

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

Band: 2 (1922)

Heft: 3-4

Artikel: Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der
jungmediterranen Kettengebirge

Autor: Niggli, Paul

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-4372>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 27.01.2026

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

Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge

Mit 34 Textfiguren.

Von Paul Niggli, Zürich.

(Mit neuen Analysen von Dr. J. Jakob und S. Staub.)

I.

Im helvetischen Flysch der Alpen, an der Grenze zwischen Oligocän und Eocän¹, tritt ein eigenständiges Gestein, der T a v e y a n n a z s a n d s t e i n auf. Mineralogisch-petrographische Untersuchungen verdankt man insbesondere C. Schmidt (lit. 1) und L. Duparc und E. Ritter (lit. 2). Darnach ist ein plagioklasreiches vulkanisches Eruptivgestein der Hauptbestandteil dieses geschichteten, in normale Sedimente übergehenden Gesteins. Der Taveyannazsandstein ist infolgedessen als Tuff oder als Detritusgestein junger und alter Eruptivgesteine bezeichnet worden. Eine eingehende stratigraphische und mineralogisch-petrographische Untersuchung der Ablagerung längs des ganzen Alpenrandes fehlt bis heute. Sie ist für die nächste Zukunft in Aussicht genommen. Zur ersten Orientierung sind einige Analysen ausgeführt und eine Reihe von Dünnschliffen, die Sammlungen von Prof. Arbenz, Dr. F. Weber und Herrn Bodmer-Beder entstammen, kurisorisch studiert worden.

Ohne der eigentlichen Untersuchung vorzugreifen, kann gesagt werden, daß der typische Taveyannazsandstein aus oft nur schlecht gerundeten bis eckigen Brocken eines wohlerhaltenen dioritischen Ergußgestein bestehet, vermengt mit Quarztrümmern, vielleicht auch Trümmern granitischer und gneissoider Herkunft, sowie Einzelkristallen und Fossilresten.

¹ Einer gütigen Mitteilung von Prof. Lugeon entnehme ich, daß neue Fossilfunde den Taveyannazsandstein ins obere Priabonien stellen.

Zweierlei läßt sich ohne weiteres feststellen. 1. Detritische Ablagerungen sind vorhanden, der ganze Gesteinskörper ist ein normales Glied der Serie der flyschartigen Trümmer sedimente. 2. Die große Masse des dioritischen Ergußgesteines ist von relativ einheitlichem Charakter; die Plagioklasse sind sehr frisch, die Glaseinschlüsse in den femischen Gemengteilen sind nur schwach chloritisiert. So ist zweifellos dieses Material einem Ergußstein zugehörig, das zur Zeit der Flyschbildung entstanden ist und auf weite Strecken zum Ausbruch oder zur Ablagerung kam.

Ob es sich zum Teil um Absätze von Aschenregen direkt ins Flyschmeer handelt, oder ob lediglich Ergußgesteine und Tuffe des Hinterlandes kurz nach ihrer Bildung als Detritus ins Meer geschwemmt wurden, kann erst die genaue Untersuchung zeigen. Unabhängig von dieser Entscheidung bleibt die Tatsache bestehen, daß der Taveyannazsandstein Zeuge vulkanischer Tätigkeit zwischen Eocän und Oligocän im Gebiet der westlichen Alpen ist. Und es erhebt sich sofort die Frage, ob für das Empordringen des Magmas in dieser Zeit noch weitere Beweise vorhanden sind.

R. Staub (lit. 3) hat dem Gedanken Ausdruck gegeben, daß das Taveyannazmaterial von den vulkanischen Vorläufern der Intrusion des Bergellermassives herstamme. E. Argand (lit. 4) nimmt an, daß das Zentrum der Eruptionen durch Traversella gegeben sei, entsprechend der Anhäufung des Taveyannazsandsteines in der westlichen Schweiz, in Hochsavoyen und der Dauphiné.

Zunächst schien es wünschenswert, den Chemismus der Taveyannazsandsteine zu studieren und in Vergleich zu setzen mit der chemischen Zusammensetzung der Bergeller- und Piemonteser-Eruptivgesteine. Bereits R. Staub stund eine Analyse neuerer Herkunft zur Verfügung.

Analysiert wurden folgende drei Gesteine: I. Taveyannazsandstein von Urigen, Klausenstraße (Analytiker Dr. J. Jakob); II. Taveyannazsandstein von Punkt 2878 am Ende des S.E.-Grates des Muttenstockes, nördlich über Urschen (Analytiker S. Staub), III. Taveyannazsandstein Rocher du vent, Taveyannaz-Alp (Analytiker S. Staub). Tabelle I zeigt die Ergebnisse der sorgfältigen und zuverlässigen Analysen.

Tabelle 1. Taveyannazsandsteine.

	I	II	III
Si O ₂	61,45	59,90	53,87
Ti O ₂	0,86	1,98	2,23
P ₂ O ₅	0,17	0,83	0,75
CO ₂	Spur	Spur	1,59
Al ₂ O ₃	15,88	13,14	12,45
Fe ₂ O ₃	1,69	1,30	2,53
Fe O	4,06	6,31	6,70
Mn O	0,12	0,07	0,13
Mg O	2,49	2,58	3,97
Ca O	5,08	5,61	5,44
Na ₂ O	3,43	3,74	5,61
K ₂ O	2,35	1,86	1,14
+ H ₂ O	2,42	2,94	3,19
— H ₂ O	0,10	0,06	0,26
Summe	100,10	100,32	99,86
spez. Gewicht	2,76	2,77	2,75

Nr. I enthält relativ viel Quarz, auch etwas Kalifeldspat. Das Gestein ist plagioklasreich. Die femischen Gemengteile sind zum Teil in Chlorit, Calcit, Epidot usw. zersetzt.

Nr. II ist sehr plagioklasreich und führt etwas weniger Quarz. Relativ reichlich ist unter den Zersetzungspprodukten Leukoxen vertreten.

Nr. III enthält bedeutend mehr (relativ frische) dunkle Gemengteile, meist im primären Verband mit den Plagioklasleisten. Diopsidischer Augit, grüne und braune Hornblende, Magnetit, sehr untergeordneter Biotit sind erkenntlich. Quarz ist selten. Chlorit tritt in allen Schliffen auf, zum Teil auch als Umwandlungsprodukt der Glasbasis.

Die Zusammenstellung zeigt den einheitlichen Charakter der Gesteine.

Die geringste Quarz- und Detritusbeimengung scheint III zu besitzen (dafür enthält dieses Gestein etwas Calcit). Vor allem fallen der niedrige Tonerdegehalt und der hohe Alkaliengehalt auf. Die bis vor kurzem übliche Bezeichnung der Gesteine als Diabastufe ist völlig ungerechtfertigt. Auch das die Hauptmasse von II und III zusammensetzende Eruptivgestein

muß saurer und alkalireicher als Diabas sein. Deutlich ergibt sich dies aus einer Berechnung der Molekularwerte (siehe lit. 9).

Tabelle 2. Molekularwerte der Taveyannazsandsteine.

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schmitt	ti	p	co ₂
I	219	33,5	30	19,5	17	0,31	0,43	0,64	4	2,3	0,21	—
II	209	27	35,5	21	16,5	0,25	0,38	0,59	4	5,2	1,3	—
III	164	22,5	41,5	17,5	18,5	0,12	0,44	0,43	4	5,1	1,0	6,5

Die drei Gesteine bilden eine einfache Reihe mit zunehmendem **fm** bei abnehmendem **si**, **al** und **k**. Der Chemismus entspricht bereits dem von Eruptivgesteinen, und zwar besitzen I und II quarzdioritischen, III natronlamprosyenitischen Chemismus. Zum Vergleich seien folgende Analysen angeführt:

Typus des quarzdioritischen Magmas	si	al	fm	c	alk	k	mg
Pyroxenglimmerdiorit, Electric Peak.	220	31	31	19	19	0,25	0,48
Kersantit, Uhlenberg, Schlesien	194	30	34	18,5	17,5	0,22	0,58
Spessartit, Posta bialla, Aarmassiv	172	28	41,5	12	18,5	0,34	0,60
	147	22,5	47,5	13,5	16,5	0,24	0,66

II und III werden der Zusammensetzung des ursprünglichen Eruptivgesteines näher kommen als I. Vielleicht ist auf Kosten von K₂O der Na₂O-Gehalt durch die Einwirkung des Meerwassers etwas gesteigert worden. Unter allen Umständen muß ein relativ alkaliresches, plagioklastisches Eruptivgestein als Grundmaterial der Taveyannazsandsteine angesprochen werden, ein Gestein aus der Familie der Diorite mit Hinneigung zu den Alkalireihen.

Um den Vergleich mit den vermutlich jungen Intrusivgesteinen der Alpen durchführen zu können, waren neue Analysen notwendig. Aus dem Bergellermassiv sind im Auftrage von Herrn Dr. R. Staub mehrere Analysen im mineralogisch-petrographischen Institut der E. T. H. ausgeführt worden. R. Staub gestattete in liebenswürdiger Weise die Benutzung dieser noch nicht publizierten chemischen Untersuchungen. Ähnliche im Auftrage von Dr. H. Cornelius ausgeführte Analysen sind bereits von U. Grubenmann und L. Henzler veröffentlicht worden. Es fehlten jedoch vollständig zuverlässige neuere Analysen aus dem Gebiet

von Traversella und Biella im Piemont sowie Baveno am Lago Maggiore. Herr Prof. C. Schmidt hatte die Freundlichkeit, aus seiner eigenen und den Aufsammlungen von F. P. Müller (siehe dessen Arbeit über Traversella in Z. f. prakt. Geologie lit. 8) charakteristische Gesteinsstücke von Traversella zur Analyse zu überlassen. Aus den Sammlungen des Zürcher Institutes wurde das Material für die chemische Untersuchung des Syenites von Biella und des Granites von Baveno entnommen. Folgendes sind die Ergebnisse der analytisch-chemischen Untersuchung.

Nr. IV. Roter normaler Granit von Baveno. Analytiker Dr. J. Jakob.

Nr. V. Weißer Granitaplit, Steinbruch Baveno. Analytiker Dr. J. Jakob.

Nr. VI. Normaler roter Amphibolsyenit von Biella. Analytiker Dr. J. Jakob.

Nr. VII. Hornblendereiche basische Facies, Biella. Analytiker Dr. J. Jakob.

Nr. VIII. Porphyrit, Ariassa-Traversella. Analytiker S. Staub.

Nr. IX. Haupttypus des Diorites von Traversella. Analytiker S. Staub.

Tabelle 3. Eruptivgesteine von Baveno, Biella und Traversella.

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	a	b
Si O ₂	74,20	76,55	58,90	48,67	59,76	58,42	55,90	54,96	60,02	59,37
Ti O ₂	0,43	0,22	2,38	2,59	2,06	3,01	1,99	2,47		0,26
P ₂ O ₅	0,24	0,05	0,20	0,11	0,27	0,57	0,73	0,22	0,17	0,58
CO ₂	—	—	—	—	—	0,35	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	12,93	12,74	13,82	15,02	15,49	14,18	14,97	12,95	18,32	17,92
Fe ₂ O ₃	0,17	0,12	3,11	2,36	3,10	2,99	2,75	4,16	5,22	6,77
Fe O	1,40	0,76	3,12	5,80	5,13	4,08	5,92	5,30	—	2,02
Mn O	0,02	0,01	0,12	0,17	0,08	0,06	0,15	0,10	—	—
Mg O	0,28	0,27	2,83	8,83	1,46	2,41	3,22	3,80	2,59	1,83
Ca O	0,95	0,37	5,30	12,28	5,52	5,68	7,22	6,83	5,84	4,16
Ba O	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—	0,00	—	—
Na ₂ O	3,44	3,79	3,13	1,76	3,80	3,94	3,85	4,14	4,16	1,24
K ₂ O	5,27	4,53	6,44	1,00	1,48	3,09	3,07	4,28	3,77	6,68
+ H ₂ O	0,62	0,42	0,51	1,51	1,54	0,89	0,57	0,53	0,53	0,38
- H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,09	0,13	0,07	0,53	0,38
Summe	99,95	99,83	99,86	100,10	99,93	99,76	100,38	99,81	100,62	101,21
spez. Gew.	2,61	2,59	2,73	2,91	2,72	2,73	2,88	2,79	2,75	2,71

Nr. X. Randliche Ausbildung des Diorites zirka 150 m ssö Stollenmund von Castiglione-Traversella. Analytiker S. Staub.

Nr. XI. Diorit, von Halde über Riondella, Traversella. Analytiker S. Staub.

Zum Vergleich werden angeführt:

- a. Eine alte Analyse eines SiO_2 -reichsten Diorites von Traversella nach V. Novarese (lit. 6).
- b. Die in Rosenbuschs „Elemente der Gesteinslehre“ befindliche Analyse des Syenites von Biella.

Nr. IV ist der normale, in allen Sammlungen anzutreffende Biotitgranit von Baveno mit den rötlichen Kalifeldspäten. Nr. V ist bedeutend feinkörniger und nur sehr schwach rosa gefärbt. Es enthält dieser Ganggranit etwas mehr Quarz als Nr. IV.

Nr. VI ist typischer Biellasyenit mit Kalifeldspat, grüner Hornblende, Plagioklas, etwas Biotit, Titanit, Apatit und Magnetit. Vorwiegend aus grüner Hornblende und Plagioklas (zu ungefähr gleichen Teilen) besteht Nr. VII.

Nr. VIII ist graues, feinkörniges bis dichtes Gestein, das als Amphibolbiotitporphyrit bezeichnet werden kann. Quarz ist untergeordnet.

Nr. IX entspricht dem mittelkörnigen, normalen Biotit-Hornblendediorit von Traversella. Kalifeldspat und xenomorpher Quarz fehlen nicht. Apatit, Titanit, Magnetit und Pyrit sind Akzessorien.

Nr. X ist eine feinkörnige, grauweiße randliche Ausbildung des Diorites, ohne wesentlich anderen Mineralbestand.

Nr. XI ist mittel- bis feinkörnig, reich an Hornblende, Biotit und Kalifeldspat. Plagioklas, Magnetit, Apatit, Titanit sind in ähnlicher Weise wie im Haupttypus vorhanden.

Ueber den ungefähren gewichtsprozentischen normativen Mineralbestand einiger Hauptgesteine gibt umstehende Zusammenstellung Auskunft.

Große Variabilität ist im Gehalt an normativem Quarz, Orthoklas und Diopsid vorhanden. Die Zusammensetzung der Plagioklasmischung ist gleichfalls sehr veränderlich. In Wirklichkeit enthält das Bavenoer Gestein an dunklen Gemengteilen nur Biotit. Diopsid ist in keinem Gestein ein Gemengteil von Bedeutung. Amphibol tritt an dessen Stelle, wobei normativ an Ilmenit gebundenes FeO einen Teil des nötigen **fm** liefert.

	Quarz	Ortho- klas	Plagioklas		Diop- sid	Hypersthen, Enstatit bezw. Olivin	Magne- tit. Hä- matit	Himenit	Apatit
			Albit	Anorthit					
Granit, Baveno	31,4	31,1	28,8	3,9	—	2,3	0,3	0,8	0,3
			32,7						
Diorit, Traversella	12,0	18,4	33,5	11,7	11,1	1,5	4,4	5,8	1,3
			45,2						
Syenit, Biella	5,3	37,8	26,7	4,5	16,0	—	4,0	4,6	0,4
			31,2						
„Syenit“, basisch Biella	—	6,1	14,7	30,2	23,5	15,7	3,5	5,0	0,3
			44,9						
Diorit, Riondella	—	25,6	35,1	3,6	23,3	0,7	6,0	4,7	0,3
			38,7						

Deshalb (siehe lit. 9) erscheint es mir ratsam, bei Normberechnungen nicht wie hier, TiO_2 an FeO gebunden zu denken. Am besten läßt man TiO_2 als Rutil ungebunden. Der relativ hohe normative Orthoklasgehalt der dioritischen Gesteine hat außer zur Kalifeldspatbildung Veranlassung zu reichlicher Biotitführung gegeben.

Eine Berechnung des aktuellen Mineralbestandes soll hier unterbleiben, da die Mineralzusammensetzungen (Hornblende, Biotit) unbekannt sind. Im großen läßt sich aus der chemischen Analyse die Verteilung vornehmen. Derartige Schätzungen stimmen mit den mikroskopischen Befunden überein.

Die Molekularwerte der neu analysierten Gesteine von Baveno, Biella und Traversella sind in Tabelle 4 zusammengestellt. Sie enthält auch Vergleichswerte.

Sehr nahe kommt dem Haupttypus von Traversella auch ein Quarzdiorit von Felvacza, früher Komitat Hunyad, Ungarn, dessen Molekularwerte lauten: **si 199 al 29 fm 32 c 20,5 alk 18,5 k 0,34 mg 0,34**.

Mit dem Syenit von Biella läßt sich in chemischer Hinsicht auch ein Lamprophyr aus dem Wehratal (Schwarzwald) vergleichen. **si 197 al 29 fm 33 c 18 alk 20 k 0,52 mg 0,54**.

Aus der Tabelle 4 geht zunächst hervor, daß die Gesteine von Traversella und Biella einander nahe verwandt sind. Es ist kein Zufall, daß der Diorit von Traversella früher Syenit genannt worden ist. Die jetzige Bezeichnung Diorit oder quarzführender Diorit ist zwar vom mineralogischen und chemischen Standpunkte aus völlig zutreffend, jedoch unzweifelhaft ist eine schwache Hinneigung zum monzonitisch-syeniti-

Tabelle 4. Molekularwerte der Granite, Syenite und Diorite von Baveno, Biella und Traversella.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schmitt	tl	p	Magma
IV Baveno, Granit . . .	439	44,5	10	6	39,5	0,50	0,20	0,61	4	1,8	0,3	aplit-engadinitgranitisch
V Baveno, Aplit . . .	491	48	7,5	2,5	42	0,44	0,35	0,30	3	1,1	—	aplitgranitisch
VI Biella Syenit . . .	195	27	30,5	19	23,5	0,57	0,46	0,62	4	6	0,2	{ opdalitisch bis normalsyenitisch
VII Biella, „Hornblendit“	110	20	45	29,5	5,5	0,28	0,66	0,66	4	4,3	0,1	hornblenditgabbroid
VIII Traversella, Porphyrit	210	32	31	20,5	16,5	0,21	0,25	0,67	4/5	5,5	0,4	quarzdioritisch
IX Traversella, Diorit .	198	28	32	20,5	19,5	0,34	0,38	0,65	4	7,7	0,8	{ quarzdioritisch bis { opdalitisch
X Traversella, Diorit .	164	26	35	22,5	16,5	0,35	0,40	0,65	4	4,4	0,8	{ dioritisch bis { monzonitisch
XI Traversella, Diorit .	157	21,5	38	21	19,5	0,40	0,43	0,55	4	5,3	0,2	yogoitisch

Zum Vergleich seien folgende Daten aus des Verfassers „Gesteins- und Mineralprovinzen“ Bd. I angeführt.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	
Karlshamngranit, Blekinge	448	44	12	8	36	0,56	0,24	engadinitgranitisch
Biotitgranit, Königshain	422	44	10	7	39	0,41	0,23	aplitgranitisch
Biotitgranit, Stolpen	502	47	7	4	42	0,47	0,16	aplitgranitisch
Augitsyenit, Altamont	208	30,5	34	15	20,5	0,41	0,11	opdalitisch (Uebergang)
Quarzglimmersyenit, Frohnau	201	33	31,5	14,5	21	0,44	0,56	opdalitisch
Syenit, Plauen	205	33	26	17	24	0,40	0,46	normalsyenitisch
Syenit, Yogo Peak	205	29	30	17	24	0,41	0,61	normalsyenitisch
Syenit, Piz Giuf	192	27,5	32	16,5	24	0,66	0,63	normalsyenitisch
Norit, Baste	102	23	42,5	31,5	3	0,31	0,84	hornblenditgabbroid
Quarzglimmerdiorit, Electric Peak .	227	33	31	17	19	0,27	0,58	quarzdioritisch
Pyroxenglimmerdiorit, Electric Peak .	194	30	34	18,5	17,5	0,22	0,58	quarzdioritisch
Quarzdiorit, Haystack	179	31	29,5	24	15,5	0,25	0,43	quarzdioritisch
Quarz-Hornblende-Monzonit, Engadin	210	32	34	18,5	15,5	0,39	0,44	opdalitisch
Shoshonit, Absaroka Range	163	30,5	34	17	18,5	0,40	0,53	normalmonzonitisch
Biotit-Vulsinit, Mte. S. Croce	162	30,5	31,5	21,5	16,5	0,50	0,47	normalmonzonitisch
Yogoit, Ferretobrücke, Bernina . . .	157	22	40	19	19	0,49	0,42	yogoitisch
Yogoit, Bearpaw Mts.	141	24,5	36,5	21,5	17,5	0,47	0,55	yogoitisch

schen Magma vorhanden. F. C. Müller (lit. 8) gibt Orthoklas (oft perthitisch) und Quarz, neben mittelbasischem Plagioklas, Biotit und Hornblende, als konstante Gemengteile des Diorites von Traversella an. Anderseits machen der relativ hohe c - und der nicht sehr hohe alk -Gehalt den Syenit von Biella zu einem Uebergangsgestein des normalsyenitischen und opdalitischen Magmas. Das Alkalienverhältnis schwankt beiderorts, k ist im Hauptgestein von Biella höher als im Hauptgestein von Traversella, doch sind die Unterschiede nicht sehr groß. (Man vergleiche das niedrige k der eigentlichen Diorite vom Electric Peak und das hohe k des Kalisyenites vom Piz Giuf.)

Traversella und Biella können somit sehr wohl Differentiationsprodukte des gleichen Magmaberdes sein. Der viel saurere Granit von Baveno steht abseits, ohne aus dem Sippencharakter herauszufallen. Das Alter von dessen Intrusion ist unsicher, jedoch spricht mancherlei auch hier für jugendliche Bildung im Verlauf der tertiären Faltung.

Auffällig ist nun die wirklich enge chemische Verwandtschaft der Traversella-Biellagesteine mit dem Taveyannazsandstein. Schon, daß diese Gesteine als alkalireiche Diorite bis Syenite angesprochen werden müssen, ist nach der Diskussion des Chemismus der Taveyannazsandsteine dafür beweisend. In der Tat stimmen Analyse I, II und VIII, IX weitgehend miteinander überein, während (abgesehen von k) III mit XI große Verwandtschaft aufweist. Vom chemischen Standpunkte aus steht somit der Zurückführung des Taveyannazmaterials auf vulkanische Eruptionen des Magmaberdes von Biella-Traversella nichts im Wege. Daß neben einer grünen eine braune Hornblende in den Vulkanitbrocken des Sandsteines auftritt, ist schließlich erklärlich; denn in Ergußgesteinen tritt (wohl infolge von Oxydationsvorgängen) nicht selten braune Hornblende an Stelle der grünen zugehöriger Tiefengesteine.

Allein es wäre unrichtig, das Problem mit dieser Feststellung als gelöst zu betrachten. Die stratigraphisch-petrographische Untersuchung der Taveyannazsandsteine kann über die genaue Herkunftsrichtung des Materials erst eindeutigen Aufschluß geben. Vor allem ist aber zu berücksichtigen, daß die Intrusivstöcke und Gangbildungen von Traver-

sella und Biella Lokalerscheinungen eines allgemeinen Phänomens darstellen. Längs des ganzen Alpen- und Karpathenbogens finden wir Spuren magmatischer Tätigkeit während des abschließenden Faltungsvorganges. Wenn die so geförderten Magmen in engprovinzialer Beziehung zueinander stehen, wird vom chemischen Standpunkte aus die Lokalisierung des Taveyannazvulkanes zu einem Ding der Unmöglichkeit. Er kann sich irgendwo innerhalb dieser Region befinden haben. So verlangt die begonnene Untersuchung eine notwendige Erweiterung. Der Einzel- und Gesamtcharakter magmatischer Tätigkeit während der Bildung von Alpen und Karpathen muß festgestellt werden. Derartige provinzial-chemische Betrachtungen führen jedoch von selbst zu noch ausgedehnteren Vergleichen. Beispielsweise setzt die konstatierte Tendenz der Traversella-Biellagesteine, aus der Kalk-Alkalireihe in die Kalireihe hinüberzuspielen, diese Eruptiva in Beziehung zu denen von Toskana und Mittelitalien. Das alles führt uns weit ab vom engen Problem der Herkunftsbestimmung des Taveyannazmateriales. Ein neuer Abschnitt sei daher dem chemischen Charakter der magmatischen Tätigkeit innerhalb des mesoidisch-mediterranen Orogens gewidmet. Er verlangt eine von Grund aus neue Fragestellung.

II.

Die Beziehung zwischen Chemismus der Eruptivgesteine und geologischer Position ist in letzter Zeit mehrfach Gegenstand der Untersuchung gewesen. Dabei haben, wie das bei der Wichtigkeit des Fragenkomplexes nicht zu verwundern ist, eine Reihe von Behauptungen und von lokalen Feststellungen die Form scheinbar unumstößlicher Tatsachen erhalten. Sie sind in die Arbeitshypothesen der Geologen eingegangen und dienen zur Ableitung weiterer Beziehungen. Besonders drei Punkte bilden bewußt oder unbewußt, in mehr oder weniger ausgesprochener Verallgemeinerung, den Ausgang der verschiedenen Theorien.

1. Es soll innerhalb des Orogens emporgedrungenes Magma nur Gesteine der Kalk-Alkalireihe liefern.
2. Die Magmen der Alkalireihen werden einer tiefer gelegenen, spezifisch schwereren Magmenschicht zugeordnet als die der Kalk-Alkalireihe. Ja, man identifiziert

Alkalimagma (atlantisches Magma) sogar mit Sima und Kalk-Alkalimagma (pazifisches Magma) mit Sal.

3. Es wird behauptet, daß die magmatische Tätigkeit der Erde eine sukzessive Verdrängung aktiven Kalk-Alkalimagmas durch aktives Alkalimagma erkennen lasse.
4. Grundvoraussetzung all dieser Hypothesen ist naturgemäß die Behauptung, daß im wesentlichen nur zwei Magmensippen zu unterscheiden seien, deren einzelne Glieder unter sich genügend viele gemeinsame Merkmale aufweisen.

Es ist selbstverständlich, daß diesen Sätzen gewisse wirklich festgestellte Tatsachen zugrunde liegen. Jedoch erscheint es merkwürdig, daß noch nie im großen der Versuch gemacht worden ist, die magmatischen Gesteinsprodukte eines wohl untersuchten Orogens unter Berücksichtigung der speziellen tektonischen Lagerung nach quantitativen Gesichtspunkten zu vergleichen. Der ausgezeichnete Vergleich der Andesgesteine mit den Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges durch F. Becke (lit. 15) hat wenige ebenso gründliche Nachahmungen erfahren und steht zu vereinzelt da, um ein ganzes Gebäude von Hypothesen stützen zu können. Im Folgenden soll versucht werden, die chemischen Verhältnisse der mit der Bildung der mediterranen Kettengebirge im Zusammenhang stehenden magmatischen Tätigkeit etwas genauer zu umschreiben. Selbstverständlich muß jeder derartige Vergleich sich auf viele Analysen stützen, die nicht unter eigener Aufsicht ausgeführt wurden. Im allgemeinen sind nur solche Angaben verwertet worden, die zuverlässig erscheinen und beispielsweise auch in H. S. Washington (lit. 17), Tabelle der I. Kategorie zugeteilt sind. Die gestellte Aufgabe ist jedoch trotz der zum Teil sehr mangelhaften chemischen Erforschung (insbesondere in deutschen und österreichischen Ländern) eine so gewaltige, daß zunächst weitere Einschränkungen notwendig wurden. Die eruptive Tätigkeit im eigentlichen Vorland der mediterranen Kettengebirge soll in dieser ersten Arbeit nur vergleichsweise in Betracht gezogen werden. Auch wird die erste Phase der magmatischen Aktivität vor den Paroxysmen der Hauptfaltung unberücksichtigt gelassen. Sie ist bekanntlich gekennzeichnet durch ein Empordringen sogenannter ophiolithischer Magmen. Erst neuerdings hat in dieser Zeitschrift R. Staub (lit. 18) über gewisse dabei konstatierte Gesetzmäßigkeiten wohlbekannter Art berichtet.

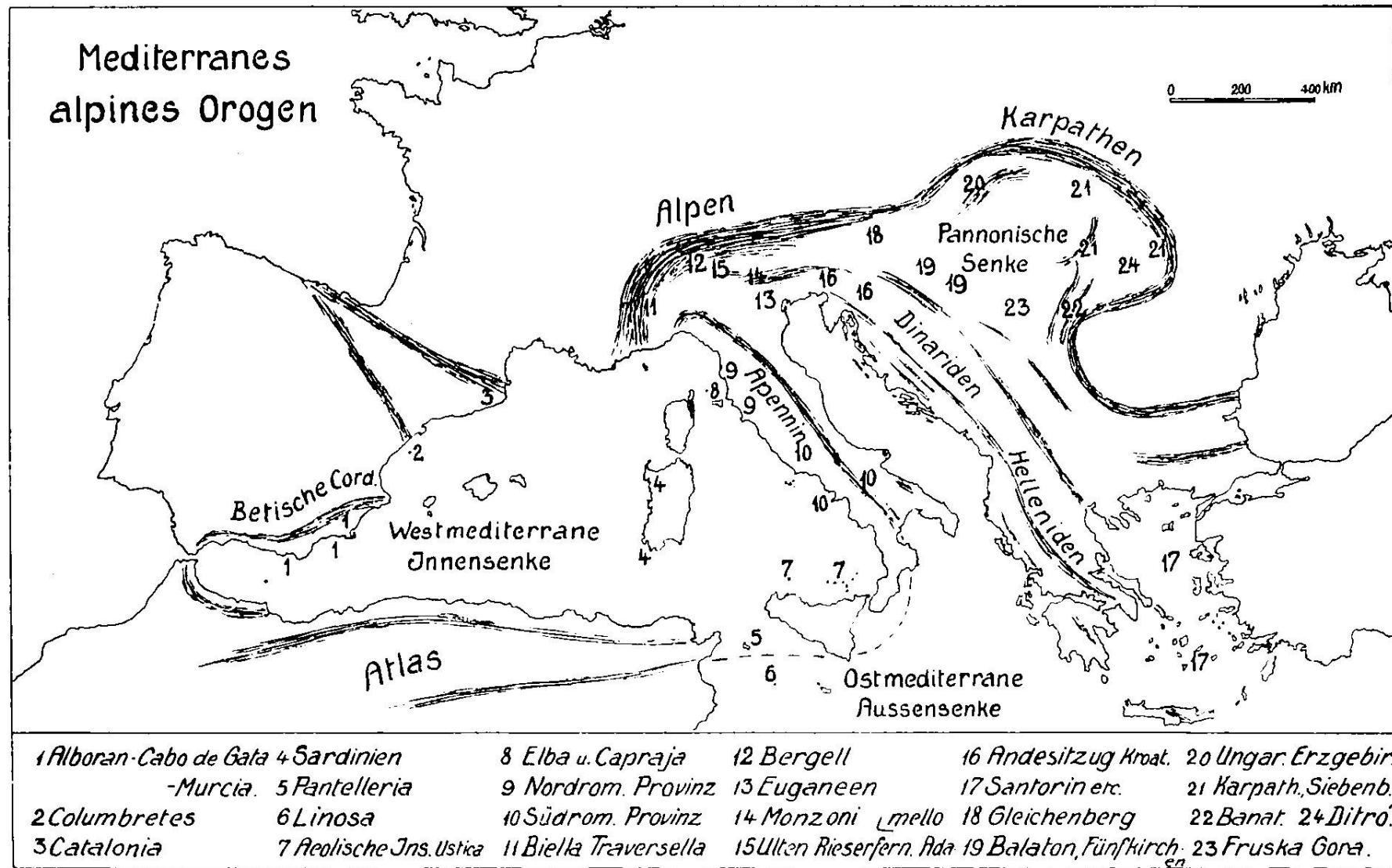


Fig. 1.

Der Vergleich wird durchgeführt auf Grund der Molekularwerte, die sich mit Hilfe des Berechnungsschemas von Gesteinsanalysen nach der Methode des Verfassers (lit. 9, 19, 20) ergeben. Die Arbeit wird von der Brauchbarkeit dieser Methoden überzeugen und auch mithelfen, die Einteilung der Magmen in drei Reihen: Kalk-Alkalireihe, Natronreihe und Kalireihe verständlich zu machen. Die Einteilung in diese drei Reihen soll zwar nicht der provinzialen Mannigfaltigkeit gerecht werden; sie ist eine chemische Einteilung von didaktischer Brauchbarkeit und zugleich, wie mir scheint, bester Anpassung an die mineralogischen, physikalisch-chemischen und provinzialen Gesetzmäßigkeiten. Hinsichtlich der geologischen Hauptzüge des Untersuchungsgebietes sei an folgendes erinnert (siehe Kärtchen Fig. 1). Das mediterrane Kettengebirge, die alpine Zone des Mittelmeeres s. l., zerfällt in die mehr oder weniger nordbewegten betischen Cordilleren, Pyrenäen, Alpen usw., Karpathen und Kaukasus einerseits und die im allgemeinen südbewegten Atlas, Apennin, Dinariden, Helleniden und Tauriden anderseits. Vorland der ersteren ist Mitteleuropa und die russische Tafel, Vorland der letzteren die afrikanische Tafel. Im Gebiet der Meerenge von Gibraltar, dem Gebiet der mittleren Alpen und auf dem Balkan nähern sich die nord- (Alpiden s. l.) und südbewegten (Dinariden s. l.) Gebirgsbögen stark. Innensenken oder sogenannte Zwischengebirge (Kober lit. 10) schalten sich in den Teilstücken dazwischen ein. Es sind 1. das westmediterrane Becken zwischen Cordilleren, Pyrenäen, Alpen, Apennin und Atlas; 2. das pannonische Becken zwischen Karpathen und Dinariden; 3. das pontische Becken zwischen Kaukasus, Helleniden und Tauriden.

Aegäisches Becken und kleinasiatisches Becken schließen sich nach Süden dem pontischen Becken an, spielen jedoch eine andere, noch nicht ganz aufgeklärte tektonische Rolle. Als südliche Senkenzonen werden, außer den festen Vorländern, das adriatische und ostmediterrane Becken aufgefaßt.

Zunächst erkennen wir magmatisches Empordringen längs des nördlichen Teiles des Alpenbogens an verschiedenen Stellen von Traversella, Biella, über das Bergell, dem Adamello, die Presanella, das Iffinger-Ultenmassiv, die Rieserferner bis zum ? Bachergebirge (lit. 4 und lit. 21). Das entspricht einer Erstreckung von rund 600 km. Diese Intrusionen folgen

ungefähr der Achse des alpin-dinaridischen Fächers längs seiner Vereinigung. Es sei von vornherein bemerkt, daß die Altersbestimmung dieser Intrusionen nicht immer gelungen ist. Für das Bergell ist jedoch einwandfrei kretazisch-tertiäres Alter festgelegt. Die Adamellointrusionen sind sicher jünger als Trias, vermutlich wie alle anderen (mit Ausnahme vielleicht des Bachergebirges) ebenfalls tertiär (siehe besonders lit. 21). Dieser sogenannte periadriatische Bogen junger Eruptivgesteine hat jedoch noch zwei Fortsetzungen. Die eine entspricht der Reihe tertiärer Andesit-Dacitvulkane: Rudenzazug-Rohitsch-Wöllau-Smrekouc (lit. 22 und lit. 29). Die zweite, in fast kontinuierlicher Ausbildung viel weiter reichende Fortsetzung entspricht den jungen Ergußgesteinen und deren Intrusivkernen längs des inneren Karpathenbogens, durch Siebenbürgen bis ins Banat. Die Stellung dieser Ergüsse hinsichtlich der Karpathen entspricht durchaus der Stellung der periadriatischen Massen hinsichtlich der Alpen. Jedoch südlich von ihnen liegt das pannonische Becken, das nun als „Zwischengebirge“ die Karpathen von den Dinariden trennt. Die ebenfalls jungen Intrusivgesteine des eigentlichen Banates liegen noch mehr dieser Innensenke zu, ähnlich wie die Ergußgesteine der Iesinischen Alpen, der Colli Berici und der Euganeen am Südrande der Alpino-Dinariden gelegen sind. Aus dem südlichen Teil der Ostalpen sind schließlich die bekannten mannigfaltigen Eruptivgesteine des Monzoni und von Predazzo zu erwähnen, die sicherlich posttriasisch (nach Penck tertiär; lit. 23) ihre Gestaltung erfahren haben.

Entlang dem Innenrand der Apenninen sind die Intrusivgesteine von Elba, die Ergußgesteine von Capraia und Toscana, die Ergußgesteine und Vulkane der sogenannten romanischen Provinz erkennbar. Dem Apennin gegenüber ist die Lage ähnlich der der Euganeen (und zum Teil der periadriatischen Gesteine) zu den Alpen. Jedoch laufen insbesondere die Vulkane der romanischen Provinz größtenteils dem westmediterranen Abbruch entlang. Aeolische Inseln, Ustica, Sardinien und Columbretes, liegen im Gebiet dieses mediterranen Beckens; Pantelleria, Linosa und Lampedusa, sowie Aetna kennzeichnen die Grenzregion von west- und ostmediterraner Senke. Den betischen Cordilleren rückwärts entlang laufen die drei Vulkanreihen: Cabo de Gata—Mesa de Roldan, Serrata—Sierra—Cabrera, Hoyazo—Vera—Mazarron—Carthagena, denen als nördliche Vorposten die Vulkangebiete von Ju-

milla und Fortuna vorgelagert sind. Die catalonischen Vulkane liegen rückwärts der Pyrenäen gegen das westmediterrane Becken zu.

Der pannonischen Innensenke gehört die Eruptivtätigkeit im Gebiet des Balaton und von Fünfkirchen an. Auch basaltische Ergüsse längs des Randes sind dazu zu rechnen. Vielleicht ist einem abgeschnürten Teil dieses Beckens das siebenbürgische Elaeolithsyenitgebiet von Ditró zuzuordnen.

Schon diese Uebersicht zeigt die Mannigfaltigkeit der Eruptivtätigkeit innerhalb des mediterranen Orogens und im Verlaufe der Gebirgsbildung. Naturgemäß ist das spezielle Alter der einzelnen Aktivitäten ein verschiedenes. In der Hauptsache kommen jedoch kretazisches und tertiäres Alter in Frage, mit Nachläufern bis in die Jetztzeit. Kreide und Tertiär sind aber auch die Hauptzeiten der tektonischen Paroxysmen. Schon aus diesem Grunde wird ein engerer Zusammenhang zwischen Magmenförderung und Gebirgsbildung wahrscheinlich. Soweit bekannt, zeigen im allgemeinen die Perioden der Magmengestaltung zu Gesteinen das Ende von Hauptfaltungsperioden an. Zu berücksichtigen ist naturgemäß, daß ein so junges Gebirge wie die Alpen noch nicht ein Gesamtbild der magmatischen Tätigkeit zu zeigen vermag. Dazu ist es viel zu wenig tief erodiert. Alte, beispielsweise herynische Gebirge sind für das Studium der orogenen tiefenmagmatischen Tätigkeit viel günstiger. Anderseits lassen sich die vulkanischen Erscheinungen im jungmediterranen Gebirge besser untersuchen, und ist das Verhältnis zur tektonischen Lagerung ein klareres.

Die Betrachtung der chemischen Verhältnisse, der wir uns nun zuwenden wollen, wird zeigen, daß wir innerhalb dieses Orogens Beispiele sozusagen aller wesentlichen Magmentypen vorfinden. Die jüngste, abgeschlossene tektonische Periode der Erde gibt uns im kleinen ein Gesamtbild der Magmengestaltung. Das läßt die oft behauptete einseitige Richtung der Magmenveränderung zum mindesten zweifelhaft erscheinen.

Bei der Betrachtung wollen wir so vorgehen, daß zunächst die Subprovinzen kurz in Bezug auf die magmatische Differentiation charakterisiert, ausgedehntere Vergleiche aber zusammenfassenden Abschnitten vorbehalten werden. Von Analysen, die sich in Washingtons Tabellen (lit. 17) be-

finden, ist Seite und Nummer angegeben, z. B. ^W 573, 41 (das heißt Seite 573, Nummer 41), so daß zu den Molekularwerten sofort die gewichtsprozentischen Zahlen gefunden werden können. C. R. 165, 211 bedeutet Compt. Rend. Paris Bd. 165, Seite 211. Auf das Literaturverzeichnis beziehen sich die mit lit. versehenen Zahlen.

1. Gesteine des periadriatischen Bogens.

a. Traversella, Biella, Bergell, Adamello (? Baveno).

Mit einer Ausnahme sind alle Analysen im chemischen Laboratorium des mineralogisch-petrographischen Institutes der Eidg. Technischen Hochschule ausgeführt worden. Aus dem Bergell (siehe Seite 172) sind außer den hier berücksichtigten noch eine ganze Anzahl anderer Gesteine analysiert worden. Herr Dr. R. Staub wird darüber berichten; die zur Diskussion verwendeten geben jedoch über den Hauptcharakter der Differentiation genügend Auskunft. Leider ist das Studium der chemischen Verhältnisse im Adamello- und Presanellagebiet bis jetzt völlig vernachlässigt worden. Die einzige vertrauenerweckende Analyse durch Weyberg betrifft vielleicht nicht einmal den Haupttypus. Ueber die Verhältnisse der Eruptivstücke von Traversella und Biella ist bereits im ersten Teil berichtet worden. Arbeiten von H. Cornelius (lit. 25) und R. Staub (lit. 26) orientieren über das Bergellermassiv. Noch fehlen die eingehenden petrographischen Beschreibungen. Der größte Teil des Massives wird vermutlich von Granit gebildet, der oft etwas porphyrtig struiert oder dann feinkörnig aplitisch ausgebildet ist. Daneben spielen Quarzdiorite, Tonalite und normale Diorite besonders randlich eine nicht unbedeutende Rolle. Aplite und Pegmatite sind häufig, Lamprophyre überaus selten. Am Kontakt des Massives sind durch Assimilation bedingte anomale Facies hie und da anzutreffen. Die Bildung der übrigen chemischen Varietäten soll nach Staub gleichfalls wesentlich durch Einschmelzungen verursacht sein.

W. Salomon (lit. 27) unterscheidet in der Adamellogruppe: Kerntonalit („hellgefärbtes mittelkörniges Gestein, in dem schneeweißer Feldspat mit etwas perlmutterglänzenden Spaltflächen und hellgrauer Quarz den Grund abgeben, von dem sich die dicksäuligen Biotitkristalle und die schlank-

keren rabenschwarzen Hornblendesäulen grell abheben"), Biancotalit (mit reichlicher Hornblendeführung), pyroxen-führenden Tonalit, Riesentonalit, Nadeltonalit, randlichen Quarzglimmerdiorit.

Daneben treten Aplite, Pegmatite, Plutonitporphyre, Lamprophyre und Schlieren häufig auf.

Eine Zusammenstellung der Molekularwerte der Analysen aus dem Gebiet von Traversella, Biella und Bergell zeigt die Zusammengehörigkeit dieser Eruptivgesteinsprovinzen. Der Granit von Baveno ist **si**-reicher; er ist mehr vergleichsweise mitangeführt worden. Es lassen sich (siehe Tabelle 5) im großen zwei Differentiationstendenzen unterscheiden. Die eine, bereits festgelegt durch Biella und Traversella, führt von yosemititischen bis engadinitischen Magmen über granosyenitische, opdalitische-quarzdioritische, dioritische zu sommait-dioritischen und yogoitischen. Es ist die Gesteinsvergesellschaftung, die im Syenit von Biella, in gewissen Dioritvarietäten von Traversella, in Granosyeniten von Forno (Bergell) in basischen Dioriten vom Val Masino (Bergell) relativ kalireiche Glieder besitzt, die anderswo auch mit typischen Kaligesteinen assoziiert sind. Was über die chemischen Verhältnisse der piemontesischen Intrusivstöcke gesagt wurde, gilt daher auch für einen Teil der Bergellerintrusion. Daraus folgt, daß vom chemischen Standpunkte aus der Taveyannazvulkan ebensogut der östlichen Gruppe zugerechnet werden könnte. Außerdem enthält jedoch das Bergellermassiv noch Gesteine mit weit größerer Differenz **al-alk**. Es sind die eigentlichen (kalireichen und die natronreichen) peléeitischen Tonalite (über Namengebung usw., siehe lit. 9). Ihnen schließen sich nach höherem **si**-Gehalt quarzdioritische Gesteine des Bergell und des Adamello an. Das Bergellermassiv bildet somit im chemischen Sinne den Übergang von der piemontesischen Provinz zu den Tonalitregionen der Ostalpen.

Wir wollen nun die den beiden Tendenzen entsprechenden Differentiationsdiagramme etwas näher betrachten. **si** wählen wir zur Abscisse; **al**, **alk** **fm**, **c** werden als Ordinatenwerte abgetragen. Es ist zu erinnern, daß die Summe **al** + **fm** + **c** + **alk** = 100 ist, und **si**, die in gleichem Verhältnis berechnete Kieselsäurezahl darstellt. Figur 2 zeigt vorerst den allgemeinen Charakter einer von sauren bis zu basischen

Gesteinen gehenden Differentiation. Mit sinkenden **si** ändern sich zunächst die **al**, **fm**, **c**, **alk**-Werte nur wenig. Dann steigen **fm** und auch **c** an und beginnen **al** und **alk** stärker zu fallen. Provinzialcharakteristisch sind der Einzelverlauf der Kurven, der Grad ihrer Neigung und die Abstandsverhältnisse. Die Differenz **al-alk** ist für die erste Differentiationstendenz (Figur 2) mittelgroß. Sie beträgt maximal 16,5, minimal 3,5 Teile. Die größten und kleinsten Differenzen liegen bei ähnlicher **si**-Zahl und lassen so sekundäre Einflüsse vermuten, die ein mittleres Kurvenbild sehr wohl zu konstruieren gestatten. Erst von **si** 250 an steigt **fm** relativ rasch an, um zwischen **si** 230—190 ziemlich konstant zu bleiben. **c** ist in diesem Gebiet bereits viel niedriger, es schwankt um den Wert 19. Von 215 bis 190 **si** ist **al** ähnlich **fm**. Die Verhältnisse in der Schnittregion der Kurven **al** und **fm**, im Gebiet der Isofalie, charakterisieren eine magmatische Differentiation besonders gut. Man erkennt, daß für die in Frage stehende Differentiation die Isofalie zwischen **si** 215—190 liegt mit **al** : **fm** \approx 31 und zugleich **c** \approx **alk** um 19. **k** schwankt gleichzeitig von 0,21—0,57, ganz ähnlich wie **mg**, während **c** : **fm** naturgemäß ziemlich konstant bleibt (um 0,62). Die **alk**-Kurve wird von der **fm**-Kurve bei ungefähr **si** = 225 geschnitten, gleichzeitig ist **al** bedeutend größer, **c** bedeutend niedriger. Unterhalb **si** = 180 beginnt **c** stark über **alk** anzuwachsen. **c**- und **fm**-Kurven steigen nun fast parallel an, während **al** und **alk** sinken. Wenn man die vom Verfasser (lit. 19) veröffentlichten Differentiationsbilder aus dem Südschwarzwald, dem Aarmassiv, dem Gotthardmassiv, dem Berninagebiet betrachtet, die sich alle auf hercynische magmatische Provinzen beziehen, so wird man viele gemeinsame Züge konstatieren können. Schon im 1. Abschnitt sind Gesteine dieser Regionen mit denen von Biella und Traversella verglichen worden. Es wird gut sein, wenn wir diesen Vergleich noch etwas ausdehnen. Mit den **si**-reichereren Bergellergraniten lassen sich chemisch vergleichen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Granit v. Gliemsstöckli, Aarmassiv	314	44	10	9	36	0,47	0,38	0,89
Mittel der Mont Blanc-Protogine	343	42,5	14,5	10	33	0,43	0,20	0,67
Medelsergranit, Gotthardmassiv	318	43,5	11,5	14	31	0,50	0,37	1,2
Protogin, Gipfel des Mont Blanc	264	41	13	10	36	0,39	0,21	0,73

Tabelle 5. Traversella-

Differentiations-

sl	af	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p
491	48	7,5	2,5	42	0,44	0,37	0,36	1,1	—
439	44,5	10	6	39,5	0,50	0,20	0,61	1,8	0,3
384	46,5	8	12	33,5	0,52	0,12	1,5	1,4	0,8
369	44,5	10	12	33,5	0,42	0,48	1,3	0,6	0,3
288	44,5	13	11	31,5	0,50	0,26	0,84	2,3	0,4
250	42	12,5	12,5	33	0,51	0,53	0,99	1,0	0,8
222	33	27,5	19	20,5	0,37	0,56	0,69	1,7	0,4
214	31,5	31,5	18	19	0,50	0,51	0,58	2	0,4
210	32	31	20,5	16,5	0,21	0,25	0,66	5,5	0,4
204	34	31	18	17	0,32	0,52	0,58	2,0	0,2
203	34	29	17,5	19,5	0,52	0,54	0,61	2,0	1,0
198	28	32	20,5	19,5	0,34	0,38	0,65	7,7	0,8
195	27	30,5	19	23,5	0,57	0,46	0,62	6,0	0,3
164	26	35	22,5	16,5	0,35	0,40	0,65	4,4	0,8
157	21,5	38	21	19,5	0,40	0,43	0,55	5,3	0,2
123	21	41,5	26	11,5	0,63	0,67	0,63	1,7	1,2
110	20	45	29,5	5,5	0,28	0,66	0,66	4,5	0,1

Differentiations-

sl	af	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p
256	40,5	23,5	17	19	0,29	0,35	0,70	1,2	—
207	41,5	21,5	17	20	0,29	0,44	0,79	1,5	0,4
182	31,5	33,5	21,5	13,5	0,41	0,53	0,63	1,7	0,3
172	31,5	31	25	12,5	0,27	0,56	0,79	1,8	0,9
168	31	32	26	11	0,27	0,48	0,79	2,1	1,1
136	34	33,5	23,5	9	0,40	0,54	0,71	2,5	0,2

Biella-Bergell (Molekularwerte).**tendenz I.**

	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Gew.
	Aplit, Baveno	aplitgranitisch	J. Jakob	2,59
	Granit, Baveno	aplitgranitisch-engadinit.	J. Jakob	2,61
	Granit (feinkörnig), Bergell	engadinit.-yosemitit.	J. Jakob	2,63
	Granit, Val Codera, Veltlin	yosemitit.-engadinit.	L. Hezner	2,65
	Granit, Forno, Bergell	yosemitit.-granosyenit.	J. Jakob	2,64
	Granit, Val Bondasca, Bergell	granosyenitisch	J. Jakob	2,67
	Granit, Forno, Bergell	opdalitisch	L. Hezner	2,70
	Opdalit, Cattaeggio, V. Masino	opdalitisch	L. Hezner	2,75
	Porphyrit, Traversella	quarzdioritisch	S. Staub	2,72
	„Tonalit“-Quarzdiorit, Cereino, Veltl.	quarzdioritisch	L. Hezner	2,75
	„Tonalit“-Opdalit, Mt. Arcanzo, Veltl.	opdalitisch	L. Hezner	2,74
	Diorit, Traversella	quarzdioritisch-opdalit.	S. Staub	2,73
	Syenit, Biella	opdalit.-syenitisch	J. Jakob	2,73
	Diorit, Traversella	dioritisch-monzonitisch	S. Staub	2,88
	Diorit, Traversella	yogoitisch	S. Staub	2,79
	Tonalit (Pyroxenf.), V. Masino, Veltl.	sommaitdioritisch	L. Hezner	2,87
	Bas. Facies Syenit, Biella	hornblendit-gabbroid	J. Jakob	2,91

tendenz II.

Tonalit-Quarzdiorit, Adamello	quarzdioritisch	S. Weyberg	—
Bas. Granitfacies, Bergell	quarzdioritisch	J. Jakob	2,72
Tonalit, Poirà, Veltlin	tonalitisch	L. Hezner	2,80
Tonalit, Dazio, Veltlin	peléeitisch	L. Hezner	2,82
Tonalit, Melirolo, Tessin	peléeitisch	S. Staub	2,82
Bas. Tonalit, Fornogletscher, Bergell	tonalitisch	J. Jakob	2,84

Allerdings ist **c** teils etwas niedriger. Die opdalitischen Gesteine finden ihre Aequivalente in:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Amphibolgranit, Wehratal, Schwarzwald	217	32,5	31	16,5	20	0,42	0,43	0,53
Lamprophyr, Laufenburg	-	197	31	28	22	19	0,42	0,50

Da einige dieser alten Provinzen innerhalb des jungen Alpenbogens liegen, ergibt sich von selbst die Unmöglichkeit einer Abgrenzung praealpiner und alpiner bis postalpiner Eruptivgesteine auf Grund der Analysenbefunde. Die Gesteine von Biella, Traversella und zum Teil diejenigen des Bergells gehören einem weitverbreiteten Typus der Differentiation an, umfassend Glieder der Kalk-Alkalireihe mit einer Tendenz zum Syenitischen hin. Die weite Verbreitung derartiger Vergesellschaftungen ist ein Hauptgrund dafür, daß gewöhnlich syenitische Magmen bis jetzt fast allgemein zur Kalk-Alkalireihe gestellt wurden. Später zu besprechende Zusammenhänge werden jedoch ebenso gut einer Abtrennung das Wort reden. Bereits die Verwandtschaft mit Gesteinen aus den Little Belt Mountains (Montana, U. S. A) ist in diesem Sinne zu deuten. Es seien erwähnt

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Granitporphyr, Thunder Mountain	292	40	18	11	31	0,44	0,53	0,65 konfr. si 288
Banatit-Syenit, Yogo Peak	205	29	30	17	24	0,41	0,61	0,57 konfr. si 195
Monchiquit, Big Baldy Mt.	115	19	43	26	12	0,37	0,69	0,60 konfr. si 123

Um das Wesentliche der Hauptdifferentiationsdiagramme besser hervortreten zu lassen, werden in der Folge aus den Einzelanalysen charakteristische Typenwerte gebildet, die dann zur Zeichnung eines schematischen Diagrammes benutzt werden. Wir würden als chemische Haupttypen der betrachteten Differentiationstendenz der norditalienischen-schweizerischen, jungalpinen Provinz nachstehende Werte ansehen können.

Tabelle 5 a. Westalpin I. Typen.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
323	44	11,5	11,5	33	0,49	0,35	1 Typ. Bergellergranit. yosemit.-granosyen.
195	27	30,5	19	23,5	0,57	0,46	0,64 Typus Biellasyenit. opdal.-syenit.
182	27	34	21	18	0,32	0,37	0,62 Typus Traverselladiorit. quarzdior.-monz.
125	21	41,5	26	11,5	0,63	0,67	0,63 Typus Glimmerdiorit sommaidiorit

Das Schaubild ist durch die Figur 2a, Seite 193, gegeben. Die Tendenz ins Syenitische erscheint jetzt etwas übertrieben, die Isofalie liegt bei ungefähr 210 si mit alk noch größer als c.

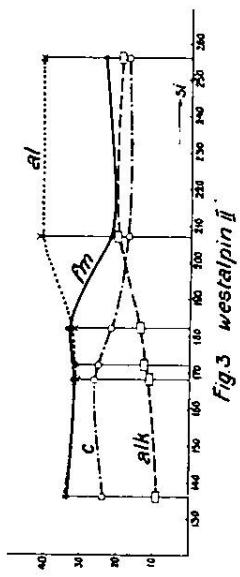


Fig. 3 westal/pin II

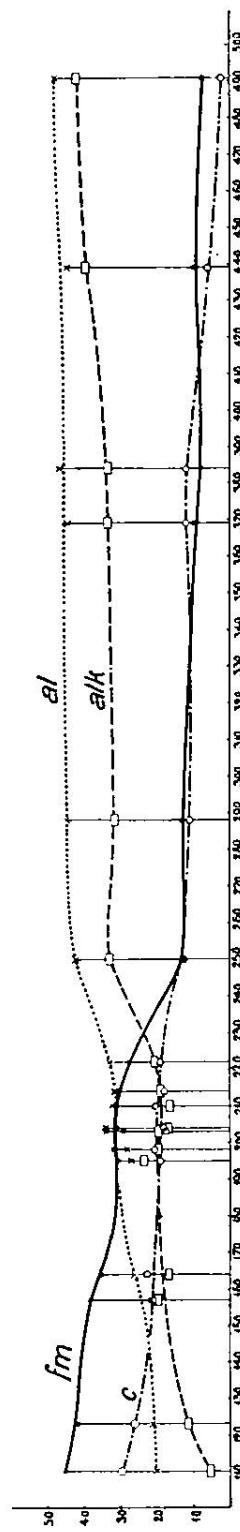


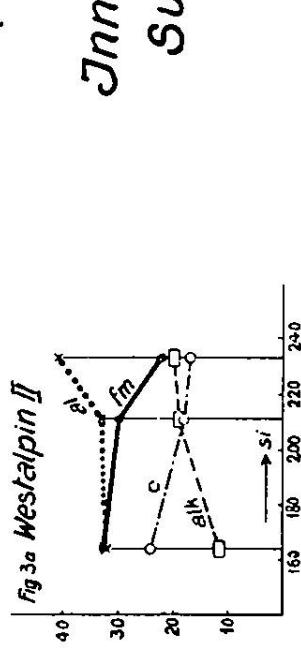
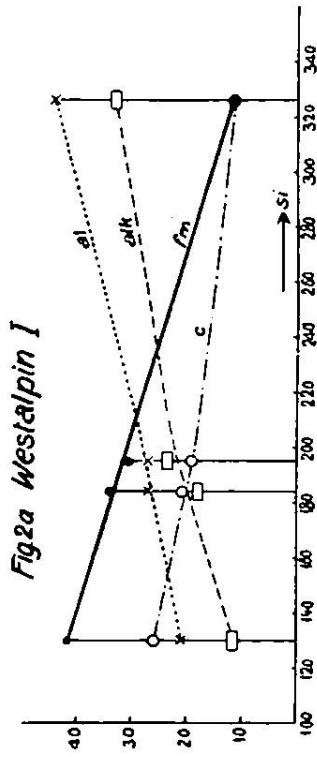
Fig. 2 westal/pin I

Naturgemäß lassen sich auch alle anderen chemischen Verhältnisse graphisch veranschaulichen. Beispielsweise kann man in rechtwinkligen Diagrammen **k** und **mg** gegenüberstellen, oder **mg** und **c : fm**, oder **mg** und **si**, oder **mg** und **fm** und so weiter. Wir wollen jedoch derartige Diskussionen erst für die größere Einheit durchführen. Vorläufig sei nur auf das hohe **c : fm** aufmerksam gemacht, sowie auf die geringe Abhängigkeit des **mg** von **si**. **k** ist wechselnd, im Mittel jedoch relativ hoch, über 0,3.

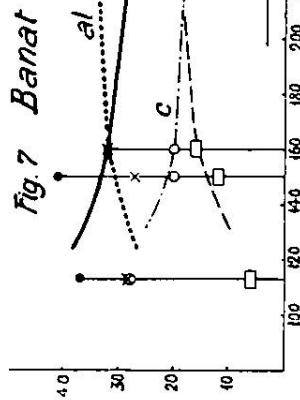
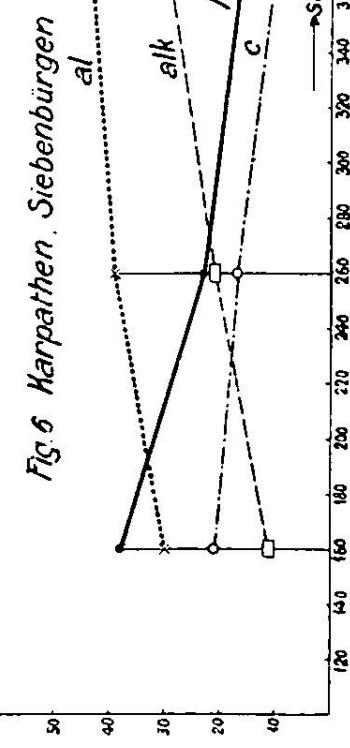
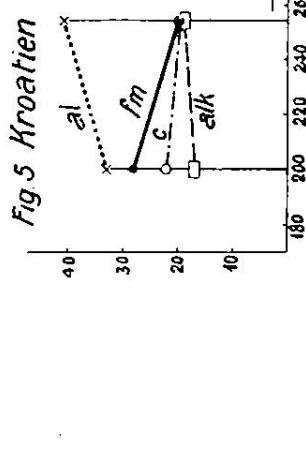
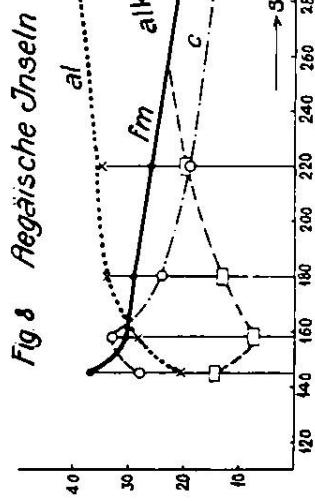
Sechs Analysen veranschaulichen die zweite Differentiationstendenz. Das zugehörige Diagramm läßt sofort den Unterschied gegenüber Fig. 2 erkennen (Fig. 3). Die Differenz **al - alk** ist viel größer, da **al** bei gleicher **si**-Zahl höher, **alk** niedriger ist. Die Differenz beträgt etwa 20 Einheiten. Es kommt somit dem Anorthitmolekül eine bedeutend größere Rolle zu. Dementsprechend ist **c** bei mittlerer **si**-Zahl höher als in der ersten Serie. Im Gebiet der niedriger liegenden Isofalie (**si** 130—185) ist **alk** um ungefähr 10 Einheiten kleiner als **c**. Quarzdioritische, tonalitische, peléeitische Magmen gehören der Reihe an. **k** steigt nicht über 0,45, **mg** schwankt um 0,5, **c : fm** liegt zwischen 0,6 und 0,8. Selbstverständlich sind in Bezug auf die Adamellogruppe auch die von W. Salomon (lit. 27, Seite 272) zusammengestellten Analysen berechnet worden. Sie sind jedoch so unzuverlässig, daß von einer Wiedergabe abgesehen wird. Immerhin lassen sie erkennen, daß in der Hauptsache die Adamelldifferentiation diesem Typus angehört. Daß jungvulkanische Gesteine von Martinique (Montagne Pelée) ähnliche Verhältnisse **si : al : fm : c : alk** aufweisen, mögen noch folgende Vergleichsdaten dartun:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	
Andesit, Montagne Pelée . .	195	34,5	30,5	22,5	12,5	0,17	0,33	konfr. si 182
„Andesilabradorit“, Martinique	177	34,5	30,5	24	11	0,15	0,39	kfr. si 172 u. 168
„Andesilabradorit“, Martinique	156	33,5	35,5	22,5	8,5	0,21	0,49	konfr. si 136

Es ist indessen, um den Vergleich exakter durchzuführen, in den Antillengesteinen **k** im allgemeinen niedriger, **mg** im Mittel gleichfalls. Diese Gesteine sind somit, bei sonst ähnlichen Verhältnissen, etwas Na-Fe-reicher als die alpinen. Dadurch erweisen sich auch diese typischen periadriatischen Gesteine als relativ **k**- und **mg**-reich. Wir werden auf diese provinziale Gesetzmäßigkeit noch mehrfach zurückzukommen haben.



Inneralpidische Subprovinzen



Als charakteristisch sehe ich folgende Werte an:

Tabelle 5 b. Westalpin II. Typen.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
233	41	22	17	20	0,29	0,40	0,77	Typus der Quarzdiorite d. Adamello
211	33	30	18	19	0,38	0,50	0,60	Typus d. dunkl. Quarzdior. u. Opdal.
164	32	32,5	24	11,5	0,25	0,50	0,74 bis 0,40	Typus der Tonalite

Während dem **fm** und **c** wenig von den Werten der Tendenz I differieren, ergeben **al** und **alk** die Kurven der Figur 3a, S. 193. So läßt sich mit einem Blick der Unterschied beider Tendenzen erkennen. Selbstverständlich sind auch Uebergangsgesteine zwischen beiden Entwicklungen bekannt. In dieser Beziehung erinnert die bis jetzt besprochene Differentiation an die der hercynischen Magmen des Aarmassives und der Berninadecke (lit. 19). Auch in diesen beiden Provinzen herrscht neben gewöhnlicher Kalk-Alkali-Entwicklung Tendenz zur Ausbildung alkalireicherer Teilmagmen. Gotthardmassiv, Sella- und Errdecke sind in den Hauptgesteinen rein kalkalkalisch.

b. Ulten-Iffingermassiv, Rieserferner.

Tektonisch-geologisch scheinen diese Tonalitmassive (siehe lit. 28) die Fortsetzung der Adamellogruppe nach Osten zu sein. Das Alter der Intrusion ist indessen fraglich. Die zum Teil fehlende, zum Teil sicher zu niedrig ausgefallene TiO_2 -Bestimmung, sowie die größtenteils fehlende P_2O_5 -Bestimmung lassen die Analysen, wie so manche aus Oesterreich, durchaus nicht erstklassig erscheinen. Da jedoch auch F. Becke die Werte weitgehend zu Schlußfolgerungen benutzt, mögen ein paar Hinweise am Platze sein.

Tabellen 6 und 7 zeigen die Molekularwerte. Die Verwandtschaft mit der tonalitischen Differentiationstendenz im Bergell ist eine offensichtliche. Im allgemeinen ist in beiden Massiven **k** relativ hoch. Im Ultenmassiv ist in den **si**-reichenen Gliedern **c** niedrig. Ein Differentiationsdiagramm der Rieserferner befindet sich bereits in lit. 19. Es sei hier als Figur 4 reproduziert. Deutlich weist es den Typus 2 der Bergellerdiagramme auf. Es ist typisch für die normale dioritische Kalk-Alkalidifferentiation, bei großer Differenz **al-alk**. Immerhin sei nochmals betont, daß die Analysen in ihrer Ausführung offenbar zu wünschen übrig lassen. Deshalb genügt es hin-

Tabelle 6. Ultenmassiv (Molekularwerte).

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Gewicht
367	39,5	22	9	29,5	0,42	0,31	0,41	Q.-Gl.-Porphyrit, Kreuzberg	adamellitisch	F. Erben	2,66
300	37,5	23	15	24,5	0,42	0,38	0,66	„Granodiorit“, Gaul, Lana	normalgranitisch	F. Erben	2,68
283	37	24,5	13,5	25	0,46	0,30	0,54	Konkretion, Gaul, Lana	normalgranitisch	F. Erben	2,71
205	37	31	22,5	9,5	0,57	0,35	0,73	Töllit (Mitt.), Töll, Meran	tonalitisch	E. Zdarek	2,78
186	34	33	20	13	0,50	0,42	0,63	Töllit (Salband), Töll	tonalitisch	E. Zdarek	2,76
162	31	38,5	23,5	8	0,28	0,44	0,60	Tonalit, Raffeinertobel	peléitisch	F. Erben	2,83
131	26,5	40,5	21,5	11,5	0,39	0,47	0,52	Kersantit, Weißbachtal	dioritisch	—	—

Tabelle 7. Rieserferner (Molekularwerte).

435	47	5	16	32	0,41	0,38	0,28	Aplit, Burgkofel	engadinitisch	R. Pfohl	2,63
376	47	16	13	24!	0,37	0,30	0,82	Tonalitporphyrit, Brugger Alm	yosemititisch	E. Zdarek	2,71
256	39	24	20	17	0,47	0,39	0,86	„Granodiorit“, Zinsnock	granodioritisch	R. Pfohl	2,69
206	36	31	23	10	0,39	0,43	0,72	Tonalit, Reintal	tonalitisch	Th. Panzer	2,79
137	23	51	16	10	0,55	0,46	0,31	Schliere in Tonalit	—	R. Pfohl	2,92
106	21	52	18	9	0,27	0,48	0,34	Kersantit, Abendweide	gabbroid	F. Erben	3,22

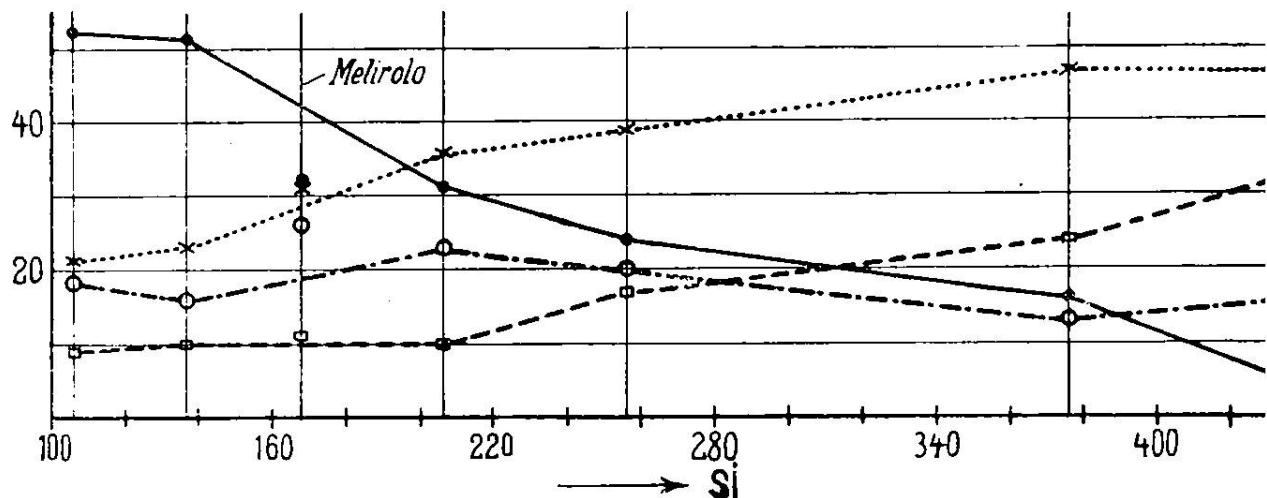


Fig. 4.

sichtlich der Einzelheiten (z. B. mg -Verhältnis) auf die Diskussion Beckes in lit. 28 aufmerksam gemacht zu haben.

c. Hypersthenandesite von Lepojlava in Kroatien bis Rohitsch in Steiermark.

Diese untermiocänen, zum Teil von der Faltung noch ergriffenen Ergußgesteine sind durch eine Arbeit von Kispátič etwas näher bekannt geworden (lit. 30). Sie bilden einen im östlichen Teil der südlichen Kalkalpen gelegenen Vulkanzug von Untersteiermark bis Kroatien, der nach F. Suess wie ein Ast der Tonalitzone erscheint (lit. 29).

An einzelnen Orten gehen die Hypersthenandesite in dacit- und liparitähnliche Gesteine über. Die Berechnungen der Hauptgesteine ergaben die Werte der Tabelle 8.

Tabelle 8. Hypersthenandesite von Kroatien (Molekularwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma
254	41	20	20	19	0,17	0,20	1,00	Hypersthenandesit, Trlieno östlich St. Rochus, Steiermark	extrem quarzdiorit.
226	33,5	24	26,5	16	0,12	0,25	1,10	Hypersthenandesit, Laz östl. Lepojlava, Kroatien	quarzdioritisch
216	31	29,5	22	17,5	0,19	0,34	0,75	Hypersthenandesit, Straža bei Rohitsch	quarzdioritisch
206	33	26	22,5	18,5	0,07	0,37	0,87	Hypersthenandesit, Kameni Vrh. ob Lepojlava	quarzdioritisch
183	34,5	28,5	22,5	14,5	0,05	0,50	0,78	Hypersthenandesit, Podgorje bei Kamenica	quarzdioritisch

Die si-Variationsbreite dieser Gesteine ist keine sehr große.

Ein Vergleich mit Bergell, Ulten und Rieserferner zeigt bei großer Verwandtschaft Unterschiede im Gehalt an Kali, der Summen alk und fm.

Zur Vereinfachung des Vergleiches seien folgende zwei Typenwerte konstruiert (siehe Figur 5, Seite 193).

Tabelle 8 a. Kroatien-Steiermark.
Typen der Hauptentwicklung.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
254	41	20	20	19	0,2	0,2	1,0	Typus Hypersthenandesite von quarzdioritischem Magma
200	33	28	22	17	0,15	0,4	0,79	

Setzt man den erst hingeschriebenen Chemismus in Beziehung zu dem Quarzdiorit des Adamello, so fallen der etwas höhere **c**-Gehalt und die niedrigeren Werte für **k** und **mg** der Hypersthenandesite auf. Zugleich ist **fm** etwas größer. Mit den Typen des Biellasyenites, des Traverselladiorites und der Quarzdiorite der zweiten Bergellerdifferentiation lässt sich **si** = 200 vergleichen. Während **c** etwas höher ist, bleiben die Alkalien eine Spur niedriger. Das kleine **k** ist auch hier bemerkbar. Richtigkeit der Analysen vorausgesetzt, würden somit diese Andesitvulkane ein etwas Na- und Fe-reicheres Magma gefördert haben, als es dasjenige ist, welches den Tonalitinintrusionen eignet. Nun sind von Kispatic auch in Blöcken gefundene Gesteine (?) Auswürflinge analysiert worden, die dacitisch-pantelleritischen bis liparitischen Charakter aufzuweisen scheinen. Zum Teil sind bei ihnen die genannten Unterschiede noch schärfer ausgesprochen. Da die geologische Stellung dieser (vielleicht nur schlierenartigen) Produkte nicht einwandfrei erklärt ist und die Richtigkeit der Analyse angezweifelt werden kann, folgt eine bloße Wiedergabe der berechneten Zahlenwerte (Tabelle 8 b). Im großen liegt eine

Tabelle 8 b. Fragliche Gesteine des Hypersthen-andesitzuges.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
473	42,5	10,5	22,5	24,5	0,22	0,26	2,11	Anstehender Biotitdacit v. Jesenje
425	32,5	29,5	9,5	28,5	0,12	0,30	0,32	Dacit, hornsteinartig, Jesenje
412	40	9,5	14	36,5	0,07	0,41	1,48	Felsodacit, Jesenje
357	43	17	19	21	0,07	0,36	1,10	Felsodacit, Jesenje
371	32,5	13,5	4,5	49,5?	0,46	0,36	0,32	Liparit, Jesenje
668	30,5	12,5	20	37?	0,27	0,20	1,56	Dacit, Moždjene

typische innerhalb der Gesteinssuite der Kalk-Alkalireihe liegende Differentiation mit erheblicher Differenz **al-alk** vor, die sich den bis jetzt besprochenen Subprovinzen zwanglos anschließt.

Die Hypersthenführung der Gesteine ist eine Folge ihres Chemismus. Der Wert k ist so niedrig, daß Biotit (entsprechend wie in den Tonaliten) nicht erwartet werden darf. Es ist nicht ohne Interesse, daß diese sicher jungalpinen Andesitvulkane ein Magma förderten, das chemisch wenig verschieden von dem sein kann, das dem Taveyannazvulkan angehören mußte. Man vergleiche die diesbezüglichen Molekularwerte.

d. Junge Eruptivgesteine längs des Innenrandes der Karpathen.

Viel deutlicher als in den Alpen ist die jungvulkanische Tätigkeit längs des Innenrandes der Karpathen zu erkennen. Jedoch, trotz der großen wirtschaftlichen Bedeutung der in diesen magmatischen Eruptivgesteinen befindlichen Erzlagerstätten, ist die Zahl brauchbarer Gesteinsanalysen eine geringe. Zum Teil beruht dies gerade darauf, daß viele Ergüsse durch die nachfolgenden hydrothermalen Prozesse intensiv zersetzt wurden. Um eine Uebersicht zu erlangen, muß man deshalb in der Auswahl etwas weniger rigorös sein und vor einer Unterteilung der im übrigen ja erstaunlich gleichmäßigen, großen Provinz absehen. Besonders wichtig sind folgende Eruptivfelder:

1. Die Czöroger Andesitgänge in der Nähe von Waitzen (Vacs) von obermediterranem Alter (lit. 31).
2. Die Andesite (Amphibolandesite, Biotit- und Hypersthen-Amphibolandesite des Karancs-Gebirges (lit. 32).
3. Das Gebiet der Rhyolithe, Dacite, Biotit-Amphibolandesite, Pyroxenandesite, Diorite und Granodiorite von Schemnitz-Kremnitz. (Unteres und mittleres Miocän mit vereinzelten jüngeren Basalten.)
4. Das Gebiet von Kaschau.
5. Die Gegend von Ungvár.
6. Das Gebiet der obermiocänen Andesite, Dacite und Rhyolithe von Nagybanya, Felsöbanya und Kapnik.
7. Das Gebiet der Ostkarpathen und des Pokoltales. In letzterem erfolgten wohl andesitische Eruptionen bis vor zirka 300 000 Jahren (lit. 54).
8. Das Gebiet des siebenbürgischen Erzgebirges mit dem Bihar- und Vleygaszagebirge. Die Rhyolithe, Pyroxen-andesite, Amphibolandesite. Dacite und vereinzelte Basalte von Nagyag-Karács-Zalatna-Offenbanya wurden von Oligocän bis Jungpliocän (jünger nach Norden) ge-

Tabelle 9. Innenrand der Karpathen und Siebenbürgen (Molekularwerte).

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	Quelle
484	48	13,5	8	30,5!	0,41	0,17	0,58	Rhyolith, Vlegyaszagebirge	aplitgranitisch	R. Lunzer	W 87, 58
479	49	6,5	5	39,5	0,51	0,22	0,72	Granit, Lunzstal, Bihargebirge	aplitgranitisch	R. Lunzer	
421	47	10	7,5	35,5	0,46	0,24	0,76	Obsidian, Hlinik	aplitgranitisch	A. Lagorio	W 203, 278
401	48	14	4,5	33,5	0,53	0,12	0,33	Rhyolith, Vlegyaszagebirge	yosemititisch	Labor. G. L.-A.	W 137, 187
386	39,5	15	13,5	32	0,47	0,39	0,93	Liparit, Apate, Schemnitz	engadinitisch	A. Lagorio	W 203, 279
375	46,5	11,5	8,5	33,5	0,43	0,33	0,76	Granit, Karácsonyrölgy, Bihargeb.	engadinitisch	B. Ruzitska	
311	46,5	15	16	22,5	0,34	0,40	1,07	Dacogranit, Zernatal, Bihargebirge	granodioritisch	R. Lunzer	
285	39	27	16,5	17,5	0,50	0,34	0,60	Quarzdiorit, Dragantal, Bihargeb.	? opdalitisch	R. Lunzer	
270	38	23	17	22	0,74!	0,12	0,76	Glimmertrachyt, Sodjberg, Bogdani	? opdalitisch		
234	41,5	20,5	19,5	18,5	0,24	0,30	0,98	Andesit, Tolvajkő, Bihargebirge	quarzdioritisch	R. Lunzer	
216	36	24	19	21	0,30	0,28	0,80	Amphibolandesit, Szaska	quarzdioritisch		
199	29	32	20,5	18,5	0,34	0,34	0,65	Quarzdiorit, Felvacza, Hunyad	quarzdiorit.-granodior.	K. Emszt	W 353, 35
186	31	38	19	12	0,19	0,51	0,50	Andesit, Arsura, Bihargebirge	quarzdiorit.-peléit.	R. Lunzer	
141	28,5	38	23,5	10	0,27	0,51	0,62	Augitdiorit, Tiscolcz	peléitisch	M. Dittrich	
126	20,5	50,5	26	3	0,14	0,63	0,51	Olivinbasalt, Godinyesd, Hunyad	gabbroid	P. Rozlozník	W 591, 11
360	47	7,5	3	42,5	0,88	0,08	0,36	Rhyolith, Vajdoja, Verespatak	aplitgranitisch	B. Ruzitska	W 109, 10
236	40,5	22,5	5	32	0,46	0,31	0,23	„Dacit“, Korna, Verespatak	granosyenitisch	B. Ruzitska	W 289, 26

Tabelle 10. Banat (Molekularwerte).

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	Quelle
508	46	5	9	40	0,48	?	1,83	Granodioritaplit, Kohldorf	aplitgranitisch	K. Emszt	W 69, 73
267	38,5	17	15,5	29	0,39	0,20	0,90	Gabbrodioritaplit, Oraviczabánya	yosemit.-monz.-syenitisch	K. Emszt	W 203, 282
262	32	29	17	22	0,21	0,38	0,58	Quarz-Dioritporphyr, Ujmoldava	quarzdioritisch	K. Emszt	W 353, 34
244	36,5	25	18	20,5	0,32	0,43	0,73	Banatit, Vaskö	quarzdioritisch	K. Emszt	W 263, 75
240	35	27	18,5	19,5	0,18	0,42	0,69	Banatit, Románszászka	quarzdioritisch	K. Emszt	W 393, 171
177	31	35,5	16,5	17	0,28	0,41	0,46	Syenit-Diorit, Cziklovabánya	quarzdioritisch	K. Emszt	W 503, 177
172	30	42	17,5	10,5	0,29	0,35	0,41	Banatit, Osopot	dioritisch	K. Emszt	W 393, 172
158	31	32	24	13	0,28	0,27	0,73	Quarz-Biotit-Amphibol-Augitdiorit (propyliert)	dioritisch	K. Emszt	W
134	25	40,5	22	12,5	0,21	0,46	0,55	Gabbrodiorit, Oraviczabánya	gabbrodioritisch	K. Emszt	W 503, 178
113	28,5	37,5	28	6	0,12	0,27	0,74	Gabbrodiorit, Oraviczabánya	ossipitisch	K. Emszt	W 543, 101
224	36	18,5	33	12,5	0,07	0,52	1,8	Endomorphes Kontaktgest., Ujmoldava		K. Emszt	W 415, 58

fördert. Porphyritische Meso-Eruptivgesteine zeigen alte magmatische Tätigkeit an (lit. 30—56).

Vor der Sedimentation der oberen Kreide hat die Eruption der Rhyolithe, Dacite, Andesite, Granite (Dakogranite) des Bihar- und des Vlegyaszagebirges begonnen. Ein großer Teil der Eruptiva ist jedoch auch hier später emporgedrungen. Untereozäne Schichten sind von den dacitisch-andesitischen Gesteinen des Gyaluer Gebirges noch durchbrochen worden. Nach Süden finden diese intrusiven bis extrusiven Eruptivgesteine ihre Fortsetzung in dem

9. Gebiet des Banates (früher Komitat Krassó-Szörény). Der granitische Száraztaler Stock mit seinen Gängen, ferner Eruptivgesteine zwischen Körösbanya und Zam und bei Rézbánya verbinden die hypoabyssischen Eruptivgesteine des Banates mit denen des Bihargebirges. Die Intrusion im Banat ist sicher jünger als untere Kreide.

In zwei Tabellen (9 und 10) sind die wichtigsten Analysen zusammengestellt. Die Verwandtschaft mit den Gesteinen des periadriatischen Bogens ist eine frappante.

Mit dem Bavenoergranit lassen sich die **si**-reicheren Rhyolithe und Granite des Bihar- und Vlegyaszagebirges vergleichen. **si** 375 (Bihaf) ist abgesehen vom Verhältnis **c : fm** chemisch ähnlich Graniten aus dem Bergell.

Folgende Vergleiche sind fernerhin instruktiv:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
234	41,5	20,5	19,5	18,5	0,24	0,30	0,98	Andesit, Tolvajkö, Bihargebirge
207	41,5	21,5	17	20	0,29	0,44	0,79	Quarzdiorit, Bergell
254	41	20	20	19	0,18	0,20	1,00	Hypersthenandesit, Trlčino, Steiermark
256	39	24	20	17	0,47	0,39		Granodiorit, Zinsnock, Rieserferner
186	31	38	19	12	0,19	0,51	0,50	Andesit, Arsura, Bihargebirge
182	31,5	33,5	21,5	13,5	0,41	0,53	0,63	Tonalit, Poirá, Veltlin
162	31	38,5	23,5	8	0,28	0,44	0,60	Tonalit, Rasseinertobel, Ulten
186	34	33	20	13	0,50	0,42	0,63	Töllit, (Salband), Ulten
199	29	32	20,5	18,5	0,34	0,34	0,65	Quarzdiorit, Felvæza
198	28	32	20,5	19,5	0,34	0,38	0,65	Diorit, Traversella
267	38,5	17	15,5	29	0,39	0,21	0,90	Aplit, Oraviczabánya, Banat
288	44,5	13	11	31,5	0,50	0,53	0,99	Bergeller Granit, Val Bondascea
244	36,5	25	18	20,5	0,33	0,43	0,73	Quarzdiorit, Vaskö, Banat

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
240	35	27	18,5	19,5	0,18	0,42	0,69	Quarzdiorit, Románzáska, Banat
222	33	27,5	19	20,5	0,37	0,56	0,69	Fornogranit, Bergell
158	31	32	24	13	0,28	0,27	0,73	Diorit, Banat
172	31,5	31	25	12,5	0,27	0,56	0,79	Tonalit, Dazio, Veltlin

Die karpathischen Gesteine sind nicht selten etwas kalkärmer als die Vergleichsgesteine. Niedrig bleibt im allgemeinen **mg** in der Banatserie. Der Fe-Gehalt ist somit eher etwas höher, was vielleicht mit den kontaktpneumatolytischen Erzlagerstätten im Zusammenhang steht. Der erstgenannten Tendenz entspricht die Ausbildung granosyenitischer Gesteine, wie sie insbesondere Verespatak aufweist.

Die Haupttypen der magmatischen Entwicklung können wir wie folgt charakterisieren:

Tabelle 9a und 10a. Karpathen und Banat (Typenwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
425	46	13	7	34	0,50	0,25	0,54	Typus der Liparite u. Granite engadinitisch
260	39	23	17	21	0,25 bis 0,7	0,3	0,74	Typus der Dacite-Andesite quarzdiorit.
240	40	23	5	32	0,45	0,3	0,22	Typus Verespatak
160	30	38	21	11	0,23	0,51	0,55	Typus der Andesite peléitisch
126	20,5	50,5	26	3	0,14	0,63	0,51	Typus Olivinbasalt
250	35	27	18	20	0,25	0,40	0,67	Typus Quarzdiorit Banat quarzdiorit.
160	32	32	20	16	0,28	0,35	0,63	Typ. Quarzdiorit-Diorit Banat dioritisch
150	27	41	20	12	0,25	0,4	0,48	Typus Diorit-Gabbrodiorit gabbrodiorit.
113	28,5	37	28	6	0,12	0,28	0,76	Typus Gabbro-Gabbrodiorit ossipitisch

Die zugehörigen Diagramme typischer Differentiation innerhalb der Kalk-Alkalireihe sind durch die Fig. 6 und 7, Seite 193, gegeben. Der allgemeine Charakter entspricht dem der bereits besprochenen Diagramme. Die Isofalie liegt bei **si** ungefähr 190 mit relativ hohem **al** = **fm** (= 33), **c** = 20, **alk** = 14 (Karpathen). Die Banatserie ergibt **al** = **fm** = 32 bei **si** = 160. Zugleich ist **alk** = 16, **c** = 20. Das sind Werte, die zwischen denjenigen der Biella-Traversella-Bergeller- und der Bergeller-Ulten-Rieserferner-Differentiation liegen.

Es bilden somit tatsächlich die genannten Gesteine des inneren Alpidenbogens von Traversella bis ins Banat eine einzige petrographische Provinz von relativ enger chemisch-mineralogischer Variationsbreite und wohl auch geringer tem-

Tabelle 11. Aegäische Inseln (Molekularwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Gew.	
370	41,5	18,5	11,5	28,5	0,32	0,63	0,62	Mikrotinit, Santorini	yosemititisch	Pisani	—	^W 239, 170
305	42,5	20	14,5	23	0,21	0,29	0,71	Biotitdacit, Kolantziki	quarzdioritisch	A. Röhrig	—	
295	36,5	20	15,5	28	0,30	0,46	0,78	Andesit, Santorini	yosemit.-plagioklasgr.	Pisani	—	^W 239, 171
290	41,5	19,5	16	23	0,35	0,28	0,84	Dacit, Cos	granodioritisch	F. Millosevich	—	^W 265, 87
268	40,5	23	10,5	26	0,31	0,30	0,45	Andesit, Santorini	granodioritisch	H. S. Washington	—	^W 241, 172
255	40,5	21	12,5	26	0,21	0,27	0,59	Andesit, Kaimenī, Santorini	plagioklasgranit.	H. S. Washington	—	^W 241, 173
240	33,5	28	16	22,5	0,31	0,26	0,56	Dacit, Kakoperato	granodioritisch	A. Röhrig	2,352	^W 355, 42
227	39	26	21,5	13,5	0,25	0,33	0,83	Dacit, Kosona, Methana	quarzdior.-tonalit.	A. Röhrig	2,464	^W 395, 190
213	35,5	25,5	22	17	0,34	0,48	0,86	Andesit, Kalymnos	granodioritisch	F. Millosevich	—	^W 395, 194
198	35	28	20,5	16,5	0,28	0,44	0,74	Mikrotinit, Santorini	quarzdioritisch	Pisani	—	^W 395, 193
197	35,5	27	23	14,5	0,26	0,35	0,87	Hornblende-Hypersthen-Andesit, Methana	quarzdioritisch	A. Röhrig	2,440	^W 395, 191
193	34	29	24	13	0,21	0,27	0,81	Hypersthen-Andesit, Methana	pelééitisch	A. Röhrig	2,635	^W 395, 192
165	33	32,5	23,5	11	0,21	0,38	0,72	Hornblende-Andesit, Methana	pelééitisch	A. Röhrig	2,647	^W 415, 64
164	32,5	29,5	25,5	12,5	0,24	0,21	0,88	Andesit, Aegina	pelééitisch	A. Röhrig	2,767	^W 395, 188
159	28	29	31	12	0,32	0,36	1,08	Hornblende-Augit-Andesit, Aegina	osspitdioritisch	A. Röhrig	2,610	^W 395, 189
158	29	30,5	33	7,5	0,34	0,43	1,07	Hornblende-Andesit, Methana	osspitisch	A. Röhrig	2,468	^W 415, 63
145	20,5	37	28	14,5	0,20	0,34	0,76	Augit-Hypersthen-Andesit, Aegina	pyroxenitdioritisch	A. Röhrig	2,687	^W 601, 13

poraler Dispersion. Die Muttergesteine des Taveyannazsandsteines sind im östlichen Teil noch gut erhalten. Tuffen, die das karpathische Aequivalent des alpinen Taveyannazsandsteines sind, kommt nebenbei bemerkt im Osten eine große Verbreitung zu.

Die Gesetzmäßigkeit der magmatischen Entwicklung reicht jedoch noch viel weiter. Ein großer Teil der kaukasischen Eruptivgesteine von tertiärem Alter gehört dem gleichen Magma an. Ja, die jungen lakkolithischen Gesteine der Umgebung von Piatigorsk, Nordkaukasus (lit. 57), zeigen, etwas ausgesprochener, die gleiche syenitische Tendenz, die bereits mehrfach vermerkt wurde. Es genüge hier folgende Gegenüberstellung:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
294	40	14	14	32	0,63	0,27	1,06	Trachyliparit, Verbloud, Piatigorsk
264	43	12	7	38	0,58	0,29	0,58	Trachyliparit, Beschtaou, Piatigorsk
288	44,5	13	11	31,5	0,50	0,26	0,84	Granit, Forno
250	42	12,5	12,5	33	0,51	0,53	0,99	Granit, Val Bondasca } Bergell

Gewissermaßen als Fortsetzung der Andesitzone von Steiermark und Kroatien bedürfen die zum Teil jetzt noch tätigen Vulkane des aegäischen Meeres Erwähnung.

e. Die jungen Laven von Aegina, Methana, Santorin und Nisyros.

Es handelt sich in der Hauptsache um dacitisch-andesitische Laven. Entsprechend einem niedrigen MgO-Gehalt sind Hornblende-Hypersthen- und Augit-Hypersthen-Andesite weit verbreitet. Die Reihenfolge der Eruptionen ist nach Washington (lit. 58) mancherorts die zunehmenden Kiesel säuregehaltes. Neuere Analysen sind insbesondere von A. Lacroix (lit. 60) und H. S. Washington (lit. 59) veröffentlicht worden.

Die Tabelle 11 gibt eine Uebersicht über den Chemismus.

Die analysierten Andesite und Mikrotinite des Santorin besitzen plagioklasgranitischen-quarzdioritischen Charakter, währenddem Gesteine von Aegina mehr tonalitische Verhältnisse aufweisen.

Charakterisiert man die Differentiation durch die in Tabelle 11a befindlichen Typen, so lässt sich ein instruktives Variationsdiagramm entwerfen.

Tabelle IIa. Typenwerte der Aegäischen Inseln.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
300	40	20	13	27	0,3	0,45	0,65	Typus Mikrotinit-Andesit, Santorini, plagioklasgranitisch
300	42	20	15	23	0,3	0,3	0,75	Typus Dacit, plagioklasgranit-quarzdioritisch
220	35	26	19	20	0,32	0,35	0,73	Typus Dacit-Andesit, quarzdiorit.
180	34	29	24	13	0,25	0,25	0,83	Typus Andesit, peléitisch-quarzdioritisch
145	20,5	37	28	14,5	0,20	0,34	0,76	Typus Andesit
158	29	30,5	33	7,5	0,34	0,43	1,08	Typus ossipit. Andesit, ossipitisch

Es hat, wie Fig. 8, S. 193, zeigt, viele gemeinsame Züge mit dem Banater-Diagramm. Unter Berücksichtigung des ossipitischen Typus würde die Isofalie bei etwa $al = fm = 30,5$, $c = 30$, $alk = 9$, $si = 168$ liegen (siehe Fig. 8). Vergleicht man die einzelnen Typen mit den bereits abgeleiteten, z. B. $si = 300$, $al = 42$ (Aeg. Inseln) mit $si = 233$ (Bergell), $si = 254$ (Kroatien), $si = 260$ (Karpathen), ferner $si = 220$ (Aeg. Inseln) mit $si = 211, 195, 182$ (Bergell), $si = 200$ (Kroatien), $si = 250$ und 160 (Banat), so wird eine kleine Verschiebung im si -Gehalt wahrnehmbar. Auch die im Durchschnitt niedrigere mg -Zahl fällt auf. Die si ärmeren Andesite von Steiermark-Kroatien könnten im übrigen ohne weiteres als Glieder des Diagramms eingezeichnet werden.

2. Allgemeine Charakterisierung der alpin-karpathischen und dinaridisch-hellenidischen randlichen Innenprovinz.

Es ist selbstverständlich, daß auf Grund des dargebotenen Zahlenmaterials und mit Hilfe der graphischen Veranschaulichungen die Einzeldiskussion noch viel weiter geführt werden könnte, als das hier geschehen soll. Es wird dem aufmerksamen Leser keine Schwierigkeiten bereiten, derartige Detailuntersuchungen selbst durchzuführen. Wir wollen uns, nachdem die Zugehörigkeit der Magmen erkannt worden ist, der Charakterisierung der Gesamtprovinz zuwenden. Wir haben gesehen, daß trotz kleiner Unterschiede so viele gemeinsame Züge vorliegen, daß es wahrscheinlich wird, auf Grund des gesamten reichen Materials die Hauptgesetzmäßigkeiten besser herausarbeiten zu können. Die Unterschiede betrafen besonders eine im allgemeinen etwas k - und mg -reichere Diffe-

rentiation im Westen als im Osten, sowie etwas alkalireichere syenitische Glieder vorzugsweise im Westen. Dementsprechend scheint Biotit alpin etwas häufiger zu sein, als in den Karpathen. Die Vulkangebiete von Steiermark-Kroatien und im aegäischen Meer führen besonders hypersthenhaltige Gesteine. Spielen die Erstarrungsbedingungen bei der Gestaltung dieser mineralogischen Differenz auch zweifellos eine Rolle, so mag doch der geringe chemische Unterschied (besonders zurücktretendes K_2O und H_2O) nicht ohne Bedeutung sein. Im übrigen sind jedoch ähnliche Tendenzen wie in den Alpen fast überall konstatiert worden, so daß die innige Verwandtschaft außer Frage steht.

Aufs beste bestätigen das die Diagramme Fig. 9a—d, die aus dem Gesamtmaterial konstruiert werden. Fig. 9a zeigt die Abhängigkeit des **al** von **si**. Die Punkte liegen innerhalb eines schmalen, nach sinkendem **si** hin fallenden Streifens. Eine mittlere Linie läßt sich leicht zeichnen. Einige Zahlenwerte mögen zur Präzisierung mitgeteilt werden:

si	charakterist. al	Grenzen	Differenz der Grenzen	Differenz des al pro 50 si
500	47	43—50	7	
400	46	41—50	9	{ 0,5
300	41	36—46	10	{ 2,5
250	38	31—43	12	{ 3
200	34	27—39	12	{ 4
150	28	19—35	16	{ 6
120	21	13—30	17	{ ca. 11

Wie die vierte Kolonne zeigt, wird die Streuung mit sinkendem **si** größer. Die Neigung der charakteristischen Kurve (sowie der Grenzkurven) wird, wie die letzte Kolonne darstellt, in der gleichen Richtung langsam größer. Bereits bei **si** = 200 ist **al** kleiner als 40. Das ist eine höchst charakteristische Abhängigkeit, die durch das gleichzeitige Verhalten des **alk** noch an Bedeutung gewinnt (Fig. 9 d). Die untere Grenzkurve von **al** ist zugleich ungefähr die obere Grenzkurve des ähnlich verlaufenden **alk**-Streifens. Es sind der schwach syenitischen Tendenz halber nur wenige Werte, die so hoch ansteigen. Die Streuung nimmt gegen das **si**-arme Ende eher ab. Die charakteristische **alk**-Kurve würde ungefähr folgende Werte aufweisen:

Abhängigkeit des al , fm , c , alk von si .

Inneralpidische Provinz

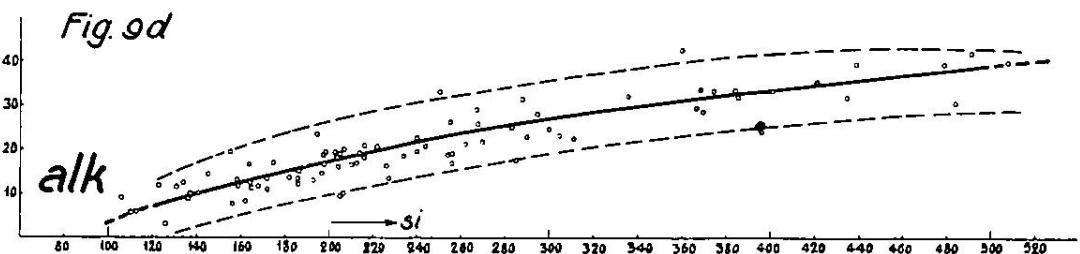
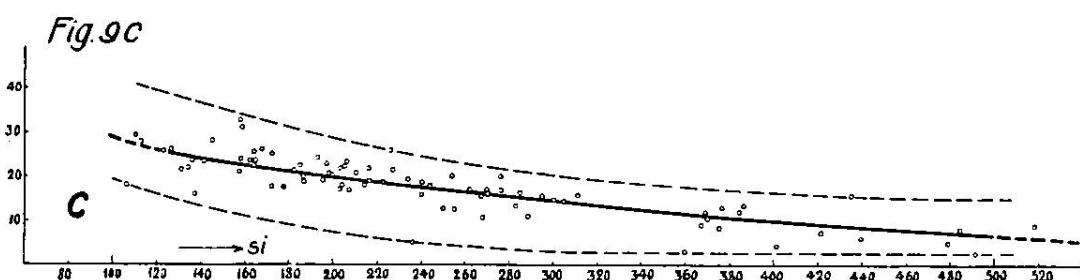
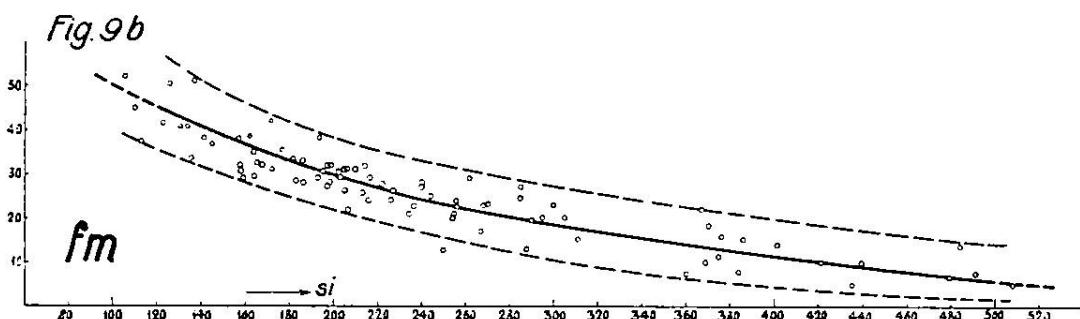
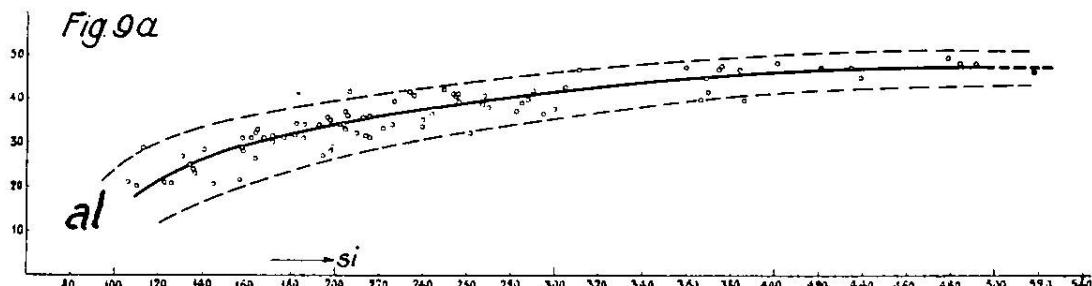


Fig. 9.

si	charakt. alk	Differenz p. 50 si	al	al-alk	alk : (al-alk)
500	39	3,25	47	8	4,9
400	33,5	3,5	46	12,5	2,7
300	27	7	41	14	1,9
250	23	6,5	38	15	1,5
200	16,5	5,5	34	17,5	0,94
150	11	7	28	17	0,64
120	7		21	14	0,50

Die Differenz **al-alk** nimmt mit sinkendem **si** langsam zu, um dann gegen das basische Ende hin eher wieder kleiner zu werden. Das Verhältnis **alk : (al-alk)**, das über die molekularen Beziehungen zwischen normativen Na- und K-Feldspäten zum Anorthitmolekül Auskunft gibt, nimmt mit sinkendem **si** ständig ab. Bei ungefähr **si** = 200 hat es den Wert 1 erreicht.

Entgegengesetzten Verlauf wie **al** und **alk** nehmen die **fm**- und **c**-Kurven (Fig. 9 b und 9 c). Der **fm**-Streifen wird seiner Lage nach durch folgende Werte festgelegt:

si	charakt. fm	Grenzwerte	Differenz pro 50 si	alk-fm	al-fm
500	6	0 — 13	2,75	+ 33	+ 41
400	11,5	4,5—19,5	3,5	+ 22	+ 34,5
300	18,5	11 — 27,5	4	+ 8,5	+ 22,5
250	22,5	15 — 31	7,5	+ 0,5	+ 15,5
200	30	21,5—37	9	- 13,5	+ 4
150	39	29,5—48,5	10	- 28	- 11
120	45	35 — 56		- 38	- 21

Daraus ist ersichtlich, daß etwas unterhalb **si** = 200, jedoch bedeutend oberhalb **si** = 150, die Isofalie erreicht ist. Schon erheblich oberhalb **si** = 200 ist **fm** im Durchschnitt gleich **alk** geworden.

Die charakteristische **c**-Kurve steigt weniger steil, jedoch gleichmäßiger an. Einzelne tiefe und einzelne hohe Werte stehen ziemlich isoliert da. Nachstehende Zahlenangaben kennzeichnen den Gesamtverlauf:

si	charakt. c	alk	alk-c	c-(al-alk)	fm	fm-c
500	7	39	+ 32	- 1	6	- 1
400	10	33,5	+ 23,5	- 2,5	11,5	+ 1,0
300	14,5	27	+ 12,5	+ 0,5	18,5	+ 4
250	17,5	23	+ 5,5	+ 2,5	22,5	+ 5
200	19,5	16,5	- 3,5	+ 2	30	+ 10,5
150	23,5	11	- 12,5	+ 6,5	39	+ 15,5
120	26	7	- 19	+ 12	45	+ 19

Zwischen $si = 250$ und $si = 200$ wird $c = alk$, bei tieferem si ist $c > alk$. In den si -reichen Gesteinen ist, wie Kolonne 5 zeigt, oft ein Tonerdeüberschuß über die Summe $c + alk$ (wenn auch nur in geringem Betrag) vorhanden. Solche Gesteine werden als melanokraten Gemengteil vorwiegend Biotit führen. Bis zu $si = 200$ ist das normativ nicht an al gebundene c sehr klein. Die Hypersthen- und Hornblendeführung der Gesteine wird so verständlich. Trotz des Ansteigens dieses c' ($= c - (al - alk)$) nimmt mit sinkendem si die Differenz $fm - c$ zu, während allerdings das Verhältnis fm abnimmt. Biotit und Hypersthen werden in den basischeren Gesteinen daher sukzessive durch Amphibol und schließlich diopsidischem Augit verdrängt.

Soweit die fünf Hauptwerte si , al , fm , c , alk in Frage kommen, vermittelt nachstehende Zusammenstellung ein übersichtliches Bild der Differentiation (siehe auch Figur 10):

si	al	fm	c	alk	Summe	qz
500	47	6	7	39	99	+ 244
400	46	11,5	10	33,5	100,5	+ 166
300	41	18,5	14,5	27	101	+ 92
250	38	22,5	17,5	23	101	+ 58
200	34	30	19,5	16,5	100	+ 34
185	32	32	21	15	100	: 25
150	28	39	23	11	101	+ 6
120	21	45	26	7	99	- 8

Die Summe $al + fm + c + alk$ sollte natürlich genau 100 sein. In Rücksicht darauf ließen sich die Einzelkurven noch ausgleichen, doch ist von der Ausführung dieser Korrektur abgesehen worden. Für die einzelnen Werte ist ferner (unter der Voraussetzung, die Summe sei gleich 100) die Quarzzahl (qz) berechnet worden (siehe lit. 9, 20). Bis unter $si = 150$ ist im allgemeinen die Quarzzahl, qz, positiv. Das bedeutet, daß die Feldspatbildung und die Formation von Augiten und Hornblenden möglich ist, ohne daß Olivin oder Feldspatvertreter in Erscheinung treten müssen. Als charakteristische Isofalie ließe sich $si = 185$, $al = fm = 32$, $c = 21$, $alk = 15$, $qz = + 25$ aufstellen. Isofales dioritisches bis tonalitisches Magma kennzeichnet somit die Gesamtdifferentiation.

Die mitgeteilten Daten gewinnen natürlich wesentlich an Bedeutung, wenn sie mit entsprechend gefundenen bekannter anderer petrographischer Provinzen in Vergleich gesetzt wer-

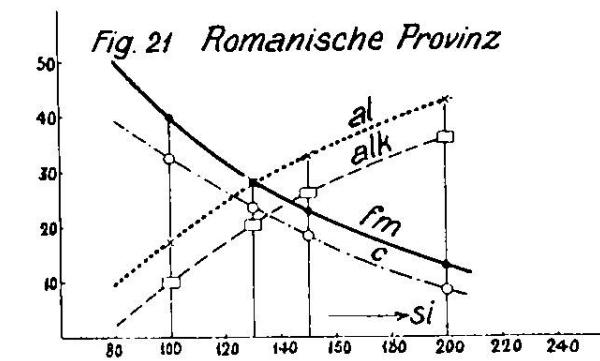
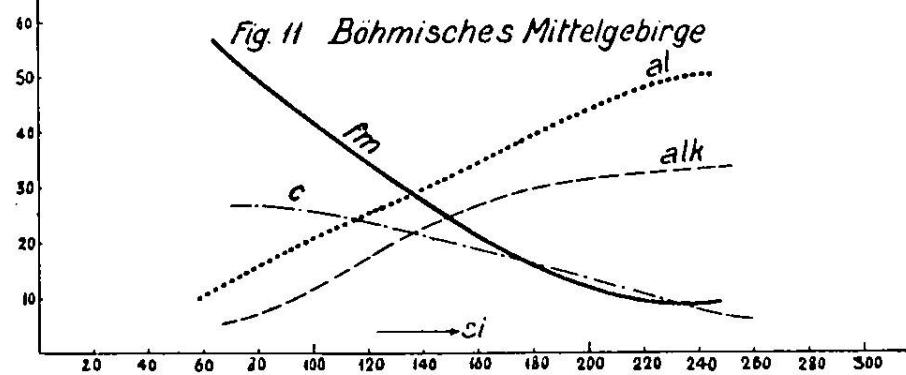
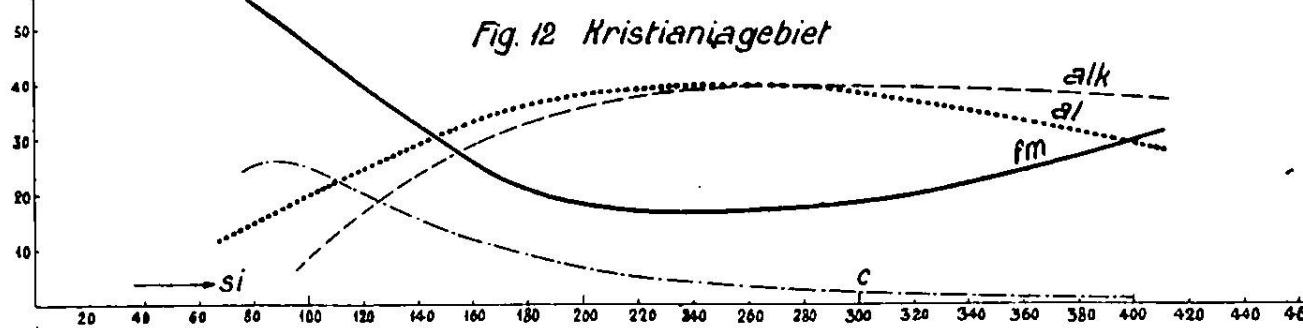
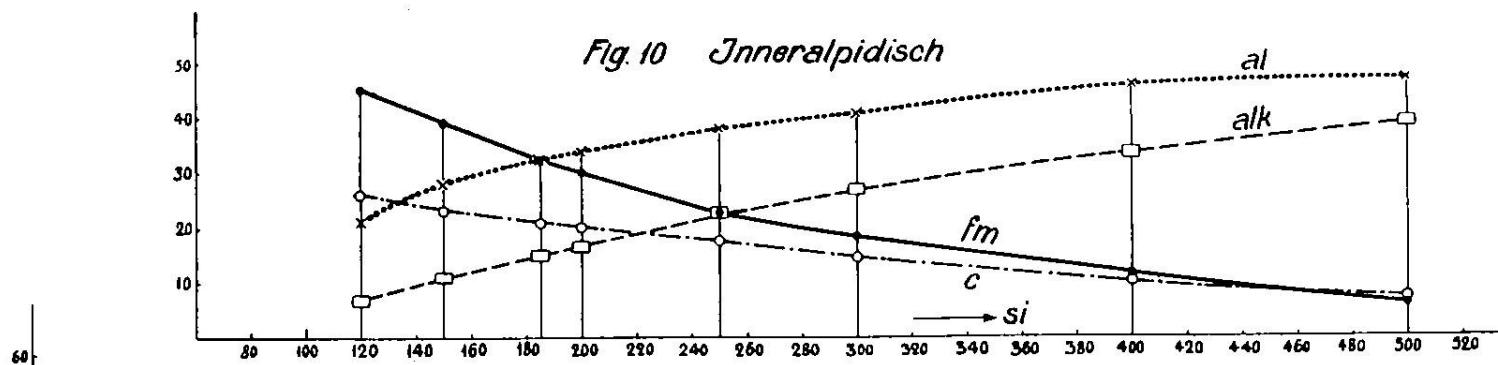
den. Diesbezügliche Untersuchungen ergeben, daß die mittleren Kurven sozusagen identisch sind mit denjenigen der Sierra Nevada Nordamerikas. Diese Differentiation weist lediglich ein bis $si = 150$ schwach höheres fm , von $si = 150-100$ schwach tieferes fm auf als die alpine. Auch ist von $si = 200$ an abwärts zunächst al eine Spur niedriger. alk - und c -Kurve passen fast genau aufeinander. In Uebereinstimmung mit dem Vorgehen von F. Becke sollen derartige petrographische Provinzen, die vorwiegend aus Gesteinen der Kalk-Alkalireihe bestehen, *pazifische* genannt werden. Es ist dies eine Sammelbezeichnung. Alle die Subprovinzen, die besprochen wurden, sind Einzelfälle innerhalb dieser Bezeichnung. Nur die erstuntersuchte Provinz darf als Uebergangsprovinz zu einer anderen Sammelgruppe angesehen werden; aber auch sie würde noch unter die allgemeine pazifische Vergesellschaftung zu stellen sein.

Pazifische Provinzen, in sich stark variabel, sind recht verbreitet. Die soeben untersuchte ist gegenüber manch anderen dadurch ausgezeichnet, daß relativ feste Gesteine von $si 280-150$ die Hauptrolle spielen. Das geht schon aus der Punktdichtigkeit der Diagramme hervor. Diorite, Quarzdiorite, Tonalite, Andesite sind Hauptgesteine. c ist verhältnismäßig hoch, alk (auch innerhalb der verschiedenen pazifischen Typen) relativ niedrig. Die allgemeine Variation der Eruptivgesteinsprovinzen kann natürlich im Rahmen dieser Arbeit nicht näher erörtert werden. Als ein bereits stark abweichender Typus sei jedoch vergleichshalber das böhmische Mittelgebirge erwähnt. Aehnlich gefundene Mittelwerte lauten (siehe Figur 11):

si	al	fm	c	alk	(al-al)	(alk-fm)	(al-fm)	(alk-c)	qz
200	44	12	13,5	31,5	+ 12,5	+ 19,5	+ 32	+ 18	- 26
150	32,5	23,5	19,5	24,5	+ 8	+ 1	+ 9	+ 5	- 48
136	29,5	29,5	20,5	20,5	+ 9	- 8	± 0	± 0	- 46
120	25	34,5	23	17,5	+ 7,5	- 17	- 9,5	- 5,5	- 50

Zum Vergleich seien für den gleichen si -Bereich die entsprechenden Daten der in Untersuchung stehenden alpiden Provinz reproduziert.

si	al	fm	c	alk	(al-al)	(alk-fm)	(al-fm)	(alk-c)	qz
200	34	30	19,5	16,5	+ 17,5	- 13,5	+ 4	- 3,5	+ 34
185	32	32	21	15	+ 17	- 17	± 0	- 6	+ 25
150	28	39	23	11	+ 17	- 28	- 11	- 12	+ 6
120	21	45	26	7	+ 14	- 38	- 23	- 19	- 8



Man erkennt folgende charakteristische Unterschiede:

1. Bei gleichem **si**-Gehalt sind im böhmischen Mittelgebirge **fm** und **c** niedriger, **alk** höher. **al** ist bei höheren **si**-Zahlen viel höher, bei niedrigeren **si**-Zahlen nur wenig, fällt somit plötzlich rasch ab.
2. Bei gleichem **si**-Gehalt (und auch absolut genommen) ist im böhmischen Mittelgebirge die Differenz **al-alk** kleiner. Das Anorthitmolekül spielt eine geringere Rolle.
3. Die Alkalien sind im böhmischen Mittelgebirge im Durchschnitt bis zu relativ kleiner **si**-Zahl über **c** vorherrschend.
4. Die Quarzzahl ist schon bei **si** = 200 negativ, der negative Wert erreicht erhebliche Beträge.
5. Die Isofalie liegt bei um zirka 50 Einheiten kleinerer **si**-Zahl. **al** und **fm** sind in diesem Gebiet etwas niedriger als im Isofaliegebiet der Alpidenprovinz. **alk** ist eher etwas größer als **c**.
6. Die Differenz **alk-fm** ist bis gegen die Isofalie im böhmischen Mittelgebirge +. Vergleichen wir Gesteine beider Provinzen mit gleichem **alk-fm**, so erweisen sich die böhmischen als **si**- und **al**-ärmer und **alk**-reicher.

Das sind eine Reihe wichtiger Unterschiede, die mineralogisch ihren Ausdruck in einer stärkeren Anteilnahme der Alkalifeldspäte und der Feldspatvertreter im böhmischen Mittelgebirge finden. Es ist leicht ersichtlich, daß durch Verschiebungen und Deformationen das eine Kurvenbild sukzessive aus dem anderen abgeleitet werden kann, und daß im gleichen Sinne noch extremere Verhältnisse konstruiert werden können. In der Tat stellt das böhmische Mittelgebirge einen durchaus nicht extremen Fall einer zweiten in sich sehr mannigfaltig variablen Assoziationsgruppe dar, die wir, mit etwas anderer Bedeutung, wie Becke die atlantische nennen wollen.

Eher noch deutlicher tritt der atlantische Charakter in dem von W. C. Brögger näher untersuchten Teil des norwegischen Kristianiagebietes zutage. Einige mittlere Kurvenwerte ergeben nachstehende Tabelle. Die sekundären Abweichungen davon können jedoch oft erhebliche Beträge erlangen (siehe Fig. 12, Seite 211).

si	al	fm	c	alk	(al-alk)	(alk-fm)	(al-fm)	(alk-c)	qz
400	29,5	30	1,5	38	- 9	+ 8	- 0,5	+ 36,5	+ 173,5
300	38,5	19	2	40	- 1,5	+ 21	+ 19,5	+ 38	+ 54,5
250	40	17	3	40	+ 0	+ 23	+ 23	+ 37	- 10
200	39	18,5	6,5	36	+ 3	+ 17,5	+ 20,5	+ 29,5	- 44
150	30,5	29	13,5	27	+ 3,5	- 2	+ 1,5	+ 13,5	- 58
120	24	40	20	16	+ 8	- 24	- 16	- 4	- 44

Im **si**-Bereich von 200—120 sind die Unterschiede ganz ähnlicher Art wie vorhin besprochen. **c** ist noch niedriger als im böhmischen Mittelgebirge. Im Gebiet der ziemlich tief gelegenen Isofalie (**si** um 150) ist **alk** erheblich höher als **c**. Die Differenz **al-alk** ist sehr gering. Interessante Erscheinungen weist das Gebiet **si** > 250 auf. Da kann im Kristianiagebiet **fm** hoch ansteigen unter gleichzeitigem Negativwerden der Differenz **al-alk**. Diese „scheinbare Isofalie“ wird bedingt durch ein starkes Anwachsen des Fe_2O_3 . Na-Fe¹¹-Silikate sind die mineralogischen Merkmale einer solchen **evitischen** oder **panteritischen** Zweigdifferentiation.

Das weist darauf hin, daß zur Klarstellung der Beziehungen auch die Verhältnisse **k** und **mg** in Betracht zu ziehen sind. Mit wenigen zweifelhaften Ausnahmen fallen die Projektionspunkte des **k-mg**-Diagrammes der Alpiden-Provinz in ein

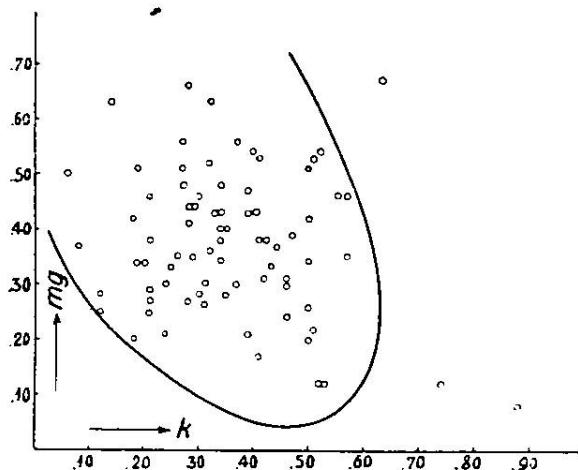


Fig. 13 Inneralpidische Provinz **k:mg**

wohl abgegrenztes Feld, das sich von **k** = 0,50—0,60 und zum Teil niedrigen **mg**- zu höheren **mg**- und kleineren **k**-Werten erstreckt (Fig. 13). Eine ziemlich zentral gelegene Häufungsstelle liegt um **k** = 0,30, **mg** = 0,40. Sehr hohe **mg**-Werte, hohe **k**-Werte, sehr niedrige **k**- und **mg**-Werte sind im allgemeinen nicht vorhanden. Ein ähnliches Diagramm für die

Abhängigkeit des mg von si .

Fig. 14

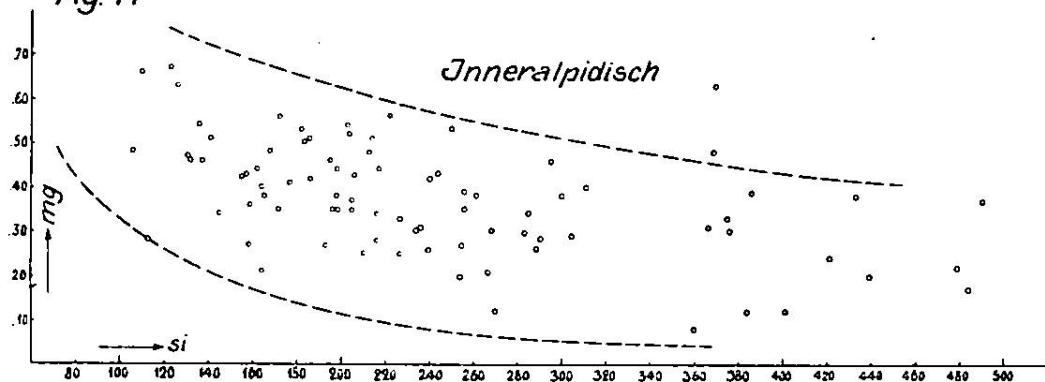


Fig. 15

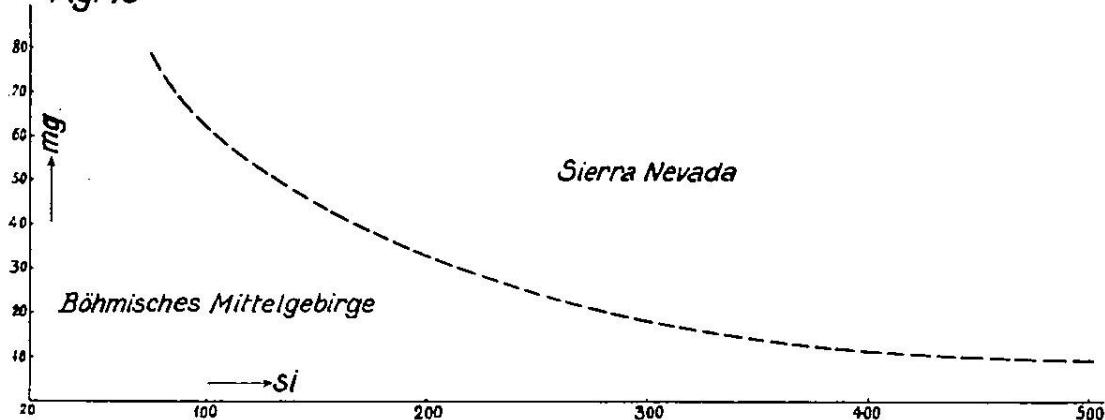
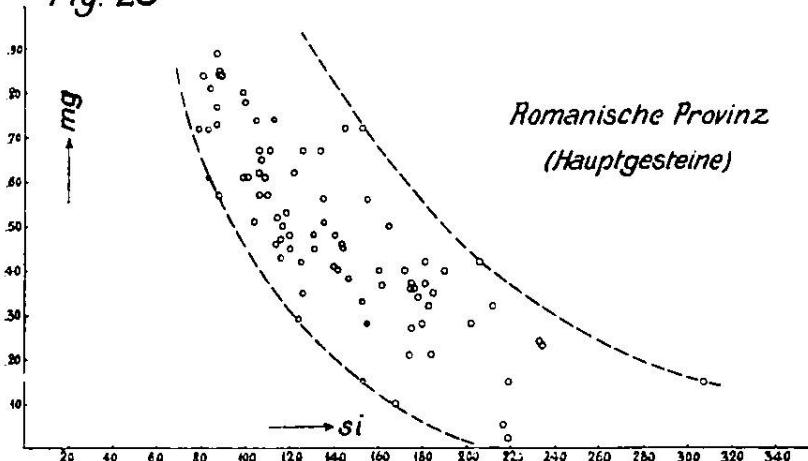


Fig. 23



Gesteine des böhmischen Mittelgebirges und des Kristiania-gebietes konstruiert, ergibt weit vorwiegend **k**-Werte von 0,15 bis 0,4, mit vom **si**-Gehalt variablem **mg**. Niedrige **k**- und **mg**-Werte treten auf und sind besonders für **si**-reiche Gesteine charakteristisch. Es sind somit die pazifischen Gesteine gegenüber den atlantischen durch ein im allgemeinen höheres **mg** und eine oft größere Variationsbreite im Verhältnis der Alkalien ausgezeichnet. Höheres **k** ist in den rein pazifischen Vergesellschaftungen jedoch an Gesteine rechts der Isofalie (höheres **si**) gebunden. Der höhere Alkaliengehalt der böhmischen und norwegischen Gesteine ist somit vorwiegend ein höherer Na-Gehalt. Magmen derjenigen Reihe, die ich Natronreihe genannt habe, spielen die Hauptrolle. Das ist für mich eine notwendige Bedingung, um die provinziale Vergesellschaftung atlantisch nennen zu dürfen. Sie steht, da ja das böhmische Mittelgebirge diese Voraussetzung erfüllt, in keinem Widerspruch mit der ursprünglichen Becke schen Ableitung, schließt jedoch, wie wir später sehen werden, gewisse Vergesellschaftungen vom Sammeltypus aus.

In der besprochenen Provinz des mediterranen Kettengebirges ist die Abhängigkeit des **mg** vom **si** eine geringe. Figur 14 zeigt, daß mittelhohes **mg** innerhalb der ganzen **si**-Variationsbreite häufig ist. Gegen niedriges **si** hin werden im allgemeinen die **mg**-Werte etwas höher; besonders wichtig jedoch ist der Umstand, daß schon bei **si** 300—500 relativ hohes **mg** auftreten kann. Für pazifische Vergesellschaftungen noch charakteristischer ist ein entsprechendes Diagramm der Sierra Nevada-Gesteine. Eine in Figur 15 eingezeichnete Kurve trennt fast genau das Feld für Gesteine des böhmischen Mittelgebirges von dem der Sierra Nevada. Daraus geht hervor, daß bei gleichem **si**-Gehalt im allgemeinen die atlantischen Gesteine einen geringeren Prozentsatz MgO vom **fm** besitzen als die pazifischen (Vergleichsbasis **si**-Zahl).

Stellt man schließlich das Verhältnis **c : fm** dem **mg**-Verhältnis gegenüber, so wird ersichtlich, daß die Großzahl der alpin-karpathischen Gesteine molekular $\text{Ca} > \text{Fe} > \text{Mg}$ oder $\text{Fe} > \text{Ca} > \text{Mg}$ aufweist, wobei in der Mehrzahl der Fälle $\text{Ca} > \frac{\text{Fe} + \text{Mg}}{2}$ ist. Das ist eine regionale Besonderheit innerhalb des pazifischen Sammeltypus von Provinzen.

Damit erscheint mir vorläufig die besprochene Provinz chemisch genügend charakterisiert zu sein. Aus Gründen geographischer Natur möge indessen noch ein kurzer Vergleich mit der besonders durch Aar- und Gotthardmassiv gegebenen zentralalpinen, vortriasischen (im weiteren Sinne hercynischen) Eruptivprovinz erfolgen. Charakteristische Werte sind die folgenden:

vortriasisch					jung			
si	al	fm	c	alk	al	fm	c	alk
500	46,5	10	3	40	47	6	7	39
400	44,5	10,5	7,5	36,5	46	11,5	10	33,5
300	41	17	13	29,5	41	18,5	14,5	27
250	37,5	22	15,5	25	38	22,5	17,5	23
200	32	30	17,5	20,5	34	30	19,5	16,5
188 bz. 185	31	31	19	19	32	32	21	15
150	25,5	38	21	15	28	39	23	11
120	20	50	20,5	10,5	21	45	26	7

Die Nebeneinanderstellung der **si**-, **al**-, **fm**-, **c**-, **alk**-Werte von alter und junger Provinz zeigen den im großen gleichen Verlauf der Differentiation. Entsprechend einer Spaltung im Aarmassiv mit monzonitisch-syenitischer Tendenz und entsprechend der Berücksichtigung vieler Lamprophyranalysen bleibt bei niedrigem **si** im allgemeinen vortriasisch **alk** höher, **c** niedriger. So wird im Gebiet der Isofalie **alk** = **c**. Der Gesamtcharakter ist (ähnlich wie in Biella-Bergell I) **p a z i f i s c h** mit Tendenz zur monzonitischen Vergesellschaftung. Die Abhängigkeit des **mg** von **si** ist durchaus analog wie im Gebiet der Sierra Nevada. Eine wesentliche Magmenänderung innerhalb der hercynischen und zugleich mesoidischen Kettengebirge ist somit von Carbon bis Quartär nicht nachweisbar. indessen sind in Trias und Mesozoikum austretende basische Magmen schwach atlantischer Provenienz.

Wir sind nun mit den chemischen Verhältnissen der eigentlichen periadriatischen-karpathischen und aegäischen Provinz soweit bekannt geworden, daß damit andere mit der Alpenbildung im Zusammenhang stehende Eruptivkomplexe verglichen werden können.

3. Südalpine und nordwestapenninische Eruptivgesteine.

a. Euganeen.

Am Südrande der Alpino-Dinariden liegen die chemisch kaum näher untersuchten basischen (vorwiegend basaltischen) Ergußgesteine der lesinischen Alpen und der Colli Berici,

ferner, bereits innerhalb der zur adriatischen Innensenke gehörigen Poebene, die eocänen-oligocänen Effusivgesteine der Euganeen, die von M. Stark eingehend untersucht werden. Analysen sind leider wenige vorhanden, sie werden der Mannigfaltigkeit, die innerhalb dieses kleinen Gebietes herrscht, nicht ganz gerecht. Die Sanidintrachyte sind beispielsweise nach neueren Methoden kaum analysiert worden. Der Arbeit von M. Stark (lit. 61) sind die in Tabelle 12 zusammengestellten Analysen entnommen.

Tabelle 12. Euganeen (Molekularwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker
513	50	8	2,5	39,5	0,49	0,25	0,30	Rhyolith, zw. M. Alto u. côte 185	aplitgranitisch	G. Zeuder
283	43	18	8	31	0,35	0,30	0,46	Plagioklastrachyt, südl. Mt. Alto	granosyenitisch	M. Stark
263	44	14,5	10	31,5	0,30	0,43	0,68	Plagioklastrachyt, westl. Mt. Alto	granosyen.-plag.gr.	M. Stark
244	37	25	13	25	0,37	0,37	0,52	Hypersthenandesit, Sieve	normalgranitisch	M. Stark
146	21,5	46,5	22	10	0,19	0,57	0,47	Dolerit, Mte. Olivetto	gabbrodioritisch	M. Stark
126	25	42	23	10	0,11	0,44	0,54	Basaltgang	gabbrodioritisch	M. Stark

Es läßt sich durch Zusammenfassungen das Bild noch etwas vereinfachen (siehe auch Figur 16):

Tabelle 12a. Charakteristische Werte für die Euganeen.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm		
513	50	8	2,5	39,5	0,49	0,25	0,30	Typus Rhyolith, aplitgranitisch	
270	43,5	16	9	31,5	0,33	0,37		Typus Plagioklastrachyte, plag.-granit-granosyenitisch	
244	37	25	13	25	0,37	0,37	0,52	Typus Hypersthenandesite, quarz-essexitdioritisch	
135	23	44,5	22,5	10	0,15	0,50	0,50	Typus Basalt, gabbrodioritisch	

Wir erhalten aus dem zugehörigen Diagramm zum Vergleich nachstehende Größen:

si	(al-alk)	(alk-fm)	(al-fm)	(alk-c)	qz
500	+ 10	+ 31	+ 41	+ 47	+ 242
400	+ 11	+ 24	+ 35	+ 31	+ 156
300	+ 11,5	+ 17,5	+ 29	+ 24,5	+ 70
250	+ 12	+ 4	+ 16	+ 24,5	+ 44
206	+ 13	- 13	± 0	+ 3,5	+ 30
200	+ 13	- 14,5	- 1,5	+ 1,5	+ 26
150	+ 12,5	- 30,5	- 18	- 9	+ 2

Die Differenz (al-alk) liegt der Größenordnung nach zwischen derjenigen innerhalb der Alpen-Karpathen und derjenigen typisch atlantischer Gesteinsserien. Die Differenzen alk-fm und alk-c zeigen, daß die Alkalien etwas höhere Werte

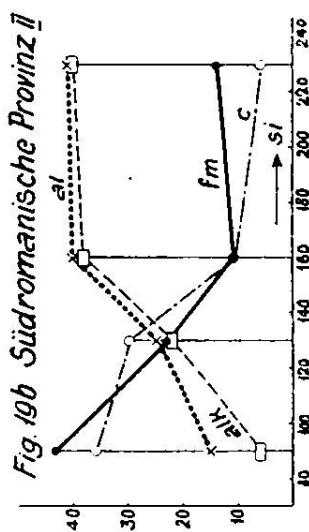
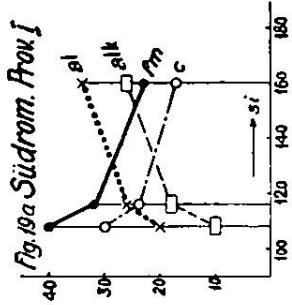
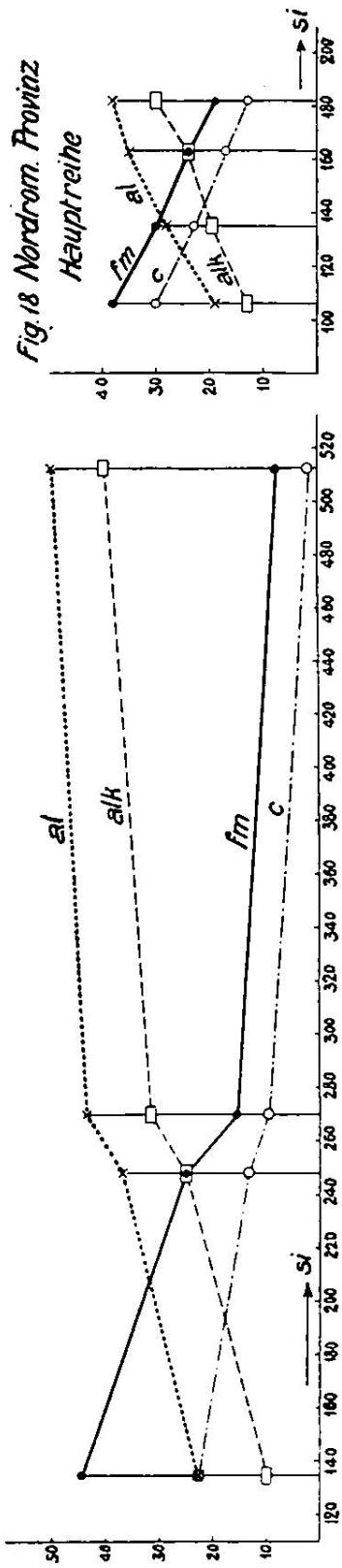
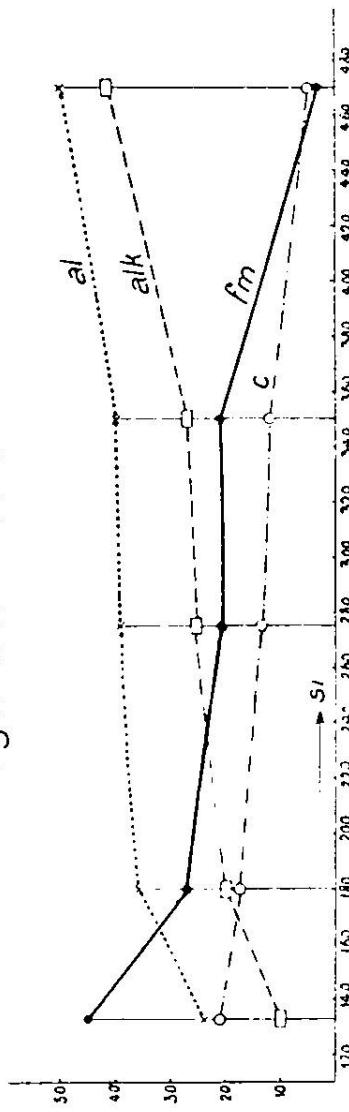


Fig. 16 Euganeen

Fig. 17 Elba - Toscana



erlangen, als im Mittel in der alpinen Provinz. Die bis zu **si** = 150 positive Quarzzahl verweist jedoch die Vergesellschaftung im großen zum pazifischen und nicht zum atlantischen Sammeltypus. Die euganeische Subprovinz ist hinsichtlich der Größen **si**, **al**, **fm**, **c**, **alk** sehr ähnlich der Subprovinz I von Biella-Traversella-Bergell. Jedoch sind im Mittel wieder **k** und **mg** etwas niedriger. Die Isofalie liegt um **si** = 200 mit **alk** etwas höher als **c**. Man lese die mineralogischen Gesteinsbeschreibungen in Stark's Arbeit nach und wird finden, daß auch in dieser Beziehung pazifischer Gesamtcharakter mit schwach atlantischem Einschlag gewahrt ist. Das in den Euganeen emporgedrungene Magma gehört somit als Uebergangsglied der besprochenen Provinz gleichfalls an. Der Eindruck, daß im Westen Tendenzen zur Erlangung relativ größeren Alkaligehaltes wirksamer sind als im Osten, wird durch Einbeziehung dieser Subprovinz lediglich verstärkt. Zu Teilmagmen der Kalk-Alkalireihe treten Magmentypen, die Uebergänge zu solchen der Kali- und Natronreihe darstellen. Es handelt sich um eine Uebergangs- und nicht eine Mischprovinz, wie wir sie im Gebiet des Monzoni und von Predazzo noch kennen lernen werden. Doch vorerst wenden wir uns nach Süden.

b. Die Eruptivgesteine von Toskana, Elba und Capraja.

Längs des apenninischen Innenrandes liegen in sonst ähnlicher geologischer Position die Eruptivgesteine von Toskana und Mittelitalien. Zwischen Apennin und den Ausläufern der Alpen schließen sich erstere an die jungmagmatischen Bildungen der Inseln Elba und Capraja. Diese gut untersuchten Eruptivprovinzen stellen in gewissem Sinne die südwestliche Verlängerung des periadriatischen Bogens und der Euganeengesteine dar. Die westmediterrane Innensenke tritt jedoch als neues tektonisches Strukturelement hinzu.

Die toskanische Provinz umfaßt eocäne und miocäne Effusiv- bis Intrusivgesteine, besonders gebunden an Monte Amiata, Monte Catini, Orciatico, Campiglia, Roccastrada, Tolfa, Cerveteri, Monte Calvaria und Monte San Vito. In mineralogischer Hinsicht handelt es sich um sogenannte Toskanite, Ciminite, Rhyolithe und Basalte. Die chemischen Verhältnisse eines Teils dieser Ergußgesteine sind aus Tabelle 13 ersichtlich (siehe lit. 62—65).

Tabelle 13. Toskana (Molekularwerte).

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Gew.
304	42	19	10,5	28,5	0,68	0,32	0,57	Toskanit Mte. Cucco, Cerveteri	yosemititisch- granosyenit.	H. S. Washington	2,455 W 167, 20
287	42	15,5	13,5	29	0,59	0,46	0,88	Trachyt (Toskanit) Fosso del Prato, Mte. Amiata	granodioritisch	J. F. Williams	2,546 W 207, 312
279	42,5	19	15	23,5	0,53	0,39	0,78	Trachyt (Toskanit) Casa la Fornacina, M. Amiata	granodioritisch	J. F. Williams	2,540 W 251, 41
278	38,5	21,5	13,5	26,5	0,58	0,45	0,63	Trachyt (Toskanit) S. Salvatore, Mte. Amiata	granodioritisch	J. F. Williams	2,552 W 207, 311
277	39	21	14	26	0,59	0,45	0,66	Trachyt (Toskanit) Vivo, Mte. Amiata	adamellitisch	J. F. Williams	2,527 W 207, 310
275	40,5	20,5	13,5	25,5	0,53	0,33	0,67	Trachyt (Toskanit) Mte. Amiata	adamellitisch	L. Ricciardi	— W 207, 309
274	40	21	15	24	0	0,43	0,71	Trachyt (Toskanit) Nocchetto, Mte. Amiata	granodioritisch	J. F. Williams	2,581 W 251, 40
262	36	24,5	12,5	27	0,58	0,45	0,50	Toskanit, Mte. Amiata	adamellitisch	L. Ricciardi	— W 347, 47
261	39	22,5	14	24,5	0,57	0,47	0,63	Trachyt (Toskanit) Mte. Amiata	normalgranit.- grano- dioritisch	J. F. Williams	2,562 W 207, 313
256	39	21,5	15	24,5	0,41	0,47	0,70	Toskanit, Mte. San Vito	normalgranit.- grano- dioritisch	H. S. Washington	— W 207, 315
245	37,5	23,5	15	24	0,61	0,46	0,63	Trachyt (Toskanit) La Crocina, Mte. Amiata	normalgranit.- grano- dioritisch	J. F. Williams	2,615 W 207, 314
180	35,5	27	17,5	20	0,58	0,47	0,63	Trachyt, Orciatico	monzonitisch	A. Martelli	— W 475, 56
163	22	47,5	12,5	18	0,80	0,71	0,26	Glimmer-Trachyt (Selagite) Mte. Catini	lamprosyenit.	H. S. Washington	— W 431, 4
134	24	45	21	10	0,52	0,70	0,46	„Andesit“ (Ciminit) Radicofani	sommaidiorit.	H. S. Washington	— W 475, 57
132	23,5	45	21	10,5	0,51	0,69	0,47	„Andesit“ (Ciminit) Radicofani	sommaidiorit.	H. S. Washington	— W 477, 58

Wir vergleichen:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
287	42	15,5	13,5	29	0,59	0,46	0,88	Toskanit, Mte. Amiata
288	44,5	13	11	31,5	0,50	0,26	0,84	Granit, Forno, Bergell
245	37,5	23,5	15	24	0,61	0,43	0,63	Toskanit, Mte. Amiata
222	33	27,5	19	20,5	0,37	0,56	0,69	Granit, Forno, Bergell
180	35,5	27	17,5	20	0,58	0,47	0,63	Trachyt, Orciatico
203	34	29	17,5	19,5	0,52	0,54	0,61	Opdalit, M. Arcanzo, Veltlin
134	24	45	21	10	0,52	0,70	0,46	Ciminit, Radicofani
131	26,5	40,5	21,5	11,5	0,39	0,47	0,52	Kersantit, Ultenmassiv
123	21	41,5	26	11,5	0,63	0,67	0,63	Tonalit, Bergell

Die gesamte Variabilität fällt somit noch in das Feld der alpinen Differentiation. Wie in den Euganeen liegt eine relativ alkalireiche Suite von Gesteinen vor. Jedoch ist **k** nun durchwegs relativ hoch. Insbesondere in den **si**-armen Gesteinen nimmt das Alkalienverhältnis nicht mehr zu Ungunsten von K_2O ab. Zugleich steigt **mg** an. Diese im Differentiationsverlauf Traversella-Biella-Bergell nur schwach angetönten Tendenzen sind zu charakteristischen Merkmalen der toskanischen Provinz geworden. Sie fehlen in den im übrigen durchaus verwandten westlich vorgelagerten andesitischen Ergußgesteinen von Capraja (lit. 74) und (lit. 75—78) den Graniten von Elba (siehe Tabellen 14 und 15).

Wir können den Hauptdifferentiationsverlauf durch folgende Werte charakterisieren:

Tabelle 13a. Toskana (Typenwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
275	40	20,5	13,5	26	0,55	0,43	0,65	Typus der eig. Toskanite, adamellit.-granodioritisch
180	35,5	27	17,5	20	0,58	0,47	0,65	Typus der monzonit. Trachyty, monzonitisch
133	24	45	21	10	0,51	0,70	0,47	Typus der Glimmerandesite, sommaitdioritisch

Tabelle 14 a. Elba (Typenwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
470	50	3,5	5	41,5	0,36	0,50	1,4	Typus der Aplitgranite, aplitgranit
350	40	21	12	27	0,36	0,50	0,57	Typus der Granite, adamellitisch-plagioklasgranitisch

Tabelle 15 a. Capraja (Typenwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
190	30,5	33	20	16,5	0,31	0,52	0,61	Typus der Andesite, quarzdioritisch

Tabelle 14. Elba (Molekularwerte).

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Gew.	W
476	52	4	4	40	0,36	0,45	1,00	Aplit, Longone	aplitgranitisch	P. Aloisi	—	157, 53
471	47,5	5,5	8,5	38,5	0,32	0,33	1,5	Granit, Monte Capanne	aplitgranitisch	G. d'Achiardi	2,659	239, 158
454	50	2	2	46	0,42	0,67	0,83	Turmalinaplit, Mte. Capanne	aplitgranitisch	E. Manasse	—	139, 214
452	49,5	—	7,5	43	0,34	—	—	Aplitgranit, S.Piero in Campo	aplitgranitisch	G. d'Achiardi	—	239, 159
443	37	24	13,5	25,5	0,22?	0,91	0,56	Granit, Cava d'Oggi, S. Piero	adamellitisch	G. d'Achiardi	—	95, 26
417	45,5	12	14,5	28	0,38	0,44	1,2	Granit, San Piero in Campo	yosemititisch	G. d'Achiardi	—	87, 66
394	40,5	23,5	10	26	0,33	0,75	0,44	Granitgang, Cava d'Oggi	adamellitisch	G. d'Achiardi	—	95, 27
280	40,5	21	11,5	27	0,39	0,46	0,54	Granit, Monte Capanne	adamellitisch	E. Manasse	—	207, 308
126	19,5	46	26,5	8	0,05	0,59	0,56	Diorit, Monte Capanne	gabbrodioritisch	P. Aloisi	—	635, 30
109	48,5	1,5	47	3	0,20	0,64	29	Anorthositeinschluß in Granit Crocetta	anorthositisch	E. Manasse	2,698	305, 6

Tabelle 15. Capraia (Molekularwerte).

215	34,5	28,5	18	19	0,17	0,52	0,62	Andesit, Punta della Civitate	quarzdioritisch	A. Röhrig	2,584	393, 177
197	32,5	29	22	16,5	0,31	0,55	0,76	Andesit, Poppa alla Nave	quarzdioritisch- opdalitisch	A. Röhrig	2,594	393, 178
181	27,5	37,5	20	15	0,34	0,54	0,54	Andesit, Monte Patello	quarzdioritisch	A. Röhrig	2,614	393, 179
166	28,5	36,5	20	15	0,35	0,47	0,54	Andesit, Monte Scopa	dioritisch	A. Röhrig	2,657	505, 200

Die Werte für Toskana und Elba sind in Figur 17 zu einem Differentiationsdiagramm vereinigt. Dessen Isofalie würde bei ungefähr $si = 170$ liegen mit $alk \approx c$. Die toskanische Provinz mit ihrem relativ hohen k und der nicht sehr großen Differenz $al-alk$ steht an der Grenze dessen, was als pazifisch bezeichnet werden kann. Die Magmen entstammen zu einem erheblichen Teil Uebergangstypen zu der von mir Kali-re-i-h-e genannten Magmengruppen. Wir werden sofort sehen, daß Toskana die Brücke bildet von der alpinen zur mittelitalienischen oder romanischen Provinz.

4. Die romanische Provinz junger Eruptivgesteine und ihre Verwandten.

Durch die Arbeiten der italienischen Petrographen, durch H. S. Washingtons und A. Lacroix' eingehende Untersuchungen (lit. 66—73) sind die chemischen und mineralogischen Verhältnisse dieser quaternären Vulkanprovinz in selten vollkommener Weise bekannt geworden.

Washington unterscheidet folgende Distrikte:

1. Vulsinischer Distrikt, mit dem Vulkankomplex um den Bolsenasee.
2. Ciminischer Distrikt, umfassend die Vulkane der Umgebung von Viterbo.
3. Sabatinischer Distrikt. Ihm gehören die Vulkane um den See von Bracciano an.
4. Distrikt von Latium, mit den albanischen Hügeln.
5. Hernicischer Distrikt, des Sacco-Tales.
6. Distrikt von Aurunci mit der Rocca Monfina.
7. Distrikt der Campania mit Vesuv, Phlegräischen Feldern und Ischia.

Dazu käme der Distrikt der Ponza-Inseln.

Die ersten drei fassen wir zu einer nordromanischen Subprovinz zusammen, der wir eine südromanische gegenüberstellen.

Bereits innerhalb der Apenninen liegt die Apulische Region mit dem Vulkankomplex des Monte Vulture.

a. Die nordromanische Subprovinz.

Betrachten wir die Tabelle 16, so erkennen wir eine Reihe von Gesetzmäßigkeiten:

1. k ist fast durchwegs größer als 0,5, die Gesteine besitzen Kalivormacht.

Tabelle 16. Nordromanische

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort
237	38,5	17	13	31,5	0,48	0,49	0,77	Trachyandesit, Mte. Ciliano, Viterbo
216	40	13,5	8	38,5	0,55	0,05	0,60	Phonolithtrachyt, Via Aurelia, Vico V.
202	38,5	19	13,5	29	0,70	0,28	0,71	Vulsinit, Bolsena, Orvieto
201	39,5	17	14,5	29	0,65	0,35	0,86	Vulsinit, Bolsena, Orvieto
189	37	20	13,5	29,5	0,65	0,40	0,67	Vulsinit, Vetralla, Mte. Vico
185	40	16	12,5	31,5	0,71	0,35	0,77	Viterbit, Sorgente di Garignano, Viterbo
184	40,5	11	11	37,5	0,59	0,21	0,97	Leucitphonolith, Poggio Muratello, Bracciano
183	40,5	16	12	31,5	0,59	0,32	0,76	Leucittrachyt, Proceno, Bolsenasee
181	35	22,5	13,5	29	0,63	0,37	0,59	Leucittrachyt, Bagnorea, Orvieto
178	37	23	13	27	0,73	0,34	0,57	Viterbit, San Rocco, Mte. Vico
176	35,5	22	15,5	27	0,64	0,36	0,71	Leucittrachyt, Mte. Venere, Vico
175	37	19	13,5	30,5	0,70	0,37	0,72	Leucittephrit, Mte. Fogliano, Vico
142	32	23,5	20,5	24	0,70	0,40	0,86	Leucittephrit, Poggio, Cotognola, Bracciano
140	29	30	23	18	0,64	0,48	0,77	Leucittephrit, Toscanella, Bolsena
136	28	28,5	22	21,5	0,76	0,45	0,77	Leucittephrit, Mad. d. Riposo, Bracciano
135	28,5	30,5	23,5	17,5	0,58	0,50	0,77	Leucittephrit, San Martino, Vico
131	28,5	31,5	21,5	18,5	0,67	0,45	0,69	Leucittephrit, Monte Cavallo, Orvieto
120	26,5	30,5	23,5	19,5	0,67	0,45	0,76	Leucitit, Crocicchie, Bracciano
109	20	38	28,5	13,5	0,75	0,61	0,74	Leucitit, Mte. Jugo, Montefiascone
101	18,5	37,5	31,5	12,5	0,72	0,61	0,83	Leucitit, Mte. Rado, Bolsena
87	14,5	52	27	6,5	0,70	0,77	0,52	Leucitbasanit, Fiordine, Montefiascone
263	30	30,5	16	23,5	0,56	0,40	0,52	Biotitlatit, Bagnaia, Mte. Cimini
232	39,5	24	15	21,5	0,52	0,28	0,62	Biotitlatit, Montalto, Viterbo
221	38	25,5	16,5	20	0,57	0,32	0,65	Biotitlatit, Bagnaia, Mte. Cimini
206	39	25,5	15	20,5	0,57	0,42	0,60	Biotitlatit, Viterbo
206	34,5	22,5	24	19	0,60	0,26	1,08	Trachyt, San Magno, Bolsena
201	30,5	27	20	22,5	0,43	0,40	0,74	Vulsinit, Montecchio, Bagnaia
177	36,5	24	18	21,5	0,52	0,30	0,75	Vulsinit, Piano Cigliano, Viterbo
165	32,5	25	18	24,5	0,59	0,50	0,74	Vulsinit, Poggio Cavalieri, Vico
160	37,5	22,5	16,5	23,5	0,63	0,40	0,75	Leucittephrit, Croce di San Martino
153	29	30	22	19	0,47	0,47	0,73	Leucittephrit, Convento, S. Angelo
152	22,5	43,5	19,5	14,5	0,76	0,72	0,45	Ciminit, La Colonetta, Monte Cimini
145	22,5	43	18,5	16	0,71	0,72	0,43	Ciminit, Fontana Fiescoli, Monte Cimini
184	32,5	32	21,5	14	0,52	0,53	0,67	Vulsinit, Vico Vulkan, Viterbo
180	31,5	31	20,5	17	0,56	0,25	0,65	Olivintrachyt, Sassara, Bolsena
175	33	35,5	17,5	14	0,61	0,38	0,50	Trachyt, Mont'Alfina, Bolsena
141	26,5	39,5	21,5	12,5	0,34	0,63	0,55	Ciminit, Piano Cigliano

Provinz (Molekularwerte).

Magma	Analytiker	spez. Gewicht	Quelle
granosyenitisch	L. Ricciardi	—	W 291, 29
juvitisch	H. S. Washington	2,509	W 273, 24
juvitisch	H. S. Washington	—	W 285, 1
juvitisch	H. S. Washington	—	W 285, 2
juvitisch	H. S. Washington	2,611	W 431, 6
juvitisch	H. S. Washington	—	W 285, 3
juvitisch	H. S. Washington	2,551	W 305, 5
juvitisch	H. S. Washington	—	W 291, 30
vesuvitisch	H. S. Washington	—	W 431, 5
monzonitsyenitisch	H. S. Washington	—	W 285, 4
monzonitsyenitisch-vesuvitisch	H. S. Washington	—	W 431, 9
juvitisch-vesuvitisch	H. S. Washington	—	W 563, 2
vesuvitisch	H. S. Washington	—	W 563, 3
monzonitisch	H. S. Washington	—	W 467, 2
monzonitisch	H. S. Washington	2,655	W 563, 4
monzonitisch	G. Aichino	—	W 565, 9
monzonitisch	H. S. Washington	—	W 563, 1
monzonitisch	H. S. Washington	2,781	W 581, 1
sommaitisch (Ueberg.)	H. S. Washington	—	W 691, 2
missouritisch	H. S. Washington	—	W 697, 1
shonkinitisch	H. S. Washington	—	W 693, 1
normal- bis syenitgranitisch	G. Aichino	—	W 347, 46
normalgranitisch bis	G. Aichino	—	W 251, 42
monzonitsyenitisch	G. Aichino	—	W 251, 43
opdalitisch	H. S. Washington	—	W 367, 66
vesuvitisch (Ueberg.)	A. Ricciardi	2,543	W 367, 64
vesuvitisch (Ueberg.)	G. Aichino	—	W 443, 77
monzonitsyenitisch	G. Aichino	—	W 477, 60
monzonitisch	H. S. Washington	—	W 443, 79
lamprosommaitisch	H. S. Washington	—	W 467, 3
yogoitisch	G. Aichino	2,73	W 443, 78
tonalitisch	H. S. Washington	—	W 431, 7
opdalitisch	H. S. Washington	2,70	W 431, 8
lamprosyenitisch-monzonitisch	G. Aichino	—	W 367, 67
yogoitisch (Ueberg.)	L. Ricciardi	2,47	W 477, 59
	L. Ricciardi	2,52	W 367, 65
	G. Aichino	2,64	W 507, 201

2. **mg** ist im allgemeinen bei hohem **si** niedrig, erreicht jedoch von **si** 150 an häufig über 0,6 liegende Werte.
3. Die Differenz **al-alk** ist im Durchschnitt nicht groß und nimmt mit sinkendem **si** kaum zu.
4. Es fehlen Gesteine mit einer über 270 liegenden **si**-Zahl. Bis zu **si** = 150 erreicht **c** kaum den Wert von **alk**. Unterhalb 120 **si** steigt es jedoch zu hohen um 30 liegenden Werten an.
5. Gesteine mit **al < fm** treten, von drei fraglichen Ausnahmen abgesehen, erst unterhalb **si** = 160 auf. Die Isofalie liegt somit relativ niedrig.

Im übrigen zeigt bereits die Art der Zusammenstellung, daß man in der Hauptsache zwei Differentiationstendenzen unterscheiden kann, eine, die sich unmittelbar an die toskanische anschließt, und eine zweite, bedeutend alkalireichere.

Die Magmen beider gehören der Kalireihe an. Vier alkaliarme Gesteine sind vielleicht unfrisch. Deren Molekularwerte sind anhangsweise angeführt.

Tabelle 16 a. Charakteristische Typenwerte der nord-romanischen Subprovinz.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
182	38	19	13	30	0,65	0,35	0,68	Typus Vulsinite, Leucittrachyte- Phonolithe, juv.-vesuv.
163	35	24	17	24	0,60	0,45	0,71	Typus Vulsinit-Leucittephrite, vesuvitisch-monzonitsyenitisch
135	28	30	22,5	19,5	0,70	0,48	0,73	Typus Leucitite-Leucittephrite, monzonitisch
106	19	38	30	13	0,73	0,60	0,79	Typus Leucitite, missouritisch
225	39	24,5	16	20,5	0,55	0,35		Typus Biotitlatit
150	23	43	19	15	0,75	0,75	0,44	Typus Ciminite, yogoitisch- lamprosommaitisch

In den Hauptreihen ist **c/fm** durchwegs hoch, die Gesteine sind somit nicht als relativ kalkarm zu bezeichnen. Den erheblichen Unterschied mögen folgende aus dem Typendiagramm, Figur 18, gewonnenen Daten im Vergleich zu denen der alpinen Vergesellschaftung dartun.

si	nordromanisch					qz	allgemein alpin				
	(al-alk)	(alk-fm)	(al-fm)	(alk-c)			(al-alk)	(alk-fm)	(al-fm)	(alk-c)	qz
182	+ 8	+ 11	+ 19	+ 17	- 38		+ 17	- 17	± 0	- 6	+ 25
185											
150	+ 10,5	- 5,5	+ 5	+ 2,5	- 36		+ 17	- 28	- 11	- 12,5	+ 6
140	+ 9,5	- 9,5	± 0	- 1	- 40		-	-	-	-	-
120	+ 7	- 18	- 9,5	- 10,5	- 44		+ 14	- 38	- 21	- 19	- 8

Tabelle 17. Südromanische Provinz I (Molekularwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	Quelle
201	40,5	14	13,5	32	0,63	0,30	0,97	Vulsinitbimsstein, Astroni, Phlegr. F.	juvitisch	C. Riva	W 285, 5
195	39,5	16	9,5	35	0,52	0,48	0,61	Phonolithtrachyt, Pollena, Mte. Somma		Pisani	W 291, 31
193	37	21	14	28	0,64	0,29	0,67	Vulsinit, Astroni, Phlegr. Felder	vesuvitisch	C. Riva	W 287, 7
193	38	18,5	14,5	29	0,65	0,32	0,80	Vulsinit, Astroni, Phlegr. Felder	juvitisch-vesuvit.	C. Riva	W 285, 6
191	37,5	17,5	15	30	0,62	0,31	0,87	Vulsinit, Astroni, Phlegr. Felder	juvitisch	C. Riva	W 291, 32
182	34	23	16	27	0,45	0,42	0,69	Latit, Arsotrachyt, Ischia	vesuvitisch	H. S. Washington	W 445, 85
180	35	25	15,5	24,5	0,42	0,28	0,61	Ponzait, Concola, Phlegr. Felder	vesuvitisch bis monzonitsyenitisch	E. Manasse	W 443, 81
175	35	25	15	25	0,49	0,36	0,60	Monzonit, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 209
174	34	24,5	15,5	26	0,52	0,48	0,63	„Andesit“, Santa Teresa, Phlegr. Felder	vesuvitisch	F. S. Starrabba	W 443, 82
172	36	23	17	24	0,57	0,40	0,74	Vulsinit, Astroni, Phlegr. Felder	monzonitsyenitisch	C. Riva	W 445, 84
164	34	25,5	17	23,5	0,51	0,32	0,67	„Trachyt“, Mascaglione, Phlegr. Felder		E. Manasse	W 443, 83
151	36,5	18,5	20	25	0,58	0,35	1,05	Leucittephrit, Mte. Somma	monzonitsyenitisch	Pisani	W 565, 13
147	35,5	22,5	16,5	25,5	0,77	0,38	0,73	Leucittephrit, Mte. San Antonio		Pisani	H. S. Washington
147	32,5	22	18	27,5	0,42	0,59	0,82	Pollenit, Mte. Somma	vesuvitisch	Pisani	W 565, 11
144	33,5	20	20	26,5	0,50	0,46	1,00	Leucittephrit, Mte. Somma		Pisani	W 565, 14
142	30,5	23,5	19	27	0,43	0,58	0,81	Pollenit, Mte. Somma	vesuvitisch	Pisani	W 565, 12
141	32	26	11,5	30,5	0,80	0,34	0,45	Glas 1906, Vesuv		Pisani	W 559, 35
140	33	18,5	21	27,5	0,50	0,41	1,12	Campanit, Mte. Somma	vesuvitisch	Pisani	W 581, 2
131	28	29	19	24	0,64	0,48	0,66	Leucitsyenit, Mte. Somma	monzonitisch	Pisani	C. R. 165, 208
125	30	21	24	25	0,74	0,42	1,1	Leucitsyenit, Mte. Somma	vesuvitisch	Pisani	—
124	31,5	18	24	26,5	0,58	0,29	1,3	Hauyn-Melanitsyenit, Vesuv	vesuvitisch	Pisani	—
124	29,5	26	22	22,5	0,65	0,41	0,84	Leucitbasanit, 1893 Vesuv	monzonitisch	Mrha	W 581, 4
123	32	20	25	23	0,69	0,35	1,25	Leucitsyenit, Albano	vesuvitisch	Pisani	—
120	25,5	33,5	22	19	0,66	0,48	0,65	Vesuvlava 1903 (Leucittephrit)	monzonitisch	H. S. Washington	W 581, 6
119	28,5	24	27,5	20	0,62	0,47	1,15	Vesuvlava 1906 (Leucittephrit)	borolanitisch	L. Szathmary	W 581, 3
118	26,5	31,5	24	18	0,63	0,43	0,75	Leucittephrit, Vesuvlava 1906	sommaitsch	Pisani	W 581, 5
118	27,5	33,5	22	17	0,64	0,43	0,66	Leucittephrit, Vesuvlava 1906		R. V. Matteucci	W 573, 1
117	25,5	31,5	25,5	17,5	0,69	0,50	0,80	Leucitit, Arcioni, Albanische Hügel	sommaitsch	H. S. Washington	W 581, 2
116	26,5	32	24	17,5	0,61	0,43	0,75	Leucittephrit, Vesuvlava 1906		Pisani	W 581, 9
116	26	32,5	23,5	18	0,65	0,47	0,72	Mittlere Zus. vesuvischer Leucittephrite	sommaitsch	—	—
115	25,5	33	23,5	18	0,64	0,46	0,70	Vesuvlava von 1872		H. S. Washington	W 581, 8
114	25	33	24	18	0,64	0,52	0,73	Leucittephrit, Vesuvlava 1631	H. S. Washington	W 581, 7	
112	22,5	38	24,5	15	0,57	0,56	0,64	Leucittephrit, Vesuvlava 1906	Pisani	W 671, 4	
110	23,5	35	26,5	15	0,75	0,57	0,76	Leucitit, Pofi, Hernician Distr.	shonkinitisch	H. S. Washington	W 697, 4
110	23	35,5	26	15,5	0,66	0,51	0,73	Leucitbasanit, Lava 1914		H. S. Washington	W 691, 1
108	21,5	37	27,5	14	0,54	0,59	0,74	Vesuvlava 1906	Pisani	W 697, 4	
111	18,5	42	30	9,5	0,63	0,67	0,71	Sommait, Mte. Somma	shonkinitisch	Raoult	C. R. 165, 209
107	21,5	38	30	10,5	0,65	0,65	0,79	Ottajanit, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 209
106	20	40,5	29,5	10	0,58	0,62	0,72	Ottajanit, Vesuv 1906	missouritisch	Pisani	C. R. 165, 209
106	17	41	31,5	10,5	0,69	0,67	0,77	Sommait-Missourit, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 209

Leere Seite
Blank page
Page vide

Tabelle 18. Südromanische Provinz II und III.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	Quelle
307	35,5	20,5	0	44	0,35	0,15	0,005	Riebeckittrachyt, Ponza Inseln	alkaligranit.-evisitisch	J. Jakob	—
234	40	14,5	6	39,5	0,47	0,23	0,42	Trachyt-Obsidian, Mte. Rotaro, Ischia	juvitisch	H. S. Washington	W 273, 26
233	40	14	5	41	0,39	0,24	0,34	Augittrachyt, Marecoceo, Ischia	juvitisch-nordmarkit.	H. S. Washington	W 273, 25
220	39	14	4,5	42,5	0,40	0,16	0,33	Phonolithtrachyt, Mte. Nuovo, Phlgr. F.	juvitisch	H. S. Washington	W 273, 27
219	47,5	9,5	1	42	0,59	0,02	0,12	Phonolithtrachyt, St. Stefano, Ponza Ins.	juvitisch	J. Jakob	—
218	41	14	4,5	40,5	0,41	0,15	0,34	Phonolithtrachyt, Mt. di Cuma, Phlgr. F.	juvitisch	H. S. Washington	W 273, 28
186	45	6,5	6	42,5	0,36	0,21	0,88	Phonolith, Pollena, Mte. Somma	nordmarkitisch-juvit.	Pisani	W 311, 39
180	43	8,5	8	40,5	0,36	0,36	0,91	Phonolith, Pollena, Mte. Somma		Pisani	W 313, 40
177	44	6,5	6	43,5	0,33	0,09	0,88	Sodalithsanidinit, Mte. Somma		Pisani	W 313, 41
175	41	10	11	38	0,48	0,27	1,12	Campanit, Pompeji		Pisani	C. R. 165, 208
174	43	8	10	39	0,58	0,21	1,29	Leucitsyenit, Mte. Somma		Raoult	C. R. 165, 208
168	43	6	8	43	0,88	0,10	1,4	Italit	juvitisch	H. S. Washington	—
155	34	19,5	17	29,5	0,50	0,57	0,86	Mikrosyenit, Mte. Somma	vesuvitisch	Pisani	W 565, 10
155	34,5	14	20	31,5	0,48	0,28	1,40	Mikrosyenit, Mte. Somma	vesuvitisch	Pisani	C. R. 165, 208
154	38	14	13,5	34,5	0,64	0,34	0,96	Leucitsanidinit, Mte. Somma	juvitisch	Pisani	W 581, 3
153	38,5	10	14,5	37	0,59	0,15	1,45	Tavolatit, Tavolato, Via Appia	juvitisch	H. S. Washington	W 321, 2
134	25,5	22,5	30	22	0,87	0,67	0,75	Missourit	borolanitisch	Pisani	—
126	25	24	30	21	0,80	0,67	0,8	Missourit	borolanitisch	Pisani	—
104	15,5	47	30	7,5	0,47	0,74	0,64	Leucit-Kentallenit, Mte. Somma	missouritisch	Pisani	C. R. 165, 209
99	15,5	41	31	12,5	0,69	0,61	0,75	Missourit, Mte. Somma		Raoult	C. R. 165, 210
96	15,5	41,5	38	5	0,74	0,67	0,92	Puglianit, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 211
88	18	33	44	5	0,69	0,57	1,32	Biotitpyroxenolith, Mte. Somma		Raoult	C. R. 165, 211
88	7	46,5	44	2,5	0,18	0,85	0,96	Pyroxenolith, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 211
88	6,5	54	35	4,5	0,64	0,84	0,67	Biotitpyroxenolith, Mte. Somma	pyroxenolithisch	Pisani	C. R. 165, 211
87	10,5	45,5	36,5	7,5	0,51	0,73	0,81	Leucitshonkinit, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 211
87	3	61,5	33	2,5	0,42	0,89	0,54	Olivinpyroxenolith, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 211
84	11,5	50	34	4,5	0,75	0,81	0,69	Biotitpyroxenolith, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 211
83	17	39,5	38,5	5	0,64	0,72	0,98	Sebastianit, San Sebastian		Raoult	C. R. 165, 211
83	11	38	47	4	0,63	0,61	1,22	Puglianit, Mte. Somma	sommaitisch-missourit.	Raoult	C. R. 165, 211
106	23	30,5	28	18,5	0,67	0,57	0,93	Leucitit, Ticchiena		H. S. Washington	W 697, 3
104	22	35	25,5	17,5	0,73	0,51	0,72	Cecilit, Capo di Bove		H. S. Washington	W 697, 2
100	23	18	39,5	19,5	0,82	0,78	2,2	Vesbit, Mte. Somma	borolanitisch	H. S. Washington	—
162	30,5	31,5	21,5	16,5	0,50	0,47	0,68	Biotit-Vulsinit, Mte. San Croce	monzonitisch	H. S. Washington	W 477, 61
145	31	27,5	22,5	19	0,69	0,40	0,86	Leucittrachyt, Orchi, Monfina	monzonitisch	H. S. Washington	W 467, 4
137	30,5	32,5	22,5	14,5	0,57	0,52	0,70	Leucitmonzonit, Mte. Somma	sommaitisch	Pisani	W 477, 62
134	27	32	27	14	0,58	0,51	0,84	Sommait, Mte. Somma	sommaitisch	Pisani	C. R. 165, 209
127	28	34	24	14	0,71	0,62	0,70	Sommait, Mte. Somma	sommaitisch	Pisani	W 469, 5
122	23	33	29	15	0,63	0,62	0,89	Sommait, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 209
119	26,5	37,5	25	11	0,58	0,62	0,66	Sommait, Mte. Somma		Pisani	W 477, 63
113	17,5	37	33,5	12	0,80	0,74	0,9	Missourit	missouritisch	Pisani	—
89	10	49	34	7	0,74	0,84	0,7	Melanokrater Missourit	shonkinitisch	Pisani	—
81	8,5	56,5	29,5	5,5	0,79	0,84	0,52	Shonkinitische Missourite		Pisani	—
79	17	51	20,5	11,5	0,76	0,72	0,40		shonkinitisch	Pisani	—

Leere Seite
Blank page
Page vide

In mancher Hinsicht ist größere Verwandtschaft mit der Gesteinsassocation des böhmischen Mittelgebirges vorhanden. Jedoch abgesehen von dem ganz andern **k** und **mg** ergeben sich deutliche Unterschiede. Die Isofalie liegt indessen bei ähnlicher **si**-Zahl, wobei **c** nur sehr wenig höher **alk** ist (**si** = 140, **al** = **fm** = 29,5, **c** = 21, **alk** = 20).

Die stark negative Quarzzahl in Verbindung mit hohen **k** findet mineralogisch ihren Ausdruck im Biotit- oder Leucitgehalt. Na-Fe^{III}-Silikate spielen naturgemäß nur eine untergeordnete Rolle.

b. Die südromanische Subprovinz.

Die südromanische Subprovinz mit dem Vesuv als jetzt noch tätigen Vulkan gehört im großen der gleichen provinzialen Verwandtschaft an, wie schon die Magmenbezeichnungen der Tabelle dartun. Durch das Studium der endogen gebildeten Auswürflinge ist über die Magmenvariabilität ein reiches Material gewonnen worden.

Als besonders charakteristische Magmentypen können wir die folgenden ansehen (Tabelle 17 und 18):

Tabelle 17 a und 18 a. Südromanische Provinz-Typen.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
160	34	23	17	26	0,5	0,45	0,43	Typus Leucitephrite I, monzon.-syenit.
116	26	32	24	18	0,63	0,43	0,74	Typus Leucitephrite II, monzonitisch
108	20	40	30	10	0,65	0,65	0,75	Typus Ottajanite, shonkinit.-missourit.
230	41	13	6	40	0,45	0,20	0,43	Typus der Trachyte, juvitisch
160	40	11	11	38	0,6	0,2	1,0	Typus der Leucitsyenite usw., juvitisch
130	25	23	30	22	0,85	0,67	1,3	Typus der Missourite, borolanitisch
90	15	43	36	6	0,6	0,8	0,84	Typus der Pyroxenolith, missouritisch-pyroxenolithisch

Es ist auch hier im allgemeinen **k** > 0,50, mit Tendenz zum Anwachsen bei abnehmender **si**-Zahl. **mg** wächst gleichfalls mit sinkendem **si**. Die zwei Typenserien ergeben die Differenzdiagramme der Figuren 19 a und 19 b.

Das erstere ist ähnlich dem der nordromanischen Gesteine und besitzt ungefähr folgende Isofaliwerte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	(al-alk)
130	29	29	21,5	20,5	0,6	0,5	0,7	-54	+8,5

Das zweite weist bedeutend geringere Differenz **al-alk** auf, mit einer ungefähren Isofalie bei:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	(al-alk)
128	24	24	31	21	0,8	0,67	1,3	- 56	+ 3

Die beiden Subprovinzen bilden somit Teile eines Ganzen. Den Gesamtcharakter dieser romanischen, fast ausschließlich aus Magmen der Kalireihe bestehenden Provinz gilt es nun in ähnlicher Weise festzulegen, wie das für die Innenalpidenprovinz geschah.

c. Allgemeines über die romanische Provinz.

Die Figuren 20 zeigen, daß die Streuung eine größere ist. Zum nicht geringen Teil ist die Berücksichtigung von schlierenartigen Produkten daran schuld. Immerhin lassen sich innerhalb der Streifen charakteristische Kurven zeichnen, die folgende Verhältnisse aufweisen (siehe Figur 21, Seite 211):

si	al	fm	c	alk	alk:	(al-alk)	(al-alk)	(alk-fm)	(al-fm)	(alk-c)	c- (al-alk)	(fm-c)	qz
200	43	13	8,5	36	+ 7	5,1	+ 23	+ 30	+ 27,5	+ 1,5	+ 4,5	- 44	
150	33	23	18,5	26	+ 7	3,9	+ 3	+ 10	+ 5,5	+ 11,5	+ 4,5	- 46	
130	28	28	23,5	20,5	+ 7,5	2,7	- 7,5	± 0	- 3	- 16	+ 4,5	- 52	
120	25	31	26	18,5	+ 6,5	2,8	- 12,5	- 6	- 7,5	+ 19,5	+ 5	- 54	
100	17,5	40	32,5	10	+ 7,5	1,3	- 30	- 22,5	- 22,5	+ 25	+ 7,5	- 40	

al fällt, allerdings bei niedrigem **si**, steiler ab als in der alpinen Provinz; **fm** ist bei gleicher **si**-Zahl in der romanischen Provinz bedeutend niedriger, nimmt jedoch mit sinkendem **si** rascher zu. Die Alkalien der romanischen Vergesellschaftung sind höher, die Neigung der Kurve ist jedoch gleichfalls eine stärkere. Das anfänglich niedrigere **c** überholt mit sinkenden **si** das **c** der alpinen Magmen.

Wir können das so ausdrücken: Das Gebiet der geringen Abhängigkeit der **al**-, **fm**-, **c**-, **alk**-Werte von **si** dehnt sich jetzt bis **si** = 200 aus. Dann erfolgt ein bedeutend rascherer Abstieg der **al**- und **alk**-Kurven und ein steilerer Anstieg der **fm**- und **c**-Kurven als in der alpinen Assoziation. Die Isofalie liegt infolgedessen bei kleineren **si**-Werten, nämlich bei **si** 130, **al** = **fm** = 28, **c** = 23,5, **alk** = 20,5. Es ist sofort ersichtlich, daß diese Verhältnisse denen des böhmischen Mittelgebirges nahe kommen, und ein Vergleich dreier Typenglieder wird dies bestätigen.

böhmisches Mittelgebirge					romanische Provinz			
si	al	fm	c	alk	al	fm	c	alk
200	44	12	13,5	31,5	43	13	8,5	36
150	32,5	23,5	19,5	24,5	33	23	18,5	26
120	25,5	34,5	23,5	17,5	25	31	26	18,5

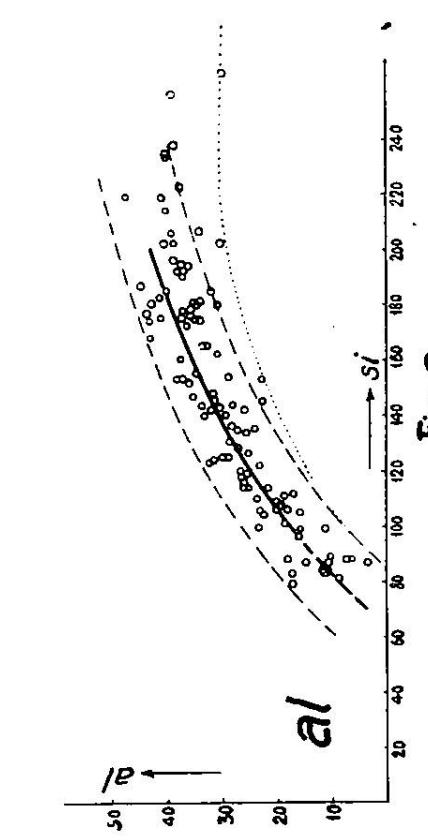


Fig. a

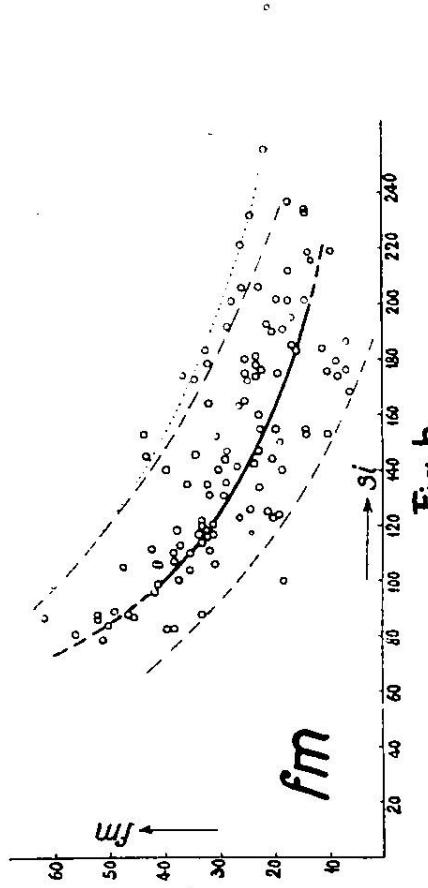


Fig. b

Romanische Provinz.

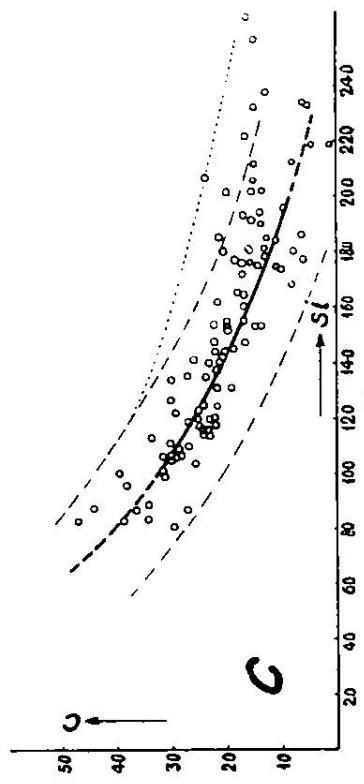


Fig. c

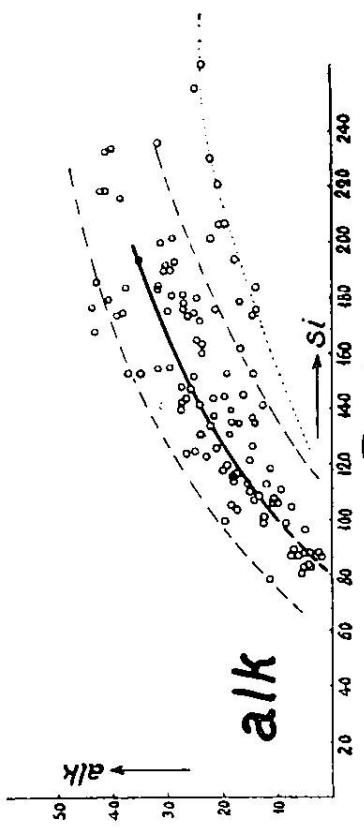


Fig. d

Fig. 20

Die romanische Provinz ist im Mittel noch etwas alkali-reicher als die böhmische. Ein bei höherem si niedrigeres c wird in bedeutenden c -Ueberschüß bei $si = 120$ umgewandelt.

Dementsprechend sind auch die charakteristischen Differenzen und Verhältnisse nicht sehr verschieden von denen des böhmischen Mittelgebirges. Die Differenz **al-alk** beträgt im Mittel nur 7 Einheiten, gegenüber 17 in den Alpen und rund 8 im böhmischen Mittelgebirge. Bis zu $si = 100$ ist im allgemeinen das normative Alkalifeldspatmolekül im Ueberschüß gegenüber dem normativen Anorthitmolekül (Kolonne 7). Der steile Anstieg des c hat jedoch zur Folge, daß schon von si 130 an $c > alk$ ist, und mit fallendem si wird der nicht an **al** gebundene c -Anteil immer größer. Ja, die Differenz **fm-c** ist durchwegs geringer als in der besprochenen pazifischen Provinz. Die Größe des negativen Betrages der Quarzzahl verlangt niedrig silifizierte Silikate. Die Feldspatvertreter und der Biotit werden dadurch bedingt.

Wenn es zunächst scheint, als ob der Vereinigung der romanischen Provinz mit der des böhmischen Mittelgebirges zu einem Sammeltypus nichts im Wege stehe, so überzeugt

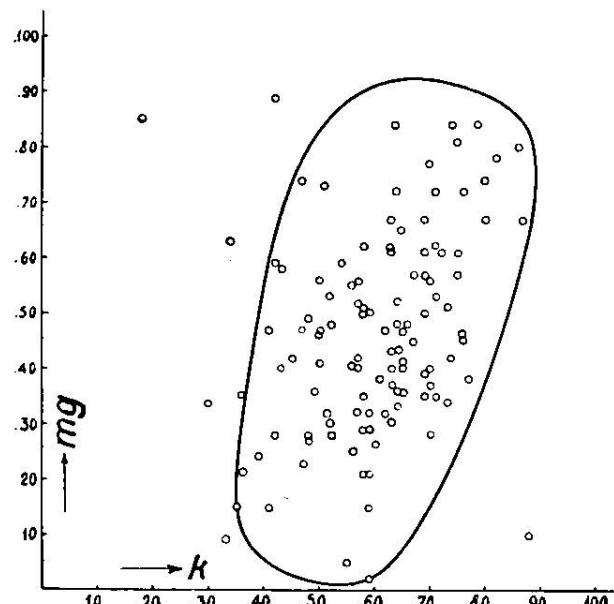


Fig. 22 Romanische Provinz $K:mg$

doch die Betrachtung der **K**- und **mg**-Verhältnisse, daß ganz erhebliche Unterschiede vorliegen. Das **K-mg**-Diagramm (Fig. 22) ist total verschieden von dem der pazifischen und dem der atlantischen Provinzen. Der MgO -Gehalt kann relativ hoch ansteigen, wobei **K** eher größer als kleiner wird. Das

Feld hat eine ähnliche, jedoch stark nach rechts verschobene Lage, wie das Feld atlantischer Assoziationen. Nur wenige Punkte liegen innerhalb des gleichen Bereiches. Bei $k = 0,65$, $mg = 0,48$ liegt eine ziemlich zentral gelegene Häufungsstelle. In dem für atlantische Gesteine vom Charakter des böhmischen Mittelgebirges und des Kristianiagebietes typischen Bereich von $k = 0—0,38$ liegen nur zwei Projektionspunkte. Allgemein gesprochen ist die romanische Provinz k - und mg -reicher als die zwei genannten atlantischen Vergesellschaftungen.

Die Abhängigkeit des mg von si entspricht bei höherem si mehr derjenigen atlantischer Provinzen, bei niedrigem si derjenigen pazifischer Assoziationen. Mit anderen Worten, die Grenzkurven des Streifens im Diagramm Figur 23 steigen mit sinkendem si rasch an. Im allgemeinen nimmt somit mg auch mit steigendem fm zu. Für $fm = 31$ würde etwa der Mittelwert $mg = 0,5$ resultieren (Fig. 23 siehe Seite 214).

Im mg - c / fm -Diagramm fällt die Großzahl der Projektionspunkte in die Felder $Ca > Fe > Mg$ und $Ca > Mg > Fe$. Nur Gesteine mit $si > 200$ weisen Fe-Vormacht auf. In dieser Beziehung ist die Analogie ausgesprochener mit pazifischen als mit atlantischen Provinzen.

Diese Unterschiede, insbesondere im Verhältnis k , rechtfertigen eine Abgrenzung der romanischen Gesteinsprovinz vom atlantischen Sammeltypus. Für die typischen atlantischen Vergesellschaftungen ist ja die große Bedeutung von Na und Fe^{III} charakteristisch, hier spielen K und wenigstens teilweise Mg eine ähnliche Rolle. Schon die Magmeneinteilung verlangt logisch eine Dreigliederung. Das Anfechtbare sind eigentlich nur die Namen, die den wechselnden Verhältnissen innerhalb einer Serie saurer bis basischer Teilmagmen natürlich nicht gerecht werden können. Die drei Magmenreihen: Kalkalkalireihe, Natronreihe und Kalireihe sind im großen charakterisiert durch die Bedeutung der Alkalialumo- und gleichzeitig der Kalkalumosilikate in der ersten, der Natriumalumo- und Natriumferrisilikate in der zweiten, der Kalialumosilikate in der dritten Reihe. Ueber den c -Gehalt selbst sagt die Bezeichnung nichts aus. Stellt man der ersten Reihe eine Alkalireihe gegenüber, so ist die Trennung nach Na und K eine vollständig logische. Die romanische Provinz umfaßt fast ausschließlich der Kalireihe angehörige Gesteine. Provinzen dieser Art sollen mediterrane genannt werden. Drei

Hauptsammeltypen von Assoziationen: *pazifische*, *atlantische*, *mediterrane* gestatten im allgemeinen eine erste Klassifikation. Von vornherein sei jedoch, wie aus der weiteren Diskussion noch hervorgehen wird, bemerkt, daß Provinzen vom Uebergangscharakter und gemischte Provinzen durchaus keine Seltenheit sind. Nur wer auf jede natürliche Klassifikation verzichten will, kann daraus die Unbrauchbarkeit der vorgeschlagenen folgern. Der Mineralbestand der Gesteine der romanischen mediterranen Provinz ist aus den Molekularwerten leicht abzuleiten. Kalireicher Alkalifeldspat, Leucit, Biotit kennzeichnen den Kalireichtum. Nephelin, Sodalith usw. treten demgegenüber zurück.

Das relativ hohe c verhindert im allgemeinen die Hornblendebildung und führt zur Auskristallisation von diopsidischem, meist nur schwach natronhaltigem Augit. An Stelle der Plagioklase tritt nicht ganz selten Melilith. Olivin ist in untergeordneten Mengen, dem hohen mg -Gehalt entsprechend, häufig zu finden. Die negative Quarzzahl gestattet naturgemäß keine Kristallisation von SiO_2 . Trotz eines relativ hohen TiO_2 -Gehaltes ist Titanit selten, dafür sind manche Augite titanführend.

Mediterrane Provinzen sind weniger häufig als pazifische und atlantische. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß auf Java und Sumatra ähnliche Magmen gefördert werden, daß die Leucite Hills von Arkansas, ferner manche Teile von Montana vorwiegend Gesteine der Kalireihe führen. Die toskanische Provinz steht, wie wir sahen, an der Grenze zwischen mediterran und pazifisch. Sie vermittelt zwischen den schwachen Tendenzen zum mediterranen Provinzialtypus, die in den Gebieten von Traversella-Biella-Bergell wahrnehmbar sind, und der typisch romanischen Assoziation. Es sind die syenitischen bis monzonitischen, sowie die sommaitdioritischen Gesteine, welche die Verbindung herstellen. Sie lassen sich trotz der doppelten Verwandtschaft zweckmäßiger der Kali- als der Kalk-Alkalireihe zuordnen. Wo diese Gesteine mit gewöhnlichen Graniten, Dioriten und Gabbros vergesellschaftet sind, verleihen sie dem pazifischen Provinzialcharakter einen Einschlag in das Mediterrane. Dieser kommt somit auch den hercynischen Gesteinen der Zentralalpen, insbesondere des Aarmassives, zu.

Durch die Trennung der mediterranen von den atlantischen Provinzen soll natürlich die innige Beziehung, die zwi-

schen beiden Sippen herrscht, nicht verwischt werden, so wenig, wie der Zusammenhang zwischen atlantischen und pazifischen oder pazifischen und mediterranen Provinzen in Frage zu stellen ist. Bereits die der Stirnregion der Apenninen angehörige apulische Provinz des Monte Vulture ist **k**-ärmer. Vielleicht wird die nähere Untersuchung zeigen, daß sie von ähnlichem chemischen Charakter ist wie die Assoziation von Arkansas in Nordamerika. Vorläufig stehen mir nur zwei neuere Analysen zur Verfügung, die nachstehend reproduziert sind (Analytiker H. S. Washington in W 583,2 und W 571,25).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma
121	28	26	25	21	0,36	0,41	0,95	Hauynophyr. Rio Nocelletto, (k)-ijolithisch	
90	25	24,5	26,5	24	0,34	0,42	1,08	Hauynophyr, Melfi,	(k)-ijolithisch

Zum Vergleich folgen:

si	al	fm	c	alk	k	mg		
87	22,5	29,5	23	25	0,43	0,35	Leucitijolith, Kivu, Ostafrika	
133	29	26	22,5	22,5	0,38	0,32	Covit, Magnet Cove, Arkansas	
88	25	24	28	23	0,20	0,40	Ijolith, Melteig, Fengebiet, Norweg.	

Das Vorherrschendwerden von Magmen der Kalireihe von den Westalpen aus längs des Innenrandes der Apenninen ist eine merkwürdige Tatsache, die zur Frage nach Parallelerscheinungen führt. Daß in den sonst pazifischen Gebieten von Java und Sumatra etwas ähnliches zu finden ist, wurde bereits erwähnt. Jedoch auch innerhalb des mediterranen Orogen kannen Ansätze zu einer derartigen Entwicklung wahrgenommen werden.

d. Die Ergußgesteine von Alboran-Cabo de Gata-Jumilla.

Längs des Innenrandes der betischen Cordilleren sind die vorpliocänen und pliocänen Ergußgesteine von Alboran-Cabo de Gata-Carthagena entwickelt. A. O s a n n (lit. 79—81) hat sie eingehend untersucht. Andesite, Dacite, Liparite besitzen die weiteste Verbreitung. Im allgemeinen scheinen Hornblende-Glimmerandesite und Dacite etwas älter zu sein als Hypersthen-Augitandesite und Liparite. Schon die etwas nördlicher gelegenen Gesteine dieser Serie sind relativ kalireich. In den Gegenden von Vera, Fortuna und Jumilla treten außerdem ganz besondere, relativ junge Gesteine mit sehr hohem K₂O-Gehalt zutage. Es sind die Verite, Fortunite und Jumillite, die alle dem lamproitischen Magmentypus angehören.

Tabelle 19. Cabo de Gata-Jumilla
(Molekularwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Gew.	W
441	49	10	9,5	31,5	0,41	0,41	0,96	Liparit Faro del Corralete	engadinitisch	A. Osann	2,346	83, 28
370	41	15	1,5	42,5?	0,76	0,25	0,10	Liparit Torre de la Testa	?	A. Osann	—	111, 17
242	39	38	10,5	12,5	0,45	0,51	0,28	Cordierit-Andesit Cabo de Gata	—	J. Savelberg	—	331, 2
217	32	31,5	24,5	12	0,30	0,43	0,78	Hypersthendacit Cabo de Gata	tonalit.-peléeit.	A. Osann	—	—
201	35,5	27	17	20,5	0,58	0,58	0,63	Biotit-Hypersthenandesit Cabezo Felipe	opdalitisch	A. Osann	—	473, 38
162	18,5	56,5	9	16	0,75	0,75	0,16	Fortunit Fortuna	lamproitisch	M. Dittrich	—	597, 4
161	17	55	10	18	0,61	0,76	0,19	Verit (Fortunit) Fortuna		M. Dittrich	—	595, 1
117	12,5	61,5	13	13	0,82	0,80	0,21	Jumillit Jumilla		M. Dittrich	—	593, 4
108	10,5	61	16,5	12	0,69	0,81	0,27	Jumillit Jumilla		M. Dittrich	—	595, 2
93,5	6,5	64,5	19	10	0,33!	0,82	0,29	Jumillit Jumilla		M. Dittrich	—	711, 3

Tabelle 19 gibt eine Uebersicht der molekularen Verhältnisse.

Neben Magnen der Kalk-Alkalireihe sind solche der Kalireihe entwickelt. Die lamproitischen Gesteine zeigen wieder hohes **k** und hohes **mg**. **c** ist jedoch niedrig, ganz im Gegensatz zur romanischen Vergesellschaftung. Phlogopit ist neben Sanidin oder (und) Leucit charakteristisch für diese Gesteine. Diopsidischer Augit tritt zurück.

Die „Hypersthenandesite“ der Insel Alboran sind nur in ungenügender Weise analysiert worden.

Die nachfolgenden Molekularwerte ergeben daher kein sicheres Bild der chemischen Verhältnisse:

Fundort	Molekularzahlen							Gew. % Mineralbestand nach Becke					
	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Basischer Plagiokl.	Hy- perst.	Augit	Mag- netit	Glas
Alboran . .	132	22	43	28,5	6,5	0,34	0,52	0,68	40 $\frac{1}{2}$	20	18 $\frac{1}{2}$	3	18 $\frac{1}{2}$
Alboran . .	137	24	38,5	31	6,5	0,28	0,34	0,80	41 $\frac{1}{2}$	5	20	9	24 $\frac{1}{2}$
Isla de la Nuba	127	22	41	30	7	0,38	0,50	0,73	38	16	24	3 $\frac{1}{2}$	18 $\frac{1}{2}$

Zum Vergleich seien die Daten eines **Augitnorites** und eines **Miharaites** angeführt:

	si	al	fm	c	alk
Augitnorit, Radautal, Harz	112	24,5	39,5	30	6
Miharait, Mihara, Japan .	132	23	46	28,5	2,5

Verwandt sind auch die hornblendeführenden Pawdite des Urals und die jüngsten Laven des Stromboli.

Das Magma ist pyroxenitgabbroid bis miharaitisch.

e. Trachytische Gesteine des Fruska-Goragebirges.

Ein zweites in Parallele zu stellendes Vorkommnis von Gesteinen der Kalireihe findet sich westlich des Banates in Slavonien. B. Mauritz (lit. 49) hat die zwischen den kretazischen Schichten eingelagerten Trachyty der Fruska-Gora analysiert und gefunden, daß sie relativ basischen, kalireichen Gliedern der Syenitfamilie entsprechen. Sanidin, Plagioklas, Amphibol, Biotit, gewöhnlicher Augit sind Hauptmineralien. Die Molekularwerte lauten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
174	29,5	28	21	21,5	0,43	0,43	0,78	Trachyt Verdnik, monz.-vesuvitisch
170	29,5	28	21	21	0,44	0,45	0,76	Trachyt Lednicze, monz.-vesuvit.

Die Gesteine sind nahezu isofal und chemisch analog den Typen der toskanischen-romanischen Provinzen.

Schließlich sind auch im Monzoni- und Gleichenberg-Gebiet Tendenzen zur mediterranen Vergesellschaftung erkennbar. Doch bevor wir diese Assoziationen besprechen, müssen wir uns der vulkanischen Tätigkeit im eigentlichen Gebiet der westmediterranen und pannonischen Innensenken zuwenden.

5. Die Eruptivgesteine der Innensenken.

a. Die atlantische Provinz von Sizilien, Pantelleria und Linosa.

Die jungen zum Teil jetzt noch tätigen Vulkangebiete an der Grenze des westmediterranen und ostmediterranen Beckens gehören im großen einer typischen atlantischen Provinz an. Der Monte Vulture kann als nördlicher Ausläufer gegen die romanische Provinz hin aufgefaßt werden. Der Aetna (lit. 83—85) hat von jeher basaltische Gesteine gefördert, die alkaligabbroiden-gabbrodioritischen Chemismus aufweisen. Im Val di Note sind bereits natronreichere Palagonite gefunden worden. Linosa (lit. 87) kommt ein gleicher Charakter zu. Die Insel Pantelleria (lit. 88, 89) ist ausgezeichnet durch das Auftreten evisitischer Magmen neben schwach alkalibasaltischen. Bereits in lit. 120 ist über die Eruptionsfolge und den Mineralbestand berichtet worden, so daß an dieser Stelle von einer näheren Erörterung dieser Verhältnisse abgesehen werden kann.

Die Molekularwerte sind in den Tabellen 20—22 vereinigt. Daraus lassen sich zur Uebersicht folgende charakteristische Typen bilden:

Tabelle 22 a. Pantelleria (Typenwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
330	29	30	2,5	38,5	0,34	0,06	0,12	Typus Pantellerit, evisitisch
245	38	20	7	35	0,30	0,23	0,29	Typus Trachyt, nordmarkitisch
110	18	48	24,5	9,5	0,19	0,46	0,51	Typus Basalt, alkaligabbr.-gabbrodioritisch

Tabelle 21 a. Linosa (Typenwerte).

105	19	50	22	9	0,18	0,58	0,23	Typus Basalt, alkaligabbr.-gabbrodioritisch
-----	----	----	----	---	------	------	------	---

Tabelle 20 a. Aetna und Sizilien (Typenwerte).

119	26	35	26	13	0,20	0,40	0,74	Typus Basalt, essexitgabbroid
105	19	45	20	16	0,11	0,52	0,44	Typus Pelagonit, therolithisch

Fig. 25b Sardinien II

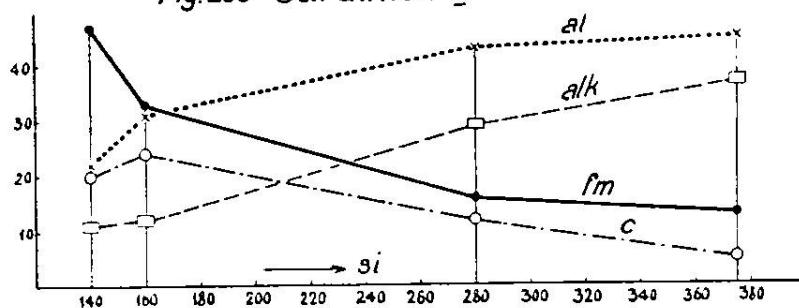


Fig. 25a Sardinien I

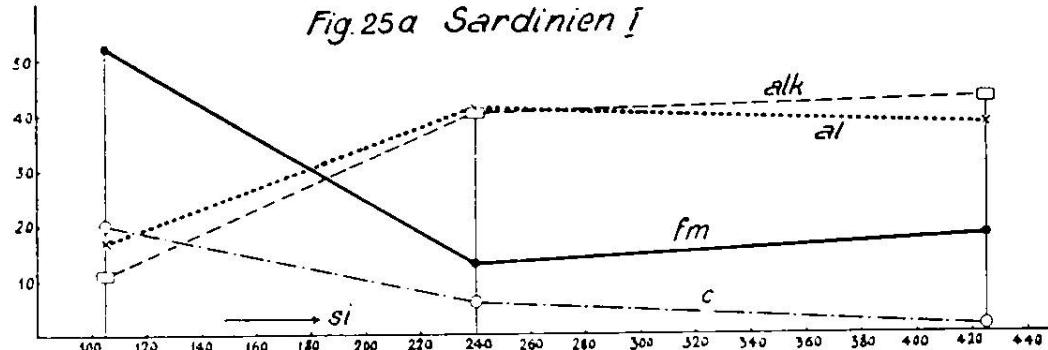


Fig. 24 Pantelleria - Linosa

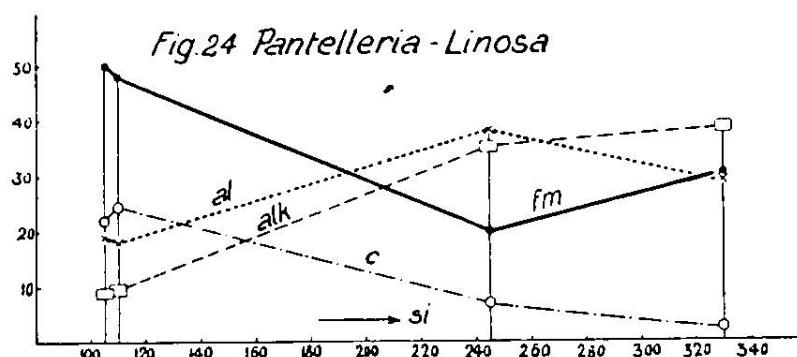


Fig. 26 Aeolische Inseln I

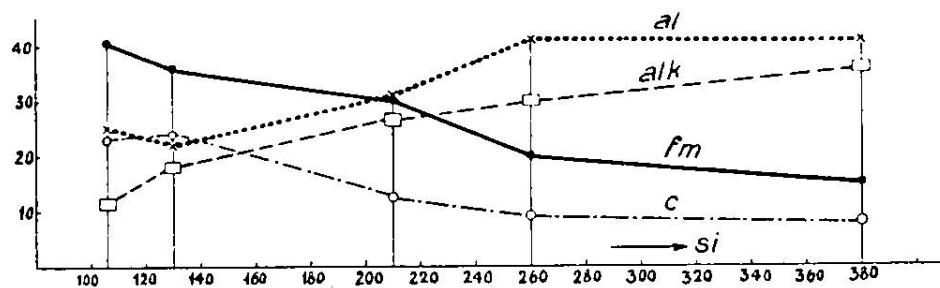


Tabelle 20. Aetna, Sizilien (Molekularwerte).

si	al	tm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Gew.	W
134	27	31	27	15	0,20	0,42	0,86	Basalt, Aetna 1908	alkaliessipitisch	Pisani	—	575, 14
129	30	31	26,5	12,5	0,25	0,46	0,84	Basaltasche, Aetna 1911	alkaliessipitisch	G. Ponte	—	507, 203
122	25,5	37,5	19,5	17,5	0,20	0,37	0,53	Basaltasche, Aetna 1911	—	F. S. Starrabba	—	571, 26
121	27,5	32,5	25,5	14,5	0,20	0,40	0,80	Basalt, Aetna 1908	essexitgabbroïd	F. S. Starrabba	2,815	575, 15
120	25	33,5	29	12,5	0,17	0,41	0,86	Basalt, Valle del Petrólo	essexitgabbroïd	S. di Franco	—	507, 204
105	21	43,5	23,5	12	0,17	0,39	0,54	Basalt, Aetna 1886	essexit- theralithgabbroïd	B. Gentileensa?	2,91	681, 34
105	20,5	43,5	24,5	11,5	0,17	0,38	0,56	Basalt, Aetna 1883		O. Silvestri	2,92	681, 33
109	18	52	17,5	12,5	0,11	0,57	0,33	Palagonit, Palagonia, Val di Noto	theralithgabbroïd	G. Ponte	2,803	677, 2
103	19,5	42	20,5	18	0,11	0,52	0,49	Basalt, Serravalle, Val di Noto	theralithisch	G. Ponte	2,868	691, 1
102	19	42	21	18	0,10	0,49	0,51	Palagonit, Serravalle	theralithisch	G. Ponte	2,912	697, 1

Tabelle 21. Linosa (Molekularwerte).

117	20,5	47,5	24	8	0,18	0,54	0,50	Basalt, Monte Ponente	gabbrodiortisch -essexitgabbroïd	H. S. Washington	—	655, 120
112	22	46	23,5	8,5	0,15	0,54	0,51	Basalt, Monte Ponente		H. S. Washington	—	621, 111
105	19	49,5	21	10,5	0,22	0,58	0,43	Basalt, Il Fosso	theralithgabbroïd	H. S. Washington	—	621, 112
90,5	16	61,5	15	7,5	0,19	0,71	0,24	Olivinbasalt, Monte Raneri	hornblenditisch	H. S. Washington	—	621, 113

Tabelle 22. Pantelleria (Molekularwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	W
407	32	21,5	4,5	42	0,43	0,11	0,22	Comendit, Cuddia Nera, Pantelleria		335, 17
335	24	35,5	2,5	38	0,34	0,04	0,07	Aegirin-Pantellerit, Mte. San Elmo		327, 5
333	24,5	36,5	2,5	36,5	0,39	0,10	0,07	Hyalo-Pantellerit, Cantina Ziton		327, 7
329	27,5	30,5	1	41	0,34	0,05	0,04	Pantellerit-Bimsstein, Rione Buccarame	evisitisch	337, 20
326	23,5	32	1,5	43	0,33	0,06	0,05	Hyalo-Pantellerit, Gelkhamar		327, 6
325	33	27	1	39	0,35	0,06	0,04	Aegirin-Pantellerit, Costa Zeneti		337, 18
304	34	25,5	1	39,5	0,34	0,09	0,03	Pantellerit-Obsidian, Costa Zeneti		337, 19
283	34,5	28	4	33,5	0,35	0,13	0,14	Trachyt, Costa Zichidi	natronsyenitisch	157, 55
277	29	28,5	2	40,5	0,32	0,03	0,07	Hyalo-Pantellerit, Khagiar		337, 21
276	28,5	29,5	6,5	35,5	0,34	0,12	0,22	Pantellerit-Trachyt, Punta Pozzolana	evisitisch	337, 23
274	29	33	3	35	0,36	0,17	0,08	Pantellerit-Trachyt, Costa Zeneti		337, 22
248	38	20	7	35	0,31	0,24	0,34	Trachyt, Mte. Gibele	pulaskitisch	281, 36
244	37	20,5	7	35,5	0,30	0,22	0,34	Trachyt, Montagne Grande		281, 35
112	18	47,5	25	9,5	0,17	0,41	0,53	Basalt, Costa Zeneti	alkaligabbroid	619, 109
110	17	47,5	25,5	10	0,22	0,41	0,53	Basalt, Foerstner Vulcan		619, 110
110	17	48,5	25	9,5	0,18	0,50	0,52	Basalt, Mte. Sant 'Elmo		619, 108
106	19,5	47	24	9,5	0,16	0,51	0,51	Basalt, Cuddia Ferle		619, 107

Analytiker: H. S. Washington

Aus den Typenwerten von Pantelleria und Linosa läßt sich das Diagramm Figur 24 konstruieren, es kennzeichnet eine schwach atlantische Differentiation mit evisitischer (oder wie man sie auch nennen kann pantelleritischer) Zweigreihe. Bereits die Betrachtung der Assoziation des Kristianiagebietes hat uns mit derartigen Verhältnissen vertraut gemacht.

Die Gegenüberstellung einiger Zahlenwerte wird jedoch Unterschiede erkennen lassen:

Pantelleria								Kristiania							
si	al	fm	c	alk	(al-alk)	(alk-c)		al	fm	c	alk	(al-alk)	(alk-c)		
300	32	26,5	4	37	-5	+33		38,5	19	2	40	-1,5	+38		
250	37,5	20,5	6,5	35,5	+2	+29		40	17	3	40	± 0	+37		
200	31,5	29,5	13	26	+5,5	+13		39	18,5	6,5	36	+3	+29,5		
150	24	40	19	17	+7	-2		30,5	29	13,5	27	+3,5	+13,5		

Im Kristianiagebiet liegt das typische Feld mit $\text{alk} > \text{al}$ und erheblichem fm über $\text{si} = 300$. Bei tieferem si ist im Kristianiagebiet fm bereits niedriger. Die Alkalien sind zugleich mit al höher, c ist kleiner. Man kann sagen, daß in Pantelleria die Gesteine schwächer atlantischen Charakter aufweisen als im Kristianiagebiet. Die si -reichen Gesteine von Pantelleria weisen außerordentlich niedriges mg auf. Selbst die basaltischen Glieder lassen mg kaum über 0,6 ansteigen. Das setzt die ganze Provinz in gewaltigen Gegensatz zur romanischen. Der Na-Fe^{III}-Reichtum läßt über den im ganzen atlantischen Habitus keinen Zweifel. Es dominiert nun nicht selten Fe über Ca und über Mg.

Das aufmerksame Studium der bis jetzt besprochenen Gesetzmäßigkeiten wird die Ueberzeugung befestigt haben, daß neue chemische Verhältnisse innerhalb magmatischer Gesteine einer geologischen Einheit nicht plötzlich auftreten. Sie sind durch Uebergänge mit den nächstbenachbarten Gliedern verbunden. So konnten wir von den Alpen zum Apennin das allmähliche Herrschendwerden von Kaligesteinen feststellen. Der Monte Vulture und der Aetna leiteten zu den atlantischen Gesteinen von Pantelleria und Linosa über. Betrachten wir von diesem Gesichtspunkte aus das westmediterrane Becken, so erkennen wir, daß Vergesellschaftungen aller drei Magmenreihen an seiner Umrahmung beteiligt sind. Gesteine der Kalkalkalireihe folgen dem Innenrand der Alpen bis nach Elba hin. Sie nehmen auch wesentlichen Anteil an den Vulkanreihen südlich der betischen Cordilleren. Magmen der Kalireihe sind

langs des Westrandes der Apenninen und zum Teil am Ostende der betischen Cordilleren emporgedrungen. An der Grenze von westmediterraner Innensenke und ostmediterraner Außensenke herrscht atlantischer Typus. Wir brauchen uns deshalb nicht zu verwundern, wenn im „Zwischengebirge“ selbst eine Sippenmischung statthat. Ja, sie muß auftreten, sofern das Prinzip der kontinuierlichen Veränderung zu Recht besteht. In der Verlängerung stoßen die drei Provinzialtypen zwischen Sardinien, Calabrien und Sizilien zusammen. In der Tat kommt den jungen Ergußgesteinen der aeolischen Inseln und Sardiniens ein höchst komplexer Chemismus zu. In abgeschwächter Form erkennen wir im südlichen Sardinien die pantelleritische Zweigdifferentiation wieder (Comendite). Trachyte bis Phonolith im Nordwesten erinnern an Mittelitalien und Toskana, Andesite ebendaselbst an Capraja, Traversella und Cabo de Gata. Die Italien näher gelegenen aeolischen Inseln umfassen neben Gesteinen der Kalk-Alkalireihe weniger solche der Natron- als der Kalireihe. Nur gewisse Basalte und Trachyandesite erinnern an den Aetna und an Pantelleria. Man hat zum Teil versucht, diese tatsächlich vorhandene Mischung zu verschleiern. Mir scheint, daß man deshalb ein wichtiges Gesetz der magmatischen Differentiation übersah. Diese Mischung zeigt, daß jeder Magmaherd Gesteine der drei Reihen liefern kann und daß der Differentiationsverlauf durch die geographisch-geologischen Verhältnisse derart bedingt ist, daß in gewissen Kreuzungsgebieten naturnotwendig Sippenmischung oder Sippenübergang in Erscheinung treten muß.

b. Die aquitanischen bis recenten Eruptivgesteine Sardiniens.

Im Nordwesten Sardiniens, in Anglona und Logoduro, sind Ergußgesteine und Tuffe älter als Burdigalien von J. Deprat (lit. 90) konstatiert worden. Es handelt sich insbesondere um Augittrachyandesite und Biotit-Hypersthentrachyandesite von ähnlichem Chemismus wie in der toskanischen Provinz. Rhyolith, zum Teil mit Natronhornblenden, sind mit ihnen vergesellschaftet. Während des Burdigalien und Helvetien fanden keine Eruptionen statt. Die jüngeren bis in die Jetztzeit reichenden Ergüsse bestehen aus Hornblende-trachyandesiten, olivinführenden Andesiten, labradoritreichen

Gesteinen, Augit-Hypersthenbasalten usw. Das Gebiet des Monte Ferru und Monte Arci ist insbesondere von H. S. Washington (lit. 91) studiert worden. Seiner Arbeit entstammen die meisten Analysen der Tabelle 23. Trachytische bis phonolithische Gesteine zeigen den Beginn der magmatischen Tätigkeit an, der vermutlich postmiocän ist. Andesitbasalte, Feldspatbasalte und schließlich Analcimbasalte bilden im großen den Abschluß. Der Monte Arci zeigt auch rhyolithische bis comenditische Gesteine in der ersten Phase. Hinsichtlich der interessanten Zyklen sei auf lit. 91 und lit. 120 verwiesen. Im Süden der Insel und auf den Vorinseln herrschen, wie A. Johnsen (lit. 93) dartat, Comendite, die zur pantelleritischen Differentiation hinüberleiten.

Die Zusammenstellung der Tabelle 23 zeigt, daß schwach atlantischer Charakter vorherrscht, jedoch Beziehungen zu pazifischen und mediterranen Assoziationen nicht fehlen. Einige Vergleiche sind lehrreich:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
317	45,5	15	13	26,5	0,42	0,36	0,87	
317	37	17	15	31	0,37	0,19	0,87	
304	42	19	10,5	28,5	0,68	0,32	0,57	
								Trachydacite, Sardinien
								Toskanit, Toskana
264	41,5	18	12,5	28	0,50	0,31	0,71	Trachyandesit, Sardinien
250	42	12,5	12,5	33	0,51	0,53	0,99	Bergeller Granit
240	45	12,5	6	36,5	0,49	0,22	0,48	Trachyt, Sardinien
128	19	50,5	21	9,5	0,17	0,63	0,41	Basalt, Sardinien
122	19	48,5	18,5	14	0,42	0,62	0,38	Basalt, Sardinien
123	21	41,5	26	11,5	0,63	0,67	0,63	Tonalit, Val Masino

Die sardinischen Gesteine sind im allgemeinen relativ eisenreich und nicht sehr kalkreich. **mg** ist bei höherem **si** klein, bei niedrigem **si** mittelhoch, **k** steigt selten über 0,5, bis zu **si** = 250 fällt es jedoch auch selten unter 0,35. Eine Uebersicht erhält man am besten unter Zusammenfassung zu Typen und Trennung in zwei Hauptserien.

Tabelle 23a. Typen sardinischer Ergußgesteine.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
425	38	18	1,5	42,5	0,40	0,10	0,08	Typus Comendit, alkaligranitisch
240	41	13	6	40	0,45	0,25	0,46	Typus Trachyt-Phonolith, juvitisch
105	17	52	20	11	0,14	0,65	0,38	Typus Analcimbasalt, alkaligabbr.
375	45	13	5	37	0,48	0,2	0,38	Typus Rhyolith, engadinitisch
280	43	16	12	29	0,45	0,3	0,75	Typus Trachydacit, yosem.-granosy.
160	31	33	24	12	0,25	0,5	0,73	Typus Andesit, dioritisch-peléit.
140	22	47	20	11	0,15	0,5	0,43	Typus Basalt, gabbrodioritisch

Tabelle 23. Sardinien (Molekularwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/im	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	W
454	45	9,5	5	40,5	0,46	0,19	0,50	Obsidian, Conca Cannas, Mte. Arci	aplitgranitisch	H. S. Washington	141, 219
448	36,5	19,5	1,5	42,5	0,39	0,04	0,09	Comendit, Mercureddu, San Antonio	alkaligranitisch	A. Johnsen	71, 81
431	39,5	18	0,5	42	0,43	0,10	0,02	Comendit, Comende, San Pietro	alkaligranitisch	M. Dittrich	141, 222
431	35,5	24,5	1	39	0,42	0,07	0,04	Comendit, Mercureddu, San Antonio	alkaligranitisch	A. Johnsen	71, 82
429	37	19,5	1	42,5	0,39	0,14	0,05	Comendit, Guardia dei Mori, San Pietro	alkaligranitisch	A. Johnsen	141, 223
421	41,5	16,5	1,5	40,5	0,40	0,07	0,11	Comendit, Canale del Baccio, San Pietro	alkaligranitisch	A. Johnsen	141, 224
410	43	13,5	0,5	43	0,41	0,05	0,03	Comendit, Cala Lunga, San Antioco	alkaligranitisch	A. Johnsen	141, 225
408	31	26	1,5	41,5	0,37	0,01	0,07	Comendit, Le Fontane, San Pietro	evisitisch	A. Johnsen	327, 4
405	45	11,5	4,5	39	0,48	0,26	0,37	Liparit, Capanna, Mte. Arci	engadinitisch	H. S. Washington	141, 220
387	46	11,5	3,5	39	0,54	0,00	0,31	Liparit, Rocca della Guardia, San Antioco	engadinitisch	A. Johnsen	141, 226
382	47	8,5	3,5	41	0,49	0,15	0,42	Liparit, Sisimeddu, San Antioco	engadinitisch	A. Johnsen	141, 228
378	45	12,5	6	36,5	0,49	0,31	0,46	Perlit, Punta Brenta, Monte Arci	engadinitisch	H. S. Washington	141, 221
375	45	12	—	43	0,46	0,03	—	Liparit, Calasetta, San Antioco	engadinitisch-alkaligranitisch	A. Johnsen	141, 227
282	40,5	15	5	39,5	0,45	0,26	0,33	Trachyt, Conca Cannas, Mte. Arci	granosyenitisch	H. S. Washington	273, 29
240	45	12,5	6	36,5	0,49	0,22	0,48	Trachyt, Sennariolo, Mte. Ferru	granosyenitisch	H. S. Washington	291, 33
231	41,5	9	5,5	44	0,48	0,10	0,64	Phonolith, Monte Tinzosu, Mte. Ferru	nordmark.-granosyenitisch	H. S. Washington	273, 30
220	41	13,5	14	31,5	0,45	0,05	1,1	Trachyt, Cuglieri, Monte Ferru	juvitisch	H. S. Washington	291, 34
219	41,5	11	7	40,5	0,39	0,26	0,60	Phonolith, Castel Ferru, Monte Ferru	juvitisch-foyaitisch	H. S. Washington	305, 7
149	25,5	39,5	17,5	17,5	0,28	0,47	0,45	Basalt, Monte San Mateo, Ploaghe	natronlamprosyenitisch	H. S. Washington	459, 93
122	21,5	45,5	18,5	14,5	0,29	0,61	0,41	Basalt, Monte Lisiri, Itirreddu	natronlamprosyenitisch-theralithisch	H. S. Washington	459, 94
122	19	48,5	18,5	14	0,42	0,62	0,38	Basalt, Monte Boes	lamprosyenitisch	H. S. Washington	597, 9
119	19	46	20,5	14,5	0,25	0,59	0,44	Basalt, Monte Cuccureddu	theralithisch	H. S. Washington	675, 20
116	21,5	45	20,5	13	0,31	0,62	0,46	Basalt, Tres Nuraghes, Bosa	theralithisch-theralith-gabbroid	H. S. Washington	619, 103
105	17	50	19,5	13,5	0,17	0,68	0,39	Analcimbasant, Bonorva	theralithisch	H. S. Washington	675, 21
105	16	53	21,5	9,5	0,13	0,63	0,41	Ghizit, Mte. Columbargiu	theralithgabbroid	H. S. Washington	635, 31
102	17	51	20,5	11,5	0,09	0,68	0,39	Analcimbasant, Scano, Mte. Ferru	theralithgabbroid	H. S. Washington	677, 1
227	32	27	7,5	33,5	0,42	0,15	0,28	Trachyt, Monte Muradu, Macomer	syenitgranitisch	H. S. Washington	423, 18
381	40,5	18,5	7,5	33,5	0,47	0,29	0,39	Rhyolith, Macomer	rapakiwitsch	H. S. Washington	209, 317
369	42	17	8	33	0,43	—	0,47	Liparitpechstein, San Antioco	rapakiwitsch	A. Johnsen	209, 320
353	47	7	12	34	0,39	0,42	1,7	Liparit, Monte di Cresia, San Antioco	yosemitisch	A. Johnsen	209, 319
340	46	9	16	29	0,47	0,22	1,8	Trachydacit, Fonte Sa Teula, Ittiri	yosemitisch	F. Millosevich	209, 321
317	37	17	15	31	0,37	0,19	0,87	Trachydacit, S. Giorgio, Nurra	yosemitisch (Grenze)	F. Millosevich	239, 161
317	45,5	15	13	26,5	0,42	0,36	0,87	Trachydacit, Monte Casellone, Ittiri	yosemitisch	F. Millosevich	209, 322
295	36	19	14,5	30,5	0,35	0,22	0,75	Trachydacit, Riu Mannu, Sassari	granosyenitisch-granitisch	F. Millosevich	239, 162
264	41,5	18	12,5	28	0,50	0,31	0,71	Trachyandesit, Fonte Corbu, Alghero		F. Millosevich	209, 323
253	48,5	13	8,5	30	0,44	0,17	0,65	Trachyandesit, Nurraghe, Sassari		F. Millosevich	209, 324
247	37	17,5	18,5	27	0,30	0,48	1,07	Trachyandesit, Riu Mannu, Sassari		F. Millosevich	239, 163
192	35	22	22	21	0,46	0,22	1,00	Trachyandesit, Canigha, Alghero	granodioritisch-monz.-syenitisch	F. Millosevich	445, 86
174	34	30	24	12	0,19	0,44	0,80	Andesit, Seddas de Su, San Antioco	peléeitisch	A. Johnsen	395, 184
170	29,5	36	23,5	11	0,35	0,48	0,65	Andesit, Monte Pischinale, Bosa	tonalitisch	H. S. Washington	415, 62
144	26,5	43	19	11,5	0,18	0,53	0,44	Basalt, Uras, Monte Arci	gabbrodioritisch	H. S. Washington	507, 206
142	21	45,5	20,5	13	0,13	0,52	0,45	Basalt, Mte. Austida	gabbrodioritisch	H. S. Washington	619, 100
352	42	23,5	13	21,5	0,19	0,20	0,54	Dacit, Monte Maiori, Putifgari	(zersezt!)	F. Millosevich	95, 28
230	37,5	22,5	21,5	18,5	0,33	0,30	0,95	Vitro-Andesit, Monte Ferru	granodioritisch	H. S. Washington	263, 82
200	26,5	40	17	16,5	0,27	0,58	0,43	Hyperthenenandesit, R. Pranu Pira, Monte	natronlamprosyenitisch	H. S. Washington	355, 40
161	23,5	47,5	19	10	0,14	0,57	0,40	Andesit, Perdiera, Monte Arci	[Arci] gabbrodioritisch	H. S. Washington	395, 183
146	34	24	29,5	12,5	0,32	0,44	1,2	Hyperthenenandesit, Val Barca, Sassari	anorthositgabbroid	F. Millosevich	543, 111
144	30	36,5	24,5	9	0,24	0,46	0,68	Hyperthenenbasalt, Capo Sperone, San An-	gabbrodioritisch-peléeitisch	A. Johnsen	543, 110
132	22,5	47,5	19,5	10,5	0,16	0,60	0,42	Basalt, Cuglieri, Monte Ferru	[tioco]	H. S. Washington	619, 101
128	19	50,5	21	9,5	0,17	0,63	0,41	Basalt, Mte. Tuvonari, Monte Ferru	gabbrodioritisch	H. S. Washington	619, 102

Leere Seite
Blank page
Page vide

Die erstere Serie (Fig. 25 a) umfaßt relativ alkalireiche Gesteine. Der Provinzialcharakter ist atlantisch mit Einschlag ins Mediterrane. Die zweite Serie ergibt das Diagramm Figur 25 b. Ein Vergleich mit den Figuren für die alpine Provinz und die Assoziationen der Euganeen und Toskana wird die Verwandtschaft dartun. Im allgemeinen pazifischer Habitus, ebenfalls mit schwachem Einschlag in das Mediterrane, ist unverkennbar. Die Isofalie liegt etwas über $si = 160$ mit **c » alk.** So erweist sich Sardinien als eines der interessantesten Vulkangebiete Europas, das ein eingehendes näheres Studium, insbesondere auch in petrographisch-tektonischer Hinsicht, unbedingt verdient. Nicht minder gilt dies von den aeolischen Inseln, die morphologisch-geologisch durch *Berg eat* (lit. 95) Arbeiten gut bekannt sind, deren Gesteine jedoch noch keiner einwandfreien chemischen Untersuchung unterworfen wurden. Die wenigen einigermaßen brauchbaren Analysen geben sicherlich kein richtiges Bild von der herrschenden Mannigfaltigkeit.

c. Die Ergußgesteine der aeolischen Inseln und von Ustica.

Liparite, Dacite, Trachyte-Trachyandesite, Hornblende-andesite, Hornblende-Biotitandesite, Pyroxenandesite, Andesitbasalte, Basalte, Leucitephrite und Leucitbasanite sind Hauptgesteine. *Berg eat* (lit. 95) gibt folgende Uebersicht:

- I. Zeit der Volkraft vulkanischer Tätigkeit (mittleres oder späteres Tertiär bis mittleres Quartär).
 - a. Epoche der Basalte.
 - b. Epoche der Andesite.
- II. Verfall der vulkanischen Tätigkeit (späteres Quartär bis Jetzzeit).
 - c. Epoche der sauren Andesite, Liparite und Dacite einerseits, der Basalte und Leucitgesteine anderseits.

A. *Lacroix* (lit. 97) hat gezeigt, daß der Vulcano und Vulcanello zur Jetzzeit eine typische kalireiche Einheit bilden, die zu toskanischen Gesteinen in enger Verwandtschaft steht. Vielleicht ist das Alkalienverhältnis der sogenannten Andesite (siehe Tabelle 24) nicht richtig bestimmt und diese Teilprovinz viel einheitlicher pazifisch-mediterran. Ustica, die südlich gelegene Insel, würde dann einzig sehr natronreiche Laven besitzen. Vor allem bedarf noch der scheinbare temporale Wechsel im Chemismus der Aufklärung. Der Stromboli scheint in jüngster Zeit sehr kalkreiche, den Alboraniten

Tabelle 24. Aeolische Inseln und Ustica (Molekularwerte).

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	Quelle W
422	42,5	12,5	7	38	0,44	0,14	0,57	Liparitobsidian, Forgia Vecchia, Lipari	engadinitisch	F. Glaser	141, 218
377	44	17	3	36	0,38	0,35	0,19	Liparitobsidian, Pietre Cotte, Vulcano	rapakiwitisch	Pisani	139, 215
354	38	14	10,5	37,5	0,41	0,36	0,75	Liparit, Vulcano 1888/89	granosyenitisch	Pisani	141, 216
342	37,5	15,5	13	34	0,41	0,40	0,85	Liparit, Monte Lentia, Vulcano	granosyenitisch	Pisani	141, 217
277	40	21,5	9,5	29	0,48	0,37	0,44	Trachyt 1888/89, Vulcano	adamellitisch	Pisani	209, 326
266	38	23,5	8,5	30	0,46	0,33	0,37	Trachyt 1888/89, Vulcano	granosyenitisch	Pisani	209, 325
239	28,5	33	13,5	25	0,35	0,08	0,41	„Andesit“ 1888/89, Vulcano	syenitisch b. syenitgranitisch	L. Ricciardi	355, 39
164	31,5	30	20,5	18	0,49	0,41	0,68	Mikrosanidinit 1888/89, Vulcano	normalmonzonitisch	Pisani	477, 64
129	22	35,5	24	18,5	0,45	0,51	0,68	Leucittephrit, Vulcanello	sommaitisch-yogoitisch	Pisani	565, 15
123	27	29,5	28,5	15	0,22	0,43	0,96	Basalt, März 1901, Stromboli	alkaliessipitisch	A. Brun	575, 12
123	23,5	38,5	28,5	9,5	0,34	0,58	0,74	Basalt, August 1914, Stromboli	} pyroxenitgabbr.-milaraitisch } ähn. den Gesteinen v. Alboran	H. S. Washington	619, 105
122	21	41	29	9	0,34	0,57	0,70	Basalt, November 1915, Stromboli		H. S. Washington	619, 104
7214	29,5	31	28	11,5	0,30	0,37	0,89	Andesit, Lava 1888, Vulcano	ossipitisch-peléeitisch	L. Ricciardi	393, 180
238	45,5	11,5	9	34	0,21	0,56	0,78	Bimsstein, Ustica	? trondhjemitisch	M. Stark	299, 43
190	34	27	11,5	27,5	0,27	0,44	0,42	„Andesit“, Semaforo, Ustica	natronsyenitisch	A. Martelli	459, 91
178	37,5	20	17	25,5	0,23	0,30	0,84	„Andesit“, Semaforo, Ustica	tönsbergitisch	A. Martelli	459, 92
106	25	40,5	23	11,5	0,19	0,62	0,57	Olivinbasalt, Ustica	essexitgabbroid	A. Martelli	575, 13
129	25,5	40	24	10,5	0,16	0,52	0,60	Basalt, Santo Pablo, Ustica	gabbrodioritisch	M. Stark	507, 202
7172	25,5	38,5	24,5	11,5	0,25	0,40	0,63	„Andesit“ Lava 1888, Vulcano	—	L. Ricciardi	395, 181

chemisch verwandte Basalte zu fördern, die aber relativ hohes **k** (0,34) führen.

Soweit unsere Kenntnis reicht, lassen sich folgende Typen aufstellen:

Tabelle 24 a. Typen der Ergußgesteine der aeolischen Inseln (inkl. Ustica).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
380	41	15	8	36	0,41	0,35	0,53	Typus Liparit, engadinitisch
260	41	20	9	30	0,41	0,4	0,45	Typus Trachyt, granosyenitisch
210	31	30	12,5	26,5	0,3	?	0,42	Typus Trachyandesit, natronsy.?
130	22	36	24	18	0,45	0,5	0,67	Typ. Leucitephrit, somm.-yogoit.
106	23	40,5	23	11,5	0,19	0,6	0,57	Typus Olivinbasalt, essexitgabbr.
214	30	31	28	11	0,3	0,37	0,90	Typus Andesit, ossipitisch-peléit.
125	23	39	28	10	0,3	0,57	0,72	Typus Basalt, ossipit.-essexitgabbr.

Die erste Serie ergibt, wie Figur 26 zeigt, ein Diagramm von mehr oder weniger syenitischem Charakter mit relativ hoher Isofalie, aber nicht sehr hoher Differenz **al-alk**. Es kommt ihm, unter Zugrundelegung der bis jetzt bekannten Analysenwerte, eine Mittelstellung zwischen mediterran und atlantisch zu.¹

Daß Toskana und Mittelitalien ähnliche Gesteine beherbergen, zeigt die Wiedergabe folgender zwei Analysen:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
262	36	24,5	12,5	27	0,58	0,45	0,50	Toskanit, Mte. Amiata
104	22	35	25,5	17,5	0,73	0,51	0,72	Cecilit, Capo di Bove

¹ In einer neueren Arbeit „The Rhyolites of Lipari“ (The Americ. Journal of Science, Vol. L, Seite 446—462 [1920]) gibt H. S. Washington eine Reihe kürzlich ausgeführter Rhyolithanalysen an. Die Molekularwerte lauten:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p
Rhyolith	301	34	22,5	13	30,5	0,43	0,49	0,58	0,52	0,26
Mte. Guardia	301	41	16,5	23,5	19	0,44	0,31	1,41	1,94	0,43
Hyalodacit	218	43,5	9,5	5	43	0,45	0,12	0,56	0,35	—
Perrera	218	46	8	3,5	42,5	0,45	0,09	0,48	0,37	—
Bimsstein	419	44	10	4,5	41,5	0,44	0,03	0,41	0,34	0,34
Mte. Pelato	419	43,5	10,5	5	41	0,44	0,10	0,46	0,35	—
Rhyolith	459	48	7	9,5	35,5	0,37	0,10	1,37	0,36	—
Mte. Guardia	459									
Obsidian	430									
Rocche Rosse	430									
Obsidian	433									
Forgia Vecchia	433									
Rhyolithobsid.	464									
Bombarda, Milos	464									

Diese Daten vervollständigen in erwünschter Weise das Bild der Differenzierung innerhalb der Inselgruppe der Aeolen.

d. Die vulkanischen Gesteine der Columbretes.

Währenddem Sardinien und die aeolischen Inseln im großen eine Sippenmischung aufweisen, mit etwas heterogenen Differentiationstendenzen, kommt der Mittelspanien östlich vorgelagerten Provinz der Inselgruppe der Columbretes ein einheitlicher Uebergangscharakter zu. Es scheint, als ob innerhalb der westmediterranen Innensenke atlantischer Sippencharakter sich entwickeln wolle, jedoch durch die Tendenzen der randlichen Magmen stark modifiziert werde. Die Columbretes, untersucht und von chemischen Gesichtspunkten aus diskutiert von F. Becke (lit. 102), umfassen eine atlantische Vergesellschaftung von Gesteinen. Sie bilden den Uebergang der hypothetischen atlantischen Provinz der Innensenke zur pazifisch-mediterranen Assoziation der betischen Cordilleren. Daß übrigens, abgesehen von den Befunden auf Pantelleria und Sardinien, die atlantische Tendenz innerhalb des Zwischengebirges wahrscheinlich ist, zeigt auch die Entwicklung von Phonolithen auf Ischia und den Ponza-Inseln, die der eigentlichen romanischen Provinz westlich vorgelagert sind.

Die Tabelle 25 umfaßt die Berechnungen aller erhältlichen Daten.

Es lassen sich auf Grund dieser Zusammenstellung drei Haupttypen aufstellen, die in Figur 27 zu einem Diagramm vereinigt sind.

Tabelle 25 a. Typen der Ergußgesteine der Columbretes.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
181	42	13	9	36	0,34	0,23	0,69	Typus Trachytphonolith } monzonit-
170	37	21	14	28	0,32	0,33	0,66	Typus Tephritphonolith } foyaitisch
110	26	40	21	13	0,20	0,50	0,53	Typus Basalt, essexitgabbroid

Die Isofalie liegt bei ungefähr **si** 140, mit **alk** etwas größer als **c**. Die negativen Quarzzahlen lauten:

$$\begin{array}{llll} \text{Für } \mathbf{si} & 181 & 170 & 110 \\ \mathbf{qz} & -63 & -42 & -42 \end{array}$$

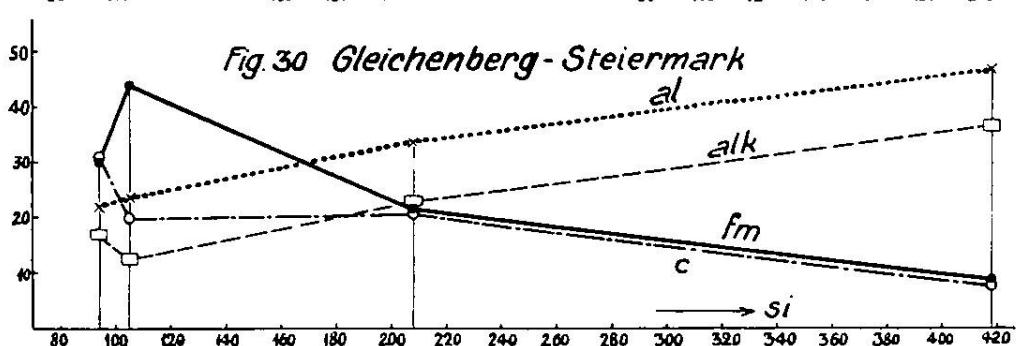
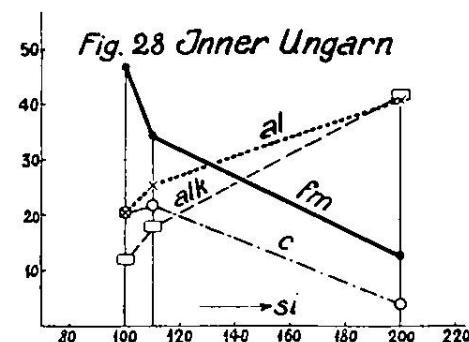
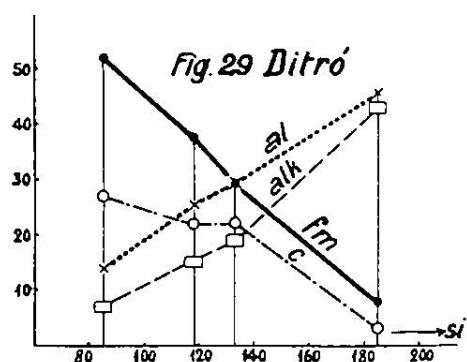
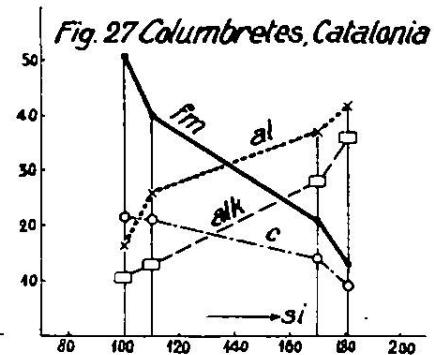
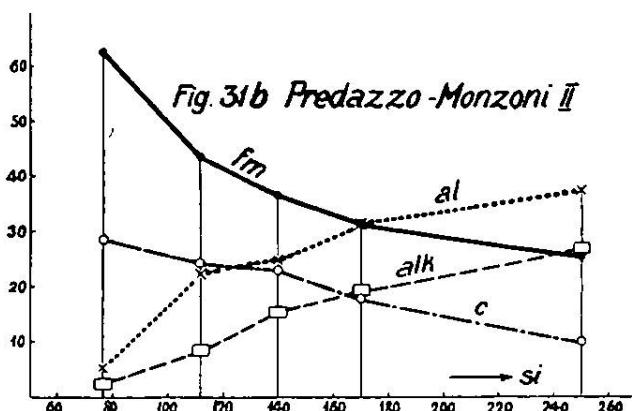
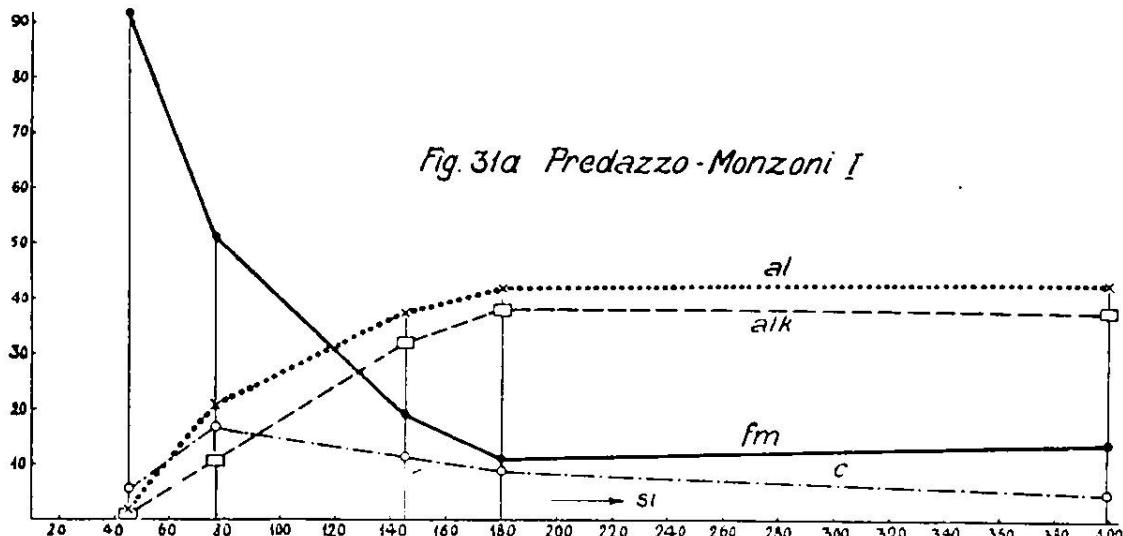
Sie sind somit relativ groß, Feldspatvertreter beziehungsweise Olivin müssen bei holokristalliner Entwicklung auftreten. Die Differenzen (**al-alk**) schwanken zwischen 6 und 13. Die Analogie mit der Provinz des böhmischen Mittelgebirges ist offensichtlich. Auch diese ist ja im Vergleich mit andern Provinzen als im Mittel schwach atlantisch zu be-

Tabelle 25. Columbretes (Molekularwerte).

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Gew.	Quelle W
181	41,5	13	8,5	36	0,34	0,23	0,68	5/4	Trachytischer Phonolith Forodada	monzonitfoyaitisch	R. Pfohl	2,62	317,4
181	38,5	18	15	28,5	0,31	0,30	0,81	5	Tephritische Trachyt lava Ferrera	monzonitfoyaitisch	R. Pfohl	2,67	297, 28
158	36	23,5	13,5	27	0,34	0,35	0,58	4	Tephritischer Trachyt Bauza	monzonitfoyaitisch	R. Pfohl	2,67	569, 16
111	27	38,5	18	16,5	0,23	0,50	0,47	4	Homöogener Einschluß in tephrit. Trachyt, Ferrera	essexitisch	R. Pfohl	2,78	—
110	24	42	23	11	0,19	0,50	0,54	4	Feldspatbasaltlava Señoreta	essexitgabbroid	R. Pfohl	2,79	—

Tabelle 26. Catalonien (Molekularwerte).

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	Gestein, Fundort	Magma	Quelle W
107	19	48,5	22,5	10	0,22	0,59	0,47	6,5	0,6	Plagioklasbasalt (Camptonose) oberer Strom von Castellfullit bei Olot		613, 63
97,5	18	48,5	22,5	11	0,29	0,58	0,46	7	0,7	Nephelinbasanit (Limburgose) Monte Sacopa, Olot		679, 11
97	19,5	48	23	9,5	0,33	0,59	0,48	6	0,6	Limburgit (Limburgose) Fuente San Rocque, Olot		679, 12
97	18	48	23	11	0,30	0,55	0,48	7	0,5	Nephelinbasanit (Limburgose) Cruzcat, südl. Olot	theralith- gabbroid	679, 14
93,5	16,5	50,5	22	11	0,27	0,60	0,44	7	0,7	Nephelinbasanit (Monchiquose) La Garrinada, Olot		673, 9
94,5	16	54	21	9	0,26	0,60	0,39	8	0,5	Nephelinbasanit (Limburgose) Las Planas, südl. Olot		679, 13
95	15,5	54,5	18	12	0,30	0,64	0,34	7	0,7	Nephelinbasanit (Monchiquose) Unt. Kapelle Sant Medir, Llorá b. Gerona		673, 8



zeichnen. Im übrigen sei auf die Darlegungen Beckes verwiesen.

Dem Diagramm Figur 27 sind als letztes Glied die Typenwerte der catalonischen Basalte zugeordnet (Seite 218).

e. Die Alkalibasalte Cataloniens.

In Catalonien, den Pyrenäen vorgelagert, im großen gehörig zum westmediterranen Becken, hat sich von Tertiär, besonders jedoch von Mitte Quartär bis in prähistorische Zeiten, reiche vulkanische Tätigkeit entfaltet. Eine einheitliche Serie von Basaltlaven wurde gefördert. Washingtons (lit. 103, 104) Untersuchung der Plagioklasbasalte, Limburgite und Nephelinbasalte hat die relativ geringe chemische Variabilität dargetan (siehe Tabelle 26).

Wir können einen Typus als charakteristisch aufstellen:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/im	ti	
100	17,5	50,5	21,5	10,5	0,28	0,60	0,44	7	theralithgabbroid

Er gehört der Natronreihe der Magmen an, kann somit der atlantischen Provinz der Columbretes als Endglied zugeordnet werden. Washington hat jedoch auf den relativ hohen TiO_2 -Gehalt aufmerksam gemacht, der den Columbretes-Gesteinen zu fehlen scheint. Augit, Olivin, Titanmagnetit finden sich in allen catalonischen Gesteinen, Hornblende, Biotit und Titanit sind abwesend. Entsprechend der geringeren vulkanischen Tätigkeit längs der Innenränder der spanischen mediterranen Gebirge ist somit der atlantische Charakter der Innensenke im Westen deutlicher und weniger modifiziert als im Osten.

f. Die Eruptivgesteine des pannonischen Beckens.

Die geographisch-geologische Verteilung der bis jetzt besprochenen Eruptivgesteine lässt gewisse Gesetzmäßigkeiten ahnen, die sich innerhalb des Rahmens unseres Untersuchungsgebietes noch weiter nachprüfen lassen. Tektonisch nimmt die pannonische Innensenke eine ähnliche Stellung ein wie die mediterrane. Auch sie weist vulkanische Tätigkeit auf. Es handelt sich in der Tat ebenfalls um atlantische Assoziationen, jedoch, soweit die Kenntnis reicht, ohne den pantelleritischen Einschlag.

Wichtig sind die Gebiete des Plattensee (Balaton), die Umgebung von Fünfkirchen, das siebenbürgische Ditró, sowie vereinzelte junge Alkalibasaltvorkommen innerhalb der

Tabelle 27. Balaton, Fünfkirchen, Medres (Molekularwerte).

st	at	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	Quelle
209	42	11	4	43	0,22	0,01	0,37	Pyroxenfoyait, Köves, Fünfkirchen			
208	40,5	13,5	4,5	41,5	0,28	0,11	0,33	Pyroxenfoyait-Phonolith, Fünfkirchen	normalfoyaitisch		
194	40	13,5	4,5	42	0,21	0,01	0,33	Phonolith, Somlo			
110	20,5	47,5	24,5	7,5	0,09	0,51	0,51	Basalt, Toti Hégy, Balaton	gabbroid	K. Emszt	635, 25 W
110	25,5	34,5	22	18	0,26	0,44	0,64	Nephelinbasanit, Balaton	theralithisch	L. Tomasowsky	583, 3 W
106	19,5	47,5	20,5	12,5	0,15	0,52	0,42	Limburgit, Menesheley, Balaton	theralithgabbroid	K. Emszt	599, 12 W
102	19,5	48,5	25	7	0,13	0,60	0,52	Limburgit, Rekettyes, Balaton	gabbroid-essexitgabbroid	K. Emszt	655, 116 W
95	21	46,5	18,5	14	0,08	0,39	0,39	Basalt, Gyenes Dias, Balaton	theralith-gabbroid	C. Preiß	693, 1 W
94,5	20	46,5	22,5	11	0,22	0,53	0,48	Nephelinbasanit, Eresztreney, Medves	theralith-gabbroid	K. Emszt	681, 31 W
83	20	43,5	28	8,5	0,29	0,65	0,64	Nephelinbasalt, Ujmalova, Banat	theralith-essexitgabbroid	K. Emszt	695, 8 W

Tabelle 28. Ditró (Molekularwerte).

309	47!	7,5	7	38,5	0,44	0,11	0,92	Quarz Nordmarkit, Halasag	(zerstetzt)	Chem. Versuchsanst.
199	44,5	8,5	3,5	43,5	0,23	0,11	0,39	Tinguait, Békénybach		B. Mauritz
197	46	9	3,5	41,5	0,26	0,12	0,39	Tinguait, Kürüczbach		B. Mauritz
181	46	9	2	43	0,32	0,39	0,25	Elaeolithsyenit, Ditró	normalfoyaitisch	Fellner
178	46,5	9	3	41,5	0,26	0,02	0,33	Tinguait, Czánótbach		Chem. Versuchsanst.
171	47,5	5,5	4	43	0,25	0,07	0,78	Elaeolithsyenit, Ditró		Chem. Versuchsanst.
133	29,5	29,5	22	19	0,20	0,63	0,75	Camptonit, Varbach	essexitisch	B. Mauritz
125	26	38	22	14	0,15	0,52	0,57	Camptonit, Tölgyes	essexitgabbroid	B. Mauritz
111	25	37	22	16	0,15	0,46	0,59	Camptonit, Orotva	theralithisch-th.-gabbroid	B. Mauritz
95	16,5	48,5	26	9	0,23	0,56	0,53	Essexitgabbro, Orotva	theralithgabbroid	B. Mauritz
78	11,5	56	28,5	4	0,17	0,65	0,51	Hornblendit, Taszók	issitisch	B. Mauritz

tertiären Karpathen-Banatregion. Die mir bekannten Analysen sind in Tabelle 27 berechnet, dem im Alter zweifelhaften Ditró-Gebiet ist eine besondere Tabelle (Nr. 28) gewidmet.

Im Gebiet des Balaton finden sich mehr als 100 kleine Vulkane, deren Aktivitätsperiode nach L. v. Lóczy von der obersten pontischen Stufe bis ins Pleistozän gereicht hat. Basalte, Basanite, Limburgite der Natronreihe sind vorhanden. Foyaitische Phonolithe (sogenannter Pyroxenfoyait nach H. Rosenbusch) sind aus der Umgebung von Fünfkirchen bekannt geworden. Nephelinbasalte von Ujmaldova und aus dem Medvesgebirge schließen sich in chemischer Hinsicht diesen Gesteinen an.

Folgende Zusammenstellung gewährt eine Uebersicht:

Tabelle 27a. Typen der Eruptivgesteine des pannonischen Beckens.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
200	41	13	4	42	0,24	0,04	0,31	Typus Phonolith-Foyait, foyaitisch
110	25,5	34,5	22	18	0,26	0,44	0,65	Typus bas. Nephelinit, therolithisch
100	20,5	47	20,5	12	0,18	0,48	0,44	Typ.Nephelinbasalt,therolithgabbr.
95	20	46	26	8	0,18	0,60	0,57	Typus Basalt, essexitgabbr.-gabbr.

Die drei ersten Gesteine lassen sich zu einem typisch atlantischen Diagramm (siehe Figur 28) vereinigen. **k** ist sehr niedrig, **mg** gleichfalls. Relativ ist der **c**-Gehalt nicht hoch. Die Quarzzahlen sind sehr deutlich negativ. Der Vergleich mit böhmischem Mittelgebirge, Kristianiagebiet, Aetna-Pantelleria kann dem Leser überlassen werden. Eine Gegenüberstellung der Ergußgesteine der Columbretes und dieser ungarischen Region lässt die Bezeichnung „schwach atlantisch“ für die ersteren verstehen.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
200	41	13	4	42	0,24	0,04	0,31	Phonolith, Fünfkirchen, foyaitisch
181	42	13	9	36	0,34	0,23	0,69	Trachyphonolith, Columbr., monz.-foyaitisch
110	25,5	34,5	22	18	0,26	0,44	0,65	bas. Nephelinit, Balaton, therolith.
110	26	40	21	13	0,20	0,50	0,53	Basalt, Columbretes, essexitgabbroid

Es ist **c** niedriger, **alk** höher in den Phonolithen von Fünfkirchen. Es ist **fm** niedriger, **alk** höher in den basischen Nepheliniten (Nephelinbasalten) vom Balatonsee. Durchwegs sind im Gebiet von Ungarn **k** und **mg** kleiner als in Gesteinen entsprechender **si**-Zahl auf den Columbretes. Alle diese Ab-

weichungen verstärken die Zugehörigkeit zur atlantischen Sippe, da es sich um Merkmale handelt, die für die Unterscheidung atlantisch-pazifisch typisch sind. Auch die Magmenzugehörigkeit bringt dies zum Ausdruck: normalfoyaitisch gegenüber monzonitfoyaitisch, theralitisch gegenüber essexitgabbroid.

Eine ebenfalls echt atlantische Vergesellschaftung stellt das Elaeolithsyenitgebiet von Ditró in Siebenbürgen dar. Die Beziehungen dieser Intrusion mit der Bildung der Karpaten und der pannonischen Senke sind leider noch nicht geklärt, da das Alter der magmatischen Aktivität nicht näher festgelegt werden konnte. Durch die Untersuchungen von B. M a u r i t z (lit. 108) sind wir indessen über die Hauptgesteine und das Ganggefolge in chemischer und mineralogischer Hinsicht weitgehend orientiert. Tabelle 28 enthält die sämtlichen zugänglichen Daten. Das Bild einer mittelstarken atlantischen Differentiation mit einer Isofalie um $si = 130$ ist erkennbar (Fig. 29). Die kleinere Typentabelle bestätigt dies.

Tabelle 28 a. Typen der Eruptivgesteine von Ditró.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
185	46	8	3	43	0,26	0,12	0,38	Typus Elaeolithsyenit u. Tinguait, foyaitisch
133	29,5	29,5	22	19	0,20	0,63	0,75	Typus Camptonit, essexitisch
118	25,5	37,5	22	15	0,15	0,49	0,58	Typus Camptonit, essexit-theralithgabbroid
85	14	52	27	7	0,20	0,60	0,52	Typus Gabbro-Hornblendit, hornblendit-theralithgabbroid

Die Gelegenheit möge benutzt werden durch eine Gegenüberstellung atlantischer, mediterraner und pazifischer Vergesellschaftungen nochmals die Unterschiede zu verdeutlichen.

	Pazifisch (Banat)				Mediterran (Südrom.)				Atlantisch (Ditró)			
si	250	160	150	113	230	160	130	90	185	133	118	85
al	35	32	27	28,5	41	40	25	15	46	29,5	25,5	14
fm	27	32	41	37	13	11	23	43	8	29,5	37,5	52
c	18	20	20	28	6	11	30	36	3	22	22	27
alk	20	16	12	6	40	38	22	6	43	19	15	7
k	0,25	0,28	0,25	0,12	0,45	0,6	0,85	0,6	0,26	0,20	0,15	0,20
mg	0,40	0,35	0,4	0,28	0,20	0,2	0,67	0,8	0,12	0,63	0,49	0,60
c/fm	0,67	0,63	0,48	0,76	0,43	1,0	1,3	0,84	0,38	0,75	0,58	0,52
qz	+ 70	- 4	+ 2	- 11	- 30	- 92	- 58	- 34	- 87	- 43	- 42	- 43

Da es sich um Subprovinzen mit relativ niedrigem und gleich großem *si*-Bereich handelt, kann der Vergleich unmittelbar an den Typenwerten erfolgen. Die Zahlen sprechen für sich und bedürfen keines weiteren Kommentars. Zu beachten ist nur, daß individuelle proviniale Merkmale jeder Assoziation eigen sind, die natürlich nicht als sippentypisch angesehen werden dürfen. Die Gesamtheit der wichtigeren Magmen der drei Reihen, denen die Assoziation zugeordnet sind, findet sich in lit. 9 tabellarisch zusammengestellt.

g. Die jungen Eruptivgesteine von Steiermark, insbesondere von Gleichenberg.

Ist im Innern der pannonischen Tiefebene die Eruptivprovinz typisch atlantisch, so fehlen doch randlich ebenso wenig wie im tyrrhenischen Meer Uebergangsprovinzen. Auf die trachytische Assoziation der Fruska-Gora ist bereits hingewiesen worden. Ein ganz besonders interessantes Gebiet liegt an der Grenze gegen die Ostalpen, in Steiermark. Trotz sorgfältiger mineralogischer Untersuchungen durch A. Sigmund (lit. 109) ist indessen die chemische Erforschung eine höchst mangelhafte geblieben. Es hat keinen Wert, die Berechnung der Einzelanalysen hier mitzuteilen. Um wenigstens einen Ueberblick zu erlangen, seien, unter allem Vorbehalt, daraus konstruierte Typenwerte zusammengestellt.

Tabelle 29. Eruptivgesteine von Gleichenberg-Steiermark.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
418	47,5	8,5	7,5	36,5	0,45	0,28	0,88	Typus Liparit, aplitgran.
208	34,5	21,5	21	23	0,41	0,30	0,98	Typus Trachyandesit
105	23,5	44	20	12,5	0,39	0,56	0,45	Typus Basalt
94	22	30	31	17	0,21	0,38	1,03	Typus Nephelinit

Es sind die Liparite und Trachyandesite von Gleichenberg vermutlich sarmatisch. Die Nephelinbasanite, Nephelinite und Nephelinbasalte des weiteren Steiermark demgegenüber jünger. Die wenigen Daten lassen keinen Zweifel, daß eine Uebergangs- oder Mischprovinz vorliegt, wie auf den Columbretes, auf Sardinien oder den aeolischen Inseln. Das relativ hohe *k*, insbesondere der älteren Gesteine, ist bemerkenswert. Eine eingehende chemische Untersuchung und Vergleichung mit den westmediterranen Provinzen sollte unternommen werden. Vorläufig läßt sich nur feststellen, daß beiderorts

ähnliche tektonische Verhältnisse vorliegen, die vermutlich zu ähnlicher Magmendifferentiation führten (Fig. 31).

Es gibt noch ein drittes Gebiet innerhalb des mediterranen Orogens, das durch Sippenvermischung gekennzeichnet ist. Es ist das Gebiet von Predazzo. Durch die Reichhaltigkeit seiner Eruptivgesteine ist es berühmt geworden. M. Stark hat von *predazzischer* Serie im Gegensatz zu rein atlantisch und rein pazifisch gesprochen. Es gilt jedoch, diesen Begriff näher zu präzisieren. Soll er sich auf relativ einheitliche Uebergangsprovinzen zwischen atlantisch-mediterran und pazifisch beziehen, oder soll er jenen Assoziationen verliehen werden, die von heterogenem Charakter sind und typische Gesteine verschiedener Reihen aufweisen (Mischprovinzen)? Für die eigentlichen, weitverbreiteten Uebergangsprovinzen, deren Chemismus sich an der Grenze von ausgesprochen atlantisch-pazifisch oder mediterran bewegt, scheint er mir unnötig zu sein. Eine Abstufung in schwach und stark sippenzugehörig mit der Angabe der vorhandenen Tendenzen genügt hier. Denn man darf nicht vergessen, daß es kaum zwei genau gleiche Provinzen gibt und die Zugehörigkeit zu den Hauptprovinzialtypen sowieso verschieden ausgelegt werden kann. Die Dreiteilung ist eine höchst schematische, die, wenn sie auf Grund nur dreier Provinzen aufgestellt würde, für die Mehrzahl der anderen als Klassifikationsschema versagen müßte. Predazzisch könnte man indessen Vergesellschaftungen nennen, die mehrere, verschiedenen Magmenreihen angehörige Differentiationstendenzen erkennen lassen, wobei, um den Begriff einzuschränken, naturgemäß nur bedeutendere Differentiationsverläufe in Frage kommen.

So zeigen in fast jeder pazifischen Provinz die lamprophyrischen Nachschübe hinsichtlich des Chemismus Tendenz zu den Alkalireihen hin, ohne daß selbstverständlich von eigentlicher Mischung gesprochen werden kann. Jedoch, wenn eine solche Begriffsbestimmung vorgeschlagen werden soll, müssen die Verhältnisse des namengebenden Gebietes damit im Einklang stehen. Wir sind daher genötigt, die Provinz etwas näher zu betrachten.

h. Die Eruptivgesteine von Monzoni-Predazzo.

Aeltere Porphyrite und Melaphyre sollen hier nicht berücksichtigt werden, nur die sicher jünger als Mitteltrias intrudierten Magmen kommen in Frage. W. Penck hält die

Tabelle 30. Monzoni-Predazzo (Molekularwerte einiger der wichtigsten Gesteine).

sl	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker
389	43	14	5	38	0,47	0,14	0,36	Biotitgranit, Mulatto	engadinitisch	J. Lemberg
375	48	6	4	42	0,68	?	0,72	Granitaplit, Mulatto	engadinitisch-aplitgranitisch	J. A. Ippen
242	39,5	11,5	11,5	37,5	0,58	0,40	1,04	Kalisyenitgang, Mulatto	granosyenitisch	M. Dittrich, R. Pohl
196	40,5	13	11,5	35	0,25	0,16	0,90	Nephelinsyenitporphyr, Vrezzena	normal-monzonitfoyaitisch	M. Dittrich
184	42,5	9,5	6	42	0,33	0,25	0,58	Nephelintinguait, Mulatto	normalfoyaitisch	M. Dittrich
171	43	9,5	10	37,5	0,32	0,16	1,04	Nephelin-Syenitporphyr, Mulatto	normalfoyaitisch	C. Hlawatsch
164	41	11,5	8,5	39	0,33	0,20	0,75	Nephelinsyenitgang, Viezzena	normalfoyaitisch	M. Dittrich
155	38	17	12,5	32,5	0,29	0,32	0,73	Tinguait-Porphyr, Viezzena	foyaitisch	J. A. Ippen
136	36,5	21	11	31,5	0,24	0,22	0,53	Nephelinporphyr, Allochet	monmouthitisch	J. A. Ippen
122	29	33	21	17	0,45	0,47	0,62	Nephelinmonzonit, Coccoletti	monzonitisch	M. Dittrich
117	24	38,5	26	11,5	0,29	0,41	0,67	Olivinmonzonitgang, Mulatto	essexitgabbroid	M. Dittrich, R. Pohl
86	19,5	46	27	7,5	0,35	0,59	0,59	Rizzonit, Monzoni	alkaligabbroid	C. Doelter
77	21	51	17	11	0,20	0,44	0,33	Camptonit, Mulatto	alkaligabbroid	C. Doelter
43	2	91,5	5,5	1	0,23	0,51	0,06	Wehrlit, Monzoni	peridotitisch	M. Dittrich, R. Pohl
281	38	20	9,5	32,5	0,53	0,38	0,49	Monzonitap'it, Orca	rapakivitisch-granosyenit.	M. Dittrich
224	38	20,5	13,5	28	0,33	0,21	0,65	Cancrinit-Neph. Syenit, Mulatto	tönsbergitisch	J. A. Ippen
222	28,5	22,5	20	29	0,41	0,54	0,89	Syenitporphyr, Mulatto	vesuvitisch	C. Doelter
218	38	25	10,5	26,5	0,60	0,26	0,43	Syenit, Predazzo	monzonitsyenitisch	J. A. Ippen
214	40,5	21,5	10,5	27,5	0,31	0,22	0,48	Aplit, Predazzo	tönsbergitisch	J. A. Ippen
209	36	29	10,5	24,5	0,60	0,32	0,35	Bostonit, Doß Capello	syenitisch-monzonitsyenit.	M. Dittrich, R. Pohl
192	30	32	18,5	19,5	0,20	0,22	0,59	Allochetit, Monzoni	essexitisch	J. A. Ippen
189	31	29,5	16	23,5	0,47	0,40	0,54	Quarzmonzonit, Mulatto	monzonitisch-syenitisch	M. Dittrich
177	32	30	19	19	0,44	0,40	0,64	Hypersthenmonzonit, Mul.	monzonitisch	M. Dittrich, R. Pohl
170	32,5	27	17,5	23	0,50	0,32	0,64	Gauteit, Tovo di Vena	monzonitisch-syenitisch	M. Dittrich
161	31	34	19	16	0,43	0,42	0,55	Sy. Monzonit, Mezzavalla	monzonitisch	M. Dittrich
146	25	35	24,5	15,5	0,49	0,40	0,70	Monzonit, Monzoni	sommaitisch	V. Schmelck
140	23,5	37,5	22,5	16,5	0,41	0,42	0,59	Monzonit, Mulatto	sommaitisch-yogoitisch	M. Dittrich
133	26,5	37	22	14,5	0,36	0,37	0,58	Kersantit, Traversellatal	gabbrodiortisch-monzonit.	M. Dittrich, R. Pohl
112	23,5	43,5	24,5	8,5	0,30	0,50	0,56	Glimmergabbro, Malgola	essexit-normalgabbroid	M. Dittrich, R. Pohl
76,5	5,5	62,5	29,5	2,5	0,61	0,45	0,47	Pyroxenit, Malgola	pyroxenitisch	M. Dittrich, R. Pohl
143	37	22	27,5	13,5	0,28	0,35	1,24	Monzonit-Plagioklasit, Mezzavalla	anorthositgabbroid	M. Dittrich, R. Pohl
129	19	33	33,5	14,5	0,56	0,42	1,01	Shonkinit, Canzocoli	—	M. Dittrich, R. Pohl

Intrusionen für tertiär und mit der Gebirgsbildung im Zusammenhang stehend. Er gibt für Predazzo folgendes Schema der Altersfolge:

Aelter. 1. Monzonit. 2. Pyroxenit und Quarzmonzonit. 3. Monzonitaplite. 4. Syenitintrusionen mit Uebergängen zu Monzonit und 5. Quarzsyenit. 6. Syenitaplite. 7. Bostonite. 8. Nephelingesteine mit porphyrischen und tinguaitischen jüngeren Gängen. 9. Granit mit randlichem Aplit und jüngeren Camptonit-Monchiquit-Essexitgängen. Jünger.

Zwischen der Monzonit-Syenit- und der Foyait-Granitreihe soll eine längere Ruhezeit stattgefunden haben. Es hätte somit im großen ein Sippenwechsel von mediterran-pazifisch zu atlantisch stattgefunden.

Ordnet man hinsichtlich der Werte **si**, **al**, **fm**, **c**, **alk** die Gesteine in zwei Reihen, so ergibt sich im allgemeinen die gleiche Trennung, jedoch einzelne Ausnahmen sind zu verzeichnen und machen es nicht unwahrscheinlich, daß die verschiedenen Differentiationstendenzen von Anfang bis zum Ende sich geltend gemacht haben, mit ausgesprochen alternierenden Paroxysmen. Tabelle 30 zeigt eine derartige Trennung. Der ersten Serie gehören vorwiegend jüngere Natrongesteine neben relativ alkalireichen jungen Graniten an. Ein Kalisyenitgang ist jedoch, abgesehen von **k**, hier besser untergebracht als in der zweiten Serie. Anderseits umfaßt die zweite Serie relativ kalireiche ältere Gesteine, neben wenigen jüngeren Natrongesteinen. Die kalkreichen Monzonit-Plagioklasite und Shonkinite entstammen wohl kontaktlich beeinflußten Magmen. Für die zwei Hauptserien lassen sich zur Uebersicht folgende Typen konstruieren (Figuren siehe Seite 248):

Tabelle 30 a. Haupttypen der Eruptivgesteine von Predazzo-Monzoni.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
389	43	14	5	38	0,47	0,14	0,36	Typus Granit, engadinitisch
180	42	11	9	38	0,30	0,20		Typ. Nephelinsyenit, norm.-foy.
145	37,5	19	11,5	32	0,26	0,27		Typ. Nephelinporphyr, mnz.-foy.
77	21	51	17	11	0,20	0,44	0,33	Typus Camptonit, therolithgabbr.
43	2	91,5	5,5	1	0,23	0,51	0,06	Typus Wehrlit, peridotitisch
250	37,5	25,5	10	27	0,53	0,48		Typ. Syenit, granosyen.-monz.-sy.
170	31,5	31,5	18	19	0,45	0,39		Typus Monzonit, monzonitisch
140	25	36,5	23	15,5	0,42	0,39		Typus bas. Monzonit, sommait.
112	23,5	43,5	24,5	8,5	0,30	0,50	0,56	Typ. Glimmergabbro, gabrodior.
76,5	5,5	62,5	29,5	2,5	0,61	0,40	0,47	Typus Pyroxenit, pyroxenitisch

Die Gesteine der ersten Serie liefern ein in der Hauptsache normal atlantisches Differentiationsdiagramm (Fig. 32 a). Die zweite Serie zeigt eine Vergesellschaftung, die weitgehende Analogien mit der schwach mediterranen Provinz von Toskana aufweist (Fig. 32 e). Es genügt folgende Gegenüberstellung:

si	la	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
250	37,5	25,5	10	27	0,53	0,48		Syenittypus, Predazzo-Monzoni
275	40	20,5	13,5	26	0,55	0,43	0,65	Toskanittypus, Toskana
170	31,5	31,5	18	19	0,45	0,39		Si-Monz.-Typ., Predazzo-Monzoni
180	35,5	27	17,5	20	0,58	0,47	0,65	Trachytypus, Toskana
140	25	36,5	23	15,5	0,42	0,39		Bas. Monzonit- u. Glimmergabbro
112	23,5	43,5	24,5	8,5	0,30	0,50	0,56	Predazzo-Monzoni
133	24	45	21	10	0,51	0,70	0,47	Typus Glimmerandesit, Toskana

Berücksichtigt man noch die untergeordneten Gesteinstypen, z. B. die labradoritfelsitischen Gänge des Monzoni, so ergibt sich klar eine wirkliche Sippenvermischung.

Der Begriff predazzisch läßt sich daher auf derartige Verhältnisse beschränken. Die genaueste Analogie zum Gebiet von Monzoni-Predazzo findet man in den Crazy-Mountains von Nordamerika. Predazzisch dürfte indessen auch Sardinien genannt werden, wórauf bereits Stark hingewiesen hat.

Natürlich interessiert uns hier besonders die geologisch-tektonische Stellung dieses merkwürdigen Mischgebietes. Unmittelbar scheint mit Sardinien keine Analogie zu bestehen. Monzoni-Predazzo liegt mitten in den Dinariden, nördlich der Euganeen, südlich der Zone der eigentlichen periadriatischen Gesteine. Hätten wir nur Kenntnis von der älteren Differentiation, so würden wir die Provinz mit der des periadriatischen Bogens und der von Toskana vereinigen können. Es muß jedoch das Gebiet später abweichenden Verhältnissen unterworfen gewesen sein, die zu atlantischen Nachintrusionen führten. Die monzonitisch-syenitische Vergesellschaftung ist nach unseren Befunden im Bergell, bei Biella und Traversella, in Toskana und Mittelitalien durchaus nichts Anormales, ihr kommt auch zweifellos die Hauptbedeutung zu. Es wird Angelegenheit der genauen geologisch-tektonischen Untersuchung sein müssen, über die besonderen Verhältnisse dieses dinaridischen Gebirgsstückes Aufschluß zu erlangen. Vielleicht läßt sich doch noch die Altersfrage eindeutiger lösen. Vom

petrographischen Gesichtspunkte aus steht jugendlichem Alter nichts im Wege. Ja, man möchte sogar vermuten, daß die Nachschübe der Natronmagmen jünger als die Bildung der Hauptgesteine des periadriatischen Bogens sind.

6. Allgemeine Zusammenfassung.

Hauptzweck der Abhandlung war die Darlegung des zur Verfügung stehenden Zahlenmateriales. Es ist keine Frage, daß dieses Material noch spärlich genannt werden muß und der Vervollständigung und Verbesserung dringend bedarf. Durch das Studium der einzelnen Tabellen wird man immerhin eine Uebersicht über die molekularen chemischen Verhältnisse der innerhalb des mediterranen Orogens emporgedrungenen jüngeren Magmen erhalten. Der mir zur Verfügung stehende Raum gestattet keine allgemeine Detailvergleichung. Die mitgeteilten Zahlenwerte bieten übrigens ein so einfaches und übersichtliches Bild, daß derartige Untersuchungen leicht selbst vorgenommen werden können. Auch der Deutung des zusammengestellten Materials können an dieser Stelle nur wenige Zeilen gewidmet werden.

Die Mannigfaltigkeit der emporgedrungenen Magmen ist eine große, sie umfaßt in Wirklichkeit sozusagen das ganze bekannte Feld von Eruptivmagmen. Vertreter aller drei Magmenreihen und deren Uebergangsglieder wurden konstatiert. Nur wenige spezielle Zweigreihen und Magmentypen (z. B. urititische, lujavritische Magmen) sind bis jetzt nicht nachgewiesen worden. Die Berücksichtigung des Vorlandes der Faltungszone und die Berücksichtigung der zu Beginn der Faltung emporgedrungenen Magmen hätten das Bild weiterhin vervollständigt. So dürfen wir sagen, daß die ganze überhaupt konstatierte chemische Variationsbreite des Magmas im Verlauf der Bildung der mediterranen Kettengebirge zur Gestaltung gekommen ist. Die letzte große orogene Phase, mit ihren Ausläufern, steht in Verbindung mit ausgedehnter magmatischer Aktivität und liefert im kleinen das gleiche Bild der magmatischen Differentiation, das die äußere Erdrinde als Ganzes erkennen läßt. Das zeigt, daß die chemische Variationsbreite der Eruptivgesteine eine beschränkte und gesetzmäßig

bedingte ist, die seit den ältesten Zeiten an Amplitude kaum Einbuße erlitten hat. Das Differenzierungsvermögen ist unverändert geblieben und offenbar nach wie vor durch die gleichen Gesetze bedingt. In diesem qualitativen Sinne kann von einer temporalen Veränderung im großen keine Rede sein.

Wenn von einer Zielstrebigkeit in der Magmenentwicklung gesprochen wird, kann somit lediglich eine Verschiebung in den quantitativen Verhältnissen der einzelnen Magmentypen zueinander gemeint sein. Zu einer Beurteilung dieser Beziehungen fehlt uns jedoch das Zahlenmaterial vollständig. Wir wissen nichts über die Größe der Intrusivkörper, die dem langen Zuge der Alpen und Karpathen folgen, wir können höchstens aus Analogie mit alten abgewitterten Kettengebirgen schließen, daß ihnen gewaltige Dimensionen zukommen. Wir wissen nicht, ob die epidermalen, vulkanischen Erscheinungen der Innen- und Außensenken mit größeren, gleich zusammengesetzten Intrusivmassen in Verbindung stehen, sind jedoch geneigt, auf Grund der Art der Explosivverscheinungen dies mancherorts zu verneinen. Noch ist die chemische Untersuchung alter metamorpher Ergußgesteine nicht weit fortgeschritten. Arbeiten der letzten Jahre lassen immerhin erkennen, daß Typen der Alkalireihe darunter häufiger sind, als man bis jetzt geglaubt hat. Meiner Meinung nach kann von einem Nachweis zunehmender Vorherrschaft sogenannter atlantischer Magmen (wobei die mediterranen, gemäß der älteren Terminologie, inbegriffen sind) im Laufe der Zeiten nicht gesprochen werden. Der dieser Aussage zugrunde liegende Kern ist ein ganz anderer.

Unsere Untersuchung hat neuerdings bestätigt, daß längs und innerhalb sich bildender Kettengebirge, im vorgerückteren Stadium dieser Bildung pazifische und mediterrane Assoziationen vorherrschen, in Innensenken (Zwischengebirgen) und Außensenken (Vorländern) jedoch atlantische Provinzen häufiger sind. Nun ist fraglich, daß seit den ältesten geologischen Epochen die orogenen Zonen sich immer mehr verschmälert haben. Es sei an das breite hercynische Orogen erinnert, das die heutigen Alpen und die deutschen Mittelgebirge mitumfaßte und im Gegensatz dazu an die schmale mediterrane Gürtelzone. Ursprüngliche Faltungszonen sind zu mehr oder weniger starren Tafeln geworden, die für die nachfolgende Faltung Vorland wurden. Magmatische Tätigkeit während der zweiten Gebirgsbildung führt dann innerhalb der Gebiete

der alten, nicht aber der jungen Faltung zu atlantischen Vergesellschaftungen, so daß das Areal, in dem derartige Assoziationen erkennbar sind, zunimmt. Das ist aber noch nicht gleichbedeutend mit einer Veränderung der quantitativen Verhältnisse der während einer Gebirgsbildung und durch die Gebirgsbildung geförderten Magmentypen; denn in diesen Vorländern ist die magmatische Aktivität eine relativ zerstreute. Unter allen Umständen ist die erkennbare Zunahme der Areale mit vorwiegend atlantischen Provinzen in unmittelbare Beziehung zu setzen mit der Abnahme der Orogenbreite.

Im übrigen ist diese im großen zu Recht bestehende Erscheinung eine Bestätigung des auch aus unserer Diskussion hervorgehenden Satzes: „daß die Art der magmatischen Differentiation eine Funktion der mit dem Empordringen im Zusammenhang stehenden allgemeinen tektonischen Verhältnisse ist.“

Ein Beispiel: Schwarzwald und Alpen weisen zur gemeinsamen hercynischen Gebirgsbildung durchaus ähnlichen Provinzialcharakter der geförderten Eruptivgesteine auf. Bei der Bildung der Mesoiden verhielten sich beide Erdrindenteile verschieden, sofort machen sich starke Unterschiede im Chemismus und im Charakter der neu emporgedrungenen Magmen geltend. Zum ersten Male ist aber wohl hier versucht worden, diese Abhängigkeit der Magmenzusammensetzung von der geologisch-tektonischen Stellung innerhalb eines Orogenzahlgemäß zu prüfen. Es ist selbstverständlich, daß ein erster derartiger Versuch deshalb nicht zum Endziel führen kann, weil sowohl petrographisch-chemische wie geologisch-tektonische Grundlagen fehlen. Es muß ja immer noch auf die enge Beziehung beider Forschungsrichtungen aufmerksam gemacht werden. Aber es soll gerade dieser an sich unzulängliche Versuch durch das, was er leisten kann, und das, was er noch nicht zu leisten vermag, anregend wirken, diesen Fragen von beiden Gebieten her näher zu treten.

Wenn in sich so variable Verhältnisse, wie die des Chemismus der Eruptivgesteine, miteinander verglichen werden sollen, müssen durch Abstraktion gewonnene, vereinfachte Formulierungen zu Hilfe genommen werden. Fast jedes Einzelvorkommen von Eruptivgesteinen ist ja ein Beispiel dafür,

daß empordringendes Magma sich differenziert. Vergleichen müssen wir daher nicht Magmentypen, sondern Magmenvergesellschaftungen, Differentiationsverläufe. Die größte Abstraktion ist die der Einordnung dieser sehr mannigfaltigen Differentiationstendenzen in drei Hauptkategorien: *pazifisch*, *mediterran*, *atlantisch*. Und doch ist sie für eine erste Uebersicht zweckmäßig, besonders wenn die Magmeneinteilung in Kalk-Alkalireihe, Kali- und Natronreihe in gleichzeitiger Benutzung steht. Aber es kann nicht genug betont werden, daß die Bezeichnungen *pazifisch*, *atlantisch*, *mediterran* sich ihrer ganzen Ableitung nach auf Eruptivgesteinsprovinzen, auf Differentiationsverläufe beziehen. Wenn es *pazifische*, *mediterrane* und *atlantische* Provinzen bestimmter geologischer Stellung gibt, bedeutet dies noch nicht, daß ein an sich *pazifisches* und ein an sich *atlantisches Magma* existieren. Diese Behauptung ist rein hypothetisch. Ihr widersprechen eher eine ganze Reihe von Tatsachen, wie das Aufeinander- oder Durcheinanderentwickeln der verschiedenen Tendenzen innerhalb der gleichen Lokalität, die in Uebergangsprovinzen zum Ausdruck kommende äußerst unscharfe Abgrenzung der Begriffe und die Abhängigkeit des Provinzialcharakters von der jeweilen *momentan* vorhandenen Tektonik. Ich sage „eher“, weil es zweifellos ist, daß geschickte Ueberlegung auch unter Annahme der Behauptung diese Befunde zu „erklären“ vermag. Durch die unmittelbare Beobachtung ist nur folgendes sichergestellt: Es gibt magmatische Aktivitätsperioden geologischer Einheiten, die *Gesteinsvergesellschaftungen* von rein atlantischen, rein pazifischen, rein mediterranen Charakter schaffen, neben solchen die Uebergangsprovinzen oder gar Mischprovinzen entstehen lassen. Es gibt sehr viele Schattierungen innerhalb der drei Hauptkategorien, deren Gemeinsames jedoch besonders auch in Rücksicht auf die geologisch-tektonische Stellung so überwiegt, daß die Hauptklassifikation gerechtfertigt wird.

Diese innere Variabilität ergibt sich bereits aus einem vergleichenden Studium der im Vorhergehenden zusammengestellten Subprovinzen, sie wird im zweiten Band des Werkes „Mineral- und Gesteinsprovinzen“ recht eigentlich zum Ausdruck kommen. Wir wollen nochmals versuchen, eine Uebersicht über die wichtigeren der behandelten Assoziationen zu erlangen. Dazu ist es notwendig, den speziellen Differen-

tationsverlauf durch eine möglichst einfache Formulierung im großen zu charakterisieren. Das ist naturgemäß nur in schematischer Weise möglich und kann das Spezialstudium der Gesamtmanigfaltigkeit nicht ersetzen. Charakteristisch für alle Differentiationsdiagramme von größerer **si**-Variationsbreite ist das Sinken der **al**- und **alk**-Werte mit fallendem **si** und das gleichzeitige Ansteigen von **fm** und **c** bis zu einem gewissen Grade meistens auch **al**. Berücksichtigt man statt des gesamten **fm** nur den Anteil, der normativ nicht als Fe_2O_3 an Alkalien gebunden ist, so verschwindet die scheinbare Anomalie bei pantelleritisch-evisitischer Zweigdifferentiation (siehe Seite 213). Der gesamte Charakter eines Differentiationsdiagrammes wird nun weitaus am besten gekennzeichnet durch Angabe der Verhältnisse, unter denen sich **al**- und **fm**-Kurve schneiden (*Isofalie*). Wir wollen deshalb die aus den Typendiagrammen resultierenden Isofalien miteinander vergleichen. Wenn wir so der Isofalie ganz eindeutige Werte zuschreiben, darf dies jedoch nicht mißverstanden werden. Absichtlich sind die Gesamtdiagramme der Traversella-Biella-Bergeller differentiation gezeichnet worden, um darzutun, daß in Wirklichkeit das Isofaliegebiet ein größeres **si**-Intervall umfassen kann. Allerdings ist zu betonen, daß derartige breite Isofalien, wie sie hier auftreten, im allgemeinen nur in Uebergangsprovinzen oder Provinzen von großer lateraler Dispersion auftreten.

Eine Zusammenstellung ist in Tabelle 31 zu finden. Ueber **k** und **mg** sind, der Variabilität entsprechend, nur qualitative Angaben vermerkt. Es bedeuten: **n** im allgemeinen niedrig, **m** mittel, **h** hoch.

Die Zusammengehörigkeit der Subprovinzen: Banat, Karpathen, Aegäische Inseln, Kroatien, Rieserferner, Westalpen, Euganeen, Toskana-Elba-Capraja ist eine offensichtliche. Sardinien II und Predazzo II schließen sich ihnen an. Das isofale Magma besitzt ossipitisch-tonalitischen bis quarzdioritisch-opdalitischen Charakter. Toskana und Predazzo II, wie auch westalpin I leiten mit monzonitischen Magmen bereits zur mediterranen Vergesellschaftung über. Enger verwandt, mit relativ niedrigem **alk** sind Karpathen, Rieserferner, westalpin II, Sardinien II. Etwas höherer **c**-Gehalt zeigt an, daß Kroatien-Aegäische Inseln als extremer Fall dazu gehören. Anderseits sind Banat, westalpin I, Euganeen, Toskana, Predazzo durch $\text{alk} \sim \text{c}$ im Gebiet der Isofalie ausgezeichnet.

Tabelle 31. Typische Isofalien der Subprovinzen des mediterranen Kettengebirges.

sl	la	fm	c	alk	qz	k	mg		
160	32	32	20	16	- 4	n-(m)	n-(m)	Banat	dioritisch
190	33	33	20	14	+ 34	m-n	n-m	Karpathen	quarzdioritisch-tonalitisch
168	30,5	30,5	30	9	+ 32	n	n-(m)	Aeg. Inseln, Kroatien z. T.	osspitisch
195	34	34	22	10	+ 55	m	m	Rieserferner	tonalitisch
165	32	32	24	12	+ 17	m-(n)	m	westalpin II	dioritisch-tonalitisch
206	31	31	19	19	+ 30	m	m	westalpin I (Mittel)	opdalitisch
206	29	29	18	24	+ 10	m	m	westalpin I (Extrem)	opdalitisch-syenitisch
206	32	32	16	20	+ 26	n-m	m	Euganeen	quarzdioritisch-opdalitisch
167	32	32	18,5	17,5	- 3	m	m	Toskana	si-monzonitisch
140	29,5	29,5	21	20	- 40	m-h	m	nordromanisch	monzonitisch
130	29	29	21,5	20,5	- 54	m-h	m-(h)	südromanisch I	monzonitisch
128	24	24	31	21	- 56	h	h	südromanisch II	borolanitisch
210	30,5	30,5	12,5	26,5	+ 4	m	m	? Aeolische Inseln z. T.	kali- bis natronsyenitisch
195	30,5	30,5	13,5	25,5	- 7	n	n	Pantelleria	natronsyenitisch
180	30,5	30,5	12	27	- 28	n-m	n	Sardinien I	natronsyenitisch
165	32	32	23	12	+ 17	n-m	m	Sardinien II	tonalitisch-peléitisch
170	31,5	31,5	18	19	- 6	m	m	Predazzo II	si-monzonitisch
120	31	31	14	24	- 76	n	n	Predazzo I	nosykombitisch
133	29,5	29,5	22	19	- 43	n	m-n	Ditró, Inner-Ungarn z. T.	essexitisch
136	29,5	29,5	20,5	21	- 48	n-(m)	n-m	Böhmisches Mittelgebirge	essexitisch
137	31,5	31,5	17,5	19,5	- 43	n-(m)	n-m	Columbretes	essexitisch
168	30,5	30,5	20,5	18,5	- 6	m	m-n	Gleichenberg	essexitisch-monzonitisch
Allgemeine Isofalien.									
185	32	32	21	15	+ 15	m-n	m	jungalpidisch	quarzdioritisch-tonalitisch
185	31	31	19	19	+ 9	m-n	m	altzentralalpin	opdalitisch-quarzdioritisch
130	28	28	23,5	20,5	- 52	m-h	m-h	romanisch	sommaitisch-monzonitisch
136	29,5	29,5	20,5	21	- 48	n-m	n-m	böhmisches	essexitisch

Das **si** der Isofalie aller dieser Provinzen ist so beschaffen, daß die Quarzzahl positiv oder nur sehr schwach negativ wird. Die isofalen Gesteine enthalten somit weder Feldspatvertreter noch Olivin, sehr häufig ist etwas Quarz vorhanden. **al** und **fm** sind im allgemeinen höher als 30. **k** ist niedrig bis mittel, **mg** ebenfalls.

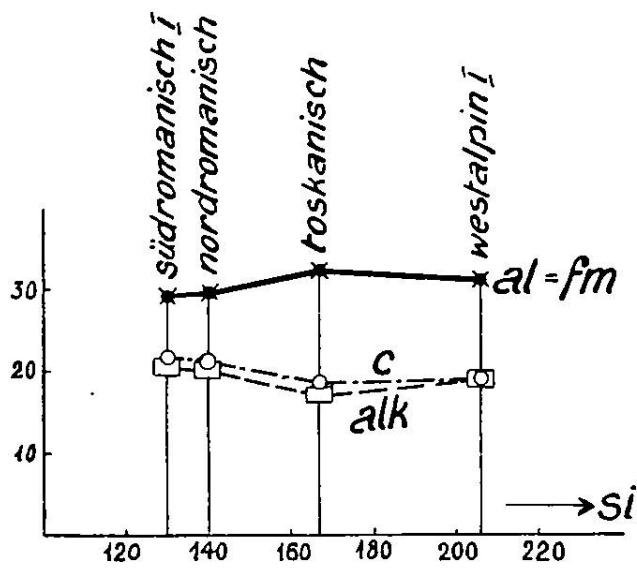


Fig. 32 Isofalien

Die Differentiationen der mediterranen romanischen Provinz zeigen auch im Gebiet der Isofalie etwas niedrigeres **al** und etwas größeres **alk**. Vor allem aber liegt die Isofalie nun bei viel niedrigerer **si**-Zahl, so daß **qz** stark negativ wird (Feldspatvertreter, Biotit, ev. Olivin). **k** ist mittel bis hoch, **mg** (abgesehen von **si**-reicherem Gesteinen) im allgemeinen gleichfalls. Im Diagramm Figur 32 sind die Isofalien von westalpin I, Toskana, nordromanisch und südromanisch I miteinander verglichen. Das sinkende **si** spiegelt die geographische Anordnung von Norden nach Süden wieder und zeigt so den allmählichen Übergang von pazifischer zu mediterranen Sippe. Karpathen, Aegäische Inseln, oder westalpin II, südromanisch II geben ein ähnliches Bild hinsichtlich der kalkreichen Differentiation (Fig. 33, Seite 265).

Die Differentiationstendenzen der aeolischen Inseln, die von Pantelleria und eines Teils von Sardinien (I) zeigen zum Teil sehr geringe Anreicherung an **c**. Den Comenditen und Pantelleriten entspricht die natronsyenitische Isofalie. **si**- und **k**-reicher sind die isofalen Gesteine der aeolischen Insel (Be-

ziehung zu Sardinien, westalpin und romanisch). Werte, wie sie den Differentiationen von Pantelleria und Sardinien I zu kommen, sind typisch für schwach atlantische Vergesellschaftung mit pantelleritischer Spaltungstendenz. Bei normaler

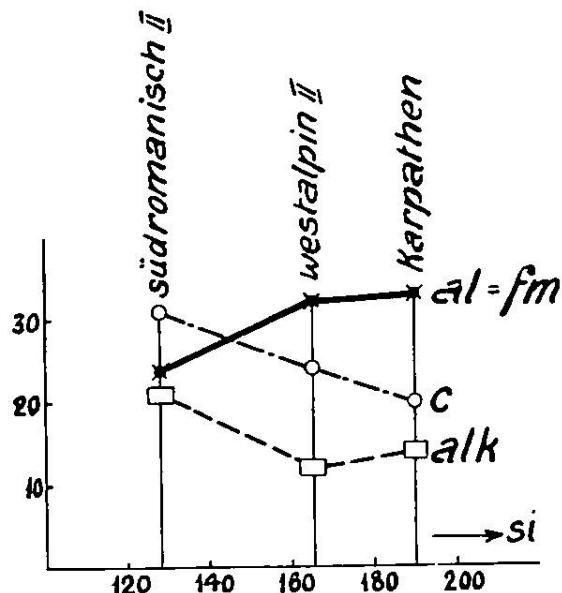


Fig. 33 Isofalien

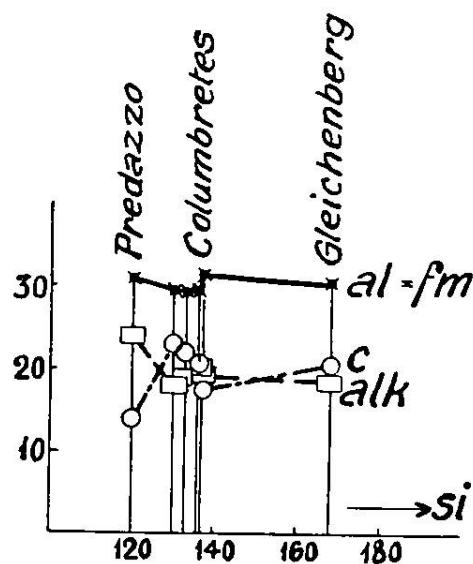


Fig. 34 Isofalien

atlantischer Assoziation erhalten die isofalen Gesteine essexitischen bis nosykombitischen Chemismus. Die im Diagramm Figur 34 dargestellte Reihe Gleichenberg-Columbretes-Böhmisches Mittelgebirge-Ditró-Predazzo I entspricht im großen einer Zunahme der Atlantizität. Gleichenberg mit ? mittlerem k ist auch auf Grund der in geringem Betrag negativen Quarzzahl schwachatlantisch. Alle übrigen haben ziemlich stark negative Quarzzahlen.

Geologisch-tektonisch ergibt sich die schon mehrfach erwähnte Beziehung. Innerhalb der stärkeren Faltung, bzw. längs des Innenrandes der Ketten, wohl Paroxysmen abschließend, Bildung von vorwiegend pazifischen-mediterranen Assoziationen. Innerhalb der Zwischengebirge Tendenz zu atlantischen Vergesellschaftungen. Indessen sind noch viele früher erwähnte Spezialbeziehungen erkenntlich, und die genauere petrographisch-chemische und geologisch-tektonische Untersuchung wird zweifellos weitere Zusammenhänge klarlegen. In erster Linie wird es sich darum handeln müssen, das Zeitalter der Intrusion und der Differentiation in genauere Parallele mit der Entwicklung der Gebirge zu stellen. Daß trotz der

Analogien den jungen romanischen Vulkanen mediterraner Sippe eine andere tektonische Stellung zukommt als den älteren innerkarpathischen, bedarf keiner Erläuterung, kann aber bei näherer Verfolgung zu kausalen Abhängigkeiten führen.

Für weitgehende Schlußfolgerungen dieser Art ist das Untersuchungsgebiet jedoch zu klein. Paralleluntersuchungen an anderen alten und jungen Gebirgen müssen allgemeine Gesetzmäßigkeiten von lokalen Erscheinungen trennen. Dazu reicht hier der Raum nicht, so daß selbst die zu Vorlesungszwecken ausgearbeitete entsprechende Untersuchung der europäischen hercynischen Eruptivprovinzen unberücksichtigt bleiben muß.

Es ist im allgemeinen üblich, bei Untersuchungen wie der vorliegenden den Chemismus der Gesteine direkt hinsichtlich der Verhältnisse an verschiedenen Oxyden zu vergleichen. Hiebei ergibt sich jedoch eine Schwierigkeit. Will man z. B. atlantische und pazifische Vergesellschaftungen derart unterscheiden, so gilt es zunächst eine Vergleichsbasis zu schaffen. Nun variieren innerhalb der Sippen die chemischen Verhältnisse sehr stark. Sollen nun Gesteine mit gleichem Kiesel säuregehalt oder Gleichheit irgend eines Verhältnisses von basischen Oxyden parallelisiert werden? Man könnte sich von der Willkürlichkeit der Wahl dieser Vergleichsbasis nur dann frei machen, wenn der von jedem Gestein okkupierte Raum bekannt wäre, und die wirklichen mittleren Zusammensetzungen der Magmaberde einander gegenübergestellt würden. Das ist unmöglich. Wer weiß, ob nicht gewisse in Totalität an den beobachteten Gesteinen erkennbare Differenzen durch in der Tiefe sich vorfindende andere Abspaltprodukte kompensiert werden. So bleibt vorläufig noch unbestimmt, ob hie und da das Muttermagma atlantischer Differentiationen vom Beginn der Differentiation an pauschalchemisch verschieden war von dem pazifischen.¹ Denn sicherlich kommt den physikalischen Bedingungen und den gesteinsanalytisch kaum erfaßbaren Gehalten an leichtflüchtigen Bestandteilen eine wesentliche Rolle für die Bestimmung der inneren, molekularen Gleichgewichte (Dissoziationen, Assoziationen, Anlagerun-

¹ Hiezu sei bemerkt, daß die triadischen und mesozoischen gabbroid-peridotitischen Gesteine zum Teil relativ alkalireich sind, also eine pazifisch bis atlantische Vergesellschaftung darbieten, im Gegensatz zur mehr pazifischen der nachfolgenden Intrusionen.

gen, Doppelsalzbildungen usw.) zu, und von diesen kann, wie ich anderorts dartat (lit. 20 u. a.), die Differentiation abhängig sein. Angaben, wie die „pazifischen Gesteine sind SiO_2 - und Al_2O_3 -reicher als atlantische“, beziehen sich daher immer auf eine Vergleichsbasis und dürfen nicht absolut genommen werden. Mir würde es scheinen, daß gleiche **si**-Zahl für solche Zwecke die beste Grundlage darbietet. Die Diagramme und Gegenüberstellungen haben diesbezügliche Unterschiede bereits dargetan. Ob jedoch dem Gesamtmagma, das innerhalb der Innenränder der Gebirgsbögen empordrang, derartige Unterschiede gegenüber der Gesamtheit der im Vorland reaktivierten Magmen zukommen, ist ohne Kenntnis der quantitativen Verhältnisse aller Abspaltprodukte unmöglich zu entscheiden.

Genau dasselbe gilt natürlich hinsichtlich eines Vergleiches der spezifischen Gewichte. Wenn man in geologischen Arbeiten kurzweg liest: das atlantische Magma ist spezifisch schwerer und tiefer gelegen als das pazifische, so ist dies in doppelter Hinsicht ungenau. Erstens gibt es oder braucht es kein an sich atlantisches Magma zu geben, es existieren nur Vergesellschaftungen von Eruptivgesteinen, die man atlantisch nennt. Zweitens sind in keiner Weise die für atlantische Provinzen charakteristischen Gesteine in Totalität spezifisch schwerer als die pazifischen Provinzen.¹

F. Becke hat in sehr vorsichtiger Weise auf Grund seines Vergleiches der Gesteine des böhmischen Mittelgebirges mit denen der Anden eine Vermutung geäußert, die nur zu häufig falsch verstanden worden ist. In einer zweiten Arbeit (lit. 116) hat F. Becke die spezifischen Gewichte der Tiefengesteine näher untersucht und dabei selbst die ersten Angaben auf ihr richtiges Maß zurückgeführt. Das spezifische Gewicht der Tiefengesteine ist in erster Linie eine Funktion des **fm**-Gehaltes. Dieser ist in allen drei Reihen von niedrigen zu hohen Werten variabel. So gibt es in allen drei Reihen relativ leichte und relativ schwere Gesteine. Nun sind in unserem Untersuchungsgebiet gerade die Magmen der pazifischen Provinzen, soweit ihre Produkte der Beobachtung zugänglich geworden sind, im Mittel relativ basisch. Dioriten und Andesiten mit ziemlich hohem spezifischen Gewicht (siehe I. Abschnitt) kommt die weiteste Verbreitung zu. Ihnen gegenüber besitzen

¹ Die Vergleiche der direkt bestimmten spezifischen Gewichte sind nicht zulässig, über eine immerhin nicht ganz einwandfreie andere Methode s. lit. 117.

die Comendite, Pantellerite, Trachyte, Phonolith, selbstverständlich geringere Dichte, nur die basaltischen oder verwandten Gesteine erreichen oder übertreffen sie an Schwere. Zudem müssen wir berücksichtigen, daß innerhalb der Kettengebirge vor und während der Faltung gewaltige Mengen spezifisch schwerer, peridotitischer-gabbroider und alkaligabbroider Magmen emporgedrungen sind, die in unserer Uebersicht nicht in Betracht gezogen wurden. In theoretischer Hinsicht kommt ihnen, wie alle Kettengebirge zeigen, eine sehr große Bedeutung zu. Ueber die Ausdehnung dieser ersten magmatischen Aktivitätsperiode wird man durch das Studium der Arbeiten von *Staub und Hammer* (lit. 18, lit. 118) einen Einblick erlangen. Es sei bemerkt, daß diese Magmenprovinzen nicht rein und pazifisch, sondern schwach atlantisch sind.

Becke ist zu seiner Vermutung auf folgende Weise gekommen. Er schreibt die petrogenetisch wichtigen Elemente in der Reihenfolge ihrer Atomgewichte:

Na Mg Al Si K Ca Fe Ti und faßt die ersten drei zu einer Gruppe leichter Elemente, die letzten vier zu einer Gruppe schwerer Elemente zusammen. Ein Vergleich der Anden und böhmischen Mittelgebirge ergibt ihm atomprozentisch:

Si-Gehalt	Zahl der Analysen	Anden			Böhmisches Mittelgebirge			
		Si	Al + Mg + Na	Ti + Fe + Ca + K	Zahl der Analysen	Si	Al + Mg + Na	Ti + Fe + Ca + K
75—70	3	70,9	22,8	6,3	—	—	—	—
70—65	4	67,4	24,2	8,4	—	—	—	—
65—60	5	62,6	27,6	9,8	—	—	—	—
60—55	7	57,9	28,8	13,3	1	59,1	28,9	12,0
55—50	3	53,0	32,6	14,4	8	51,5	33,1	15,4
50—45	4	49,2	32,5	18,2	12	47,2	31,0	21,8
45—40	1	44,2	36,8	19,1	12	42,3	34,2	23,5
40—35	—	—	—	—	8	37,6	36,8	25,6

Man erkennt sofort, daß die Aussage nur auf Grund einer Vergleichsbasis möglich ist und wesentlich dadurch bedingt wird, daß im böhmischen Mittelgebirge **si**-reiche Gesteine fehlen und von den Anden sehr basische Gesteine in den Analysen wenig berücksichtigt sind. Die Gehalte an wirklich leichten Elementen (Al + Mg + Na) sind auch bei dieser Vergleichsbasis kaum in dem Sinne verschieden, der verlangt wird. Der konstatierbare Unterschied ist somit nicht einer, der Natron- und Kalk-Alkalireihe an sich betrifft, sondern einer, der auf der verschiedenen Basizität der verglichenen

Provinzen beruht. Der geographisch-geologisch allein sinnvolle Vergleich von böhmischem Mittelgebirge mit Karpathen-Alpen würde zudem etwas weniger typisch ausfallen.

Mir scheint, daß man eher eine andere Regel ableiten könnte. Betrachtet man die Elemente geordnet nach dem Atomgewicht, so fällt direkt auf, daß nahe beieinander stehende sich bei der Differentiation meiden. Es geht im allgemeinen, wie bereits Washington dargetan hat (lit. 119) und in unserer Arbeit mehrfach betont wurde, Na mit Fe, K mit Mg, nicht selten auch Ca mit Al. Die Abtrennung der romanischen K-Mg-Provinz von den atlantischen Na-Fe-Provinzen schafft hier Klarheit.

Besteht somit hinsichtlich der magmatischen Aktivität im Kettengebirge und Vorland eine Beziehung im Beckenschen Sinne, so wird sie besonders auf dem verschiedenen **si**-Gehalt der emporgedrungenen Magmen beruhen. Und da ist es notwendig, sich an die kompensierenden basischen, kalkalkalischen-alkalischen Intrusionen und Extrusionen zu Beginn der Faltung zu erinnern. Man könnte somit eher sagen, daß es ein Kennzeichen magmatischer Aktivität innerhalb der Kettengebirge ist, parallel mit der Faltung relativ **si**-reiche mehr oder wenig pazifische Differentiationsprodukte zu erzeugen.

Alle diese Erörterungen, die ich später zahlengemäß ausarbeiten möchte, sollen lediglich dartun, wie sehr man sich vor Verallgemeinerungen zu hüten hat. Die üblich gewordene Vorstellung zweier von Beginn an übereinander geschichteter Magmen muß meiner Ansicht nach aufgegeben werden. Erst während der orogenen Phase stellen sich durch äußere Umstände bedingte verschiedene Differentiationsverläufe und Magmenverschiebungen ein. Dabei ist es dann sehr wohl möglich, daß durch die Differentiation entstandene basische Unterschichten aus dem Gebiet der Faltung in die Innensenken und Außensenken abwandern oder doch diffusionsmäßig diese beeinflussen. All das aber hat mit dem hypothetischen Sal und Sima nichts zu tun, sondern ist eine Folge der allgemein tektonischen Verhältnisse. Die Provinzialverteilung der Magmen muß in erster Linie als etwas Gewordenes, das organisch mit allgemein tektonischen Prozessen zusammenhängt, dem Studium unterworfen werden. Erst in zweiter Linie erhebt sich die Frage nach primären, das heißt

vorogenetisch entstandenen Unterschieden. Provinzen, wie die von Predazzo-Monzoni, die von Sardinien nehmen Aeußерungen wie „aus pazifischen Magmen können sich nie atlantische entwickeln“ jede Berechtigung. Hinsichtlich des Chemismus zeigt schon ein Blick auf das Ganggefolge der Lamprophyre pazifischer Granitstöcke die Unrichtigkeit dieser Behauptung.

Die vorhandenen Gesetzmäßigkeiten in der Provinzialverteilung müssen naturgemäß erklärt werden. Stellt man sich auf den Standpunkt, daß die Beobachtungen uns über die während der Differentiation herrschenden innermagmatischen Gleichgewichte und die Magmenverschiebungen Auskunft geben, so lassen sich Deutungen des Zusammenhangs leicht auffinden. Die bisherigen Erfahrungen machen es jedoch wünschenswert, damit noch etwas zurückzuhalten, damit nicht auf Grund von Beobachtungen in einem kleinen Teilgebiet zu weitgehende Schlüsse gezogen werden. Erst nach der allgemeinen Besprechung magmatischer Provinzen in des Verfassers Werk „Gesteins- und Mineralprovinzen“ mag eine derartige Diskussion am Platze sein. Zum Schlusse sei daher lediglich folgendes allgemeine Schema der Eruptivtätigkeit innerhalb des mediterranen Orogenes zusammengestellt:

1. Im Gebiet der sich bildenden Geosynkinalregion Empordringen schwerer pazifischer bis schwach atlantischer Magmen von ultrafemischem bis femischem Charakter.

2. Magmatische Differentiation zu intermediären, soweit sichtbar nur untergeordnet salischen Magmen, vorwiegend der pazifischen bis mediterranen Sippe innerhalb der eigentlichen Faltungsregionen und deren Empordringen nach tektonischen Paroxysmen längs der Innenränder der Deckengebirge.

3. Gleichzeitiges oder nachfolgendes Empordringen von Magmen im Gebiet der Innen- und Außensenken, wobei atlantische Vergesellschaftungen bevorzugt sind. Allmähliche Uebergänge zwischen den einzelnen Provinzialverhältnissen häufig. Daraus resultierend Uebergangs- und Mischprovinzen. Relativ schweres alkali-basaltisches bis normalbasaltisches Magma bildet in den „Senken“ im allgemeinen den Abschluß der vulkanischen Tätigkeit oder überwiegt von Anfang an. Es leitet vielleicht zum Teil zu einem neuen Zyklus über.

4. In Verbindung mit den magmatischen Aktivitätsperioden stehen insbesondere im Gebiet der pazifischen Provinzen

liquidmagmatische, pneumatolytische und hydrothermale Erzlagerstättenbildungen. Einige seien kurz erwähnt. Von untergeordneter Bedeutung sind im Untersuchungsgebiet die Chromitlagerstätten der älteren peridotitischen Gesteine und die Kupfererzvorkommnisse der eocänen basischen Eruptivgesteine von Monte Catini in Toskana.

Unter sich gleiche geologische Stellung kommt den kontaktpneumatolytischen Erzlagerstätten von Elba, Toskana, Traversella und dem Banat zu. Vermutlich ähnlicher Entstehung sind die Kiesvorkommnisse von Majdan-Pek in Serbien, gebunden an tertiäre Andesite. Die Zinnstein führenden Erzlagerstätten von Campiglia Marittima in Toskana sind mit den quarztrachytischen Gesteinen verknüpft. Monte Amiata ebendaselbst ist durch die postmagmatischen Quecksilbererzlagerstätten bekannt. Sie führen über zu der ausgedehnten Gruppe der karpathischen und siebenbürgischen jungen Gold-Silbererzformation, die in wirtschaftlich weniger bedeutenden Lagerstätten von Carthagena, Mazarron und Cabo de Gata am Innenrand der betischen Cordilleren ein geologisch-mineralogisches Aequivalent besitzt. So gesellen sich zu den petrographischen Provinzen charakteristische Mineralprovinzen, Zeugnis ablegend von der Wichtigkeit regionalpetrographischer und regionalmineralogischer Betrachtung.

L iteraturangaben.

1. Schmidt C., Neues Jahrb. für Mineralogie usw. 1888. Bd. II. Seite 80—84.
2. Duparc L. et Ritter E., Archives des Sc. phys. et nat. (3). Bd. 33. Genève 1895.
3. Staubb R., Vierteljahresschrift Zürcher Naturf. Gesellschaft 1918. Seite 1—18.
4. Argand E., Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles réunie à Neuchâtel 1920. Aarau, Sauerländer & Cie., 1921. He Partie, S. 23 ff.
5. Grubenmann U. und Hezner L., Vierteljahresschrift Zürcher Naturf. Gesellschaft. 1916. Seite 149—203.
6. Novarese V., Boll. R. Com. Geol. d'Italia. 1901. Seite 75—93.
7. Novarese V., Z. f. prakt. Geologie 1902. Seite 179—187.
8. Müller Friedrich C., Z. f. prakt. Geologie 1912. Seite 209—240.
9. Niggli P., Gesteins- und Mineralprovinzen Bd. I. Bornträger, Berlin 1923.
10. Kober L., Der Bau der Erde. Berlin, Bornträger, 1921.
11. Kossmat F., Abhandl. math.-phys. Klasse der Sächs. Akad. der Wissenschaften. Bd. XXXVIII. Nr. II. Leipzig 1921.
12. Kossmat F., Geolog. Rundschau Bd. XII. 1921. Seite 165—189.
13. Penck W., „Deutsche Revue“. September und Oktober 1921.
14. Penck W., Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde 1921. Seite 130—143.

15. Becke F., Tschermaks Min. und Petr. Mitt. Bd. XXII. 1903. Seite 209—265.
16. Prior G. T., Min. Mag. Nr. 61. 1903. Seite 228.
17. Washington H. S., U. S. Geol. Survey. Prof. Paper 99. Washington 1917.
18. Staub R., Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 2. 1922. Seite 78—149.
19. Niggli P., Vierteljahresschrift Zürch. Nat. Gesellschaft. Bd. 64 (1919). Seite 174—212.
20. Niggli P., Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1920.
21. Spitz A., Mitt. Geol. Gesellschaft. Wien III, IV. 1915. Seite 227—245.
22. Kossmat F., Mitt. Geol. Gesellschaft. Wien I. 1913. Seite 61—165, speziell 65—66.
23. Penck W., Neues Jahrbuch f. Min. B. B. XXXII. 1911. Seite 239—382.
24. Trener, Verh. k. k. Geol. R. A. 1912.
25. Cornelius H., Centralbl. f. Mineralogie 1913. Seite 246—252 (Bergell).
— N. Jahrb. f. Mineralogie usw. B. B. XL. 1916. Seite 253—363.
— Geologische Rundschau Bd. VI. 1915. Seite 166—177.
26. Staub R., Vierteljahresschr. Zürch. Naturf. Ges. Bd. 63 (1918). Seite 1—18 (Bergell).
— Ebenda. Bd. 66 (1921). Seite 93—157.
27. Salomon W., Die Adamellogruppe: Abh. k. k. geol. R. A. Bd. XXI. Heft 2. 1910 (Adamello).
28. Becke F., Denkschriften. Math.-Naturw. Kl. Ak. Wiss. Wien 1912. Band LXXV. Seite 1—77 (Ulten, Rieserferner).
29. Suess F., „Antlitz der Erde.“ Bd. III/1, Seite 442. Bd. III/2, Seite 167.
30. Kišpatič M., Schrift. südslav. Akad. Bd. 177 Seite 97—154 und Bd. 179 Seite 63—67 (1909) (Kroatien).
31. Hollós L. A., Földtani Közlöny. Bd. 47 (1917), Seite 295—321 (Waitzen).
32. Scholtz Marg., Földtani Közlöny. Bd. 47 (1917), Seite 321—335 (Karancsgebirge).
33. Szádeczky J., Földtani Közlöny. Bd. 34. 1904. Seite 115—182 (Vleyásza-Bihargebirge).
34. Vitális St., Földtani Közlöny. Bd. 34. 1904. Seite 443—468 (Balaton-Berggebiet).
35. Szádeczky J., Az Erd. Mwz. Egyl., Értesítője. Bd. XXV. 1903. Seite 170 bis 193 (Nagybáród).
36. Pálfy M., Földtani Közlöny. Bd. 35. 1905. Seite 366—371 (Verespatak).
37. Rozlozník P., Földtani Közlöny. Bd. 35. 1905. Seite 505—537 (Arad-Hunyad).
38. Rozlozník P. und Emszt K., Mitt. Jahrb. Kgl. Ung. Geol. L. A. Bd. XVI. 1908. Seite 143—305 (Banat).
39. Szádeczky J., ebenda 1904. Seite 178 (Bihargebirge).
40. Döltér C., Tschermaks Min. Petr. Mitt. 1873. Seite 51—106.
41. Szádeczky J., Földtani Közlöny. Bd. 39. 1909. Seite 436—464 (Verespatak).
42. Rozlozník P. und Emszt K., Földtani Közlöny. Bd. 41. 1911. Seite 343—360 (Medvesgebirge).
43. v. Lőczy L., jun., Földtani Közlöny. Bd. 42. 1912. Seite 781—807 (Villányer-Banergebirge).
44. Pávai-Vajna Fr., Földtani Közlöny. Bd. 42. 1912. Seite 474—475 (Budapest).
45. v. Pálfy M., Mitt. Jahrb. Kgl. Ung. Geol. L. A. Bd. XVIII. 1911 (Siebenbürg. Erzgebirge).
46. v. Inkey B., Földtani Közlöny. Bd. 42. 1912. Seite 851—869 (Siebenbürg. Erzgebirge).

47. E m s z t K. und R o z l o z n i k K., Földtani Közlöny. Bd. 43. 1913. Seite 494 bis 499 (Ujmoldova).
48. H a l a v á t s J., Földtani Közlöny. Bd. 43. 1913. Seite 268—277 (Tektonik Erzgeb.).
49. M a u r i t z B., Földtani Közlöny. Bd. 43. 1913. Seite 367—370 (Fruska Gora).
50. S z á d e c z k y J., Földtani Közlöny. Bd. 43. 1913. Seite 481—494 (Tektonik Siebenb. Becken).
51. v. L ó c z y L., Geologie des Balaton und seiner Umgebung I. Budapest 1913.
- 51a. V e n d l A., Földtani Közlöny. Bd. 44 (1914). Seite 456—461 (Sebestal).
52. v. S z e n t p é t e r y S., Földtani Közlöny. Bd. 46 (1916). Seite 148—170 (Mesoeffusivgesteine).
- 52a.v. P á l f y M., Földtani Közlöny. Bd. 46 (1916). Seite 133—148 (Propylitisierung).
53. J u n g h a n n H., N. Jahrb. f. Min. B. B. XXXIII. 1912. Seite 1—42 (Tiscolcz, Gomör).
54. v. P a p p K., Földtani Közlöny. Bd. 42. 1912. Seite 808—838 (Pokoltal).
55. v. L ó c z y L., Földtani Közlöny. Bd. 48. 1918. Seite 293—299 (Tektonik und Eruptivgesteine).
56. v. L ó c z y L., Földtani Közlöny. Bd. 48. 1918. Seite 331—332 (Hargitta).
57. D e r w i e s V. A., Recherches géol. et petrog. sur les Laccolithes des environs de Piatigorsk. Genève 1905.
58. W a s h i n g t o n H. S., Journ. of Geology. 1895. vol. II. Nr. 8 und vol. III. Nr. 1 und 2 (Aegina, Methana).
59. W a s h i n g t o n H. S., Congrès Géolog. Internat. 12. Session. Canada 1912. C. R. 1913. Seite 235. (Sardinien und Santorini).
60. L a c r o i x A., C. R. Bd. 140. 1907. Seite 974 (Santorini).
- 60a. M i l l o s e v i c h F., Rend. Ac. Linc. Bd. XXI. Seite 310. 1912 (Aeg. Inseln).
61. S t a r k M., Tschermaks Min. und Petr. Mitt. Bd. 25. 1906. Seite 313.
62. W i l l i a m s J. F., N. Jahrb. f. Min. B. B. V. 1887. Seite 381—450 (Toskana).
63. R i c c i a r d i L., Gazz. Chim. Ital. Bd. XVIII. 1888 (Toskana).
64. M a r t e l l i A., Boll. Soc. Geol. Ital. Bd. XXVIII. 1909. Seite 436 (Toskana).
65. W a s h i n g t o n H. S., Am. Journ. of Science. Bd. IX. 1900. Seite 52 (Toskana).
66. K l e i n C., Sitzb. Pr. Akad. Wiss. 1888. Seite 96 (Mittelitalien).
67. S a b a t i n i V., Vulc. Cimini (II. Teil der „I Vulcani dell’ Italia Centrale“). Roma 1912 (Mittelitalien).
68. L a c r o i x A., Nouv. Arch. Mus. Bd. IX. 1907 (Vesuv).
69. L a c r o i x A., C. R. Bd. CXLIII. 1906. Seite 14 (Vesuv).
70. L a c r o i x A., C. R. Bd. 165. 1917. Seite 209, 211 (Vesuv).
— C. R. Bd. 144. 1907. Seite 1245—1251.
71. S a b a t i n i V., I Vulcani dell’ Italia Centrale. I. Teil. Roma 1900 (Mittelitalien).
72. W a s h i n g t o n H. S., The roman comagmatic region. Washington 1906 (Mittelitalien).
73. W a s h i n g t o n H. S., Metallurg. and Chemical Engineering. vol. XVIII. 1918 (Mittelitalien).
74. E m m o n s H., Quart. Journ. Geol. Soc. Bd. XLIV. Seite 142. 1893 (Capraja).
75. d’ A c h i a r d i G., Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. Bd. XIX. 1903. Seite 121 (Elba).
76. M a n a s s e E., Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. Bd. XXVIII. 1912. Seite 184 (Elba).
77. A l o i s i P., Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. Bd. XXVI. 1910. Seite 20 (Elba).
78. M a n a s s e E., Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. Bd. XVII. 1900. Seite 224 (Elba).
79. O s a n n A., Zeitschr. deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. XLI. 1889. Seite 297 bis 312. Bd. XLIII. 1891. Seite 323—345 und 688—722 (Cabo de Gata).

80. Osann A., Rosenbusch, Festschrift. 1906. Seite 305 (Jumilla, Fortuna).
81. Becke F., Tsch. Min. Petr. Mitt. Bd. 19 (1900). Seite 182—200 (Alboran).
Ebenda Bd. 18 (1899). Seite 525—555.
82. Ponte G., Atti Ac. Gioen. (5). Bd. III. Nr. 10. 1910 (Sizilien).
83. Starrabia F. S., Ebenda Bd. IV. Nr. 22. 1911 (Aetna).
84. Silvestri O., Ebenda (4). Bd. 6. Mem. 20. 1893 (Aetna).
85. di Franco S., Ebenda (5). Bd. V. Mem. 21. 1912 (Aetna).
86. Lacroix A., C. R. Bd. CXLVII. 1908. Seite 99 (Aetna).
87. Washington H. S., Journ. of Geology. vol. XVI. 1908. Seite 1—35 (Linosa).
88. Washington H. S., Am. Journ. of Science. vol. XXVII. 1909. Seite 131 bis 150 (Pantelleria).
89. Washington H. S., Journ. of Geology. vol. XXII. 1914. Seite 653—713 (Pantelleria).
90. Deprat J., C. R. Bd. 144 (1907). Seite 107, 1182, 1390. Bd. 145 (1907). Seite 208, 820, 1312. Bd. 146 (1908). Seite 590, 702 (Sardinien).
91. Washington H. S., Congr. Internat. Canada Advance copy.
— Journ. of Geology. Bd. XXII. 1914. Seite 742.
— Am. Journ. of Science (4). Bd. 36. 1913. Seite 577.
— Ebenda (4). Bd. 39. 1915. Seite 513 (Sardinien).
— Boll. Soc. Geolog. Ital. vol. XXXIII. 1914. Seite 147—167.
92. Millosevich F., Mem. Acc. Linc. Cl. sc. fis. mat. e nat. (5). Bd. 8. 1911. Seite 610. Ebenda (5). Bd. 6. 1908. Seite 412 (Sardinien).
93. Johnsen A., Abh. Preuß. Akad. Wiss. 1912.
— Neues Jahrb. f. Mineralogie. Centralblatt 1912. Seite 737—740 (Sardinien).
94. Riva C., Atti Ac. Sc. Nap. (2). XII. Nr. 9. 1905.
95. Bergeat A., Abhandl. Math. Phys. Cl. Bayr. Akademie. Bd. 20. 1900.
Seite 1—275 (Aeol. Inseln).
96. Stark M., Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd. 23. 1904. Seite 469—532 (Ustica).
97. Lacroix A., C. R. Bd. 147 (19). Seite 1451—1454 (Vulcano).
98. Martelli A., Mem. Soc. Ital. Sci. Bd. XVII. 1912. Seite 151, 164 (Ustica).
99. Perret F. A., Am. Journ. of Sc. vol. XLII. 1916. Seite 451 (Strombo'i).
100. Brun A., Arch. Soc. Physique Genève (4). Bd. XIII. 1902. Seite 86 (Stromboli).
101. Mercalli G., Giorn. Min. Bd. III. 1892. Seite 107, 110 (Vulcano).
102. Becke F., Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd. 16 (1897). Seite 155—159 (Columbretes); ferner Seite 308—336.
103. Washington H. S., Am. Journ. of Sci. vol. XXIV. 1907. Seite 217—242 (Catalonien).
104. Washington H. S., Quart. Journ. Geol. Soc. vol. LXIII. 1907. Seite 69 bis 79 (Catalonien).
105. Emszt K., Jahrb. Ung. Geol. R. Anst. (1904). 1906. Seite 338 (Balaton).
106. Preiss C., Mitt. Natw. Ver. Steiermark. Bd. XLV. 1909. Seite 28 (Balaton).
107. Rozloznik P. und Emszt K., Földtani Közlöny. Bd. 41. 1911. Seite 354 (Medvesgeb.).
108. Mauritz B., Földtani Közlöny. Bd. 40. 1910. Seite 581—590. Ebenda.
Bd. 43. 1913. Seite 124—127.
— Math. Naturwiss. Berichte aus Ungarn. Bd. 30 (1912). 1915 (Ditró).
— Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd. 31. Seite 178—213 (Meczekgebirge).
Seite 469 (Fünfkirchen).
109. Sigmund A., Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd. 15 (1896). Seite 361—384.
Bd. 16 (1897). Seite 337—360. Bd. 17 (1898). Seite 526—543. Bd. 18. Seite

- 261—306. Bd. 21 (1902). Seite 261—306. Bd. 22 (1903). Seite 386. Bd. 23 (1904). Seite 401—405 (Steiermark und Gleichenberg).
110. R o m b e r g J., Abh. Preuß. Akad. Wiss. 1904. Anhang 1—135 (Predazzo).
111. D o e l t e r C., Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd. 21. 1902. Seite 97—106 (Monzoni).
112. I p p e n J. A., Verhandl. Geolog. R. A. Wien 1903. Seite 137 (Monzoni).
113. B r ö g g e r W. C., Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes II. 1895 (Predazzo).
114. H l a w a t s c h C., Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd. 20. 1901. Seite 40—53 (Predazzo).
115. H o e r n e s R., Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CXXI. Abt. I (Predazzo).
116. B e c k e F., Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CXX. Abt. I. 1911.
117. W a s h i n g t o n H. S., Journal Frankl. Inst. vol. 190 (1920). Seite 757—815.
118. H a m m e r W., Denkschriften Ak. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. 98 (1921). Seite 11—73.
119. W a s h i n g t o n H. S., Proc. Nat. Acad. Sci. I (1915). Seite 574.
120. N i g g l i P., Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig 1921.
121. Clubführer des S. A. C. Bündner Alpen Bd. IV. 1922. Südliche Bergellerberge, Mte Disgrazia.

(Manuskript eingegangen den 8. September 1922.)