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: 09.12.2025

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 Oligocan und Eocan¹, tritt ein eigentümliches Gestein, der Mineralogisch-petrogra-Taveyannazsandstein auf. insbesondere phische Untersuchungen verdankt man 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. ersten Orientierung sind einige Analysen ausgeführt und eine Reihe von Dünnschliffen, die Sammlungen von Prof. Arbenz, Dr. F. Weber und Herrn Bodmer-Beder entstammen. kursorisch 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 Ergußgesteines besteht, vermengt mit Quarztrümmern, vielleicht auch Trümmern granitischer und gneissoider Herkunft, sowie Einzelkristallen und Fossilresten.

1

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 Trümmersedimente. 2. Die große Masse des dioritischen Ergußgesteines ist von relativ einheitlichem Charakter; die Plagioklase sind sehr frisch, die Glaseinschlüsse in den femischen Gemengteilen sind nur schwach chloritisiert. So ist zweifellos dieses Material einem Ergußgestein 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 Vergeich 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.

		II	III
SiO_2	61,45	59,90	53,87
$\operatorname{Ti}\operatorname{O}_2$	0,86	1,98	2,23
$P_2 O_5$	0,17	0,83	0,75
$\mathrm{C}\mathrm{O}_2$	Spur	Spur	1,59
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	15,88	13,14	12,45
Fe_2O_3	1,69	1,30	2,53
Fe O	4,06	6,31	6,70
Mn O	0,12	0,07	0,13
MgO	2,49	2,58	3,97
Ca O	5,08	5,61	5,44
Na_2O	3,43	3,74	5,61
K_2 O	2,35	1,86	1,14
$+H_2\mathrm{O}$	2,42	2,94	3,19
$-H_2O$	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 Zersetzungsprodukten 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 Diabastuffe 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	Schuitt	ti	р	CO2
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:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Typus des quarzdioritischen Magmas	220	31	31	19	19	0,25	0,48
Pyroxenglimmerdiorit, Electric Peak	194	30	34	18,5	17,5	0,22	0,58
Kersantit, Uhlenberg, Schlesien	172	28	41,5	12	18,5	0,34	0,60
Spessartit, Posta bialla, Aarmassiv	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 Meereswassers etwas gesteigert worden. Unter allen Umständen muß ein relativ alkalireiches, plagioklasisches 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 mineralogischpetrographischen Institut der E. T. H. ausgeführt worden. R. Staub gestattete in liebenswürdiger Weise die Benutzung dieser noch nicht publizierten chemischen Untersuchungen. Aehnliche im Auftrage von Dr. H. Cornelius ausgeführte Analysen sind bereits von U. Gruben mann und L. Hezner 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.

			<u> </u>	200		100				20
=	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	ΧI	a	b
Si O ₂ Ti O ₂	74,20 0,43	76,55 0,22	58,90 2,38	48,67 2,59	59,76 2,06	58,42 3,01	55,90 1,99	54,96 2,47	60,02	59,37 0,26
P ₂ O ₅ C O ₂	0,24	0,05	0,20	0,11	0,27	0,57 0,35	0,73	0,22	0,17	0,58
Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ Fe O	12,93 $0,17$ $1,40$	0,12 0,76	13,82 3,11 3,12	15,02 2,36 5,80	15,49 $3,10$ $5,13$	14,18 2,99 4,08	$ \begin{array}{c c} 14,97 \\ 2,75 \\ 5,92 \end{array} $	12,95 4,16 5,30	18,32 5,22	$egin{bmatrix} 17,92 \ 6,73 \ 2,02 \end{bmatrix}$
Mn O Mg O Ca O	0,02 0,28 0,95	0,01 0,27 0,37	0,12 2,83 5,30	0,17 8,83	0,08	0,06 2,41	$0,15 \\ 3,22$	0,10 3,80	2,59	1,8
Ba O Na ₂ O	0,00 3,44	0,00 3,79	0,00 3,13	12,28 0,00 1,76	5,52 - 3,80	5,68	7,22	6,83 0,00 4,14	5,84 4,16	4,16 — 1,24
K ₂ O + H ₂ O - H ₂ O	5,27 0,62 0,00	4,53 0,42 0,00	6,44 $0,51$ $0,00$	1,00 1,51 0,00	1,48 1,54 0,24	3,09 0,89 0,09	3,07 0,57 0,13	4,28 0,53 0,07	3,77 } 0,53	6,68 0,38
Summe spez.Gew.	99,95 2,61	· 	·	100,10 2,91	99,93	99,76	100,38 2,88		100,62 2,75	<u>'</u>

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 Si O₂-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 Bavenoergestein 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	نـــــــ	ioklas Anorthit	Diop- sid	Hypersthen, Enstatit bezw. Olivin	tit. Hä-	Hmenit	Apatit
Granit, Baveno	31,4	31,1	<u> </u>	ا نسب	_	2,3	0,3	0,8	0,3
Diorit, Traversella	12,0	18,4	33,5	2,7	11,1	1,5	4,4	5,8	1,3
Syenit, Biella	5,3	37,8	26,7	<u> </u>	16,0		4,0	4,6	0,4
"Syenit", basisch Biella	_	6,1	14,7	·	23,5	15,7	3,5	5,0	0,3
Diorit, Riondella	_	25,6	35,1	$\frac{4,9}{8,7}$	23,3	0,7	6,0	4,7	0,3

Deshalb (siehe lit. 9) erscheint es mir ratsam, bei Normberechnungen nicht wie hier, TiO₂ an FeO gebunden zu denken. Am besten läßt man TiO₂ als Rutil ungebunden. Der relativ holie 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.

1	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt	ti	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	f 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
	<u> </u> 	ļ ļ										
						ļ			į			i e

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 Magmaherdes 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 Magmaherdes 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 Materiales erst eindeutigen Aufschluß geben. Vor allem ist aber zu berücksichtigen, daß die Intrusivstöcke und Gangbildungen von Traversella 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 befun-So verlangt die begonnene Untersuchung eine den haben. notwendige Erweiterung. Der Einzel- und Gesamtcharakter magmatischer Tätigkeit während der Bildung von Alpen und Karpathen muß festgestellt werden. Derartige provinzialchemische 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 I'. 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 Landen) 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 konstatierbare Gesetzmäßigkeiten wohlbekannter Art berichtet.

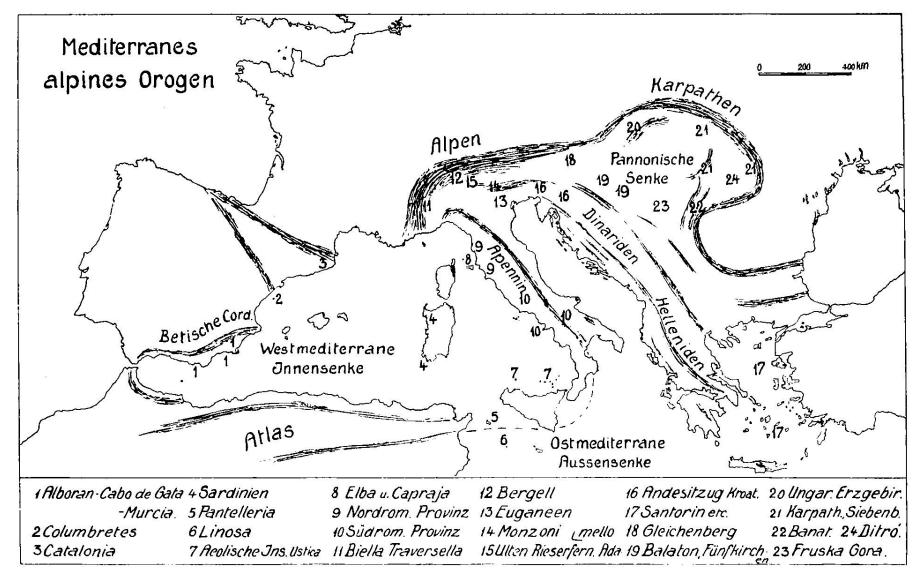


Fig. 1.

181

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 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 da-Es sind 1. das westmediterrane zwischen ein. 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.

A e gäisches 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 ost mediterrane 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 iedoch 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 lesinischen Alpen, der Colli Berici und der Euganeen am Südrande der Alpino-Dinariden gelegen sind. 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 Capraja und Toskana, 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 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 Jumilla 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. 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 Paro-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 herzynische 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) befinden, 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. 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 Eruptivstöcke 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 porphyrartig 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. Kontakt des Massives sind durch Assimilation bedingte anormale 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 schlankeren rabenschwarzen Hornblendesäulen grell abheben"), Biancotonalit (mit reichlicher Hornblendeführung), pyroxenführenden 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 Bayeno 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 sommaitdioritischen 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 Tavevannazvulkan 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 Uebergang 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 + $\mathbf{fm} + \mathbf{c} + \mathbf{alk} = 100$ 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 ∞ 31 und zugleich $\mathbf{c} \sim \mathbf{alk}$ 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. 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-reicheren Bergellergraniten lassen sich chemisch gleichen:

	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
$Medel sergranit,\ Gotthard massiv\ .$	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-

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	р
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
ļ					į.			Į.	

D							

256	40,5	23,5	17	19	ŀ	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	İ	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	engadinityosemitit.	J. Jakob	2,63
	Granit, Val Codera, Veltlin	yosemititengadinit.	L. Hezner	2,65
	Granit, Forno, Bergell	yosemititgranosyenit.	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	opdalitsyenitisch	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, Poira, 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
        0,78
```

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 Später zu besprechende Zusammenhänge gestellt wurden. 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

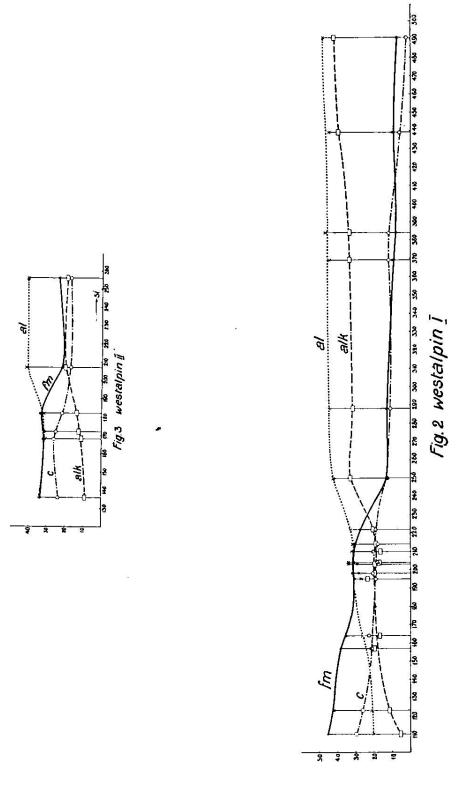
```
si al fm c alk k mg c/fm
Granitporphyr, Thunder Mountain 292 40 18 11 31 0,44 0,53 0,65 konfr. si 288
Banatit-Syenit, Yogo Peak . . 205 29 30 17 24 0,41 0,61 0,57 konfr. si 195
Monchiquit, Big Baldy Mt. . . 115 19 43 26 12 0,37 0,69 0,60 konfr. si 123
```

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 5a. 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. yosemitgranosyen.
195	27	30,5	19	23,5	0,57	0,46	0,64	Typus Biellasyenit. opdalsyenit.
2010/06/2010 2010		34		18				Typus Traverselladiorit. quarzdiormonz.
125	21	41,5	26	11,5	0,63	0,67	0,63	Typus Glimmerdiorit sommaitdiorit

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.

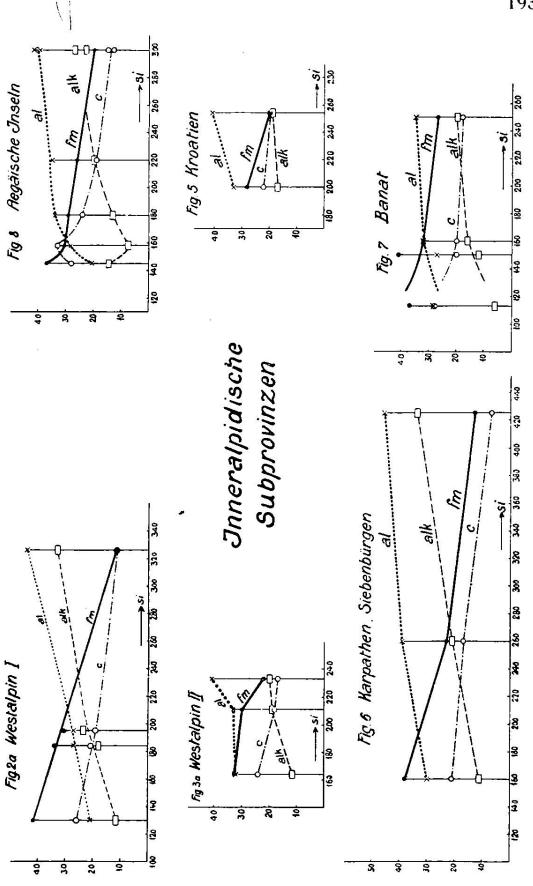


Naturgemäß lassen sich auch alle anderen chemischen Verhältnisse graphisch veranschaulichen. Beispielsweise kann man in rechtwinkligen Diagrammen k und mg gegenüberstellen, oder mg und c:fm, oder mg und si, oder mg und fm und so weiter. Wir wollen jedoch derartige Diskussionen erst für die größere Einheit 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 alalk 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 Sie sind jedoch so unzuverlässig, daß von einer Wiedergabe abgesehen wird. Immerhin lassen sie erkennen. daß in der Hauptsache die Adamellodifferentiation 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.



Als charakteristisch sehe ich folgende Werte an:

Tabelle 5b. 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	Typus der Tonalite
					bis 0,4	4 0		_

Währenddem 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, Sellaund 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 TiO2-Bestimmung, sowie die größtenteils fehlende P2O5-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.

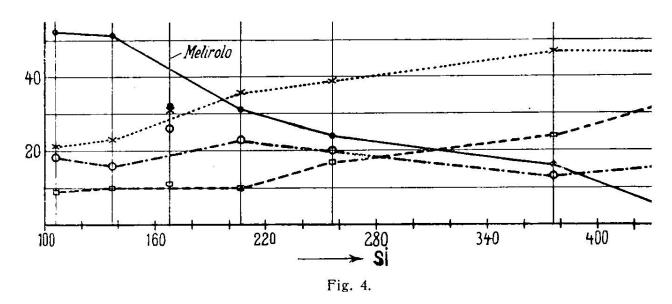
Tabellen 6 und 7 zeigen die Molekularwerte. Die Verwandtschaft mit der tonalitischen Differentiationstendenz im Bergell ist eine offensichtliche. Im allgemeinen ist in beiden Massiven k relativ hoch. Im Ultenmassiv ist in den si-reicheren Gliedern c niedrig. Ein Differentiationsdiagramm der Rieserferner 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).

si	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	QGlPorphyrit, 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	peléeitisch	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



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 Kispatič 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 dacitund 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, Trlicno östlich St. Rochus, Steiermark	extrem quarzdiorit.
226	33,5	24	26,5	16	0,12	0,25	1,10	Hypersthenandesit, Laz östl. Lepo- glava, 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 Lepoglava	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 1,0 200 33 28 22 17 0,15 0,4 0,79 Typus Hypersthenandesite von quarzdioritischem Magma

Setzt man den erst hingeschriebenen Chemismus in Beziehung zu dem Ouarzdiorit 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 Ouarzdiorite 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 Andesityulkane ein etwas Na- und Fe-reicheres Magma gefördert haben, als es dasjenige ist, welches den Tonalitintrusionen 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 8b). Im großen liegt eine

Tabelle 8 b. Fragliche Gesteine des Hypersthenandesitzuges.

si al fm 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 36,5 0,07 0,41 1,48 Felsodacit, Jesenje 9,5 14 357 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, Moždiene

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 nußte. 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 Vlegyaszagebirge. Die Rhyolithe, Pyroxenandesite, 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).

	•										
si	al	fm	c	alk	k	mg (e/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	Quelle
484	48	13,5	8	30,51	0,41	0,17	0,58	Rhyolith, Vlegyaszagebirge	aplitgranitisch	R. Lunzer	W 87, 5 8
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. LA.	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, Tolvajkö, 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	quarzdioritgranodior.	K. Emszt	W 353, 35
186	31	38	19	12	0,19	0,51	0,50	Andesit, Arsura, Bihargebirge	quarzdioritpeléeit.	R. Lunzer	
141	28,5	38	23,5	10	0,27	0,51	0,62	Augitdiorit, Tiscolcz	peléeitisch	M. Dittrich	
126	20,5	50,5	26	3	0,14	0,63	0,51	Olivinbasalt, Godinyesd, Hunyad	gabbroid	P. Rozlozsnik	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).

si	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 W
267	38,5	17	15,5	29	0,39	0,20	0,90	Gabbrodioritaplit, Oraviczabánya	yosemitmonzsyenitisch	K. Emszt	203, 282 W
262	32	29	17	22	0,21	0,38	0,58	Quarz-Dioritporphyr, Ujmoldava	quarzdioritisch	K. Emszt	353, 34 W
244	36,5	25	18	20,5	0,32	0,48	3 0,73	Banatit, Vaskö	quarzdioritisch	K. Emszt	263, 75
240	35	27	18,5	19,5	0,18	0,42	2 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	503, 177
172	30	42	17,5	10,5	0,29	0,38	5 0,41	Banatit, Osopot	dioritisch	K. Emszt	W 393, 172
158	31	32	24	13	0,28	0,2	7 0,73	Quarz-Biotit-Amphibol-Augitdiorit	dioritisch	K. Emszt	
134	25	40,5	22	12,5	0,21	0,46	6 0,55	(propylitisiert) Gabbrodiorit, Oraviczabánya	gabbrodioritisch	K. Emszt	W 503, 178
113	28,5	37,5	28	6	0,12	0,2	7 0,74	Gabbrodiorit, Oraviczabánya	ossipitisch	K. Emszt	W 543, 101
224	36	18,5	33	12,5	0,07	0,5	2 1,8	Endomorphes Kontaktgest., Ujmol	dava	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		c/fm	
234	41,5	20,5	19,5	18,5	0,24	0,30	0,98	Audesit, 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, Poira, Veltlin
162	31	38,5	23,5	8	0,28	0,44	0,60	Tonalit, Raffeinertobel, 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, Felvacza
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 Bondasca
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 Vergleichgesteine. 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		13					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.
24 0	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	peléeitisch
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 innerlialb 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 $\mathbf{al} = \mathbf{fm} \ (= 33), \ \mathbf{c} = 20, \ \mathbf{alk} = 14$ (Karpathen). Die Banatserie ergibt $\mathbf{al} = \mathbf{fm} = 32$ bei $\mathbf{si} = 160$. Zugleich ist $\mathbf{alk} = 16, \ \mathbf{c} = 20$. 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 chemischmineralogischer Variationsbreite und wohl auch geringer tem-

Tabelle II. Aegäische Inseln (Molekularwerte).

si l	al	ſm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker sp	pez. 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	yosemitplagioklasgr.	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, Kaimeni, Santorini	plagioklasgranit.	II. 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	Daeit, Kosona, Methana	quarzdiortonalit.	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, 19 8
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	peléeitisch	A. Röhrig	2,635	W 395, 192
165	33	32,5	23,5	11	0,21	0,38	3 0,72	Hornblende-Andesit, Methana	peléeitisch	A. Röhrig	2,647	W 415, 64
164	32,5	29,5	25,5	12,5	0,24	0,21	0,88	Andesit, Aegina	peléeitisch	A. Röhrig	2,767	W 395, 188
159	28	29	31	12	0,32	0,36	1, 08	Hornblende-Augit-Andesit, Aegina	ossipitdioritisch	A. Röhrig	2,610	W 395, 189
158	29	30,5	33	7,5	0,34	0,43	3 1,07	Hornblende-Andesit, Methana	ossipitisch	A. Röhrig	2,468	W 415, 63
145	20,5	37	28	14,5	0,20	0,3	4 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:

					k	100.00000	Dalay Dalayar H	
294	40	14	14	32	0,63	0,27	1,06	Trachyliparit, Verbloud, Piatigorsk
								Trachyliparit, Beschtaou, Piatigorsk
288	44,5	13	11	31,5	0,50	0,26	0,84	Granit, Forno Granit, Val Bondasca Bergell
25 0	42	12,5	12,5	33	0,51	0,53	0,99	Granit, Val Bondasca J 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 Kieselsäuregehaltes. 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 11a. 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, Santo- rini, 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, peléeitisch-quarz- dioritisch
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 Zahlenmateriales 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 Materiales 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 K2O und H2O) 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.

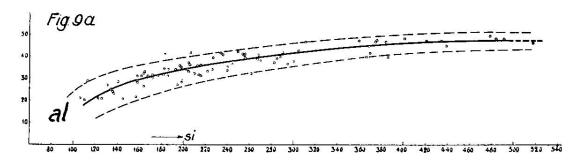
Aufs beste bestätigen das die Diagramme Fig. 9a—d, die aus dem Gesamtmaterial konstruiert werden. Fig. 9a zeigt die Abhängigkeit des al von si. Die Punkte liegen innerhalb eines schmalen, nach sinkendem si hin fallenden Streifens. Eine mittlere Linie läßt sich leicht zeichnen. Einige Zahlenwerte mögen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

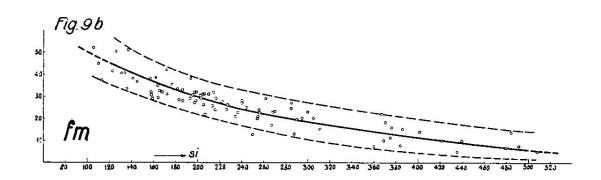
si	charakterist. al	Grenzen	Differenz der Grenzen	Differenz des al pro 50 si
500	47	43 - 50	7	١٥٥
400	46	41—50	9	} 0,5
300	41	36 - 46	10	} 2,5
250	38	31—43	12	} 3
200	34	27-39	12	} 4
150	28	19 - 35	16	} 6
120	21	13-30	17	} ca. 11

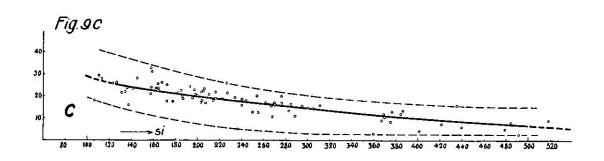
Wie die vierte Kolonne zeigt, wird die Streuung mit sinkendem si größer. Die Neigung der charakteristischen Kurve (sowie der Grenzkurven) wird, wie die letzte Kolonne dartut, in der gleichen Richtung langsam größer. Bereits bei si = 200 ist al kleiner als 40. Das ist eine höchst charakteristische Abhängigkeit, 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







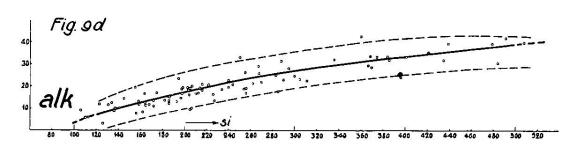


Fig. 9.

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 5,5	34	17,5	0,94
150	11	\ \ \ \ \ 7	28	17	0,64
120	7	<i>f</i> '	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 fmund c-Kurven (Fig. 9 b und 9 c). Der fm-Streifen wird seiner Lage nach durch folgende Werte festgelegt:

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

Daraus ist ersichtlich, daß etwas unterhalb $\mathbf{si}=200$, jedoch bedeutend oberhalb $\mathbf{si}=150$, die Isofalie erreicht ist. Schon erheblich oberhalb $\mathbf{si}=200$ ist \mathbf{fm} im Durchschnitt gleich \mathbf{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
50 0	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
25 0	$17,\!5$	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-

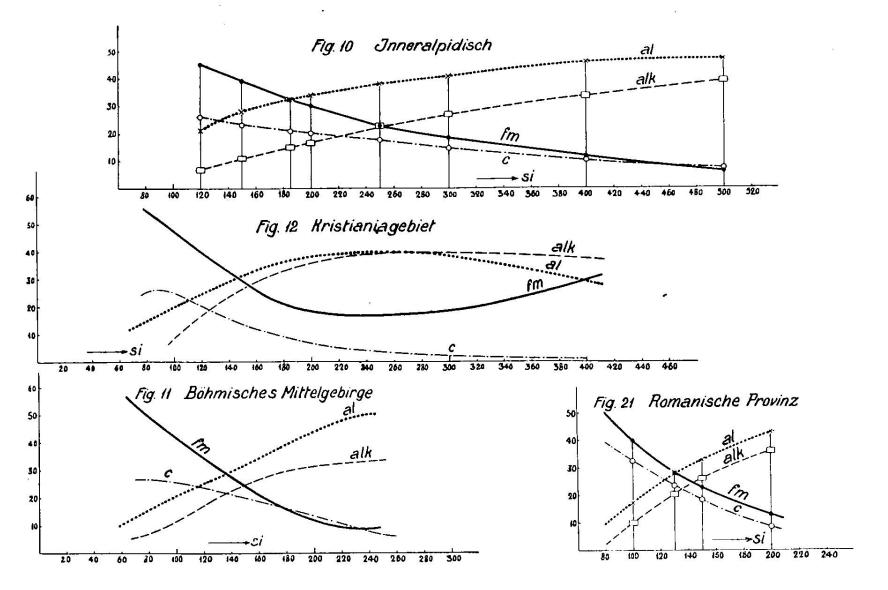
Diesbezügliche Untersuchungen ergeben, daß die mittleren Kurven sozusagen identisch sind mit denjenigen der Sierra Nevada Nordamerikas. Diese Differentiation weist lediglich ein bis si = 150 schwach höheres fm, von si = 150—100 schwach tieferes fm auf als die alpine. Auch ist von si = 200an abwärts zunächst 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 femische 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-alk)	(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	\pm 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-alk)	(alk-fm)	(al-fm)	(alk-c)	qz
200	34	30	19,5	16,5	+17,5	-13,5	+ 4	-3,5	+34
					+ 17				
					+17			-12	
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	l	al	fm	c	alk	(al-alk)	(alk-im)	(al-fm)	(alk-c)	qz
400	81	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	<u>+</u> 0	+ 23	+23	+37	- 10
200	I.	39	18,5	$6,\!5$	36	3	$+\ 17,5$	$+\ 20,\!5$	$+29,\!5$	- 44
150	60	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 Fe₂O₃. Na-Fe¹-Silikate sind die mineralogischen Merkmale einer solchen e v i s i t i s c h e n oder p a n t e l l e r i t i s c h e n 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

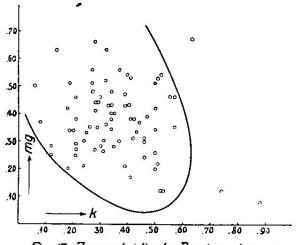
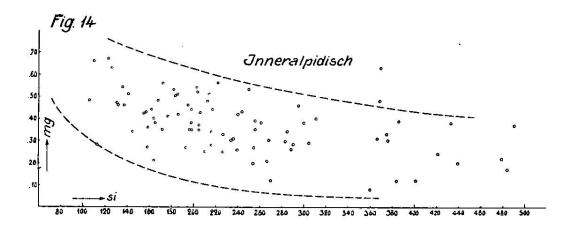
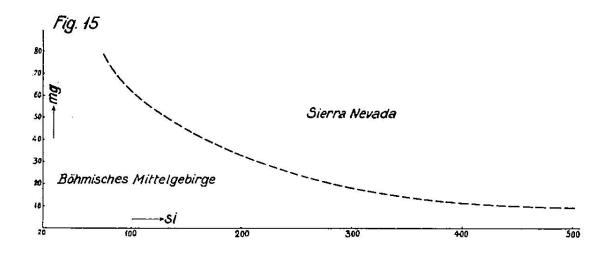


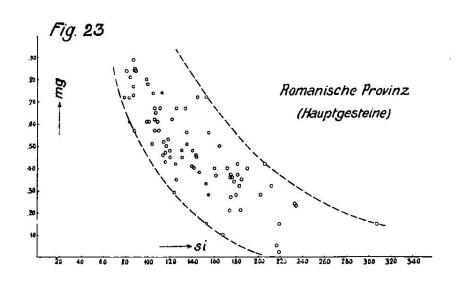
Fig. 13 Inneralpidische Provinz K:mg

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.







Gesteine des böhmischen Mittelgebirges und des Kristianiagebietes 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 vorwieg e n d 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 Beckeschen 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 Ca > Fe > Mg oder Fe > Ca > Mg aufweist, wobei in der Mehrzahl der Fälle $Ca > \frac{Fe + Mg}{2}$ 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:

		vortrias	isch			ju	ng	
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) pazifisch 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		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	granosyenplag.g	r. 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):

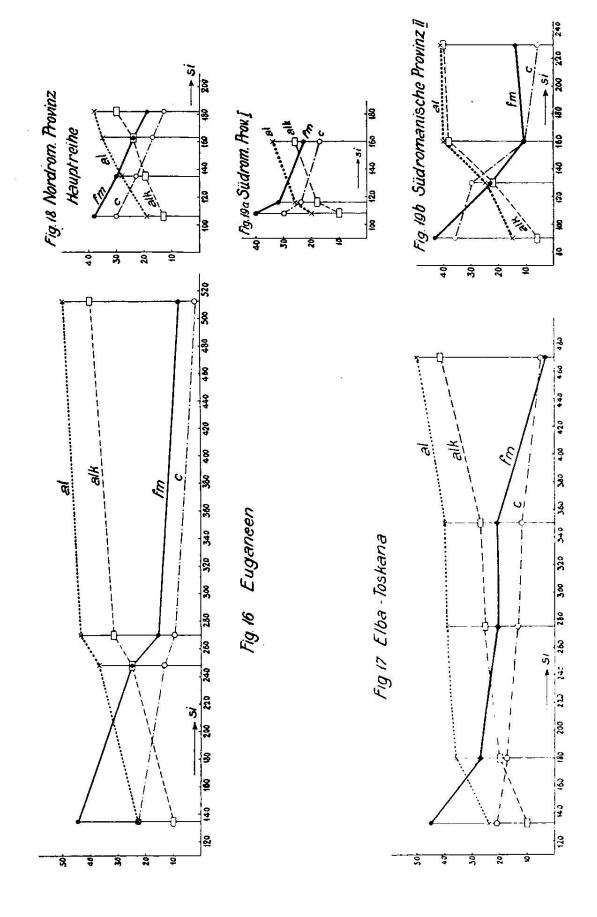
Tabelle 12a. Charakteristische Werte für die Euganeen.

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	0,83	0,37		Typus Plagioklastrachyte, plag granit-granosyenitisch
244	37	25	13	25	0,37	0,37	0,52	Typus Hypersthenandesite, quarz- essexit dioritisch
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
40 0	+ 11	+24	+35	+31	+156
300	+ 11,5	$+\ 17,5$	+29	$+24,\!5$	+ 70
250	+ 12	+ 4	+16	$+24,\!5$	+ 44
206	+ 13	- 1 3	\pm 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



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 Starks 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 grö-Beren Alkaligehaltes wirksamer sind als im Osten, wird durch Einbeziehung dieser Subprovinz lediglich verstärkt. magmen der Kalk-Alkalireihe treten Magmentypen, die Uebergänge zu solchen der Kali- und Natronreihe darstellen. 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 Eruptivgestéine 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).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker sp	ez. Ge	w.
304	42	19	10,5	28,5	0,68	0,32	0,57	Toskanit Mte. Cucco, Cerveteri	yosemititisch-	H. S. Washington	2,455	W 16 7 , 20
287	42	15,5	13,5	29	0,59	0,46	0,88	Trachyt (Toskanit) Fosso del Prato, Mte. Amiata)	granosyenit.	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		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		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	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	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		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 (Selagit) Mte. Catini	lamprosyenit.	H. S. Washington		W 431, 4
134	24	45	21	10	0,52	0,70	0,46	"Andesit" (Ciminit) Radicofani	sommaitdiorit.	H. S. Washington	 -	W 475, 57
132	23,5	45	21	10,5	0,51	0,69	0,47	"Andesit" (Ciminit) Radicofani	sommaitdiorit.	H. S. Washington	-	W 477, 58

Wir vergleichen:

si	al	fm	c	alk		k	mg	c/fm		
287	42	15,5	13,5	29	C),59	0,46	0,88		Toskanit, Mte. Amiata
288	44,5	13	11	31,5	10	,50	0,26	0,84	Ì	Granit, Forno, Bergell
245	37,5	23,5	15	24	0	,61	0,43	0,63	İ	Toskanit, Mte. Amiata
222	33	27,5	19	20,5	0	,37	0,56	0,69	ļ	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	, 5 2	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 K2O 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,
180	35,5	27	17,5	20	0,58	0,47	0,65	i	adamellitgranodioritisch Typus der monzonit. Trachyte, monzonitisch
133	24	4 5	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	2 1 1
470	50	3,5	õ	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	im	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).												
si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Ge	w. 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	0,223	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	
1 09	48,5	1,5	47	3	0,20	0,64	29	Anorthositeinschluß in Granit Crocetta	anorthositisch	E. Manasse	2,693	305, 6	
							Tab	elle 15. Capraja (Molekt	ılarwerte).				
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 \sim 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 Kalireih 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

si	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, Braciano
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	9000	27	100,000		100	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		,	0,62	Biotitlatit, Montalto, Viterbo
221	38		16,5	150	5,5%	•	0,65	Biotitlatit, Bagnaia, Mte. Cimini
206	39	25,5		20,5			0,60	Biotitlatit, Viterbo
206	34,5	22,5		19 [°]	0.50	10.50	1,08	Trachyt, San Magno, Bolsena
201	30,5		20	22,5		,	0,74	Vulsinit, Montecchio, Bagnaia
177	36,5		18	21,5	,	,	0,75	Vulsinit, Piano Cigliano, Viterbo
165	E		18	150	0,59	078K	- 10 mm	Vulsinit, Poggio Cavalieri, Vico
160				23,5			0,75	Leucittephrit, Croce di San Martino
153	29	30 [°]	$22^{'}$	19	175	2150	0,73	Leucittephrit, Convento, S. Angelo
152	22,5	43,5	19,5	14,5			0,45	Ciminit, La Colonetta, Monte Cimini
145			18,5	1.6		00.50	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	(i)	W 697, 1
shonkinitisch	H. S. Washington	-	W 693, 1
normal- bis syenitgranitisch	G. Aichino		W 347, 46
	G. Aichino	-	W 251, 42
normalgranitisch bis	G. Aichino		W 251, 43
monzonitsyenitisch	H. S. Washington	. 	W 367, 66
1)	A. Ricciardi	2,543	W 367, 64
opdalitisch	G. Aichino		W 443, 77
vesuvitisch (Ueberg.)	G. Aichino	-	W 477, 60
vesuvitisch (Ueberg.)	H. S. Washington		W 443, 79
monzonitsyenitisch	H. S. Washington	10 00-0 1	W 467, 3
monzonitisch	G. Aichino	2,73	W 443, 78
lamprosommaitisch	H. S. Washington	_	W 431, 7
yogoitisch	H. S. Washington	2,70	W 431, 8
tonalitisch	G. Aichino	_	W 367, 67
opdalitisch	L. Ricciardi	2,47	W 477, 59
lamprosyenitisch-monzonitisch	L. Ricciardi	2,52	W 367, 65
yogoitisch (Ueberg.)	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 nordromanischen Subprovinz.

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	_
182	38	19	13	30	0,65	0,35	0,68	Typus Vulsinite, Leucittrachyte-
4.00	0=	0.4		٠.	0.00	0 4 F	A = 4	Phonolithe, juvvesuv.
16 3	30	24	17	24	0,60	0,45	0,71	Typus Vulsinit-Leucittephrite,
				1000 En 120			****	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	50	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.

		nord	romanis	allgemein alpin						
182	(al-alk)	(alk-im)	(al-fm)	(alk-c)	qz	(al-alk)	(alk-fm)	(al-fm)	(alk-c)	qz
182 185	+ 8	+11	+19	+17	-38	+17	-17	<u>+</u> 0	-6	+25
150	+10,5	-5,5	+5	+2.5	-36	+17	-28	-11	-12,5	+6
140	+9,5	-9.5	± 0	-1	-40		<u> </u>	-		-
120	$+7^{^{\prime}}$	-18	-9.5	-10,5	-44	+14	-38	-21	-19	-8

Tabelle 17. Südromanische Provinz I (Molekularwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg		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	Juvitisch	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	E. Manasse	W 443, 81
175	35	25	15	25	0,49	0,36	0,60	Monzonit, Mte. Somma	monzonitsyenitisch		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)	C. Riva	W 445, 84
164	34	25,5	17	23,5	0,51	0,32	0,67	"Trachyt", Mascaglione, Phlegr. Felder	monzonitsyenitisch	E. Manasse	W 443, 83
151	36,5	18,5	20	25	0,58	0,35	1,05	Leucittephrit, Mte. Somma	monzonitsyemusen	Pisani	W 565, 13
147	35,5	22,5	16,5	25,5	0,77	0,38	0,73	Leucittephrit, Mte. San Antonio		H. S. Washington	W 563, 5
147	32,5	22	18	27,5	0,42	0,59	0,82	Pollenit, Mte. Somma		Pisani	W 565, 11
144	33,5	20	20	26,5	0,50	0,46	1,00	Leucittephrit, Mte. Somma	vesuvitisch	Pisani	W 565, 14
142	30,5	23,5	19	27	0,43	0,58	0,81	Pollenit, Mte. Somma		Pisani	W 565, 12
141	32	26	11,5	30,5	0,30	0,34	0,45	Glas 1906, Vesuv	normalsyenitisch?	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	,	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		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		H. S. Washington	W 581, 2
116	26,5	32	24	17,5	0,61	0,43	0,75	Leucittephrit, Vesuvlava 1906	sommaitisch	Pisani	W 581, 9
116	26	32,5	23,5	18	0,65	0,47	0,72	Mittlere Zus. vesuvischer Leucittephrite	bis		_
115	25,5	33	,	18	0,64	0,46	0,70	Vesuvlava von 1872	monzonitisch	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	,	38	24,5	15	0,57	0,56	0,64	Leucittephrit, Vesuvlava 1906		Pisani	W 671, 4
110	,	35		15	0,75	0,57	0,76	Leucitit, Pofi, Hernician Distr.		H. S. Washington	W 697, 4
110	23	35,5	26	15,5	0,66	0,51	0,73	Leucitbasanit, Lava 1914	sommaitisch	H. S. Washington	W 691, 1
108	,	37	,	14	0,54	0,59	0,74	Vesuvlava 1906		Pisani	W 697, 4
111	,	42	30	9,5	0,63	0,67	0,71	Sommait, Mte. Somma		Raoult	C. R. 165, 209
107		38		10,5		0,65	0,79	Ottajanit, Mte. Somma	shonkinitisch	Pisani	C. R. 165, 209
106		40,5	,	10	,	0,62	0,72	Ottajanit, Vesuv 1906	bis	Pisani	C. R. 165, 209
106	17	41	31,5	10,5	0,69	0,67	0,77	Sommait-Missourit, Mte. Somma	missouritisch	Pisani	C. R. 165, 209

Leere Seite Blank page Page vide

Tabelle 18. Südromanische Provinz II und III.

	si	al	fm	С	alk	k	ma	c/fm	Gestein, Fundort			20
	307	35,5	20,5	0	44	0,35	mg 0,15			Magma	Analytiker	Quelle
	234	40	14,5	6	39,5	0,47	0,23			lkaligranitevisitisch uvitisch		——————————————————————————————————————
	233	40	14	5	41	0,39	0,24				H.S. Washington	
	220	39	14	4,5	42,5	0,40	0,16	0,33	71 1111	ivitisch	H.S. Washington	
	219	47,5	9,5	1	42	0,59	0,02	0,12	7	ivitisch	H.S. Washington J. Jakob	W 273, 27
	218	41	14	4,5	40,5	0,41	0,15	0,34	D1 1011 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	ıvitisch		W 072 00
	186	45	6,5	6	42,5	0,36	0,21	0,88	Phonolith, Pollena, Mte. Somma		H. S. Washington Pisani	
	180	43	8,5	8	40,5	0,36	0,36	0,91	71 711 7 7		Pisani	W 311, 39
	177	44	6,5	6	43,5	0,33	0,09	0,88	Sodalithsanidinit, Mte. Somma	ordinarkitisch-juvit.	Pisani	W 313, 40
	175	41	10	11	38	0,48	0,27	1,12		vitisch	Pisani	W 313, 41
	174	43	8	10	39	0,58	0,21	1,29	- / 10	vitisch	Raoult	C. R. 165, 208
	168	43	6	8	43	0,88	0,10	1,4		,	H.S. Washington	C. R. 165, 208
	155	34	19,5	17	29,5	0,50	0,57	0,86	Mikrosyenit, Mte. Somma ve		Pisani	W 565, 10
	155	34,5	14	20	31,5	0,48	0,28	1,40		• • • •	Pisani	C. R. 165, 208
	154	38	14	13,5	34,5	0,64	0,34	0,96		vitisch	Pisani	W 581, 3
	153	38,5	10	14,5	37	0,59	0,15	1,45		• • • •		W 321, 2
	134	25,5	22,5	30	22	0,87	0,67	0,75			Pisani	W 521, Z
	126	25	24	30	21	0,80	0,67	0,8	Missourit bo	1 1	Pisani	
	104	15,5	47	30	7,5	0,47	0,74	0,64	Leucit-Kentallenit, Mte. Somma		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
		15,5	41,5	38	5	0,74	0,67	0,92	Puglianit, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 211
		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		Pisani	C. R. 165, 211
		10,5	45,5	36,5	7,5	0,51	0,73	0,81	7		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
		11,5	50	34	4,5	0,75	0,81	0,69	Biotitpyroxenolith, Mte. Somma		Pisani	C. R. 165, 211
			39,5	38,5	5	0,64	0,72	0,98	Sebastianit, San Sebastian		Raoult	C. R. 165, 211
			38	47	4	0,63	0,61	1,22	Puglianit, Mte. Somma		Raoult	C. R. 165, 211
-			30,5	28	18,5	0,67	0,57	0,93	Leucitit, Ticchiena son	mmaitisch-missourit.		W 697. 3
	- 6		35	25,5	17,5	0,73	0,51	0,72			H.S. Washington	
1	100	23	18	39,5	19,5	0,82	0,78	2,2	Vesbit, Mte. Somma bo		H.S. Washington	_
1	162	30,5	31,5	21,5	16,5	0,50	0,47	0,68	Biotit-Vulsinit, Mte. San Croce mo	onzonitisch	H.S. Washington	W 477 61
1	145	31	27,5	22,5	19	0,69	0,40	0,86	Y	Approx 1924 N	H.S. Washington	
1			32,5	22,5	14,5	0,57	0,52	0,70	Y			W 477, 62
1	134	27	32	27	14	0,58	0,51	0,84	O			C. R. 165, 209
1	27	28	34	24	14	0,71	0,62	0,70	Sommait, Mte. Somma		Pisani	W 469, 5
1	22	23	33	29	15	0,63	0,62	0,89	Sommait, Mte. Somma	The second of th		C. R. 165, 209
1	19	26,5			11	0,58	0,62	0,66	Sommait, Mte. Somma		Pisani	W 477, 63
					12	0,80	0,74	0,9	Missourit	9	Pisani	
	i			34	7			0,7	Melanokrater Missourit mis	econmitteen	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 \(\)	SIIC	UlikillitiSCII	Pisani	

Leere Seite Blank page Page vide

In mancher Hinsicht ist größere Verwandtschaft mit der Gesteinsassociation des böhmischen Mittelgebirges vorhanden. Jedoch abgesehen von dem ganz andern \mathbf{k} und \mathbf{mg} ergeben sich deutliche Unterschiede. Die Isofalie liegt indessen bei ähnlicher si-Zahl, wobei \mathbf{c} nur sehr wenig höher alk ist (si = 140, al = \mathbf{fm} = 29.5, \mathbf{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 17a und 18a. Südromanische Provinz-Typen.

```
si al fm c alk k mg c/fm
160 34 23 17 26 0,5 0,45 0,43 Typus Leucittephrite I, monzon.-syenit.
116 26 32 24 18 0,63 0,43 0,74 Typus Leucittephrite 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 Pyroxenolithe, 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 Differentiationsdiagramme der Figuren 19 a und 19 b.

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

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.

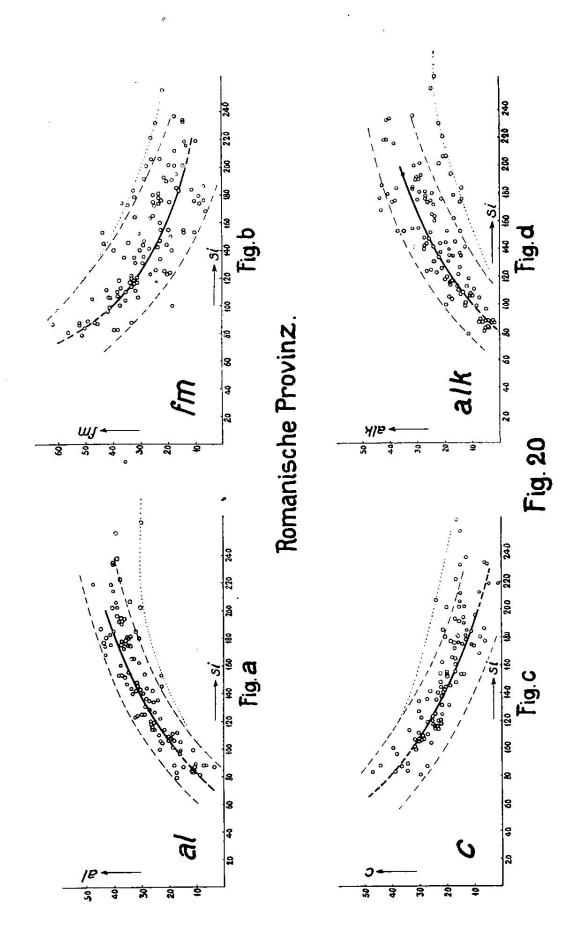
Die Figuren 20 zeigen, daß die Streuung eine größere ist. Zum nicht geringen Teil ist die Berücksichtigung von schlierenartigen Produkten daran schuld. Immerhin lassen sich innerhalb der Streifen charakteristische Kurven zeichnen, die folgende Verhältnisse aufweisen (siehe Figur 21, Seite 211):

```
alk:
alk (al-alk) (al-alk) (alk-fm)
 si | al
                              (al-fm)
                                    (alk-c)
                                         c- (al-alk)
                                                (fm-c)
                                    +27.5 + 1.5 + 4.5 - 44
200 43
       13 8,5 36
                +7
                              \pm 30
                     5,1 + 23
150 | 33
       23 18,5 26
                +7
                              +10
                                               +4.5 -46
                     3,9 + 3
                                    + 5,5 + 11,5
+4.5 -52
                                                    -54
                                               +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 $\mathbf{si}=200$ aus. Dann erfolgt ein bedeutend rascherer Abstieg der al- und alk-Kurven und ein steilerer Anstieg der fmund 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.

t	öhmische	s Mitte	lgebirge			ro	manisc	he Prov	inz
si	al	fm	c	alk	-	al	fm	c	alk
200	44	12	13,5	31,5	1	43	13	8,5	36
150	32,5	23,5	19,5	24,5	Í	33	23	18,5	26
120	25,5	34,5	23,5	17,5		25	31	26	18,5



Die romanische Provinz ist im Mittel noch etwas alkalireicher als die böhmische. Ein bei höherem si niedrigeres c wird in bedeutenden c-Ueberschuß 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 Ueberschuß 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

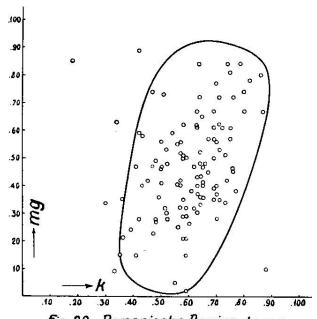


Fig. 22 Romanische Provinz K: mg

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 $\mathbf{k}=0.65$, $\mathbf{mg}=0.48$ liegt eine ziemlich zentral gelegene Häufungsstelle. In dem für atlantische Gesteine vom Charakter des böhmischen Mittelgebirges und des Kristianiagebietes typischen Bereich von $\mathbf{k}=0-0.38$ liegen nur zwei Projektionspunkte. Allgemein gesprochen ist die romanische Provinz \mathbf{k} - und \mathbf{mg} -reicher als die zwei genannten atlantischen Vergesellschaftungen.

Die Abhängigkeit des \mathbf{mg} von \mathbf{si} entspricht bei höherem \mathbf{si} mehr derjenigen atlantischer Provinzen, bei niedrigem \mathbf{si} derjenigen pazifischer Assoziationen. Mit anderen Worten, die Grenzkurven des Streifens im Diagramm Figur 23 steigen mit sinkendem \mathbf{si} rasch an. Im allgemeinen nimmt somit \mathbf{mg} auch mit steigendem \mathbf{fm} zu. Für $\mathbf{fm}=31$ würde etwa der Mittelwert $\mathbf{mg}=0.5$ 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 FeIII 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 Alkalialumound 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, at-lantische, 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 SiO₂. Trotz eines relativ hohen TiO₂-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 syeni. tischen 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 zwischen 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 Orogens können 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. Osann (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 s	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. Savelsberg	g —	331, 2
217	32	31,5	24,5	12	0,30	0,43	0,78	Hypersthendacit Cabo de Gata	tonalitpeléeit.	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		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	lamproitisch	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	1 0,82	0,29	Jumillit Jumilla	ļ	M. Dittrich		711, 3
	j				i							

Tabelle 19 gibt eine Uebersicht der molekularen Verhältnisse.

Neben Magmen 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:

F1			Мо	lekul	arz	ahlen	Gew. 0/0 Mineralbestand nach Becke						
Fundort	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	$40^{1/2}$	20	181/2	3	181/2
Alboran	137	24	38,5	31	6,5	0,28	0,34	0,80	$41^{1/2}$	5	20	9	$24^{1/2}$
Isla de la Nuba	127	22	41	30	7	0,38	0,50	0,73	38	16	24	$3^{1/2}$	181/2

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

	si	al	fm	c	alk
Augitnorit, Radautal, Harz Miharait, Mihara, Japan	112 132	$\begin{array}{c} 24,5 \\ 23 \end{array}$	39,5 46	30 28,5	$\substack{6\\2,5}$

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 Trachyte 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 erkenntlich. 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).

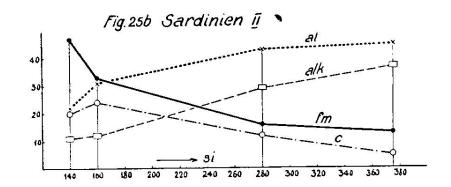
si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
330	29	30	2,5	38,5	0,34	0,06	0,12	Typus Pantellerit, evisitisch
245	38	20	7	35	0,30	0,23	0,29	Typus Trachyt, nordmarkitisch
110	18	48	24,5	9,5	0,19	0,46	0,51	Typus Basalt, alkaligabbrgabbro-
								dioritisch

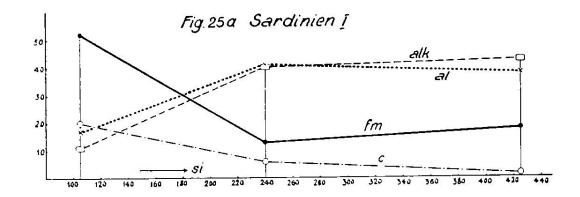
Tabelle 21 a. Linosa (Typenwerte).

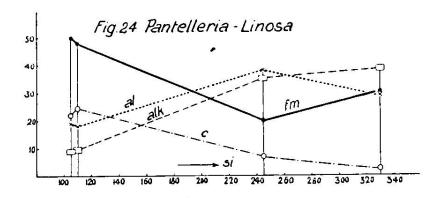
105 1	9 50	22	9	0,18 0,58	0,23 Typus	Basalt,	alkaligabbrgabbro-
					i		dioritisch

Tabelle 20 a. Aetna und Sizilien (Typenwerte).

119	26 35	26	13	0,20	0,40	0,74	Typus	Basalt, e	essexitgabbroid
105	19 45	20	16	0,11	0,52	0,44	Typus	Pelagoni	t, theralithisch







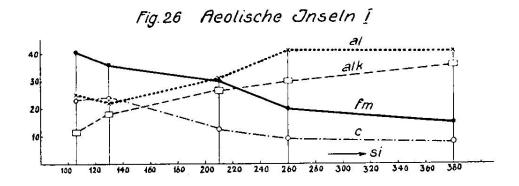


Tabelle 20. Aetna, Sizilien (Molekularwerte).

si	al	ίπ	ပ	alk	alk k		mg c/fm	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker	spez. Gew. W	w .
134	22	31	27	15	0,20	0,42	0,20 0,42 0,86	Basalt, Aetna 1908	alkaliossipitisch	Pisani	1	575, 14
129	30	31		12,5	0,25	0,46	26,5 12,5 0,25 0,46 0,84	Basaltasche, Aetna 1911	alkaliossipitisch	G. Ponte		507, 203
122	25,5	37,5	19,5	17,5	0,20	0,37	0,53	122 25,5 37,5 19,5 17,5 0,20 0,37 0,53 Basaltasche, Aetna 1911	Î	F. S. Starrabba	1	571, 26
121		32,5	25,5	14,5	0,20	0,40	08'0	27,5 32,5 25,5 14,5 0,20 0,40 0,80 Basalt, Aetna 1908	essexitgabhroid	F. S. Starrabba	2,815	575, 15
120	25	33,5	53	12,5	0,17	0,41	98'0	33,5 29 12,5 0,17 0,41 0,86 Basalt, Valle del Petrolo	essexitgabbroid	S. di Franco	1	507, 204
105	21		23,5	12	0,17	0,39	0,54	43,5 23,5 12 0,17 0,39 0,54 Basalt, Aetna 1886	essexit-	B. Gentilecusa?	2,91	681, 34
105	20,5	43,5	24,5	11,5	0,17	0,38	92,0	20,5 43,5 24,5 11,5 0,17 0,38 0,56 Basalt, Aetna 1883	theralithgabbroid	0. Silvestri	2,92	681, 33
109	109 18	52	17,5	12,5	0,11	0,57	0,33	17,5 12,5 0,11 0,57 0,33 Palagonit, Palagonia, Valdi Noto theralithgabbroid G. Ponte	theralithgabbroid	G. Ponte	2,803	2,803 677,2
103	103 19,5 42	42	20,5	20,5 18	0,11	0,52	0,49	0,11 0,52 0,49 Basalt, Serravalle, Val di Noto theralithisch	theralithisch	G. Ponte	2,868	2,868 691,1
102	19 42	45	21	18	0,10	0,49	0,51	0,10 0,49 0,51 Palagonit, Serravalle	theralithisch	G. Ponte	2,912	2,912 697, 1

Tabelle 21. Linosa (Molekularwerte).

655, 120	621, 111	-621,112	-621,113
1	.	1	ĵ
II. S. Washington	-essexitgabbroid H. S. Washington	theralithgabbroid H. S. Washington	hornblenditisch H. S. Washington
) gabbrodioritisch	f -essexitgabbroid	theralithgabbroid	hornblenditisch
. 0,50 Basalt, Monte Pouente	k 0,51 Basalt, Monte Ponente	0,43 Basalt, Il Fosso	0,24 Olivinbasalt, Monte Raneri
8 0,18 0,54 0,50	8,5 0,15 0,54 0,51	10,5 0,22 0,58 0,43	7,5 0,19 0,71 0,24
∞		10,5	7,5
117 20,5 47,5 24	46 23,5	9 49,5 21	6 61,5 15
117 2	112 22	105 19	90,5 16

Tabelle 22. Pantelleria (Molekularwerte).

345 42 0,43 0,11 0,22 Comendit, Cuddia Nera, Pantelleria Pantelleria 337, 327, 327, 327, 327, 327, 327, 327,		a_	fm	၁	alk	¥	BE	c/fm	Gestein, Fundort	Magma	×
35,5 2,5 38 0,34 0,04 0,07 Aegirin-Pantellerit, Mate. San Elmo 327, 327, 327, 327, 326, 326, 0,39 0,10 0,07 Hyalo-Pantellerit, Cantina Ziton 327, 327, 327, 327, 327, 327, 327, 327,	က	Ø	21,5	4,5	42	0,43	0,11	0,22	Comendit, Cuddia Nera, Pantelleria		335, 17
36,5 2,6 36,5 0,39 0,10 0,07 Hyalo-Pantellerit, Cantina Ziton evisitisch 327, 327, 337, 337, 327, 327, 327, 327,		47	35,5	2,5	38	0,34	0,04	0,07	Aegirin-Pantellerit, Mte. San Elmo		327, 5
30,5 1 41 0,34 0,05 0,04 Pantellerit-Bimsstein, Rione Buccarame evisitisch 337, 327, 327, 327, 327, 327, 327, 327,		24,5	36,5	ડ. ઉ	36,5	0,39	0,10	0,07	Hyalo-Pantellerit, Cantina Ziton		327, 7
32 1,5 43 0,33 0,06 0,05 Hyalo-Pantellerit, Gelkhamar 327, 27 1 39 0,35 0,06 0,04 Aegirin-Pantellerit, Gosta Zeneti 337, 25,5 1 39,5 0,34 0,09 0,03 Pantellerit-Obsidian, Costa Zeneti 337, 28,5 4 0,35 0,13 0,14 Trachyt, Costa Zichidi natronsyenitisch 157, 28,5 4 0,35 0,03 0,07 Hyalo-Pantellerit, Khagiar attronsyenitisch 157, 29,6 6,5 35,5 0,34 0,12 0,22 Pantellerit-Trachyt, Dunta Pozzolana evisitisch 337, 33 3 36 0,34 0,32 0,34 Trachyt, Mte. Gibele pulaskitisch 337, 20,6 7 35 0,31 0,24 0,34 Trachyt, Montagne Grande pulaskitisch 337, 47,5 25,5 0,5 0,1 0,23 0,34 Trachyt, Montagne Grande pulaskitisch 327, 47,5 25,5 0,0		27,5	30,5	Н	H	0,34	0,05	10,0	Pantellerit-Bimsstein, Rione Buccarame	•	337, 20
27 1 39 0,35 0,06 0,04 Aegirin-Pantellerit, Costa Zeneti 337, 25,5 1 39,5 0,34 0,09 0,03 Pantellerit-Obsidian, Costa Zeneti 337, 28,5 4 33,5 0,35 0,13 0,14 Trachyt, Costa Zichidi natronsyenitisch 157, 28,5 2 40,5 0,32 0,03 0,07 Hyalo-Pantellerit, Khagiar evisitisch 337, 337, 29,5 6,5 35,5 0,34 0,12 0,22 Pantellerit-Trachyt, Punta Pozzolana 537, evisitisch 337, 337, 20,5 0,36 0,17 0,08 Pantellerit-Trachyt, Costa Zeneti Pulaskitisch 337, 281, 20,5 0,31 0,24 0,34 Trachyt, Montagne Grande Pulaskitisch 337, 281, 47,5 25,5 10 0,41 0,53 Basalt, Roerstner Vulcan Basalt, Roerstner Vulcan Alkaligabbroid 619, 619, 48,5 25,5 0,16 0,51 0,52 0,41 0,52 B		23,5	32	1,5	1 3	0,33	90,0	0,05	Hyalo-Pantellerit, Gelkhamar		327, 6
25,5 1 39,5 0,34 0,09 0,03 Pantellerit-Obsidian, Costa Zeneti natronsyenitisch 157, 337, 28,6 4 0,35 0,13 0,14 Trachyt, Costa Zichidi natronsyenitisch 157, 337, 28,5 2 40,5 0,32 0,03 0,07 Hyalo-Pantellerit, Khagiar evisitisch 337, 29,5 6,5 35,5 0,34 0,12 0,23 Pantellerit-Trachyt, Punta Pozzolana evisitisch 337, 20 7 35 0,34 0,24 0,34 Trachyt, Mte. Gibele Puntaskitisch 281, 20,5 7 35,5 0,30 0,22 0,34 Trachyt, Montagne Grande Puntaskitisch 281, 47,5 25,5 10 0,41 0,53 Basalt, Foerstner Vulcan Basalt, Rosa Zeneti 619, 48,5 25,6 0,41 0,53 Basalt, Rosa Zeneti Basalt, Mte. Sant 'Elmo Basalt, Godia Ferle 619,		33	22	н	39	0,35	90,0	0,04	Aegirin-Pantellerit, Costa Zeneti		337, 18
28 4 33,5 0,35 0,14 Trachyt, Costa Zichidi natronsyenitisch 157, 28,5 2 40,5 0,32 0,03 0,07 Hyalo-Pantellerit, Khagiar evisitisch 337, 29,6 6,5 35,5 0,34 0,12 0,22 Pantellerit-Trachyt, Punta Pozzolana evisitisch 337, 20 7 36 0,37 0,39 Pantellerit-Trachyt, Met. Gibele Pulaskitisch 281, 20,5 7 35,6 0,30 0,24 0,34 Trachyt, Montagne Grande Pulaskitisch 281, 47,5 25,5 10 0,22 0,34 0,53 Basalt, Foerstner Vulcan Palkaligabbroid 619, 48,5 25,5 10 0,52 0,41 0,53 Basalt, Met. Sant 'Elmo Basalt, Cuddia Ferle 619, 47,5 24,5 24,6 0,50 0,52 Basalt, Cuddia Ferle Basalt, Cuddia Ferle 619,		34	25,5		39,5	0,34	60,0	0,03	Pantellerit-Obsidian, Costa Zeneti	_	337, 19
28,5 2 40,5 0,32 0,03 0,07 Hyalo-Pantellerit, Khagiar evisitisch 337, 29,6 6,5 35,5 0,34 0,12 0,22 Pantellerit-Trachyt, Punta Pozzolana evisitisch 337, 33 3 35 0,36 0,17 0,08 Pantellerit-Trachyt, Costa Zeneti Pulaskitisch 281, 20,5 7 35,5 0,30 0,22 0,34 Trachyt, Montagne Grande Pulaskitisch 281, 47,5 25 9,5 0,17 0,41 0,53 Basalt, Foerstner Vulcan Palkaligabbroid 619, 47,5 25,5 10 0,22 0,41 0,53 Basalt, Mte. Sant 'Elmo Basalt, Mte. Sant 'Elmo 619, 48,5 25 9,5 0,18 0,50 0,52 Basalt, Mte. Sant 'Elmo 619,		34,5	87	4	33,5	0,35	0,13	0,14	Trachyt, Costa Zichidi	natronsyenitisch	157, 55
29,5 6,5 35,5 0,34 0,12 O,22 Pantellerit-Trachyt, Punta Pozzolana evisitisch 337, 33 3 5 0,36 0,17 0,08 Pantellerit-Trachyt, Costa Zeneti 281, 20 7 35 0,31 0,24 0,34 Trachyt, Mte. Gibele 281, 20,5 7 35,5 0,30 0,22 0,34 Trachyt, Montagne Grande 281, 47,5 25 9,5 0,17 0,41 0,53 Basalt, Costa Zeneti 281, 47,5 25,5 10 0,22 0,41 0,53 Basalt, Roerstner Vulcan Alkaligabbroid 619, 48,5 25 9,5 0,18 0,50 0,52 Basalt, Mte. Sant 'Elmo 41, 47,5 24 9,5 0,16 0,51 Basalt, Cuddia Ferle 41,		53	28,5	© 1	40,5	0,32	0,03	0,07	Hyalo-Pantellerit, Khagiar		337, 21
33 3 5 0,36 0,17 0,08 Pantellerit-Trachyt, Costa Zeneti 437, 20 7 35 0,31 0,24 0,34 Trachyt, Mte. Gibele Pantellerit-Trachyt, Costa Zeneti 281, 281, 20,5 7 35,5 0,30 0,22 0,34 Trachyt, Montagne Grande 281, 281, 47,5 25 9,5 0,17 0,41 0,53 Basalt, Costa Zeneti 619, 47,5 25,5 10 0,22 0,41 0,53 Basalt, Reerstner Vulcan 818, 48,5 25 9,5 0,18 0,50 0,52 Basalt, Cuddia Ferle 619, 47,7 24 9,5 0,16 0,51 Basalt, Cuddia Ferle 619,		28,5	29,5	6,5	35,5	0,34	0,12	0,22	Pantellerit-Trachyt, Punta Pozzolana	evisitisch	337, 23
20 7 35 0,31 0,24 0,34 Trachyt, Mte. Gibele Pulaskitisch 281, 20,5 7 35,5 0,30 0,22 0,34 Trachyt, Montagne Grande 281, 47,5 25 9,5 0,17 0,41 0,53 Basalt, Costa Zeneti 619, 47,5 25,5 10 0,22 0,41 0,53 Basalt, Foerstner Vulcan 818, 48,5 25 9,5 0,18 0,50 0,52 Basalt, Mte. Sant 'Elmo 619, 47 24 9,5 0,16 0,51 0,51 Basalt, Cuddia Ferle 619,		29	33	က	35	98,0	0,17	80,0	Pantellerit-Trachyt, Costa Zeneti	_	337, 22
20,5 7 35,5 0,30 0,22 0,34 Trachyt, Montagne Grande f purasantiscut 281, 47,5 25 9,5 0,17 0,41 0,53 Basalt, Costa Zeneti 619, 47,5 25,5 10 0,22 0,41 0,53 Basalt, Foerstner Vulcan 619, 48,5 25 9,5 0,18 0,50 0,52 Basalt, Mte. Sant 'Elmo 619, 47,7 24 9,5 0,16 0,51 0,51 Basalt, Cuddia Ferle 619,		38	50	~	35	0,31	0,24	0,34	Trachyt, Mte. Gibele	mlackiticoh	281, 36
47,5 25 9,5 0,17 0,41 0,53 Basalt, Costa Zeneti 619, 47,5 25,5 10 0,22 0,41 0,53 Basalt, Foerstner Vulcan 818, 48,5 25 9,5 0,18 0,50 0,52 Basalt, Mte. Sant 'Elmo 619, 47 24 9,5 0,16 0,51 0,51 Basalt, Cuddia Ferle 619,		37	20,5	2	35,5	0,30	0,22	0,34	Trachyt, Montagne Grande	bulgarinsen (281, 35
47,5 25,5 10 0,22 0,41 0,53 Basalt, Foerstner Vulcan alkaligabbroid 619, 48,5 25 9,5 0,18 0,50 0,52 Basalt, Mte. Sant 'Elmo 619, 47 24 9,5 0,16 0,51 Basalt, Cuddia Ferle 619,		18	47,5	25	9,5	0,17	0,41	0,53	Basalt, Costa Zeneti		619, 109
48,5 25 9,5 0,18 0,50 0,52 Basalt, Mte. Sant 'Elmo 619, 47 24 9,5 0,16 0,51 Basalt, Cuddia Ferle 619,		17	47,5	25,5	10	0,22	0,41	0,53	Basalt, Foerstner Vulcan	 soligableoid	619, 110
47 24 9,5 0,16 0,51 0,51 Basalt, Cuddia Ferle	19/101	17	48,5	25	9,5	0,18	0.50	0,52	Basalt, Mte. Sant 'Elmo	amangaparar	619, 108
	10 10	19,5	47	54	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:

		P	antell	eria					Kris	tiani	a	
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	<u>±</u> 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 alk > al und erheblichem fm über 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

längs des Westrandes der Apenninen und zum Teil am Ostende der betischen Cordilleren emporgedrungen. 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 wieder pantelleritische Zweigdifferentiation (Comendite). Trachyte bis Phonolithe 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. Rhyolithe, 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 Hornblendetrachyandesiten, 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	
317 317 304	45,5 37 42	15 17 19	13 15 10,5	26,5 31 28,5	0,37	$0,36 \\ 0,19 \\ 0,32$	0,87	Trachydacite, Sardinien Toskanit, Toskana
264 250 240	41,5 42 45	18 12,5 12,5	12,5 12,5 6	28 33 36,5		0,53	0,71 0,99 0,48	Trachyandesit, Sardinien Bergeller Granit Trachyt, Sardinien
128 122 123	19 19 21	50,5 48,5 41,5	21 18,5 26	9,5 14 11,5	0,42		0,41 0,38 0,63	Basalt, Sardinien Basalt, Sardinien 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.
055				~-	2.10			
375					0,48	0,2	0,38	Typus Rhyolith, engadinitisch
280	4 3	16	12	29	0,45	0,3	0,75	Typus Trachydacit, yosemgranosy.
160	31	33	24	12	0,25	0,5	0,73	Typus Andesit, dioritisch-peléeit.
140	22	47	20					Typus Basalt, gabbrodioritisch

Tabelle 23. Sardinien (Molekularwerte).

si	al fm c alk	k mg c/fm	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	
378	45 12,5 6 36,5	0,49 0,31 0,46	Perlit, Punta Brenta, Monte Arci	engadinitisch	H. S. Washington	141, 228
375	45 12 — 43	0,46 0,03 —	Liparit, Calasetta, San Antioco		3	141, 221
282	40,5 15 5 39,5	0,45 0,26 0,33	Trachyt, Conca Cannas, Mte. Arci	engadinitisch-alkaligranitisch	A. Johnsen	141, 227
240	45 12,5 6 36,5	0,49 0,22 0,48		granosyenitisch	H. S. Washington	273, 29
	41,5 9 5,5 44		Trachyt, Sennariolo, Mte. Ferru	granosyenitisch	H. S. Washington	291, 33
231		0,48 0,10 0,64	Phonolith, Monte Tinzosu, Mte. Ferru	nordmarkgranosyenitisch	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	Analcimbasalt, 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	Analcimbasalt, 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
					11. 5. Washington	425, 16
381	40,5 18,5 7,5 33,5	0,47 0,29 0,39	Rhyolith, Macomer	rapakiwitisch	H. S. Washington	209, 317
369	42 17 8 33	0,43 — 0,47	Liparitpechstein, San Antioco	rapakiwitisch	A. Johnsen	209, 320
353	47 7 12 34	0,39 0,42 1,7	Liparit, Monte di Cresia, San Antioco	yosemititisch	A. Johnsen	209, 319
340	46 9 16 29	0,47 0,22 1,8	Trachydacit, Fonte Sa Teula, Ittiri	yosemititisch	F. Millosevich	209, 321
317	37 17 15 31	0,37 0,19 0,87	Trachydacit, S. Giorgio, Nurra	yosemititisch (Grenze)	F. Millosevich	239, 161
317	45,5 15 13 26,5	0,42 0,36 0,87	Trachydacit, Monte Casellone, Ittiri	yosemititisch	F. Millosevich	209, 322
295	36 19 14,5 30,5	0,35 0,22 0,75	Trachydacit, Riu Mannu, Sassari).	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	granosyenitisch-granitisch	F. Millosevich	209, 324
247				1		
	37 17,5 18,5 27		Trachvandesit, Riu Mannu, Sassari)	F Millosevich	239 163
192	CONTROL CONTROL CONTROL CONTROL	0,30 0,48 1,07	Trachyandesit, Riu Mannu, Sassari Trachyandesit, Canigha, Alghero	oranodioritisch-monz -svenitisch	F. Millosevich	239, 163 445, 86
192 174	35 22 22 21	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00	Trachyandesit, Canigha, Alghero	granodioritisch-monzsyenitisch	F. Millosevich	445, 86
174	35 22 22 21 34 30 24 12	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco	peléeitisch	F. Millosevich A. Johnsen	445, 86 395, 184
174 170	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa	peléeitisch tonalitisch	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington	445, 86 395, 184 415, 62
174 170 144	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci	peléeitisch tonalitisch gabbrodioritisch	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington H. S. Washington	445, 86 395, 184 415, 62 507, 206
174 170	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5 21 45,5 20,5 13	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44 0,13 0,52 0,45	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci Basalt, Mte. Austida	peléeitisch tonalitisch	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington	445, 86 395, 184 415, 62
174 170 144 142 352	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5 21 45,5 20,5 13 42 23,5 13 21,5	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44 0,13 0,52 0,45 0,19 0,20 0,54	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci Basalt, Mte. Austida Dacit, Monte Maiori, Putiflgari	peléeitisch tonalitisch gabbrodioritisch	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington H. S. Washington	445, 86 395, 184 415, 62 507, 206
174 170 144 142	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5 21 45,5 20,5 13 42 23,5 13 21,5 37,5 22,5 21,5 18,5	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44 0,13 0,52 0,45 0,19 0,20 0,54 0,33 0,30 0,95	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci Basalt, Mte. Austida Dacit, Monte Maiori, Putiflgari Vitro-Andesit, Monte Ferru	peléeitisch tonalitisch gabbrodioritisch gabbrodioritisch	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington	445, 86 395, 184 415, 62 507, 206 619, 100
174 170 144 142 352	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5 21 45,5 20,5 13 42 23,5 13 21,5	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44 0,13 0,52 0,45 0,19 0,20 0,54	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci Basalt, Mte. Austida Dacit, Monte Maiori, Putiflgari Vitro-Andesit, Monte Ferru Hypersthenandesit, R. Pranu Pira, Monte	peléeitisch tonalitisch gabbrodioritisch gabbrodioritisch (zerseßt!) granodioritisch	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington F. Millosevich H. S. Washington	445, 86 395, 184 415, 62 507, 206 619, 100 95, 28 263, 82
174 170 144 142 352 230	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5 21 45,5 20,5 13 42 23,5 13 21,5 37,5 22,5 21,5 18,5	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44 0,13 0,52 0,45 0,19 0,20 0,54 0,33 0,30 0,95	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci Basalt, Mte. Austida Dacit, Monte Maiori, Putiflgari Vitro-Andesit, Monte Ferru Hypersthenandesit, R. Pranu Pira, Monte	peléeitisch tonalitisch gabbrodioritisch gabbrodioritisch (zersett!) granodioritisch natronlamprosyenitisch	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington F. Millosevich H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington	445, 86 395, 184 415, 62 507, 206 619, 100 95, 28 263, 82 355, 40
174 170 144 142 352 230 200	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5 21 45,5 20,5 13 42 23,5 13 21,5 37,5 22,5 21,5 18,5 26,5 40 17 16,5	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44 0,13 0,52 0,45 0,19 0,20 0,54 0,33 0,30 0,95 0,27 0,58 0,43	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci Basalt, Mte. Austida Dacit, Monte Maiori, Putiflgari Vitro-Andesit, Monte Ferru Hypersthenandesit, R. Pranu Pira, Monte Andesit, Perdiera, Monte Arci [Arci	peléeitisch tonalitisch gabbrodioritisch gabbrodioritisch (zersett!) granodioritisch natronlamprosyenitisch gabbrodioritisch	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington F. Millosevich H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington	445, 86 395, 184 415, 62 507, 206 619, 100 95, 28 263, 82 355, 40 395, 183
174 170 144 142 352 230 200 161	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5 21 45,5 20,5 13 42 23,5 13 21,5 37,5 22,5 21,5 18,5 26,5 40 17 16,5 23,5 47,5 19 10 34 24 29,5 12,5	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44 0,13 0,52 0,45 0,19 0,20 0,54 0,33 0,30 0,95 0,27 0,58 0,43 0,14 0,57 0,40 0,32 0,44 1,2	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci Basalt, Mte. Austida Dacit, Monte Maiori, Putiflgari Vitro-Andesit, Monte Ferru Hypersthenandesit, R. Pranu Pira, Monte Andesit, Perdiera, Monte Arci [Arci Hypersthenandesit, Val Barca, Sassari	peléeitisch tonalitisch gabbrodioritisch gabbrodioritisch (zersett!) granodioritisch natronlamprosyenitisch gabbrodioritisch anorthositgabbroid	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington F. Millosevich H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington F. Millosevich	445, 86 395, 184 415, 62 507, 206 619, 100 95, 28 263, 82 355, 40 395, 183 543, 111
174 170 144 142 352 230 200 161 146 144	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5 21 45,5 20,5 13 42 23,5 13 21,5 37,5 22,5 21,5 18,5 26,5 40 17 16,5 23,5 47,5 19 10 34 24 29,5 12,5 30 36,5 24,5 9	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44 0,13 0,52 0,45 0,19 0,20 0,54 0,33 0,30 0,95 0,27 0,58 0,43 0,14 0,57 0,40 0,32 0,44 1,2 0,24 0,46 0,68	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci Basalt, Mte. Austida Dacit, Monte Maiori, Putiflgari Vitro-Andesit, Monte Ferru Hypersthenandesit, R. Pranu Pira, Monte Andesit, Perdiera, Monte Arci [Arci Hypersthenandesit, Val Barca, Sassari Hypersthenbasalt, Capo Sperone, San An-	peléeitisch tonalitisch gabbrodioritisch gabbrodioritisch (zersegt!) granodioritisch natronlamprosyenitisch gabbrodioritisch anorthositgabbroid gabbrodioritisch-peléeitisch	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington F. Millosevich H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington F. Millosevich A. Johnsen	445, 86 395, 184 415, 62 507, 206 619, 100 95, 28 263, 82 355, 40 395, 183 543, 111 543, 110
174 170 144 142 352 230 200 161 146	35 22 22 21 34 30 24 12 29,5 36 23,5 11 26,5 43 19 11,5 21 45,5 20,5 13 42 23,5 13 21,5 37,5 22,5 21,5 18,5 26,5 40 17 16,5 23,5 47,5 19 10 34 24 29,5 12,5 30 36,5 24,5 9	0,30 0,48 1,07 0,46 0,22 1,00 0,19 0,44 0,80 0,35 0,48 0,65 0,18 0,53 0,44 0,13 0,52 0,45 0,19 0,20 0,54 0,33 0,30 0,95 0,27 0,58 0,43 0,14 0,57 0,40 0,32 0,44 1,2	Trachyandesit, Canigha, Alghero Andesit, Seddas de Su, San Antioco Andesit, Monte Pischinale, Bosa Basalt, Uras, Monte Arci Basalt, Mte. Austida Dacit, Monte Maiori, Putiflgari Vitro-Andesit, Monte Ferru Hypersthenandesit, R. Pranu Pira, Monte Andesit, Perdiera, Monte Arci [Arci Hypersthenandesit, Val Barca, Sassari	peléeitisch tonalitisch gabbrodioritisch gabbrodioritisch (zersett!) granodioritisch natronlamprosyenitisch gabbrodioritisch anorthositgabbroid	F. Millosevich A. Johnsen H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington F. Millosevich H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington H. S. Washington F. Millosevich	445, 86 395, 184 415, 62 507, 206 619, 100 95, 28 263, 82 355, 40 395, 183 543, 111

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 Bergeats 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, Hornblendeandesite, Hornblende-Biotitandesite, Pyroxenandesite, Andesitbasalte, Basalte, Leucittephrite und Leucitbasanite sind Hauptgesteine. Bergeat (lift. 95) gibt folgende Uebersicht:

- I. Zeit der Vollkraft 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 Jetztzeit).
 - 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 Jetztzeit 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).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein, Fundor	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	alkaliossipitisch	A. Brun	575, 12
123	23,5	38,5	28,5	9,5	0,34	0,58	0,74	Basalt, August 1914, Stromboli) pyroxenitgabbrmilaraitisch	H. S. Washington	619, 105
122	21	41	29	9	0,34	0,57	0,70	Basalt, November 1915, Stromboli) ähnl. den Gesteinen v. Alboran	H. S. Washington	619, 104
7 214	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
? 172	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. Leucittephrit, sommyogoit.
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-peléeit.
125	23	39	28	10	0,3	0,57	0,72	Typus Basalt, ossipitessexitgabbr.

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 Wiederholung 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
								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:

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

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

d. Die vulkanischen Gesteine der Columbretes.

Währenddem Sardinien und die aeolischen Inseln im gro-Ben 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.

							c/fm	
181	42	13	9	36	0,34	0,23	0,69	Typus Trachytphonolith \ monzonit-
						•		Typus Tephritphonolith foyaitisch
110	26	4 0	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:

Für si 181 170 110
$$\mathbf{qz}$$
 -63 -42 -42

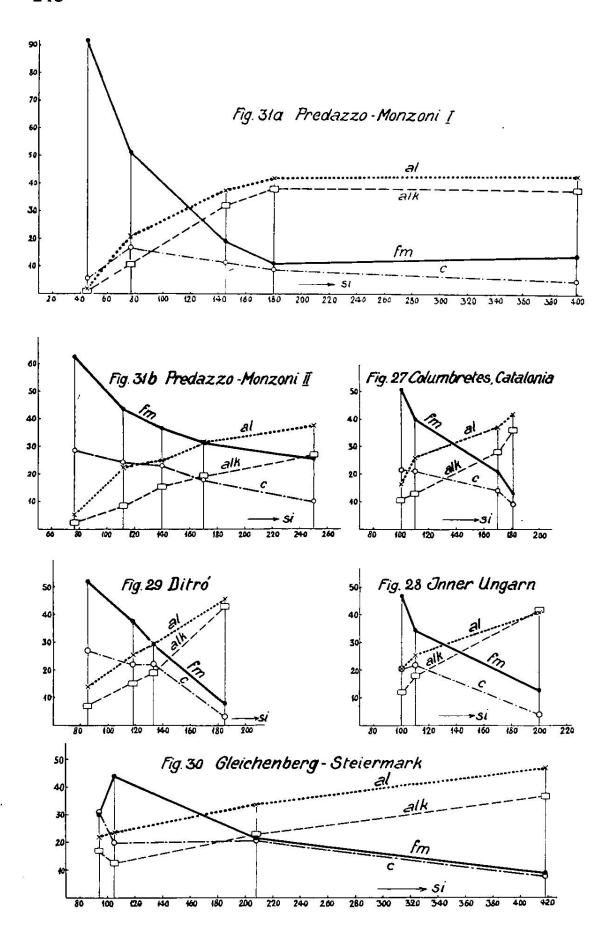
Sie sind somit relativ groß, Feldspatvertreter beziehungsweise Olivin müssen bei holokristalliner Entwicklung auftreten. Die Differenzen (al-alk) schwanken zwischen 6 und 13. Die Analogie mit der Provinz des böhmischen Mittelgebirges ist offensichtlich. Auch diese ist ja im Vergleich mit andern Provinzen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

Tabelle 25. Columbretes (Molekularwerte).

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Schnitt	Gestein, Fundort	Magma	Analytiker sp	ez.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 Trachytlava Ferrera	monzon it foy ait is ch	R. Pfohl	2,67	297, 28
158	36	23,5	13,5	27	0,34	0,35	0,58		Tephritischer Trachyt Bauza	monzon it foy ait is ch	R. Pfohl	2,67	569, 16
111	27	38,5	18	16,5	0,23	0,50	0,47	4	Homöogener Einschluß ir tephrit. Trachyt, Ferrera	^l 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).

si	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:

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 TiO2-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 Alkalibasaltvorkommnisse innerhalb der

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

si	al	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 Hegy, 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, Mencshely, 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, Eresztreny, Medves	theralith-gabbroid	K. Emszt	681, 31	W
83	20	43,5	28	8,5	0,29	0,65	0,64	Nephelinbasalt, Ujmaldova, Banat	theralith-essexitgabbroid	K. Emszt	695, 8	W

Tabelle 28. Ditró (Molekularwerte).

309	47!	7,5	7	38,5	0,44	0,11 0,9	92	Quarz Nordmarkit, Halasag	(zersetzt)	Chem. Versuchsanst.
199	44,5	8,5	3,5	43,5	0,23	0,11 0,8	39	Tinguait, Békénybach)	B. Mauritz
197	46	9	3,5	41,5	0,26	0,12 0,8	39	Tinguait, Kürüczbach	a.	B. Mauritz
181	46	9	2	43	0,32	0,39! 0,2	25	Elacolithsycnit, Ditró) normalfoyaitisch	Fellner
178	46,5	9	3	41,5	0,26	0,02 0,3	33	Tinguait, Czanótbach		Chem.Versuchsanst.
171	47,5	5,5	4	43	0,25	0,07 0,7	78	Elaeolithsyenit, Ditró	J	Chem. Versuchsanst.
133	29,5	29,5	22	19	0,20	0,63 0,7	75	Camptonit, Varbach	essexitisch	B. Mauritz
125	26	38	22	14	0,15	0,52 0,5	57	Camptonit, Tölgyes	essexitgabbroid	B. Mauritz
111	25	37	22	16	0,15	0,46 0,5	59	Camptonit, Orotva	theralithisch-thgabbroid	B. Mauritz
95	16,5	48,5	26	9	0,23	0,56 0,5	53	Essexitgabbro, Orotva	theralithgabbroid	B. Mauritz
78	11,5	56	28,5	4	0,17	0,65 0,5	51	Hornblendit, Taszók i	ssitisch	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. Rosen busch) 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, theralithisch
100	20,5	47	20,5	5 12	0,18	0,48	0,44	Typ.Nephelinbasalt,theralithgabbr.
95	20	46	26	8	0,18	0,60	0,57	Typus Basalt, essexitgabbrgabbr.

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	¢	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	Trachytphonolith, Columbr., monz foyaitisch

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 Karpathen 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. Mauritz (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		alk	k	mg	c/fm	
185	46	8	3	43	0,26	0,12	0,38	Typus Elaeolithsyenit u. Tinguait,
	0.0							foyaitisch
133								Typus Camptonit, essexitisch
118	25,5	37,5	22	15	0,15	0,49	0,58	Typus Camptonit, essexit-theralith-
	2.0							gabbroid
85	14	52	27	7	0,20	0,60	0,52	Typus Gabbro-Hornblendit, horn-
								blendit-theralithgabbroid

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

	Pazifi	sch (E	Banat)		Medi	terran	(Süd:	rom.)	Atlantisch (Ditró)				
Si	250	160	150	113	230	160	130	90	185	133	118	85	
al	35	32	27	28,5	41	4 0	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/fn	1 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	-4 3	

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 provinziale 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. Sig-mund (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 einheit-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 389 375 242 196 184 171 164 155 136 122 117 86 77 43	48 39,5 40,5 42,5 43 41 38 1 36,5 29 34 39,5 42 29 31 39,5 42 30 30 30 30 30 30 30 30 30 30	14 5 6 4 11,5 11,5 13 11,5 9,5 6 9,5 10 1,5 8,5 7 12,5 21 11 33 21 38,5 26 6 27 51 17 01,5 5,5	5 35 42 37,5 5 39 5 32,5 31,5 17 11,5 7,5 11	0,47 0 0,68 0 0,58 0 0,25 0 0,33 0 0,32 0 0,29 0 0,45 0 0,29 0 0,35 0 0,23 0	ng c/fm 1,14 0,36 ? 0,72 1,40 1,04 1,16 0,90 1,25 0,58 1,16 1,04 1,20 0,75 1,32 0,73 1,22 0,53 1,47 0,62 1,41 0,67 1,59 0,59 1,44 0,33 1,51 0,06	Gestein, Fundort Biotitgranit, Mulatto Granitaplit, Mulatto Kalisyenitgang, Mulatto Nephelinsyenitporphyr, Vrezzena Nephelininguait, Mulatto Nephelin-Syenitporphyr, Mulatto Nephelinsyenitgang, Viezzena Tinguait-Porphyr, Viezzena Nephelinporphyr, Allochet Nephelinmonzonit, Coccoletti Olivinmonzonitgang, Mulatto Rizzonit, Monzoni Camptonit, Mulatto Wehrlit, Monzoni	Magma engadinitisch engadinitisch-aplitgranitisch granosyeuitisch normal-monzonitfoyaitisch normalfoyaitisch normalfoyaitisch foyaitisch monmouthitisch monzonitisch essexitgabbroid alkaligabbroid peridotitisch	Analytiker J. Lemberg J. A. Ippen M. Dittrich, R. Pohl M. Dittrich M. Dittrich C. Hlawatsch M. Dittrich J. A. Ippen J. A. Ippen J. A. Ippen M. Dittrich M. Dittrich M. Dittrich M. Dittrich M. Dittrich M. Dittrich, R. Pohl C. Doelter C. Doelter M. Dittrich, R. Pohl
281 224		0 9,5 0,5 13,5	5 32,5 5 28		,38 0,49),21 0,65		rapakivitisch-granosyenit. tönsbergitisch	M. Dittrich J. A. Ippen
222 218	38 2		29 5 26,5	0,41 0	,54 0,89 ,26 0,43	The figure and an activities to the first and the first an	vesuvitisch monzonitsyenitisch	C. Doelter J. A. Ippen
214		1,5 10,5			0,22 0,48		tönsbergitisch	J. A. Ippen
209 192					0,32 0,35 0,22 0,59		syenitisch-monzonitsyenit. essexitisch	M. Dittrich, R. Pohl J. A. Ippen
189		29,5 16	23,5		0,40 0,54		monzonitisch-syenitisch	M. Dittrich
177	32 3	30 19	19		0,40 0,64	Hypersthenmonzonit, Mul.	monzonitisch	M. Dittrich, R. Pohl
170	32,5 2	27 17,	5 23		0,32 0,64	Gauteit, Tovo di Vena	monzonitisch-syenitisch	M. Dittrich
\161 (146		34 19 35 24,5	16 5 15,5),42 0,55),40 0,70	Sy. Monzonit, Mezzavalla Monzonit, Monzoni	monzonitisch sommaitisch	M. Dittrich
140		37,5 22,5	5 16.5),42 0,59	Monzonit, Mulatto	sommaitisch-yogoitisch	V. Schmelck M. Dittrich
133	26,5 3	37 22	14,5	0,36 (0,37 0,58	Kersantit, Traversellatal	gabbrodioritisch-monzonit.	M. Dittrich, R. Pohl
112	23,5 4	3,5 24,5	5 8,5		0,50 0,56	Glimmergabbro, Malgola	essexit-normalgabbroid	M. Dittrich, R. Pohl
76,5		52,5 29,5),45 0,47	Pyroxenit, Malgola	pyroxenitisch	M. Dittrich, R. Pohl
143 129			5 13,5 5 14,5		,35 1,24 ,42 1,01	Monzonit-Plagioklasit, Mezzavalla Shonkinit, Canzocoli	anorthositgabbroid —	M. Dittrich, R. Pohl 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 zweitenSerie. 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	TypusGranit, engadinitisch
180	42	11	9	38	0,30	0,20	94	Typ. Nephelinsyenit, normfoy.
145	37,5	19	11,5	32	0,26	0,27	ð.	Typ. Nephelinporphyr, mnzfoy.
77	21	51	17	11	0,20	0,44	0,33	
4 3	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, granosyenmonzsy.
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, gabbrodior.
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	ļ	Si-MonzTyp., Predazzo-Monzoni
180 35,5	27	17,5	20	0,58	0,47	0,65	Trachyttypus, Toskana
140 25			,	,	,		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, worauf bereits Stark hingewiesen hat.

Natürlich interessiert uns hier besonders die geologischtektonische 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. jedoch das Gebiet später abweichenden Verhältnissen unterworfen gewesen sein, die zu atlantischen Nachintrusionen 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 suchung sein müssen, über die besonderen Verhältnisse dieses dinaridischen Gebirgsstückes Aufschluß zu erlangen. Vielleicht läßt sich doch noch die Altersfrage eindeutiger lösen.

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 Materiales 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 er-Das zeigt, daß die chemische Variationskennen läßt. breite der Eruptivgesteine eine beschränkte und gesetzmäßig

259

bedingte ist, die seit den ältesten Zeiten an Amplitude kaum Einbuße erlitten hat. Das Differentiationsvermögen 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. 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 Explosiverscheinungen 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 scher 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 Verhältnisseist."

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 Orogens zahlengemäß zu prüfen. Es ist selbstverständlich, daß ein erster derartiger Versuch deshalb nicht zum Endziel führen kann, weil sowohl petrographisch-chemische wie geologischtektonische 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 Einzelvorkommnis 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: fisch, 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 ziehen. 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 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-

tiationsverlauf durch eine möglichst einfache Formulierung im großen zu charakterisieren. Das ist naturgemäß nur in schematischer Weise möglich und kann das Spezialstudium der Gesamtmannigfaltigkeit 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 bis zu einem gewissen Grade meistens auch c. Berücksichtigt man statt des gesamten fm nur den Anteil, der normativ nicht als Fe2O3 an Alkalien gebunden ist, so verschwindet die scheinbare Anopantelleritisch-evisitischer Zweigdifferentiation Der gesamte Charakter eines Differentia-(siehe Seite 213). tionsdiagrammes 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 darf dies jedoch nicht mißverstanden werden. zuschreiben. sind die Absichtlich Gesamtdiagramme der Traversella-Biella-Bergellerdifferentiation 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.

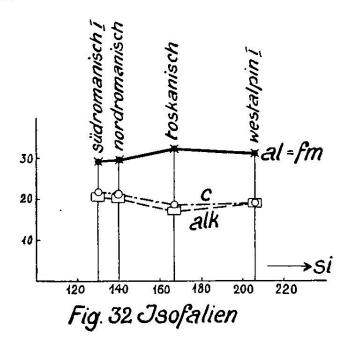
Eine Zusammenstellung ist in Tabelle 31 zu finden. Ueber k und mg sind, der Variabilität entsprechend, nur qualitative Angaben vermerkt. Es bedeuten: n im allgemeinen niedrig, m mittel, h hoch.

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 alk ~ c im Gebiet der Isofalie ausgezeichnet.

Tabelle 31. Typische Isofalien der Subprovinzen des mediterranen Kettengebirges.

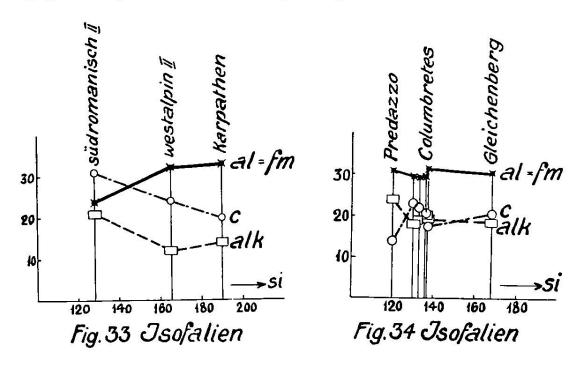
sl 160 190 168 195 165 206 206 206 167 140 130 128	1a 32 33,5 30,5 34 32 31 29 32 29,5 29 24	fm 32 33 30,5 34 32 31 29 32 32 29,5 29	20 20 30 22 24 19 18 16 18,5 21 21,5 31	16 14 9 10 12 19 24 20 17,5 20 20,5 21	$\begin{array}{c} \mathbf{qz} \\ -4 \\ +34 \\ +32 \\ +55 \\ +17 \\ +30 \\ +10 \\ +26 \\ -3 \\ -40 \\ -54 \\ -56 \end{array}$	k n-(m) m-n n m-(n) m n-m m n-m n-m m-h h	mg n-(m) n-m n-(m) m m m m m m m m m m h	Banat Karpathen Aeg. Inseln, Kroatien z. T. Rieserferner westalpin II westalpin I (Mittel) westalpin I (Extrem) Euganeen Toskana nordromanisch südromanisch I	dioritisch quarzdioritisch-tonalitisch ossipitisch tonalitisch dioritisch-tonalitisch opdalitisch-syenitisch quarzdioritisch-opdalitisch si-monzonitisch monzonitisch borolanitisch		
210 195 180 165	30,5 30,5 30,5 32	30,5	12,5 13,5 12 23	26,5 25,5 27 12	$\begin{vmatrix} + & 4 \\ - & 7 \\ -28 \\ +17 \end{vmatrix}$	m n n-m n-m	m n n m	? Aeolische Inseln z.T. Pantelleria Sardinien I Sardinien II	kali- bis natronsyenitisch natronsyenitisch natronsyenitisch tonalitisch-peléeitisch		
170 120	31,5 31	31,5 31	18 14	19 24	$\begin{vmatrix} -6 \\ -76 \end{vmatrix}$	m n	m n	Predazzo II Predazzo I	si-monzonitisch nosykombitisch		
133 136 137 168	29,5 29,5 31,5 30,5	29,5 31,5	22 20,5 17,5 20,5	19 21 19,5 18,5	$\begin{vmatrix} -43 \\ -48 \\ -43 \\ -6 \end{vmatrix}$	n n-(m) n-(m) m	m-n n-m n-m m-n	Ditró, Inner-Ungarn z. T. Böhmisches Mittelgebirge Columbretes Gleichenberg	essexitisch essexitisch essexitisch essexitisch-monzonitisch		
	Allgemeine Isofalien.										
185 185 130 136	32 31 28 29,5	32 31 28 29,5	21 19 23,5 20,5		$\begin{vmatrix} +15 \\ +9 \\ -52 \\ -48 \end{vmatrix}$	m-n m-n m-h n-m	m m m-h n-m	jungalpidisch altzentralalpin romanisch böhmisch	quarzdioritisch-tonalitisch opdalitisch-quarzdioritisch sommaitisch-monzonitisch 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.



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-reicheren 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 Uebergang von pazifischer zu mediterranen Sippe. Karpathen, Aegäische Inseln, oder westalpin II, südromanisch II geben ein ähnliches Bild hinsichtlich der kalkteichen 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 (Beziehung zu Sardinien, westalpin und romanisch). Werte, wie sie den Differentiationen von Pantelleria und Sardinien I zukommen, sind typisch für schwach atlantische Vergesellschaftung mit pantelleritischer Spaltungstendenz. Bei normaler



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, bezw. 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 Kieselsäuregehalt 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 Magmaherde 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. 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 SiO2-und Al2O3-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.

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-Dieser ist in allen drei Reihen von niedrigen zu Gehaltes. 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, Phonolithe, 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:

			Anden		Böhmisches Mittelgebirge			
Si-Gehalt	Zahl der Analysen	Si	Al+Mg+Na	Ti + Fe + Ca + K	Zahl der Analysen	Si	Al+Mg +Na	Ti +Fe+Ca + K
75—7 0	3	70,9	22,8	6,3		_		
70 - 65	4	67,4	24,2	8,4				
65-6 0	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
4035	-				8	37,6	36,8	25,6
60—55 55—50 50—45 45—40	7 3 4	57,9 53,0 49,2	28,8 32,6 32,5	13,3 14,4 18,2	8 12 12	51,5 47,2 42,3	33,1 31,0 34,2	15,4 21,8 23,5

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 me i den. 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 schaift hier Klarheit.

Besteht somit hinsichtlich der magmatischen Aktivität im Kettengebirge und Vorland eine Beziehung im Beckeschen 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 Verhältnisse. Die Provinzialverteitektonischen lung der Magmen mußin erster Linie als etwas Gewordenes, das organisch mit allgemein tektonischen Prozessen zusammenhängt, dem Studium unterworfen werden. zweiter Linie erhebt sich die Frage nach primären, das heißt

vororogenetisch entstandenen Unterschieden. Provinzen, wie die von Predazzo-Monzoni, die von Sardinien nehmen Aeußerungen 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 Zusammenhanges leicht 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 Orogens zusammengestellt:

- 1. Im Gebiet der sich bildenden Geosynklinalregion 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.

Literaturangaben.

- 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. Staub 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 (Vlegyásza-Bihargebirge).
- 34. Vitális St., Földtani Közlöny. Bd. 34. 1904. Seite 443—468 (Balaton-Berggebiet).
- 35. Szádeczky J., Az Erd. Mwz. Egyl., Értesitője. Bd. XXV. 1903. Seite 170 bis 193 (Nagybáród).
- 36. Pálfy M., Földtani Közlöny. Bd. 35. 1905. Seite 366-371 (Verespatak).
- 37. Rozlozsnik P., Földtani Közlöny. Bd. 35. 1905. Seite 505-537 (Arad-Hunyad).
- 38. Rozlozsnik 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. Dölter C., Tschermaks Min. Petr. Mitt. 1873. Seite 51-106.
- 41. Szádeczky J., Földtani Közlöny. Bd. 39. 1909. Seite 436-464 (Verespatak).
- 42. Rozlozsnik P. und Emszt K., Földtani Közlöny. Bd. 41. 1911. Seite 343—360 (Medvesgebirge).
- 43. v. Lôczy L., jun., Földtani Közlöny. Bd. 42. 1912. Seite 781-807 (Villanyer-Banergebirge).
- 44. Pávai-Vajna Fr., Földtani Közlöny. Bd. 42. 1912. Seite 474—475 (Budapest).
- 45. v. Pâlfy M., Mitt. Jahrb. Kgl. Ung. Geol. L. A. Bd. XVIII. 1911 (Siehenbürg. Erzgebirge).
- 46. v. Inkey B., Földtani Közlöny. Bd. 42. 1912. Seite 851—869 (Siebenbürg. Erzgebirge).

- 47. Emszt K. und Rozloznik K., Földtani Közlöny. Bd. 43. 1913. Seite 494 bis 499 (Ujmoldova).
- 48. Halaváts J., Földtani Közlöny. Bd. 43. 1913. Seite 268—277 (Tektonik Erzgeb.).
- 49. Mauritz B., Földtani Közlöny. Bd. 43. 1913. Seite 367-370 (Fruska Gora).
- 50. Szádeczky 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 ! A., Földtani Közlöny. Bd. 44 (1914). Seite 456-461 (Sebestal).
- 52. v. Szentpétery S., Földtani Közlöny. Bd. 46 (1916). Seite 148—170 (Mesoeffusivgesteine).
- 52a.v. Pálfy M., Földtani Közlöny. Bd. 46 (1916). Seite 133—148 (Propylitisierung).
- 53. Junghann H., N. Jahrb. f. Min. B. B. XXXIII. 1912. Seite 1—42 (Tiscolcz, Gomör).
- 54. v. Papp K., Földtani Közlöny. Bd. 42. 1912. Seite 808-838 (Pokoltal).
- 55, v. L ô c z y L., Földtani Közlöny. Bd. 48. 1918. Seite 293-299 (Tektonik und Eruptivgesteine).
- 56. v. Lôczy L., Földtani Közlöny. Bd. 48. 1918. Seite 331-332 (Hargitta).
- 57. Der wies V. A. Recherches géol. et petrog. sur les Laccolithes des environs de Piatigorsk. Genève 1905.
- 58. Washington H.S., Journ. of Geology. 1895. vol. II. Nr. 8 und vol. III. Nr. 1 und 2 (Aegina, Methana).
- Washington H. S., Congrès Géolog. Internat. 12. Session. Canada 1912.
 C. R. 1913. Seite 235. (Sardinien und Santorini).
- 60. Lacroix A., C. R. Bd. 140. 1907. Seite 974 (Santorini).
- 60a. Millosevich F., Rend. Ac. Linc. Bd. XXI. Seite 310. 1912 (Aeg. Inseln).
- 61. Stark M., Tschermaks Min. und Petr. Mitt. Bd. 25. 1906. Seite 313.
- 62. Williams J. F., N. Jahrb. f. Min. B. B. V. 1887. Seite 381-450 (Toskana).
- 63. Ricciardi L., Gazz. Chim. Ital. Bd. XVIII. 1888 (Toskana).
- 64. Martelli A., Boll. Soc. Geol. Ital. Bd. XXVIII. 1909. Seite 436 (Toskana).
- 65. Washington H.S., Am. Journ. of Science. Bd. IX. 1900. Seite 52 (Toskana).
- 66. Klein C., Sitzb. Pr. Akad. Wiss. 1888. Seite 96 (Mittelitalien).
- 67. Sabatini V., Vulc. Cimini (II. Teil der "I Vulcani dell'Italia Centrale"). Roma 1912 (Mittelitalien).
- 68. Lacroix A., Nouv. Arch. Mus. Bd. IX. 1907 (Vesuv).
- 69. Lacroix A., C.R. Bd. CXLIII. 1906. Seite 14 (Vesuv).
- 70. Lacroix A., C. R. Bd. 165. 1917. Seite 209, 211 (Vesuv). C. R. Bd. 144. 1907. Seite 1245—1251.
- 71. Sabatini V., I Vulcani dell'Italia Centrale. I. Teil. Roma 1900 (Mittelitalien).
- 72. Washington H. S., The roman comagnatic region. Washington 1906 (Mittelitalien).
- 73. Washington H. S., Metallurg. and Chemical Engineering. vol. XVIII. 1918 (Mittelitalien).
- 74. Emmons H., Quart. Journ. Geol. Soc. Bd. XLIV. Seite 142. 1893 (Capraja).
- 75. d'Achiardi G., Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. Bd. XIX. 1903. Seite 121 (Elba).
- 76. Manasse E., Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. Bd. XXVIII. 1912. Seite 184 (Elba).
- 77. Aloisi P., Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. Bd. XXVI. 1910. Seite 20 (Elba).
- 78. Manasse E., Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. Bd. XVII. 1900. Seite 224 (Elba).
- 79. Osann A., Zeitschr. deutsch. geol. Gesellschaft. Bd. XLI. 1889. Seite 297 bis 312. Bd. XLII. 1891. Seite 323-345 und 688-722 (Cabo de Gata).

- 80. O s a n n 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. I) e p r a t 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).
- 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 155-189 (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. Rozlozsnik P. und Emszt K., Földtani Közlöny. Bd. 41. 1911. Seite 354 (Medvesgeb.).
- 108. Mauritz B., Földtani Közlöny. Bd. 40. 1910. Seite 581—590. Ehenda. 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). Scite 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. Romberg J., Abh. Preuß. Akad. Wiss. 1904. Anhang I-135 (Predazzo).
- 111. Doelter C., Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd. 21. 1902. Seite 97-106 (Monzoni).
- 112. Ippen J. A., Verhandl. Geolog. R. A. Wien 1903. Seite 137 (Monzoni).
- 113. Brögger W. C., Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes II. 1895 (Predazzo).
- 114. Hlawatsch C., Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd. 20. 1901. Seite 40-53 (Predazzo).
- 115. Hoernes R., Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CXXI. Abt. I (Predazzo).
- 116. Becke F., Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. CXX. Abt. 1.
- 117. Washington H. S., Journal Frankl. Inst. vol. 190 (1920). Seite 757--815.
- 118. Hammer W., Denkschriften Ak. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. 98 (1921). Seite 11-73.
- 119. Washington H. S., Proc. Nat. Acad. Sci. I (1915). Seite 574.
- 120. Niggli 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.)