der Zwillingsebene; sie sind manchmal leicht ausgefranst und vielleicht mehr Durchwachsungen als etwas anderes.

Der Glimmer-Sodalith-Trachyt (d) besitzt eine reichlich glasige hellbraune oder gelbliche Grundmasse, mit zahlreichen Büscheln oder Keraunoiden von Sanidin, einigen Körnern von Magnetit und sehr wenigen Mikrolithen von Augit. Unter den Einsprenglingen kommt selten Sanidin vor mit Einschlüssen von Apatit und Pyroxen, häufig dagegen Plagioklas, und zwar in polysynthetischen Zwillingen mit deutlichen und dünnen Lamellen. Es überwiegen aber die einfachen Plagioklase der Bytownit-Anorthitreihe. Diese Plagioklase haben in der Peripherie zonare Struktur mit basischerem Kern, sie enthalten kleine glasige Teilchen und sind fein korrodiert. Häufig sind die Flächen $(1\bar{1}0)$ und $(\bar{1}01)$ ausgefranst und endigen in Mikrolithen von Sanidin. Selten kommt Biotit vor, häufiger Augit. Es sind reichlich vorhanden Würfel, Hexagone und Körner von durchsichtigem Sodalith von 10 μ Größe, mit zahlreichen Glaseinschlüssen, die häufig im Zentrum angehäuft sind, und mit unvollkommener zonarer Struktur. Manchmal häufen sich Mikrolithen anderer Art um die Sodalithe herum.

Der kompakte oder halbkristallinische, dunkelbläuliche oder braune Trachyt (e) hat eine manchmal reichlichere, manchmal spärlichere glasige helle Grundmasse mit Mikrolithen von Sanidin in Form von breiten Blättchen, die nach verschiedenen Ebenen durchgehen. Es kommen allotriomorphe Blättchen vor, aber auch Büschel, welche zuweilen fluidale Verteilung zeigen. Manchmal sind die Mikrolithen Karlsbader Zwillinge und schließen glasige Teilchen ein. Man bemerkt ferner Mikrolithen von Augit, welche hier und da in Reihen verteilt sind, bald sind sie prismatisch, bald pyramidal; sie unterscheiden sich daher von den größeren Einsprenglingen; ferner findet man sehr kleine Körnchen oder Würfelchen von Magnetit. Unter den Einsprenglingen stehen obenan nach Größe und Häufigkeit die Kalknatronfeldspate von Andesin bis Bytownit mit Einschlüssen von Apatit und einem Auslöschungswinkel von —3° bis —21° auf (001). Die Einschlüsse oder vielmehr die Durchdringungen von Glas sind häufiger in den polysynthetischen Zwillingen nach dem Albit-

gesetz und längs der Zwillingsebene. In anderen Proben zeigen die Kalknatronfeldspate bedeutende Spuren von Resorption und von mechanischen Deformationen, sie haben häufig eine undulöse Auslöschung; gekrümmte, zerbrochene Kristalle mit korrodierten Rändern finden sich, sie haben oft zonaren Bau und besitzen wenige Einschlüsse von Apatit und noch seltener von Augit. Einige tafelförmige Kristalle haben eine Auslöschung von 6—8° auf (010) und eine zuweilen undulöse Auslöschung von 1—2° 30′ auf den Lamellen nach (001). Sie zeigen zuweilen sehr feine Streifung, die aber nicht von ihrer polysynthetischen Struktur herrührt; ich halte sie für Anorthoklas. Andere Kristalle von Labradorit, welche auf (001) unter —5° bis —6° auslöschen, sind noch einmal so zahlreich und noch einmal so groß. Einige wenige kleinere mit sehr deutlicher polysynthetischer Verzwillingung zugleich nach dem Karlsbader und dem Albitgesetz muß man nach ihrem beständig sehr hohen Auslöschungswinkel für Anorthit halten und höchstens, teilweise, für ein mehr basisches Glied der Bytownitreihe. Unter den Einsprenglingen kommt immer Magnetit vor, der zuweilen einen Hof von Hämatit oder Limonit besitzt, ferner weniger häufig grüner Augit, der oft den Magnetit begleitet. In einigen Exemplaren kommt mit dem Augit apfelgrüner Ägirin vor, mit unvollkommenen Spaltungslinien, schwachem Pleochroismus von dunkelgrün nach hellgrün und nach gelblichgrün; die Endflächen der Prismen sind bisweilen korrodiert; die zonare Struktur mit nach außen hin heller werdender Farbe tritt deutlich hervor. Der Auslöschungswinkel auf den ziemlich guten Spaltungsblättchen nach (110) beträgt 73°, die Dispersion ist $\varrho > v$, die Absorption $a > b > c$.

Einem ziemlich verschiedenen Typus gehören die Varietäten mit Einsprenglingen von Sanidin, aber nicht von Plagioklas an. In einigen grauen, sehr hellen Exemplaren mit dunklen Punkten und großen Einsprenglingen von Sanidin ist die Grundmasse wenig glasig und besitzt Mikrolithen und unregelmäßig strahlig angeordnete Blättchen von Sanidin, an die sich Kalknatronfeldspate anschließen, welche aber in größeren Kristallen fehlen. In diesen hat der Sanidin häufig zonare Struktur mit opaken Glaseinschlüssen längs den Zwillingsflächen. Der Augit als Einsprengling wird häufig begleitet von Kristallen von Magnetit mit Höfen von Hämatit oder Limonit, oder er enthält solche als Einschlüsse. In anderen Exemplaren derselben Masse finden sich mit den Mikrolithen von Sanidin, von Augit und Magnetit die Kalknatronfeldspate nicht zusammen. Unter den Einsprenglingen kommt Sanidin in einfachen oder Zwillingskristallen nach den Karlsbader und Manebacher Gesetzen vor mit Einschlüssen von Glas, Apatit, Magnetit und Hornblende. Braune Hornblende ist im Gegensatz zu den früheren Exemplaren sehr verbreitet, sie tritt in Gruppen auf und schließt zahlreiche Körner von Magnetit ein; sie ist zuweilen von zonarer Struktur, Zwillingsbildungen nach (100) sind häufig: die Zwillingsebene geht regelmäßig mitten durch die Kristalle hindurch und ist von zwei oder drei sehr schmalen Zwillingslamellen begleitet.

6[a]) In dem höheren Teile derselben Breccie, jedoch nicht in dem tieferen, sieht man dicke Linsen von Piperno, wodurch die Beziehungen zur Breccie, die zwischen den beiden Bänken des Piperno von Soccavo liegt, sich noch vermehren. Man sagt, daß der Piperno des Hügels Vomero, von dem Abich spricht, d. h. von diesen Gegenden, bei der Erbauung des Palastes Ricciardi, der jetztigen Post, benutzt sei.

7[a]) Es folgen, wie ich schon gesagt habe, dünne und regelmäßige Schichten hellgelben oder weißlichen Tuffes, der zuweilen pisolithisch ist, mit dem innerhalb des Parkes schwarze Schichten wechsellagern mit zahlreichen fremden Bruchstücken. Die Schichten 5, 6, 7[a]) entsprechen denjenigen 5, 6, 7, 8, 9, welche an dem Platze nahe bei dem Eingang in den Park Grifeo angegeben wurden. Sie sind etwas gewunden, aber das allgemeine Einfallen ist im Parke Grifeo 30° nach S 10° W und am Corso 20° nach S 15° W. Ihr Streichen

weist sicher auf die Trachytmasse hin, die man etwa 250 m weiter nach WNW im Innern des Berges fand beim Bau des Tunnels von Montesanto für die cumanische Eisenbahn. Dieser Trachyt entspricht in allem demjenigen, den man in zahlreichen groben Fragmenten in der Breccie fand, welche soeben beschrieben wurde, und in kleineren Mengen auch in der Breccie von Pianura und Soccavo und anderswo. Die Breccie und der Trachyt hängen also unmittelbar miteinander zusammen, woraus wichtige Schlüsse zu ziehen sind.

Faßt man alles zusammen, so bilden der Piperno und die ihn begleitenden Gesteine in Neapel eine etwas unregelmäßige Bank, welche sich etwas von N nach S neigt, und unter dem Hügel von S. Elmo und dem Vomero eine konvexe Oberfläche bedeckt, die jedoch mehr nach W geneigt ist; ihr Ausstreichen ist beinahe horizontal an den Abhängen des Hügels zwischen Montesanto und dem Parker-Hotel, während der Tunnel von Montesanto für die cumanische Eisenbahn sie in einer Höhe von ungefähr 40 m ü. d. M. zweimal durchschneidet, indem er dazwischen durch das Liegende der Bank geht.

Freda und Dell' Erba beschrieben den Piperno, der in dem Regensammler der Piazza Amedeo gefunden ist, gut, und ich werde ihre Beschreibung mitteilen. Dell' Erba nennt das Gestein pipernoïden Tuff, Freda Trachyt, aber dieser nennt Piperno das Gestein, das von der Drahtseilbahn getroffen wurde, und es handelt sich in der Tat immer um einen Piperno, der demjenigen von Pianura und Soccavo ähnlich ist, ausgenommen vielleicht, daß der hellere, erdige Teil reichlicher ist. Dell'Erba (S. 13) sagt: »I blocchi hanno una massa fondamentale, colore cinereo o nera, semidura, tenace, talora compattissima, e di aspetto piuttosto terroso ad occhio nudo, ma largamente cosparsa di grossi e piccoli cristalli di sanidina ... In essa ... spiccano in gran copia delle parti di color grigio-oscuro, più dure, più tenaci, porose, contenenti cristalli di sanidina, quali allungate negli estremi e rigonfie nel centro, quali in forma di vere piastrelle sottili, e tutte parallele tra di loro; ... vi si scorgono ancora, ed in non lieve quantità delle vere pomici nere od anche bianche ora allungate anch' esse, ora arrotondite; ed inoltre sparsi quà e là dei detriti angolosi od anche apparentemente arrotondati, compatti, di trachite sanidinica, che sporgono o si scastrano dalla massa nel tagliare la roccia col martello«.

Nach Freda zeigt die aschige Masse außer Sanidin kleine Kristalle von Augit und einige Schuppen von Glimmer, ferner »non scarsamente diffusi cristalli di sodalite, in special modo addensati nelle piccole screpolature ... che in qualche punto vedonsi anche tappezzate di sottili lamelle d'oligisto. Una varietà della roccia, sparsa sotto forma di macchie e zone irregolari più o meno estese presenta aspetto quasi terroso, come se avesse subito un principio di decomposizione; la quale è indicata anche dalla effervescenza, ove più ove meno notevole che la massa polverizzata fa a contatto degli acidi. Essa è di colore cinereo con una lieve sfumatura di roseo ... dovuta alla presenza di gran numero di areole puntiformi di colore rossiccio, che vedonsi in maggiore o minore copia, disseminate nella massa, le quali segnano il posto di cristalli di sodalite distrutti, la cui cavità è in parte riempita da sostanza di aspetto ocraceo, porosa e cavernosa. Aus einer Analyse von Freda geht hervor, daß »in queste areole il colore è quasi interamente scomparso ... la soda notevolmente diminuta«. Auch der Magnetit ist in Eisenhydroxyd zersetzt worden[1]).

Auch Dell' Erba hat eine mikroskopische Untersuchung dieses Piperno ausgeführt: «A luce ordinaria ... si ha una massa fondamentale traslucida, che in più punti fa passaggio a cordoni bruni, più o meno opachi ... e sono le pomici ... osservati con più forte ingrandimento si risolvono spesso in minutissime granulazioni ... Frammista alla microfelsite si nota della sostanza ... che in taluni punti si risolve in cristalli ancora bianchi e traspa-

[1]) Freda, a. a. O. S. 43f.

renti di sanidina, rarissimamente con contorno netto. La massa ... è gremita di microliti verdi d'augite, di noduli neri di magnetite e di pori; è facile incontrarvi grossi cristalli verdi di augite«.

In den dunkelgrauen, zäheren, porösen Teilen findet Dell' Erba bei der mikroskopischen Untersuchung zwischen gekreuzten Nicols, daß »la massa fondamentale vedesi finamente microlitica ed il campo appare semi-oscuro, cosparso di punti o chiazze luminose; i primi sono microliti di sanidina ed augite, le seconde grosse segregazioni dei medesimi minerali«. Die großen Sanidine haben »il contorno sempre integro e sono poverissimi d'inclusioni«.

Dell' Erba hat auch Hornblende erkannt (S. 17), Johnston-Lavis Titanit; Roth fand in dem Piperno des Vomero Akmit. Olivin und Plagioklas kommen gewöhnlich nicht vor. Freda gibt zwei Analysen von dem kompakteren und von dem mehr erdigen Teile des Gesteins des Regensammlers[1]). Ich werde sie später mitteilen. Das spezifische Gewicht des ersteren ist 2,54, des letzteren 2,65. Derselbe Autor gibt Analysen der beiden Teile des Piperno der Drahtseilbahn des Vomero; s. weiter unten[2]).

Freda (S. 180) ist der Ansicht, daß die hellen und dunklen Teile des Piperno sehr ähnliche Zusammensetzung haben, die sich bedeutend unterscheidet von der der Tuffe durch größeren Reichtum an Natrium, nämlich 7,0 anstatt 2,5 Proz., durch den geringen Prozentsatz an Calcium (1 Proz. anstatt 6 Proz.) und an Magnesia, von der sich in dem Piperno kaum Spuren finden, und nicht bis 2 Proz., wie in den Tuffen.

Schlackeneruption von Montesanto.

Es folgt die Beschreibung der beiden Massen von Trachyt, die vom Tunnel der cumanischen Eisenbahn durchschnitten werden, indem ich mit der östlichen anfange, die dem pipernoähnlichen Tuff (Nr. 5) und der Breccie Nr. 6 am nächsten liegt. Diese beiden trachytischen Massen wurden von Johnston-Lavis beschrieben[3]), von Dell' Erba[4]) und von Freda[5]).

In einer Entferung von 485,5 m vom Eingang des Tunnels nach Montesanto zu, fast senkrecht unter dem Castello di S. Elmo auf der Seite nach Antignano zu, findet man im ganzen Querschnitt des Tunnels, der 5,93 m hoch und 4,2 m breit ist, die erste Masse von Trachyt auf einer Strecke von 294,5 m, von denen nach Dell' Erba die ersten 45,9 m aus schlackigem Trachyt bestehen und die folgenden aus kristallinischem körnigem Trachyt. Nach Johnston-Lavis war der Trachyt zuweilen kompakt, feinkörnig, zuweilen leicht und schwammig, zuweilen mit Schichten von sodalithischen Schlacken, zuweilen von schwarzen Schlacken bedeckt, und nach Dell' Erba umgeben von Massen desselben Gesteins, die isoliert im Tuffe liegen. Freda sagt, das Gestein, das er näher untersucht hat, sei »di color grigio-oscuro, grana molto fina ... Nella pasta, oltre i cristalli di sanidina più o meno radi e ordinariamente poco cospicui, vedesi qualche piccolo cristallo d'augite e qualche rara scaglia di mica bruna. Colla lente possono scorgersi granuli di magnetite, abbastanza copiosi, ed inoltre cristallini di sodalite addensati, più che altrove, nelle piccole cavità irregolari e pori ... Essi sono sopra tutto abbondanti ... nello strato superficiale della corrente, che ... si mostra poroso e spugnoso, e in qualche punto scoriaceo ... Al micro-

[1]) Sulle masse trach.
[2]) Sulla comp. del Piperno, S. 179.
[3]) H. I. Johnston-Lavis, a. a. O. London 1888.
[4]) Dell' Erba, Sulla sanidinite sodalito pirossenica di Sant' Elmo. (Rend. Acc. sc. fis. e mat. Napoli, ser. 2a, Vol. IV, 1890.)
[5]) G. Freda, Sulle masse trachitiche rinvenute nei recenti trafori delle colline di Napoli. (Rend. R. Acc. sc. fis. e mat. Napoli, ser. 2a, Vol. III, 1889, S. 38.)

scopio la pasta . . . appare costituita da fitto intreccio di cristalli di sanidina . . . se ne associano alcuni . . . appartenenti ad un plagioclasio . . . In mezzo veggonsi sparsi cristalli di sodalite insieme con abbondante augite, con orneblenda, con magnetite«. Der Autor zweifelt, ob darin auch Mejonit vorkomme. Er gibt eine Analyse (S. 41), die ich später mitteilen werde. Freda gibt auch eine Analyse von einer dieser Schlacken, die im benachbarten Tuffe isoliert sind, in denen er einige Kristalle von Sanidin und unter dem Mikroskop in dem feldspatigen Filz Sodalith beobachtete. Johnston-Lavis findet, daß die Schlacke gelagert sei, als ob sie aus einem benachbarten, jetzt unter dem Tuffe begrabenen Eruptivkegel hervorgekommen wäre.

Der Lavastrom im Tunnel von Montesanto.

Im Innern des Tunnels traf man gelbe bis graugrüne Tuffe, die ich, wie schon erwähnt, für älter halte. Dann wurde 1823,74 m vom östlichen Eingang und in einer Entfernung von 1073,74 m von dem dem erwähnten Eingang näheren Trachyt und 250 m von der trachytischen Breccie des Parkes Grifeo und in ihrer Verlängerung an einer Stelle, welche ungefähr der Mitte des Treppenzuges entspricht, der vom Corso Vittorio Emanuele zum Vomero führt, von der ganzen Höhe des Tunnels und auf eine Länge von 96,26 m eine Trachytmasse mitten in dem gelben Tuffe durchschnitten, deren Grenzen auf beiden Seiten schief und geneigt sind. Oberhalb nach der Westseite folgen Massen des Trachyts, welche im Tuff isoliert sind, darauf Schichten von Bimsstein und Asche, weiter kompakter gelber Tuff mit Bimssteinen und Fragmenten von schwarzem und anderem Trachyt, endlich grauer Tuff mit Stücken von schwarzen Schlacken und schwarzen und roten Trachyten (Johnston-Lavis). Dell' Erba sagt (S. 185), daß die Tuffe im Liegenden fossile marine Konchylien enthielten, die jedoch verloren gegangen sind. Walther zitiert eine Ostrea edulis von dort[1]); auch ein Baumstamm wurde darin gefunden. Der Trachyt blieb an seinem westlichen Ende auf den oberen Teil des Tunnels beschränkt.

Dieses Gestein haben Johnston-Lavis[2]), Dell' Erba[3]) und Freda[4]) beschrieben, letzterer nur kurz. Aus der Beschreibung sieht man, daß der kompakte Trachyt demjenigen ähnlich ist, der bei der östlichen Mündung des Tunnels gefunden wurde. Nach Johnston-Lavis ähnelt das Gestein demjenigen des M. Olibano. Es ist sehr zähe, von feiner und und homogener Masse, durch Spalten zerteilt, von grauer oder bläulicher Farbe und haftet infolge der Zersetzung an der Zunge. Er hat ein porphyrisches Gefüge mit bis zu 25 mm langen Kristallen von Sanidin, die zuweilen korrodiert sind, und mit dunklen Ausscheidungen von sehr feinem Korn, die nach Dell' Erba (S. 176) aus Augit, Hornblende, sehr seltenem Biotit und aus Magnetit bestehen. Unter dem Mikroskop ist die Grundmasse im gewöhnlichen Lichte durchsichtig, weiß oder schmutzigweiß mit Streifen und enthält nach Dell' Erba hier und da grüne durchsichtige Bestandteile, schwarze opake Körner und zahlreiche kleine Poren oft mit fluidaler Verteilung; zwischen gekreuzten Nicols sieht die ganze Masse kristallinisch aus. Nach beiden Autoren kommen darin ziemlich große und verschieden geordnete Mikrolithen von Sanidin mit Glaseinschlüssen vor. In diesen Kristallen so wie in größeren Einsprenglingen bemerkt man nach der Beschreibung von Johnston und der Bestätigung von Dell' Erba jene zonare Struktur,

---

[1]) Walther und Schirlitz, Studien zur Geologie des Golfes von Neapel (Zeitsch. der deutsch. Geol. Ges. Bd. 38, 1886, S. 312).

[2]) Johnston-Lavis, On a remarkable Sodalite-Trachyte lately discovered in Naples, Italy. (Geol. Mag. n. ser. Bd. VI, 1889, S. 74.)

[3]) Dell' Erba, Sanidinite sod. di S. Elmo, a. a. O. 1890.

[4]) Freda, Sulle masse trach. delle colline di Napoli 1889, S. 41.

die schon von Fouqué und Michel-Lévy[1]) und von Rosenbusch in den Kristallen des M. Olibano gefunden war. Weiter kommt darin ein Plagioklas vor, der dem Oligoklas sehr ähnlich ist, gelbliche oder grünbraune Kristalle von 2 oder 3 mm oder unregelmäßige Körner von Hornblende, die bisweilen von Pyroxen vollständig durchwachsen sind. Ferner findet sich grüner, heller Augit, mit Einschlüssen von Glas, Sanidin, Apatit, Magnetit; der Augit hat nach Dell' Erba eine größere Verbreitung und Wichtigkeit, als Johnston-Lavis ihm zuerkennt; ferner Magnetit, der oft von einem Hofe von Eisenhydroxyd umgeben ist. Dell' Erba erkennt ferner in der Grundmasse Sodalith, der besonders die schmutzig-weißen Teile ausmacht und reich an Glaseinschlüssen ist; grüngelber Glimmer ist außerordentlich selten, auch Olivin kommt nur wenig in Kristallen oder in meist umfangreichen Knötchen vor, ferner Nadeln von Apatit und vielleicht Nephelin und Rutil; ich zweifle nicht, daß er unzutreffend diesem Mineral die rotbraunen Nadelbüschel von Breislakit oder Fayalit zugerechnet hat. An den Wänden der zahlreichen Poren, die auch Pasquale Franco[2]) untersucht hat, bemerkt man ein schwarzes Mineral in sehr feinen, nadelartigen Kristallen, welches nach Franco der Hornblende analog ist, die durch Sublimation in den Massen des Vesuvs entstanden ist. Es scheint aber vielmehr, daß man es für Fayalit oder Breislakit halten muß, der zuweilen zu Hämatit zersetzt ist. Ferner kommt weißer oder milchweißer Sodalith vor, der Nadeln von Fayalit einschließt, sehr reichlich auch Augit, Sanidin und Calcit. Als unsicher werden Mikrosommit von Johnston-Lavis und Nephelin von Dell' Erba angegeben. Das spezifische Gewicht ist nach Lavis 2,516, nach Dell' Erba 2,613. Johnston-Lavis, Freda und Mauro, letzterer auf Veranlassung von Dell' Erba, haben Analysen gemacht, deren Resultate ich später anführen werde. Johnston-Lavis nennt das Gestein einen Sodalithtrachyt und sagt, daß er nach seiner chemischen Beschaffenheit demjenigen der Scarrupata auf der Insel Ischia ähnele. Dell' Erba nennt es Sodalith-Pyroxen-Sanidinit und glaubt, daß es mit dem Lavastrom des M. Olibano und dem auf der Ostseite der Astroni Ähnlichkeit habe, weniger mit dem Trachyt der Solfatara und noch weniger mit den Schlacken der anderen phlegräischen Eruptionen, in denen die glasigen Teile überwiegen. Seiner Beschaffenheit nach ähnele es der Lava des Arso auf der Insel Ischia, die nach Fuchs denselben Gehalt an Kieselsäure von 57,73 Proz. hat, aber weniger reich an Tonerde (17,85 Proz.) ist. Das Gestein ist also in Wirklichkeit ein Sodalithtrachyt, und so nennt es auch Rosenbusch[3]). Seine charakteristischen Eigenschaften teilt es, abgesehen von der Anwesenheit von Hornblende, Biotit, der immer selten auftritt, und Sodalith, mit den Laven der Astroni, des M. Olibano und der Solfatara, nur Olivin fehlt oder kommt wenigstens nur selten in diesen vor.

Zieht man aus dem Gesagten den Schluß, so hat man in dem Rione Amedeo zwischen den beiden Ausbrüchen des Piperno einen Ausbruch von Augittrachyt, der vielleicht ein Seitenausfluß desselben Vulkans ist. Die Breccien wurden teilweise von Explosionen hervorgebracht oder durch Zerbrechung benachbarter trachytischer Ströme. Die Eruptionen reichten bis zum Meere, wie die marinen Fossilien anzeigen, welche am Tunnel von Montesanto vor und nach dem Trachyt und im Regensammler gefunden sind. Wahrscheinlich auf die Wellenbewegungen des Meeres zurückzuführen sind die Dislokationen von Massen von Piperno und die Anhäufungen der Breccien längs des Corso Vittorio Emanuele, die aussehen, als rührten sie von einem Bergschlipf her. Auch nach Dell' Erba (S. 185) bildete

[1]) Fouqué et Michel-Levy, Min. Micr., S. 220.

[2]) P. Franco, Über Amphibol und Sodalith aus dem Trachyt am Monte Santo. (Zeitschr. für Krystall und Miner. Bd. XXV, H. 4). Note mineralogiche: Anfibolo e Sodalite della trachite di Monte Santo: augite e peridoto delle sabbie vulcaniche di San Venanzio: minerali formatisi sulle ossa fossili nel tufo di Fiano. (Rend. R. Acc. sc. fis. e mat. Ser. III, Vol. I, 56, 1895.)

[3]) Rosenbusch, Mikr. Physiogr. 3. Aufl., Bd. II, 1896, S. 768.

der Trachyt des Tunnels von Montesanto einen wirklichen oberflächlichen, unterseeischen Strom, nicht etwa einen Gang inmitten vorher existierender Tuffe. Er glaubt weiter, daß dieser Trachyt und das Gestein der Piazza Amedeo von den Camaldoli hergekommen sein könnten. Aber diese Herkunft kann man nicht beweisen, weil man nach den Camaldoli zu keinerlei Spuren von dem Fortsetzen ähnlicher Gesteine findet.

XXI. Neapel, Capodimonte.

Der ganze Hügel von Capodimonte vom Albergo dei Poveri bis zum Torricchio ist aus gelbem Tuff zusammengesetzt. Von der Arenella fällt bis zum Museum und dem Meere ein großes Gebiet grauen Tuffes sanft ab: der graue Tuff trennt den Hügel von Capodimonte vom gelben Tuff von S. Elmo. Man kann annehmen, daß die Hügel von Capodimonte, von S. Elmo und von Posillipo ursprünglich einem einzigen, sehr ausgedehnten vulkanischen Krater angehörten, aber die ziemlich deutliche Teilung durch die grauen Tuffe und die Verteilung der Tuffbänke bewirken, daß diese Voraussetzung schwer zu beweisen ist. Zum mindesten aber ist die Annahme ebenso wahrscheinlich, daß der gelbe Tuff des Hügels von Capodimonte der Rest eines submarinen Kraters ist, der sich nach S oder SSW gegen das Meer erstreckte. In der Tat ist der Tuff wenigstens zum großen Teile submarinen Ursprungs, da Hamilton[1]) Venus gallina L. und andere marine Mollusken nahe bei Capodimonte gefunden hat, wo sich zahlreiche, sehr alte Steinbrüche und Katakomben befinden. Die Bänke sind, obwohl sie im allgemeinen wenig deutlich hervortreten, nur sehr wenig gegen S und SO geneigt, wie man z. B. längs der Salita dello Scudillo erkennen kann. Tenore beschreibt nach dem Vorgang von Buckland die vertikalen Gänge, welche da und dort den Tuff durchbrechen und zwar sowohl bei S. Rocco nahe bei Capodimonte, als auch in dem Hügel von Camaldoli. Dell' Erba hat den gelben Tuff des Steinbruchs Delle Fontanelle mikroskopisch untersucht (S. 22): »a luce ordinaria la massa si presenta traslucida, gialla, con molte pomici fibrose semitrasparenti, ricche in pori; a nicol incrociati è traslucida, ovvero oscura (vetro) con scarsi microliti di sanidina, questi ultimi più abbondanti nei vetri e nelle pomici . . . Vi si osservano ancora parecchi cristalli di Sanidina a contorno spesso regolare ed integro; taluni con pori e granuli di magnetite: ... non ho osservato che un solo cristallo di pirosseno«.

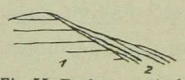


Fig. 55. Rechts vom Aufstieg des Scudillo gegenüber der Villa Valianda. 1. Gelber Tuff; 2. grauer Tuff.

In dem gelben Tuff findet man die gewöhnlichen Gesteine mit sehr großer Einförmigkeit in Bruchstücken, die sehr selten größer als ein Apfel sind. Es kommen darin vor: schwarzer Trachyt, ähnlich den Flammen des Piperno, Glimmertrachyt und Sodalithtrachyt, die zuweilen in sehr kleinen Linsen vereinigt sind, und ziemlich zersetzte Bimssteine. Der braune, dunkle, kompakte und mit Einsprenglingen versehene Glimmertrachyt hat eine wenig glasige Grundmasse mit ziemlich langen Nadeln, seltener Bündeln und noch seltener Sphäroiden von Sanidin. Ebenso zahlreich sind prismatische Mikrolithen von Augit mit zonarem Bau. Der Auslöschungswinkel ist auf (010) beständig 45° im Innern, aber nach außen zu findet man größere Winkel, ähnlich denjenigen im Ägirinaugit. Selten kommen Körner von Magnetit vor. Biotit kommt nicht selten in hexagonalen dunkelbraunen Schuppen vor.

Die Einsprenglinge sind Plagioklas (Bytownit und Anorthit mit einem Auslöschungswinkel auf (010) von $-36°$) mit zonarer Struktur und undulöser Auslöschung, sehr starker Korrosion, Eindringungen des Magma und Glaseinschlüssen; manchmal sind sie mit Sanidin

[1]) Hamilton, Campi Phlegraei, Taf. 45, Fig. 6.

verflochten. Der Augit besitzt, wie in den Mikrolithen, äußere, vielleicht natronhaltige Zonen, welche zuweilen unter stärkerem Winkel auslöschen, als innerhalb, nämlich von 43° 30′ bis 52° 20′. Einige große pleochroitische Kristalle von Ägirin löschen auf (010) bei + 5° aus. In den groben Einsprenglingen kommt Magnetit nur selten vor.

Der glimmerhaltige Sodalithtrachyt ist weißlich, sehr feinkörnig, mit kleinen Einsprenglingen von Biotit und Pyroxen und gelblichen Flecken. Die Grundmasse ist reichlich glasig, aber zersetzt, opak, weiß, wolkig und reich an Mikrolithen, an Blättchen und unvollkommen sphäroidalen strahligen Bündeln von Sanidin, oft in Karlsbader Zwillingen, und an kleinen Kristallen von Biotit. Unter den Einsprenglingen kommen sehr selten Skelette von Plagioklasen der Labradoritreihe in größeren Kristallen als der Sanidin vor, mit sehr schwachen Interferenzfarben und Überresten polysynthetischer Struktur, die fast vollständig in Blättchen von Kaolin mit schwacher Doppelbrechung verwandelt sind. Der Magnetit in Würfeln war ursprünglich reichlich vorhanden, aber jetzt ist er fast vollständig zu Limonit zersetzt, der das ganze Gestein mehr oder weniger fleckig macht. Sodalith kommt in Würfeln und Hexagonen vor, die opak, rötlich oder gelblichweiß und zu Kaolin zersetzt sind.

Andere Exemplare haben das Aussehen von kompaktem Bimsstein mit braunen Flecken, in denen die kleinen Höhlungen teilweise mit einem dunkelbraunen und einem andern hellgelben Mineral erfüllt sind, die bei der Präparation verloren gehen. Die Grundmasse besteht aus einem Filz strahliger Bündel von Sanidinmikrolithen, mit fluidaler Struktur, auch um die Höhlungen, die jedoch nur mikroskopisch klein sind. Gelbe oder braune limonitische Flecken sind wie Lanzenspitzen zwischen den Bündeln verteilt, ebenso sind zahlreiche Dendriten von Limonit, pseudomorph nach Hämatit, hier und da zu sehen. Viele Poren haben hexagonalen Querschnitt, und häufig kommen darin Fragmente einer weißen, durchsichtigen, einfach brechenden Masse vor, die alle Eigenschaften des Sodaliths besitzt, zusammen mit Bruchstücken von Limonit.

Der höhere Teil des Hügels und der nördliche Abhang bis zur Ebene sind mit grauen Tuffen bedeckt, welche sich auch in sehr dünnen Partien finden, die gänzlich diskordant liegen auf dem Scheitel der kleinen, gegen die Stadt und das Meer zu abfallenden Ausläufer. In Menge vorhanden sind unveränderte Bimssteine; auch im Platz bei dem königlichen Palast und auf dem höchsten Teile des Hügels in den jüngeren Bänken bilden ihre Anhäufungen 3—5 m mächtige Bänke: ihre sehr regelmäßige Anordnung ist dem Anschein nach im Wasser erfolgt. Diese Bänke fallen im N ein mit einer Neigung von 5° nach N 10° W und im O mit einer Neigung von 5—13° gegen O, d. h. gegen die Ebene und die Synklinale des Sebeto mit geringen Unterbrechungen und mit gleichförmigem Aussehen; die letzten Ausläufer bemerkt man 90 m ü. d. M. nach Poggioreale zu über den grauen regelmäßig geschichteten Puzzolanen der Brüche der Società di Risanamento.

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß hier nirgends weder makroskopisch noch mikroskopisch irgend eine Spur von Asche des Vesuvs angetroffen worden ist, obwohl dieser Vulkan sich so nahe befindet.

XXII. Posillipo.

Vom Meere aus sieht man gegenüber von Nisida am Vorgebirge Coroglio einen graulichen Tuff, der vom gelben Tuff in ziemlich deutlich sichtbaren Schichten überlagert ist. Diese bilden die ganze Halbinsel Posillipo. Hier gibt es auch Puzzolan[1]). Von

[1]) L. Dell'Erba, Su di talune pozzolane in quel di Castellana. Napoli 1893, S. 20.

dem südlichsten Ende des Kaps bei der Grotta dei Tuoni und von anderen anliegenden Orten gibt Günther einige Photographien[1]). Die am Meere abgebrochenen Schichten haben eine Neigung vom Meere nach dem Lande, von SSO nach NNW, von 4° bis 6°, und gehen dabei unter den jüngeren grauen Tuff hinunter, der auf dem Scheitel des Hügels beim Dorf Posillipo eine dünne Schicht zu bilden beginnt und sich von da einerseits nach der Ebene dei Bagnoli, anderseits bis zum Meeresspiegel hinunterzieht, indem er dabei eine Art Synklinale zwischen Piedigrotta und dem Vico Chiarone auf der einen Seite und der Station Corso Vittorio Emanuele der cumanischen Eisenbahn auf der anderen Seite bildet und so den gelben Tuff von Posillipo von dem gelben Tuff bei Neapel trennt. Die Schichten des letzteren liegen nicht konkordant unter dem grauen Tuffe, wie diejenigen von Posillipo, sondern diskordant und abgeschnitten. Hier und da kommen, wie immer, in dem gelben Tuff lokale unregelmäßige Neigungen vor, welche Breislak, Günther und einige andere veranlaßt haben, in dem Hügel die Überreste mehrerer Krater zu unterscheiden. Im allgemeinen aber nehmen die Neigungen nach dem Meere hin zu, so daß man wohl annehmen kann, daß der Hügel von Posillipo die letzten Abhänge eines weiten Kraters bildete, der ursprünglich im SSO lag und dann später durch Meereswellen und vielleicht durch Explosionen zerstört wurde.

Der gelbe Tuff enthält Bruchstücke des grünen Tuffes des Epomeo[2]), einige trachytische und bimssteinartige Fragmente, die selten einen Durchmesser von 10—15 mm überschreiten und Stückchen von grünem Obsidian und Feldspat, die in einem hellgelben feinen Pulver verstreut liegen. Die Bimssteine sind infolge der Hydroxydierung des Eisens der Opacite gelb, in einigen größeren Fragmenten sieht man deutlich, daß der Bimsstein im Innern noch dunkelgrau, außen aber gelblich ist. Unter dem Mikroskop tritt fluidale Struktur deutlich hervor; zuweilen besteht er aus blasigem, hellgrünem Glase mit Bruchstücken von Feldspaten verschiedener Art mit verschiedenen Einschlüssen und von Pyroxenen.

Scacchi[3]) hat in dem gelben Tuffe nur ein großes Stück Kalkstein mit Kristallen von Pyrit gefunden. Er warnt den Beobachter mit Recht, für anstehendes Gestein Stücke von Bausteinen zu halten, die dort seit den Römerzeiten angehäuft wurden.

An mehreren Punkten auf dem Promontorio finden sich marine Mollusken, die aber spärlich und schlecht erhalten sind, weil die Gesteine zu durchlässig sind. Scacchi gibt von diesen Orten an: Ostrea edulis L., Pectunculus violacescens Lck., P. glycimeris L., Tapes decussata L., Cerithium vulgatum Brug., Turritella communis L., T. triplicata Broc. (wahrscheinlich T. turbona Monterosato, wie aus der Abbildung eines Exemplars hervorgeht, die wir Hamilton[4]) verdanken), Murex brandaris L., Chenopus pespelicani L. Weiter kommen Holzstücke vor[5]), welche Spuren von Verflößung zeigen und nur durch Wasser dorthin gebracht sein können. Es kann sich dabei nicht um Baumstämme handeln, die auf dem festen Lande lagen und durch unterirdische Explosionen begraben wurden. Abich gibt Analysen des gelben und des grauen Tuffes von Posillipo[6]), die ich später anführen werde.

[1]) Günther, The Phlegr. fields, S. 430, Fig. 11. — Contributions to the Study of Earth-movements in the Bay of Napels. Westminster 1903, S. 10, 19, 29, 30, 35.
[2]) Hamilton, Campi Phlegraei, Taf. 32, Fig. 4.
[3]) Campania S. 121.
[4]) Campi Phlegraei, Taf. 35, Fig. 3.
[5]) Hamilton, a. a. O. Taf. 35, Fig. 2. — Scacchi, Campania S. 118.
[6]) Natur der vulkan. Erscheinungen S. 92.

XXIII. Fuorigrotta.

In dem höchsten Teile des gelben Tuffes traf man eine Schlackenbank an, als für die Kanalisation von Neapel die Emissare von Cumä (ital. Cuma) und Coroglio durch den Hügel von Posillipo geführt, 115 m von der Mündung des Tunnels der Straßenbahn nach Fuorigrotta, zwischen den Höhen 3,95 und 15,60 m ü. d. M. Es wurden aber nicht die höchsten Teile der Bank angetroffen. Diese Emissare gehen aus bei der Werft in Piedigrotta nördlich von dem neuen Tunnel der Straßenbahn.

Alle Notizen, welche ich jetzt gebe, stammen aus der vorzüglichen Arbeit Dell' Erbas[1]). Der Emissar von Cumä, dessen Stollen im Mittel 4,10 m hoch war und in 12 m Meereshöhe beginnt, hat ein Gefälle von 0,633 auf 1000, derjenige von Coroglio mit einem 3,90 m hohen Stollen in einer Meereshöhe von 4,50 m eine solche von 0,75 auf 1000. Der Emissar von Cumä geht, nachdem er unter dem Tunnel der Straßenbahn angekommen ist, unter diesem weiter, derjenige von Coroglio geht in gerader Linie und senkrecht unter der Mündung Fuorigrotta der alten Grotte von Pozzuoli fort. Die Schlackenmasse wird, wie in allen anderen bekannten Fällen, bedeckt von »una massa tufacea mista a blocchi isolati e di vario volume della trachite stessa«, welcher das Liegende des gelben Tuffs des Hügels Posillipo bildet. Man traf diese Masse, welche sehr wenig geneigt ist, nur beim Emissar von Coroglio an, bei 650 m, und von 660 bis 682 m, also auf 22 m steigt sie nur 3,40 m empor, »quindi, con pendenza più lieve, giunge ad occupare tutta l'altezza del traforo«.

Der Schlackenberg oder die trachytische Masse wird nach Dell'Erba von dem Emissar von Cumä in einer Höhe von 11,50 m ü. d. M. in der Sohle getroffen bei 735,20 m, »ed è venuta a cessare .. alla progressiva di 778,10 m dopo circa 43 m; presentava nella superficie estrema una forte pendenza dal lato di Piedigrotta ed un declivio piu rapido ancora verso Fuorigrotta«, eine fast kuppenförmige Gestalt, die am Gewölbe des Emissars nur auf eine Strecke von 10 m angetroffen wurde.

In dem tiefer liegenden Emissar von Coroglio wurde dieselbe Masse in der Sohle 3,95 m ü. d. M. bei 720 m angetroffen. Bis 731 m, d. i. 11 m lang, steigt sie 2,16 m, stets von Tuff mit wenig trachytischen Massen bedeckt; erst bei 747 m, d. i. nach weiteren 16 m steigt sie noch um 1,74 m bis an das Gewölbe. Bei 754 m, schreibt Dell'Erba, fängt sie an, in der Sohle zu verschwinden, die in dem gewöhnlichen Tuff angelegt ist, aber erst 13 m weiter bei 767 m verschwindet sie im Gewölbe. Die Masse wird also vom Emissar auf 47 m durchschnitten, aber nur 34 m in der Sohle und 20 m in der Wölbung, was man der Kuppenform zuschreiben muß. Das Minimum der Entfernung zwischen den Orten des ersten Antreffens der Trachyte in den zwei Emissaren ist 78 m und die Verbindungslinie dieser Punkte streicht von NNW nach SSO. Dell' Erba scheint von der Ansicht auszugehen, daß das durchbrochene Gebiet nicht aus seiner ursprünglichen Lagerung gebracht sei, und daß die Schichten horizontal seien. Er glaubt daher, daß die wahrscheinliche Mächtigkeit der durchbrochenen Eruptivmasse 11,65 m betrage. Da der tiefer liegende Emissar von Coroglio die Masse etwa 20 m lang im Gewölbe und derjenige höher gelegene von Cumä 43 m lang in der Sohle durchbrochen hat, so nimmt Dell' Erba an, daß die Kuppe sich mehr nach N ausdehnt, und daß sie von dem Emissar von Coroglio mehr nach außen hin durchbrochen worden ist, als von dem anderen.

Man muß jedoch bemerken, daß die Tuffschichten von Posillipo nahe bei Fuorigrotta etwas nach NNW einfallen. Auch die Schlackenbank dürfte disloziert und einige Grade gegen ONO geneigt sein mit einigen Unterschieden, soweit man von außen beobachten kann. In der Tat ist die Basis der Eruptivmasse in dem Emissar von Coroglio augen-

[1]) Sanidinite sod. pir. a. a. O.

scheinlich von W nach O geneigt, wodurch die Kuppenform notgedrungener Weise ausgeschlossen ist. Überdies finden sich die in dem Tuffe eingestreuten Schlackenbänke nur auf der Ostseite, d. h. im höheren Teile, also im Hangenden, nicht im Liegenden. Es ist also nicht unmöglich, daß es sich um eine Linse handelt, welche dem Ursprunge nach einem Eruptivkegel entspricht. Dell' Erba hält das Gestein für einen wirklichen Lavastrom; aber nach der Beschreibung tragen die Eruptivmassen den gleichen Charakter wie die Schlacken des M. Nuovo und aller bisher erwähnten Orte. Sie sind mit schlackigen und mit mehr kompakten Massen gemischt, wobei erstere überwiegen. Zuweilen ist das Gestein »stirata, e quindi fibrosa, talora con zone ricurve, quasi cordonate .. Anche le parti più compatte non sono scevre di pori. Talora la roccia si sbrandella per modo da sembrare quasi un conglomerato, i cui piccoli frammenti si staccano con lieve pressione delle dita, essendo isolati tra loro da esili screpolature che s'intrecciano in tutti i sensi ... È interessante il notare che incastonati nella massa o più di frequente commisti ai detriti .. si osservano frammenti angolosi di roccia eterogenea; giungono a qualche centimetro di lunghezza, ma d'ordinario sono piccoli, ora compatti ora fragilissimi, fino ad essere resi quasi polverulenti, imbiancati e matti ovvero ingialliti. Spesso è facile distaccare i più tenaci e nel posto da essi occupato resta un vuoto della loro perfetta forma esteriore, le cui pareti si vedono talora spalmate di ma sostanza polverulenta e più chiara; in altri, e massime in quelli ingialliti, è facile osservare un cercine più fragile e più chiaro che li circonda paralllelamente al contorno della spessezza fino ad un millimetro ... Il colore della roccia è grigio-oscuro fino al bruno, costituendo alle volte macchie distinte .. In taluni punti è ingiallita .. Ruvidissima al tatto; sonora del suono delle scorie.«

Die Dichtigkeit beträgt 2,687.

»Nella massa si notano sparsi e non abbondanti, cristalli feldspatici .. molto rara appare qualche laminetta di mica bruno-rossastra.« In zwei Stücken hat Dell' Erba »notato un nodulo piuttosto grosso di olivina.« Unter dem Mikroskop »la massa fondamentale in taluni casi si scorge piuttosto riccamente cristallina chiara .. mista ad una base amorfa e bruna; questa talora è sparsa irregolarmente, altre volte forma frequenti cordoni allineati e presso che paralleli fra loro. In altri saggi la massa si scinde quasi per metà tra cristallina e amorfa. Finalmente la base amorfa prende il sopramento in altri saggi, laonde si ha una massa brunafino a nera, frammezzata da spiragli lucidi .. ove più ove meno ravvicinati fino a ridursi a veri punti.«

»La parte oscura a fortissimo ingrandimento resta omogenea e là dove per scarsezza si rende meno oscura si scinde parzialmente in un ammasso di globuli bruni ... La parte cristallina e più rischiarata si determina di tessitura microlitica, a nicol incrociati con polarizzazione d'aggregati .. Eccezionalmente riscontrasi in qualche raro punto anche la tessitura micro-sferolitica. Le segregrazioni, che appartengono a feldspati hanno colore bianco sporco. Vi sono inclusi dei pori a gas; qualche granulo nero di magnetite, rarissima mica, e abbondantissimi cristallini feldspatici di anortite con qualche rarissimo individuo .. di sanidino e qualche raro cristallo di labradorite.«

Die großen Einsprenglinge von mehr oder weniger hervorstehender grüner Farbe gehören dem grünen Augit und häufig dem Biotit an. Olivin und Hornblende sind kaum vertreten, dagegen kommt Magnetit in schwarzen Körnern häufig vor. Unter den zahlreichen Mikrolithen kommen am häufigsten die von Augit vor, dann die von Biotit und weniger solche von Anorthit. Einige Mikrolithen sind wahrscheinlich Sanidin, reichlich finden sich Nadeln von Apatit. Dell' Erba nennt dieses Gestein Pyroxen-Glimmer-Andesit. Es hat alle Eigenschaften eines Augittrachyts vom Ponzatypus[1]), wie er gerade auf den Inseln

[1]) Rosenbusch, 2. Aufl., S. 597.

Ponza und Ischia vorkommt und zeichnet sich durch das Fehlen von Sodalith und durch Armut an Sanidin aus. Oberhalb der Schlackenbänke, mindestens 15,60 m höher, kommen isolierte Schlacken im gelben Tuffe vor, der dort eine Höhe von 170 m erreicht[1]).

XXIV. Monte di Procida.

Die Anhäufungen von Schlacken und Projektilen, welche sich bis wenige Meter über dem Meere längs der Küste des M. di Procida auf eine Länge von 2,5 km, gerade gegenüber der Insel Procida vom Mare Morto bis zur alten Mündung des Fusaro finden, sind von Scacchi (Campania S. 242) beschrieben worden, aber von Niemand weiter. Die älteren Schichten gehen über dem Meeresspiegel zu Tage aus zwischen der Punta di Palommara oder Palombara und der Marina di Acqua morta, d. h. in dem westlichsten Teile des M. di Procida.

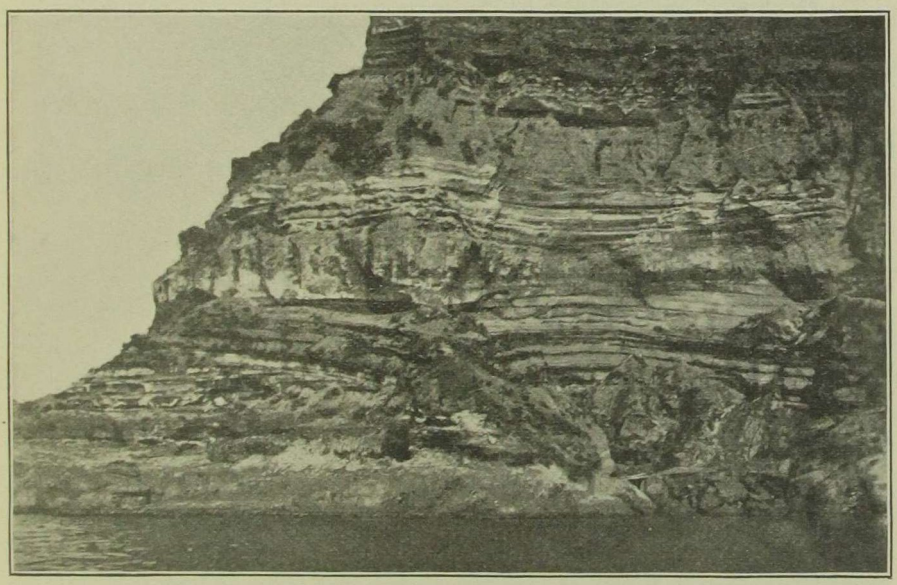


Fig. 56. Zwischen der Punta di Palombara und der Cala dell' Inferno.
Grauer Tuff I, III, VI, VIII; Schlacken II; Breccie IV, VII; Konglomerat IX.

I. Am ältesten sind Tuffe von dunkelgrauer Farbe, welche am Meere zwischen der Punta di Palombara, wo sie eine Höhe von 2 m erreichen, und dem inneren Teile der Cala dell' Inferno vorkommen, dann bei der Punta dell' Inferno, dem westlichsten Punkte des M. di Procida gegenüber der Klippe von S. Martino, und an dem südlichen Ende der Marina di Acqua morta.

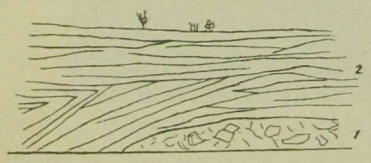


Fig. 57. Nördlich von der Punta dell' Inferno. 1:2000.
1. Rote, graue, meistens schwarze Schlacken; 2. graugelblicher Tuff von sehr feiner Beschaffenheit.

II. Darüber befindet sich eine Bank von Schlacken, welche kompakt oder blasig, mikrokristallinisch, dunkelgrau sind und denjenigen des M. Nuovo ähneln, außer daß sie gewöhnlich viel Feldspat enthalten. Von der Punta di Palombara erstrecken sich die dort etwas rötlichen Schlacken bis zum innersten Teil der Cala dell' Inferno ungefähr auf eine Länge von 0,5 km. Zunächst bilden sie an der Punta eine kleine Linse von 0,90 m Höhe, darauf eine bei der Punta 0,50 m hohe Bank, die nach S zu mächtiger

[1]) W. Hamilton, Campi Phlegraci, Taf. XVI, gibt eine Zeichnung des Tuffes von Fuorigrotta.

ist. Etwas nördlich von der Punta dell' Inferno kommen bis zum nördlichen Teile der Marina di Acqua morta Bänke in zwei leicht gekrümmten Antiklinalen vor, so daß sie auf eine kurze Strecke dazwischen in einer Synklinale im nördlichen Teile der genannten

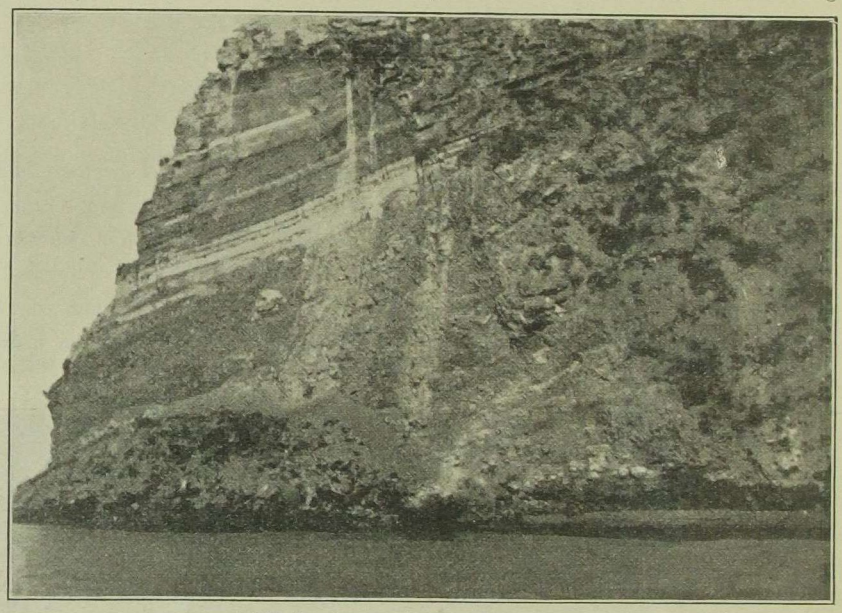


Fig. 58. Punta dell' Inferno von Süden.
Schlacken II über dem grauen Tuff III; grauer Tuff VI, VIII.

Marina unter das Meeresniveau sinken. Dort kommen nicht nur rote[1]), sondern auch graue, besonders aber auch schwarze Schlacken vor und erreichen eine Mächtigkeit von 8 m. Man trifft sie dort von jeder Größe, kleine und große bis über 1 cbm; sie sind gewöhnlich blasig, doch kommen auch kompakte Schollen vor. Dieselben Schlacken kommen

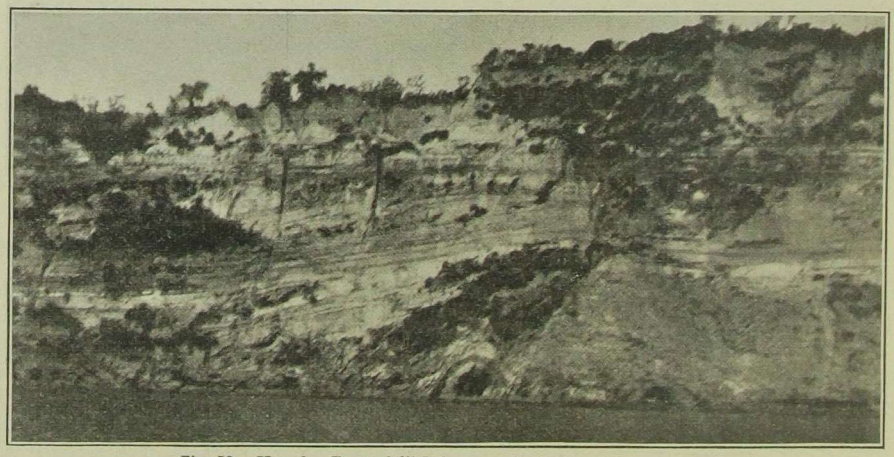


Fig. 59. Von der Punta dell' Inferno nach Marina di Acqua morta.
Schlacken II; Grauer Tuff III, VI, VIII.

auch in dem nach dem Lande zu gelegenen Teile der Klippe di S. Martino unter horizontalen Schichten von schwarzem Tuff, der die Beschaffenheit von Konglomeraten besitzt, vor. Die Schlacken von Palombara zeigen unter dem Mikroskop eine nur mäßig glasige Grundmasse mit wenigen in den dunkleren Glaspartien eingebetteten Opaciten, mit isoliert oder in Bündeln oder Keraunoiden auftretenden Mikrolithen von Feldspaten; einige weniger

[1]) Scacchi, S. 243f.

größere löschen bei 0° aus, das sind Sanidine, andere löschen bei 4° aus, die zahlreicheren, die zwischen 37 und 51° auslöschen, sind Anorthit. Einige größere Zwillingskristalle haben wellige Auslöschung, und man findet in ihnen häufig Apatit eingeschlossen. Die Zwischenräume zwischen den Feldspat-Mikrolithen werden von Körnern von Magnetit eingenommen, die sehr häufig in Hämatit umgewandelt sind, zuweilen mit einem Hof von Limonit. Das Eisenoxyd zwischen den Feldspatstrahlen nimmt häufig die Form von Lanzenspitzen an. Oft kommen in unmittelbarem Kontakt mit Magnetit und mit Einschlüssen davon Mikrolithen von Augit vor, die meistens sehr zierlich idiomorph, zuweilen nadelartig sind, von hell- oder dunkelgrüner Farbe, wenig pleochroitisch mit kräftigen Interferenzfarben und einem Auslöschungswinkel auf den Längsseiten von 32—50°.

In einigen Schlacken der Punta dell' Inferno ist glasige Basis reichlich vorhanden mit dunklen Flecken und Opaciten, aber ohne Magnetitkörner, welche sich im Gegenteil in den helleren Partien befinden. Die Feldspate mit einem Auslöschungswinkel von 41—65° und häufig lebhaften Interferenzfarben gehören dem Anorthit an. Magnetit kommt auch in ziemlich

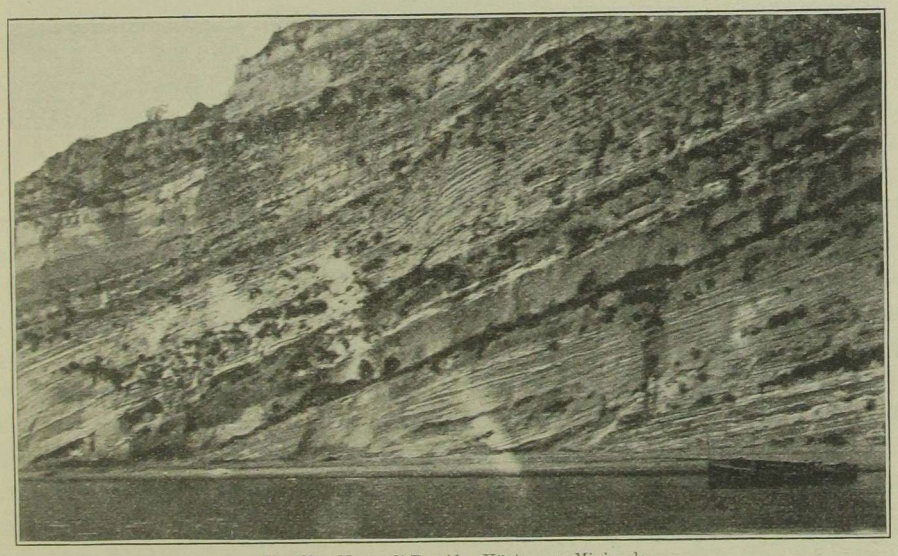


Fig. 60. Monte di Procida, Küste von Miniscola.
Grauer Tuff III, VI, VIII.

großen Einsprenglingen vor. Statt des beinahe gänzlich fehlenden Augits findet sich, wenn auch selten, Ägirinaugit in vollständigen Prismen, mit lebhaftem Pleochroismus von gelb nach hellgrün, einem Auslöschungswinkel c:c von 60°, auch in unmittelbarem Kontakt mit hellgrüner Hornblende, welche häufig in Mikrolithen vorkommt, fast gar keinen Pleochroismus, ganz schwache Interferenzfarben und einen Auslöschungswinkel auf (110) von 0°, 3°, 4° und in einem Falle von 8° besitzt. Häufig kommt Sodalith in Würfeln oder Hexagonen vor und Hauyn.

III, VI, VIII (vgl. Fig. 55 S. 130). Es folgen Schichten von grauem Tuff, die in ihrer Feinheit dem höher gelegenen grauen Tuff ähneln; in ihnen treten unterbrochene Bänke anderer Schlacken und Konglomerate auf. Zunächst kommt ein Tuff (III) von feiner Beschaffenheit, der dunkel, grau-gelblich ist und bei der Cala dell' Inferno und bei der darauf folgenden gleichnamigen Spitze die Schlacken mit Schichten bedeckt, die unten nach NW einfallen und geneigt sind, oben aber horizontal verlaufen. Südlich von der Montagna d'Innocenzo, welche der nördlichste Teil des M. di Procida ist, zwischen diesem und der Cala dell Inferno nimmt die Mächtigkeit des Tuffes von 6 auf 5 m ab. An derselben Montagna d'Innocenzo steht nach Palombara im S oberhalb des Tuffes Nr. III mit 4—8 m ein

hellgrauer körniger Tuff an, der sehr feinkörnig und sehr fein geschichtet ist. Die Schichten sind horizontal und enthalten Bimssteinschichten bis zu 0,50 m Höhe und Schichten mit kleinen Fragmenten von Obsidian. Alle diese Tuffe sieht man auch, ohne auf das Meer gehen zu müssen, an der Basis der Montagna d'Innocenzo, d. h. im Meeresniveau, südlich von der alten Mündung des Fusaro und links von der kleinen Bucht von Torre Gaveta. Infolge der chemischen Wirkung des Meerwassers ist das Gestein oberflächlich geschwärzt. Diese Tuffe, in denen wir längs des ganzen Strandes des M. di Procida häufig Schlacken und Konglomerate erblicken, erscheinen wieder, ohne anderes Material, am südlichen Ende des Monte, am Strande von Miniscola, auf eine Höhe von mindestens 30 m unter den Konglomeraten IX.

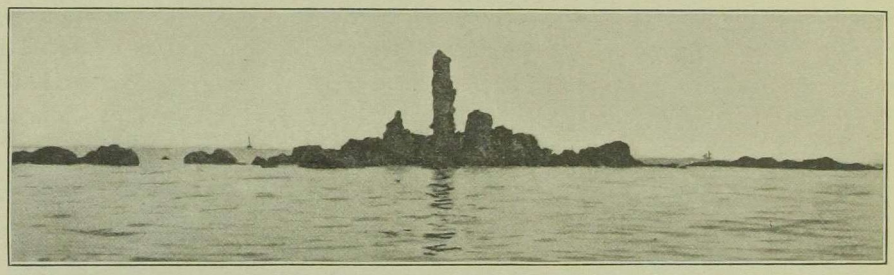


Fig. 61. Klippen von Miniscola.
Schlacken X.

IV, VII. Es folgen südlich von der Montagna d'Innocenzo längs des Meeres in der Cala dell' Inferno oberhalb des grauen Tuffes Nr. III, der 5 m mächtig ist, und mitten in den Tuffen VI und VIII zwei ziemlich lange Linsen von Konglomerat und von vulkanischer Breccie, die wir alsbald besprechen werden, mit folgender Lagerung: über dem grauen Tuff Nr. III liegt eine erste Bank von Konglomerat IV, 3 m mächtig, dann folgen 4 m grauer Tuff VI, dann eine andere Konglomeratbank VII, 4 m mächtig, wieder eine Tuffbank VIII, die 2 m mächtig ist.

IX. Diese wird von einer letzten Konglomeratbank IX bedeckt, die durch ihre Mächtigkeit und die komplizierte Zusammensetzung größere Aufmerksamkeit verdient. Man kann sie gut beobachten, wenn man von der Landseite die Montagna d'Innocenzo besteigt. Dort trifft man oberhalb des grauen Tuffes III, VI, VIII mit einem sehr deutlichen Absatz eine nicht zusammenhängende Breccie mit bis zu $\frac{1}{2}$ cbm großen Stücken von sehr verschiedenem Aussehen an, die eckig sind, aber doch Spuren einer wahrscheinlich durch Wasser hervorgerufenen Abrollung zeigen, und mit einem dunklen Tuff umhüllt sind. Darunter finden sich wenige Stücke schwarzer oder roter Schlacken und verschiedene helle Trachyte, die den Sanidiniten des M. Olibano gleichen, auch schwarze, wie die Flammen des Piperno, ferner solche die etwas blasig und glasig sind und zahlreiche Einschlüsse von Plagioklas, besonders von Anorthit mit wenigem Labradorit und noch seltener auftretendem Sanidin mit welliger Auslöschung, der wieder Magnetit einschließt, enthalten, ferner von Augit mit außergewöhnlich schwachen Interferenzfarben wegen der schon begonnenen Zersetzung und mit Gaseinschlüssen, selten von Ägirinaugit, von Biotit und Magnetit in wenigen aber großen Kristallen. Das Glas in der Grundmasse dieser schwarzen Trachyte hat eine deutlich fluidale Struktur, die sich auch in dem Wechsel heller, durch die beginnende Kaolinisierung meist opaker Schichten mit durch die Limonitisierung der Opacite dunkelbraunen ausdrückt, und enthält wenige kleine Mikrolithen von Sanidin und Überbleibsel von Feldspat-Sphärolithen.

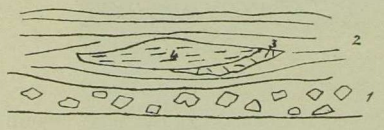


Fig. 62. Östlich von der Torre Fuma.
1. Museumsbreccie; 2. gelber Tuff; 3. aschgraue, gelbliche, dunkle Schlacken; 4. dunkelgrauer, augitischer Tuff.

Ferner kommen sehr große Bimssteine, welche schon Kalkowsky bemerkt hat, und sehr schwarze Obsidiane von gelber bis grünlichgelber Farbe im durchfallenden Lichte, zuweilen mit aschgrauen Zonen, in sehr großen Stücken vor, die bisweilen breccienartig sind und kleine eckige Stücke von Trachyt, der entweder hell und mikrokristallinisch oder sehr reich an Sanidin ist, und von rotem Tuff einschließen. Diese Obsidiane wurden schon von Deecke[1]) und Abich erwähnt; letzterer beobachtete, daß sie sich in Weißglühhitze, wie die anderen der Phlegräischen Felder, schnell aufblähen und in Bimsstein verwandeln. H. S. Washington[2]) redet von schwarzen, glasigen Obsidianen des M. di Procida nach Cumä, in deren Grundmasse kleine Kristalle von Sanidin beobachtet wurden mit einer Struktur, die derjenigen ähnelt, welche er keraunoidisch nennt, die von Nadeln von Sanidin, welche von einem Hauptkristall ausstrahlen, gebildet wird. Der Obsidian erweist sich unter dem Mikroskop aus einer vollständig glasigen, durchscheinenden Masse zusammengesetzt, meist ohne Opacite und mit einer sehr feinen fluidalen Struktur mit Fäden, die kaum dunkler sind und die fremden Fragmente und auch Kristalle von vorherexistierendem Feldspat, nicht immer auch Kristalle von Augit umschließen. Er zeigt viele Ähnlichkeiten mit den glasigen Schlacken von S. Maria al Monte und S. Maria del Pianto. In einigen Exemplaren kommen 1. sehr dünne Mikrolithen vor, bis 19 μ lang, mit sehr schwachen Interferenzfarben, wahrscheinlich von Sanidin; von ihnen ist bisweilen nur der Abdruck übrig geblieben; um sie herum finden sich zuweilen feine, unregelmäßige Zonen von Opaciten; 2. grobe Kristalle von Magnetit; 3. gröbere Kristalle, die aber nicht immer vollständig sind, von Augit, die meist den Magnetit begleiten; es gewinnt aber nicht den Anschein, als ob letzterer aus der Resorption jener hervorgegangen wäre, vielmehr bildete sich der Augit durch das im Überschuß vorhandene Eisenoxyd. 4. sehr selten kommt Glimmer vor. Die groben Einsprenglinge gehören der ganzen Reihe der Feldspate an und sind reich an bisweilen weißen opaken Glaseinschlüsssen, die in Zonen verteilt sind; meist besitzen sie eine deutlich polysynthetische Struktur mit lebhaften Interferenzfarben und nicht sehr großen Auslöschungswinkeln. Einige Kristalle von zonarer Struktur sind im Kern saurer mit Übergang vom Oligoklas (Auslöschungswinkel auf (010) 11° 5′) zum Anorthit (Auslöschungswinkel 39—47°); in anderen kommt man vom Sanidin zu einer Hülle von Albit. Andere Kristalle weisen infolge ihres Auslöschungswinkels von 22° zur Zone *P:M* auf Labradorit hin. In anderen Exemplaren von Obsidian, in denen man gröbere Einsprenglinge nicht bemerkt, scheint Plagioklas zu fehlen. Dort kommen große Mikrolithen von Sanidin vor, meist in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz mit verschiedenen Auslöschungsrichtungen auf verschiedenen Zonen. Häufiger sind die viel kleineren, idiomorphen, immer sehr scharfen Kristalle von grünem Ägirinaugit, die leicht pleochroitisch sind von gelbgrün nach grasgrün und sehr geringe Absorptionsdifferenz zeigen, mit wenig lebhaften Interferenzfarben, bisweilen in Zwillingen, mit zwei Spaltungsebenen, die aber sehr wenig deutlich sind, nach dem Prisma und nach einem Pinakoid; der Winkel c:c beträgt 60°; zuweilen mit Zonen, die kaum einen größeren Auslöschungswinkel besitzen, von Ägirin. Ich habe auch achtseitige Kristalle von Ägirin, mit einem Auslöschungswinkel von 69°, gefunden. An einigen Stellen kommt auch Augit in prismatischen Kristallen und mit einem Auslöschungswinkel von 41° auf (010) vor. Ein Kristall war von einem Hornblendekristall durchdrungen, beide hellgrün mit gemeinsamer Vertikalachse und Symmetrieebene. Die Spaltungsebenen sind in der Hornblende, nicht aber im Augit deutlich zu bemerken; der Pleochroismus ist größer in der Hornblende. Die Differenz in der Absorption ist in ersterem größer, in letzterer kleiner. Die Interferenzfarben sind

[1]) Deecke, Fossa Lupara, S. 169.
[2]) H. S. Washington, Ischian trachytes. (Amer. journ. of sc. 1896, S. 381.)

sehr lebhaft im Augit, sehr schwach in der Hornblende. Der Auslöschungswinkel auf (010) ist 39° im ersten, 15° im zweiten. Magnetit kommt in Oktaedern und in Würfeln vor, ist aber wenig häufig.

Scacchi[1]) erwähnte Leucitophyre von verschiedenem Aussehen, die in den Phlegräischen Feldern sonst nur bei S. Maria del Pianto gefunden worden wären. Kalkowsky[2]) sagt ausdrücklich, daß er leucithaltiges Gestein nicht angetroffen habe. In Wirklichkeit findet man zahlreiche Fragmente von phonolithoidem Leucittephrit ähnlich denjenigen von Tavolato und anderen Orten des Vulkans von Latium, ausgezeichnet durch reichlichen Sanidin in der Grundmasse und zuweilen unter den Einsprenglingen, und Anorthit, nebst spärlicherem Augit und eventueller Anwesenheit von Nosean. Das Gestein ist meist aschgrau, hell oder bläulich mit Einsprenglingen von dunkelgrünem Pyroxen und mit weißen, bis zu 5 mm großen Gruppen von Kristallen von Leucit, die weißbläulich oder gelblich, undurchsichtig sind und rosettenförmig um Kristalle von Magnetit herum verteilt, der mehr oder weniger zersetzt ist, oder von Pyroxen. Unter dem Mikroskop zeigt sich glasige Basis in der Grundmasse nur sehr selten oder gar nicht; man findet:

1. Allotriomorphe Blättchen oder feine Kristalle, selten Nadeln von Sanidin, meist einfach, seltener verzwillingt nach dem Karlsbader und dem Manebacher Gesetz, mit sehr schwachen Interferenzfarben und Auslöschung von 0°.

2. Einen Filz von größeren, aber nicht häufigen Mikrolithen von Labradorit, Bytownit, seltener von Anorthit, welche 14—20 μ lang und 5 μ breit sind, manchmal aber auch noch größer werden und dann isoliert liegen und idiomorph sind. Alle sind wohl erhalten und mikrotinartig mit polysynthetischer Struktur mit breiten Lamellen und lebhaften Interferenzfarben. In einigen Exemplaren finden sich Sphärolithe, die aus fünf, sechs und mehr Kristallen von Plagioklas bestehen, welche sich unregelmäßig durchdringen und radialstrahlig angeordnet sind. Mikrolithen von Sanidin kommen bisweilen gar nicht vor, dagegen sind diejenigen von Labradorit sehr zahlreich mit dem konstanten Auslöschungswinkel von —22 bis 23°30′ auf (010) und von 6—13° auf (001); selten sind Mikrolithen von Anorthit. Feldspat-Einsprenglinge fehlen in einigen Bruchstücken, in anderen sind sehr selten Sanidin und Plagioklas, in anderen findet man nur Anorthit oder Labradorit. Einige Kristalle haben eine regelmäßige zonare Struktur, sie sind an der Oberfläche entweder mehr sauer oder mehr basisch. Einige sind zertrümmert mit verschobenen, aber doch nahe beieinander liegenden Bruchstücken, oder sie sind nur gekrümmt. Es kommt auch undulöse Auslöschung vor. Sie enthalten Mikrolithen von Apatit.

3. Augit fehlt zuweilen vollständig, besonders in Mikrolithen. Es finden sich jedoch wenige, aber große Einsprenglinge von basaltischem Augit mit $c:c = 54°$ und einem Auslöschungswinkel von 46° auf (010); sie sind rissig, mit schwachen Interferenzfarben neben den Spalten wahrscheinlich infolge der Entfernung von Eisenoxyd.

4. Mit Augit verwachsene Kristalle von brauner Hornblende oder der grünen Hornblende ähnlich, dunkelgrün und pleochroitisch, die unter 6° gegen die Linien der Spaltbarkeit nach (110) auslöschen, mit Einschlüssen von Labradorit und Apatit und häufigeren Glaseinschlüssen als im Augit.

5. Seltene große Kristalle von Magnetit, welche an Augit angrenzen oder den Leuciten als Kern dienen, und zerstreute Mikrolithen, die manchmal in prismatischer Form, als ob sie in Kristallskeletten von Glimmer lägen, zusammengehäuft und in braunen oder gelblichen Limonit zersetzt sind, der dem Gestein die Farbe verleiht, seltener in Hämatit.

---

[1]) Campania, S. 244.

[2]) Der Leucitophyr vom Averner See. (Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1878, S. 727.)

6. Der Leucit, der oft in zwei Generationen, ohne Doppelbrechung, einen großen Teil der Masse bildet, ist durchscheinend, isotrop, und die Schnitte sind idiomorph, meist aber unregelmäßig und zuweilen abgerundet.. Es kommen auch allotriomorphe Körner vor. Meist sind die Kristalle zu verschiedenartigen Gruppen angeordnet, seltener kommen sie isoliert vor. Sie sind stets von sehr unregelmäßigen Spalten durchzogen, die zuweilen Eisenoxyde enthalten; die Masse zwischen den Spalten wird bisweilen von konzentrischen kleinen Kugeln mit perlitischer Struktur eingenommen, welche sicher Stadien der Zersetzung entsprechen. Einige Risse sind von sehr feinen Kaolinanhäufungen mit ziemlich lebhaften Interferenzfarben ausgefüllt, die durch Zersetzung entstanden sind. Es finden sich auch sehr feine Einschlüsse eines optisch zweiachsigen Minerals, das wahrscheinlich Augit ist.

7. In einigen Exemplaren habe ich quadratische Schnitte gesehen, die wenig durchsichtig und rötlichweiß in reflektiertem Lichte waren, mit einem breiten Saum und einigen Flecken von braunem Eisenhydroxyd. Ich glaube, daß es sich um Nosean handelt.

8. Biotit kommt nur in einigen Exemplaren manchmal in sehr dünnen Schuppen vor und ist dann ziemlich stark in Limonit zersetzt, manchmal tritt er auch häufiger auf und stets von Mikrolithen von Magnetit begleitet.

An manchen Exemplaren von Leucittephrit, in denen die Veränderung durch Wasser und vielleicht durch die solfatare Tätigkeit ziemlich weit vorgeschritten ist, wird der Plagioklas begleitet oder ersetzt durch eine weiße Masse, die wenig durchsichtig ist, keine Spuren von Spaltbarkeit aufweist und bei schwacher Vergrößerung für Glas gehalten werden könnte. In jedem Kristall, der zu einem Skelett reduziert ist, sind die Einschlüsse und die Sprünge mit dieser Masse erfüllt, welche manchmal auch einen ziemlich scharf begrenzten Kern im Innern bildet. Diese Masse setzt sich bei starker Vergrößerung aus Aggregaten und irisierenden Rosetten mit schwacher Doppelbrechung zusammen und ist daher von Muskowit verschieden und dem Kaolin zuzurechnen. In solchem Gestein bemerkt man also den Beginn der Veränderung der kalkhaltigen Feldspate.

Einige Fragmente desselben Leucittephrits verdienen noch eine besondere Beachtung. Sie sind kompakt, von aschgrauer Farbe, mit sehr feinen weißen und schwarzen Flecken und zeigen kaum irgend einen dunklen Kristall von Hornblende, dagegen viele Poren, die von schwarzen Konkretionen von Hämatit und Kristallen von kupferrotem Biotit, von Orthoklas, von Anorthit und wahrscheinlich auch noch von anderen Mineralien eingenommen werden, welche von einer feinen weißen Patina bedeckt sind. Unter dem Mikroskop besteht die Grundmasse aus Mikrolithen von Labradorit, selten von Anorthit, denen sich zahlreiche kubische Mikrolithen von Magnetit, die sich zuweilen in Hämatit umgewandelt haben, und außerdem auch zahlreiche Mikrolithen einer besonderen Varietät von Augit zugesellen. Es sind das einfache prismatische Mikrolithen, weil sie gegen die Symmetrieebene gesehen die Endflächen (111) aufweisen; sie sind fast durchsichtig, grünbläulich und fast gar nicht pleochroitisch mit einer sehr schwachen Absorption und kräftigen Interferenzfarben. Soweit man die Auslöschung beobachten kann, so beträgt der Winkel auf (010) 38° und 44°, meist aber 46°. Die Farbe dieser Kristalle, die vielleicht auf einen kleinen Gehalt an Titan zurückzuführen ist, hat man sonst nicht in den Phlegräischen Feldern beobachtet. Die Einsprenglinge sind selten Sanidin, Biotit, der an den Rändern zersetzt ist, Leucit in groben Körnern und allotriomorphen Kristallen, aus denen fast die ganze Masse besteht, und braune Hornblende. Diese kommt in größeren Kristallen als die Augitmikrolithen vor und ist stark pleochroitisch mit c dunkelbraun, b gelblichbraun und a gelblichgrün mit sehr beträchtlicher Absorption $c > b > a$; sie gehört zu den ältesten Ausscheidungen aus dem Magma. Die schon erwähnten, den Poren entsprechenden Konkretionen von Hämatit sind im auffallenden Lichte braun oder rötlich mit deutlicher, konkretionärer Struktur mit feinen

parallelen Zonen, opak in dickeren Schliffen, von roter Farbe im durchfallenden Lichte in den dünneren Präparaten. Die Varietät des Augits unterscheidet dies Gestein von anderen.

Eine der bemerkenswertesten und sonst nicht vorkommenden Gesteinsarten der Phlegräischen Felder findet sich in den Breccien; es ist das ein grünlicher, kompakter Trachyt mit groben Einsprenglingen von Pyroxen und von Amphibol, die charakteristisch sind. Unter dem Mikroskop ist die helle durchscheinende Grundmasse sehr glasig, mit unzähligen Nadeln von Sanidin, welche unter 0° auslöschen. Einige größere Kristalle, welche nur selten vorkommen und unter 14° auslöschen, könnten Labradorit sein. Man könnte behaupten, daß der Pyroxen und der Amphibol drei Generationen angehören. Sie besitzen beide beinahe die gleichen Eigenschaften, sind hellgrün, mit Glasglanz bis harzig glänzend, in dünnen Schnitten sehr hell, fast farblos und durchscheinend, fast ohne Pleochroismus, der etwas größer in dem Amphibol ist. Die etwas längeren prismatischen Kristalle sind besonders an der Basis korrodiert; sie sind manchmal zerbrochen, im Magma verschoben und fluidal verteilt.

Der Augit kommt meist in sechs- oder achtseitigen Schnitten vor. In den Schnitten der Zone 001:100 geben die Spaltungsrisse, die gewöhnlich wenig regelmäßig sind, rhombische Figuren mit einer Auslöschung, die stets zu jenen Rissen geneigt ist. In den senkrecht zu der Achse des Prismas stehenden Schnitten kreuzen sich die Risse fast senkrecht, in den Schnitten der Zone des Prismas sind die Spaltungsrisse parallel und gewöhnlich regelmäßig. Es kommen auch Zwillinge vor nach (122) und (101). Die Interferenzfarben sind sehr lebhaft, besonders in den mehr zersetzten Kristallen und verschieden in Teilen des Kristalls längs den Spaltungsflächen und nach außen zu. Der Auslöschungswinkel beträgt zwischen 39° und 54°.

Der Amphibol bietet sich stets in leistenförmigen kleineren Prismen dar, die häufig Zwillinge nach (100) mit deutlicher Spaltbarkeit sind. An der Basis sind sie unregelmäßig und in Fasern aufgelöst. Die Interferenzfarben sind wenig lebhaft, meistens gelblich und grünlich, etwas bunter an den Spaltungsflächen und an der Oberfläche. Gegen die Spaltungslinien ist der Auslöschungswinkel sehr beständig 0°—22°, selten bis zu 25°. Diese Kristalle, die man eher für Aktinolith als für Hornblende halten möchte, gehören meist der zweiten Erstarrung an, zwischen der ersten der großen Kristalle von Augit, und der dritten, in welcher sie zu Mikrolithen meist von Augit reduziert wurden, was bei den Amphibolen selten vorkommt. Einschlüsse gibt es nicht. Häufig treten Körnchen und schwarze Würfelchen von Magnetit auf.

In denselben Breccien gibt es Massen von gelbem oder dunklem Tuff, die bisweilen durch die Hitze rötlich geworden sind. Als wir die Stelle besichtigten, fand De Lorenzo einen einzigen Auswürfling von rötlichem Kalk, der teilweise dicht, teilweise kristallinisch und etwas umgewandelt war mit grünen, vielleicht chloritischen Häutchen. Am Fuße des Absturzes, wo die Breccie zu Tage tritt, fanden wir dann etwas abgerollte, nicht große Stücke von brecciösem Tuff und darin Pecten und andere Bivalven, sehr gut erhalten und von sehr frischem Aussehen; in anderen Stücken fand man Cladocora caespitosa Ed. et H. Wir konnten uns nicht entschließen, zu entscheiden, ob sie, was wahrscheinlich ist, von dem Absturze herrühren, oder ob sie als Ballast von irgend einer Barke hergebracht sind. Deecke erwähnt auch, daß er Tuffstücke gefunden hat mit marinen Mollusken[1]).

Nach oben zu sind die fragmentartigen Stücke selten, und der etwas dunkle Tuff waltet vor. Die Mächtigkeit der Breccie an der Montagna d'Innocenzo beträgt im ganzen ungefähr 8 m. Die höhere Konglomeratenbank (IX) ist auch beständiger, aber im allgemeinen bilden diese Konglomerate Linsen, die mehr oder weniger unterbrochen sind, indem sie

[1]) Deecke, Geol. Führer durch Campanien, S. 97.

entweder zusammenfließen oder getrennt sind. Bei der Punta dell' Inferno verschmälern sich die beiden Bänke IV und VII so, daß die untere (IV) sich auf 1 m reduziert, die obere (VII) auf 0,50 m. Bald darauf hören sie auf, um von Neuem zu erscheinen, wahrscheinlich mit der höheren Bank IX bei der Marina di Acqua morta unterhalb des Friedhofes des M. di Procida in horizontalen Schichten von ziemlicher Mächtigkeit vereinigt. In diesen Konglomeraten kommen einige grobe Gerölle vor, die eine teilweise Abrollung im Meere bekunden. Östlich von der Torre Fuma am Strande gegen den Schiavone verschwinden die Konglomerate, aber die Schichten steigen wieder mit bemerkenswerter Neigung gegen O empor, auf der Seite von Miniscola erscheinen sie wieder auf eine kurze Strecke gegenüber den Klippen von Schiavone auf eine Höhe von 6 m über dem ziemlich mächtigen grauen Tuff, und sie sind wahrscheinlich die Äquivalente für die höhere Bank IX an der Montagna d'Innocenzo; weiterhin hören sie gänzlich auf.

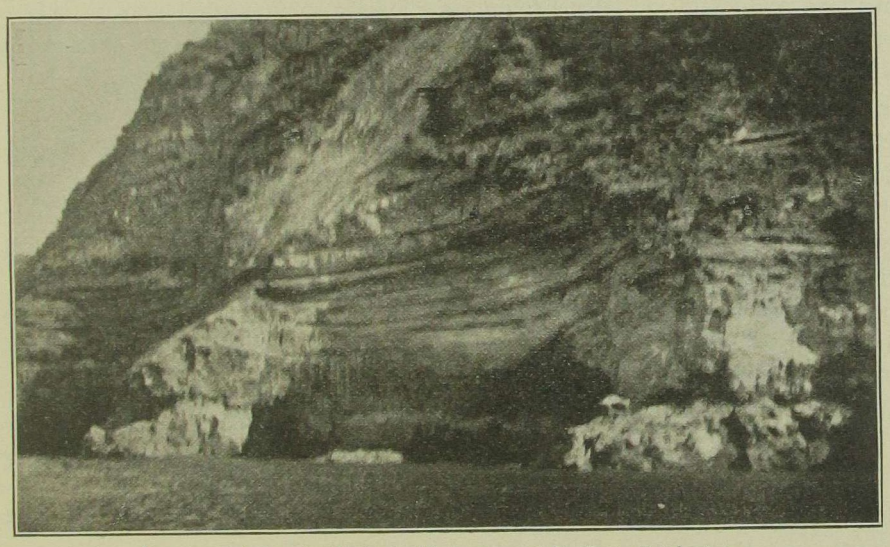


Fig. 63. Zwischen der Montagna d'Innocenzo und der Punta di Palombara.
Grauer Tuff II, VI, VIII, Schlacken V, Breccie IX.

V. Zwischen den zwei schon erwähnten Schichten von Tuff III und VI—VIII kommt zwischen der Montagna d'Innocenzo und der Punta di Palombara eine isolierte 2 m mächtige und 20 m lange Linse zum Vorschein. Sie besteht aus schwarzen blasigen breccienartigen Schlacken, welche jünger sind als diejenigen, die wir früher besprochen haben, und die südlich an einigen anderen Punkten längs des Meeres wieder auftreten. Diese Schlacken sind hellgrau, feinkörnig, kompakt, häufig ohne sichtbare Einsprenglinge oder noch öfter dunkelgrau, sehr blasig und glasig. Die kompaktesten erscheinen unter dem Mikroskop ziemlich glasig, reich an Bläschen, mit fluidaler Struktur, insbesondere wenn große Einschlüsse fehlen. Das Glas ist reich an Körnern und Würfelchen von Magnetit, die manchmal mit einem Hof von Limonit, der ihn braun färbt, umgeben sind, oder es ist durchsichtig und reich an Nadeln, die etwas gekrümmt sind oder in Büscheln oder Keraunoiden auftreten, von Feldspat, zuweilen in Zwillingen, mit Bruchstücken, in denen die Mikrolithen doppelt so groß sind. Sanidin kommt sehr selten vor, wir haben hier Anorthit vor uns mit einem Auslöschungswinkel von 36° und mehr. Der Augit kommt in Mikrolithen mit charakteristischem Auslöschungswinkel und sparsam in größeren Kristallen vor. Häufiger ist grüne Hornblende in ziemlich großen Kristallen, nach (110) verlängert, mit einem Auslöschungswinkel von 3° auf dem Prisma und einem Pleochroismus von hellgrün nach gelblich und dunkelgrün, mit Einschlüssen von Magnetit.

Die dunklen blasigen Schlacken mit teils häufigeren, teils selteneren makroskopischen Einsprenglingen von Feldspat, auch von Biotit, seltener von Augit, bestehen größtenteils aus hellerem oder durch zahlreiche Opacite dunklem Glas, das bisweilen infolge beginnender Zersetzung wolkig geworden ist, mit perlitischer Struktur mit Sphäroiden, wie in den schwarzen Bestandteilen des Piperno und den Schlacken der Senga und des M. Nuovo, ohne deutliche Spuren von Fluidalität, abgesehen von einer zuweilen auftretenden parallelen Verteilung der perlitischen Massen, von der Anordnung der Blasen oder von einem seltener vorkommenden Wechsel der teils hellen, teils durch Opacite dunklen Glaszonen. Die Perlite, welche reich an hellbraunen Opaciten sind, werden oft von sehr regelmäßigen Sechsecken oder Vierecken oder von langen oder kurzen Kurven begrenzt, die in Reihen verteilt und von braunen Opaciten oder von sehr feinen Körnern vielleicht von Magnetit begrenzt sind. Die Kugeln sind echte Sphärokristalle (sphérolithes à extinction der französischen Petrographen), die meistens vereinzelt in der Gesteinsmasse liegen oder dicht gedrängt auftreten; die kleineren sind oft unvollständig. Besonders im Mittelpunkt sind die schwarzen oder dunkelbraunen Opacite häufig, die nach außen zu infolge der Zersetzung in Limonit rötlichbraun oder gelblich werden. Die Sphärolithe überwiegen, wenn auch nicht ausschließlich, in dem helleren Teile des Glases. Manchmal sind sie in den perlitischen Teilen wenig sichtbar, obgleich die dunklen Kreuze sich in perlitischen und nichtperlitischen Teilen ohne Unterschied finden. In vielen Exemplaren mit sphäroidaler Struktur fehlen sowohl die Sphärolithe als auch Perlite. Unter den Mikrolithen finden sich Magnetit mit Flecken von Hämatit, häufiger aber von Limonit, und Augit unter denselben Bedingungen, wie in den hellen Schlacken, welche wenig glasig sind und vorher beschrieben wurden. Die im Mittel 3 μ langen Augite sind schwach pleochroitisch von gelbgrünlich nach entschiedenem gelb hin. Der Auslöschungswinkel auf (010) schwankt zwischen 42° und 56°. Ein Zwillingskristall nach (100) kam vor. Seltener kommen sie mitten in den Perliten als anderswo vor. Einen einzigen gelbgrünen habe ich gesehen, pleochroitisch nach blaugrün, der vielleicht Arfvedsonit war. Sehr selten ist Biotit. Manche Stellen sind reich an weißem oder blauem Hauyn mit blasigen Einschlüssen und Magnetit. Es findet sich weiter Sodalith in Würfeln oder Hexagonen mit Einschlüssen von Magnetit. Unter den isolierten Mikrolithen fehlt Feldspat, der in den Sphärolithen vorhanden ist. Wenn die Sphärolithe fehlen, so kommen kleinere Kristalle von Feldspat vor, welche nicht die Form von nadelartigen Mikrolithen haben und Anorthit sind. Der Feldspat überwiegt in den größeren Einsprenglingen bis zu 1 cbm. Unter diesen habe ich selten Sanidin angetroffen, überwiegend dagegen Anorthit. In den Schnitten, welche der Zone (001):(100) angehören, habe ich gefunden, daß der Auslöschungswinkel gegen die Ebene (010) bis 82° steigen kann. In einigen Kristallen ist der innere Teil saurer als der äußere. Meistens beträgt der Winkel der Auslöschung längs der Verlängerung 35°, zuweilen 46° und 48°. Einige Feldspatkristalle sind von einer Aureole von braunen Opaciten umgeben, als ob sie alle die Opacite, welche anderswo in den Sphäroiden vorkommen, eliminiert hätten. Einschlüsse von Apatit sind häufig.

In den Schlacken kommen häufig sehr kleine, fragmentarische, eckige Einschlüsse vom grünen Tuff des Epomeo oder von einem mikrokristallinischen, kompakten, weißen, dunkelgrauen oder rötlichgrauen Trachyt vor, der an Mikrolithen von Sanidin in einer spärlichen glasigen Grundmasse reich ist.

Dieselben Schlacken kommen wieder vor am südlichen Ende der Bucht der Marina di Acqua morta, aber nicht mehr mitten im Tuff, sondern mitten im Konglomerat IV, VII, IX, welches an Stelle des Tuffes auftritt. Das Eruptivgestein kommt dort in weniger schlackigen, mehr kompakten Fragmenten vor. Eine letzte Linse existiert unterhalb De Manzi, südlich von Acqua morta und nördlich von der Punta di Torre Fuma.

X, XI. Während im N gegen die alte Öffnung des Fusaro der gelbe Tuff die höheren Konglomerate IX und einige Spuren von darüber liegendem grauen Tuff XI mit großer Diskordanz überlagert, die einen bemerkenswerten Unterschied im Alter anzeigt, bedeckt dagegen im S, nach dem Strande von Miniscola hin, derselbe gelbe Tuff dieselben Konglomerate vollkommen konkordant. Ungefähr 0,50 m über dem Konglomerat kommt im gelben Tuff östlich von der Torre Fuma eine ausgedehnte Linse von anderem, dunkelgrauen Tuff vor (XI), der sehr reich an Augit und Magnetit und demjenigen ähnlich ist, der in sehr ausgedehntem Maße weiter unterhalb vorkommt. An der Basis zwischen diesem und dem gelben Tuff erscheint eine andere sehr kleine Linse mit gewöhnlichen trachytischen Schlacken X. Die Schlacken sind nicht bemerkbar an der Seite der Montagna d'Innocenzo, und der

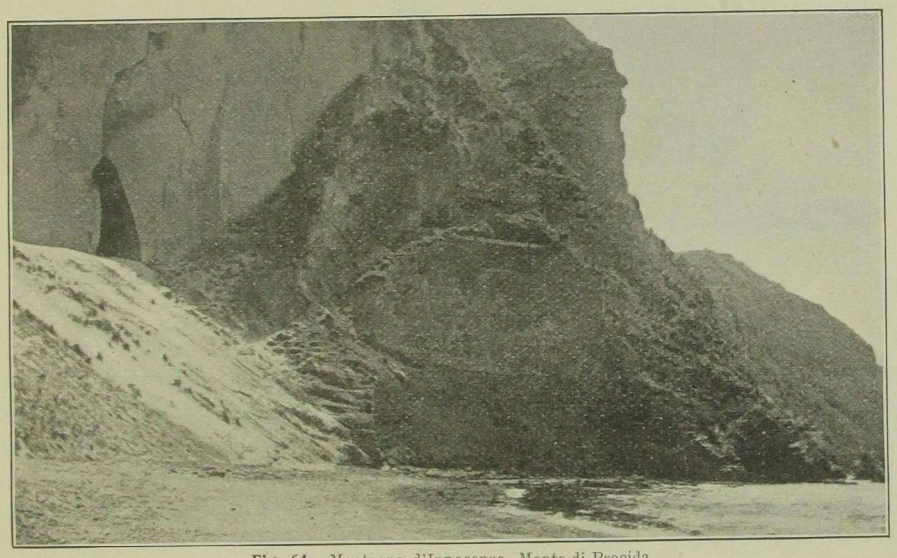


Fig. 64. Montagna d'Innocenzo, Monte di Procida.
Grauer Tuff III, VI, VIII, XI; Breccie IX; Gelber Tuff XII.

graue Tuff erscheint dort in geringer Mächtigkeit über dem Konglomerat IX. Daraus geht hervor, daß dort der gelbe Tuff das höhere Konglomerat diskordant bedeckt. Nicht weit davon, mehr nach Osten zu, gegen die Klippen des Schiavone bilden die Schlacken eine 2 m mächtige Bank, die wenig Zusammenhang besitzt, über dem Konglomerat IX; sie werden von einem 3—6 m mächtigen, sehr weißen Tuff bedeckt, ähnlich dem oberhalb des Piperno von Soccavo und Pianura. Auch die Klippen von Miniscola, der Schiavone oder die Pietre nere werden von denselben Schlacken gebildet, die etwas mächtiger sind und oben Fragmente von grauem Tuff enthalten. Die Korrosion des Meeres hat diese Klippen in bizarrer Weise geformt, so daß sie Obelisken oder Türmchen ähneln (Vgl. Fig. 16, S. 55).

Scacchi sagt, indem er diese Schlacken beschreibt, daß sie gebildet seien von einem »trachite nera cospersa dei soliti cristalli di feldspato vitreo . . . É in parte litoidea ed in parte vitrea e le due varità si tramutano per gradi insensibili l'una nell' altra«. Breislak erwähnt auch die grauen Bimssteine, welche sich am Schiavone finden mit langen Fasern von holzartigem Aussehen[1]).

Diese Schlacken erlangen ihre größte Mächtigkeit im M. di Procida im SO, wo der sandige Strand längs des Mare Morto anfängt. Scacchi beschreibt (S. 243) sie als eine »congerie di pezzi trachitici di colore bigio turchiniccio ed alquanto scoriacei«, man bemerkt nicht »ove finisce inferiormente«. Das Gestein, welches dem vorhergehenden

[1]) Essais min., S. 223.

ähnelt, »di rado offre qualche cristallo ben determinato di feldspato ed invece suol contenere di tanto in tanto taluni cristalli bigi allungati in forma di prismi quadrati«.

XII. Alle besprochenen Massen werden mit oder ohne Diskordanz von gelbem Tuff bedeckt, welcher überdies beinahe den ganzen M. di Procida bildet, mit Ausnahme des tieferen Teiles im NO, wo er vom rezenten grauen Tuff bedeckt ist. Der gelbe Tuff am Monte d'Innocenzo (Fig. 32 S. 83) liegt diskordant über den Breccien, fällt 25° nach O 20° S ein und ist 20 m mächtig. Er enthält Stückchen des gewöhnlichen schwarzen Trachyts und

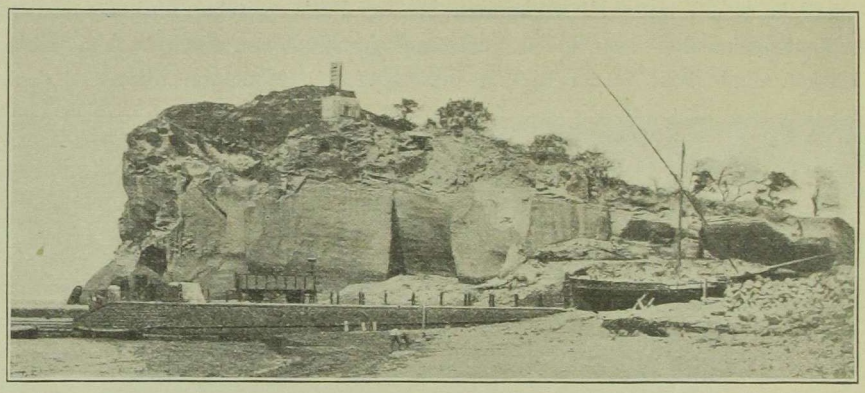


Fig. 65. Torre Gaveta.
Gelber Tuff XII.

von gelbem Bimsstein und einige wenige Stücke bis zum Durchmesser von 2 dcm von dem grünen Tuff des Epomeo auf Ischia. Er nimmt auch das ganz nahe gelegene Vorgebirge von Torre Gaveta ein (vgl. Fig. 32 S. 83), wo er 18° nach NO einfällt, und an seinem Fuße bemerkt man kein anderes älteres Gestein. Wo die Wellen ihn überfluten, bekommt er eine schwarze Farbe mit schlackenartigem Aussehen, so daß man ihn von weitem für eine Schlackenanhäufung halten könnte. In den oberflächlichen Teilen bei der Torre Gaveta ist er etwas aufgelockert und zersetzt, so daß er einige Ähnlichkeit mit dem grauen Tuff gewinnt. Dort erreicht er die Mächtigkeit von 33 m. Auf der Halbinsel des M. di Procida steigt er bis zu 145 m empor.

Der M. di Procida ist also, was schon Walther[1]) vermutete, der letzte, äußerste, östliche Teil eines bedeutenden Vulkans, der sich einst nach WSW in das Meer ausdehnen mußte. Die Natur des größten Teiles der von vielfachen vulkanischen Zentren, die sich in dem benachbarten Meere erhoben, herrührenden Konglomerate, die Spuren von Abrollung im Wasser zeigen, beweist, daß der Vulkan größtenteils submarinen Ursprungs war. Der Vulkan war größtenteils ein Tuffvulkan, aber nicht weniger als drei Schlackenausbrüche wechselten mit den Tuffen ab. Die Schlacken stimmen in ihrer Beschaffenheit vollkommen mit denjenigen des Monte Nuovo und besonders der Senga überein, abgesehen davon, daß die Kalknatronfeldspate viel häufiger sind, und daß bei einigen Exemplaren die Hornblende vor dem Augit vorherrscht, die sich vielleicht durch besondere pneumatolytische Phänomene gebildet hat. Obgleich die Wellen den Krater zerstört haben, so findet sich doch keine Spur von Gängen und von Spalten, die von Laven durchflossen und erfüllt wurden. Die Ansicht von Scacchi, daß die Schlacken den Tuff des Berges in die Höhe gehoben hätten, ist natürlich unrichtig.

[1]) Walther und Schirlitz, a. a. O. S. 313.

XXV. Arco Felice und Monte del Gaudo.

Der Monte del Gaudo oder San Severino, welcher eine kleine Bergkette bildet, die nur wenig mehr als 50 m hoch ist, besteht gänzlich aus gelbem Tuff, in dem sich im Altertum verschiedene Gruben befanden. In ihm finden sich eingeschlossen Fragmente von grünem Tuff, selten schwarze kompakte Trachyte und noch seltener graue kristallinische: die Bänke sind beinahe horizontal. In dem äußeren und höchsten Teile finden sich in den alten Gruben der Grotta Varcara zahlreiche hellgraue Bimssteine, die größer als ein Apfel sind und dicht gedrängt liegen. Alle sind, wie gewöhnlich, etwas zersetzt; sie kommen zusammen mit kleinen und seltenen Fragmenten von Obsidian, grauen Schlacken und grünem Tuff vor. In der ganzen Umgegend des Monte del Gaudo steht grauer Tuff an, welcher zu ihm keine Beziehungen hat. Nach meiner und Günthers[1]) Ansicht handelt es sich um den letzten Rest eines weiten Kraters von gelbem Tuff, welcher sich nach S nach der Seite des M. Ruscello ausdehnte. Bei Arco Felice zwischen dem Averner See und Cumä befindet sich eine Bildung, welche derjenigen der Grotta Varcara ähnlich ist, so daß es sich vielleicht um einen Teil desselben Kraters handelt. Wenigstens finden sich in den höheren Bänken des gelben Tuffes auf einer Höhe von 8—9 m dieselben sehr zahlreichen Bimssteine, welche in den unterhalb befindlichen Tuffen fehlen. Zusammen mit den Bimssteinen kommen wenige Spuren anderer trachytischer Massen vor. Rings um den gelben Tuff von Arco Felice, dessen isolierte Bänke nach W einfallen, findet sich der graue Tuff. Die Schlacken des gelben Tuffes bei Arco Felice und bei der Grotta Varcara sind weniger zersetzt, als die aller anderen Orte, und daraus schließe ich, daß der Krater, von dem das die letzten Überbleibsel sind, unter die jüngsten des gelben Tuffes zu zählen ist. Die zahlreichen späteren Ausbrüche, welche den grauen Tuff erzeugten, und vielleicht die Korrosion des Meeres, haben die Züge des ersten Kraters zerstört.

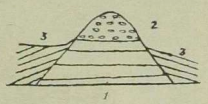


Fig. 66. Beim Arco Felice. 1. Gelber Tuff; 2. Bimssteine abwechselnd mit gelbem Tuff; 3. Grauer Tuff.

XXVI. Punta dell' Epitaffio.

Im Norden des Busen von Bajä von den alten Bädern bis unterhalb Mirabella bildet der steile Abhang die Punta dell' Epitaffio und den Küstensaum des östlichen Teiles des Lucriner Sees. Er besteht aus gelbem Tuff, dessen gewöhnlich horizontale, aber an einigen Punkten dislozierte Bänke ungefähr 100 m mächtig sind und schwach nach N einfallen. Dort öffnen sich die sog. Bäder des Nero oder die Thermen von Tritoli, offene Schwitzkammern der Römer, die von den heißen Wassern Nutzen zogen. Aus den Bodenspalten, in denen eine Temperatur von mehr als 30° herrscht[2]), steigen von Zeit zu Zeit Wasserdämpfe und wahrscheinlich auch Kohlensäure auf, weshalb die Gegend Moffetta genannt wird, und in Meereshöhe befinden sich meist Quellen von 80,5°[3]), die von einer Mischung süßen Wassers mit sehr viel Seewasser herrühren. Im Oktober 1856 fanden dort Guiscardi und Bornemann eine Temperatur von 80,5°, am 13. Januar 1862 fand Sainte-Claire Deville 87°. Als man den Tunnel für die cumanische Bahn baute, fand man dort Temperaturen von 80—93°[4]). Nicht weit von der Punta dell' Epitaffio sieht man

[1]) Günther, Phlegraean Fields, S. 423.
[2]) C. Sainte-Claire Deville, Les éman. volc. des champ. flégr., 1. Brief.
[3]) G. Guiscardi in C. Sainte-Claire Deville, a. a. O. 10. Brief.
[4]) W. Deecke, Geolog. Führer durch Campanien. Berlin 1901, S. 91.

mitten im gelben Tuff als einzigen Fall eine Tuffbank, welche bis auf die hellere Farbe dem lithoiden Tuff der römischen Campagna ähnlich ist, und welche aus sehr feinen Fragmenten von Bimsstein, Feldspaten, Pyroxen, Glimmer und Magnetit besteht. Unter dem Mikroskop besteht die Hauptmasse, die man Grundmasse nennen kann, aus einer feinen Masse von sehr kleinen Fragmenten, die meistens opak, gelb oder braun oder halbdurchscheinend und unregelmäßig verbunden sind ohne Zeichen von Fluidalität. An die größeren Fragmente jedoch schmiegt sich die Masse mit Parallelismus ihrer Komponenten so an, daß scheinbar fluidale Struktur vorhanden ist. In dieser Masse liegen einzelne Kristalle oder Gruppen der schon oben erwähnten Mineralien, die deutlich zerbrochen sind. Unter diesen habe ich Sanidin beobachtet, der stellenweise viel häufiger als Plagioklas ist, mit wenigen Glaseinschlüssen. Einige Kristalle, die auf (010) unter 9° auslöschen, sind wohl Natronsanidin. Ferner kommen besonders häufiger Bytownit vor, auch Labradorit, seltener Anorthit, hellgrüner Augit, Magnetit mit einem ausgedehnten Hof von Limonit bis zur völligen Zersetzung. Unter den fremden Gesteinsarten in Fragmenten habe ich reines durchscheinendes Glas bemerkt mit weißen opaken Stellen und unzersetzten Körnern von Magnetit, Überreste von glasigen, braungelben Schlacken, welche infolge der vollständigen Zersetzung opak waren, und kompakten weißen Trachyt mit Mikrolithen in fluidaler Verteilung von Sanidin, Augit, grüner Hornblende und Magnetit. Der obere Teil des Hügels besteht aus grauen Tuffen, welche von den Kratern des Averno und von Bajä ausgeworfen wurden. Es ist wahrscheinlich, daß der besprochene gelbe Tuff der letzte Rest eines alten Kraters ist, der sich nach dem Meere zu ausdehnte.

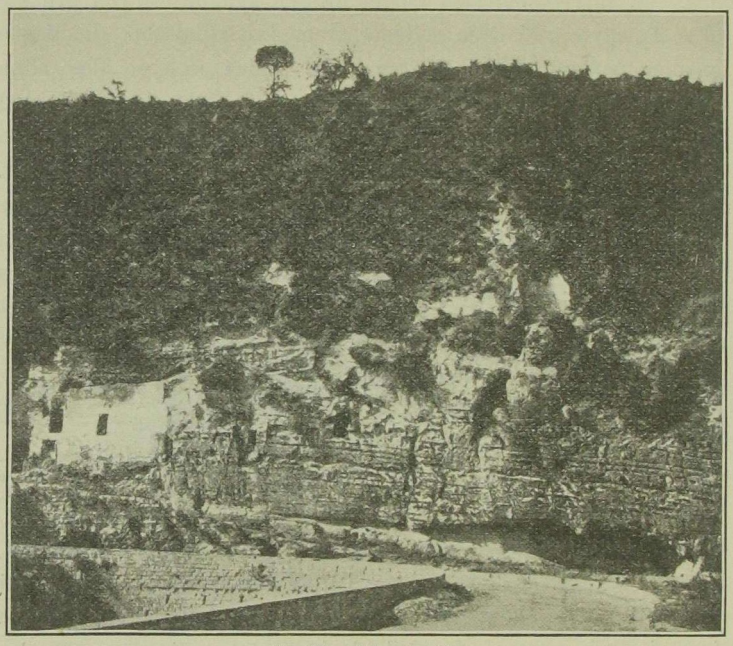


Fig. 67. Bäder des Nero.

XXVII. Pozzuoli.

Die Abstürze am Strande von Pozzuoli, von den Bädern della Pietra bis zur sog. Villa des Cicero, einschließlich des Hügels, auf dem Pozzuoli liegt, bestehen aus gelbem Tuff in horizontalen Schichten, wie ich dies schon bei Gelegenheit des M. Olibano auseinander gesetzt habe. Natürlich kann man nichts bestimmtes darüber aussagen, ob es sich um Reste eines Kraters handelt, welcher sich etwas nach S erstreckte oder vielmehr um Tuffbänke, welche von ferner gelegenen Kratern herrühren.

XXVIII. Krater, die von einigen Autoren angegeben werden.

Außer den erwähnten Kratern führt Breislak[1]) noch einige andere an, und obwohl er bei der Besprechung des Hafens von Miseno sagt »it ne suffit pas qu'un lieu ait une forme ronde ou elliptique pour le juger un cratère«, so erweist er sich doch in seinem ausgezeichneten Werke »persuadé du principe, que dans un pays volcanique toute colline d'une grandeur remarquable est un cratère, ou un fragment de cratère, toutes les fois que les matières qui la composent ne démontrent pas le contraire« (ebenda S. 40). Deshalb macht er aus jeder Vertiefung, aus jedem Tal und aus jedem Hügel in den Phlegräischen Feldern einen Krater. Es ist gewiß, daß es noch hier und da Ausbrüche gegeben hat, außer denen, die ich näher aufgeführt habe. Aber unter den Kratern, welche Breislak erwähnt, sind einige durch alte Schlackenausbrüche hervorgebracht, wie der von Cumä (S. 147); manche sind mit anderen vereinigt, wie z. B. der Monte degli Spini oder Spina (S. 62) mit dem von Agnano; wieder andere sind einfache Vertiefungen ohne kraterartigen Ursprung, wie der Lucriner See (S. 155) und der Fusaro (S. 174), noch andere können nur als Bodenerhebungen gelten und nicht als Krater, wie San Strato (S. 33) und Fuorigrotta (S. 47); andere sind Vertiefungen ungewisser Natur und ohne augenscheinlichen Charakter als Krater, so Capodichino (S. 20), und Pizzo Falcone (S. 28). Dieselben Zweifel hat schon Scacchi geäußert (Campania S. 129).

XXIX. Reihenfolge der tieferen Erdschichten in Brunnen.

Es sollen nun die Schichten angegeben werden, die unmittelbar unter den schon beschriebenen liegen, die vielleicht noch gänzlich zur Periode der vulkanischen Eruptionen gehören; sie sind bei Anlage von Brunnen und zwar besonders in dem Brunnen des Palazzo Reale in Neapel erkannt worden. Der Palazzo Reale in Neapel liegt unmittelbar am Fuße des Hügels von Pizzo Falcone auf einem noch etwas über dem Meere aufragenden Gelände. Im Jahre 1847 wurde in dem Garten, 150 m vom Meere entfernt[2]), ein artesischer Brunnen gegraben, welcher 19 m über dem Meere begann und 238 m tief wurde, also bis 219 m unter den Meeresspiegel, hinabreichte. In den ersten 9,30 m wurde Acker- und aufgeschütteter Boden durchsunken. Die Reihe der Erdschichten, von der untersten angefangen, mit den negativen und positiven Höhen über dem Meeresspiegel, wie sie Cangiano verzeichnet hat, sind folgende.

1. Von 219—210 m wurden 9 m Mergel mit marinen Fossilien durchsunken; nach den marinen Fossilien ähnlicher Schichten der Umgebung müssen diese Fossilien sehr jung sein.
2. 2 m Sand mit marinen Konchylien und Geschiebe aus Sandstein.
3. 2,70 m feinkörniger Sand.
4. 26,80 m grauer Tuff, wie der von Sorrent und Caserta.
5. 3,10 m aschgrauer Mergel mit Glimmer.
6. 16,40 m Bimsstein, Sand und Mergel.

[1]) Campanie, Bd. II, S. 177.

[2]) L. Cangiano, Riflessione sulle acque potabili della città di Napoli, Nap. 1848. — G. Tenore, Lezioni di mineralogia, Napoli 1851, parte 2a, S. 32, Tafel III. — Einige Autoren dichten Cangiano und Tenore fälschlich die Behauptung an, daß außer 238 m Tiefe der Brunnen noch 50 m Kalk durchsunken habe. Der Kalk, der sich wahrscheinlich im Untergrund befindet, kann erst in einer sehr viel größeren Tiefe angetroffen werden. Viele Profile, die aus diesen Autoren kopiert sein sollen, sind fehlerhaft. Dahin gehören die Mitteilungen in Atti della sesta riunione degli scienziati italiani, Milano 1845, S. 553. — Diario n. 13 del 7° congresso degli scienziati ital. — Compt. Rend. de l'Ac. des sciences n. 18. 4. mai, Paris 1846. — Laurent, Guide du Sondeur Ed. 2a, 1861, Bd. I, S. 137; Bd. II, S. 496; Pl. L.

7. 6 m Mergel mit Bimsstein und vulkanischem Sand.

8. 2 m vulkanischer Sand mit Trachytgeröllen.

9. 17 m Kalksand mit grauem Mergel und marinen Fossilien, unter welchen Cangiano nennt: Mactra triangula Ren., Thracia corbuloides Blainv., Pecten varius L., P. sanguineus L., Nautilus crispus L., lauter lebende Arten.

10. 8 m grauer Mergel.

11. 2,10 m Trachytgerölle.

12. 3,70 m kalkiger und vulkanischer Sand mit Mergel.

13. 16,90 m Sand.

14. 0,70 m Trachytgerölle, Sand mit Stücken bimssteinartigen Obsidians.

15. 5,60 m gerundete Gerölle von Trachyt.

16. 11,10 m plastischer sandiger Ton.

17. 0,70 m Bimsstein.

18. 4,20 m plastischer Ton mit trachytischem Detritus.

19. 31,40 m grünlichgrauer Tuff mit faserigen und teilweise glasigen Bimssteinen und trachytischen Fragmenten.

20. 49,20 m kompakter gelber Tuff.

21. 10,10 m grauer Puzzolan von —0,40 bis +9,70 m.

Das erste Grundwasser findet sich unter dem Schuttboden über Nr. 21; unter dem ziemlich durchlässigen grauen Puzzolan fand sich wieder Wasser, das bis zum Meeresspiegel emporstieg. Außer einem dritten Wasserhorizont oberhalb von Nr. 13 fand sich ein vierter oberhalb Nr. 2, von dem das Wasser bis 13,19 m über dem Meeresspiegel geht, dank den undurchlässigen Mergeln Nr. 1. Bis zu diesem Wasserhorizont dürften mit einem Unterschied von einigen Metern mehr oder weniger alle tiefen Brunnen in Neapel hinunterreichen. Ein Brunnen der Arenaccia, nahe bei der Brücke der Maddalena[1]) am Saume der Alluvialebene zwischen Neapel und dem Vesuv, der bis 122,45 m unter dem Meeresspiegel reicht, hat wenigstens bis —37,45 m, sehr rezente alluviale Schichten durchteuft mit Bruchstücken von marinen Konchylien und vulkanischem Gestein, die auch vom Vesuv herrühren, unterhalb derer sich das erste Oberflächenwasser befindet. Die darunter anstehenden Geschiebe, Sande, Tone und Tuffe scheinen teilweise, jedoch nicht in derselben Ordnung, den Gesteinsarten unter dem königlichen Palast zu entsprechen, und sicherlich sind es Tuffe, die aus denselben Materialien wie die der Phlegräischen Felder bestehen, welche bis unter die Somma und den Vesuv fortsetzen, wenigstens bis Portici. Was den Brunnen von S. Sebastiano bei Ponticelli inmitten der Ebene angeht, der 116 m tief ist, so ist es sehr schwierig zu ermitteln, ob und von wo an er das natürliche, anstehende Gestein getroffen hat[2]). Der andere, auf dem Landgut Russo bei Ponticelli, den Johnston-Lavis[3]) beschrieben hat, ist 178 m tief und geht bis 153 m unterhalb des Meeresspiegels. Dieser hatte alluviale und marine Schichten durchteuft und ebenso eruptive Massen, die größtenteils vom Vesuv herrühren. Der Brunnen von Marigliano nördlich vom Vesuv, von dem De Angelis geschrieben hat, ist zu weit entfernt. Er reicht bis 86,6 m unter dem Meeresspiegel und durchbricht vulkanischen Sand und Schichten mit ganz rezenten marinen Fossilien[4]). Wir können also nur aus den Beobachtungen beim Brunnen des Palazzo Reale einen Schluß

[1]) P. Palmieri, Il pozzo artesiano dell' Arenaccia del 1880. (Lo spettatore del Vesuvio e dei Campi Flegrei. Nova serie. Napoli 1887.)

[2]) L. Baldacci, Su alcuni recenti studi e tentativi di pozzi trivellati in Italia. (Annali di agricoltura 1886, S. 29.)

[3]) H. J. Johnston-Lavis, Il pozzo artesiano di Ponticelli. (Rend. R. Acc. di sc. fis. e mat. Anno XXVIII, S. 142, Napoli 1889.)

[4]) G. de Angelis, Il pozzo artesiano di Marigliano. (Atti Acc. Gioenia 1894.)

ziehen. In diesem würden die Mergel von Nr. 1 die Nichtexistenz oder die äußerste Seltenheit von Ausbrüchen und gleichaltriger vulkanischer Materie beweisen. Die Schichten bis zu 81 m unter dem Meeresspiegel zeigen eine fortwährende Wechsellagerung und Mischung sedimentärer Gesteine und grauer Tuffe, welche allmählich vorwiegen, deren wirkliche Herkunft aber unbekannt ist. Es folgen nun 80,60 m Tuff, der unten grünlichgrau, ähnlich demjenigen des Epomeo von Ischia, oben aber gelb ist. Aus letzterem bestehen die benachbarten Hügel.

XXX. Stratigraphische Beziehungen, Ursprung und Alter der Tuffe, Chronologie der Eruptiverscheinungen.

Die allgemeine Reihenfolge der Erdschichten in den Phlegräischen Feldern ist also die folgende:

Wenn wir von unten anfangen, so kommen zunächst Sand und Mergel mit marinen Fossilien von sedimentärem Charakter, wechselnd mit vulkanischen Materialien. Anfangs hatten diese noch nicht das Übergewicht über jene erhalten. Es folgen darauf die Tuffe, in denen die anderen vulkanischen Gesteine verteilt sind.

Die Studien über die Beschaffenheit der Tuffe waren bis vor kurzem wenig vollständig. Wir berichteten über die Arbeiten von Dell' Erba über den gelben Tuff der Fontanelle und von De Lorenzo und Riva über den grauen Tuff der Astroni, und ich habe dann sehr zahlreiche hinzugefügt über die anderen Phlegräischen Gegenden.

Bei der Untersuchung der Tuffe, zwar nicht der Phlegräischen Felder, aber anderer Orte Kampaniens sah Deecke (a. a. O. S. 305) durchscheinendes oder gelbliches Glas mit zahlreichen Mikrolithen von Augit und mit Eisenoxyd. Das Glas ist häufig zersetzt und opak; Gaseinschlüsse sind darin fast niemals zu sehen, weil das Gas vollständig verflüchtigt war. Sanidin, Augit und der seltene Biotit finden sich in vollständigen Kristallen oder in Bruchstücken. Selten ist Plagioklas, im Feldspat finden sich Einschlüsse von Gas, die in Zonen verteilt sind, von Glas, Augit, Apatit und zwar überaus häufig. Flüssigkeitseinschlüsse und undulöse Auslöschung kommen nicht vor; letztere fehlt, weil die Kristalle nicht in der Lava Spannungen unterworfen gewesen sind. Der Augit ist ohne Einschlüsse mit Ausnahme von Magnetit. Es finden sich unter den Bruchstücken der Tuffe der kampanischen Felder und von ganz Kampanien noch keine Spuren von Leucit, mit Ausnahme bei Roccamonfina und in den jüngsten Tuffen nahe beim Vesuv.

Aus den petrographischen Untersuchungen von Dell' Erba, Deecke und mir und aus den Beobachtungen bei der Entstehung des M. Nuovo, aus den Studien der Projektile und aus den stratigraphischen Beobachtungen folgt mit der größten Gewißheit, daß die Tuffe aus mechanischen Anhäufungen von Stückchen bestehen, die kristallinisch oder nicht kristallinisch, meist fragmentarisch sind, d. h. teilweise aus Staub und Bruchstücken von Laven oder gleichaltrigen Schlacken, daß sie aber zum größten Teil aus zerstückelten Eruptivmassen bestehen, die schon verfestigt waren, allenfalls auch solchen, die durch frühere Explosionen hervorgetrieben worden waren. Die kristallinischen Zonen neuer Bildung, die wir im Tuff des M. Nuovo sich um die kristallinischen Fragmente von Sanidin herum, welche darin zerstreut sind, haben bilden sehen, sind nach meiner Ansicht sehr wichtige Beispiele dafür, daß nach dem Auswurf des Tuffes (mise en place) die Erscheinungen der Kristallisation gleichsam an der Erdoberfläche erfolgt sind, die wenigstens anfangs von der höheren Temperatur und den Wasserdämpfen begünstigt wurden, vielleicht auch ohne die Mitwirkung solcher ungewöhnlichen Agentien erfolgten. Dieses Faktum ist auch für das

Studium der Kristallisation der Laven wichtig. Es verdient ferner hervorgehoben zu werden die Zersetzung und Undurchsichtigkeit des pulverigen Staubes, aus dem der Tuff besteht, die wahrscheinlich bei der Eruption selbst oder wenig später durch die Wirkung der Dämpfe und Gase entstanden, die die Explosion und den Ausbruch begleiteten. Daß dieses Material nicht schon früher zersetzt und opak gewesen sein kann, kann man daraus schließen, daß die größeren glasigen Fragmente, welche die vorher existierenden Gesteine bildeten, intakt im Tuff eingeschlossen sind.

Die Tuffe gehören zwei großen Reihen an. Unten sind sie gelb und kompakt, oben grau und bröckelig; diese nehmen allein besonders die Zentralgegend der Phlegräischen Felder ein zwischen dem Vorgebirge von Posillipo, dem Hügel von Camaldoli, Campiglione und dem Meere. Es ist richtig, daß in dem M. di Procida und dem Hügel der Camaldoli sich Schichten von hellgrauem kompakten Tuff mitten im gelben Tuff befinden, aber die Verschiedenheit der Farbe des Tuffes hängt von der Natur der Materien ab, welche sie zusammensetzen, unter denen, verschieden vom gelben Tuff, nur weiße Elemente vorkommen, während Magnetit und Pyroxen und deren Umwandlungsprodukte fehlen oder nur sehr selten vorkommen. Umgekehrt finden sich in den gelben lockeren Tuffen, die mitten zwischen den oberen grauen liegen, bei Cumä, am Averner See und am Corso Vittorio Emanuele wahrscheinlich gewisse gefärbte leicht zersetzbare Gemengteile. Häufig beobachtet man eine vollkommene Konkordanz zwischen den gelben und grauen Tuffen, hauptsächlich auf der Halbinsel von Bajä: manchmal kommen in der Mitte eng begrenzte Wechsellagerungen der beiden Tuffe vor, wie am Corso Vittorio Emanuele in Neapel gegen Piedigrotta hin, aber gewöhnlich ist Diskordanz mehr oder weniger bemerkbar. So gehört der gelbe Tuff jedenfalls einem älteren Zeitalter an, als der graue. Unter den Gemengteilen finden sich nicht wesentliche Unterschiede. So finden sich im grauen Tuff Auswürflinge des unter demselben befindlichen gelben Tuffes, und im gelben Tuff Auswürflinge von altem grünen Tuff, der übrigens an der Oberfläche nur auf der benachbarten Insel Ischia vorkommt. So sind eben auch die Bimssteine des grauen Tuffes gut erhalten, während die des gelben Tuffes stark zersetzt und häufig in weißes Pulver verwandelt oder fast gänzlich verschwunden sind. Dasselbe kann man nun von den Schlacken und Bruchstücken des aschgrauen phlegräischen Trachyts sagen, die unverändert im grauen Tuff sind, dagegen schwarz geworden sind und fast den Charakter des Piperno aufweisen im gelben Tuff. Nach den Analysen von Abich[1]) existiert keine chemische Verschiedenheit zwischen der einen und der anderen Art des Tuffes. Auch nach Deecke sind die Elemente des einen denen des anderen gleich, und der eine ist eine Abänderung des anderen[2]). Die Farbe des gelben Tuffes rührt von der Oxydation des Eisens her, das ursprünglich in den Augiten, Magnetiten und den übrigen farbigen Silikaten des Gesteins vorhanden war. Auch die Kompaktheit ist entstanden durch die Stoffe, die von dem eindringenden Wasser aufgelöst wurden und dann die bruchstückartigen Bestandteile zementierten. Die Unterschiede zwischen dem gelben und dem grauen Tuff bestehen also einfach in dem verschiedenen Grad der Zersetzung durch Atmosphärilien und Meerwasser, welche Bimssteine und die gefärbten Bestandteile erlitten haben, und in der davon abhängigen verschiedenartigen Zementierung der übrig gebliebenen Elemente. In der Tat bemerkt man bei allen gelben Tuffen, daß die größeren Fragmente der Bimssteine äußerlich gelb, innerlich aber noch grau sind. Zuweilen bemerkt man allerdings dünne Decken von grauem Tuff, die von der Zersetzung des gelben Tuffes in den alluvialen Erdschichten in dem oberfläch-

[1]) Nat. d. vulkan. Bild. S. 93.
[2]) W. Deecke, Der sog. kampanische Tuff, S. 289.

lichen Boden herrühren. Daher ist es auch wahrscheinlich, daß in solchen Fällen dieser aus jenen hervorgegangen ist durch eine Reihe von Reduktionen des Eisenoxyds mit Hilfe der organischen Bestandteile, die im Humus vorkommen.

Submariner und subaerischer Ursprung.

Was die Umstände anlangt, unter denen sich die Tuffe bildeten, so kann man aus den marinen Mergelschichten, die im gelben Tuff eingeschaltet sind, im Untergrund von Neapel und im M. Dolce, aus den marinen Fossilien bei Capo di Monte, im Tunnel von Montesanto der cumanischen Eisenbahn und im Vorgebirge von Posillipo schließen, daß der gelbe Tuff wenigstens zum größten Teile durch unterseeische Vulkane entstanden und unter dem Meeresspiegel abgelagert ist.

Vielleicht kann man für einige der isolierten Mollusken, welche in dem Tuffe von Posillipo gefunden sind, die Ansicht für berechtigt halten, daß sie aus tieferen Ablagerungen herstammen. Es ist aber ausgeschlossen, daß diese Annahme auch bei den übrigen Ablagerungen zutrifft.

Die Annahme unterseeischen Ursprungs wird durch Stämme bestätigt, die in den vorhergenannten Stellen gefunden worden sind und durch trachytische Gerölle, welche im gelben Tuff von Miseno, in den Museumsbreccien des M. di Procida und wahrscheinlich auch im Hügel von Camaldoli beobachtet wurden. Ein anderer Beweis dafür, daß sie längere oder kürzere Zeit unter Meeresbedeckung gelegen haben, liegt in der Zersetzung, der die gelben Tuffe unterworfen wurden; nach der Beobachtung von Schirlitz[1]) konnte das Meer diese Zersetzung nicht nur durch Kohlensäure, welche die Fluten aus der Atmosphäre absorbieren können, sondern auch durch die aufgelösten Salze und besonders durch Chloralkalien erzeugen. Einige nahmen an, daß die gelben Tuffe durch einen oder mehrere unterseeische Vulkane ausgeworfen wurden, deren letzte Reste noch heute unter den Wassern des Golfes von Neapel existieren würden[2]). Es ist wohl möglich, daß zerstörte Vulkane, die im Boden des Golfes verborgen sind, einige der gelben Tuffe hervorgebracht haben. Ein Teil der Phlegräischen Vulkane, wie der M. di Procida und diejenigen, welche die Tuffe von Capodimonte, S. Elmo, Posillipo, Pozzuoli, Punta dell' Epitaffio erzeugt haben und vielleicht noch andere, sind heute zerstört und durch das Wasser verdeckt, aber ein gewisser Teil anderer Tuffe wurde durch Vulkane hervorgebracht, welche wir heute intakt oder gleichsam auf emporgetauchtem Lande sehen (Campiglione, Miseno, Kap Miseno usw.), und überdies ist die Meinung falsch, daß der gelbe Tuff nur durch einen einzigen submarinen oder auch emporgetauchten Vulkan hervorgebracht sei.

Die näheren Umstände der Bildung wenigstens eines Teiles des grauen Tuffes sind sehr verschieden. Teilweise ist er auch bei der jüngsten Eruption des M. Nuovo unter die Wasser des Meeres gefallen, und auch an der jetzigen Küste bilden sich marine Tuffe. Der Tuff einiger Krater, z. B. des Averno, dessen Boden ziemlich tief unter den jetzigen Meeresspiegel reicht und der anderer Vulkane der Halbinsel Bajä fiel ursprünglich größtenteils unter das Meer: im Puzzolan von Pozzuoli fand Hamilton marine Mollusken. Die Hölzer, welche längs des Hohlwegs der Meierei Sorrentino angetrieben sind, vielleicht auch der Cervus des Fondo Pignatiello, der in den weiter entfernten Bänken des grauen Tuffes des Kraters von Agnano, vielleicht eines der ältesten der zentralen Depression der Phlegräischen Felder, aufgefunden wurde, können beweisen, daß dieser sich unter

[1]) Walther und Schirlitz, a. a. O. S. 339.

[2]) Walther und Schirlitz, Studien zur Geologie des Golfes von Neapel. (Zeitschr. der Deutschen geol. Ges. Bd. XXXVIII, 1886, S. 306.)

Wasser gebildet hat. Eine ähnliche Bildungsweise würde eine Bestätigung finden durch die Trennung schwerer und leichterer Bestandteile, welche man an einigen Orten beobachtet, vielleicht auch durch die Regelmäßigkeit und Gleichförmigkeit der vom Krater entfernteren Tuffbänke; Umstände, welche besonders beim Vulkan von Agnano deutlich zutage treten. Sicherlich unter Wasser abgelagert und durchaus wahrscheinlich submarin waren wenigstens teilweise die grauen, mehr nach außen befindlichen Tuffe, die zum Vulkan von S. Maria al Monte und S. Maria del Pianto gehören, wenigstens nach den unzweifelhaften Geröllen zu urteilen, die an ihm liegen blieben, als er noch die Meeresküste bildete. Der unterseeische Ursprung der grauen Tuffe, die die höchsten Teile aller Phlegräischen Hügel bilden, läßt sich nur viel unsicherer aus der großen Regelmäßigkeit der Bimssteinschichten nachweisen, die gerade den höchsten Teil der grauen Tuffe von Ciliano, Quarto und von den Hügeln von Poggio Reale und Capodimonte bilden, obwohl Bimssteine, die sich getrennt und oberhalb von den schwereren Materialien befinden, eher auf eine Ablagerung unter Wasser schließen lassen, als auf eine subaerische [1]). Im Gegensatz dazu könnten die Bimssteine von Sant' Elmo und verschiedenen anderen höher gelegenen Stellen, die mit Obsidian und anderen schwereren und größeren Materialien vermischt sind, einfach durch die Schwerkraft nur auf trocknen Boden gefallen sein. Aus den Erscheinungen bei der Eruption des M. Nuovo und aus allen negativen Anzeichen kann man schließen, daß der größte Teil der grauen Tuffe durch subaerische Ausbrüche hervorgebracht ist. Daß sich übrigens in den Tuffen weder Mollusken noch andere kalkige Fossilien befinden, hängt mit dem sauren Charakter der ausgeworfenen Massen [2]) und ihrer porösen Beschaffenheit zusammen, so daß die so leicht Kohlensäure aufnehmenden Gewässer sowohl an der Oberfläche wie in größerer Tiefe ebensowohl die Silikate tief zersetzten, wie sie auch das Calciumkarbonat der Mollusken auflösten.

Alter und Chronologie der eruptiven Erscheinungen.

Die marinen Mollusken des M. Dolce, des Untergrundes von Neapel und des gelben Tuffes von Posillipo und Neapel gehören nach der Beschreibung der Autoren, und soviel ich im Museum von Neapel durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. Bassani gesehen habe, alle den lebenden Arten im benachbarten Meere an und sind deshalb von jüngstem Alter. So ist auch der Cervus elaphus des grauen Tuffes des Fondo Pignatiello sehr jung. Vielleicht würden zahlreichere Aufsammlungen und ein genaueres paläontologisches Studium die Vergleichung mit anderen postpliocänen Schichten von Süditalien erleichtern können. Aber was wir davon kennen, reicht hin, um zu behaupten, daß die Schichten der Phlegräischen Felder dem jüngsten Postpliocän angehören und daß die bezüglichen Vulkane jünger sind als alle vulkanischen Systeme in Latium und Toskana. Wir können nichtsdestoweniger die Ausbrüche der Phlegräischen Felder in zwei Perioden teilen, in solche des gelben und grauen Tuffes. Wir haben beobachtet, daß eine nicht kleine Zahl von Ausbrüchen vor sich ging und ihre Produkte ablagerte oberhalb der gelben Tuffe, bevor die Bildung der grauen Tuffe begann und sich ausdehnte. So liegen die Dinge bei den Ausbrüchen des Fondo Riccio, der Montagna Spaccata, von Santa Maria al Monte, von Santa Maria del Pianto und vielleicht auch von Cuma. Diese Ausbrüche scheinen wenigstens teilweise auf einem emporgetauchten Boden vor sich gegangen zu sein. Daher mußte, wie es auch schon De Lorenzo [3]) und andere gesagt haben, zwischen der Ablagerung der beiden Tuffe

[1]) Walther und Schirlitz, a. a. O. S. 312.
[2]) Ebenda S. 311.
[3]) De Lorenzo, Studi sulla geol. App. meridionale, S. 91.

ein hinreichender Zwischenraum gelegen haben, ein Zwischenraum, der auch durch die später zu erwähnenden Umstände wahrscheinlich gemacht ist. In denselben fiel wahrscheinlich auch eine Erhebung der gelben Tuffe, die durch unterseeische Vulkane hervorgebracht waren, und ein erstes Sichtbarwerden von Festland im phlegräischen Gebiet. Auch der Ausbruch des M. Olibano fand wahrscheinlich auf emporgehobenen Lande nahe der Küste statt, lange nachdem dort der gelbe Tuff vorhanden war und von den Wellen überspült wurde. Auf der anderen Seite ist, wie wir gesehen haben, der Ausbruch des M. Olibano später als der von Agnano und früher als der des Kraters der Solfatara erfolgt. Man erhält also, soweit man es aus den Formen, der Unversehrtheit und der gegenseitigen Beziehungen der Krater entnehmen kann, folgende Chronologie der Ausbruchserscheinungen:

Explosionen	Tufferuptionen	Hypokristallinische Schlackeneruptionen	Laveneruptionen
		Schlacken und Tufferuption des Monte Nuovo.	
		Schlackeneruption der Senga.	
Explosion der Solfatara.			
		Schlackeneruption der Astroni.	
Explosion der Astroni.			
	Eruption grauen Tuffes mit gleichalterigen Schlacken des Averno.		Trachytische Bank des Gutes Maglioni beim Averner See.
	Eruption grauen Tuffes des Ciliano.		
Explosion von Teano, westlich von Campiglione			
Explosion von Campana und Pisano östlich von Campiglione.		Schlackeneruption des Fondo Riccio.	
	Eruption des grauen Tuffes der Fondi di Baia.	Schlackeneruption der Montagna Spaccata.	
		Schlacken von S. Maria del Cavone und S. Maria del Pianto.	Trachytische Eruption der Solfatara.
			Trachytische Eruption der Astroni (Caprara).
Explosion von Pianura und Soccavo.			
			Schlacken, trachytische Ströme und grauer Tuff des M. Olibano.
		Schlacken des M. Spina und Explosion des Kraters von Agnano, Montagnella di Santa Teresa.	Trachytische Eruption und Schlacken von Cumä.
	Krater von Quarto, Eruption des Kap Miseno (gelber Tuff), dsgl. des Porto di Miseno (gelber Tuff) und von Campiglione (gelber Tuff).		

Explosionen	Tufferuptionen	Hypokristallinische Schlackeneruptionen	Laveneruptionen
	Gelber Tuff von Posillipo	Schlacken des Emissars von Cumä und von Coroglio.	
		Schlacken, Auswürflinge und gelber Tuff des Monte di Procida.	Pipernostrom von Pianura nach Neapel, trachytischer Strom des Vomero, Auswürflinge und darüber befindlicher gelber Tuff.
		Schlacken u. Auswürflinge der Torre de' Franceschi.	
	Grünlicher Tuff des Brunnens im kgl. Schloß und des Epomeo auf Ischia.		

XXXI. Natur der Ausbrüche; Tuff- und Explosionsausbrüche.

Indem wir nun zu den allgemeinen Beobachtungen über die vulkanischen Erscheinungen übergeben, bemerken wir die verschiedensten Arten von Ausbrüchen, nämlich:

1. Lavaausbrüche in der Form von Lavaströmen (Averno, Solfatara, Astroni, M. Olibano, Cumä, Montesanto).
2. Typische Schlackenausbrüche (Senga, Astroni, Fondo Riccio).
3. Tuffausbrüche (M. Nuovo, Averno, Ciliano, Bajä, Bacoli, Porto Miseno, Capo Miseno, Agnano, Quarto, Campiglione, M. di Procida, Camaldoli).
4. Typische Explosionsausbrüche; ihre Spuren sind zum Teil mehr negativer als positiver Natur, demnach weniger sicher Solfatara, Teano, Ebene von Campana, Pianura, Soccavo. Den Tuffausbrüchen begegnen wir meist in derselben Gegend.

Gewöhnlich waren die Ausbrüche gemischter Natur, z. B. ging beim M. Olibano eine Schlacken- und Tufferuption dem Lavastrom voran, bei Cumä folgte ihm ein Ausbruch von Schlacken und Obsidian. Beim M. Nuovo bezeichnete ein Schlackenausbruch die letzte Periode des Vulkans, nachdem plötzliche Explosionen alle Tuffe ausgeworfen hatten. Anderswo gingen Schlackenausbrüche denen von Tuff voraus (Santa Maria al Monte und del Pianto, Montagna Spaccata) oder lagen zwischen ihnen (M. Spina, Montagnella di Santa Teresa, Torre de' Franceschi, Pianura, Soccavo, Montesanto, Posillipo, M. di Procida). Beinahe immer gab es mit dem Tuffe gleichalterige Schlacken (Averno, Ciliano, Bajä, Bacoli, Capo Miseno usw.). Mehr oder weniger heftige Explosionen begleiteten oder wechselten ab mit den Tuffen, indem sie so verschiedene Breccien bildeten (Pianura und Soccavo, Vomero, M. di Procida).

Dieser vorläufigen Zusammenstellung läßt sich die allgemeine Tatsache entnehmen, daß die Beziehung zwischen der horizontalen und vertikalen Ausdehnung eines Lava-Ausbruchs eine Funktion der Azidität der Lava selbst ist, und daß nach Maßgabe der Intensität und Dauer der Ausbrüche die trachytischen Vulkane, wie die des M. Riccio, der Senga, von Astroni kleiner und von geringerem Durchmesser sind als die basischen. Diese schon von Dana erkannte und von mir in den Vulkanen von Toscana von neuem gefundene Tatsache wird auch von Bergeat für die Liparischen Inseln bestätigt[1]). De Lorenzo widerspricht dem ohne Grund[2]), indem er sich dabei auf trachytische Tuffvulkane stützt,

[1]) A. Bergeat, Die Äolischen Inseln. München 1899, S. 228.
[2]) De Lorenzo, Studi sulla geol. App. merid. S. 87.

deren Massen sich durch Wind oder durch Mitwirkung von Sumpf- oder Meerwasser verbreiteten unter Umständen, welche gänzlich abweichen und gar nicht mit denjenigen der Schlackeneruptionen und der Lavaströme verglichen werden können.

Nirgends bemerkt man Gänge von Lava oder von Schlacken, welche die Schichten durchbrochen hätten. Ein Zweifel könnte nur bei den Seitenlavaströmen der Astroni und der Solfatara entstehen, weil ihre Unterlage nicht zu sehen ist. Die Laven des Averno und des M. Olibano, der Piperno und alle seine Schlacken liegen zwischen anderen sedimentären Tuffmaterien mit der Regelmäßigkeit einer sedimentären Ablagerung, und ohne irgendwelche sichtbaren Spuren eines Weges, auf dem sie emporgekommen sein könnten. Diese Tatsache kehrt unzählige Male bei den Eruptivgesteinen der früheren Zeit wieder, ohne daß man deshalb ihren vulkanischen Ursprung ausschließen könnte. Man kann hier auch wieder die Beobachtung von Silvestri machen, daß der Ausfluß von Lavaströmen an und für sich keine Gelegenheit zur Bildung eines wahren und wirklichen Kraters gibt. In einigen Fällen kann man ganz sicher sehen, daß jede Spur von Verbindung zwischen den Bänken der Schlacken oder der Lavaströme und dem Wege, auf dem sie emporgekommen sind, vollständig verschwunden ist. So bildeten z. B. die Schlacken von M. Nuovo eine Bank auf der südlichen Oberfläche des Berges, die gegen den Krater hin scharf abgeschnitten ist, und sicherlich wird der Boden des Kraters Tag für Tag mehr durch Tuffbänke ausgefüllt, die horizontal liegen und ziemlich mächtig sind und den zentralen Kanal bedecken. Es kommt hinzu, daß dieser Kanal in vielen Fällen linear, eng und geschlossen ist, und daß die Laven hindurchgegangen sein können ohne Spuren des durchlaufenen Weges zurückzulassen, wie man z. B. in den Spalten sieht, aus denen die postpliocänen Nevadite von Campiglia in Toskana zum Vorschein kamen[1]).

Von den Metamorphosen, welche durch solfatare Tätigkeit hervorgingen, sprachen wir im II. Kapitel (Solfatara), und von den durch Oberflächenwasser entstandenen Änderungen werden wir im XXXIII handeln (über die Auswürflinge). Kontaktmetamorphosen und Veränderungen in dem vorher existierenden Gestein durch einfache Berührung wurden weder durch die Lavaströme noch durch die Schlacken oberflächlich hervorgebracht. Mit Mühe und Not sind die schwarzen Schlacken des M. Olibano bei der Berührung mit dem darüber liegenden Lavastrom von Trachyt leicht gerötet. Ebenso sind in vielen der älteren Krater, z. B. beim Fondo Riccio und teilweise bei der Montagna Spaccata die gewöhnlich sehr schwarzen Schlacken rot, sicherlich infolge von Reaktionen, welche später erfolgten als ihr Ausbruch. Oft sind die Tuffeinschlüsse mitten in den Schlacken der verschiedenen Gegenden gerötet, während die unveränderten Tuffe weiß oder gelb sind. Diese Erscheinungen rühren jedenfalls von der Umsetzung des Magneteisens (Fe_3O_4), das den schwarzen Laven und den weißen Tuffen eigen ist, in Eisenoxyd, Hämatit (Fe_2O_3) her, infolge von Wasserdämpfen oder feuchter Umgebung bei niedrigem, vielleicht selbst bei Atmosphärendruck und bei einer nicht sehr beträchtlichen Erhöhung der Temperatur noch unter Rotglühhitze, die bei einer einfachen äußeren Berührung mit Laven und noch flüssigen Schlacken auftreten kann. Im anderen Falle würde sich das Eisenoxyd vielmehr in Magnetit verwandelt haben. Es kann also der gelbe Tuff durch Umwandlung von Limonit in Oxyd durch Entwässerung unter solchen Umständen eine rote Farbe bekommen.

Zwischen den Tuffausbrüchen, welche die Bildung eines wahren Tuffkraters veranlassen, und den Explosionsausbrüchen, die solche Krater nicht hervorrufen, existieren nur Unterschiede in der Intensität, indem die ersteren im Unterschied von den anderen

[1]) C. de Stefani, I vulcani spenti dell' Appennino settentrionale (Boll. soc. geol. Ital. 1892, S. 15 f.).

weniger intensiv, weniger plötzlich sind, aus verschiedenen Tiefen stammen und oft von Laven und Schlacken begleitet sind. Bei der Beschreibung der Krater der Solfatara, der Astroni und anderer haben wir schon die unzähligen Beweise für die Explosionen und die Existenz gleichzeitiger und nachfolgender Ereignisse hervorgehoben, die peremptorisch die Hypothese ausschließen, als wären einige der Krater durch Einsturz statt durch Explosion entstanden. Die Materialien, aus denen sie zusammengesetzt sind, und in erster Stelle die gröberen, rühren alle aus einer gewissen Entfernung unterhalb der Oberfläche her. Sie können nicht von der Oberfläche nach unten gestürzt sein. Die Form, die Verteilung, die Lagerung der Materialien und der Bänke, aus denen sie bestehen, beweisen, daß es sich um eine Schiebung von unten nach oben handelt und nicht um den umgekehrten Fall. Alle Kraterseen Zentralitaliens, die Krater von Latium, die Liparischen Inseln, die Somma, haben die Auswürflinge von innen nach außen geschleudert; wir finden eocäne Kalke bei Bracciano, Liaskalk bei Nemi und Albano, Triaskalk an der Somma, vorpaläozoische Schichten (von mir selbst gefunden) auf Panaria, kristallinische Schiefer auf Volcano und Lipari, pliocäne Tone bei Ariccia und Rocca di Papa, postpliocäne an der Somma zusammen mit alten und sehr veränderten vulkanischen Gesteinen. Nur die Unvollkommenheit der Untersuchungen konnte einige Geologen dazu führen, den Ursprung dieser Seen und Krater Einstürzen zuzuschreiben. Bergeat[1]) hat den Versuch gemacht, die Idee des Einsturzes bei den Kratern der Liparischen Inseln wieder aufzunehmen, aber Sabatini[2]) hat bei Gelegenheit des Kraters von Nemi ähnliche Gedanken mit gewichtigen Gründen wieder bekämpft. Für Tufferuptionen in den Phlegräischen Feldern haben wir in dem rezenten Monte Nuovo ein klassisches Beispiel. Von echten Explosionseruptionen hat der Mensch kein Beispiel mehr in unserer Gegend gesehen. Ein exaktes Verständnis derselben ließ sich bis vor kurzem überhaupt nicht ermöglichen, weil erst seit den letzten vier Lustren genaue Beschreibungen natürlicher großartiger Explosionen existieren, die durch plötzliche Bildung von Wasserdämpfen in geringer Entfernung von der Erdoberfläche entstanden.

Auf dem Gipfel des Shirane, eines erloschenen japanischen Vulkans, existierte ein flacher Kratersee. Am 6. August 1882 fand plötzlich, vielleicht weil die Wasser des Sees unversehens in den Boden eindrangen, eine Explosion statt. Eine zylindrische Masse von 200 m Durchmesser von Stein, Sand und Schlamm wurde in die Luft geschleudert, und ließ eine tiefe, kreisrunde Höhlung mit scharf abgeschnittenen, senkrechten Wänden zurück. Keine Anhäufungen gröberer Bruchstücke fanden sich an den Rändern des Kraters, so daß alles zu Staub zermalmt zu sein schien; die größten Fragmente von einem Durchmesser von 6 dm wurden 60 m hoch und 550 m weit geschleudert, die kleinsten bis zu 2 km weit, die feinsten Staubteile bis 6 km weit. Der Auswurf der Massen dauerte fünf oder sechs Tage[3]).

Eine der mächtigsten Explosionen unserer Zeit war diejenige des Krakatau auf den Sundainseln. Schon im Mai 1883 warf der Vulkan große Aschenmassen aus. Am 26. August fand ein außerordentlich starker Auswurf statt, welcher den größten Teil der Insel zerstörte, über die benachbarten Inseln Lang und Verlaten Aschenmassen verbreitete und den Boden des Meeres veränderte. Mindestens 18 cbkm Masse wurden in die Luft geschleudert[4]). Diese Ausbrüche wurden weder von Laven noch von gleichzeitigen Schlacken begleitet. Noch größere Ähnlichkeit mit unseren bieten wahrscheinlich die folgenden Explosionen dar.

---

[1]) Bergeat, Äolische Inseln, S. 232.
[2]) Sabatini, Vulcano laziale, S. 295. Roma 1900.
[3]) E. Naumann, Neue Beiträge zur Geologie und Petrographie Japans (Pet. Mitt. 1894, Erg.-H. Nr. 108, S. 1—15).
[4]) Verbeek, Krakatau. Batavia 1886.

Am 10. Juni 1886 explodierte in Neuseeland die Umgegend von Tarawera, und dabei bildeten sich verschiedene Seen; an der Stelle des Sees Rotomahana blieb eine Höhlung welche 10 km lang, im Mittel $\frac{1}{2}$ km breit und 150 m tief war und $\frac{1}{2}$ cbkm Wasser faßte [1]). Lavaströme und Aschenkegel wurden in der unmittelbaren Nähe des Ausbruchs nicht gebildet. Der Bandai-san in Japan ist ein Berg, der aus Andesiten und vulkanischen Tuffen besteht und in einer vulkanischen Gegend liegt. In der Nähe befinden sich verschiedene warme Quellen und eine Solfatara mit Fumarolen. In den vorigen Jahrhunderten hatten mehrere Explosionen stattgefunden. Am 15. Juli 1888 folgten nach verschiedenen lokalen Erdbeben in einer Minute 15—20 Explosionen aufeinander, welche Felsblöcke, Asche und Wasserdampf bis zu einer Höhe von 1280 m emporschleuderten, von wo sie mit einem warmen Regen zurückfielen, der 5 Minuten dauerte. Nach einer Stunde hörte jeder Fall von Steinen und nach acht Stunden von Staubteilen auf, die in warmem Zustand zu Boden gefallen waren. Der Berg war ausgehöhlt und die Massen, aus denen die Nordseite bestand, und welche ein Volumen von 1,21 cbkm einnahmen, waren zu Sand und Staub geworden; sie rissen die größeren Massen mit sich und fingen an, sich auf verschiedenen Seiten wie eine plastische Masse nach Art einer Lawine hinabzuwälzen, dabei den Boden bis auf eine Entfernung von 9 km und eine Oberfläche von 70 qkm verwüstend. Der Staub fiel bis ans Meer und bedeckte feucht und warm, sichtlich infolge der Umsetzung der kolossalen mechanischen Arbeit in Wärme, 3 dm hoch die unmittelbare Umgebung des Berges. An Stelle des ursprünglichen Berges ist 600 m tiefer als der ehemalige Gipfel ein neuer, halbelliptischer Krater mit sehr steilen Wänden übrig geblieben, der 1792 m lang und nach NW geöffnet ist. Der Bildung des Kraters folgten Fumarolen, aber weder von fließender Lava noch von Schlacken fanden sich irgendwelche Spuren. Die Wände des Kraters erwiesen sich als aus alten Lavenströmen im Wechsel mit Tuffen bestehend [2]).

Die Krater von Averno, Teano, Agnano, Campiglione können mit den soeben beschriebenen verglichen werden. Es ist nicht schwierig, den Mechanismus dieser Explosionen zu erklären, die durch heftige Entwicklung enormer Mengen von Wasserdampf und durch die plötzliche Ankunft großer Wassermengen in Gebiete von sehr hoher Temperatur hervorgebracht wurden oder durch schroffe Änderungen des Druckes oder des Volumens der unterirdischen Gase durch Temperaturzunahme. Da diese Gase oder Dämpfe von sehr hoher Spannung einen zu geringen Raum einnahmen, und die darüber befindlichen Gesteine den Druck nicht aushielten, so entstand eine Expansion ähnlich derjenigen einer ungeheuren Mine, welche fähig war, alles Gestein, das Widerstand leistete, zu zertrümmern und fortzuschleudern. In diesen Fällen beweist der Gang der Tatsachen, daß es sich um eine Expansion handelt, die eine außerordentliche Schnelligkeit und Energie besitzt und von den Pyrotechnikern eine Detonation oder eine Explosion ersten Grades genant wird; ihr folgt die einfache Explosion zweiten Grades.

Die Energie der Explosion steht im Verhältnis zum Druck der oberhalb befindlichen Massen, zum Volumen des Wassers, das in Dampfform übergeht, und hauptsächlich zu der Höhe der Bodentemperatur. Wenn man auch die Gleichung der wahren Kurve nicht kennt, welche die Zunahme der Spannung bei sehr hoher Temperatur angibt, so ist es doch sicher, daß die Spannungen in viel stärkerem Maße zunehmen als die Temperaturen [3]), und daß die Erhöhung der Temperatur den absoluten Wert der Schnelligkeit der Reaktion

[1]) J. Hector, Preliminary Report of the recent volcanic eruptions, Wellington 1886. — F. W. Hutton, The eruption of Mount Tarawera (Quart. Jour. of geol. soc. XLIII, 1887, S. 178).

[2]) S. Sekija und Y. Kikuchi, The eruption of Bandai-san (Journ. of the Coll. of Science, Imp. University of Japan, Vol. III, part. II. Tokio 1889).

[3]) V. C. de Stefani, Sui possibili caratteri delle lave eruttate a profondità nei mari (Boll. Soc. Geol. Ital., Vol. XIV, 1895, S. 7.).

steigert[1]). Daher wird die potentielle Energie der Explosion gleich sein dem Quotient der Anzahl Kalorien, die durch das mechanische Wärmeäquivalent des Wärmeträgers verbraucht sind, und die mechanische Arbeit wird proportional sein der verbrauchten Wärmemenge und der lebendigen Kraft, die in den Gasmolekülen entwickelt wird. Die dem Wasserdampf gelieferte Wärme wird ihresteils in der fortwährenden Ausdehnung des Dampfes und großenteils in der Form mechanischer Arbeit verbraucht, nämlich bei dem Zertrümmern und Wegschaffen von Gesteinsmassen, bei der Reibung des Dampfes und der von ihm mitgerissenen Bestandteile an den Wänden des Kanals und aneinander und durch die Erzeugung von Schwingungen der umliegenden Massen und der Atmosphäre. In jedem Falle hängen die Natur und die Menge der mechanischen Arbeit, die durch Zertrümmerung der Schichten ausgeführt wird, von der Schnelligkeit ab, mit der sich die Bildung des Wasserdampfes vollzieht, und von der Art und Weise, wie sich die molekulare Reaktion verbreitet, welche die Explosion verursacht hat. Wenn die Bildung des Wasserdampfes instantan ist, so ist die Schnelligkeit der Explosionswelle, welche Berthelot studiert hat, eine ungeheure, der Druck erreicht auf einmal seinen höchsten Betrag und arbeitet wie ein plötzlicher Stoß, wie das bei den Erdbeben der Fall ist, so daß die lebendige Kraft eine unbegrenzte Zertrümmerung der Gesteine an Ort und Stelle selbst ohne Auswurf von Bruchstücken hervorbringen kann. Im Gegensatz dazu verursachen die nach und nach eintretenden, weniger plötzlichen Bildungen von Wasserdampf einfache Explosionen; der Wasserdampf breitet sich aus und nimmt die schon gebildeten größeren Räume ein und kühlt sich nun bei der Berührung mit seiner Umgebung nach und nach ab; so werden die anfänglichen Spannungen zwar geringer, aber sie dauern länger und verlängern infolgedessen den Auswurf von Bruchstückmassen[2]). Die Auswurfmassen können durch die Wärme, welche direkt von Dämpfen herrührt, noch mehr aber durch die Wärme, die von neuem durch die Reibungen hervorgebracht wird, sehr heiß werden, wie es sich bei den Explosionen des Bandai-San gezeigt hat, wobei es auch zur Umschmelzung einiger Bestandteile kommen kann.

Die Explosionen, wie bei den Astroni und der Solfatara, können in Gegenden entstehen, wo schon Laveneruptionen oder andere vulkanische Erscheinungen auftraten. Anderseits folgen die Schlacken-Eruptionen den Explosionen leichter nach, wenn sich der Druck, im Verhältnis zur Tiefe der Explosion, vermindert hat, wie dies sicher bei den Astroni und in noch größerem Maßstabe bei der Somma der Fall gewesen ist.

Was die Tiefe angeht, in denen die Explosionen in den Phlegräischen Feldern stattfanden, so können unvollkommene Daten nur zu näherungsweisen Schlüssen führen. Aber selbst unter Annahme extremster Bedingungen würde die Tiefe der Explosionen doch nur auf wenige Hunderte von Metern beschränkt bleiben. Bei den Vulkanen, welche sich an der Peripherie der kampanischen Ebene dicht am Appennin befinden, bei dem Vulkan von Rocca Monfina und beim Somma-Vesuv, finden sich zusammen mit den Eruptivmassen mehr oder weniger häufig Auswürflinge von sedimentärem Gestein, die wir im Boden in nicht großer Tiefe antreffen dürften. In den phlegräischen Gebieten sind diese Bruchstücke außerordentlich selten, ausgenommen die Stücke von ziemlich rezentem Tuffe. Jene sedimentären Gesteine müssen sich also in größeren Tiefen befinden, als die Sitze der Explosionseruptionen. Die Nachbarschaft des Meeres, die Durchlässigkeit der Erdschichten,

[1]) P. Duhem, Traité élémentaire de mécanique chimique. Paris I, S. 270.

[2]) F. Aprosio, Gli esplosivi in sostituzione della polvere pirica (Riv. d'artiglieria e genio, Roma 1885). — Upmann und N. E. v. Meyer, Traité sur la poudre. Paris 1878. — Mallard et Le Chatelier, Recherches expérimentales es théoriques sur la combustion des mélanges gazeux explosifs (Ann. d. mines, Sér. VIII, Bd. IV, 1883, S. 291). — Duhem a. a. O. Bd I, Ch. IV.

die sehr hohen Temperaturen, welche auch an der Oberfläche angetroffen werden, die Häufigkeit der Gase von hoher Spannung und die hohe Temperatur der Thermalquellen, wie man sie heute besonders längs der Küste antrifft, müssen die plötzliche und heftige Entwicklung enormer Mengen von Wasserdampf bei der Berührung mit sehr heißen Gebieten und die nachfolgenden Explosionen begünstigt haben. Wenn sich der Krater einmal gebildet hatte, so erweiterte er sich, wie wir das bei der Ebene von Quarto gesehen haben, durch die subaerische Erosion seiner Wände in horizontaler Richtung, in vertikaler Richtung wurde er allmählich durch die Ausfüllung des Bodens erhöht und ausgeebnet.

Diese Tatsache kehrt übrigens bei allen vulkanischen Kratern wieder. Ist der Boden undurchlässig oder liegt er, wenn er durchlässig ist, unter dem Meeresspiegel, so wird der Boden des Kraters in diesem Falle ein See, wie der Averner See, die Astroni und bisweilen auch die Solfatara, wie es der Agnano und wahrscheinlich auch die Ebene von Quarto und der Vulkan von Campiglione und vielleicht noch andere waren.

XXXII. Natur der ausgeworfenen Gesteine.

Chemische Zusammensetzung.

Die ausgeworfenen Massen haben, wenn wir jetzt die durch Explosionen emporgeschleuderten Auswürflinge beiseite lassen, ziemlich gleichmäßigen Charakter. Bevor wir ihre wahre Natur bestimmen, müssen wir sie unter dem dreifachen Gesichtspunkte der chemischen, mineralogischen und physikalischen Beschaffenheit untersuchen. Für die chemische Zusammensetzung wird es genügen, eine auf umstehender Seite befindlichen Zusammenstellung der vorhandenen Analysen zu geben.

Es ist kaum nötig, zu sagen, daß diese Analysen, die sich übrigens wenig voneinander unterscheiden, eine mittlere Beschaffenheit des Gesteins, auf welches sie sich beziehen, darstellen. Außerdem ist es nötig, individuelle Irrtümer in Rechnung zu ziehen. Die alten Analysen von Abich und Rammelsberg sind wenig genau. Die Bestimmung des Natriums, welche vom Rath gemacht hat, ist viel zu hoch, während die des Kaliums viel zu klein ist; das rührt von der angewandten Methode her[1]). So sind auch die Bestimmungen von Manley und Favilli unvollkommen, und ebenso gibt auch die Bestimmung von Mauro einen zu hohen Gehalt an Kalium. In allen diesen Analysen ist kein Unterschied zwischen Eisenoxydul und Eisenoxyd gemacht worden, was gerade für den Lithologen so wichtig ist. Trotz solcher Unvollkommenheiten zeigen diese Analysen eine außerordentliche Gleichförmigkeit der Masse zwischen den holokristallinischen Trachyten, dem Piperno und den hypokristallinischen Schlacken. In denjenigen Fällen jedoch, in denen eine größere Anzahl von Analysen vorliegt, erkennt man einen kleinen Unterschied zwischen dem einen Vulkan und dem anderen, eine Differenz, die man vielleicht nicht immer dem persönlichen Anteil des Analysators zuschreiben darf. Solche Verschiedenheiten kommen besonders in den Verhältnissen des Natriums und Kaliums vor, Elemente, die nicht von allen mit absoluter Genauigkeit bestimmt sind, in denjenigen des Calciums und des Magnesiums und weniger auch in denen des Eisens. So ergeben z. B. die letzten Analysen der Gesteine des Fondo Riccio und der Astroni einen Bestand an Magnesium, Calcium und teilweise von Aluminium, welcher höher ist als bei allen anderen; bei den Astroni würde das Kalium höher sein als bei den anderen, Natrium dagegen geringer. Diese

[1]) H. S. Washington, Journ. of Geology V, 1897, S. 351, 357.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Cl	P_2O_5	Glüh-verlust	Summa
Trachyt von Montesanto (Mauro)	57,681	—	22,145	4,735	—	Spuren	1,419		12,059	2,042	0,853	0,124	—	101,058
„ „ „ (Johnston-Lavis)	57,909	0,654	15,786	6,807	0,010	0,230	2,986	1,656	7,270	6,013	0,606	0,007	0,336	100,270
„ „ „ (Freda)	58,18	0,25	18,29	4,63	0,58[1]	0,27	2,47	0,65	6,93	4,52	0,819	—	—	98,69
„ von Cumä (vom Rath)	61,23	—	18,42	4,55	—	—	1,81	0,34	2,62	10,82	0,78	—	0,17	100,74
„ „ „ (Washington)	59,79	Spuren	19,71	2,95	1,08	Spuren	1,19	0,36	7,10	6,79	0,53	—	0,24	100,74
„ „ Caprara, Astroni (Riva)	57,58	0,31	19,39	3,22	1,62	—	4,08	1,17	8,68	3,12	0,17	0,21	0,94	100,49
Piperno der Vomero-Drahtseilbahn, grauer erdiger Bestandteil (Freda)	62,50	—	18,44	3,88	—	—	0,83	0,47	4,98	7,17	0,22	—	—	99,49
Piperno der Vomero-Drahtseilbahn, brauner kompakter Bestandteil (Freda)	61,55	—	19,06	4,14	—	—	1,28	0,62	5,31	6,72	—	—	—	99,78
Piperno von der Piazza Amedeo, grauer erdiger Bestandteil (Freda)	59,47	—	18,65	4,50	—	0,20	2,62	0,59	7,12	4,79	0,17	—	0,81	98,92
Piperno von der Piazza Amedeo, brauner kompakter Bestandteil (Freda)	59,34	0,19	18,48	4,59	—	0,31	2,54	0,77	6,75	4,96	0,81	—	—	98,74
Piperno von Pianura (Abich, Roth)	61,74	—	19,24	4,12	—	—	1,14	0,39	5,50	6,68	0,19	—	1,12	100,12
Schlacken von Montesanto, vereinigte Masse (Freda)	59,38	Spuren	18,40	4,33	—	0,38	2,24	0,57	6,68	5,26	0,88	Spuren	0,24	—
„ „ „ isolierte Masse (Freda)	59,65	—	17,82	4,46	—	—	2,31	0,61	7,29	5,78	0,86	—	—	—
„ des Monte Nuovo (Abich)	61,71	—	16,85	4,27	—	—	1,55	0,99	4,36	7,50	0,65	—	1,05	98,89
„ „ „ „ (Rammelsberg)	59,47	—	17,24	4,33	—	—	3,10	0,97	8,01	6,17	1,03	—	1,07	101,41
„ „ „ „ „	59,30	—	17,00	4,45	—	—	1,27	0,40	7,97	9,76	—	—	0,50	—
„ „ „ „ (Washington)	60,33	Spuren	18,74	2,84	1,29	Spuren	1,15	0,38	7,30	7,15	0,43	Spuren	0,56	100,17
Schwarze Schlacke von Mascaglione (Fondo Riccio) (Manasse)	55,23	—	19,61	4,33	2,97	—	5,32	2,25	6,25	3,98	0,24	„	0,31[2]	100,49
„ „ „ Concola (Fondo Riccio) (Manasse)	56,74	—	18,74	3,84	2,87	Spuren	4,63	2,00	7,18	4,36	0,22	„	0,44[2]	101,02
Aschgrauer Bimsstein von Concola (Fondo Riccio) (Manasse)	56,27	—	18,67	5,74	1,58	—	4,47	1,44	5,03	4,65	Spuren	„	1,77[2]	99,62
Rote Schlacke von Concola (Fondo Riccio) (Manasse)	57,25	—	19,93	4,83	2,27	0,09	3,40	1,78	6,96	4,43	0,29	„	0,49[2]	101,72
Bimsstein der äußeren Umwallung der Astroni (Riva)	58,35	0,30	19,83	0,98	2,37	—	3,67	0,90	9,10	3,59	Spuren	—	0,96	100,05
Schlacke der violetten Lapilli am Eingang in die Astroni (Riva)	56,69	0,45	—	3,03	2,08	0,53	—	—	—	—	—	—	—	—
Trachyt in den Auswürflingen von andesitischem Typus in der äußeren Umgürtung der Astroni (Riva)	54,72	0,65	19,60	2,45	3,09	Spuren	5,00	1,90	6,87	3,52	0,05	Spuren 0,28	2,08	99,93
Schlacke von den Pagliaroni in den Astroni (Riva)	57,50	0,50	18,80	4,37	0,62	0,57	3,84	1,20	8,39	3,16	0,03	0,20	0,99	100,21
„ der Rotondella in den Astroni (Riva)	57,60	0,46	19,43	2,49	1,92	0,23	4,17	1,06	8,71	3,55	0,04	—	0,64	100,50
Grauer Tuff des Monte Nuovo (Favilli)	55,10	—	18,30	7,60		Spuren	6,55	0,40	2,80	2,95	Spuren	—	6,30	100,00
„ „ „ „ „ (Abich)	56,31	—	15,33	7,11		—	1,74	1,36	6,54	4,84	—	—	—	100,22
„ „ „ Posillipo (Abich)	54,41	—	15,40	7,74		—	3,17	1,50	7,54	2,87	—	—	—	100,08
Gelber Tuff des Posillipo (Abich)	52,80	—	15,83	7,57		—	3,13	0,84	7,66	2,90	—	—	—	100,14
Gelber Tuff von Pianura (Manley)	54,16	—	17,36	3,55	—	—	3,84	1,20	3,48	0,63	0,43	—	15,78	—
Kompakte Adern im gelben Tuff von Pianura (Manley)	51,05	—	16,86	4,83	—	—	2,31	1,41	6,26	1,37	—	—	15,91	—
Puzzolan von Bacoli (Luiggi und Cardi)	56,20	—	19,30	8,70	—	—	2,90	0,25	3,45	2,90	Spuren	—	6,30	100,00
„ „ „ (Rebuffat)	52,77	—	17,00	4,84	—	—	3,28	1,35	7,65	4,94	—	—	7,25	99,08

[1]) Mit Na_2O. — [2]) Mit Spuren von SO_3.

Differenzen, so klein sie auch sein mögen, sind auffällig in Gesteinen, welche beinahe immer die gleiche mineralische Zusammensetzung besitzen, rühren aber sicher teilweise von dem Vorherrschen eines Gemengteils vor den anderen her, teilweise auch von den pneumatolytischen Einwirkungen, denen die Gesteine nach ihrer Bildung unterworfen waren, wie vielleicht das Vorwiegen des Eisenoxyds in den Schlacken des Fondo Riccio, teilweise, ich wiederhole es, auch von den genaueren Methoden der chemischen Analyse. Die Puzzolane, welche graue Tuffe sind, und in noch höherem Maße die gelben Tuffe, zeigen eine gewisse Verschiedenheit durch den geringeren Anteil an Kieselsäure, den größeren Reichtum an Calcium und Magnesium, den geringeren Gehalt an Natrium, das Fehlen von Chlor. Dieselben Umstände, das Vorkommen von Kieselsäure in den gewöhnlichen Verhältnissen ausgenommen, wiederholen sich in den Tuffen der Umgebung von Salerno und anderen Orten Kampaniens, welche gänzlich oder teilweise von den Phlegräischen Feldern herstammen und von Ricciardi[1]) analysiert sind. Diese Umstände vermehren noch den Glauben an die Analysen dieses Forschers gegenüber den Zweifeln von Lang, welche sich vielleicht zu überwiegend auf die Tatsache gründeten, daß Ricciardi einigen der von ihm analysierten Gesteine einen unzutreffenden oder falschen Namen beigelegt hatte[2]). Die oben erwähnten Differenzen im Gehalt an Calcium und Magnesium rühren wahrscheinlich von der Beimischung organischer und sedimentärer Massen in den Tuffen selbst her, sei es durch Diffusion des Calcium- und Magnesiumkarbonats, das den Kalkschalen von den durchgehenden Wassern entzogen wurde, sei es, wie Schirlitz behauptet, durch Zersetzung der Calcium- und Magnesiumsulfate, die sich im Meerwasser befinden und durch die Wirkung der abgestorbenen organischen Substanzen in die respektiven Karbonate verwandelt und in den Schichten verteilt wurden[3]). Die Armut an Natron, das übrigens Manley unvollkommen bestimmte, und das Fehlen des Chlors sind durch das Fehlen des Sodaliths verursacht worden, der mit der Zeit im Innern des Tuffes zersetzt wurde oder sich nicht in demselben gebildet hatte, weil der Tuff weit von den vulkanischen Herden und von pneumatolytischen Einwirkungen gefallen war.

Die Analysen zeigen auch Verwandtschaft mit denen der Obsidiane und denen der Trachyte von Ischia und M. Rotaro und, wenn auch nicht in dem Maße, mit kleinen Differenzen in den Alkalien, mit einigen Analysen von Ponza. Lang, der von ganz theoretischen und philosophischen Gesichtspunkten ausging, irrte sich also, wenn er annahm, daß sich im Golfe von Neapel drei Spalten kreuzten, von denen verschiedene vulkanische Materien ausgingen, und daß die Spalten und das Gestein der Phlegräischen Felder von denjenigen von Ischia verschieden, wohl aber mit denen des Vultur und des M. Ferru verknüpft seien, welche mehr basische und auch mineralogisch wie physikalisch verschiedene Massen auswarfen.

Mineralogische Beschaffenheit.

Feldspate.

Der häufigste Bestandteil ist der Sanidin, der gewöhnlich vollständig oder beinahe vollständig die mikrolithischen Feldspate und einen kleinen Teil, seltener die Gesamtheit der größeren Kristalle bildet. Sehr selten fehlt er, z. B. bei einigen Schlacken von S. Maria del Pianto. Der Reichtum an Kalium und der hohe Gehalt an Kieselsäure in

[1]) L. Ricciardi, Ricerche chimiche sui depositi di tufi vulcanici nella provincia di Salerno (Atti Acc. Gioenia Ser. II, Bd XVI, 1882, S. 107). — I tufi vulcanici del Napolitano (ibid. XVII, 1885, S. 37).

[2]) O. Lang, Die vulkanischen Herde am Golfe von Neapel (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XLV, 1893, S. 178).

[3]) Walther und Schirlitz, Studien zur Geologie des Golfes von Neapel, S. 337.

den Trachyten rührt wesentlich vom Sanidin her. Einige Analysen der phlegräischen Gesteine könnten, abgesehen von dem zu großen Gehalt an Eisen, Calcium und Magnesium, als Analysen von Orthoklas oder Sanidin gelten. Die sorgfältigen Untersuchungen über die Brechungsindizes, welche Riva angestellt hat, haben gezeigt, das der Sanidin des Piperno und der Astroni häufig Natronsanidin ist, und dafür halte ich auch denjenigen der Montagnella di Santa Teresa und des Kap Miseno. Noch zahlreichere und genauere Untersuchungen werden zeigen, daß er wahrscheinlich auch anderswo verbreitet ist. Anorthoklas wurde von Riva im Piperno erkannt, und in der Tat habe auch ich ihn im Piperno von Neapel im Parke Grifeo und der darüber liegenden Breccie und bei der Via Tasso, wie auch in den Schlacken des M. Spina, der Montagnella di Santa Teresa, des Kap Miseno, im Änigmatit-Trachyt der Museumsbreccie bei Camaldolilli, im kompakten Trachyt bei der Via Tasso in Neapel wieder gefunden. Nach Rosenbusch wäre der Anorthoklas in den Trachyten von Ischia, die denjenigen der Phlegräischen Felder so ähnlich sind, sehr gewöhnlich, wenn man nämlich nach ihm diejenigen Feldspate dazu rechnet, deren Spaltungswinkel wenig von 90° abweicht, und die in den Dünnschliffen eine leichte mikroklinartige Doppelzwillingstreifung zeigen.

Früher wurden die Plagioklase für sehr selten oder gar nicht vorkommend gehalten. Gewöhnlich war (bei der Solfatara, der Senga, M. Spina, Montagnella di Santa Teresa, M. di Cuma, Schlacken von Montesanto) der Plagioklas als solcher ohne nähere Bestimmung beobachtet worden. Nur in der Lava von Montesanto, welche Freda und Dell' Erba untersucht haben, wurde ein sehr natronreicher Plagioklas, der Oligoklas, bestimmt. Andesin oder Labradorit wurden von Lacroix beim M. Olibano bestimmt. Dell' Erba erkannte Anorthit in den Schlacken des M. Nuovo, ebensowohl in Mikrolithen in der Grundmasse, wie in den Einsprenglingen, Lacroix hat ihn auch im M. Olibano beobachtet: nur in den Trachyten bei Fuorigrotta herrscht nach Dell' Erba durchaus Anorthit vor, während Labradorit nur wenig und der Sanidin fast gar nicht vorkommt. Im Piperno hatte kein Autor Plagioklas erkannt, mit Ausnahme von Roth im Piperno von Pianura: daraus würde folgen, daß der Piperno ein Gestein wäre, das mineralogisch verschieden ist von allen phlegräischen Trachyten. Später erkannte Riva Natronsanidin und Anorthoklas darin. Wenn man aber auf die Gleichförmigkeit der Analysen achtet, so könnte man zu dem Schlusse kommen, daß die geringe Kenntnis der Kalknatronfeldspate im Piperno nur von der Art und Weise der Beobachtung herrührte. Die Vervollkommnung der mikrolithologischen Studien hat gezeigt, daß die Plagioklase immer und viel häufiger vorhanden sind, als man bisher annahm, was vollkommen in Übereinstimmung ist mit dem reichlichen Vorkommen von Augit und mit der davon abhängenden Basizität des Gesteins, wobei also noch das Zusammenvorkommen einer Menge von Sanidin mit einem bedeutend basischeren Mineral, wie es der Augit ist, beinahe unerklärlich blieb.

Eine Individualisierung bestimmter Plagioklase findet sich selten. Gewöhnlich trifft man in jeder Schlacke oder Lava und in jedem Auswürfling allerdings bald mehr, bald weniger die ganze Reihe der isomorphen Mischungen der basischen Plagioklase an. Diejenigen der überwiegend natronhaltigen Reihe sind wenig häufig in den Einsprenglingen und fehlen in den Mikrolithen. Am häufigsten ist der Anorthit. Aus ihm bestehen die Mikrolithen in geringer Menge mit Sanidin zusammen (M. Nuovo, Auswürflinge der Solfatara und von Cumä, Averno, Bajä, Sodalithtrachyt in der Breccie von Camaldoli mit Labradorit) oder mit ziemlich großem Überwiegen (Fuorigrotta, Miseno, Schlacken von Palombara und Sodalithtrachyt in den Breccien der Montagna d'Innocenzo mit Labradorit). Er bildet ferner den größten Teil der Feldspateinschlüsse (M. Nuovo; Solfatara im Trachyt mit Bytownit und Andesin, in den Auswürflingen mit Labradorit; Montagna Spaccata; Senga; Astroni mit Bytownit

und Labradorit; Fondo Riccio mit Bytownit und Andesin; Sta Maria del Pianto in den Schlacken mit Bytownit oder mit Labradorit, in den Obsidianen mit Albit; Averno; M. Olibano im Trachyt mit Labradorit oder Andesin, in den Schlacken mit Bytownit und Oligoklas; M. Spina mit Labradorit; Montagnella di Sta Teresa; Cumä in den Auswürflingen mit Labradorit; Kap Miseno mit Bytownit, Labradorit, Albit; Miseno; Campiglione im Obsidian mit Bytownit und Labradorit; Piperno von Soccavo, vom Parke Grifeo, von der Via Tasso; kompakter Trachyt der Breccie von Soccavo mit Albit; Trachyt mit Änigmatit der Breccie von Camaldolilli, Sodalithtrachyt der Breccie unterhalb Camaldoli; Piperno von Neapel mit Bytownit und Oligoklas; kompakter Trachyt der Breccie vom Parke Grifeo mit Labradorit; Sodalithtrachyt der vorhergenannten Breccie mit Bytownit und Andesin; kompakter Trachyt der Via Tasso mit Labradorit; Auswürflinge im Tuffe vom Scudillo mit Bytownit; Fuorigrotta mit Labradorit; in der Breccie der Montagna d'Innocenzo im helleren Trachyt mit Labradorit, im Sodalithtrachyt ohne Sanidin, im Obsidian mit Labradorit, Oligoklas, Albit; in den unteren und oberen Schlacken der Palombara). Labradorit findet sich allein in Mikrolithen, im Änigmatit-Trachyt der Breccie von Camaldolilli, im amphibolhaltigen Trachyt der Breccie der Montagna d'Innocenzo und kommt überdies noch vor in den Einsprenglingen (Bajä, Bimssteine von Bacoli, Piperno unterhalb Camaldolilli, Piperno in den Auswürflingen oberhalb der Breccie von Camaldoli mit Bytownit und Andesin, kompakter Trachyt im Parke Grifeo; Einschlüsse im Tuff vom Scudillo). Natron, das ziemlich reichlich in den phlegräischen Gesteinen vorkommt, gehört in kleinerer Menge dem Sanidin an, aber hauptsächlich den verschiedenen Plagioklasen und den verschiedenen Nebengemengteilen (Sodalith, Ägirinaugit, Ägirin, Hauyn, Nosean).

Eisenhaltige Mineralien.

Andere Hauptgemengteile sind eisenhaltige Mineralien, nämlich in ziemlich verschiedenen Verhältnissen Augit und die Oxyde von Eisen, besonders Magnetit. Im Obsidian fehlen gänzlich, wenn auch nicht immer, Körner oder Kristalle von Magnetit (Senga, Sta Maria del Pianto, Cumä, Campiglione, M. Nuovo). In der Tat lösen sich die Eisenoxyde in den Flüssen wie das Glas auf, ebenso auch im Obsidian. Das Eisenoxyd gibt den Gläsern eine sehr leichte gelbe oder rote Färbung, während das Eisenoxydul und das magnetische Oxyduloxyd dem Glase eine dunkelgrüne Farbe geben, die man bei unserem Obsidian sehr häufig bemerkt. Oft kommt in den kompakten Laven (Solfatara) und im schlackigen Magnetit vor (M. Nuovo, Montagna Spaccata, Senga, Sta Maria del Pianto, Schlacken des Averno, M. Olibano, M. Spina, Palombara, Fuorigrotta, Sodalithtrachyt der Auswürflinge von Miseno und der Breccie von Camaldoli), der im Piperno und in einigen der genannten Schlacken sich so reichlich findet, daß diese Massen eine schwarze Farbe erhalten. Er findet sich sowohl in Mikrolithen wie in Körnchen oder gut unterscheidbaren Opaciten. In gewissen Einschlüssen im Tuff des M. Nuovo, in den unteren Schlacken von Palombara, im Piperno, in welchen der Sanidin eine überwiegend sphärolithische Anordnung zwischen den Feldspatnadeln besitzt, kommt Magnetit sehr häufig und sehr fein verteilt vor. Im Hauyn haben alle Opacite den Charakter von Magnetit. In verschiedenen Fällen, besonders in den Schlacken, findet sich meistens Hämatit zusammen mit Magnetit, aus dem jener hervorgegangen ist (M. Nuovo). In vielen Fällen bestehen die Opacite, entstanden durch die Einwirkung des Wasserdampfes der Fumarolen bei nicht sehr hoher Temperatur auf die Eisenoxyde, teilweise (Senga, Schlacken der Astroni, Sodalithtrachyt der Breccie unterhalb Camaldoli) oder gänzlich (Montagna Spaccata, Santa Maria del Pianto, Fondo Riccio, M. Olibano) aus Hämatit und röten die

Schlacken, welche sie enthalten. Zuweilen sitzt der Hämatit in den Höhlungen der Schlacken in zahlreichen Kristallen. Flecken von Limonit begleiten alle eisenhaltigen Mineralien jeglicher Art in den Schlacken oder den Laven, in welchen sich irgend eine Veränderung geltend macht. Ich glaube, daß aus Limonit die Opacite bestehen, welche die braune Farbe des Gesteins verursachen und welche zahlreich in allen Schlacken, Lapilli und Auswürflingen der Schlackenvulkane vorkommen, besonders in den mehr glasigen Teilen und unter diesen in den dunkleren Partien. Pampaloni fand durch verschiedene Analysen, daß die braunen Opacite der Schlacken der Astroni aus Eisen zusammengesetzt sind, ohne aber die genaue chemische Zusammensetzung anzugeben. In verschiedenen bereits erwähnten Fällen sahen wir, daß die schwarzen Opacite aus Magnetit bestehen, die roten aus Hämatit; daraus folgt, daß wahrscheinlich die braunen Opacite Eisenhydroxyde sind. In vielen der erwähnten Fällen sahen wir, daß Magnetit und Hämatit ganz oder teilweise ersetzt durch Limonit sind, welcher später seinerseits zur Bildung von Hämatit Gelegenheit gegeben hat. In einigen Fällen, sind ein Teil der Opacite von Magnetit oder wenigstens alle diejenigen, die in der Nähe der Blasen der Gläser, welche mit Wasserdampf angefüllt waren, z. B. in den Schlacken der Astroni, der Montagna Spaccata und des Averno, in Limonit umgewandelt, wie das der Fall ist in den von Fumarolen zersetzten Laven. Anderseits ist der Staub um die Blasen in einigen Schlacken von Sta Maria del Pianto in Hämatit umgewandelt. In dem zersetzten Piperno innerhalb des Tuffes des Parkes Grifeo sind alle Opacite, die sonst Magnetit sind, in braunen Limonit umgewandelt; teilweise kommt dies auch im Piperno anderer Gegenden vor. Sicherlich bestehen diese Opacite nicht ursprünglich aus gediegenem Eisen, weil, abgesehen von anderen Dingen und im Unterschied von anderen Gemengteilen, sie nicht durch den Magnet angezogen werden. Sie sind auch nicht Titanit, wie einige Autoren meinen, weil man niemals um sie herum Leukoxen oder ein anderes Umwandlungsprodukt der Oxyde des Titans sieht. Sie können auch kein Eisenoxydul sein, das ohne Sesquioxyd kein bekanntes Mineral bildet, außer mit dem Magnesiumoxyd den Periklas des Vesuvs und einiger anderer Gegenden.

Diese Oxyde in Form von Opaciten von Limonit oder Hämatit fehlen oder kommen, wie Magnetit, spärlicher in den Trachyten und besonders in den Lavaströmen vor. Umgekehrt verhält sich die Sache mit den Augiten, die an einigen Stellen beinahe gar nicht in den Schlacken vorkommen, sehr häufig aber in Mikrolithen in der Grundmasse und als Einsprenglinge in den holokristallinischen Trachyten, welche eine graue, grünliche und im allgemeinen hellere Farbe besitzen als die Schlacken (Solfatara, Strom der Astroni, Santa Maria del Pianto, Cumä, M. Olibano usw.). Die physikalischen Merkmale und die Färbung stehen also, wie wir alsbald noch besser sehen werden, mit dem verschiedenen Überwiegen der Eisenoxyde oder der Augite in Beziehung. Zu den Basen des Augits gehören, abgesehen von Eisen, ein Teil des Kalkes, den die Analysen angeben, und ein Teil des Natrons. An vielen Orten sind, wie bei den Trachyten, so auch in den kompakteren Schlacken, größere Kristalle von Augit außen umgeben von natronhaltigen Pyroxenen, Ägirinaugit (Astroni, Einschlüsse im gelben Tuff des Scudillo), Ägirin (Schlacken des Fondo Riccio, Sta Maria del Pianto, M. Olibano), Akmit (Piperno, Cumä), oft in abwechselnden Zonen, die die kristallographische Orientierung des normalen Augitkernes, aber eine verschiedene chemische Zusammensetzung besitzen. Der Ägirinaugit (Astroni, Solfatara, Sta Maria del Pianto, Piperno, Sodalithtrachyt der Breccie von Soccavo und grauer Trachyt und Obsidian in der Breccie des M. di Procida), Ägirin (Fondo Riccio, Kap Miseno, Trachyt der Breccie von Via Tasso, Einschlüsse im Tuff des Scudillo, Schlacken und Obsidian der Breccien des Monte de Procida) und Akmit (Schlacken der Senga und Astroni) finden sich auch in isolierten Kristallen, die meistens von Augit begleitet werden,

seltener allein vorkommen. Die Augite einiger Sodalithtrachyte der Breccie der Montagna d'Innocenzo am M. di Procida sind grünbläulich, vielleicht infolge von Spuren von Titan. Der Augit einiger Auswürflinge des Fondo Riccio, des zersetzten Trachyts der Solfatara und des Obsidians von Campiglione, welche wenig eisenhaltig sind, nähern sich dem Diopsid.

Akzessorische Mineralien.

Ein anderes Mineral von komplizierter Zusammensetzung das etwas Eisen und vielleicht die Hauptmenge von Magnesium enthält, ist der Biotit. Als wesentlicher Gemengteil findet er sich nur bei Fondo Riccio, in den Schlacken, Auswürflingen und Geröllen von Santa Maria del Pianto und Santa Maria del Cavone, in den Auswürflingen und im holokristallinischen Trachyt der Torre dei Franceschi und nach den Beschreibungen von Dell' Erba in den Schlacken, die man im Emissar bei Fuorigrotta antraf. Im allgemeinen kommt er selten vor in den Schlacken wie in den kompakten Trachyten (Tuff des M. Nuovo, Solfatara, Montagna Spaccata, Senga, Astroni, Averno, M. Spina, Montagnella di Santa Teresa, Schlacken und Strömen des M. Olibano, Cumä, Fondo Riccio, Kap Miseno, Piperno, Montesanto, Obsidian von Campiglione, gewöhnlicher Trachyt, Obsidian und Sodalithtrachyt in der Breccie des M. di Procida, Schlacken von Palombara, Einschlüsse in dem Tuff des Scudillo). Zuweilen fehlt er, wie in den Auswürflingen des Amphiboltrachyts des M. di Procida, im Änigmatittrachyt der Museumsbreccie und besonders im Sodalithtrachyt der verschiedenen Breccien; aber das bemerkenswerteste Beispiel absoluten Fehlens kommt in den Schlacken des M. Nuovo und von Bajä vor.

Von anderen Gemengteilen sind die Amphibole zu erwähnen; indessen können nur der Aktinolith in dem seltenen Amphiboltrachyt der Montagna d'Innocenzo und der Änigmatit in der gleichfalls seltenen Museumsbreccie bei dem Piperno als wesentliche Bestandteile gelten. Die Gesteine, welchen diese Mineralien angehören, fehlen andererseits in den oberflächlichen Massen der Phlegräischen Felder, und wenigstens der Aktinolithtrachyt ist der ganzen Region fremd. Häufiger, aber doch so, daß es scheint, als ob sie schon vorher existiert habe oder unter besonderen Bedingungen entstanden sei, ist Hornblende. Reichlich kommt sie im Obsidian der Ponti Rossi, in der schwarzen Schlacke von Santa Maria del Pianto, im kompakten Trachyt der Breccie der Via Tasso und in einigen Schlacken des M. di Procida vor; anderswo ist sie selten, und zwar weniger selten unter den Einsprenglingen, als unter den Mikrolithen (Solfatara, Montagna Spaccata, Senga, Astroni, Fondo Riccio, Averno, M. Spina, Montagnella di Santa Teresa, Trachyt des M. Olibano, Kap Miseno, Bimsstein von Bacoli, Piperno, Montesanto, Fuorigrotta, Obsidian und Sodalithtrachyt in der Breccie der Montagna d'Innocenzo, Schlacken von Palombara).

Ebenso ist Olivin sehr selten (M. Nuovo, Astroni, Santa Maria al Monte, Cumä, Laven des M. Olibano, Sodalithtrachyt der Museumsbreccie von Soccavo, Montesanto, Fuorigrotta). Ausnahmsweise reichlich ist Apatit im Sanidintrachyt einiger Kiesel des Cavone vorhanden. Anderswo ist er nicht selten, aber wie gewöhnlich in außerordentlich untergeordneter Menge (Einschlüsse des M. Nuovo, Solfatara, Senga, Astroni, Fondo Riccio, Santa Maria del Pianto, Averno, M. Spina, Trachyt des M. Olibano, Piperno, Trachyt von Montesanto, Fuorigrotta, Sodalithtrachyt in der Breccie der Montagna d'Innocenzo, Schlacken von Palombara).

Sehr selten ist der Zirkon (Auswürflinge der Solfatara, Kiesel von Santa Maria del Cavone), aber besonders häufig findet er sich mit Änigmatit in einigen Trachyten der Museumsbreccie von Camaldolilli und Soccavo. Titanit wurde von De Lorenzo und Riva in der Senga, von Lacroix in der Montagnella di Santa Teresa, von Rosenbusch bei Cuma, von Johnston-Lavis im Piperno, stets in mikroskopischen Einschlüssen, beobachtet. Im M. Olibano wurde von

Rosenbusch Hauyn beobachtet, Pampaloni hat ihn in den Schlacken der Astroni und des Averno, Manasse in den Schlacken von Fondo Riccio, und ich habe ihn in den Schlacken des M. Nuovo, der Montagna Spaccata, der Senga, der Montagnella di Santa Teresa, des Kap Miseno und in den unteren und oberen Schlacken des M. di Procida beobachtet. Dieses Mineral wurde nur selten in den phlegräischen Gesteinen beobachtet, weil es sich meistens in den Poren findet und häufig beim Übertragen der Dünnschliffe verloren geht. Im Piperno wurde von Kalkowsky Nosean beobachtet, der sich sonst im Sodalithtrachyt der Breccie der Montagna d'Innocenzo findet. Er ist wahrscheinlich wie der Hauyn durch pneumatolytische Vorgänge in dem schon fertigen Gestein entstanden. Sodalith findet sich beinahe allenthalben in den Poren oder in den Spalten infolge der Einwirkung von Chlorwasserstoffdämpfen auf die natronhaltige Masse der Trachyte und bisweilen in sehr großer Menge als wesentlicher Gemengteil (M. Nuovo, Solfatara, Montagna Spaccata, Senga, Astroni, Santa Maria del Pianto, Averno, M. Spina, Cumä, M. Olibano, Piperno von Soccavo, von Camaldoli und der Museumsbreccie, Sodalithtrachyt aus der Breccie des Parkes Grifeo, Montesanto, Einschlüsse im Tuff des Scudillo, Schlacken des M. di Procida, Punta del Inferno, Sodalithtrachyt in der Breccie der Montagna d'Innocenzo, obere Schlacken von Palombara). Weder in Schlacken noch in Lavaströmen wurde Leucit als häufiges Element beobachtet. Nur De Lorenzo und Riva geben ihn an als wesentlichen, wenn auch nur sehr seltenen Bestandteil in den Astroni, sowohl in dem Seitenstrom, wie auch in den zentralen Schlacken; seltener tritt er in den Auswürflingen auf. Mir scheint, man kann nicht immer eine Verwechselung mit dem Sodalith ausschließen, ich glaube vielmehr, daß dieses bemerkenswerte Mineral, wenn es sich in den Astroni findet, auch in allen anderen phlegräischen Gebilden vorkommen wird, wo ich es bis jetzt noch niemals gefunden habe.

Zersetzungsprodukte sind außer den Sulfaten der Solfatara, dem überall verbreiteten Limonit und Hämatit, Kaolin, der aus der Zersetzung des Sodalithes und der Plagioklase hervorgegangen ist (Solfatara, Auswürflinge im gelben Tuff von Camaldolilli, im Tuffe des Scudillo und im Sodalithtrachyt der Breccie der Montagna d'Innocenzo) und Chalcedon im zersetzten Piperno der Breccie des Parkes Grifeo. Durch gelegentliche Reaktionen sind verschiedene Mineralien entstanden, welche sich hier und dort finden, besonders in den Poren, wie Hyalit, den Breislak in den Schlacken der Astroni beobachtet hat; Quarz, von Scacchi in den Schlacken des M. Spina und im Piperno bemerkt; Eisenglanz in denselben und den Schlacken des Fondo Riccio und Strömen des M. Olibano; Fayalit ($Fe_2 SiO_4$) beobachtet unter verschiedenen Namen wie Breislakit, Rutil, Hornblende und, wenn er zersetzt ist, als Raphisiderit (M. Olibano, Trachyt von Montesanto, Piperno in Hohlräumen); Calcit (M. Olibano, Montesanto) und Pyrit (Solfatara, Agnano). Nicht unbedingt fest steht das Vorkommen von Mejonit im Piperno von Pianura und von Nephelin, der von Kalkowsky in den Poren des Piperno gesehen worden ist.

Fassen wir nun das Ganze zusammen, so sind die Hauptgemengteile der Eruptivgesteine in den Phlegräischen Feldern im allgemeinen: Sanidin und Plagioklas, besonders der Anorthit, und mit diesem Augit und Magnetit, und zwar sowohl einzeln wie zusammen. Akzessorisch sind Biotit, Olivin und noch mehr Hornblende; sekundär Sodalith, der sehr häufig, und Hauyn, der seltener vorkommt. Wenn man die zufälligen in dem oberflächlichen Teile der Gegend fremden Auswürflinge ausschließt, so gibt es sehr wesentliche Unterschiede zwischen den Gesteinen der verschiedenen Gegenden nicht; sie variieren zwischen einem mehr basischen und einem mehr sauren Gestein. Die äußerste basische Varietät, ausgezeichnet durch das Überwiegen oder reichliche Vorkommen von Anorthit auch unter den Mikrolithen, nähert sich den Andesiten und wird durch die Schlacken von Bajä, M. di Procida, Kap Miseno, Porto di Miseno, d. h. von der ganzen Halbinsel von Bajä und

von Auswürflingen des Fondo Riccio und der äußeren Umwallung der Astroni, durch die Schlacken der Montagna Spaccata, der Gesteine von Cumä und Fuorigrotta, welche Dell' Erba Pyroxenandesit nannte, repräsentiert. Die Schlacken der Vulkane des Averno und des M. Nuovo, die an die Halbinsel angrenzen, und eine geringere Menge von Mikrolithen von Anorthit enthalten, bilden gewissermaßen einen Übergang zu den Trachyten der übrigen Gegenden, in denen sich unter den feldspatischen Mikrolithen nur oder fast nur Sanidin findet. Andere Varietäten, die jedoch eine geringere Rolle spielen, sind Ägirin- und Akmittrachyt von Cumä, die Schlacken ohne Biotit des M. Nuovo, die Schlacken mit häufigem Biotit und zuweilen mit Olivin von Santa Maria del Pianto.

Es ist zu bedauern, daß es keine chemischen Analysen aller dieser Gesteine gibt, von denen wohl manche von den anderen Trachyten der Phlegräischen Felder verschieden sein könnten. Wahrscheinlich rühren jene kleinen mineralogischen Unterschiede von örtlichen Verschiedenheiten des Untergrundes her. Übrigens werden wir sehen, daß zwischen dem einen Vulkan und dem anderen immer einige kleine mineralogische Unterschiede existieren, wie auch leichte chemische Unterschiede vorhanden sind. Wie auch die mineralogische Beschaffenheit sein mag, immer existiert ein beträchtlicher Unterschied zwischen den kompakten und den blasigen Laven, zwischen den Lavaströmen und den Schlacken, in dem umgekehrten Vorherrschen von Eisensilikat d. h. von Augit und von Eisenoxyden, die in ersteren selten, in letzteren häufig vorkommen.

Alle diese Gesteine sind, sei es nach ihrer chemischen Natur bei verschiedenem Gehalt an Kieselsäure, 57—62 Proz., sei es nach ihrer mineralogischen Natur, wirkliche Trachyte im Übergang zu Andesiten.

Physische Beschaffenheit.

Wir sahen, daß in bezug auf die chemische Zusammensetzung keine erheblichen Unterschiede zwischen den einen und den anderen Gesteinen existierten; ein sehr wichtiger Schluß, welcher die Einheit oder wenigstens sehr geringe Verschiedenheit ihrer Natur, ihres Ursprungs und der Gleichförmigkeit der pneumatolytischen Vorgänge beweist, denen sie während und nach dem Ausbruch unterworfen waren. Vom mineralogischen Standpunkt aus beobachten wir Unterschiede zwischen den Laven und den Schlacken. Etwas größer sind die Differenzen in bezug auf die physische Beschaffenheit, und wir haben schon darauf hingewiesen, daß es Eruptionen von kompakten und von schlackigen Laven gegeben hat, die ihrer physischen Beschaffenheit nach verschieden sind.

Erstens ist der Trachyt der Lavaströme völlig oder fast völlig kristallinisch, ohne oder nur mit geringer Beimischung von glasigen Teilen. Er hat also eine holokristallinische oder körnige Struktur, während diejenige der Schlacken überwiegend glasig ist mit wenigen kristallinischen Elementen, also hypokristallinisch. Eine ziemlich deutliche Grenze trennt die glasigen Schlacken von den Lavaströmen und im allgemeinen von den kristallinischen Trachyten; in der Tat sind Gesteine mit dazwischen liegendem Gehalt an Glas selten, oder sie fehlen überhaupt. Während der Trachyt der Lavaströme kompakt ist, ist derjenige der Schlacken meist blasig, und deshalb und infolge der verschiedenen glasigen oder kristallinischen Natur ist das spezifische Gewicht des schlackigen Trachytes geringer als das der Lavaströme. Diese Unterschiede in der Form der Verfestigung haben bedeutende Differenzen in der Farbe im Gefolge, indem die holokristallinischen Lavaströme hellere, grünliche oder grauliche Farben tragen, während die Obsidiane und die hypokristallinischen Schlacken dunkler sind von tiefblauer Farbe, von tiefroter dagegen, wenn die Mikrolithen in Hämatit oder geradezu von schwarzer, wenn diese in Limonit verwandelt sind. Dieser Unterschied rührt von der verschiedenen chemischen Verbindung des Eisens her, das in der Form von

Silikat, d. h. von Augit vorwiegend in dem helleren kompakten kristallinischen Gestein und in Form von Oxyden, häufig von Magnetit, in dem dunkleren, schlackenartigen, glasigen Gestein vorkommt. Doelter bemerkte, daß die Menge des Magnetits bei rascher Abkühlung eines Eisensilikates sehr bedeutend zunimmt[1]). Die Farbe ist daher eine Funktion der verschiedenen mineralogischen Zusammensetzung infolge der verschiedenen physischen Beschaffenheit.

Auch zwischen den einzelnen Eruptionen, den holo- oder hypokristallinischen, gibt es besondere Unterschiede, die nicht selten der ganzen Masse jedes Vulkans und jedes Ausbruchs eigen sind. Zwischen den verschiedenen glasigen oder schlackigen Ausbrüchen besteht, wie oben gesagt, der bedeutendste Unterschied in dem verschiedenen Überwiegen der Mikrolithen von Sanidin oder von Plagioklas; aber noch ein anderer Unterschied, dessen Ursache unbekannt ist, besteht in der verschiedenen Form und Verteilung der Mikrolithen von Sanidin und zuweilen der von Anorthit mitten in der hypokristallinischen Masse. In vielen Fällen sind die Mikrolithen des Sanidins, sei es, daß sie einfach oder sehr selten verzwillingt sind, isoliert und zwar von um so weniger unbestimmten Umrissen, je geringer ihre Größe ist. Meistens legen sich die Mikrolithen aneinander, oder sie teilen sich, kreuzen sich und gruppieren sich zu Büscheln, in welchem Falle sie häufig gekrümmt sind, und diese Eigenschaft, welche bei den Trachyten von Ischia und Ponza wiederkehrt[2]), kommt am häufigsten in der kristallinischen Entwicklung unserer Schlacken vor. In den Schlacken der Astroni, von Kap Miseno, von Palombara usw. haben die Gruppen des Sanidin die Struktur, welche von Washington keraunoidisch genannt wurde, sie sind also zu Büscheln geformt, welche aus einem größeren Mikrolith bestehen, der in der Mitte schmäler ist, und von dem viele andere kleinere oft gekrümmte nach den Enden unter spitzen Winkeln ausstrahlen. In den Schlacken des M. Nuovo, in den höheren von Palombara, in denen des Senga, vom M. Olibano, in den Einschlüssen im Tuff des Scudillo und im Piperno sind die Mikrolithen des Sanidins in strahlige Büschel geordnet, die um einen Mittelpunkt herumliegen und manchmal wirkliche Sphärokristalle bilden. Die fluidale Verteilung der Mikrolithen ist meistens, doch nicht immer, deutlich sichtbar. Auch zwischen den kristallinischen Trachyten der Ströme besteht ein schrittweiser Übergang nach der Richtung, daß einige ein wenig glasig, andere mehr kristallinisch sind. In den ersteren sind Mikrolithen von Sanidin und Augit häufig mit spärlichen Plagioklasen, indem sie dabei einen dichten Filz bis zum völligen Verschwinden glasiger Teile bilden. In dem die Grundmasse bildenden Filz aus Mikrolithen stechen verschiedene größere Kristalle derselben Bestandteile und andere verschiedener Mineralien besonders vom basischen Plagioklas hervor, aber bald sind die Unterschiede in den Dimensionen beträchtlicher (Averno, Kap Miseno usw.), bald sind sie weniger bedeutend (M. Nuovo, Senga usw.). In diesen Fällen ist zweierlei Größe, d. h. zweimalige Verfestigung der Gemengteile, deutlich zu erkennen. Manchmal jedoch sind alle Gemengteile in Kristallen von großen und gleichförmigen Dimensionen erstarrt ohne oder mit nur sehr wenig Glaseinschlüssen und ohne mikrolithische Grundmasse. In diesem Falle zeigt der Trachyt die Eigenschaften einer sog. intratellurischen Erstarrung und die rein holokristallinische Struktur, wie alle die Gesteine, welche nur aus kristallinischen Mineralien zusammengesetzt sind, obwohl diese nicht immer scharf begrenzte Kristallformen zeigen. So sind der Trachyt von M. Olibano, den Lacroix Sanidinit nannte, und teilweise die anderen Sanidinite desselben Autors beschaffen, sei es, daß sie sich in Lavaströmen oder in ausgeworfenen Bruchstücken im Tuff finden. Diese holokristallinische oder körnige Struktur ist den Eläolithsyeniten, den Theralithen, Graniten und anderen alten Gesteinen, die die deutschen Geologen Tiefengesteine nennen, eigentümlich. Übrigens haben auch von den

[1]) C. Doelter, Petrogenesis. Braunschweig 1906, S. 90.
[2]) Rosenbusch, Mikros. Physik. II, 1887, S. 565. — Washington, On Ischian Trachytes S. 380.

holokristallinischen Trachyten einige zweimalige Bildung der Bestandteile (Cumä, Astroni, Solfatara), andere weniger deutlich, und unter diesen haben einige (M. Olibano) kristallisierte Bestandteile von großen Dimensionen; bei anderen (Averno, Auswürflinge von Torre dei Franceschi, M. di Procida, S. Elmo, Sta. Maria del Monte) sind sie feiner und beinahe gleichförmig kristallisiert, und diese letzteren unterscheiden sich von allen anderen durch die gleichmäßige weiß und schwarze Farbe und durch ihre äußere Erscheinung, die, abgesehen von der helleren Farbe, sie gewissen Gabbro oder Diabasen ähnlich macht.

Fassen wir die strukturellen Eigenschaften zusammen, die bei den phlegräischen Laven einfach von den physischen Verhältnissen der Abkühlung und Erstarrung herrühren, so sehen wir eine Reihe von Typen, deren Unterschiede wesentlich in dem verschiedenen Grade der Differenzierung der Grundmasse und der Einsprenglinge bestehen. Die Reihe beginnt mit Obsidianen, deren Grundmasse aus Glas mit relativ seltenen Einsprenglingen oder Mikrolithen von Feldspat, Pyroxen, Magnetit besteht (Cumä, Astroni); es folgen Grundmassen, die wenig Glas und eine hyalopilitische Struktur besitzen und daher einen andesitischen Charakter tragen (M. Nuovo); darauf Massen, die ähnlich, aber beinahe holokristallinisch sind, mit deutlichen und großen Einsprenglingen (Senga, Astroni, Kap Miseno, M. di Procida, Averno); darauf wirklich holokristallinische Massen, welche aus Feldspatmikrolithen und allotriomorphen Aggregaten von Feldspaten, Pyroxen und Magnetit bestehen, deren Körner sich bis zu 0,1 mm erheben (Senga, Kap Miseno, M. di Procida), während die Feldspatmikrolithen bis zu 2 mm lang werden können. In demselben Maße, wie die Dimensionen der Bestandteile der Grundmasse wachsen, vermindert sich die Bestimmtheit des Umrisses der idiomorphen feldspatischen und augitischen Einsprenglinge (Cumä, Astroni, Solfatara). So vermindert sich nach und nach der porphyrartige Charakter des Gesteins, indem die Unterschiede zwischen den Einsprenglingen und der Grundmasse allmählich geringer werden. Die Glaseinschlüsse werden kleiner oder verschwinden, und alle Gemengteile finden sich makroskopisch kristallisiert mit beinahe gleichförmigen Dimensionen (M. Olibano). Die Gründe für solche Unterschiede werden noch klarer hervortreten, wenn wir die verschiedenen Umstände betrachten, welche sich bei der Abkühlung und Erstarrung der Trachyte geltend machen.

Was die Zusammensetzung und Natur der Tuffe angeht, so bin ich der Ansicht, daß sie dieselbe ist wie die der Gesteine, durch deren Zerstückelung sie entstanden sind; Abich sah, daß die feinen Materien des Tuffes beim Schmelzen sich in ein Aggregat von kleinen glasigen, hohlen Kügelchen umsetzten und sich bei Weißglut in eine glasige, blasige, dunkelgraue Masse verwandelten, die den Schlacken ähnlich war.

XXXIII. Petrographische Natur der Auswürflinge.

Wir sahen früher, daß bei allen Explosions- und Schlackeneruptionen mit den Tuffen und Schlacken zusammen sehr verschiedenartige Auswürflinge vorkommen von Bruchstücken eruptiver und sedimentärer Gesteine, die in dem Gebiet an der Oberfläche vorkommen oder auch dort fehlen.

Beim Ausbruch des Monte Nuovo waren mit dem Tuff Ziegelsteine und Bruchstücke römischer und mittelalterlicher Bauwerke verbunden, ein sehr schönes Beispiel für eine vulkanische Bildung, die sich teilweise aus menschlichen Gegenständen zusammensetzt.

Unter den Bruchstücken, die beinahe in jeder Schlackeneruption vorkommen, bei der Montagna Spaccata, Fondo Riccio, Montagnella di Santa Teresa, den Schlacken des Monte Olibano, fanden wir Fragmente des unten liegenden gelben Tuffes. In dem grauen Tuff des Averner Sees liegen Auswürflinge von gelbem Tuff, die mehrere Kubikmeter groß

sind; in der Tat findet sich der gelbe Tuff in sehr geringer Tiefe und liegt unter dem grauen Tuff in dem äußeren südlichen Teile der Umwallung. Anderseits finden sich im gelben Tuff fast überall (Neapel, Posillipo, Monte di Procida, Miseno usw.) Bruchstücke grünen Tuffes, die aber weniger groß sind als die Bruchstücke des im grauen Tuffe eingeschlossenen gelben Tuffes. Dieser Tuff liegt also in größerer Tiefe. Nur beim Epomeo auf Ischia tritt dieser grüne Tuff offen zutage, in den Phlegräischen Feldern nicht. Die Fragmente sind häufiger und größer beim Monte di Procida, bei Miseno und meist auf der Halbinsel Bajä; dort liegt er also wahrscheinlich der Oberfläche näher.

Einige Bruchstücke mit Mollusken lebender Arten finden sich beim Monte di Procida, aber es ist sehr gut möglich, daß die Konglomerate, welche sie enthalten, teilweise vom Meere dort angehäuft sind. Es finden sich, wenn auch sehr selten, bei Posillipo, Monte di Procida, den Breccien von Camaldolilli wenig veränderte Kalke, die denen der Trias der Halbinsel von Sorrent und vielleicht des Monte Massico entsprechen; sie existieren also im Untergrund, aber in sehr großer Tiefe, vielleicht von einigen 1000 m.

Die Auswürflinge mit Humboldtilith, Augit, Leucit, Försterit, Spinell, Wollastonit usw., die Lacroix so sorgfältig in den Astroni im Tuff des Torre d'Ingresso und in den Schlacken der Pagliaroni beschrieben hat, sind mit den holokristallinischen, ganz aus Silikaten zusammengesetzten identisch, die sich in den gleichen Tuffen des Monte Somma finden und von Lacroix der vollständigen Umsetzung der Kalke zugeschrieben werden, die sich im Untergrund finden. Auch in den Tuffen von Latium finden sich ähnliche Bruchstücke. Über die groben Bruchstücke von Pyroxen und Humboldtilith äußert sich Lacroix (S. 328): »Cette roche possède les caractères extérieurs et la composition minéralogique des scories fréquentes dans les fours à chaux où l'on cuit des calcaires siliceux.« Deshalb bemerkt er ausdrücklich, daß »les roches sont le résultat de la transformation des calcaires, sous l'action d'une roche volcanique dont les veinules noires leucitiques sont, sans doute, les témoins endomorphisés.«

Die Hypothese Thompsons[1]), daß die Bruchstücke der mineralogischen Aggregate, die in den Tuffen der Somma zusammen mit den unveränderten oder zersetzten Kalken vorkommen, Bruchstücke derselben Kalke seien, die durch vulkanische Gesteine vollständig modifiziert wurden, ist in 100 Jahren nach und nach bestätigt worden. Sehr auffällig ist die Ähnlichkeit der eingeschlossenen Aggregate und der einschließenden vulkanischen Gesteine, beim Vesuv, dem Vulkan von Roccamonfina und den Vulkanen Latiums, lauter Lokalitäten, wo im Untergrund bis zum Krater sicherlich eine sehr große Reihe von Trias- oder noch jüngeren Kalken vorkommt, wie sich dies in den unzähligen Kalkfragmenten in den Tuffen wenigstens einiger dieser Vulkane offenbart. Identische Aggregate finden sich ferner in den Vulkanen von Bracciano, Vico und Bolsena, in deren Untergrund sich sehr mächtige Kalke, wenn auch von etwas verschiedener Natur, und identische vulkanische Gesteine finden. In den Tuffen der Somma und der anderen schon erwähnten Orte sind Bruchstücke sehr häufig, die reichlich kalkhaltige, aus der Zersetzung der Kalksteine entstandene Mineralien, wie Glimmer, Humit, Epidot, aber auch solche mit nicht kalkhaltigen Mineralien sehr verschiedenen Ursprungs enthalten. Diese Fragmente werden wahrscheinlich aus größerer Tiefe stammen. Diesen ähneln am meisten die der Astroni und anderer Stellen der Phlegräischen Felder, wo äußerst selten Bruchstücke solcher kompakter oder metamorphisierter Kalke oder Silikate vorkommen, die sicherlich aus Kalkstein entstanden sind. Man könnte annehmen, daß besonders das erwähnte Bruchstück mit Humboldtilith

[1]) G. Thompson, Sur la nature des marbres vomis par le Vésuve et sur l'étendue possible des influences volcaniques (Bibl. britan., Bd. VII, 1798, S. 140).

und Augit einem Melilithbasalt angehöre, wie er von Stelzner beschrieben wurde, oder besser einem melilithhaltigen Leucitit, wie er am Capo di Bove und anderen Orten der Albaner Berge vorkommt; es fehlt aber in diesem Leucitit Hauyn, während Nephelin und Biotit vorkommen.

Von anderen noch älteren unveränderten Sedimentärgesteinen kenne ich bis jetzt keine Spuren. Beim Vesuv finden sich Granite, die vermutlich auch im Boden der Phlegräischen Felder vorkommen.

Gehen wir zu den Eruptivgesteinen über, so finden wir überall in den grauen und gelben Tuffen und in den Breccien Bruchstücke von Obsidianen mit perlitischer Struktur, schlackige, halb- oder vollkristallinische Trachyte, die hinsichtlich ihrer Farbe oder Textur mit jenen ähnlich oder identisch sind, welche wir schon in den Phlegräischen Feldern angetroffen haben. Diese Bruchstücke gehören sämtlich vorherexistierenden Massen an und beweisen dadurch, daß sich in der ganzen Gegend unterirdisch die Produkte anderer Schlackeneruptionen und andere kristallinische Lavaströme finden, von denen an der Oberfläche nichts zu sehen ist, die aber eine lange vorangegangene Existenz vulkanischer Ereignisse anzeigen. Mit am häufigsten in den unteren Bänken, z. B. mit dem Piperno, besonders aber an der Torre dei Franceschi kommen Bruchstücke glimmerhaltiger, körniger, holokristallinischer Trachyte vom Typus des Averno vor. Also beschränkten sich Ausbrüche ähnlichen Gesteins nicht auf den Krater des Averno und ähnliche Ausbrüche, deren Produkte heute sämtlich unterirdisch verborgen liegen, fanden in den älteren Zeiten in den Phlegräischen Feldern häufiger und ausgedehnter statt, als in den späteren. Auffallend ist das häufige Auftreten von Bruchstücken von Piperno mit Sphäroiden aus Sanidin in allen gelben Tuffen.

Es finden sich aber auch Bruchstücke vulkanischer Gesteine, die nicht an der Oberfläche dieser Gegenden erscheinen. Der Sodalithtrachyt findet sich zwar an der Oberfläche, aber niemals findet sich der Sodalith als wesentlicher Gemengteil in solcher Menge, wie in den Auswürflingen innerhalb der Breccie des Parkes Grifeo, zwischen den beiden Pipernobänken unterhalb Camaldoli und im Tuffe des Scudillo. Diese Auswürflinge gehören demselben extremen trachytischen Typus an, welcher oberflächlich zutage tritt, und noch mehr als dieser nähern sie sich den Phonolithen. Jene Fragmente ähneln dem Gestein von Vivara, welches Riva und de Lorenzo[1]) Trachydolerit nennen.

Diese Tatsachen beweisen, daß der reichlichen Sodalith führende Trachyt unter dem Boden der Gegend in den Produkten der älteren Ausbrüche verbreitet ist, und ebenso ist die Bildung des Sodalithes durch Reaktionen von Seewasser und von Dämpfen von Chlornatrium nach den Angaben von Scacchi, Lang und Friedel (s. Kap. XXXVII, S. 193) wahrscheinlich durch hohe Temperatur und Druck erleichtert worden, so daß er eher im Untergrunde als an der Oberfläche entstehen konnte.

Der Amphiboltrachyt mit Sanidin, Augit, Amphibol, Magnetit, der selten in der Breccie der Montagna d'Innocenzo vorkommt und zuweilen die Form von Geröllen besitzt, die andeuten, daß sie möglicherweise auch von außerhalb der nächsten Umgebung liegenden Orten herrühren, findet sich ausschließlich im Untergrund des Monte di Procida und seiner Umgebungen. Ausschließlich nur im Untergrund findet sich der Trachyt mit Änigmatit der Museumsbreccie. Bei Soccavo kommt Änigmatit mit Sanidin, Augit, Hornblende, Magnetit, Zirkon, jedoch nicht in größeren Kristallen, bei Camaldolilli mit Sanidin, Plagioklas, Augit und Magnetit vor. Besonders der letztgenannte Trachyt von Soccavo erinnert an die Pantellerite von Pantelleria und Nerita, die aber sauerer sind.

[1]) Il cratere di Vivara, S. 21.

Der Leucittephrit kommt spärlich überall vor; aber mit Ausnahme der Bänke am Averner See findet er sich nur in Bruchstücken von tieferen, mit den grünen Tuffen gleichalterigen oder älteren Strömen. Zu den typischen basaltoiden Leucittephriten gehören die Vorkommnisse des Averner Sees, nach Roth und Lacroix jene der Torre Lupara und des Colle dell' Imperatrice in den Astroni und die im östlichen Teile des Gebiets gegen den Vesuv hin, bei S. Maria al Monte, S. Maria del Pianto, und in Schottern bei S. Maria del Cavone.

Dieser Leucittephrit zeigt keine typischen Besonderheiten, die ihn von anderen ähnlichen Gesteinen unterscheiden. Er wurde außer am Vesuv, bei Roccamonfina, in den Vulkanen im Hernikerlande, bei Montefiascone und Monte Jugo am Bolsener See gefunden; aber auch an anderen Punkten der ciminischen und sabatinischen Vulkangruppe, in Sardinien am Monte Ferru, in Böhmen, in Schonen, in Java, am Kaiserstuhl u. a. O.

Der Typus der phonolithoiden Leucittephrite findet sich besonders im westlichen Teil des Gebiets gegenüber den Inseln Procida, Vivara und Ischia, im grauen Tuffe des Vomero, in Auswürflingen im gelben Tuffe über den Breccien von Camaldoli, im Tuffe zwischen Laven und Schlacken von Cumä, im gelben Tuffe von Miseno, und in der Breccie unterhalb der Bimssteine der Montagna d'Innocenzo. Das Gestein erinnert an die Vorkommnisse des Tavolato und anderer Örtlichkeiten des latinischen Vulkans und ist durch eine zum Teil glasige Grundmasse, durch Spärlichkeit oder Mangel von Augit in der Grundmasse, durch Mikrolithen und Einsprenglinge von Sanidin und Anorthit nebst spärlichem Nosean charakterisiert. Der Sanidin findet sich häufiger in der Mehrzahl der Auswürflinge des Monte di Procida.

Dem Untergrunde des Monte di Procida eigentümlich ist die Abart, die grünbläulichen Augit und Hornblende ziemlich reichlich enthält zusammen mit Biotit neben dem Leucit und Sanidin und den Mikrolithen von Labradorit, Anorthit und Magnetit.

Sehr häufig sind die Bruchstücke aller von uns beschriebenen Gesteine mehr zersetzt, als die gleichalterigen Schlacken oder Auswürflinge, welche sich jetzt in situ an der Oberfläche vorfinden. Aber wie man unter allen alten wie jungen oberflächlichen Vulkanen der Phlegräischen Felder nur bei der Solfatara solfatarische Zersetzungen bemerkt mit der charakteristischen andauernden Bleichung, welche sich in den Produkten fortsetzt, so sind in den nicht gleichalterigen Fragmenten in den Tuffen die solfatarischen Zersetzungen (Auswürflinge im gelben Tuff des Scudillo und von Camaldolilli), die ihrem Auswurf vorangingen, außerordentlich selten. Dagegen sind besonders in den älteren Vulkanen und Tuffen die Zersetzungen sehr gewöhnlich, welche von oberflächlichen Oxydationen und Hydroxydationen herrühren, die durch Wasser oder durch Wasserdämpfe von nicht übermäßig hoher Temperatur entstanden sind. Diese Zersetzungen bestehen in der Hydroxydierung und nachfolgenden Diffusion des Eisens der Magnetite durch das ganze Gestein und in der Veränderung der gefärbten Silikate, d. h. in der Zersetzung und darauffolgenden Hydroxydierung und Verminderung des Gehalts an Eisen der Augite und Biotite, die in den Augiten eine Entfärbung und eine zonare Verteilung der Interferenzfarben hervorruft, die längs den Spalten und an der Peripherie weniger lebhaft geworden sind, und zuweilen auch wie bei der solfatarischen Zersetzung in der Verkleinerung des Winkels der optischen Achsen. Die weißen Silikate, d. h. die Feldspate, in erster Linie die Plagioklase, und der Sodalith werden zersetzt und geben zur Bildung von Kaolin Anlaß. Die Zersetzung geht unregelmäßig vor sich, die Interferenzfarben werden anfangs lebhafter, dann schwächer; die optischen Winkel bleiben erhalten, so lange noch ein Teil des Kristalls übrig ist. Die Gläser werden durch die Diffussion des Eisenhydroxyds opak und braun und allmählich zu Kaolin und Kieselsäure. Der hauptsächlichste Unterschied zwischen der solfatarischen Veränderung, durch die die Gemengteile im Verhältnis zu der verschiedenen Löslichkeit der

respektiven Basen, wobei das Eisen den Anfang macht, zersetzt werden, und der normalen Zersetzung durch Wasser besteht in der Hydroxydation, aber nachfolgenden Permanenz des Eisens und in der gewöhnlichen Permanenz der Tonerde bei der normalen Zersetzung durch Wasser. Nur in einigen wenigen Fällen, z. B. bei einigen Schlacken des Monte Spina wird Sanidin vor dem Plagioklas zersetzt, und in anderen Fällen, in denen die Zersetzung durch alkalische Wässer und auf komplizierterem Wege vor sich geht, findet eine größere Verkieselung der Masse unter Bildung von Chalcedon statt (Fragmente in der Breccie des Parkes Grifeo).

Die soeben besprochenen Zersetzungen in den Auswürflingen und Bruchstücken der phlegräischen Breccien und Tuffe sind eine Folge ihres höheren Alters im Gegensatz zu den oberflächlichen Schlacken und Laven und müssen im Innern vor den Explosionen stattgefunden haben, teilweise aber nach ihrer Einschließung in den oberflächlichen Tuffen, weil diese selbst als sehr durchlässiges Gestein deutliche Spuren rezenter Zersetzung auf wässerigem Wege tragen.

Im ganzen also können wir sagen, daß im Untergrund der Phlegräischen Felder der gelbe Tuff ansteht, der den grünen Tuff bedeckt, unter dem in sehr großer Tiefe mehr oder weniger zersetzter Triaskalk folgt, dessen Liegendes uns unbekannt ist. Nach aller Wahrscheinlichkeit und nach dem, was man beim Vesuv beobachtet, ist anzunehmen, daß weiter in der Tiefe bald alte kristallinische Gesteine folgen. In den gelben und in den grünen Tuffen kommen reichlich Überreste von Schlackeneruptionen und Lavaströmen vor, die aber nicht zutage treten.

XXXIV. Klassifikation.

Sobald die Anwendung des Mikroskops beim Studium der Gesteine größere Fortschritte gemacht hatte, bildeten die mineralogischen charakteristischen Eigenschaften die Grundlage für ihre Klassifikation. Gleichzeitig vermehrte sich aber die Zahl und vervollkommneten sich auch die Methoden der chemischen Analysen und trugen zur Bedeutung der chemischen Zusammensetzung für die Unterscheidung der Gesteine wesentlich bei. Auf diesem Wege, den zuerst Brögger[1]) beschritten hatte, gingen besonders die amerikanischen Petrographen voran, und die moderne Tendenz geht dahin, die petrographische Klassifikation überhaupt wesentlich zu modifizieren. Verschiedene moderne Petrographen haben die Überzeugung ausgesprochen, daß die Klassifikation der Eruptivgesteine sich in erster Linie auf ihre chemische Zusammensetzung stützen muß[2]). In der Tat kann die chemische Zusammensetzung bessere Aufklärung über das Magma geben, aus dem die Eruptivgesteine hervorgingen und über die chemischen Erscheinungen, denen sie bei der Berührung mit anderen mineralisierenden Massen auf ihrem Wege zur Oberfläche oder nach ihrer Bildung unterworfen waren. Außerdem enthüllt die chemische Zusammensetzung mit größerer Feinheit und Genauigkeit alle Bestandteile eines Gesteins. Es wäre aber ein Irrtum, wenn man dieser Zusammensetzung ausschließliche Wichtigkeit beimessen wollte. Eine Klassifikation, die sich nur auf chemische Analysen stützt, könnte ein Konglomerat oder einen durchaus rezenten Sand, der von der Erosion kristallinischer Gesteine herrührt, einen mehr oder weniger alten kristallinen Schiefer, einen sehr alten Granit, einen rezenten eruptiven Porphyr, einen Trachyt der Gegenwart zu einer Einheit zusammenfassen. Ferner, wie schon gesagt, unterscheidet die chemische Zusammensetzung das ursprüngliche Magma nicht von den durch

[1]) W. C. Brögger, Gesteine der Gorudit-Tinguait-Serie. Kristiania 1894.

[2]) F. Loewinson-Lessing, Note sur la classification et la nomenclature des roches eruptives. (Congr. geol. intern. 7me session. St. Petersburg 1897, S. 58.)

pneumatolytische Vorgänge oder durch Mineralisatoren erzeugten allmählichen Umformungen. Die mineralogische Zusammensetzung anderseits, die übrigens eine Funktion der chemischen Zusammensetzung ist, zeigt das Gestein in seinem Zustand, wie es sich auf oder nahe der Oberfläche unter Umständen gebildet hat, die nicht immer von der chemischen Zusammensetzung abhängen. So hat z. B. jüngst Washington[1]) unter dem Namen von Toskanit die Trachyte des Monte Amiata in Toskana und von Cerveteri-Bracciano mit denjenigen der Tolfa, von Campiglia, Roccastrada vereinigt, die zwar sämtlich fast dieselbe chemische Zusammensetzung besitzen; aber während sich in der Masse der letzteren freier Quarz vorfindet, fehlt es in den ersteren. Die beiden Tatsachen, nämlich die Gleichheit der chemischen Zusammensetzung und die An- oder Abwesenheit von freiem Quarz sind von höchster Bedeutung, so daß man nicht bei der petrographischen Einteilung nur auf die eine Bedacht nehmen dürfte, und nicht auch auf die andere. Die mineralogische Verschiedenheit bezeugt das Vorhandensein von Umständen in der Entwicklung und in der Erstarrung des Gesteins, die a priori für unwichtig zu halten, ein schwerer Irrtum wäre. Ich glaube daher, daß das chemische Studium für das Studium des primitiven Magmas von großem Nutzen sein wird, aber bei einer petrographischen Einteilung der Gesteine, wie sie jetzt augenblicklich beschaffen sind, muß die mineralogische Zusammensetzung doch stets eine gleiche Rolle wie die chemische spielen. Die physischen Eigenschaften können noch Varietäten in den Arten unterscheiden lassen, die sich auf chemische und mineralogische Eigenschaften stützen.

Wir kommen nun zu den Namen, welche die meisten Petrographen unseren Trachyten gegeben haben. Der Trachyt des Monte Nuovo, den Hoffmann für Phonolith gehalten hatte, ist von Rosenbusch[2]) Augittrachyt und von Dell' Erba Sodalith-Anorthit-Sanidinit genannt worden. Augittrachyt vom Ponza-Typus nennt Rosenbusch weiter den Trachyt der Astroni, wahrscheinlich den der Pagliaroni und denjenigen des Monte Olibano, welchen Lacroix den Sanidiniten und den Mikrosanidiniten zuweist, ferner denjenigen der Solfatara, und den Piperno, der auch von Kalkowsky als Augittrachyt bezeichnet wurde. Der Lavastrom von Montesanto heißt bei Dell' Erba Sodalith-Pyroxen-Sanidinit, bei Rosenbusch (S. 768) Sodalithtrachyt; Sodalithtrachyt mit Akmit heißt das Gestein von Cumä[3]). Dell' Erba nannte Pyroxen-Glimmer-Andesit das Gestein des Emissars bei Fuorigrotta, das sich durch den Reichtum an Anorthit und die relative Häufigkeit von Biotit auszeichnet.

De Lorenzo und Riva, welche unbedeutenden chemischen Unterschieden ein übermäßiges Gewicht beilegen, vereinigen mit dem Vulsinit Washingtons die Laven der Astroni; sie nennen ferner Trachytdolerit, indem sie dabei die Ähnlichkeit mit den Ciminiten wegen des verschiedenen Verhältnisses des Natrons zum Kalium, der größeren Menge von Protoxyden und der geringeren Azidität betonen, die Schlacken des Fondo Riccio, den Sodalithtrachyt von Montesanto, die Auswürflinge der Astroni, in denen der Kalknatronfeldspat vor dem Kalifeldspat vorwaltet, und die Laven des Arso auf Ischia. Nach ihrer Ansicht unterscheiden sich die Laven vom Monte Nuovo und von Cumä merklich voneinander. Sanidinite und Mikrosanidinite nennt Lacroix den Trachyt des M. Olibano, der Montagnella di S. Teresa, von Agnano und alle diejenigen, die große Einsprenglinge von Feldspaten besitzen. Dieser Name wird aber wohl in den meisten Fällen nicht richtig gebraucht, weil unter den Einsprenglingen häufig die Plagioklase vorherrschen, so daß daher diese Gesteine besser Plagioklasit genannt werden müßten. Rosenbusch unterscheidet unter den phlegräischen Trachyten zwei Typen, die jedoch häufig ineinander übergehen.

[1]) W. S. Washington, Italian petrological sketches III. Chicago 1897. (The Journ. of Geology, Bd V, S. 1.)

[2]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, ed. II, 1877, Bd II, S. 597, ed. III, S. 766.

[3]) Ebenda ed. III, Bd II, S. 771.

Einer von ihnen ist der Augittrachyt vom Ponzatypus, der sich durch beinahe vollständiges Fehlen von Biotit, teilweise auch von Augit und durch reichliches Vorkommen von Magnetit auszeichnet, was nach Rosenbusch mit der Resorption der früher vorhanden gewesenen Mineralien zusammenhängt. Der zweite Typus ist der des Sodalithtrachyts, ausgezeichnet durch grünliche Farbentöne, geringes Vorkommen von groben kristallinischen Einsprenglingen, beinahe gänzliches Fehlen von Eisenoxyden, Biotit und Hornblende, reichlichen Gehalt an Natron, Vorherrschen der alkalihaltigen Pyroxene unter den gefärbten Gemengteilen, Fehlen von freier Kieselsäure, durch gewöhnlich völlig holokristallinische und trachytische Struktur und sparsames Auftreten von glasiger Basis in den Zwischenräumen zwischen den Gemengteilen der Grundmasse. Eine Varietät des Sodalithtrachyts wäre der Sodalithtrachyt mit Akmit oder Akmittrachyt vom Cumä (Rosenbusch, 3. Aufl. Bd II, S. 771), ausgezeichnet durch sehr seltenes Vorkommen von Biotit und Auftreten von Akmit; er unterscheidet sich also etwas von den anderen Eruptivgesteinen der Phlegräischen Felder.

Diese Einteilungen von Rosenbusch beruhen jedoch lediglich auf Unterschieden in der physischen Struktur und auf leichte daraus sich ergebende mineralogische Unterschiede, stehen jedoch nicht in Übereinstimmung mit den Beobachtungen, die ich in den vorangegangenen Kapiteln niedergelegt habe. Die Augittrachyte des Ponzatypus entsprechen in der Tat der schlackigen hypokristallinischen Varietät, die Sodalith- und Akmittrachyte den holokristallinischen Lavaströmen.

Ziehen wir die Beschaffenheit anderer Vulkane mit in Betracht, so ergibt sich auch nach der Ansicht von Lang nur ein einziger Lavatypus, der allen Phlegräischen Vulkanen gemeinsam ist, wie er auch auf Ischia, auf Vivara und teilweise auf Ponza vorkommt, ein Typus, der zwischen den Trachyten und den Andesiten in der Mitte steht, sich von ersteren durch das reichliche Vorhandensein von mehr basischen Plagioklasen, namentlich in Einsprenglingen, von letzteren durch das reichliche Vorkommen von Sanidin, besonders in Mikrolithen, unterscheidet. In ihnen kommt also der am meisten saure Bestandteil, der Sanidin, zusammen vor mit den mehr basischen Feldspaten, besonders auch dem Anorthit, eine ziemlich seltene Vereinigung, ferner auch mit anderen ziemlich basischen Bestandteilen, nämlich mit Magnetit oder Augit. Auch in diesem Gestein, wie überhaupt im allgemeinen in den Andesiten, sind die Mikrolithen saurer als die Einsprenglinge, und wie in den Andesiten und den Basalten, aber (nach Rosenbusch) nie in den ausschließlich sanidinischen Gesteinen, tritt eine pilotaxitische oder hyalopilitische Struktur deutlich auf, die durch die Nadeln von Feldspat erzeugt wird, die teils verzwillingt, teils einfach sind und sich mit oder ohne glasige Partikeln in einer Grundmasse, die oft Fluidalstruktur besitzt, verteilt finden.

Sehr bemerkenswert ist das Auftreten von den natronhaltigen akzessorischen Gemengteilen Akmit, Ägirinaugit, Ägirin, Sodalith, Hauyn, die für die Phonolithe charakteristisch sind. Olivin, der in einem so sauren Gestein sonst immer selten auftritt, und Biotit kommen nur spärlich vor.

Mineralogisch bilden also die phlegräischen Trachyte und jene von Ischia und Ponza einen wohl unterschiedenen Typus von natronhaltigem andesitischen Trachyt, welcher vom physischen Standpunkt aus mit den normalen Trachyten das »sich rauh Anfühlen« gemein hat; er hat jedoch dunklere Farben, grau, schwärzlich, braun, dunkelgrün, größeres spezifisches Gewicht, Feldspateinsprenglinge von großen Dimensionen und gestreifte Feldspate, die vor dem Sanidin vorwalten; er enthält reichlich Augit, der auch mit bloßem Auge sichtbar ist, während Biotit und Amphibol, sofern sie überhaupt vorhanden sind, doch mehr den Charakter akzessorischer Gemengteile tragen; die Grundmasse ist selten holokristallinisch und neigt zur vitrophyrischen Struktur.

Die chemische Analyse entspricht vollkommen der mineralogischen. Sie zeigt bisweilen leichte Unterschiede in den Gesteinen mancher Krater. So hat der Piperno, in welchen die Kalknatronfeldspate selten auftreten, etwas größere Azidität (59—62 Proz.). Die Gesteine der Astroni, die sich dem andesitischen Typus nähern, haben einen Gehalt an Kieselsäure von 56,5—57,5, während diejenigen des Fondo Riccio, die reich an eisenhaltigen Bestandteilen sind, 55—57,5 Proz. aufweisen. Der Eisengehalt ist beim Fondo Riccio etwas größer, Kalk und Magnesia kommen reichlicher ebenda und bei den Astroni vor, Kalium und Aluminium in geringerer Menge bei den Astroni, Natrium beim Monte Nuovo und Fondo Riccio. Im allgemeinen zeichnen sich aber alle genannten Gesteine durch ihren ziemlich hohen Säuregehalt (56—62 Proz.) aus, der nur bei den saureren Trachyten noch größer ist, bei denen man auch ein Überwiegen von Natron vor Kalium bemerken kann; sie haben einen mittleren Gehalt an Tonerde (17—19 Proz.) wie bei den Trachyten von mittlerer Azidität und den leucitischen Gesteinen; einen Eisengehalt von 4—5 und beim Fondo Riccio bis 7 Proz. auch entsprechend den Trachyten mittlerer Azidität, während er bei den leucitischen Gesteinen größer zu sein pflegt; einen Gehalt an Kalium (5—8,5 Proz.), welcher dem der saureren Trachyte entspricht, während er bei leucitischen Gesteinen und den mehr basischen Trachyten größer ist. Ein besonders charakteristisches Merkmal dieser Trachyte ist endlich der reichliche Gehalt an Natron, der denjenigen an Kalium meist übertrifft, und einen entsprechend geringeren Gehalt an Calcium und Magnesium, wie es gewöhnlich ist, wenn das Natron überwiegt. Kalk und Magnesia (mit Ausnahme von Fondo Riccio und Astroni) sind noch spärlicher als in allen anderen italienischen Laven. Nur in den quarzhaltigen Trachyten von Tolfa und Campiglia und einem Dolerit des Monte Ferru (Sardinien) kommen diese beiden Bestandteile reichlicher vor. Der große Reichtum an Eisen und Kaliumsilikaten schließt die Möglichkeit ein, daß die Lava unter Bildung von freiem Quarz erstarrt wäre, wenn nicht so große Quantitäten von Eisen und die Basen der Feldspate außer dem Kalium vorhanden gewesen wären. Der Überfluß von Natron und das Verhältnis des Natrons zum Kali, das nach Iddings[1]) gerade das charakteristische und am wenigsten veränderliche Merkmal bei jeder Familie von Laven ist, zeigen an, daß diese Trachyte chemisch von den übrigen abweichen und einen besonderen Typus darstellen. Wenn man die petrographischen Anordnungen lediglich auf die chemischen Zusammensetzungen aufbauen wollte, so würde es ganz gerechtfertigt sein, für das vulkanische Magma der Phlegräischen Felder und des Untergrundes der Inseln Vivara, Ischia und Ponza eine besondere Bezeichnung einzuführen.

Wir können zwei Typen unterscheiden, die miteinander in Verbindung stehen durch das Zusammenvorkommen sehr verschiedener Feldspate und die Verwandtschaft ihrer chemischen Zusammensetzung, dagegen sich voneinander ein wenig unterscheiden durch das umgekehrte Vorherrschen von Kali- oder von Kalknatronfeldspaten. Der eine Typus ist ein andesitischer, von de Lorenzo trachydoleritischer genannt, der chemisch mit den Vulsiniten verwandt ist, worin die mehr basischen Plagioklase überwiegen, von Fondo Riccio, Fuorigrotta, Palombara, S. Maria del Pianto, der andere ist ein trachytischer, der sich den Sanidiniten der französischen Geologen und Dell' Erbas nähert, dessen unter den oberflächlichen Gesteinen nicht vorkommende äußerste Abänderung durch die Gerölle mit Sanidin ohne Plagioklas des Cavone repräsentiert wird.

Diese beiden Typen haben dieselben Unterabteilungen und dieselben Varietäten miteinander gemeinsam und kommen ebensowohl unter den an der Oberfläche erstarrten Gesteinen vor, wie unter den Auswürflingen, die aus der Tiefe herrühren. Beide finden sich

[1]) Iddings, The origin of igneous rocks. (Philos. society of Washington. Bull., Bd XII, 1892.)

in schlackiger hypokristallinischer Form mit Überwiegen von Magnetit, also in der Form des Augittrachyts vom Ponzatypus (Rosenbusch) und in der Form von kompakten holokristallinischen Lavaströmen, also von Sodalithtrachyten desselben Autors mit Überwiegen von gefärbten, Alkali führenden Silikaten.

Die sowohl in hypokristallinischer wie in holokristallinischer Form am meisten auftretende Varietät ist der Augittrachyt, aber nur in den hypokristallinischen Schlacken vom trachytischen Typus des Monte Nuovo und vom andesitischen Typus von Bajä findet sich genau der wirkliche Typus ohne Biotit und Hornblende; im übrigen kommen auch sonst diese Mineralien nur selten vor. Ägirinaugit und Ägirin kommen bei allen Varietäten und Formen vor und nicht bloß bei den holokristallinischen oder dem Sodalithtrachyt von Rosenbusch. Akmit findet sich nach Rosenbusch nur in dem holokristallinischen Gestein von Cumä, während de Lorenzo und Riva ihn auch in den hypokristallinischen Schlacken der Senga und Astroni angaben, die also deshalb andesitische Akmittrachyte heißen müßten. Eine selten vorkommende Varietät mit häufigem Glimmer und Amphibol ist der hypokristallinische Glimmer- oder Glimmer-Amphibol-Trachyt (S. Maria del Pianto, Fuorigrotta), der auch holokristallinisch vorkommt (Torre dei Franceschi), sowohl im andesitischen wie im trachytischen Typus.

Bei beiden Typen finden sich auch Sodalithtrachyte. Sodalith kommt überwiegend als wesentlicher, häufig aber auch als akzessorischer Bestandteil vor; seine Anwesenheit bedingt aber nicht die Aufstellung eines besonderen Typus, da er sich sowohl im Sodalithtrachyt von Rosenbusch, wie im Ponza-Typus desselben Autors vorfindet (Monte Nuovo, Montagna Spaccata, Senga usw.), wie auch in dem andesitischen Typus ohne Sanidin in einigen Auswürflingen und Geröllen des Cavone. Seine Gegenwart ist stets mit dem reichlichen Vorhandensein von Natron verknüpft.

Alle die genannten Varietäten der beiden Typen können große Einsprenglinge von Feldspat enthalten. Die Sanidinsphärolithe kommen sowohl in dem dem trachytischen Typus angehörigen Piperno, wie auch im andesitischen Typus von Palombara vor. Schließt man auch noch die Laven von Ischia ein, so kann man noch eine andere Varietät unterscheiden, nämlich den andesitischen Trachyt vom Arso-Typus, der sich hauptsächlich durch das relativ reichliche Vorkommen von Olivin und durch größere Basizität auszeichnet, weshalb ihn Washington[1]) zu seinen Ciminiten rechnet und Dell' Erba[2]) für ihn den besonderen Namen Arsit vorschlägt. Mit unseren Trachyten identische finden sich nur noch auf Ischia, Ponza und in den Breccien von Vivara[3]). Auf Ischia und Ponza hat Rosenbusch (a. a. O. S. 30) genau seinen hypokristallinischen Augittrachyt vom Ponzatypus wiedererkannt und auf Ischia und Vivara seinen holokristallinischen Sodalithtrachyt. Auch der Akmittrachyt von Cumä steht einigen Trachyten von Ischia und Vivara nahe. Nur die andesitischen Trachyte mit Augit oder Glimmer und Amphibol oder Akmit oder Sodalith mit den Gemengteilen der phlegräischen Laven kommen sonst nicht weiter vor. Dadurch tritt der Unterschied unserer Trachyte von den anderen, auch den ihnen am nächsten stehenden Typen deutlich hervor. Der Sodalithtrachyt vom Laacher See und der Akmittrachyt der Azoren haben andere Zusammensetzung und anderes Aussehen. Augittrachyte, die sich von unseren durch geringeren Gehalt an basischen Plagioklasen und durch einige andere Eigenschaften stärker unterscheiden, sind weniger selten, kommen aber durchaus nicht häufig vor. Rosenbusch (III, Bd II, S. 766) erwähnt sie unter

[1]) Some analyses of ital. volc. rocks, S. 290.

[2]) Dell' Erba, Studio e considerazioni petrografiche sulla lava dell' Arso nell' isola d'Ischia. (Rend. R. Acc. sc. fis. e mat., Ser. III, Bd I, S. 7 und Atti Sez. II. Bd VII. Napoli 1895.)

[3]) G. de Lorenzo e Riva, Il cratere di Vivara nelle isole flegree. (Atti R. Acc. sc. fis. e mat., Bd X, Ser. II. Napoli 1900.)

Berufung auf andere Autoren von Dunnlydagh in Armenien, Monte Ferru in Sardinien, Vico in den Ciminischen Bergen, den Azoren, Mont Mézenc im Velay, den Kerguelen und der Insel Ascension. Die Trachyte von Vico und Monte Ferru sind mineralogisch und chemisch etwas verschieden, wie auch die Augittrachyte der Columbretes, welche natronhaltig, jedoch weniger sauer sind als die unseren, und in denen Hornblende den Augit überwiegt[1]). Die Augitandesite sind gewöhnlich basischer und besitzen, abgesehen von lokalen Unterschieden, fast immer reichlich Olivin. In ihrer chemischen Beschaffenheit besitzen gewisse Analogien mit unseren die Andesittrachyte, die Washington[2]) unter dem Namen Vulsinit in der Umgegend von Bolsena, Rocca Monfina und vom Monte Amiata zusammenfaßt. Der Gehalt an Kieselsäure, Tonerde und Kali ist der gleiche, aber bei den Vulsiniten ist der Gehalt an Kalk und Eisen größer, an Natron geringer. Vergleicht man die beiden typischen Analysen vom Vulsinit von Washington und vom Trachyt der Astroni von de Lorenzo, so bemerkt man, daß ihr Gehalt an Eisen, Kalk und Magnesia zusammen gleich ist, daß aber Kalium beim Vulsinit Washingtons reichlicher ist und daß der Gehalt an Natron bei diesem stets kleiner ist, ein wichtiger Umstand. Übrigens ist die Vereinigung des Gesteins des Monte Amiata mit dem Vulsinit, die sich nur auf eine Analyse von Ricciardi stützt, zum mindestens sehr gewagt. Auch die Banakite vom Yellowstone Park, die Iddings[3]) beschrieben hat, haben gewisse chemische Analogien, unterscheiden sich aber mineralogisch nicht wenig von ihnen. Mit den Ciminiten, zu denen Washington Gesteine rechnet, die mineralogisch voneinander recht verschieden sind, wenn sie auch chemisch gleichartig zu sein scheinen — die Analysen stammen aber von verschiedenen Autoren und sind zu ganz verschiedenen Zeiten gemacht — vergleicht de Lorenzo die Gesteine von Fondo Riccio und den Sodalithtrachyt von Montesanto; aber bei den Ciminiten ist der Anteil an Aluminium, Kalium und Natron, zuweilen auch an Kieselsäure, geringer, der an Eisen, Kalk und Magnesia größer: die Ciminite sind demnach basischere Gesteine.

In Bezug auf den Gehalt an Natron und Kali haben sie mit den sog. Toskaniten Washingtons von S. Vito bei Bracciano Ähnlichkeit; diese sind aber, wie alle anderen sog. Toskanite, nämlich die Nevadite von Campiglia, Roccastrada, Tolfa und Cerveteri und die Augithypersthentrachyte vom Monte Amiata saurer, enthalten weniger Tonerde, meist auch weniger Eisen und Kali, aber mehr Kalk. Sie sind also nicht nur mineralogisch, sondern auch chemisch von ihnen verschieden.

Die holokristallinischen Formen unserer Trachyte erinnern, was schon Rosenbusch auffiel, in ihrer Zusammensetzung an die Eläolith- und älteren Alkalisyenite. Die natronreichen Syenite besitzen auch eine gewisse chemische Verwandtschaft mit ihnen, allerdings mit großer mineralogischer Verschiedenheit; sie enthalten aber auch mehr Kalk, weniger Tonerde und Kali. Die vulkanischen Gesteine von Capraia, Lipari, Ätna, Val di Noto entsprechen unseren Trachyten nicht, wie dies Washington (a. a. O. S. 293) annahm; damit fallen auch die Theorien in sich zusammen, die sich auf diese angenommene Analogie stützten.

Die Phlegräischen Felder bilden mit den Inseln Nisida, Procida, Vivara, Ischia, mit der Somma, den Ponza-Inseln, vielleicht auch mit dem Vulkan von Rocca Monfina eine vulkanische Gegend, die sich vor allen anderen in Italien durch ihre Ausdehnung, ihre Gleichförmigkeit, die Natur ihrer Lava, welche sie hauptsächlich zusammensetzt, unterscheidet. Diese letztere ist natronhaltiger andesitischer Trachyt, der besonders in der Peripherie, beim Vesuv und bei Rocca Monfina mit leucitischen Gesteinen abwechselt.

---

[1]) F. Becke in Columbretes. Prag, Mercy 1895, S. 67 ff.
[2]) H. Washington, Italian petrological sketches. (Journ. of Geol., Bd V, 1897, S. 358.)
[3]) Iddings, Journ. of Geol., Bd III, 1895, S. 935.

Die Vulkane der Phlegräischen Felder haben mit den Vulkanen von Latium und den Liparischen Inseln das gemein, daß sie in einer sehr tiefen synklinalen Depression zwischen felsigen, höheren Gebieten auftreten, während die anderen Vulkane regellos ohne ein Gesetz zwischen Sedimentärgesteinen verteilt sind, die verschiedene Antiklinalen oder Synklinalen bilden, wie der Vultur.

Da der Untergrund der Phlegräischen Vulkane, derjenigen Latiums und der Liparischen Inseln nicht sichtbar ist, so kann der Geolog gegenüber der oft aufgestellten und auch in der neuesten Zeit von Bergeat (a. a. O. S. 254) wiederholten Behauptung, unter diesen Vulkanen existierten lange und tiefe radiale Spalten, nur antworten, daß dies lediglich eine Hypothese ist. Der Geolog, der das umliegende Gebiet beobachtet und erforscht hat, kann bestätigen, daß ähnliche Spalten unter den anderen italienischen Vulkanen auf dem Binnenlande nicht vorhanden sind, und daß zwischen den Phlegräischen Vulkanen und den anderen mehr nördlich und östlich gelegenen Vulkanen keine irgendwelche direkte Verbindung existiert, die durch oberflächliche Brüche offenbart würde[1]). Die Behauptung Sabatinis[2]), die er als Axiom aufstellt, daß »ad una grande frattura o meglio ad un sistema di fratture, anche secondarie od avventizie .. siano dovuti tutti i centri vulcanici che dal Monte Amiata arrivano ad Vesuvio« ist vielmehr eine einfache Hypothese auf Grund einer ganz oberflächlichen Betrachtung einer geographischen Karte.

In den Phlegräischen Feldern, wie auch bei den Vulkanen Latiums, bei Linosa, etwas weniger bei den Liparischen Inseln und bei Pantelleria, die überwiegend trachytisch sind, und beim Vultur sind die Krater deutlich und weit, aber nur bei den Phlegräischen und Römischen Vulkanen kommen die weiten kraterförmigen Depressionen häufiger vor, die aller Wahrscheinlichkeit nach von Explosionen herrühren. Diese Explosionen verdanken ihre Entstehung vielleicht dem Umstand, daß diese Vulkane mitten in sehr tiefen Synklinalen in Meereshöhe liegen, so daß das Meerwasser sehr leicht in die vulkanischen Kanäle eindrang und den oberflächlichen Teil des Bodens explodieren ließ.

Alle namentlich angeführten Vulkane der italienischen Halbinsel sind sehr jung, postpliocän. Die Phlegräischen Felder muß man, wenn man auch vom Vesuv, dem Ausbruch des Monte Nuovo im Jahre 1539 und den anderen historischen auf Ischia absieht, als tätige Vulkane ansehen, zusammen mit denjenigen von Pantelleria, dem Ätna und denen der Liparischen Inseln. Auch Linosa wäre wahrscheinlich hierher zu rechnen, obwohl in historischen Zeiten kein Ausbruch bekannt geworden ist. Zu den erloschenen Vulkanen gehören der Vultur, die Vulkane in Latium, Umbrien und Toskana.

XXXV. Verhältnisse der Lava vor der Abkühlung an der Oberfläche.

Es bleibt noch das ziemlich schwierige und komplizierte Problem zu erörtern übrig, welche Beschaffenheit die verschiedenen Eruptivmassen ursprünglich und welche sie in dem Moment besaßen, in dem sie ausbrachen.

Verschiedene Autoren haben vermutet, daß alle Laven von demselben oder von sehr wenigen verschiedenen Magmen herrühren, die sie zu bestimmen versucht haben[3]). Bunsen

[1]) C. de Stefani, I vulcani spenti dell' Appennino settentrionale (Boll. d. soc. geol. ital. X, S. 543, 550, 553; Rom 1891.) — G. de Lorenzo, Studi geol. di M. Vulture, S. 194.

[2]) V. Sabatini, Vulcano Laziale (Mem. descritt. d. Carta geol. d'Italia, Bd X, Rom 1900, S. 31).

[3]) H. J. Johnston-Lavis, The relationship of the structure of rocks to the conditions of their formation (Scient. Proc. R. Dublin Soc. 1886, Bd V., S. 113). — Derselbe, The causes of variation in the composition of igneous rocks (Science 1894, 4. Febr.). — Derselbe, The Highwood Mountains of Montana and mag-

behauptete, daß sie nur von zwei Magmen herrühren, vielleicht in verschiedener Mischung[2]; Streng, Kjerulf, Tribolet und andere waren der gleichen Ansicht. Poulett Scrope und andere in seinem Gefolge waren der Meinung, daß es sich um ein einziges Magma handele. Iddings und Brögger nahmen an, daß die Unterschiede in der Temperatur die Hauptursache der Differenzierung des eruptiven Magma sei. Ihrer Ansicht nach können Laven, die sich aus dem primitiven Magma in einer bestimmten Periode ausgeschieden hatten, nacheinander neue Differenzierungen veranlassen. Nach Pirsson geben in einem vulkanischen Herd die inneren wärmeren Teile mehr saure Produkte, die äußeren kälteren mehr basische. Iddings behauptet dann weiter, daß in einzelnen vulkanischen Regionen die Eruptionen mit Magmen von mittlerer Beschaffenheit anfingen, um dann mit Magmen von extremer Beschaffenheit zu endigen, während nach Brögger und Teall die Eruptivreihe der plutonischen Gesteine mit basischen Materien anfing, dann zu anderen weniger basischen und dann zu sauren überging. Nach Michel-Lévy würde die Differenzierung in den Herden des eruptiven Magmas hervorgebracht sein durch die Zirkulation von flüssigen Massen unter Druck und bei hoher Temperatur, und die Eruptionen würden mit mehr sauren Produkten anfangen und mit mehr basischen endigen. Solche hochphilosophischen Fragen liegen unseren mehr begrenzten Betrachtungen fern. Es ist wahr, daß chemisch identische Massen zu Mineralien und Gesteinen Veranlassung geben können, die je nach den Umständen der Kristallisation verschieden sind, aber bevor man Einheit des Ursprungs und des Magmas Gesteinen zuschreibt, welche mineralogisch und chemisch verschieden sind, sollte man nicht nur Studien am Schreibtisch machen, sondern auch die lange Reihe von Erfahrungen in Betracht ziehen, die man aus dem großen Buch der Natur gewonnen hat. Die oben erwähnten Hypothesen, welche auch von De Lorenzo[3]) bekämpft werden, haben einseitige Beobachtungen zum Ursprung, die in einer oder der anderen Gegend gemacht sind, und denen anderswo angestellte Beobachtungen unerbittlich widersprechen, und nehmen eine Vorstellung zur Voraussetzung, die wahrscheinlich vollständig falsch ist, nämlich die von einer wenigstens ursprünglichen Herkunft aller vulkanischen Massen aus inneren, sehr tiefen Regionen. Im Gegensatz sind viele der Ansicht, daß diese Massen aus verschiedenen Orten, die häufig nahe an der Oberfläche liegen und gelegentlich auch von der Schmelzung ursprünglich sedimentärer Gesteine herrühren können. Indem ich mich auf geologische Tatsachen stütze, habe ich die Ansicht aufgestellt, daß die Orte, von denen die vulkanischen Eruptionen herkommen, nicht in großer Tiefe gelegen sind, daß in diesen Orten eine ebenso große Verschiedenheit der ursprünglichen Zusammensetzung, oder eine ebenso große Gleichförmigkeit zwischen den benachbarten und ferneren Orten vorhanden ist, wie sie zwischen Gesteinen, die sich an der Oberfläche befinden, bestehen kann, und daß diese Tatsache die

---

matic differentiation. A criticism (Rep. Brit. Ass. Liverpool 1896, S. 19). — Rosenbusch, Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine (Tscherm. Mitt. 1889). — Derselbe, Elemente der Gesteinslehre, Stuttgart 1898, S. 34ff. — Teall, British petrography, London 1888, S. 403. — The sequence of plutonic rocks (Natural Science, Bd I, Nr. 4, 1892). — Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite (Zeitschr. für Krist. und Mineral., Leipzig 1890). — O. Lang, Versuch einer Ordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chemischen Bestande (Tscherm. Mitt. 1891, Bd XII, S. 197). — Iddings, The origin of igneous rocks (Phil. Soc. of Washington Bull., Bd XII, 1892). — Derselbe, Extrusive and intrusive igneous rocks as products of magmatic differentiation (Q. J., Bd LII, 1896, S. 606). — F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, Bd I, Leipzig 1893, S. 658. — H. Bäckström, Causes of magmatic differentiation (The Journ. of Geol. 1893, Nov., Dec., S. 773). — L. V. Pirrson, Complementary rocks and radial dykes (American Journ. of sc., Ser. 3, Bd I, 1895). — Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo (Videns. Skrifter. I. math. naturw. Kl., 1895, S. 175). — A. Michel-Lévy, Note sur la classification des magmas des roches éruptives (Bull. de la Soc. Géol. de France, 3m, sér., tome XXV, 1897, S. 326). — F. Loewinson-Lessing, Studien über die Eruptivgesteine (Congr. géol. intern., VII, session, St. Petersbourg 1899, S. 308ff.)

[2]) Poggendorffs Annalen, LXXXIII, 1851, S. 197.

[3]) De Lorenzo, Studio geologico del Monte Vulture. (Atti R. Acc. sc. fis. e mat., Napoli 1900, S. 60ff.)

Unterschiede zwischen den Gesteinen auch benachbarter Vulkane und die relative Gleichartigkeit der Laven gewisser vulkanischer Gegenden, wie bei den Phlegräischen Feldern und auch bei entfernteren Vulkanen[1]) erklärt. Übrigens könnte man auch aus der Analyse der sedimentären Gesteine der Oberfläche auf sehr wenige chemische Typen schließen, die Mischungen gebildet haben, wie man es für die vulkanischen Gesteine zu tun versucht hat. Aber es ist besser mit Becker die Unwissenheit zu bekennen, in der man sich befindet, als sich auf unbewiesene Hypothesen zu stützen[2]).

Wenn man einigen Autoren recht gibt, so würde die Untersuchung der ursprünglichen Materialien nicht schwierig sein, weil die sog. Einsprenglinge, d. h. die größeren Kristalle, die sich in Gruppen oder isoliert mitten in der Grundmasse finden, Kristalle der ersten Erstarrung seien, und die Massen, welche vollständig und makroskopisch kristallisiert sind, wie die sog. Sanidinite von Lacroix, insbesondere der Trachyt des M. Olibano, die Muttergesteine enthüllen würden, aus denen die phlegräischen Laven entstanden wären. Daß aber der sog. Sanidinit, dem doch fast die ganze trachytische Masse des Lavastromes des M. Olibano angehört, nicht zu einem unverändert aus der Tiefe emporgekommenen Muttergestein gehört, haben wir schon oben bewiesen.

Wie man gesagt hat, vermindert sich das Volumen der Lavaströme bei der kristallinischen Erstarrung, dagegen kommen Veränderungen im Volumen bei dem Erstarren in glasiger Form nicht vor, und wenn die Masse einer Lava vollständig glasig ist, wie im Falle einiger Obsidiane, so ist in derselben überhaupt keine Volumenänderung im Verhältnis zum flüssigen Zustand vorgekommen. Infolgedessen sind die glasigen Laven, wie übrigens überhaupt jedes glasige Magma, die exaktesten Repräsentanten des Magmas und der Lava selbst im flüssigen Zustand, was auch aus den Beobachtungen von Ostwald, Doelter, Tamman[3]), Barus und Iddings[4]) hervorgeht. Plötzliche Erstarrung und augenblickliche Entziehung von Kalorien, der eine fließende Lava unterworfen wird und die sie glasig macht, verursachen sozusagen eine Augenblicksphotographie des Molekularzustandes, in welchem sich die Lava befand, als sie von diesem Ereignis betroffen wurde. In der Tat hat das plötzliche Eintreten der Abkühlung die Orientierung der Moleküle verhindert, jede Wirkung der chemischen Affinität aufgehoben. Es entspricht einer Forderung der Thermodynamik, daß die plötzliche Abkühlung eine eigene Methode ist, um die Zusammensetzung eines Systems in den höheren Temperaturen zu erkennen[5]). So wird es deutlich, daß die Lava, bevor sie die Periode der extratelluri-schen Erstarrung durchmacht, vollständig geschmolzen sein kann.

Wenn wir in den schlackigen und glasigen Laven Einsprenglinge, Gruppen von Mineralien in Kristallen, die dieselbe chemische und mineralogische Zusammensetzung, aber eine andere Größe und Struktur haben, als die der Mikrolithen und der einschließenden Masse, und die vielleicht Spuren von peripherischen Absorptionen zeigen, sehen, so können wir die Meinung nicht immer aufrecht erhalten, daß diese Einsprenglinge die letzten Überbleibsel des Muttergesteins sind, durch dessen Einschmelzung, die notwendig unvollkommen geblieben ist, die Laven sich bildeten. Man kann nicht behaupten, daß sich in den Einsprenglingen noch unberührte, aus der größten Tiefe emporgekommene leichter schmelzbare und lösliche Gemengteile vorfinden, sobald dieselben oder andere schwerer schmelzbare und lösliche Gemengteile schon in der Grundmasse vollständig geschmolzen oder gelöst gewesen

---

[1]) C. de Stefani, I vulcani spenti dell' Appennino settentrionale, S. 511, 550.

[2]) G. F. Becker, Some queries of rocks differentiation (Am. Journ. of sc., Bd III, 1897). — Derselbe, Fractional cristallisation of rocks. (Am. Journ., Bd IV, 1897, S. 257.)

[3]) Tamman, Kristallisieren und Schmelzen, Leipzig 1903.

[4]) Barus und Iddings, Note on the change of electric conductivity observed in rock magmas of different composition on passing from liquid to solid (Am. Journ. 1892, S. 242).

[5]) Duhem, a. a. O. I., S. 253.

und wieder auskristallisiert sind. In der Tat ist es unzweifelhaft, daß ein fester Körper nicht über den Schmelzpunkt hinaus überhitzt werden kann[1]). Zum Beispiel finden sich in den zentralen Schlacken von Astroni, Averno und Solfatara und in sehr vielen Schlacken und Lavaströmen der Phlegräischen Felder, auch in den Auswürflingen, kleine Einsprenglinge von Kristallgruppen von Sanidin, Plagioklas, Augit, Hornblende, welche in der glasigen oder halbkristallinischen Grundmasse zerstreut sind, die ihrerseits wieder unzählige Mikrolithen von Sanidin und Augit enthält, welche von der Einschmelzung und Wiederauflösung anderer Sanidine und Augite des Muttergesteins herrühren sollen. Der Augit ist gewiß leichter schmelzbar und lösbar in dem phlegräischen Lavenmagma als der Plagioklas. Nun ist es nicht möglich, anzunehmen, daß der Augit als Einsprengling aus den Tiefen unberührt und unzersetzt emporgekommen sei, wenn wir den Beweis haben, daß die Temperatur und die Verhältnisse des Magmas solche waren, daß der Punkt der Schmelzbarkeit und Lösbarkeit aller Augite überschritten und der Lösungspunkt der Plagioklase erreicht wurde.

Man müßte also annehmen, daß diese sog. Einsprenglinge, wenn sie nicht Kristalle sind, die sich schon infolge der beginnenden Abkühlung gebildet hatten, höchstens Bruchstücke von Massen sind, die schon erstarrt waren und in die Lava hineinkamen, als diese die ursprüngliche Temperatur schon verloren hatte, aber noch die Möglichkeit peripherische Resorptionen hervorzubringen besaß. Ein Beispiel wird diesen Vorgang besser illustrieren. Die glasigen Schlacken haben auf ihrem Wege nicht nur Bruchstücke von kristallisierten und zuweilen teilweise resorbierten Laven, sondern auch zahlreiche Bruchstücke von anderen Schlacken angetroffen. Das sieht man z. B. sehr deutlich an den Dünnschliffen, die ich von den unteren glasigen Schlacken von Punta Palombara am M. di Procida angefertigt habe. Die eingeschlossenen schlackigen Bruchstücke sind von der einschließenden Masse verschieden sowohl nach Form wie Verteilung der Sanidinmikrolithen, die oft isoliert und ziemlich groß sind. Man bemerkt sehr deutlich, daß die glasigen Bestandteile, die zuletzt erstarrten, wie sie auch die am leichtesten schmelzbaren sind, der Temperatur der umgebenden Masse unterworfen waren, die noch fähig war, die glasigen Teile in dieser Masse geschmolzen zu halten, in der sich ihrerseits kleine Mikrolithen und Büschel von schon erstarrtem Sanidin finden. Deshalb sind an der Berührungsfläche die glasigen Teile der Einschlüsse geschmolzen und zum kleinen Teile mit dem einschließenden glasigen Teile vermischt. Die etwas größeren und isolierten Kristalle der Einschlüsse schmolzen nicht, sondern blieben, entweder isoliert oder in Gruppen angehäuft, an der Peripherie zwischen dem eingeschlossenen und einschließenden Material, während die kleineren Sanidinkristalle der einschließenden Schlacke eine fluidale Verteilung bekamen, indem sie sich um das eingeschlossene Hindernis in dem demselben nahen Gebiet herumlegten. Der Einschluß war also schon da und löste sich nur teilweise bei der Berührung mit dem Einschließenden wieder auf.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß sich die phlegräischen Laven im Innern des vulkanischen Schlotes vollständig in einer Form gelöst befanden, die der glasigen entspricht. Die Untersuchung der glasigen Schlacken dient also zur Erkennung des Zustandes, in dem sich die Lava im Erdinnern befindet.

Da die flüssigen Laven ein größeres Volumen besitzen als die festen, so können wir behaupten, daß die Lavamassen im Innern der Erde sich in einem Zustand nur potentieller Flüssigkeit mit viel größerer Dichtigkeit befinden, bei einer Temperatur, die höher, als der kritische Punkt und auch als der ist, bei dem unter gewöhnlichen Umständen die Dissoziation stattfinden würde. Daß die Lavamassen in den inneren Herden eine größere Dichtigkeit besitzen, nicht nur als die Gläser, sondern auch als die kristallini-

[1]) J. H. Van't Hoff, Leçons de chimie physique. Paris 1898, Bd. I, S. 267.

schen Laven, geht auch aus der Verteilung der Dichtigkeit in der Erdmasse hervor. Nun ist es wahrscheinlich, daß eine Vermehrung des Volumens in den inneren Herden in dem Augenblick des Übergangs der Lava in den Zustand einer kinetischen Flüssigkeit stattfindet, daß diese Volumenvermehrung infolge von Brüchen der oberflächlichen Schichten oder anderen Ereignissen eintritt, die den äußeren Druck vermindern oder die innere Spannung vermehren, in Zusammenhang mit dem bekannten Prinzip, daß eine Verminderung des Druckes das System begünstigt, dessen Volumen größer ist, und daß endlich dies eine der Ursachen ist, die die Expansion und die Ausstoßung der Lava hervorrufen[1]).

Guthrie, von Judd[2]) zitiert, hat nachgewiesen, daß die Anwesenheit von Wasser den Schmelzpunkt von vielen Salzen, also auch von Silikaten, welche sich im inneren Eruptivmagma befinden, erniedrigt, und die Erfahrungen von Daubrée und Iddings[3]) zeigen, daß die glasigen Teile der Laven schmelzbarer sind, wenn sie von Wasserdampf begleitet werden; also um die Eruptionen zu erleichtern, würde das Eindringen von Wasser in die inneren Massen genügen. Berthier hat gezeigt, und einige Autoren haben es experimentell auf mehrere Weisen bestätigt, daß eine Mischung von isomorphen Substanzen oder eine feste Lösung nicht isomorpher Substanzen — und derart sind die Mischungen von Salzen und die Silikate —, leichter schmelzbar ist, als die Salze, welche sie bilden. Mit anderen Worten, der Schmelzpunkt gewisser Mischungen ist niedriger als derjenige der einzelnen Bestandteile und ihrer einfacheren Mischungen. Ferner wenn zwei flüssige Substanzen, die miteinander in Berührung stehen, sich gegenseitig schlecht mischen, so wird durch Hinzutritt einer dritten Flüssigkeit die Löslichkeit beschleunigt, und es bildet sich eine homogene Mischung[4]). Diese Beobachtungen, die in unseren Laboratorien gemacht sind, können einigen Wert beanspruchen in dem Falle der Assimilation fester Gesteine seitens des flüssigen Magmas, wie Vogt, Johnston-Lavis, Loewinson-Lessing u. a. auseinandergesetzt haben; sie finden aber keine Anwendung, wenn die inneren Massen schon flüssig waren, da man in diesem Falle nicht recht das Hinzutreten neuer Massen versteht, abgesehen von Gas und Wasserdampf, zu Mischungen oder zu vorher existierenden Massen, und da die Unterschiede in der Schmelztemperatur zu klein sind im Verhältnis zu den großen Wärmemengen des Magmas im Erdinneren. Wenn in irgend einer Weise die Laven vollständig flüssig in die Herde eingedrungen sind, ebenso später, wenn sie in glasiger Form erstarren, so bestehen sie aus einer Masse, in welcher die Ionen nicht nach stöchiometrischen Gesetzen in bestimmten chemischen Verbindungen mit kristallinischen mineralogischen Formen gruppiert sind. Appert und Heuriaux[5]) u. a. glaubten, daß die Gläser eine Lösung von kristallisierten Silikaten in amorphen Silikaten seien, aber diese Meinung läßt sich nicht auf Grund optischer und im allgemeinen physikalischer Kriterien aufrecht erhalten. Der Abstand zwischen der glasigen und kristallinischen Form ist so groß, daß vom mineralogischen und physikalischen Standpunkt aus die Hypothese Lehmanns nicht annehmbar ist, daß nämlich die mineralogischen Verbindungen bei der allmählichen Abkühlung sich in der Weise bilden, daß nahe dem Erstarrungspunkt die festen Körper schon gebildet seien und sich in dem Zustand der Lösung[6]) befänden.

---

[1]) Stübel, Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart, Leipzig 1901, S. 4. — Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge, Leipzig 1903, S. 22.

[2]) W. Judd, The Natural History of Lavas as illustrated by the materials ejected from Krakatoa. (Geol. Mag. Neue Folge. 1888, S. 10.)

[3]) Daubrée, Etudes synthétiques de géol. expérim., Paris 1879, S. 161; G. J. Iddings, On a group of volcanic rocks from the Tewan Mountains, New Mexico. (U. S. geol. Surv. Bull., Nr. 66, Washington 1890, S. 26.)

[4]) W. Ostwald, Lehrbuch der allgemeinen Chemie, I. Stöchiometrie. 1891, S. 819.

[5]) L. Appert und J. Heuriaux, Verre et verrerie. Paris 1894, S. 450.

[6]) O. Lehmann, Molekularphysik. Bd I, S. 682; Bd II, S. 441.

Nach Bunsen, Lagorio[1]) und anderen ist der Charakter einer flüssigen Lava, wie auch der der geschmolzenen Gläser, derjenige einer chemischen Lösung, die Schott[2]) mit einer übersättigten Lösung vergleicht. Nach Definitionen der Chemiker, nach denen die Lösung eine homogene flüssige Mischung von Substanzen ist, von denen die eine vor der anderen sehr stark überwiegt[3]), kann die Lava ganz gut eine Lösung genannt werden. In der Tat fehlt es nicht an bedeutendem Vorwiegen von Kieselsäure, 57—62 Proz. in den phlegräischen Laven, und an Alkalien, Kali und Natron, 10—14 Proz., deren Silikate die hauptsächlichsten Bestandteile des vulkanischen Glases und der Laven sind. Wenn die vorhergehenden Prämissen richtig wären, dann würden die Gesetze der Lösung auf die geschmolzenen Laven und auf die vulkanischen Gläser anwendbar sein. Aber wir haben anderseits gar keine Idee von der Thermochemie der Laven bei sehr hohen Temperaturen, und was wir wissen über die Lösungen, betrifft beinahe nur die Lösungen der Salze im Wasser oder in einer anderen Flüssigkeit bei nicht hoher Temperatur. Nun tritt die Lösung dieser Salze meistenteils mit einer Zusammenziehung des Volumens zusammen auf, während das Schmelzen der Bestandteile einer Lava, welches die Lösung des einen oder des anderen Materials herbeiführt, sich mit einer Vermehrung des Volumens vereinigt. Angesichts dieser beiden einander entgegengesetzten Tatsachen und dem Mangel an Experimenten kann man nicht sagen, daß das Magma, das von der Schmelzung einer Lava herrührt, vollkommen einer Lösung entspricht. Man kann nur auf Grund der allgemeinen Beobachtungen feststellen, daß die einzelnen Ionen der Laven wegen ihrer exothermischen Zusammensetzungen in den höheren Temperaturen des Erdinnern dissoziiert sind[4]). Wir können also sagen, daß bei niedrigeren Temperaturen die molekularen Dimensionen der Körper, aus denen die Lava besteht, sich auf die einfachste Formel zurückführen lassen, unter denen, die den Bedingungen entsprechen, die von der Zusammensetzung des Magmas auferlegt werden, und daß sich die glasige Beschaffenheit nicht durch eine molekulare Struktur auszeichnet, die komplizierter wäre als die des entsprechenden flüssigen Zustandes, was in den isomorphen Mischungen nicht immer geschieht.

Jedoch müssen die Moleküle der flüssigen Laven und des Glases von denjenigen verschieden sein, die wir in der Zusammensetzung der Kristalle antreffen. So findet man z. B. in den vollständig glasigen Laven, d. h. in den braunen, grünen und gelben Obsidianen, in den meisten Fällen kein Eisenoxyd ausgeschieden. Nun wissen wir aber, daß die Eisenoxyde sich in den Flüssen wie das Glas auflösen; aber in den glasigen Laven, die in einem weiteren Stadium der Abkühlung erstarrten, sind die Eisenoxyde in dem glasigen Magma nicht mehr diffundiert, sondern sie scheiden sich ab in den Opaciten in der Form von Magnetit oder von Limonit, ein Umstand, der beweisen könnte, daß die Laven in der Periode des Ausflusses und kurz vor Beginn der kristallinischen Erstarrung nicht mehr den Charakter oder wenigstens nicht mehr einige der Eigenschaften des gewöhnlichen Glases zeigten. Es ist möglich, daß in der flüssigen Lava, die aus großen Tiefen und aus einer reduzierenden Umgebung herrührt, das Eisen gediegen vorkommt. Aber die Oxydation trat ein wenigstens während des Ausflusses durch die Einwirkung verschiedener sauerstoffhaltiger Bestandteile, die sich in der Lava befinden und lange vor der Berührung mit der Luft das Eisen oxydieren können. Die Wirkung des so reichlich vorhandenen Wasserdampfes verwandelt in den vulkanischen Schlöten bei Rotglühhitze metallische Eisenkörner in Magnetit. Vielleicht handelt es sich manchmal um

[1]) Lagorio, Über die Natur der Glasbasis, sowie der Kristallisationsvorgänge im eruptiven Magma. (Tschermak, Miner. und petrogr Mitt. Neue Folge. Bd 8, 1887, S. 510.)

[2]) Poggendorf, Annalen. Bd 154, S. 422.

[3]) Nernst, Theoretische Chemie. S. 363.

[4]) Duhem, a. a. O. Bd I, S. 185.

eine Umwandlung der Opacite in Magnetit, die nach der Erstarrung des Gesteins vor sich ging. Wenn die Opacite ursprünglich Eisenoxydul gewesen wären, so würde eine Erhöhung der Temperatur bis zur Rotglühhitze genügt haben, sie in Magneteisen umzuwandeln. In gleicher Weise wandelt die reduzierende Kraft der Wasserstoffdämpfe, die von einer vorhergehenden Dissoziation des Wassers herrühren, wie sie sicherlich in den vulkanischen Gegenden zur Zeit des Ausbruches vorkommen, das Sesquioxyd des Eisens, wenn es sich in den Opaciten findet, in Protoxyd um, welches allmählich Magneteisen werden kann. Die Laven von Palombara und der Piperno, die so große Massen von Magnetit enthalten, gehören zu den ältesten und standen ihrer Bildung nach wahrscheinlich lange Zeitperioden hindurch in einer beträchtlichen Tiefe unter der Erdoberfläche unter einer hohen Temperatur und Einwirkung von Wasserdampf und anderer Mineralisatoren, welche die besprochene Neubildung erleichtern konnten.

Wenn man annehmen kann, daß die Lava sich im Eruptionskanal in vollständig flüssigem Zustand befindet, so würde es ein Irrtum sein, zu glauben, daß alle Laven hervorgekommen seien aus einem Herd, der ursprünglich die gleiche Temperatur gehabt hat. Ich habe mich schon bei einer früheren Gelegenheit darüber näher verbreitet[1]). Eine solche Hitze, die hinreichend ist, die Ausstoßung einer basaltischen Lava hervorzurufen, reicht nicht für trachytische Lava aus; eine solche trachytische Lava wird vielmehr aus Tiefen der Erde herrühren, die eine höhere Temperatur besitzen, als andere. Wie aber die ursprüngliche Temperatur und die thermische Kapazität der Lava sein mögen, sicher ist, daß diese bei dem Hinaustreten aus dem inneren Herd an die Oberfläche durch Kanäle, die oft wenig mehr als linear waren, eine große Menge Wärme verlor, und zwar nicht sowohl durch die Berührung mit den kälteren Gesteinen, als durch die notwendige mechanische Arbeit bei der inneren Vermehrung des Volumens und bei der Elimination der inneren und äußeren Reibung in dem vulkanischen Herde. Daher müssen alle Laven ursprünglich eine Temperatur gehabt haben, die mehr oder weniger beträchtlich größer war, als diejenige, welche sie an ihrem Austrittspunkt hatten.

XXXVI. Über Abkühlung und Erstarrung.

Untersuchen wir nun die Verhältnisse der Laven, nachdem sie an die Oberfläche gekommen sind. Wir sahen schon, daß die phlegräischen Laven teilweise schlackig, mehr oder weniger glasig sind, teilweise in Form von mehr oder weniger kristallinischen Strömen auftreten. Diese Verschiedenheiten hängen mit der Zeit und mit der Art und Weise der Abkühlung zusammen, wie von Dana vor mehr als 50 Jahren an den Laven der Inseln des Stillen Ozeans erkannt wurde. Auch durch Forschungen von Fouqué und Michel-Lévy wissen wir, daß ein und dasselbe flüssige Magma, das verschiedenen Bedingungen der Abkühlung unterworfen ist, Gesteine von verschiedener Struktur hervorbringen kann. Abich selbst schmolz Laven des M. Nuovo mit dem spezifischen Gewicht von 2,58832, und durch rasche Abkühlung verwandelte er sie in ein Glas mit dem spezifischen Gewicht von 2,450. Bei sehr langsamem Durchgang durch den Kanal und auch bei dem allmählichen Erscheinen an der Oberfläche kann die Abkühlung langsam vor sich gehen und in stets gleichförmigen Verhältnissen, ohne Veränderung des chemischen oder physikalischen Zustandes, in welchem Falle, wie z. B. beim M. Olibano, die vollständige Kristallisation des Magmas stattfindet, so daß die Be-

[1]) C. de Stefani, I vulcani spenti dell' Appennino settentrionale S. 550.

standteile in einer einzigen Generation gebildet zu sein scheinen, ohne glasige Bestandteile, in kristallinischer Form und um so mehr makroskopisch-kristallinisch, je langsamer der Verlust an Wärme war. Auf diese Weise sind die Unterschiede in der Struktur unter den holokristallinischen Laven entstanden. In der Tat verleiht eine langsame Abkühlung, die auch durch die Kalorien verzögert wird, die sich durch Zusammenziehung des Volumens bei der kristallinischen, aber nicht bei der glasigen Erstarrung entwickeln, den kristallographischen Kräften die Möglichkeit, sich völlig zu entfalten. Eine sehr langsame Abkühlung in der ersten Periode kann zu einer Kristallisation eines Teiles der Stoffe führen, die weniger leicht schmelzbar oder weniger löslich waren, z. B. in unserem Falle des Kalknatronfeldspats und teilweise des Sanidins, und zu einer Bildung jener mehr oder weniger großen Kristalle der sog. ersten Erstarrung. Zuweilen erfolgt später, z. B. wenn die Laven an die Oberfläche hervorquellen, die Abkühlung rascher, und es kann hinterher eine mikrokristallinische zweite Erstarrung mit verschiedener Struktur erfolgen. Das sieht man in fast allen phlegräischen Lavaströmen, außer, zum Teil, in dem des M. Olibano. Wenn eine plötzliche Abkühlung stattfindet, während in der Lava infolge ihrer hohen Temperatur noch keine Kristallisation eingetreten war, so kann in diesem Falle eine vollständige glasige Erstarrung stattfinden, wie bei einigen Bimssteinen und Obsidianen. Wenn die plötzliche Abkühlung einer ersten Periode folgt, in der die Lava angefangen hatte, sich langsam abzukühlen und teilweise zu kristallisieren, so können sich Sphäroide, Keraunoide, Büschel, große und kleine Mikrolithen, welche schon früher kristallisiert waren, in einer glasigen Grundmasse bilden, wie das bei den meisten phlegräischen Schlacken der Fall ist. In der Tat bewirkt eine rasche Abkühlung, die den kristallogenetischen Kräften verbietet sich zu entfalten, eine Erstarrung in glasiger Form um so leichter, je größer die Schnelligkeit der Abkühlung selbst ist. Ich glaube nicht, daß eine Kristallisation später erfolgen kann, nachdem ein Teil der Masse in glasiger Form erstarrt ist. In der Tat erstarrte der glasige Teil, der zuerst schmilzt, zuletzt, und als er sich gebildet hatte, hatten die kristallogenetischen Kräfte keine Möglichkeit mehr, sich zu entwickeln, und nur durch spätere Umschmelzungen oder chemische Reaktionen können teilweise oder völlige Entglasungen wieder eintreten.

Über die Gründe, weshalb sich der Sanidin in einer schlackigen, glasigen Masse vielmehr in Mikrolithen, in Büscheln, in Keraunoiden, in Sphäroiden zeigt, können klare Deutungen nicht gegeben werden. Vielleicht hängen diese Unterschiede auch von den Bewegungen ab, denen das Magma während der Erstarrung unterworfen war. Die Mikrolithen, welche häufig fluidale Verteilung besitzen, haben sich wohl in einem Magma gebildet, das sich in schneller Bewegung befand. Ebenso zeigt die fluidale Verteilung in einem festen glasigen Magma die Augenblicklichkeit der Abkühlung an. Die keraunoidische Anordnung ist zum ersten Male von Washington in den Trachyten von Ischia[1]) und von Rosenbusch in denjenigen von Ponza[2]) beschrieben. Ersterer glaubt in Übereinstimmung mit Lehmann[3]), daß sie durch eine langsame, allmähliche Erstarrung eines schon kristallinischen Individuums entstanden seien, das sich durch die inneren Spannungen des Gesteins allmählich in der Weise spaltete, daß die zertrümmerten Teile unabhängig voneinander fortwuchsen und dadurch aus dem Kern ausstrahlende Kristalle bildeten. Aber die Büschel und die Keraunoide zeigen durchaus nicht eine so deutliche fluidale Verteilung, wie die isolierten Mikrolithen; daher behaupte ich, daß sie sich in einem ruhigen Magma durch dendritische Fortwachsung der Kristalle gebildet haben, wie sich Salzdendriten in einer

[1]) H. S. Wahsington, Ischian Trachytes (Amer. Journ. of Science I, 1896, S. 380).
[2]) Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. II, 1887, S. 565.
[3]) Lehmann, Molekularphysik I, Leipzig 1888, S. 378.

wässerigen Lösung oder Eisdendriten auf der Oberfläche eines porösen Gesteins bilden, nicht ausschließlich durch innere Spannung, durch Kapillarität, infolge deren die Wasserpartikelchen, welche gefrieren, an die Oberfläche gelangen, sondern auch durch den Niederschlag der äußeren Feuchtigkeit in Berührung mit sich bildenden Kristallen. Cross[1]) nimmt an, daß die Sphäroide von der Spannung der äußeren glasigen Masse herrühren, die beim Erstarren die eingeschlossenen Feldspatkristalle zusammendrückte und spaltete. Diese Meinung kann man nicht aufrecht erhalten, weil die noch flüssige Masse nach der Bildung der kristallinischen Mikrolithe nicht an Volumen gewinnt, sondern verliert. Vielmehr ist die Bildung der Sphäroide der Gleichförmigkeit der Masse, in der die Kristallisation gleichförmig von einem Punkte ausstrahlt[2]) oder der Natur ihrer Umgebung zuzuschreiben. Die Sphärolithe zeigen sich mit Vorliebe in den Schlacken und Laven (Piperno, Palombara), die wahrscheinlich unterseeisch sind, oder in denjenigen (M. Nuovo), die in Begleitung großer Wassermassen ausbrachen.

Es bleibt noch zu untersuchen übrig, aus welchen Gründen die Abkühlung langsamer oder schneller vor sich gehen kann. Die ursprüngliche Wärmemenge, welche die Lava besaß, und der spätere Überschuß an Wärme im Verhältnis zur Umgebung sind bei Berechnung der Abkühlung in Anrechnung zu bringen. Ihre Wichtigkeit zeigt sich hauptsächlich bei den basischen Laven, die bei niedriger Temperatur flüssig blieben und, obschon sie in demselben Verhältnis dieselbe ursprüngliche Wärmemenge wie eine trachytische Lava verlieren, dennoch in kristallinischer Form erstarren können, während eine trachytische Lava unter denselben Verhältnissen in glasiger Form erstarrt. Es ist freilich wahr, daß die Laven der Ströme, welche in größerer Masse hervorkommen, der Atmosphäre und der Berührung der umgebenden Gesteine eine kleinere Oberfläche bieten und daher infolge ihrer schlechten Wärmeleitung sich langsam abkühlen, während die Schlacken und die in die Luft geschleuderten Lavafetzen bei der Berührung mit derselben infolge des sehr geringen Volumens und der großen Oberfläche sich weit schneller abkühlen.

Aber eine Abkühlung durch einfache Ausstrahlung und durch Wärmeleitung bei Berührung mit anderen kalten Gesteinen, die so sehr schlechte Wärmeleiter sind, oder durch Konvektion in der Atmosphäre, kann nur sehr langsam erfolgen. Diese Umstände reichen also nicht aus, die sehr schnelle, sozusagen plötzliche Abkühlung zu erklären, die in vielen Fällen erfolgt sein muß, so daß das Gestein in einer glasigen Form erstarren mußte, während es noch von Konvektionsströmen jeder Art durchzogen war, wie die fluidale Struktur beweist. Das läßt sich nur erklären, wenn man zu der plötzlichen Umformung einer Wassermenge in Dampf zurückgreift mit der daraus folgenden mechanischen Arbeit und Verlust von Wärmekalorien[3]). Das meteorische Wasser oder wahrscheinlicher das Meerwasser, welches durch Spalten des Bodens plötzlich mit der Lava in Berührung kommt, kann die Ursache dieser Erscheinung sein. Der Überfluß an Wasserdampf bei allen Schlackenausbrüchen und auch bei den historischen Ausbrüchen des M. Nuovo ist eine notwendige Vorbedingung für die Ausstoßung der Laven, die aus den Kratern herauskommen in Form von Aschen, Lapilli, gleichalterigen Bomben und Schlacken. Die Porosität der Bimssteine und der Schlacken, die Unzahl mikroskopisch kleiner Poren, welche in den schwarzen glasigen Laven, auch in den dichtesten, und in den Obsidianen eingeschlossen sind, wogegen sie sehr selten in den kristallinischen Trachyten vorkommen, der durch die chemischen Analysen nachgewiesene reichliche Gehalt an Wasser, die Umformung der Obsidiane in Bimsstein

[1]) Cross, Bull. Phil. Soc., Washington 1891, S. 432.

[2]) T. G. Bonney und J. Parkinson, On primar and secundar devitrification in glassy igneous Rocks (Q. J. Bd LIX, 1003, S. 435).

[3]) C. de Stefani, Sui possibili caratteri delle lave eruttate a grandi profondità nei mari (Boll. soc. geol. ital. XIV, S. 14, Rom 1895).

mit drei- bis fünfmal größerem Volumen durch den Übergang des Wassers in Dampf beim Erhitzen, beweisen genügend, daß in den Schlackeneruptionen, mehr als bei der Austoßung der Lavaströme, der Wasserdampf im Übergewicht war. Einen anderen Beweis für die Bedeutung des Wassers bei der Bildung der Schlacken und der glasigen Ströme haben wir in der Umwandlung der Opacite oder Globulite von Eisenoxyd, die im Glas zerstreut vorhanden sind, in Limonit bei unmittelbarer Berührung mit den von Wasserdampf durchzogenen Blasen. Diese Umwandlung in Limonit ist ferner ein Beweis für die niedere Temperatur, der die glasige Erstarrung folgte aus dem bekannten Grunde, daß eine Hellrotglühhitze sie nicht erlaubt haben würde. Daraus können wir also schließen, daß im Gegensatz zum Austritt der fragmentarischen Laven, der Austritt der Ströme in Beziehung zu dem geringen Vorhandensein von Wasserdampf von hoher Spannung zu setzen ist, ferner zu der höheren Temperatur, welche die Laven bei ihrem Austritt besitzen, dergestalt, daß sie sich flüssig erhalten, mehr oder weniger ausgedehnte Ströme bilden und sich langsam abkühlen können, dabei ihren Gemengteilen eine vollständige Kristallisation erlaubend. Daher erlangten, je größer die Lavamasse war, je größer ihr Wärmequantum war, d. h. je wärmer sie waren im Verhältnis zu ihrer Umgebung, und je weniger intensiv diejenigen Ursachen waren, welche die Abkühlung herbeiführten, die Kristalle der einzelnen Gemengteile desto größere Dimensionen. Die Verfestigung vollzog sich in einer einzigen Periode, die Struktur wurde holokristallinisch, und die glasigen Bestandteile wurden weniger bis zum Verschwinden.

Holokristallinische Erstarrung.

Ein sehr wichtiger Lehrsatz allgemeinen Charakters läßt sich aus den Strömen des kristallinischen Trachyts des M. Olibano ableiten, der ohne Zweifel auf der Oberfläche des Bodens verlief und erstarrte. Seine Eigenschaften stimmen mit denjenigen überein, von denen Lacroix sagt, daß sie den basaltoiden Gesteinen, die nur Feldspat enthalten, eigen seien[1]), und beweisen, daß bei den sauereren Gesteinen, die bei der niedrigen Temperatur unserer Laboratorien nicht vollständig schmelzbar sind, diejenigen sich geirrt haben, welche glauben, daß für eine holokristallinische Struktur die Erstarrung unter sehr starkem Druck notwendig, und daß die Gegenwart von Glas ein notwendiges Charakteristikum eines an der Oberfläche kristallisierten Gesteins sei. Obwohl in der Tat der Druck die kristallinische Erstarrung erleichtert, so ist er doch ein sekundäres Moment gegenüber der langsamen Abkühlung. Wenn der Sanidin mit der Zeit sein glasiges Aussehen verlöre, so würde die Lava des M. Olibano dasselbe Aussehen gewinnen, wie gewisse Eläolithsyenite und würde, wie die Tiefengesteine vieler Gegenden, zwischen deutlichen Sedimentärgesteinen gelagert sein. Das beweist, wenigstens in bezug auf den Trachyt des M. Olibano, die Unvollkommenheit verschiedener lediglich theoretischer Behauptungen, die jetzt die Petrographie beherrschen.

Resümieren wir schließlich die Sätze, die man aus den Unterschieden der Struktur in den verschiedenen Typen ziehen kann, so bemerkt man, daß sie größtenteils eine Funktion der Umstände sind, welche die Eruption und die Abkühlung begleiten. Diese Unterschiede finden sich aber bei den phlegräischen Laven niemals an einem einzigen Orte vereinigt und sind nicht von der größeren oder geringeren Entfernung von der Oberfläche der Abkühlung abhängig, wie das Hague und Iddings bei Andesiten in der Umgebung von Washoe in Nevada behaupteten[2]); im Gegenteil finden sich diese an verschiedenen Stellen. Diese Tatsache bestätigt nochmals, daß die Struktur der Laven von der ursprünglichen Wärme-

[1]) Lacroix, Les enclaves, S. 469.

[2]) A. Hague and J. P. Iddings, On the development of cristallisation in the igneous rocks of Washoe, Nevada, with notes on the geology of the district. (U. S. Geol. Survey Bull. Nr. 17, Washington 1885).

menge, von der Schnelligkeit der Abkühlung und von den von Ort zu Ort und von Ausbruch zu Ausbruch veränderlichen physischen Umständen abhängt, welche wir auf den vorangegangenen Seiten niederzulegen versucht haben.

XXXVII. Reihenfolge in der Erstarrung und Kristallisation der Gemengteile.

Es empfiehlt sich, die Erscheinungen der Kristallisation, welche stattfinden während Erstarrung der Lava, und diejenige Kristallisation, welche später erfolgen kann durch pneumatolytische oder mineralisierende Wirkungen, auseinanderzuhalten. Die Reihenfolge in der Kristallisation der Lava, welche noch teilweise flüssig ist, hängt mit der Reihenfolge der Erstarrung zusammen, und daher werden wir mit dieser beginnen.

Gesetzt, daß der Grad der Glasigkeit in den phlegräischen Laven den verschiedenen Graden der Flüssigkeit des Magmas entspricht, so folgt daraus, daß wir die Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile aus der Kristallisation der Gemengteile selbst ableiten können, so daß wir von den glasigen Laven allmählich zu den mehr kristallinischen übergehen.

Das Eisenoxyd, das in Flüssen und im Glase so leicht löslich ist, kommt im Lava-Magma von sehr hoher Temperatur aufgelöst an die Erdoberfläche, wie man das sehr häufig bei den Obsidianen beobachten kann. Wenn das Magma Wärme verliert, dann ist das Eisenoxyd als Opacite einer der ersten Bestandteile, die zum Vorschein kommen, sei es in sehr kleinen Partikelchen, sei es in Körnchen oder in mikroskopischen Kristallen, die stets im letzteren Falle, manchmal im ersteren, dem Magnetit entsprechen, oder das Eisenoxyd wird während der Bildung des Glases in Limonit oder später in Hämatit umgeformt.

Apatit und Zirkon sind in seltenen Mikrolithen im Feldspat oder in der Grundmasse selbst eingeschlossen, finden sich aber niemals einzeln mit den Opaciten zusammen. Apatit findet sich ferner häufiger im Sanidin und in der Grundmasse, als in den Plagioklasen. Daher kann man ihn zu denjenigen Gemengteilen rechnen, die zuerst erstarrten und noch vor dem Sanidin, aber nach dem Eisenoxyd und oft nach dem Plagioklas. Unter den wesentlichen Gemengteilen ist derjenige, der nach dem Eisenoxyd zuerst zu kristallisieren beginnt, der Plagioklas, von dem wir Einsprenglinge ohne irgend ein anderes Mineral in überaus vielen Schlacken sehen. Zuweilen wird er begleitet und ersetzt durch Sanidin, der ihm in der Reihenfolge der Kristallisation folgt, was daraus hervorgeht, daß man häufig Zonen von Sanidin um den Plagioklas herum beobachtet. In den Schlacken des M. Nuovo und des Averno sehen wir grobe zertrümmerte Kristalle von Plagioklas und Sanidin, mitten im glasigen Magma, das keine Mikrolithen besitzt, woraus hervorgeht, daß Bewegungen in dem flüssig gebliebenen Magma noch lange nach der Bildung der feldspatischen Einsprenglinge stattfanden. Die Kristallisation des Sanidins hält an, bis die Erstarrung des Gesteins beendet ist, und die Sanidinmikrolithen sind die letzten, die sich aus dem Magma ausscheiden, ja der Sanidin wird oft in der Form von Mikrolithen erst in der letzten Periode ausgeschieden, wie es Osann auch bei gewissen Hypersthenandesiten des Cabo de Gata beobachtet hat. Nur in wenigen Fällen hat man auch eine letzte Ausscheidung von Plagioklasmikrolithen beobachtet.

Biotit, welcher ziemlich selten ist, kristallisiert wenigstens später, als die Bildung des Plagioklases begonnen hat. Augit begleitet gewöhnlich den Sanidin, aber in der Reihenfolge der Kristallisation folgt er ihm, und größtenteils erstarrt er in der Form von Mikrolithen in der letzten Periode. Der seltene Olivin besteht schon vorher, wie es scheint, in Einsprenglingen, die die Lava auf ihrem Wege vorfindet.

Hornblende.

Die Hornblende verdient eine genauere Betrachtung. Sie findet sich hier und da, manchmal infolge fragmentarischer Einschlüsse, welche die Laven unterwegs angetroffen haben, ohne sie wieder einzuschmelzen, manchmal als sehr seltener Gemengteil der Gesteine, in welchem Falle sie zur selben Zeit wie der Augit kristallisiert, zusammen mit oder nach dem Biotit. Wir wissen, daß unter gewöhnlichen Verhältnissen die Komponenten des eisenhaltigen Pyroxens und die Hornblende selbst, geschmolzen und langsam zum Abkühlen gebracht, am häufigsten in der Form von Augit wieder kristallisieren[1]), ferner daß mit der Zeit der Augit sich uralitisiert sozusagen durch einfachen Wechsel der molekularen Struktur und unter Aufnahme kleiner Mengen von Wasser und zu Hornblende werden kann. Weil einige Wassermoleküle hinzukommen, kann man vielleicht weder behaupten, daß es sich um eine wahre und genaue Polymorphie oder physikalische Isomerie zwischen den beiden Mineralien handelt, noch daß der Augit, der einen höheren Schmelzpunkt besitzt, die stabile Form[2]), und daß die Hornblende, die einen niedrigeren Schmelzpunkt besitzt, die in demselben Lösungsmittel mehr lösliche Form sei. Vorausgesetzt, daß die fragmentarischen Einschlüsse nicht von besonderen alten hornblendehaltigen Gesteinen, sondern vielmehr von den im Untergrunde vorher vorhandenen Laven herrühren, die den oberflächlichen Augittrachyten ähnlich oder nur durch ein etwas selteneres Auftreten von Hornblende verschieden waren, so könnte man behaupten, daß diese wenigstens in den Einsprenglingen teilweise von der Uralisation des Augits herrührt, allein die mikroskopische Beobachtung hat keine Spuren dieser Tatsache enthüllt. Was die Hornblende angeht, welche zu den während der Erstarrung des Gesteins entstandenen Gemengteilen gehört, so nimmt Siemiradzki[3]) an, daß sie sich nur in der Tiefe unter großem Druck und infolge von überhitzten Dämpfen bildet, welche die Lava passieren. Diese Annahme halte ich für gänzlich falsch. Erstens vor allem, weil sie zu den oberflächlichen, bei der beginnenden Abkühlung, und nachdem die Kristallisation des Plagioklases schon begonnen hat, kristallisierten Gemengteilen gehört, und dann, weil die Hornblende, abgesehen davon, daß sie meist etwas Wasser enthält, weniger dicht ist als Augit und infolgedessen ein größeres Volumen einnimmt. Jede chemische Zusammensetzung hat unter großem Drucke die Neigung, ein möglichst kleines Molekularvolumen anzunehmen, d. h. in unserem Falle lieber dasjenige des Augites, als dasjenige der Hornblende. Ich behaupte daher, daß dieses Mineral vielmehr durch pneumatolythische Vorgänge entstanden ist, die mehr an der Oberfläche lagen und verwandt sind mit denjenigen, die die Hornblende durch Sublimation am Vesuv und anderswo hervorbringen.

Chrustchoff erhielt Kristalle von Hornblende und von anderen Mineralien, indem er mit Lösungen bei einer Temperatur von 550° während einer Dauer von drei Monaten arbeitete[4]).

Indes kann man aus der Beobachtung, daß das in den phlegräischen Laven am meisten, weit mehr als Hornblende, verbreitete Mineral Augit ist, schließen, daß die Umstände bei der Erstarrung der phlegräischen Laven nicht sehr von denjenigen verschieden gewesen sind, welche sich in unseren Laboratorien darstellen lassen, und wenn dort in sehr seltenen Ausnahmen Hornblende kristallisiert, so folgt daraus, daß, wie in unseren Laboratorien, die Einwirkung der Mineralisatoren selten vorkommen, welche die Bildung von Hornblende vor derjenigen von Augit begünstigen.

---

[1]) A. Becker, Schmelzversuche von Pyroxenen und Amphibolen und Bemerkungen über Olivinknollen (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XXXVII, 1885, S. 12).

[2]) Van t'Hoff, Chim. Phys., part. II, Paris 1899, S. 134.

[3]) Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Paläontol., Beil.-Bd. IV, 1886, S. 207.

[4]) Comptes Rendus, Bd. CXII, 1891, S. 677. Neues Jahrbuch, Bd. II, 1891, S. 86.

Eisenoxyde.

Eine chemische Erscheinung, welche sehr dazu beiträgt, die mehr oder weniger glasigen Schlacken von den Lavaströmen zu unterscheiden, zeigt sich bei der Bildung von Augit und ausnahmsweise bei der von Hornblende, und zwar ist das die Absorption des Eisenoxyds der Opacite.

Während die Eisenopacite in den schlackenartigen und glasigen Laven sehr häufig auftreten, kommen sie in den kristallinischen Laven beinahe gar nicht vor und werden vom Augit ersetzt. Auch Doelter bemerkte, daß bei rascher Abkühlung einer künstlichen eisensilikathaltenden Schmelzmasse Magnetit sich ausscheidet, während bei sehr langsamer Abkühlung ihre Bestandteile in den Augit hineingehen[1]). Der Bestandteil der phlegräischen Laven, welcher zuerst erstarrt, ist das Opacite bildende Eisenoxyd. Würde nicht bei der letzten Abkühlung die Lava anfangen basischer zu werden infolge der Kristallisation der Doppelsilikate von Kalk, Natron und Tonerde, d. h. der Plagioklase und teilweise des Sanidins, so könnte man sagen, daß das Eisenoxyd der Opacite sich wieder auflöse, gänzlich oder zum Teil resorbiert werde und dann einträte in die kristallinischen Gemengteile der Lava, indem es sich mit Kalk und Kieselsäure vereinigt. In der Tat findet sich in den Laven, an denen sich der Plagioklas reichlich auszuscheiden beginnt, wenig oder fast gar kein Magnetit, dessen Gegenwart sich im Gegenteil auch in großen Kristallen leicht eruieren läßt, wo Augit und Sanidin zu kristallisieren anfangen. Es könnte daher scheinen, daß in vielen Fällen der Magnetit nicht zu den ersten Bestandteilen gehört, die bei langsamer Abkühlung kristallisieren. Eine gleiche Verzögerung wurde übrigens bei vielen anderen vulkanischen Gesteinen und auch neuerdings von Teall in den Basalten von Franz-Josef-Land beobachtet, bei welcher Gelegenheit er beobachtete, daß ein basisches Magma erstarren kann, ohne Magnetit hervorzubringen, auch wenn es 30 Proz. Eisenoxyde enthält[2]). Diese Tatsache rührt wahrscheinlich ausschließlich von chemischen Ursachen her: vielleicht löst ein Magma von reichlichen Tonerde- und Alkali-Doppelsilikaten das Eisenoxyd bei sehr hohen Temperaturen, aber nicht bei niederer, auf, weil dann das Eisenoxyd sich trennt. Sodann wird aber seine chemische Verbindung mit Kieselsäure und Kalk erleichtert, sobald das Verhältnis der Feldspatstoffe, die in dem Magma verteilt sind, sich verringert. Übrigens ist der Einfluß der Natur eines Lösungsmittels auf die molekularen Verhältnisse einer gelösten oder diffundierten Substanz bekannt[3]). Diese Umstände würden zeigen, daß zwischen dem Magma, das wenigstens in gewissen Perioden seiner beginnenden Abkühlung noch flüssig ist, und dem glasig erstarrten oder im Zustande des Erstarrens befindlichen Magma ein gewisser, unbekannter Unterschied in der molekularen Struktur besteht. Folglich waltet in den phlegräischen Laven im ersten Stadium, in dem das Magma noch saurer ist, das Eisenoxyd, im zweiten, wenn es basischer geworden und die Kristallisation mehr vorgeschritten ist, Eisensilikat vor. Dieselbe Tatsache hat Judd in den tertiären Gabbro, Basalten und Doleriten von Schottland und Irland beobachtet[4]). Auch Washington beobachtete, daß in den vollständig glasigen, dunklen Basalten von Kula in Kleinasien die Färbung durch eine Verteilung von Eisenoxyd in überaus winzigen Partikelchen hervorgerufen wird, die in den mehr kristallinischen Basalten teilweise resorbiert sind zur Bildung von Silikaten und zu einem kleinen Teile zu größeren Kristallen von Magnetit vereinigt wurden[5]).

[1]) Doelter, Petrogenesis. S. 59.

[2]) H. Teall, Differentation in igneous magmas as a result of progressive cristallisation (British Assoc., Section C, Meeting 1897, Toronto).

[3]) Nernst, Theoretical Chemistry, London 1896, S. 387.

[4]) J. W. Judd, On the gabbros dolerites and basalts of tertiary age in Scotland and Ireland (Q. J. Bd. XLII, 1886, S. 79).

[5]) H. S. Washington, On the basalts of Kula (Amer. Journ. of Science, Bd. XLVII, 1894, S. 121).

Es scheint, daß Magnetit noch weniger zusammen mit Hornblende als mit Augit vorkommt; wenigstens stimmt das überein mit den Beobachtungen an den Andesiten von Peru von Hatch[1]) und des Siebengebirges von Lasaulx[2]).

Washington behauptet, daß die Anteile an Hornblende und Magnetit im umgekehrten Verhältnis ständen zu den vorher angenommenen Beziehungen zwischen Augit und Opaciten, daß also die erstere vorwiege in den sauren Laven und den mehr glasigen Varietäten, der letztere in den mehr basischen Laven und den mehr kristallinischen Varietäten, besonders den Varietäten von mittlerer Basizität[3]). Rosenbusch und andere Autoren haben bei Gelegenheit der phlegräischen Laven behauptet, daß Augit und Biotit vom Magma in der Effusionsperiode, oder während es kristallierte (S. 474), resorbiert und dann in Magnetit umgewandelt seien. An die Stelle eines kalkfreien Eisen- und Magnesia-Alkalisilikats, wie es der Biotit ist, tritt nach Rosenbusch ein Kalk- und Magnesia-Silikat, der Augit, ein, während die Alkalien an der Zusammensetzung der feldspatischen Mikrolithen teilnehmen und das Eisenoxyd frei wird. Dann würde die chemische Korrosion des Augits zum vollständigen Verschwinden des Minerals beitragen. Daß die Resorption des Biotits in der Effusionsperiode vor sich ging, würde nach Rosenbusch daraus folgen, daß die Aggregate von Augit und Magnetit oft in Linsen und Streifen verteilt sind, die der fluidalen Struktur folgen.

Diese Vorgänge, besonders die Resorption des Augits, werden von Zirkel[4]) und anderen für ziemlich selten gehalten. Die Voraussetzung von Rosenbusch und anderen, der die von uns beobachteten Tatsachen direkt widersprechen, wenigstens was den Augit anbelangt, hat ihre Berechtigung in der eventuellen Nachbarschaft der Magnetite und Augite und zuweilen großer Mikrolithen des letzteren. Auf der anderen Seite beobachtet man große Mikrolithen von Magnetit, welche beinahe zu Skeletten reduziert und in Körner zerteilt sind und sich mit Mikrolithen von Augit zu vermischen anfangen. Gewöhnlich bemerkt man in denjenigen Fällen, in denen jemand an eine Resorption des Augits glauben möchte, den Magnetit in solcher Menge angehäuft, daß man ihn unmöglich für das das Eisen enthaltende Residuum eines Minerals ansehen kann, in dem, besonders in den phlegräischen Gesteinen, ganz andere Elemente das Übergewicht besitzen, als das Eisen. Man kann sich also den oben genannten Hypothesen nicht anschließen. Sehr viele Autoren zitieren im Gegensatz dazu Laven, in denen Magnetit und mit diesem Augit höchstwahrscheinlich von der Resorption der Hornblende[5]) herrühren. Diese Hypothese ist aber auf die phlegräischen Laven nicht anzuwenden. Sicher ist, daß diese während des Durchganges durch den vulkanischen Schlot und während der darauf folgenden Ausstoßung, außer vielleicht in dem sehr seltenen Falle der Einschlüsse, die unterwegs angetroffen wurden (Astroni), keine Hornblende enthalten, wie sich auch, wenige seltene Fälle ausgenommen, während der letzten Periode der Kristallisation keine in ihnen bildet. Man kann sich also nicht denken, daß Magnetit, Opacit und andere phlegräische Gemengteile von der Resorption der Hornblende herrühren. Andererseits können wir nicht verschweigen, daß die beiden Hypothesen, welche die seltene Hornblende, die doch in den trachytischen Laven vorkommt, einem Überbleibsel eines amphibolitischen Muttergesteins und die eisenhaltigen Opacite einer Resorption der Hornblende selbst zuschreiben, im Widerspruch stehen würden mit der äußerst leichten Schmelzbarkeit der Hornblende, welche größer als diejenige des Augits ist, die sich also

[1]) Hatch, Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Bd VII, 1886, S. 347.
[2]) v. Lasaulx (Sitzungsber. der Niederrhein. Gesellsch. in Bonn, Bd LXI, 1884).
[3]) H. S. Washington, The magmatic alteration of Hornblende and Biotit (Journ. of geology, Bd. IV, 1896, S. 258).
[4]) Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, Bd. I, 1893, S. 722.
[5]) Zirkel S. 716. H. S. Washington, The magmatic alt. of Hornblende and Biotite.

bei der hohen Temperatur der Trachyte nicht hätte halten können, ohne zu schmelzen[1]). Washington behauptet, daß die Umformung der Hornblende stattgefunden haben könnte, ohne daß sie geschmolzen oder gelöst sei, nämlich durch die kräftig reduzierende Einwirkung von Wasserstoff, der aus der Dissoziation des Wassers hervorging, und das Sesquioxyd des Eisens der Hornblende in Oxydul umwandelte[2]). Aber bei einer so hohen Temperatur, wie dazu nötig wäre, wissen wir nicht, ob noch die mineralogische Zusammensetzung der Hornblende existieren kann.

Natronhaltige Mineralien.

Nehmen wir die Beobachtung über die Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile wieder auf, so erinnern wir uns, daß man zuweilen um Augit herum sehr scharfe Zonen von Ägirinaugit und von Ägirin, natronhaltigen Pyroxenen sieht, welche auch in isolierten Kristallen in den holokristallinischen Strömen wie in den hypokristallinischen Schlacken vorkommen. Daraus folgt, daß diese Pyroxene sich in den letzten Stadien der kristallinischen Verfestigung bildeten, und daß in diesen letzten Zeiten das Magma einen Überfluß an Natron enthielt, der jedoch nicht hinreichend gewesen ist, um Feldspat zu bilden, ein Überfluß, der vom Sodalith, resp. vom Hauyn und vom Nosean bezeugt wird, Mineralien, die sich gewöhnlich in den letzten Stadien der Erstarrung bildeten. Aber in einigen Fällen bemerkten wir, daß der Sodalith an der Peripherie von Zonen von Sanidin eingefaßt war, der vielleicht infolge pneumatolytischer Ursachen fortfuhr, sich auch nach der Erstarrung des Gesteins zu bilden. In vielen Fällen füllen Sodalith, Hauyn, Nosean, Fayalit die Poren und Spalten aus, in denen sie durch pneumatolytische Vorgänge in den letzten Augenblicken der Erstarrung und auch nachdem die Lava schon erstarrt war, kristallisierten. Die Gegenwart der letztgenannten natronhaltigen Mineralien, von denen Sodalith und zuweilen auch Hauyn und Nosean Chlornatrium enthalten, könnte man mit Lang[3]) einer gegenseitigen Reaktion zwischen dem Meerwasser und der Lava während ihres unterseeischen Ausflusses zuschreiben. Aber diese Tatsache kehrt bei allen phlegräischen Laven wieder, auch bei den rezenten, die offenbar nicht unterseeisch sind. Nach Scacchi und anderen bildete sich in den Laven des Vesuvs der Sodalith stets durch Reaktion von Dämpfen, welche Chlornatrium enthielten. Die Gebrüder Friedel[4]) erhielten Sodalith, indem sie Ätznatron und Chlornatrium auf kalihaltigen Glimmer in einer geschlossenen Röhre bei 500° einwirken ließen. Durch ähnliche Verhältnisse konnte sich Sodalith in allen phlegräischen Laven bilden, wie das auch viele Autoren behaupten. Dasselbe kann man vom Hauyn behaupten: die Einschlüsse von Magnetit beweisen die Wirkung des Wasserdampfes bei hohen Temperaturen. Sicher ist aber, das wir Sodalith nicht in allen Laven finden, die im Meer oder nahe dem Meere bei Überfluß an Salzdämpfen und bei Elementen, die mit denjenigen der phlegräischen Laven identisch sind, entstanden sind und entstehen. Daher müssen wir den letzten Grund der realitiven Häufigkeit dieser Mineralien in den phlegräischen Laven, vielleicht auch in denjenigen des Vesuvs, in der ursprünglichen Zusammensetzung des Gesteins suchen, das reichlich natronhaltig ist, wie aus den Analysen hervorgeht.

In den mehr oder weniger glasigen Laven ist, wie aus allem Gesagten hervorgeht' der glasige Teil der letzte, welcher erstarrte, und daraus folgt, daß in den kristallinischen Laven die Kristallisation des Sanidins, des Augits und vielleicht aller anderen Gemengteile bis zum letzten Moment dauern konnte.

---

[1]) A. Becker, Schmelzversuche mit Pyroxenen und Amphibolen und Bemerkungen über Olivinknollen (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1885, S. 12).

[2]) H. S. Washington, On the basalts of Kula, S. 120.

[3]) O. Lang, Die vulkanischen Herde am Golf von Neapel, S. 183.

[4]) C. und G. Friedel, Bull. de la soc. minér. de France, Bd. XIII, 1890.

Schlufsbemerkungen.

Betrachtet man die Tatsachen ohne Vorurteil, so bemerkt man, daß im Gegensatz zu der Behauptung mancher Autoren die Gemengteile unserer Laven genau so erstarrten, wie sie es in unseren Laboratorien tun würden, in umgekehrter Reihenfolge ihrer Schmelzbarkeit, d. h. es beginnen zuerst die weniger schmelzbaren, dann kommen die leichter schmelzbaren, und den Schluß machen die am leichtesten schmelzbaren, nämlich der glasige Bestandteil. Es fehlen eben klare Laboratoriumsexperimente über die Reihenfolge der Schmelzbarkeit, und das rührt von der Unvollkommenheit der Methoden her, welche man anwendet, um genaue Bestimmungen sehr hoher Temperaturen zu erhalten. Nach den Erfahrungen, welche Cusack[1]) mit den Lufthermometern von Joly gemacht hat, dürfte der Schmelzpunkt der oben erwähnten Mineralien folgender sein: Zirkon unschmelzbar; Olivin 1363° bis 1378°; Labradorit 1223°—1235°; Apatit 1221°—1227°; Augit und Hornblende 1188° bis 1200°; Adular 1164°—1168°; Sodalith 1127°—1133°.

Diese Reihenfolge der Schmelzbarkeit entspricht im wesentlichen derjenigen, die wir bei den phlegräischen Laven beobachtet haben. Die Verhältnisse unserer Laven in jedem folgenden Stadium ihrer Abkühlung und Erstarrung entsprechen deshalb der Theorie von Van t'Hoff über die festen Lösungen, darunter einverstanden die festen isomorphen Mischungen, weil auch für diese Laven die schon erstarrte Mischung stets reicher an denjenigen Bestandteilen ist, die bei höherer Temperatur schmelzen[2]), z. B. an Plagioklas, Olivin, Apatit usw., als die noch flüssige. Sollas[3]) kehrt wieder zur Ansicht zurück, daß die Reihenfolge der Kristallisation der Gemengteile der Laven der Reihenfolge ihrer Schmelzbarkeit entspricht, und daß etwaige Ausnahmen von der Anwesenheit von Wasser in den Laven oder von anderen Stoffen, welche jedes Mineral begleiten, abhängen. Daß der Grad der Schmelzbarkeit der einzelnen Elemente, die die Mineralien zusammensetzen, und derjenige der einzelnen Mineralien, die ihrerseits die Laven zusammensetzen, von dem der Mineralien einerseits und der Lava anderseits verschieden ist, das ist ein Verhältnis, das unabhängig ist von der Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile, die wir jetzt betrachtet haben. So ist, worauf schon Iddings im allgemeinen hingewiesen hat[4]), im Gegensatz zu der Ansicht von Bunsen[5]), der Einfluß des Druckes auf Veränderung der Reihenfolge der Erstarrung, die von dem Charakter der Schmelzbarkeit abhängig ist, gar nicht vorhanden, teilweise infolge der geringen Bedeutung der Wirkungen, die aus ihm folgen, größtenteils aber, weil er ohne Unterschied auf alle Gemengteile Einfluß ausübt. In der Tat scheinen die gewöhnlichen Gemengteile unserer Laven alle zu einer Reihe von Körpern zu gehören, die beim Erstarren ihr Volumen verringern; daher wird ihre Erstarrung durch den Druck beschleunigt, und die verschiedenen phlegräischen Laven und verschiedene Teile derselben Lava, die in der Tiefe und bei verschiedenen Drucken erstarrt sind, weisen nicht eine Verschiedenheit in der Reihenfolge der Kristallisation der Gemengteile auf. Dasselbe ist über die Wirkungen der Veränderlichkeit der Molekularvolumina der Elemente zu sagen, welche sich zu den einzelnen Mineralien verbinden, aus denen die Lava besteht. Bei einigen Gemengteilen allerdings, wie z. B. bei den Feldspaten, ist das wirkliche Molekularvolumen

---

[1]) R. Cusack, Proceedings of the R. Irish. Accad., Ser. III. Bd. IV, 1897, S. 411.

[2]) Garelli (Gazzetta chimica ital. II, 1894, S. 263). — G. Bruni (Rend. R. Acc. dei Lincei 1898, 2e sem., S. 138, 147; 1899, 1e sem., S. 138). — G. Bruni & F. Gorni, Sui fenomeni di equilibrio fisico nelle miscele di sostanze isomorfe (Rend. R. Acc. dei Lincei, 1899, 2e sem., S. 181). — Duhem, Traité de mécanique chimique, Bd. IV, S, 276.

[3]) W. J. Sollas, The order of consolidation of the mineral constituents of igneous rocks (Geol. Mag., July 1900).

[4]) The crystall of igneous rocks, S. 108.

[5]) R. Bunsen, Über den Einfluß des Drucks auf die chemische Natur der plutonischen Gesteine (Pogg. Ann. 81, 1850, S. 562).

größer als das theoretische, d. h. als die Summe der Atomvolumina der Elemente, die sie zusammensetzen. In anderen, wie bei den Magnesiaeisensilikaten, ist das wirkliche Molekularvolumen kleiner. Daraus schließt Loewinson-Lessing[1]), daß der Druck der Entstehung der Mineralien beschleunigt, deren Zusammenziehung größer ist, während die Bildung jener verzögert wird, deren Ausdehnung größer ist. Aber im Gegensatz zu der Annahme von Meyerhoffer[2]) bin ich der Ansicht, daß wenigstens bei den phlegräischen Laven es keinen Beweis gibt von der Wichtigkeit dieser Tatsache für die Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile, oder vielmehr, daß sie mit der Wirkung der Temperatur zusammentrifft.

Nach Barus erhält sich eine geschmolzene Lava beim Erstarren flüssig bis zu einer Temperatur, die etwas niedriger ist als diejenige, welche zuerst notwendig war, um die Schmelzung herbeizuführen[3]), wahrscheinlich wegen der Orientierung, die für die Moleküle beim Erstarren notwendig ist, und die eine gewisse Zeit andauert. Aber dieser Umstand ändert, indem sie alle Gemengteile mit hineinzieht, die Reihenfolge ihrer Erstarrung nicht.

Man kann also sagen, daß im allgemeinen die Reihenfolge der Erstarrung der Gemengteile nach der Reihenfolge der Schmelzbarkeit, d. h. als Funktion der Temperatur des Schmelzens bei den verschiedenen Drucken diejenige ist, welche besser der Thermochemie der phlegräischen Laven entspricht. Die Erstarrung, welche in dieser Weise erfolgt ist, d. h. die Summe der chemischen und physikalischen Umformungen, die unter solchen Umständen in dem chemischen aktiven System der phlegräischen Laven eintreten, entspricht der Umformung einer größten Menge von Wärmeenergie und schließt sich dem Prinzip von Berthelot an[4]). Dies so ausgesprochene Gesetz entspricht auch der Ansicht von Iddings[5]), der bewies, daß der letzte Gemengteil beim Kristallisieren demnach der erste beim Resorbieren und beim Verschwinden sei, wenn eine Resorption oder eine Schmelzung stattfindet.

Eine in vieler Beziehung andere Reihenfolge wurde von Rosenbusch[6]) angenommen und nach nur wenig davon verschiedenen Gesichtspunkten von Lagorio und Brauns[7]) und zwar überwiegend nach chemischen. Denn in der Tat sollte nach ihnen die Erstarrung in der Reihenfolge der Basizität folgen oder nach Lagorio in der Reihenfolge der Löslichkeit der Verbindungen unter den verschiedenen Basen und in umgekehrter Reihenfolge zu der Menge der Bestandteile, so daß die mehr sauren die letzten bei der Kristallisation waren, was aber bei unseren Laven nicht genau der Fall ist.

Lacroix[8]) hat beobachtet, daß in Gegenwart von Mineralisatoren unter Druck die chemischen Elemente des Leucits eine Neigung haben, in der Form von Orthoklas, Sodalith oder Nephelin zu kristallisieren; daher nehmen andere an, daß eine Verschiedenheit der physikalischen Umstände die Bildung von Leucit statt von Orthoklas und Sanidin veranlaßte, aber soweit es sich aus den Beobachtungen bei den phlegräischen Feldern, wo sich statt Sanidin nie Leucit gebildet hat, folgern läßt, kamen zu den physikalischen Unterschieden in den Magmen ursprünglich noch andere chemische Unterschiede hinzu. Die beiden Gesteinsreihen, die leucitischen des Vesuvs und die trachytischen der Phlegräischen Felder,

[1]) Loewinson-Lessing, Studien über die Eruptivgesteine, S. 326.

[2]) Zeitschrift f. Kristall. XXXVI, 1902, S. 593.

[3]) D. Barus, The fusion constant of igneous rocks, T. II (Phil. Mag., 1893, S. 173). — High temperature work in igneous fusion and ebullition (Bull. of the U. S. Geol. Surv., 1893, S. 103). — Duhem a. a. O. II, S. 68.

[4]) G. Becker, A new law of thermochemistry (A. M. 1886, sér. 3, XXXI, S. 120). — A theorem of maximum dissipativity (ibidem S. 115). — A. Harker, Berthelots principle applied to magmatic concentration (Geol. Mag. 1893, S. 545). — Loewinson-Lessing, a. a. O. S. 326.

[5]) Cryst. ign. rocks S. 105.

[6]) Rosenbusch a. a. O., 3. Aufl., Bd I, 1895, S. 12.

[7]) Lagorio, Über die Natur der Glasbasis sowie der Kristallisationsvorgänge im eruptiven Magma (Tschermak, Min. Mitt., Bd VIII, 1887.) — R. Brauns, Chemische Mineralogie, Leipzig 1896, S. 305.

[8]) A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques, Maçon 1893, S. 453 ff.

sind von einander nicht nur mineralogisch, sondern auch chemisch verschieden, und es scheint wenig wahrscheinlich, daß es sich um ein einziges Magma handelt, das Abänderungen infolge von inneren oder äußeren Umständen fähig wäre.

Neuere phlegräische und vesuvianische Ausbrüche sind in so großer Zahl vorgekommen, daß, wenn lediglich Variationen eines höheren oder niedrigeren Druckes oder andere äußere Umstände genügen würden, um die chemische Zusammensetzung des Magmas von Grund aus zu ändern, zu vielen Malen die Wirkungen zutage getreten und die Übergänge von einem Magma zum anderen beobachtet worden wären. Es ist daher viel wahrscheinlicher anzunehmen, daß Leucitite und Augittrachyte aus verschiedenen Magmen hervorgegangen sind und wahrscheinlich aus Gebieten, die in verschiedenen und voneinander unabhängigen Tiefen lagen.

Kristallisation nach der Erstarrung der Lava.

Wir haben seinerzeit gesehen, daß der Sanidin, einer der letzten Bestandteile, welche erstarrten, fortfuhr, mitten im Tuffe des M. Nuovo auch nach dem Ausbruch und der Erstarrung der Gemengteile zu kristallisieren. In derselben Weise entsteht durch gegenwärtig tätige Kräfte die Umwandlung des Leucits in Sanidin, welche Sabatini und andere in den Laven von Latium und anderswo klar gelegt haben. Diese Tatsachen beweisen, daß die Kristallisationserscheinungen bei den genannten Laven auch noch gegenwärtig fortschreiten, und gewiß müssen sie außer im Tuff auch in den wirklichen Laven und Schlacken vorkommen. Vielleicht hat das zonenartige Anwachsen an der Peripherie der Feldspate und der Pyroxene, worüber wir so häufig gesprochen haben, teilweise nach der Erstarrung der Lava seinen Anfang genommen; wenigstens hat in ähnlicher Weise eine bescheidene Anzahl von Mineralien ihren Ursprung in den Höhlungen und Spalten unserer schon festen Laven genommen. Übrigens kann kein Zweifel darüber walten, daß die Erscheinungen der Kristallisation in den Gesteinen jeder Gattung fortwährend und beständig sind. Der gegenwärtige Zustand eines jeden Gesteins ist das Produkt zweier Faktoren, ein innerer ist die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins, ein äußerer sind die pneumatolytischen und mineralisierenden Erscheinungen. Wie diese nun nach Zeit und Ort wechseln, so ist auch das Produkt variabel. Es ist daher natürlich, daß gemäß der Änderung dieser Faktoren sich die Reihenfolge der Kristallisation ändert, wie es auch natürlich ist, daß die Kristallisation in einer Reihenfolge folgt, welche von derjenigen verschieden sein kann, die bei der Erstarrung geschmolzener Stoffe auftritt. Dadurch, daß man diese beiden Umstände nicht genau voneinander getrennt hat, sind so viele Antinomien darüber, wie die verschiedenen Autoren die Reihenfolge der Kristallisation der Bestandteile eines Gesteins beurteilt haben, und so viele vermeintliche Widersprüche in den Tatsachen entstanden. Bunsen[1]) und nach ihm viele andere haben bewiesen, daß in vielen Fällen die Kristallisation in einer anderen Reihenfolge stattfindet als in derjenigen, die mit dem Grade der Schmelzbarkeit zusammenhängt, und die wir bei den Phlegräischen Laven beobachteten. So kann man z. B. häufig die Erscheinung der Entglasung bei den Laven beobachten. Es ist wahrscheinlich, daß die Reihenfolge der Kristallbildung in diesem Falle so erfolgt, wie es Dumas hinsichtlich der Kristallbildung bei der Entglasung der künstlichen Gläser annimmt. Er geht nämlich von der Voraussetzung aus, daß die nach und nach gebildeten Kristalle stets saurer sind als der glasige Rest, eine Behauptung, die der Annahme von Rosenbusch hinsichtlich der Kristallisation der Gesteine diametral gegenübersteht.

---

[1]) R. Bunsen, Über die Bildung des Granites. (Zeitschr. der Deutschen geol. Ges. Bd XIII, 1861, S. 61.)

XXXVIII. Rezente Alluvionen.

Ich habe schon früher die rezenten, sandigen Alluvionen erwähnt, die sich von den Tuffen, aus denen sie hervorgegangen sind, eigentlich nur durch die größere Zerteilung und durch die dunklere Farbe infolge der Beimischung von Humus unterscheiden. Sie bedecken den Boden der verschiedenen Krater, z. B. das Ufer des Averner Sees, den Boden der Ebenen von Agnano, wo sie eine bedeutende Mächtigkeit besitzen, der Astroni, von Campana, Quarto und so auch, wenn auch in geringeren Umfang, diejenigen der anderen Krater. Aus diesen zerteilten Tuffen, die von den nächsten Abhängen stammen, setzt sich die Campanische Ebene in der Umgebung der Phlegräischen Felder und der Meeresstrand der letzteren, wo sie an mehreren Stellen marine Fossilien enthalten, zusammen.

Ich habe schon erwähnt, daß man im Brunnen von Arenaccia, der nur etwa $3\frac{1}{2}$ km von demjenigen des königlichen Schlosses entfernt liegt am Strande nach dem Vesuv zu, bis zu $-37{,}45$ m rezente Erdschichten mit Bruchstücken mariner Conchylien und mit vulkanischen Massen antraf, die auch vom Vesuv herrühren[1]). Folgen wir der Küste der Phlegräischen Felder, so bilden die Alluvionen den Strand von Bagnoli und die ganze Ebene von Fuorigrotta, in der sie erhebliche Mächtigkeit erreichen müssen. In der Tat erwähnt Dell' Erba[2]) »la sabbia grossolana trachitica, cementata per modo che veniva tagliata a pezzi, quali avevano l'aspetto di un' arenaria, ma dotata di lieve tenacità, circa 700 m a levante della Montagnella di Santa Teresa, nell' emissario di Coroglio, in un punto poco discosto dal Poligono militare, a quota di circa 10 m inferiore, trovata nel fare gli scavi per l'emissario. Questa roccia resta intermedia a quella detta volgarmente in Napoli mappamonte o tasso«.

Westlich von Pozzuoli und bis nach Bambinella und bis zu den Abhängen des Monte Nuovo befindet sich der Strand, die sogenannte Starza, auf welcher in neuerer Zeit nicht unbedeutende Erhebungen stattgefunden haben, die man an dem Aufsteigen der von Bohrmuscheln durchbohrten Säulen der alten Bäder erkennen kann, die unter dem Namen »Tempel des Serapis« bekannt sind, über die schon so viele Leute geschrieben haben, ferner auch an den zahlreichen im Sande oberhalb des Meeresspiegels gefundenen rezenten marinen Fossilien, welche Philippi[3]) beschrieben hat, und die auch von anderen erwähnt werden. Auf dieselbe Stelle beziehen sich eine Reihe ganz rezenter mariner Mollusken im Museum der Universität in Rom, mit der Ortsbezeichnung Pozzuoli, welche von de Angelis[4]) als von der Basis des Monte Barbaro herrührend bezeichnet wurden, wo solche Ablagerungen jedoch nicht angetroffen werden.

Daß der Strand von Pozzuoli seit dem Altertum sich langsam aus dem Meere gehoben hat, geht schon aus den Geschenken hervor, welche in den Jahren 1503 und 1511 der König von Neapel der Gemeinde von Pozzuoli gemacht hat, nämlich von Landstrichen, die man dem Meere in unmittelbarer Nähe der Stadt abgewonnen hatte[5]). Meines Erachtens hat Sueß[6]) nicht Recht, wenn er glaubt, es handle sich um Gebiet am Strande von Cumä, das im Gegenteil damals wie noch jetzt zu den königlichen Besitzungen gehörte.

---

[1]) P. Palmeri, Il pozzo dell' Arenaccia.

[2]) L' Andesite pirossenica micacea di Posillipo (Atti Acc. Pontaniana, Bd XXIII, Neapel 1893, S. 1).

[3]) Philippi, Über die subfossilen Seetierreste von Pozzuoli bei Neapel und auf der Insel Ischia (Neues Jahrb. f. Min. usw., 1837, S. 285, 292). Enumeratio molluscorum Siciliae, Bd II, Halle 1844, S. 269. — Scacchi, Notizie geologiche sulle conchiglie che si trovano fossili lungo la spiaggia tra Pozzuoli e Monte Nuovo (Antologia di Sci. nat. 1841, S. 46). — R. Bellini, La faune des mollusques fossiles néogènes du perimètre du golfe de Naples (Ann. d. Soc. Zool. et Mal. de Belgique, Bd XXXVIII, S. 23), Bruxelles 1903. Er zitiert 92, lauter lebende Arten. — O. G. Costa, Degli otoliti in generale (Atti R. Acc. sc. fis. mat., Napolo, Bd III, 2. marzo 1867, Teil II, Fig. 2).

[4]) G. de Angelis, Il pozzo artesiano di Marigliano, S. 50.

[6]) Dissertazione corografica istorica delle due antiche distrutte città Miseno e Cume. Napoli 1775.

[5]) E. Sueß, Das Antlitz der Erde. Wien 1888, Bd II, S. 478.

Ablagerungen mit römischen Ziegelsteinen wurden erst ganz kürzlich an verschiedenen Punkten in der Nähe von Pozzuoli aufgegraben, auch unter dem Meeresspiegel[1]). Da es sich aber um Ablagerungen von Wiederauffüllungen handelt, so genügen sie nicht, um zu beweisen, daß der Boden im Altertum tiefer gelegen war. Der Strand des Lucriner Sees wurde die Herkulesstraße genannt, weil man fabelt, sie sei von Herkules[2]) angelegt worden, um die Verbindung mit dem Meere zu verhindern. Ursprünglich war der Strand so schmal, daß kaum ein paar Ochsen passieren konnten, Herkules habe sie aber so erweitert, daß er die Rinder des Gereon wegtragen konnte[3]). Auch Lykophron[4]) spricht um 304 v. Chr. von dem Weg, der durch den Löwen — er meint Herkules — für die Rinder am Ufer des Lucriner Sees gebaut sei. Bei einer anderen Gelegenheit haben wir schon erwähnt, daß das Meer unter Julius Cäsar die Dämme durchbrach und bei Stürmen in den Lucriner See eindrang, ebenso daß dieser die Verbindung wieder schließen ließ[5]); daß bald darauf Augustus die Verbindung wieder herstellen ließ, um aus dem Lucriner See einen Hafen zu machen[6]), da Agrippa auf beiden Seiten den Damm mit schmalen Durchgängen durchschnitten hatte[7]), daß er dann die zerstörten Stellen des Dammes, die durch das Meer verursacht waren, wieder ausbessern ließ[8]). Endlich dämmte Claudius durch eine Mole den Lucriner See gegen das Meer ab[9]), obgleich noch immer eine Verbindung mit dem Meere offen blieb. Die Topographie des Lucriner Sees zur römischen Kaiserzeit ist auf zwei Vasen abgebildet, auf denen der See Stagnum genannt wird[10]). Mit der Zeit schob sich die Küste weiter hinaus, wozu besonders der Ausbruch des Monte Nuovo, vielleicht auch die gleichzeitige Hebung der Küste beitrugen. Jedoch ist auch heute noch an einigen Punkten, z. B. an der Mündung des Averner Sees, der sandige Strand so beengt, daß die Fahrstraße ebenso wie zu der Zeit von Agrippa und Herkules kaum Platz hat. Verschiedene Autoren[11]) nahmen an, daß die Herkulesstraße eine künstliche aus Steinen gebaute Mole gewesen sei, die sich von der Punta Caruso bis zu den Bädern des Nero erstreckte, die Agrippa vielleicht an Stelle einer früheren Sanddüne erbaut hätte; sie stützen sich dabei auf eine Stelle bei Strabo (a. a. O.), welcher bemerkt, daß die Länge jener Straße acht Stadien betragen habe, d. i. nur etwas weniger, als die Entfernung zwischen den beiden angegebenen Orten beträgt, wie auch auf die Existenz einiger Ruinen mitten im Meere dort wie längs der ganzen Küste von Bajä und Pozzuoli. Aber die angeführten Stellen rechtfertigen diesen Schluß nicht. Diese angenommene Mole müßte in sehr alten Zeiten, noch vor der griechischen Zeit erbaut worden sein, da schon die ältesten Schriftsteller die Straße des Herkules erwähnen. Wenn der Lucriner See stets mehr oder weniger vom Meere getrennt gewesen ist, so könnte das doch nur durch eine aus Sand bestehende Nehrung geschehen sein, so schmal und so leicht durch Stürme zerstörbar sie auch gewesen sein mag. Der Gedanke, den Lucriner See, eine Art Binnensumpf (Lagune), durch einen steinernen Damm vom Meere abzutrennen, da doch eine Nehrung aus Sand bestand, konnte im Kopfe der römischen Kaiser unmöglich auftauchen und noch weit weniger bei den

---

[1]) Johnston-Lavis, Rep. of the communications for the invest. of Vesuvius and its neighbourhood.
[2]) Diodorus Siculus, l. IV, S. 22.
[3]) Strabo, Bd V, 4, 6.
[4]) Lykophron, Alexandra 681—711.
[5]) Severus Grammaticus in Georgicam, L. II.
[6]) Suetonii, V. Augusti, Kap. 16.
[7]) Dio Cassius, Storia romana, Bd XLVIII, 50.
[8]) Strabo, Bd V, S. 4, 6.
[9]) C. Plini Secundi, Bd XXXVI, 24.
[10]) R. T. Günther, The Oyster culture of the ancient Romans. (J. Mar. Biol. Ass., Bd IV, 1897.)
[11]) G. Scherillo, Nota sul Porto Giulio. (R. Acc. Arch. Lett. e Belle Arti.) Napoli 1862. — W. Deecke, Über die Gestalt des Lucriner Sees vor dem Ausbruch des Monte Nuovo im Jahre 1538. (Jahrb. der Geogr. Ges. Greifswald, Bd III, S. 1887.)

Griechen und bei den ersten Besuchern dieser Gegend. Auf der anderen Seite erscheint der Gedanke, daß eine künstliche Mole die natürliche aus Sand bestehende ersetzen sollte, wenig glaubhaft, da die Düne, wenn sie sich einmal gebildet hatte, fortwährend mit dem Material von der benachbarten felsigen Küste umgeformt worden wäre, wie das an allen sandigen Küsten geschieht. Ein weißlicher Mergel erfüllt die Alluvialebene, welche an die Straße zwischen dem Averner und Lucriner See grenzt; er enthält Cardium, Venus, Cerithium und andere Konchylien von noch heute lebenden Arten, entweder wohl erhalten oder in Bruchstücken.

Ebenso machten die sandigen Küsten des Mare Morto und von Miniscola und diejenigen vom Fusaro-See, der im Altertum der Sumpf Acherusia hieß, bis Cumä und bis zum See von Licola beständig Fortschritte.

Ich habe schon erwähnt, daß sämtliche in Rede stehenden Sumpf- oder Meeresalluvionen denselben Charakter wie die Tuffe tragen, weil sie eben aus denselben feinen vulkanischen Gemengteilen bestehen, die von der durch das Meer bewirkten Zerteilung der trachytischen oder tuffigen Klippen herrühren, zum kleinen Teil auch von der Denudation und von dem Transport durch kleine Giesbäche aus dem Binnenland. Die Sande, welche heute den Boden des ganzen Golfes von Neapel bilden, haben genau denselben Ursprung und sind echte graue Tuffe. Bemerkenswert ist die Abspülung, welche längs der Meeresküste nahe beim Meeresspiegel periodisch erfolgt, wenn die stärkere Ebbe die leichteren Massen ins Meer zieht und nur die schwereren zurückläßt. So bildet sich dann ein richtiger Gürtel, der die Massen nach ihrem spezifischen Gewicht, je nach der Schnelligkeit der Flut und der Neigung der Küste ordnet, und es häufen sich feine Schichten schwarzer, eisenhaltiger, schwererer Mineralien an, wie Augit und besonders Magnetit. Ähnlich schwarze dünne Lagen bemerkt man auch längs den Gießbächen z. B. längs dem Cavone von Miano und in den Tuffen; sie verdanken ihre Entstehung ähnlichen Ursachen.

Andererseits häufen die nur wenig bewegten Wasser um die Seen von Averno und Astroni herum kleine Schichten von Bimssteinstückchen an, welche die Bäche herbeigetragen haben. Auch bei dem Ausbruch des Monte Nuovo bildete sich bei den ins Meer gefallenen Schlacken ein Wall von anderer Entstehung als die oben erwähnte: in der Tat sanken die schweren Schlacken unter, während die Bimssteine auf der Oberfläche blieben, »si che parea terra arata«. Die Bimssteine, welche so von den übrigen Materialien ausgesondert wurden, bildeten besondere Anhäufungen, soweit sie an den Strand getrieben wurden, konnten dagegen, falls sie bis zum Grunde sanken, dort besondere submarine Bänke auch in ziemlich weiter Entfernung von dem Orte des Ausbruchs bilden.

Druck von Justus Perthes in Gotha.

Geologische Karte der Phlegräischen Felder

von Carlo de Stefani.

1 : 75.000

Kilometer

Golfo di Pozzuoli

POZZUOLI

MUGNANO DI NAPOLI

MARANO DI NAPOLI

Calvizzano

Chiaiano

Marianella

Piscinola

Secondigliano

Arzano

Casavatore

Capodimonte

Piazzolla

Miano

Mianella

Piamura

Soccavo

Fuorigrotta

Posillipo

NAPOLI

C. di Posilipo

C. Miseno

I. di Nisida

Porta Puteolana

Porta Puteolana

Porta Cumana

Porta Cumana

Porta Capuana

Porta Capuana

Porta Nolana

Porta Nolana

Porta Alba

Porta Alba

Porta Reale

Porta Reale

Porta Capuana

Porta Capuana

Porta Nolana

Porta Nolana

Porta Alba

Porta Alba

Porta Reale

Porta Reale

Hypokristallinische Lava

Piperno

Holokristallinische Lava

Rezenter Meeressand

Rezente Alluvionen

Grauer Tuff

Gelber Tuff

2 (S.12) Geologische Querschnitte (mit Nummer u. Seite im Text)

GOTHA: JUSTUS PERTHES
1907.

UB Wien
+AM50660410X

FACHBEREICHSBIBLIOTHEK GEOGRAPHIE UND REGIONALFORSCHUNG
UNIVERSITÄT WIEN

books2ebooks.eu

www.books2ebooks.eu

eBooks from your library by

eBooks on Demand

digitised by

UNIVERSITÄTS BIBLIOTHEK