

# Der Alkalitrachyt der Solfatara und seine Zersetzung durch Fumarolengase

Autor(en): **Rittmann, A.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **14 (1934)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-14636>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Der Alkalitrachyt der Solfatara und seine Zersetzung durch Fumarolengase

von *A. Rittmann* in Neapel

## DAS VORKOMMEN

Der südliche Teil des Kraterrandes der Solfatara bei Pozzuoli (Provinz Neapel) wird von einer kuppenförmigen Trachytmasse gebildet, die bei der Entstehung des jüngeren Solfatarakraters teilweise zertrümmert wurde und daher gegen den Krater hin sehr steil abfällt. Durch Steinbruchbetrieb sind tiefere Teile der Kuppe blossgelegt, die zeigen, dass die ganze Gesteinsmasse stark zerrüttet und von zahlreichen Klüften und Sprüngen durchsetzt ist. Das Netzwerk dieser Klüfte wird von den Fumarolengasen der Solfatara durchzogen, die den Trachyt langsam von den Klufflächen aus zersetzen. Die Wege der Gase und Dämpfe sind zeitlichen Änderungen unterworfen, da die Klüfte oft von ausgeschiedenem Gips und anderen Sulfaten und von eingeschwemmten tonigen und limonitischen Substanzen verstopft werden. Das Innere der von den Klüften begrenzten, oft viele Kubikmeter grossen Trachytblöcke ist vollständig frisch, da die Zersetzungsrinde nur selten einen halben Meter Dicke erreicht. Das Material zur vorliegenden Untersuchung stammt von einem dieser Blöcke in situ; es umfasst ausser dem völlig frischen Trachyt drei Proben, die die mit der Annäherung an die Grenzkluft stärker werdende Zersetzung dokumentieren.

Die übrigen Kraterwände der Solfatara bestehen aus Trachytuffen, in denen drei Trachytgänge aufsetzen. Tuffe und Gänge sind von den Fumarolengasen fast vollständig zersetzt. Der ebene Kraterboden wird von hereingeschwemmten Zersetzungsprodukten gebildet und weist an vielen Orten, besonders im südlichen und östlichen Teil, Fumarolentätigkeit auf. Eine der kräftigsten Fumarolengruppen tritt auf dem Grunde eines länglichen, zwei Meter tiefen Kessels zutage, der unter den Grundwasserspiegel reicht und einen grauschwarzen, schlammigen Brei enthält, durch den die Gase in dicken Blasen aufsteigen. Beim Zerplatzen der Blasen werden Fetzen des zähen Breis über den Rand des Kessels geschleudert und häufen sich zu einem Ringwall an. Eine Probe des Breis dieses Schlammvulkans wurde ebenfalls untersucht.

## DIE SOLFATARENGASE

Über die Natur der Fumarolengase der Solfatara sind wir — abgesehen von älteren, wenig zuverlässigen Bestimmungen — durch die von E. SALVATORE im Auftrag des Vulkaninstituts I. FRIEDLAENDER ausgeführten Analysen unterrichtet<sup>1)</sup>. Zusammenfassend ergibt sich:

Tabelle 1

Zusammensetzung der Solfataragase					
H <sub>2</sub> O	.	91,03 Gew. %	H <sub>2</sub>	.	0,0061 Gew. %
CO <sub>2</sub>	.	8,8974	CH <sub>4</sub>	.	0,0008
H <sub>2</sub> S	.	0,0422	Ar+He	.	0,0002
N <sub>2</sub>	.	0,0233			

SO<sub>2</sub>, HCl, O<sub>2</sub> und CO konnten nicht einmal in Spuren nachgewiesen werden. Leider wurden die im Kondensationswasser gelösten Stoffe nicht bestimmt. Die Temperatur der Gase in der Bocca grande betrug 147° C.<sup>2)</sup>.

Dazu muss noch bemerkt werden, dass aus den Dämpfen in geringen Mengen Realgarkriställchen sublimieren, von SALVATORE jedoch nicht nach flüchtigen Arsenverbindungen geforscht wurde. Obschon die Analyse also nicht als vollständig betrachtet werden kann, vermittelt sie uns doch die wichtigsten Daten, die für eine Diskussion der Trachytzeretzung notwendig sind.

Zu beachten ist vor allem, dass im ursprünglichen Gasgemenge weder SO<sub>2</sub> noch freier Sauerstoff, sondern H<sub>2</sub>S vorhanden ist. Der Schwefel, der sich in zierlichen monoklinen Kristallen rund um die Austrittsstellen der Fumarolengase absetzt, und das am Geruch häufig wahrzunehmende SO<sub>2</sub> sind Oxydationsprodukte des H<sub>2</sub>S, die sich erst beim Kontakt mit dem Luftsauerstoff bilden. Die so entstandene schweflige Säure wird wahrscheinlich unter Mitwirkung von Katalysatoren, wie z. B. Eisenoxyde, oder unter dem Einfluss der Sonnenstrahlen durch den Luftsauerstoff weiter zu Schwefelsäure oxydiert, die das wichtigste Agens bei der Zersetzung der Trachyte darstellt. Tatsächlich bilden neben dem Kieselsäurerückstand und einigen tonigen Substanzen Sulfate die Hauptmasse der Zersetzungsprodukte. Unter den Ausblühungen und Absätzen finden sich Gips, verschie-

<sup>1)</sup> E. SALVATORE: Sui gas della Solfatara die Pozzuoli. Z. f. Vulkanologie 7, 149. 1923/24.

E. SALVATORE: Sulla determinazione del vapor d'acqua nelle esalazioni fumaroliche della Solfatara di Pozzuoli. Z. f. Vulkanologie 7, 215. 1923/24.

<sup>2)</sup> I. FRIEDLAENDER: Untersuchungen vulkanischer Gase. Z. f. Vulkanologie 7, 109. 1923/24.

dene Alaune, Halotrichit, Epsomit, Coquimbit, Voltait, Glauberit u. s. w.<sup>3)</sup>. Mascagnin scheint, wie alle  $\text{NH}_4$ -Mineralien heutzutage, sehr selten zu sein, während in früheren Zeiten Salmiak sogar technisch ausgebeutet wurde.

#### DER BYTOWNITFÜHRENDE HORNBLLENDE-AUGIT-ALKALITRACHYT

##### Beschreibung und Mineralbestand

Das sehr feste und mässig poröse Gestein von hellgrauer Gesamtfarbe enthält bis 17 mm grosse, nach (010) dünntafelige und leicht nach (001) gestreckte Sanidineinsprenglinge, in denen auf Bruchflächen Kerne von zwillingsgestreiftem Plagioklas mit der Lupe zu erkennen sind. Die Querabsonderung des Sanidins etwa parallel zu (100) ist sehr kräftig entwickelt. Kleine Kristalle von Augit und schwärzlicher Hornblende liegen in der makroskopisch dichten Grundmasse.

Erwähnt sei das relativ häufige Vorkommen bis kopfgrosser Einschlüsse von Alkalisyenit, der dem Trachyt entsprechenden Tiefenform in Sanidinitfazies. Es finden sich auch dunklere Einschlüsse von Melasyenit, der ebenfalls die hochmiarolithische Sanidinitfazies aufweist.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein typisch trachytische Struktur mit feinem Glasschleier zwischen den fluidal angeordneten Sanidinemikrolithen der Grundmasse.

Tabelle 2

##### Mineralbestand des Alkalitrachyts in Volumprozent

Sanidin	.	74,0	Biotit	.	0,7
Bytownit	.	7,4	Fayalith	.	0,3
Sodalith	.	3,1	Magnetit	.	2,1
Augit	.	4,6	Apatit	.	0,4
Hornblenden	.	3,4	Glas	.	4,0

Die Summe der hellen Gemengteile gleich 8 gesetzt, ergeben sich folgende ACF-Werte für das NIGGLI'sche Klassifikationsdreieck:

$$A = 7,01 \quad C = 0,70 \quad F = 0,29^4).$$

Es handelt sich also um einen plagioklasführenden Alkalitrachyt (mit mehr als  $\frac{1}{16}$  Plagioklas).

<sup>3)</sup> A. SCACCHI: Campania, S. 135, 318 ff., sowie mehrere Arbeiten von S. DE LUCA in Rend. Acc. sc. fis. mat. Napoli 1871—1874.

<sup>4)</sup> P. NIGGLI: Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. min. petrogr. Mitt. 11, 296. 1931.

### Die Mineralkomponenten

Sanidin tritt in zwei Generationen auf, zwischen denen einzelne Mikrophenokristalle vermitteln. Die Einsprenglinge enthalten häufig Plagioklaskerne, die manchmal so gross sind, dass man besser von Sanidinmänteln um Plagioklaseinsprenglinge spricht. Die kristallographische Umgrenzung der Sanidine ist nur auf (010) einigermaßen ebenflächig, im übrigen aber unscharf, buchtig und mit der Grundmasse unregelmässig verzahnt. Die Auslöschungsschiefe  $n_a: [100]$  beträgt 8 bis  $9\frac{1}{2}^\circ$  mit  $\rho < v$ , wonach auf einen beträchtlichen Natrongehalt geschlossen werden darf, der von der Bauschanalyse bestätigt wird. Die Lage der Achsenebene ist in den meisten Kristallen normalsymmetrisch mit  $2V$  von  $-10^\circ$  bis  $-28^\circ$  und  $\rho > v$ , doch kommt auch, besonders bei den kleineren Einsprenglingen, symmetrische Lage vor mit  $2V$  von  $-20^\circ$  bis  $-35^\circ$  und  $\rho < v$ .

Die dünntafeligen Sanidinmikrolithen der Grundmasse sind fast immer Zwillinge nach dem Karlsbader-Gesetz. Ihre Dimensionen schwanken zwischen 0,1 und 0,8 mm (meist 0,4) für die Länge und zwischen 0,01 und 0,06 mm (meist 0,03) für die Dicke der Täfelchen. Die Auslöschungsschiefe  $n_a: [100]$  wurde an isolierten Mikrolithen im gepulverten Gestein zu  $6^\circ$  bis  $7^\circ$  bestimmt, ist also geringer als bei den Einsprenglingen.

Plagioklase finden sich nur als Einsprenglinge mit mehr oder weniger breiten Sanidinmänteln. Albit-, Karlsbad- und deren Komplexzwillinge sind häufig, sehr selten dagegen die Zwillinglamellen nach dem Periklingesetz. Die zonierten Kristalle erweisen sich nach den übereinstimmenden Ergebnissen der FEDOROW'schen und der Zonenmethode als Bytownite (80—85 % An) mit schmalen Randzonen von Labrador (55—70 % An). Die statistische Auswertung der Messungen unter Berücksichtigung der Zonenbreiten ergab als mittlere Zusammensetzung 79 % Anorthitgehalt; der Plagioklas gehört also zum Bytownit.

Sodalith tritt mit Vorliebe in den miarolithischen Hohlräumen auf, in die er in Form von kleinen, aufgewachsenen Rhombendodekaedern hineinragt. Wo er eingesprengt vorkommt, bildet er allotriomorphe, von idiomorphen Sanidinleistchen durchspickte, rundliche Körner, deren Gefüge an die ophitische Struktur erinnert. Er wurde mikrochemisch durch die Chlorreaktion identifiziert; optisch unterscheidet sich der allotriomorphen Sodalith vom Glas durch seinen niedrigeren Brechungsindex.

Augit bildet gedrungene, terminal undeutlich begrenzte Prismen. Die Spaltbarkeit ist im Dünnschliff sehr gut entwickelt. Zwi-

linge nach (100) sind äusserst selten. Parallelverwachsung und seltener Umwachsung mit Hornblende ist allgemein verbreitet. Im Dünnschliff zeigt er hellgrüne Färbung, aber keinen Pleochroismus. Die optische Bestimmung mit Theodolithisch, Monochromator und Berek-Kompensator ergab folgende Resultate:

Lichtart	$n_\gamma - n_\alpha$	$n_\gamma - n_\beta$	$n_\beta - n_\alpha$	2V	$n_\gamma : c$
$\lambda_C$	0,0281	0,0218	0,0063	$+57\frac{1}{2}^\circ$	$48\frac{1}{2}^\circ$
$\lambda_D$	0,0268	0,0208	0,0060	$+56\frac{1}{2}^\circ$	$47\frac{1}{2}^\circ$
$\lambda_F$	0,0263	0,0211	0,0052	$+53^\circ$	$44^\circ$

In der Richtung von  $n_\gamma$ , weniger in der von  $n_\beta$ , sind die Interferenzfarben deutlich unternormal, in der von  $n_\alpha$  zeigt die Doppelbrechung ein Minimum für oranges Licht, was alles qualitativ schon in wenigen Minuten mit der Farbkompensationsmethode \*) festgestellt werden kann.

Hornblende tritt in selbständigen, schlecht begrenzten Kriställchen auf, häufiger jedoch als Mantel um Augit oder mit diesem parallel verwachsen. Sie ist pleochroitisch mit  $n_\gamma =$  hell grünlichgrau,  $n_\beta =$  rötlich braungrau und  $n_\alpha =$  blass beige. Die Interferenzfarben sind in allen drei Hauptrichtungen normal, da die Dispersion der Doppelbrechung immer  $\rho > v$  und sehr schwach ist. Es wurde bei Tageslicht gemessen:

$n_\gamma - n_\alpha$	$n_\gamma - n_\beta$	$n_\beta - n_\alpha$	2V	$n_\gamma : c$
0,0152	0,0090	0,0062	$+79\frac{1}{2}^\circ (\rho < v)$	$20^\circ (\rho > v)$

In Parallelverwachsung mit dieser Hornblende findet sich sehr selten ein blauer Amphibol. Selbständige Individuen desselben wurden nicht gefunden, wohl aber Stellen, an denen der blaue Amphibol allmählich in die Hornblende übergeht. Seine maximale Doppelbrechung ist etwas höher als die der Hornblende (etwa 0,016), die Auslöschungsschiefe  $n_\gamma : c$  wesentlich geringer (10—12°). Der Pleochroismus ist deutlich mit  $n_\gamma =$  hellblau,  $n_\beta =$  hell lila,  $n_\alpha =$  hell graugelb.

Ob einige winzige, schwarze Kriställchen, die sich in Häufchen zusammen finden, dem Cossyrit zuzuordnen sind, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Biotit findet sich im Augit und in der Hornblende eingeschlossen. Sein Pleochroismus ist für  $n_\gamma =$  dunkelbraun,  $n_\beta =$  rötlichbraun und  $n_\alpha =$  gelblich bis fast farblos. Grössere, frei ausgebildete Biotite zeigen immer starke magmatische Resorption und sind in ein Haufwerk von opakem Erz, Fayalithkörnern und Augit mit noch unversehrten Biotitfetzchen umgewandelt.

\*) In Bearbeitung.

Fayalith mit kaum merklichem Pleochroismus zwischen rötlichgelb und grünlichgelb bildet vereinzelte Körner, an denen  $2V = -54^\circ$  und  $n_\gamma - n_\alpha = 0,04$  bestimmt wurden. Häufig sind um die Fayalithe hauchdünne Limonithäutchen vorhanden. Kleinere Fayalithkörner beteiligen sich an den durch Resorption des Biotits entstandenen Paragenesen.

Apatit tritt in zwei Abarten auf. Die erste bildet vereinzelte Prismen von im Mittel 0,2 mm Länge und 0,05 mm Dicke mit deutlicher Querabsonderung nach der Basis. Auffallend ist ihr Pleochroismus mit  $n_\gamma \perp c =$  hell gelblichrosa und  $n_\alpha \parallel c =$  bläulichviolett. Diese gefärbte Abart liegt oft den Augiten und Hornblenden an oder ist in diesen eingewachsen, während eine zweite, farblose Abart in freien, etwas grösseren und dickprismatischen, schlecht ausgebildeten Kristallen auftritt.

Magnetit in Körnchen, seltener in oktaedrischen Kriställchen ist allgemein verbreitet; in den Putzen des resorbierten Biotits erscheint das Erz etwas angereichert.

Glas ist als dünner, farbloser Schleier zwischen den Sanidinleistchen der Grundmasse vorhanden.

### Die chemische Zusammensetzung des Alkalitrachyts

Eine vollständig frische Probe des Solfataratrachyts, die demselben Handstück wie das Dünnschliffmaterial entnommen wurde, liegt der folgenden, von E. NARICI im Vulkaninstitut IMMANUEL FRIEDLAENDER ausgeführten Analyse zugrunde.

Tabelle 3

Chemismus des Alkalitrachyts der Solfatara			
	Gew. %	Mol. Zahl	NIGGLIwerte
SiO <sub>2</sub>	58,48	975	si . 199
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,71	183	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	12	al . 37
FeO	2,25	31	fm . 18 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
MgO	1,32	33	c . 15 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
CaO	4,18	75	alk . 29
Na <sub>2</sub> O	3,45	56	
K <sub>2</sub> O	8,05	86	k . 0,61
H <sub>2</sub> O +	0,51	32	mg . 0,37
H <sub>2</sub> O —	0,17	—	
TiO <sub>2</sub>	0,80	10	ti . 2,0
P <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0,09	1	p . 0,1
MnO	0,14	2	cl <sub>2</sub> . 0,5
Cl <sub>2</sub>	0,16	2 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	

SO <sub>3</sub>	.	kein	—	qz	.	—17
CO <sub>2</sub>	.	kein	—	Schnitt	.	V
—O/Cl <sub>2</sub>	.	<u>—0,03</u>		M a g m a t y p		
Summe		100,16		juvitisch-monzonitsyenitisch		

In chemischer Hinsicht steht das Gestein den „Vulsiniten“ des Astronikraters in den Campi Flegrei sehr nahe, wie die NIGGLIwerte des „Vulsinit“ der Caprara degli Astroni zeigen: si 193, al 38, fm 18½, c 14½, alk 29; k 0.65, mg 0.32; qz — 23. Der Chemismus des Solfataratrachyts bestätigt seine bereits stratigraphisch erkannte Zugehörigkeit zur dritten phlegräischen Periode im Sinne DE LORENZO<sup>5)</sup>. Die Trachyte der ersten phlegräischen Periode, deren typischster Vertreter der viel umstrittene, als Piperno bekannte Schweisschlackenhorizont von Pianura und Soccavo ist, weisen dagegen im Mittel folgende NIGGLIwerte auf: si 222, al 42, fm 12, c 7½, alk 38½; k 0.44, mg 0.18; qz — 32<sup>6)</sup>.

#### DIE ZERSETZUNG DES ALKALITRACHYTS DURCH SOLFATARENGASE

##### Beschreibung von drei Zersetzungsstadien

Von den frischen Kernen der einzelnen Trachytmassen gegen die sie umgrenzenden Klüfte fortschreitend durchläuft das Gestein alle Grade der Zersetzung. Man hat also die Möglichkeit, den Vorgang stufenweise an geeignet gewählten Proben zu studieren. Drei Stadien der Zersetzung wurden möglichst eingehend im Dünnschliff untersucht und von E. NARICI chemisch analysiert.

1. Schwach zersetzter Alkalitrachyt, 30 cm von der Kluff entfernt. Die Gesamtfarbe ist gelblichgrau geworden. Gelblichweisse bis rostrote Äderchen und Flasern durchziehen das Gestein. In der stellenweise noch grauen Grundmasse liegen mattweisse Pseudomorphosen nach Plagioklas, die oft von frischen, glasglänzenden Sanidinmänteln umhüllt sind. Die dunkeln Gemengteile haben mit Ausnahme des Biotits ihren Glanz verloren und eine bräunliche Farbe angenommen. Das Gestein gibt beim Anhauchen starken Tongeruch, haftet aber nicht an der Zunge.

Im Dünnschliff erscheint der Sanidin selbst in den Mikrolithen völlig klar und unzersetzt. Ebenso unverändert sind Apatit und

<sup>5)</sup> G. DE LORENZO: History of Volcanic Action in the Phlegrean Fields. Quart. Journ. Geol. Soc. 60, 296. 1904.

G. DE LORENZO e C. RIVA: Il cratere di Astroni nei Campi Flegrei. Atti R. Accad. Sci. 11, 87. 1902.

<sup>6)</sup> A. RITTMANN: Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas. Z. f. Vulkanologie 15, 8. 1933.



Biotit, nur die Intensität ihrer Eigenfarbe und die Stärke des Pleochroismus haben abgenommen und sind beim Apatit kaum mehr zu erkennen. Die opaken Erzkörnchen sind mancherorts von Limonit-höfen umgeben. Die kalkreicheren Zonen der Plagioklase sind vollständig zersetzt; statt ihrer finden sich schwach durchscheinende, äusserst feinkörnige Aggregate toniger Substanzen, die nicht auf das polarisierte Licht wirken. Ähnliche, aber etwas lichtere, trübe Substanzen ersetzen das Glas vollständig und etwa die Hälfte des Sodoliths. Fayalith ist nicht mehr nachweisbar, rostrote Flecken von Eisenoxyden scheinen an seine Stelle getreten zu sein. Weitgehend zersetzt ist auch der Augit, kaum angegriffen dagegen die Hornblende. An manchen Stellen ist sogar eine feinfaserige, licht gefärbte uralitische Hornblende auf Kosten des Augits neu entstanden. Sie dringt in parallelen Büscheln von der ursprünglichen Hornblende ausgehend in das nach Augit pseudomorphe Mineralgemenge ein, an dessen Aufbau sich vorwiegend klare, opalartige Substanzen, Körnchen von Eisenoxyden, Leukoxen und winzige Kriställchen eines zoisitartigen Minerals beteiligen.

In ursprünglichen Hohlräumen des Gesteins, manchmal aber auch in den Pseudomorphosen nach Augit und Plagioklas tritt neugebildeter Anhydrit in fetzenförmigen, gebuchteten Kristallen auf, deren Bestimmung  $n_\gamma - n_\alpha = 0.04$  und  $2V = 44^\circ$  mit schwacher Dispersion  $\rho < v$  ergab. Die drei verschieden guten pinakoidalen Spaltbarkeiten sind nur stellenweise deutlich zu erkennen und zeigen dann gerade Auslöschung. Zur Kontrolle wurde am Pulver der Brechungsindex  $n_\gamma$  zu 1.590 mit der Einbettungsmethode bestimmt, insbesondere jedoch im Schliff die Dispersion der drei Hauptdoppelbrechungen qualitativ festgestellt. Für  $n_\gamma - n_\alpha$  fand sich  $\rho \cong v$  mit schwachem Maximum im Gelbgrün, für  $n_\gamma - n_\beta$   $\rho \geq v$  und für  $n_\beta - n_\alpha$   $\rho \gg v$ , was eindeutig auf Anhydrit hinweist. Ebenfalls als Neubildung in Hohlräumen findet sich Schwefel in rundlichen Häufchen, die infolge der hohen Lichtbrechung der Einzelindividuen fast opak, im reflektierten Licht jedoch gelblichweiss erscheinen.

2. Stark zersetzter Alkalitrachyt, 12 cm von der Kluft entfernt. In dem weisslichen Gestein sieht man noch frische, glasglänzende Sanidineinsprenglinge, sowie matte, gelbe, rötlichgelbe und bräunlichgelbe Pseudomorphosen nach dunkeln Gemengteilen in einer völlig dichten, weissen Grundmasse. Vereinzelt treten schwefelgelbe Punkte und rostrote Fleckchen auf. Das Gestein klebt schwach an der Zunge und gibt beim Anhauchen einen leichten Tongeruch.

Im Dünnschliff ist der Sanidin noch fast völlig unzersetzt, nur die Ränder der Mikrolithen erscheinen etwas zerfressen und an den Einsprenglingen treten randlich kleine und unregelmässige Einbuchtungen auf, die mit trüben Zersetzungsprodukten erfüllt sind. Die Plagioklase sind dagegen vollständig in trübe Aggregate umgewandelt, in denen sich bei gekreuzten Nicols Körnchen von neugebildetem Albit ohne Zwillingsstreifung aus der dunkel bleibenden Masse abheben. Frischer Plagioklas findet sich nur da, wo er durch vollständige Umhüllung durch Sanidin geschützt war. Die neugebildeten Albite sind gekennzeichnet durch den, dem Kollolith fast entsprechenden Brechungsindex, sowie durch  $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.008$  und  $2V = +79^{\circ}$ ; ihre Orientierung ist innerhalb des ursprünglichen Plagioklasindividuums dieselbe. Der Sodalith ist vollständig verschwunden, ebenso der Augit. Stark angegriffen erscheinen jetzt auch Hornblende, Biotit, Erz und Apatit.

Die im ersten Zersetzungsstadium gebildete uralitische Hornblende ist völlig zersetzt, der Anhydrit grösstenteils weggelöst; dagegen hat sich der Schwefel etwas vermehrt. Unter den Zersetzungsprodukten herrscht jetzt Opal bei weitem vor, während die tonigen Substanzen stark abgenommen haben. Braunrote bis opake Eisenoxyde sind in einzelnen Putzen angereichert, sonst aber regelmässig und sehr fein verteilt.

3. Nahezu völlig zersetzter Alkalitrachyt, unmittelbar an der Kluft. Das weisse, zerreibliche Gestein färbt leicht ab und haftet stark an der Zunge, wobei es einen salzigen Geschmack hinterlässt. Auch hier finden sich noch Sanidineinsprenglinge mit Glasglanz auf den Bruchflächen, äusserlich sind sie jedoch mattweiss geworden wie die Hauptmasse des Gesteins. Auf Kluftflächen — die bei der Analyse vermieden wurden — hat sich Schwefel und Gips in Kristallhäuten angesiedelt. Tongeruch ist nicht wahrzunehmen.

Im Dünnschliff erkennt man von den ursprünglichen Mineralien nur noch Reste von Sanidineinsprenglingen und einige Erzkörnchen. Fast alle Sanidinmikrolithen und alle anderen ursprünglichen Gemengteile sind spurlos verschwunden. An ihrer Stelle findet sich eine völlig isotrope, farblose bis trübe, höchst fein verteilte Masse von Opal mit feinen Erzkörnchen und ganz vereinzelt Schwefelpartikeln. Die trachytische Ausgangsstruktur ist jedoch mit allen Einzelheiten als Pseudomorphose erhalten.

Die chemischen Veränderungen bei der Zersetzung

Die Analysen der beschriebenen drei Zersetzungsstadien sind

in Tabelle 4 vereinigt. Zum Vergleich gelangt die Analyse des frischen Alkalitrachyts noch einmal zum Abdruck. Die entsprechenden NIGGLIwerte finden sich in Tabelle 5. In diesen und den folgenden Tabellen und graphischen Darstellungen sind die Zersetzungsstadien nach zunehmender Zersetzung geordnet und mit den Ziffern 1 bis 3 bezeichnet, das unzeretzte Gestein trägt die Ziffer 0.

Der wasserunlösliche und der wasserlösliche Teil wurden getrennt analysiert (siehe Tab. 4). Die löslichen Salze, mit denen die Gesteine imprägniert sind, können bei der weiteren Diskussion des Zersetzungs Vorganges nicht berücksichtigt werden, da ihre Anwesenheit in den untersuchten Proben zu sehr dem Zufall unterworfen ist. So waren sie z. B. im 2. Zersetzungsstadium schon vor der Probenentnahme auf natürlichem Wege ausgelaugt worden.

Tabelle 4

		Chemismus des Alkalitrachyts (0) und seiner Zersetzungsstadien (1—3)				
		0	1	2	3	
in H <sub>2</sub> O nicht löslicher Teil	SiO <sub>2</sub>	58,48	57,82	64,78	81,96	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,71	20,16	14,84	4,00	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	2,20	2,54	0,72	
	FeO	2,25	0,28	—	—	
	MgO	1,32	0,28	Spur	—	
	CaO	4,18	2,92	0,98	0,04	
	Na <sub>2</sub> O	3,45	3,05	4,91	1,46	
	K <sub>2</sub> O	8,05	8,48	8,05	2,34	
	H <sub>2</sub> O+	0,51	0,47	0,68	2,05	
	H <sub>2</sub> O—	0,17	1,96	0,94	1,70	
	TiO <sub>2</sub>	0,80	0,68	0,50	0,65	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,07	Spur	Spur	
	MnO	0,14	0,06	Spur	—	
	Cl <sub>2</sub>	0,16	0,10	Spur	—	
	SO <sub>3</sub>	—	0,49	0,20	—	
S	—	1,26	1,94	0,20		
in H <sub>2</sub> O löslicher Teil	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,02	—	0,05	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,01	—	0,12	
	CaO	—	—	—	0,08	
	Na <sub>2</sub> O	—	0,02	—	0,97	
	K <sub>2</sub> O	—	0,04	—	0,08	
	Cl <sub>2</sub>	—	0,02	—	0,06	
	SO <sub>3</sub>	—	0,08	—	1,40	
	H <sub>2</sub> O—	—	0,16	—	2,71	
—O/Cl <sub>2</sub>	— 0,03	— 0,02	—	— 0,09		
Summen	100,16	100,61	100,36	100,50		

Tabelle 5

NIGGLIwerte des Alkalitrachyts (0)  
und seiner Zersetzungsstadien (1—3)  
(Die wasserlöslichen imbibierten Salze nicht eingerechnet)

	0	1	2	3
si . . . .	199	225	301	1366
al . . . .	37	46 $\frac{1}{2}$	40 $\frac{1}{2}$	39
fm . . . .	18 $\frac{1}{2}$	9	9	9
c . . . .	15 $\frac{1}{2}$	12	4 $\frac{1}{2}$	0
alk . . . .	29	32 $\frac{1}{2}$	46	52
k . . . .	0,61	0,65	0,52	0,48
mg . . . .	0,37	0,18	0,00	0,00
ti . . . .	2,0	2,0	1,7	8,1
p . . . .	0,2	0,2	0	0
cl <sub>2</sub> . . . .	0,5	0,4	0	0
so <sub>3</sub> . . . .	0	1,4	0,7	0
s . . . .	0	9,2	16,9	6,3
qz . . . .	— 17	— 5	+ 34	+ 1097
Schnitt . . . .	V	VI	IV	I

Ein direkter Vergleich der Analysen oder der NIGGLIwerte kann natürlich keinen Aufschluss über den quantitativen Verlauf der Zersetzung geben; die daraus abzulesende Zunahme von Kieselsäure ist z. B. nur eine relative, absolut geht bei der Zersetzung sogar fast ein Drittel derselben verloren. Um den Umwandlungsvorgang quantitativ zu erfassen, müssen die Analysen so umgerechnet werden, dass sie untereinander direkt vergleichbar sind. Nach dem Vorgang von E. TRÖGER <sup>1)</sup> kann man z. B. von der Annahme ausgehen, dass bei der Zersetzung keine Basen zugeführt werden; die Umrechnung hat dabei derart zu erfolgen, dass jede folgende Analyse nach Massgabe der scheinbar am stärksten angereicherten Base im Vergleich zu der vorhergehenden reduziert wird. Man könnte auch annehmen, dass keine Kieselsäure verloren geht, und demnach die NIGGLIwerte aller Analysen auf das si = 299 des frischen Gesteins umrechnen. Gewiss führen solche Umrechnungen näher an die Wirklichkeit, auf Zuverlässigkeit können sie jedoch in Anbetracht der willkürlichen Annahmen keinen Anspruch machen.

Im vorliegenden Fall der Trachytzerersetzung steht ausser Zweifel, dass recht komplizierte Stoffwanderungen vorkommen, dass sich also in einer zersetzten Gesteinsprobe Stoffzufuhr und -verlust in nicht a priori feststellbarer Weise überlagern. Um diesen Vorgang wenigstens bilanzmässig zu erfassen, muss die jeweils in der Volumen-

<sup>1)</sup> E. TRÖGER: Chemismus und provinzielle Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. N. Jahrb. f. Min. etc., BB. 60, 1. 1929.

einheit vorhandene Quantität eines Stoffes berechnet werden. Dazu und zur Feststellung des Porenraums war eine möglichst genaue Bestimmung des scheinbaren und des wahren spezifischen Gewichts notwendig.

Das wahre spezifische Gewicht wurde mit der grössten Vorsicht mit dem Pyknometer am Gesteinspulver bestimmt. Zur Feststellung des scheinbaren spezifischen Gewichts bediente ich mich eines Quecksilberdensometers eigener Konstruktion, das richtige Bestimmungen selbst an hochporösen Gesteinen erlaubt, solange die Grösse der einzelnen offenen Poren so gering ist, dass die Oberflächenspannung des Quecksilbers ein Eindringen desselben in den Porenraum verhindert. Diese Bedingung ist im vorliegenden Fall mit Sicherheit erfüllt.

Tabelle 6

Spezifische Gewichte des Alkalitrachyts (0)  
und seiner Zersetzungsstadien (1-3)

	0	1	2	3
Wahres spez. Gew. = D	2,658	2,581	2,428	2,131
Scheinbares spez. Gew. = d	2,462	2,483	2,078	1,230
Porosität $P = 100 \cdot \frac{D-d}{D}$	7,4%	3,8%	14,4%	42,3%

Auf Grund des scheinbaren spezifischen Gewichts ergibt sich folgende wahre stoffliche Veränderung bei der Zersetzung:

Tabelle 7

1 cm<sup>3</sup> des Alkalitrachyts (0) und seiner Zersetzungsstadien  
(1-3) enthalten in Milligrammen:

	0	1	2	3
SiO <sub>2</sub> . . . .	1438	1427	1341	1002
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	460	497	307	49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	46	54	53	9
FeO . . . .	55	7	0	0
MgO . . . .	32	7	Spur	0
CaO . . . .	103	72	20	1
Na <sub>2</sub> O . . . .	85	75	102	18
K <sub>2</sub> O . . . .	198	209	167	29
H <sub>2</sub> O+ . . . .	12	12	14	25
H <sub>2</sub> O- . . . .	4	48	20	21
TiO <sub>2</sub> . . . .	20	17	10	8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	2	2	Spur	Spur
MnO . . . .	3	2	Spur	0
Cl <sub>2</sub> . . . .	4	2	Spur	0
SO <sub>3</sub> . . . .	0	12	4	0
S . . . .	0	31	40	2
lösliche Salze .	0	9	0	66
Summen = mg/cm <sup>3</sup>	2462	2483	2078	1230

Sehen wir vorerst vom  $H_2O$ —, von den löslichen Salzen, mit denen die Proben 1 und 3 imprägniert sind, und von dem in den Porenräumen angesiedelten Schwefel und Anhydrit ab, so ergibt sich ein anschauliches Bild des Zersetzungsvorgangs, wenn man die Werte der Tabelle 7 in Mol-Zahlen umrechnet und als Molekularprocente des frischen Gesteins ausdrückt, wie dies Tabelle 8 zeigt.

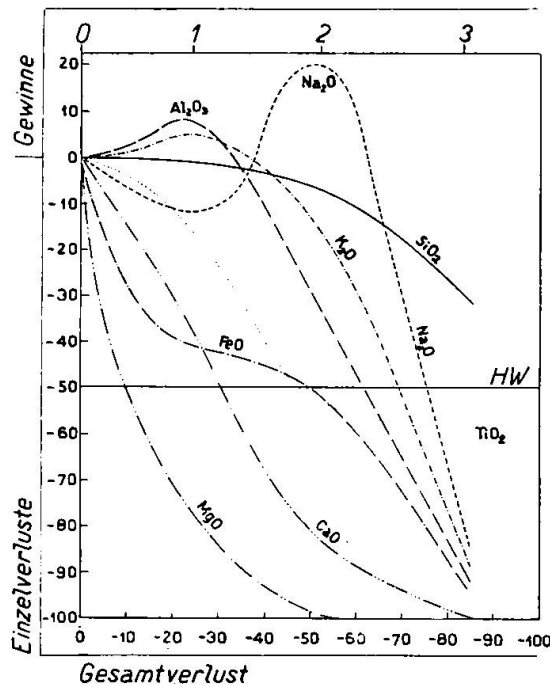


Fig. 1: Verlust und Gewinn des Chemismus in den Zersetzungsstadien 1, 2 und 3 des Alkalitrachyts 0. Ordinaten: Prozentuelle Einzelverluste und -gewinne. Abszissen: Prozentueller Gesamtverlust. Die Halbwerte des Abbaus sind gegeben durch die Abszissen der Schnittpunkte der Kurven mit der Geraden HW (Einzelverlust = 50 %).

Tabelle 8

Zusammensetzung des Alkalitrachyts (0) und seiner Zersetzungsstadien (1-3) ausgedrückt in Mol. % des frischen Gesteins.

	0	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	64,83	64,32	60,45	45,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,20	13,17	8,14	1,30
FeO (total)	3,73	2,19	1,79	0,32
MgO	2,16	0,49	Spur	—,—
CaO	4,98	3,08	0,83	0,05
Na <sub>2</sub> O	3,70	3,27	4,44	0,78
K <sub>2</sub> O	5,71	6,00	4,81	0,84
H <sub>2</sub> O+	1,81	1,81	2,11	3,76
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,57	0,32	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	Spur	—,—
Cl <sub>2</sub>	0,16	0,08	Spur	—,—
Summen	100,00	95,00	82,89	52,49

Im allgemeinen herrscht Abbau vor. Ausnahmen lassen sich als Ergebnis von Stoffwanderungen nachweisen. So ist die Anreicherung von Tonerde und Kali in 1 auf Eindringen toniger Substanzen mit adsorbiertem Kali in die Poren und Klüftchen zurückzuführen, diejenige von Natron in 2 ist in der Hauptsache der Neubildung von Albit zuzuschreiben. Der Gehalt an  $H_2O$  † nimmt natürlich mit der Zersetzung zu.

Zum Zwecke einer übersichtlichen graphischen Darstellung in Form eines Verlust- und Gewinndiagrammes („Bilanzdiagramm“) verwendet man am besten die prozentuellen Verluste der einzelnen Oxyde als Ordinaten und den mittleren prozentuellen Verlust als Abszisse. Die entsprechenden Werte sind in Tabelle 9 gegeben.

Tabelle 9

Prozentualer Verlust (–) und Gewinn (+) der einzelnen Oxyde und des  $Cl_2$ .

	1	2	3
$SiO_2$ . . . .	– 1%	– 7%	– 30%
$Al_2O_3$ . . . .	+ 8	– 33	– 89
FeO (total) . . . .	– 41	– 52	– 91
MgO . . . .	– 77	– 99	– 100
CaO . . . .	– 38	– 83	– 99
$Na_2O$ . . . .	– 12	+ 20	– 79
$K_2O$ . . . .	+ 5	– 16	– 85
$TiO_2$ . . . .	– 16	– 53	– 60
$P_2O_5$ . . . .	– 30 ca.	– 95 ca.	– 100
$Cl_2$ . . . .	– 40 ca.	– 95 ca.	– 100
Mittl. Gesamtverlust	– 24.2 %	– 52.1 %	– 83.3 %

Aus Figur 1 lässt sich für jede Kurve ein charakteristischer Halbwert des Abbaus (HW), ausgedrückt in Prozenten des Gesamtverlusts (Einzelverlust = 50 %), auf der Abszisse ablesen und erhält so eine Rangordnung der Oxyde. Je kleiner dieser Halbwert ist, desto rascher vollzieht sich der Abbau des betreffenden Oxyds.

Tabelle 10

Charakteristische Halbwerte des Abbaus der einzelnen Oxyde und des Chlors.

MgO . . . .	9	FeO (total) . . . .	50
$Cl_2$ . . . .	26 ca.	$Al_2O_3$ . . . .	62
$P_2O_5$ . . . .	30 ca.	$K_2O$ . . . .	69
CaO . . . .	30	$Na_2O$ . . . .	75
$TiO_2$ . . . .	47	$SiO_2$ . . . .	100

Betrachtet man FeO und  $Fe_2O_3$  getrennt, so wird die doppelte Umbiegung der FeO (total)-Kurve sofort verständlich: Für FeO er-

gibt sich ein Halbwert des Abbaus von 8, für  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  dagegen von 73. Das  $\text{FeO}$  wird also zuerst oxydiert und dann als  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  nur langsam abgebaut.

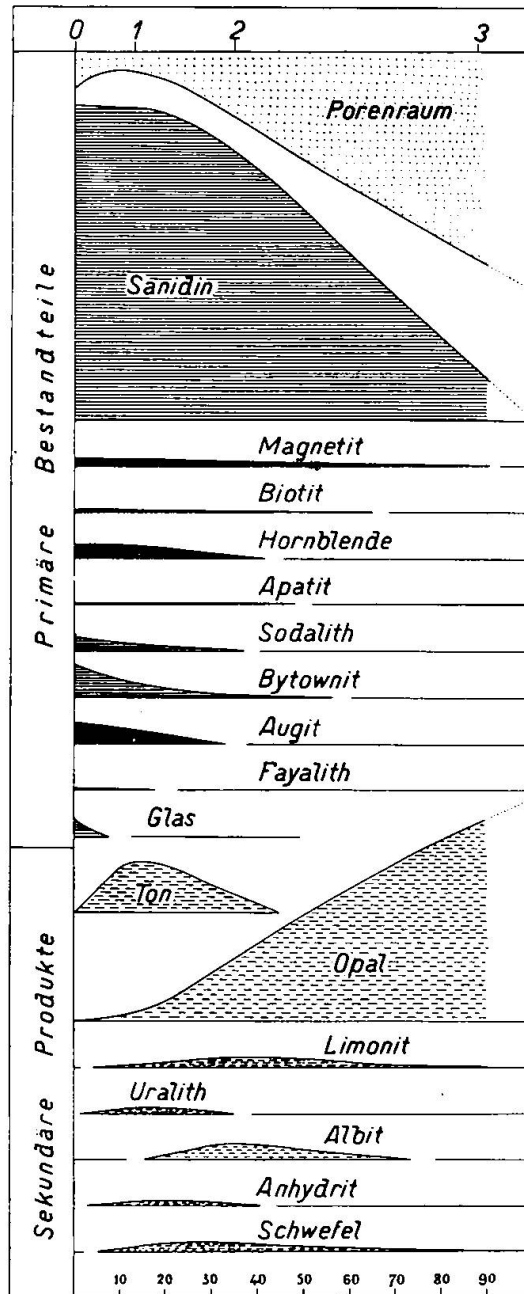


Fig. 2: Die modalen Veränderungen bei der Zersetzung. Ordinaten: Volumprozent der einzelnen Bestandteile. Abszissen: Prozentueller Gesamtverlust der primären Mineralien. (Der Masstab ist gleich für beide Koordinaten.)

Aus dem Gesagten geht hervor, dass die zweiwertigen Basen sehr rasch, die dreiwertigen und noch mehr die einwertigen Basen dagegen sehr viel langsamer abgebaut werden. Weitaus am wider-



standsfähigsten ist die Kieselsäure, während das Titan, seinem amphoterem Charakter entsprechend, eine Mittelstellung einnimmt, wobei allerdings seine Kurve später fast horizontal ausstreicht. Wahrscheinlich ist dieses Verhalten des Titans darauf zurückzuführen, dass der basenvertretende Anteil rasch, der säurenvertretende dagegen sehr langsam abgebaut wird.

Tabelle 11

Modus des Alkalitrachyts (0) und seiner Zersetzungsstadien (1-3).

Vol. %	0	1	2	3
Sanidin . . .	68,5	68,4	58,0	10,9
Bytownit . . .	6,9	2,9	0,7	—
Sodalith . . .	2,9	1,7	Spur?	—
Augit . . .	4,3	1,5	—	—
Hornblende . . .	3,1	2,8	0,8	—
Biotit . . .	0,6	0,6	0,3	—
Fayalith . . .	0,3	Spur	—	—
Opakes Erz . . .	1,9	1,8	1,0	0,3
Apatit . . .	0,4	0,3	0,1	—
Glas . . .	3,7	—	—	—
Primäre Mineralien	92,6	80,1	60,4	11,2
Uralit . . .	—	1,1	—	—
sekundärer Albit	—	—	3,5	—
opalige Substanzen*	—	1,5	13,9	43,0
tonige Substanzen *	—	10,5	3,4	—
limonitische Subst.*	—	0,5	2,3	0,3
Anhydrit . . .	—	0,9	0,4	—
Schwefel . . .	—	1,2	1,7	0,1
wasserlösliche Salze*	—	0,4	—	3,1
Sekundäre Produkte	—	16,1	25,2	46,5
Porenraum . . .	7,4	3,8	14,4	42,3

### Die modalen Veränderungen bei der Zersetzung

Die Vermessung des Modus in den Dünnschliffen kann mit einiger Genauigkeit nur für die relikthischen Mineralien und für morphologisch wohldefinierte Sekundärprodukte wie uralitische Hornblende, Albit, Anhydrit und Schwefel durchgeführt werden, während die opalartigen, tonigen und limonitischen Substanzen optisch nicht quantitativ auseinanderzuhalten sind. Unter Mitberücksichtigung des Chemismus und des spezifischen Gewichts lassen sich jedoch auch die Zersetzungsprodukte annähernd quantitativ erfassen. Die Ergebnisse der Vermessung und der Berechnung (durch \* kenntlich ge-

macht) finden sich in Tabelle 11 vereinigt und sind in Figur 2 graphisch dargestellt.

Die Zersetzung der primären Mineralien kann wie der chemische Abbau in einem Verlustdiagramm dargestellt werden, in dem als Ordinaten die prozentuellen Einzelverluste, als Abszissen der prozentuelle Gesamtverlust eingetragen werden (Fig. 3), woraus sich wiederum ein charakteristischer Halbwert des Abbaus entnehmen lässt. Die zahlenmässigen Daten finden sich in Tabelle 12.

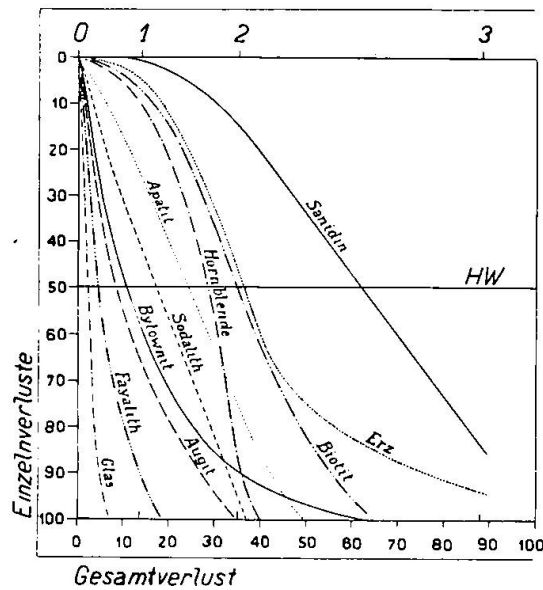


Fig. 3: Verluste des primären Mineralbestandes in den Zersetzungsstadien 1, 2 und 3 des Alkalitrachyts 0. Ordinaten: Prozentuelle Einzelverluste. Abszissen: Prozentueller Verlust der primären Bestandteile. Die Halbwerte des Abbaus sind gegeben durch die Abszissen der Schnittpunkte der Kurven mit der Geraden HW (Einzelverlust = 50 %).

Tabelle 12

Prozentualer Verlust der einzelnen Mineralien und Halbwerte des Abbaus.

	1	2	3	HW	
↙					
Zunehmende Widerstandsfähigkeit	Glas . . . . .	100%	100%	100%	2
	Fayalith . . . . .	90 ca.	100	100	4
	Augit . . . . .	65	100	100	8
	Bytownit . . . . .	58	90	100	11
	Sodalith . . . . .	41	95 ca.	100	17
	Apatit . . . . .	25 ca.	75 ca.	100	24
	Hornblende . . . . .	10	84	100	28
	Biotit . . . . .	7	50	100	35
	Opakes Erz . . . . .	5	47	84	36
	Sanidin . . . . .	1	15	84	62
Proz. Gesamtverlust	13 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	35	88	—	

Die Reihenfolge der Mineralien nach dem Grad ihrer Widerstandsfähigkeit gegenüber der Zersetzung durch Solfatarendämpfe, wie sie aus Figur 3 und Tabelle 12 hervorgeht, ist bemerkenswert. Alkalitonerdesilikate, zu denen auch das Glas gerechnet werden darf, finden sich extrem verteilt, und auch die femischen Mineralien zeigen trotz ähnlicher Zusammensetzung (z. B. Augit und Hornblende) grosse Unterschiede in ihrer Zersetzungsgeschwindigkeit. Für diese kann also der Chemismus allein nicht entscheidend sein.

Bei den Silikaten ist dagegen eine gesetzmässige Abhängigkeit der Zersetzbarkeit von dem Bau der Kristallgitter zu vermuten. Am leichtesten zersetzt wird das amorphe Glas, dann folgt Fayalith mit unabhängigen  $\text{SiO}_4$ -Gruppen im Gitter, darauf Augit mit einfachen  $\text{SiO}_4$ -Ketten, später Hornblende mit doppelten Ketten, dann Biotit mit ebenen  $\text{SiO}_4$ -Netzen und zuletzt Sanidin mit räumlich direkt gekoppeltem  $\text{SiO}_4$ -Gitter. Die Widerstandskraft gegen Zersetzung unter solfatarischen Bedingungen scheint also abhängig zu sein von der Art der  $\text{SiO}_4$ -Bindungen im Gitter; sie ist umso grösser, je stärker die  $\text{SiO}_4$ -Gruppen direkt miteinander gekoppelt sind<sup>8)</sup>.

Tabelle 13

Zusammenhang zwischen Gitterbau und Zersetzbarkeit.

HW Abbau	Mineral	$(\text{Si}_n\text{O}_m)^{x-}$ -Typ	Bindung der $\text{SiO}_4$ -Gruppen	$\frac{\text{O}}{\text{Si}+\text{Al}'}$	$\frac{\text{Al}'}{\text{Si}+\text{Al}'}$
4	Fayalith	$(\text{SiO}_4)^{4-}$	unabhängige $\text{SiO}_4$ -Gruppen	4	0
8	Augit	$(\text{SiO}_3)^{2-}$	einfache Ketten	3	0,06 ca.
11	Bytownit	$(\text{SiO}_2)^{0-}$	räumliches Netzwerk	2	0,42 „
17	Sodalith	$(\text{SiO}_2)^{0-}$	räumliches Netzwerk	2	0,45 „
28	Hornblende	$(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$	doppelte Ketten	2,75	0,27 „
35	Biotit	$(\text{Si}_2\text{O}_5)^{2-}$	ebenes Netzwerk	2,5	0,33 „
62	Sanidin	$(\text{SiO}_2)^{0-}$	räumliches Netzwerk	2	0,25

Anm.: Bei Angabe der an Metalle gebundenen Valenzen x- wurde der Si-Ersatz durch Al nicht berücksichtigt. Für jedes durch Al ersetzte Si wird x- um 1 erhöht. Statt  $(\text{SiO}_2)^{0-}$  entsteht  $(\text{AlO}_2)^{1-}$ , statt  $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$  entsteht z. B.  $(\text{Si}_3\text{AlO}_{11})^{7-}$  u. s. w.

Obenstehende Zusammenstellung (Tabelle 13) mag eine erste Übersicht vermitteln. Die Mineralien sind nach den zunehmenden Halbwerten ihres Abbaus (vergl. Tabelle 12) angeordnet. Die Art der gegenseitigen Koppelung der  $\text{SiO}_4$ -Gruppen im Kristallgitter und das dadurch bedingte O: Si-Verhältnis zeigen einen Zusammenhang zwischen dem Gittertyp und dem Grad der Zersetzlichkeit. Bytownit

<sup>8)</sup> W. L. BRAGG: The Structure of Silicates. 2d. edition. Leipzig 1932.

und Sodalith nehmen allerdings eine Sonderstellung ein, die aber verständlich wird, wenn man das Verhältnis  $Al' : (Al' + Si)$  mitberücksichtigt, das angibt, wie weit in den tetraedrischen  $SiO_4$ -Gruppen das Si durch Al ersetzt ist. Es zeigt sich, dass die Widerstandskraft des Gitters gegen chemische Angriffe durch zunehmenden Al-Gehalt stark herabgesetzt wird, wodurch das betreffende Mineral in der Abbaureihe der Tabelle 13 nach oben rückt. Im selben Sinne wirkt wohl auch die Weitmaschigkeit des Sodalithgitters mit seinen leicht zu verlierenden Füllseln von NaCl.

Die im Vorigen aufgezeigten Gesetzmässigkeiten des Abbaus gelten jedoch nicht allgemein, sondern nur für die solfatarischen Bedingungen, d. h. für Schwefelwasserstoff (als Voraussetzung der Schwefelsäurebildung) und niedere Temperatur der die Zersetzung bedingenden Gase. Im Vesuvkrater dagegen werden unter der Einwirkung heisser, salzsäurehaltiger Dämpfe der Leucit und der Plagioklas der Vesuvite rasch zersetzt, während der Augit lange Zeit fast nicht angegriffen wird. Eine genauere Untersuchung der vesuvitischen Zersetzungsprodukte steht jedoch aus, so dass eine vergleichende Diskussion noch nicht möglich ist.

#### DER BREI DES „SCHLAMMVULKANS“

Der schwärzlichgraue Brei des Schlammsprudels der Solfatara nimmt beim Trocknen eine hellgraue Farbe an und wird dabei von zahlreichen Rissen durchsetzt. Unter dem Mikroskop lassen sich folgende Mineralien erkennen:

**S a n i d i n** in kleinen, nach (010) tafeligen Kristallen und Kristallbruchstücken mit mehr oder weniger angeätzten Flächen und gerundeten Kanten. Seine optischen Eigenschaften sind dieselben wie die der Einsprenglinge im Trachyt.

**P y r i t** in winzigen, glänzenden Kriställchen (100), (210) und Kristallgrüppchen.

**R u t i l** in feinen Nadelchen (wie in den Tonschiefern).

Dazu massenhaft pulverige, amorphe Substanzen opalartiger oder toniger Natur untermischt mit sehr feinen, farblosen Nadelchen mit kaum wahrnehmbarer Doppelbrechung und gerader Auslöschung, deren Lichtbrechung etwa 1,5 beträgt.

**S c h w e f e l** in sehr kleinen, kugeligen Tröpfchen.

Die von E. NARICI ausgeführte chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

Tabelle 14

## Chemismus des Breis vom „Schlammvulkan“ der Solfatara

	feucht	getrocknet	NIGGLIwerte	
SiO <sub>2</sub> . . .	26,71	61,93	si . . .	416
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	6,12	14,19		
FeO . . .	0,81	1,88	al . . .	56
MgO . . .	—	—	fm . . .	10 <sup>1/2</sup>
CaO . . .	—	—	c . . .	0
Na <sub>2</sub> O . . .	1,56	3,62	alk. . . .	33 <sup>1/2</sup>
K <sub>2</sub> O . . .	1,03	2,39	k . . .	0,30
H <sub>2</sub> O + . . .	4,94	11,45	mg . . .	0,00
H <sub>2</sub> O - . . .	57,14	—		
TiO <sub>2</sub> . . .	0,16	0,37	ti . . .	2,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	Spur	Spur	so <sub>3</sub> . . .	7,0
SO <sub>3</sub> . . .	0,59	1,37	s . . .	35,0
S . . .	1,21	2,80	h <sub>3</sub> + . . .	256,0
Summen	100,27	100,00		

Um einen Überblick über den Mineralbestand zu erhalten, wurden die löslichen Salze mit Wasser, der freie Schwefel mit Schwefelkohlenstoff ausgezogen und der Rest durch vorsichtiges Schlämmen in Fraktionen zerlegt. Die Fraktion der tonigen und opalartigen Substanzen enthielt auch die oben erwähnten feinen, farblosen Nadelchen. Nach Abzug der chemischen Bestandteile der quantitativ bestimmten Mineralien vom Gesamtchemismus verblieb ein dieser Fraktion entsprechender Restchemismus, der sich rechnerisch auf Natrolith, Kaolin und Opal ohne Rest aufteilen liess. Es scheint also, dass die fraglichen Nadelchen dem Natrolith zugeordnet werden dürfen, wofür auch ihre gerade Auslöschung und ihre Lichtbrechung spricht.

Zusammenfassend ergibt sich der in Tabelle 15 angeführte Mineralbestand:

Tabelle 15

## Mineralbestand des trockenen Breis des „Schlammvulkans“

Mineral	Gew. %	Schlammfraktion	Bestimmungsart
Sanidin	20,7	II	direkt gewogen.
Pyrit	3,1	III	direkt gewogen.
Rutil	0,4	III (z.T.)	TiO <sub>2</sub> der Analyse.
Schwefel	1,1	—	mit CS <sub>2</sub> ausgezogen und gewogen
Opal ca. 43	71,3	I	nach Abzug der übrigen Bestandteile aus der Analyse berechnet.
Kaolin ca. 16			
Natrolith ca. 12			
Lösliche Salze	3,4	—	mit H <sub>2</sub> O ausgezogen enthält: Na <sup>+</sup> ; Al <sup>+++</sup> ; SO <sub>4</sub> <sup>—</sup> (Alaun).

Der Schlamm besteht demnach in der Hauptsache aus zusammengeschwemmten Mineralrelikten (Sanidin) und Zersetzungsprodukten (Opal, tonige Substanzen) des Alkalitrachyts und der zugehörigen Tuffe. Die durchströmenden Solfataragase erhalten den wässerigen Brei dauernd in Bewegung und bewirken chemische Umsetzungen und Neubildungen. Die eingeschwemmten Eisenoxydpartikel werden vom  $H_2S$  in Pyrit umgewandelt, wobei sich der Titangehalt als Rutil ausscheidet. Als Neubildungen treten Schwefel, der sich aus  $H_2S$  durch Oxydation bildet, und Natrolith auf, der unter den Hydrothermal-Bedingungen aus den Abbauprodukten der Feldspäte entsteht. Hervorzuheben ist das vollständige Fehlen von Kalzium, da dieses, im Gegensatz zu den leicht löslichen Alkali- und Aluminiumsalzen, bevor die Lösungen und Suspensionen den Kraterboden erreichen, in den Klüften, Rissen und Poren der durchwanderten Gesteine in Form von Gips ausgeschieden wird.

Die zusammengeschwemmten Produkte der Trachytzerersetzung, die den Kraterboden und grosse Teile der Aussenhänge der Solfatara (Colli leucogei) bedecken, werden als „bianchetto“ bezeichnet und dienen nach geeigneter Vorbehandlung (Auslaugen, Schlämmen oder Mahlen) als Putz- und Poliermittel, als Zusatz zu Stuck u. s. w. Auch die daraus ausgelaugten Salze (Alaune) fanden früher technische Verwertung. Der Bianchetto und der daraus entstandene Brei des Schlammprudels stellen ein mechanisches Gemenge dar, das aus unzersetzten Relikten, Zwischen- und Endprodukten der Trachytzerersetzung besteht und mehr oder weniger schwankende Zusammensetzung hat. Seiner Entstehung nach kann es nicht einem bestimmten Zersetzungsstadium entsprechen und fügt sich deshalb den Verlustdiagrammen der Alkalitrachytzerersetzung weder chemisch noch mineralogisch quantitativ ein, obschon es qualitativ analog zusammengesetzt ist.

Eingegangen: 4. Dezember 1933.