

BEITRÄGE ZUR VERTEILUNG DER ERUPTIVGESTEINE.

VON FRANZ BARON NOPCSÁ.

— Mit der Figur 1. —

Der erste, der mit scharfem Auge das kranzartige Auftreten von Eruptivgesteinen am inneren, concaven Rande gefalteter Gebirge erkannte, war E. SUSS.¹ Um nur einige der auffallendsten derartigen Vulkankränze zu nennen, sei der innerkarpathische Vulkankranz, dann jener erwähnt, der den südlichen Apennin und dessen Fortsetzung in Nordafrika begleitet, ferner der mazedonisch-jonisch-kleinasiatische Vulkankranz.

Das Material, das in solchen Eruptivgebieten auftritt, ist vorwiegend *Trachyt* und *Andesit* und zum Teile auch *Dacit* und *Rhyolit*. *Basalte* finden sich verhältnismäßig selten. Was die Längsausdehnung der Eruptiva so eines Gebietes betrifft, so genügt die Angabe, dass im inneren Karpathenbogen das fast zusammenhängende Eruptivgebiet ungefähr 800 km lang ist und der mazedonisch-jonisch-kleinasiatische Vulkankranz, wenn auch mit Unterbrechungen 1800 km Länge erreicht. Diese ungeheuren Dimensionen bringen es mit sich, dass die in diesen Gebieten auftretende Eruptiva zu den verbreitetsten Typen gehören.

In ganz anderer Physiognomie zeigen sich die meisten Basalte. Betrachtet man zum Beispiel die grönländisch-hebridisch-isländischen Basalte oder jene der syrischen Tafel, die sich von Adana bis zum Roten Meer erstrecken und sich in den Tertiärschichten Aegyptens wiederfinden oder betrachtet man den gleichfalls riesige Gebiete bedeckenden Dekantrapp Indiens, so sieht man, dass man es hier nicht mit Eruptivgesteinen zu tun hat, die in langen Zügen Faltengebirge begleiten, sondern flächenhaft entwickelt in solchen Gebieten auftreten, die entweder nie gefaltet waren oder in denen die faltenden Kräfte schon lange vor den Basalergüssen erloschen waren. Im Gegensatze zu den die Faltengebirge begleitenden Regionen, wo saure Eruptivgesteine dominieren, herrschen mithin in flachen Gebieten basische Gesteine

¹ E. SUSS: Das Antlitz der Erde. Vol. I. Leipzig, 1883.

vor. Mit den derartigen Auftreten von Basalten lassen sich kleinere Vorkommen vergleichen, wie zum Beispiel die jungen sächsisch-nordböhmischen Basalte oder jene des Bakony.

Zu diesem Auftreten zweier verschiedener Gesteinstypen gesellt sich noch ein dritter Typus hinzu, der in grossen Mengen in Europa zwar nur in dem mittelländischen Gebiete auftritt, dort aber sehr grosse Bedeutung hat. Dieser dritte Typus besteht vorwiegend aus Peridotiten und Serpentin, daneben finden sich aber auch Diabase und Gabbro.

Der grösste derartige Zug hochbasischer Gesteine beginnt am Ostausläufer der Alpen, zieht dann durch das ganze östliche Bosnien und das westliche Serbien, gabelt sich bei Mitrovica in einige Aeste, lässt sich dann durch die ganze Balkanhalbinsel bis nach Griechenland verfolgen, überquert, in isolierten Resten gut erkennbar, das jonische Meer und erlangt dann im südlichen Kleinasien seine volle Entwicklung wieder.² Bisher konnte dieser Zug bis nach Armenien, das heisst fast 2000 km weit, verfolgt werden. Die Oberflächenausdehnung der basischen Gesteine dieses Zuges erlangt an einigen Stellen mehrere tausend Quadratkilometer. Wieder war es E. SUSS, der bei der Besprechung der „grünen Gesteine“ als erster auf die tektonischen Begleitumstände dieser eigentümlichen Gesteine hinwies.³ Im Gegensatz zu den beiden früher besprochenen Eruptivtypen sind die peridotitischen Eruptiva dadurch charakterisiert, dass sie weder wie die Trachyte etc. hinter den gefalteten Regionen, noch wie die Basalte in ungefalteten Gebieten auftreten, sie zeichnen sich vielmehr diesen Gesteinen gegenüber dadurch aus, dass sie mitten in den gefalteten Gebieten liegen.

In viel kleinerem Ausmasse, aber in unvergleichlich klarerer Anordnung als in den Dinariden finden sich Peridotite resp. die aus ihnen hervorgegangene Serpentine in den Karpathen wieder. Hier zeigte MURGOCI, dass sie immer auf die grosse Überschiebungsfäche der getischen Decke längs ihrer Unterlage beschränkt sind.⁴

In den Dinariden ist leider die tektonische Rolle der Peridotite und der Gabbros noch nicht so gut geklärt.

Von den im nordwestlichen Serbien auftretenden Peridotiten glauben LÓCZY und HAMMER, dass sie palaeozoischen Alters seien; für die weiter im Westen auftretenden Peridotite, welche die Hauptmasse des Peridotitzuges bilden, nehmen KATZER, KOSSMAT und der Verfasser übereinstimmend jurassisches Alter an; wieder andere Peridotite, die

² F. NOPCSA: Geologische Grundzüge der Dinariden. Geologische Rundschau, Vol. XII.

³ E. SUSS: Das Antlitz der Erde. Vol. III. 2. Wien, 1909.

⁴ MURGOCI: The geological synthesis of the South Carpatians. Comptes Rend. Congr. Internat. Geol. Stockholm, 1910.

im Süden der Balkanhalbinsel und im Osten des Hauptzuges auftreten, halten BOURCART und NOVAK für tertiär. Der Nordausläufer des tertiären Zuges scheint nach den Beobachtungen des Verfassers gerade noch Skutari zu erreichen.

Da die jüngste Faltenzone der Dinariden an ihrem Westrande, die älteste hingegen an ihrem Ostrand auftritt und in jeder Faltungszone die Faltung im Norden früher er stirbt als in Süden, so sieht man, dass das verschieden alte Auftreten der Peridotite irgendwie mit den Faltungsvorgängen verknüpft ist.

Bei Skutari findet man im Hauptgebiete der Serpentine von einer grossen Überschiebungslinie gegen oben schreitend folgende Serie von Gesteinen:

1. Überschiebungsfläche mit Realgarausblühung und Zirkon-Kristalle enthaltenden Rudistenkalkblöcken.
2. Serpentin.
3. Peridotit.
4. Gabbro.
5. Diabas und Diabastuff.
6. Diorit.
7. Unter- bis oberkretazische Sandsteine und Kalk.

Dass der Peridotit mit der Überschiebungsfläche verknüpft ist, geht aus der Schichtfolge hervor.

Da nun auch die tertiären Peridotite der Dinariden auf Überschiebungsflächen erscheinen, so ist das Auftreten dieser Gesteine jedenfalls auch hier so wie in den Karpathen an grosse Überschiebungsflächen gebunden.

In den Alpen hat zuletzt R. STAUB⁵ die Gebundenheit der Serpentine an verschiedene Überschiebungsflächen klar hervorgehoben und den Diabas als ein Differenzierungsproduct dieses Magmas hingestellt. All dies deckt sich sehr gut mit den Beobachtungen die aus Siebenbürgen und dem Balkan bekannt sind.

Diesen drei Haupttypen von Eruptivgesteinen gegenüber treten sogar so weit verbreitete Gesteine wie Porphyry *sehr* stark zurück, man kann sie daher in den folgenden Erörterungen ignorieren.

Vereinfacht man sich, mit Ausserachtlassung der in den überschobenen Stirnen auftretenden Faltungen, einen Überschiebungsvorgang, so wie es im beiliegendem Diagramme geschehen ist und bedenkt man dann noch, dass die Peridotite infolge ihres grossen Magnesiagehaltes mehr an die Sima-Schale der Erde als an deren Sialschöffen erinnern,

⁵ STAUB R.: Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophioliten. Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitteil., 1922.

dann begreift man es ganz leicht, wesshalb bei grossen Überschiebungen etwas Sima-artiges Material wiederholt längs der Überschiebungsflächen zwischen einzelnen Sialschollen empordringen kann. Dieses emporgepresste Sima zeichnet sich durch seine Armut an Kalium und Natrium aus.

Von diesen Intrusionen peridotitischer Gesteine sind die ganz anderes Material fördernden Vulkane des inneren Vulkankranzes der Faltengebirge sehr verschieden. Das Eruptivmaterial ist viel ärmer an Magnesia, die Herde der Vulkankränze müssten daher theoretisch weniger tief liegen. Die Zusammensetzung der Magmen dieser Vulkane erinnert, wenn man von ihrem höheren Alkaligehalt absieht, mehr an die Zusammensetzung des Sial und so fragt sich denn, ob diese Gesteine nicht bloss aus der Umschmelzung von Sialteilen hervorgehen.

Wie ein Blick auf den linken Teil des die Peridotitintrusionen erklärenden Diagrammabschnittes II. zeigt, schieben sich bei Gebirgsbildungen nicht nur zwei Sialstücke aufeinander, sondern abgesehen davon, dass der unterste Teil der überschobenen Partie oft von dem Liegenden abgeschoren ist und so die Stirnregion der überschobenen Partie verdünnt werden kann, wird in solchen Gebieten auch durch die Überschiebung die Dicke der Sialkruste vermehrt. Diese Verdickung des Sial lässt sich auch durch die von KOSSMAT durchgeführten Erörterungen der Scherenmessungen beweisen.⁹

Diese lokale Verdickung des Sial hat natürlich zur Folge, dass in solchen Gebieten infolge der Isostasie die unteren Teile des Sial tiefer in das Sima sinken müssen, als in den übrigen Regionen. Auf diese Weise gelangen Sialteile lokal in eine Tiefe, in der sie einem viel grösseren Drucke, gleichzeitig aber auch einer viel höheren Temperatur ausgesetzt sind, als unter normalen Umständen.

Dies kann eine langsam einsetzende Umschmelzung nach sich ziehen und da nun auch des Weiteren die Struktur der auf diese Teile geglittenen Sialschollen während der Überschiebung jedenfalls durch Brüche und Faltenbildung stark erschüttert wurde, so fragt man sich unwillkürlich, ob das in der Tiefe ungeschmolzene Sial nach den gebirgsbildenden Überschiebungen nicht schliesslich in der Tiefe so eine Spannung erreicht, dass es durch die Brüche zur Oberfläche dringen kann. Ein Durchbruch eines solchen hochgespannten und überhitzten Sial wird natürlich über jener Stelle erfolgen, wo sich die grösste ungeschmolzene Masse befindet. Dies ist naturgemäss eine Stelle, die hinter der Stirne der überschobenen Region liegt und deshalb müssen dann auch naturgemäss die

⁹ KOSSMAT: Die mediterranen Kettengebirge und ihre Beziehungen zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. sächs. Akad. d. Wiss. Vol. XXXVIII, 1921.

sauere Eruptiva liefernden Vulkane hinter der überschobenen Stirnregion liegen. Der regional verschiedene geologische Aufbau der zur Umschmelzung gelangenden Gebiete kann uns die Entstehung der verschiedenen petrographischen Provinzen solcher Regionen erklären. (Vergl. SANDBERG Geolog. Mag. 1925.)

Da das Umschmelzen des Sial jedenfalls eine geraume Zeit erfordert, da ferner die Überschiebungsnarbe durch schwer schmelzbare Peridotitin intrusionen schon während der Überschiebungsphase geschlossen wurde, ist dem umgeschmolzenen Sial ein anderer Austritt als gegen oben nicht möglich.

Die meisten aus sauren Eruptionen aufgebauten Vulkane liegen nun nicht nur in variierender Distanz hinter der Stirnregion überschobener Gebirge, sondern gleichzeitig meist auch an der Küste der an dem Innenrande solcher Gebirge auftretenden epikontinentalen Meere. Zum mindesten liegen sie in Gebieten, wo jugendliche Sedimente viel Porenwasser enthalten.⁷

Der Zusammenhang dieser Vulkane mit der Meeresnähe wurde längst betont, auf die explosive Natur ihrer Laven wurde schon oft gewiesen und so hat man denn schliesslich nur den auffallend grossen Gehalt der sauren Gesteine an Natrium und Kalium zu betonen. Da dieser Leichtmetallgehalt stark an die chemische Zusammensetzung des Meereswassers erinnert, dieser Natrium- und Kaliumgehalt ferner den Peridotiten völlig fehlt und bei den gabbroiden und basaltischen Gesteinen recht bedeutend sinkt, zeigt er sich nicht als eine allgemeine Eigenschaft des Magmas. Man fragt sich unwillkürlich, ob er nicht etwa einfach aus dem in die Sialmagmen bei deren Emporquellen eindringendem Meereswasser stammt.

Ausser durch die chemischen Zusammensetzung des Materials sind die basaltischen Eruptionen auch durch die Eruptionsvorgänge von jenen der sauren Eruptionen recht verschiedenen. Während bei den mehr oder weniger sauren Gesteinen grosse Massen von Eruptivmaterial stürmisch aus räumlich begrenzten Schloten dringen und dort oft mächtige Anhäufungen bilden, erfolgt in der Regel die Zutageförderung grosser basaltischer Decken in einem viel weniger stürmischem Tempo. Die bei Basalteruptionen an einzelnen Stellen hervorquellenden Massen sind an und für sich kleiner, die gesamte Flächenausdehnung der Basalte ist aber meistens grösser. Auf diese Weise lässt sich das Empordringen saurer Eruptiva eher mit dem stürmischen Hervordringen von Wasser aus einer Sodawasserflasche vergleichen, während das Empordringen der Basalte eher mit dem Emporquellen des Wassers aus einer Eisspalte ver-

⁷ SANDBERG: Geodynamische Probleme, I. Teil. Berlin, 1924.

glichen werden kann. Dieser Unterschied ist namentlich deshalb wichtig, weil die chemische Zusammensetzung der basischen Eruptiva ganz entschieden darauf hinweist, dass die Basalte, trotz des bei ihnen bemerkbaren geringen Druckes, doch aus einer Region stammen, die der Simaschale näher liegt, als die auf Grund der chemischen Zusammensetzung annehmbare Ursprungsstelle der saueren Eruptiva.

Vergegenwärtigt man sich noch, dass die grössten Basalteruptionen stets in den grossen Gebieten ungestörten Schichtbaues liegen, dann gelangt man von selbst sehr leicht zu der Hypothese, dass diese Eruptiva einfach aus jener semiplastischen, tieferen Region der Sialschichte stammen müssen, die sich in den Gebieten ungestörter Schichtfolge etwa in 60 Kilometer Tiefe an der Basis der Sialschollen, aber dennoch noch oberhalb der obersten Simaschichte befindet. (Abschnitt III. des Diagrammes.)

Die Annahme, dass die Verflüssigung dieser Sialbasis an manchen Stellen einfach deshalb auftritt, weil der Druck lokal an Verwerfungslinien nachlässt, ist nicht von der Hand zu weisen. Auf diese Weise wären, im Gegensatze zu den saueren Eruptiva, die Basalte an jene längst abradierte oder nie gefaltete Gebiete geknüpft, in denen die Sialschollen mehr oder weniger die normale Dicke und sehr häufig gleichzeitig auch den normalen Aufbau haben.

Nach dieser Feststellung des verschiedenen Ursprunges der saueren und basischen Eruptiva, erhebt sich von selbst die Frage, ob diese neuen Hypothesen die Tatsache erklären können, wesshalb in den grossen Gebieten saurerer Eruptionen oft am Schlusse der vulkanischen Aktivität manchmal lokal stark basisches Eruptivmaterial (Basalt) nachdringt, wogegen hinwieder in Gebieten grosser basaltischer Eruptionen am Ende der Eruptionstätigkeit, wie z. B. in England, etwas saueres Eruptivmaterial folgt.

Beide Phänomene kann man Inversionen nennen. Die Inversion der saueren Eruptionsphase zu einer basischen ist aus dem Vorgebrachten leicht erklärbar. Von dem in überschobenen Gebieten zur Umschmelzung gelangenden Materiale wird natürlich durch die Spalten der auf der Schmelze liegenden Sialkruste zuerst das obere, saure Material zu Tage gefördert werden, später kann aber etwas tiefer liegendes basisches Material emporgespresst werden. In diesen Regionen kann es daher zu einer Inversion von saueren zu basischen Eruptionen kommen.

Im Gegensatze hiezu darf man bei basischen Eruptionen in ganz ungestörten Gebieten in allgemeinen keine Inversion erwarten. Ausnahmen können sich freilich in solchen Gebieten finden, die aus den Trümmern eines Gebirges, wie des variscisch-armorikanischen Bogens

bestehen. Dies sind ehemals überschobene Gebiete, die später so kräftig verfestigt wurden, dass sie sich späteren Faltungen gegenüber wie starre Blöcke verhielten.

Die Sialkrustenscholle solcher Gebiete ist wahrscheinlich etwas dicker als an anderen abgehobelten Stellen, ausserdem ist aber auch ihr Aufbau jedenfalls nicht derselbe, wie in ungefalteten Teilen. In solchen, ehemals gefalteten Gebieten können sich ganz gut unter tieferen Sialregionen noch kleine Reste ehemals höher liegender Sial-Schichten befinden, die anlässlich der knapp nach der Gebirgsfaltung einsetzenden saueren Eruptionsperiode nicht zu Tage gefördert wurden. Sogar hochliegenden Peridotite kann man in solchen Gebieten erwarten und tritt nun in einem solchen, sozusagen abnorm gebautem Gebiete neuerlich eine Bruchentlastung auf, so wird zwar im allgemeinen auch hier eine basische Eruption erfolgen, ihren Abschluss kann aber ein lokales Emporquellen kleiner, noch tiefer und in abnormer Lage liegender saurerer Sialrest bilden. Dies würde die Inversion basischer zu saueren Eruptionen erklären (Abschnitt I des Diagrammes).

Alle diese Beobachtungen decken sich sehr gut mit der längst bekannten Tatsache, dass seit der Tertiärzeit die sog. pazifischen Gesteine bloss in den

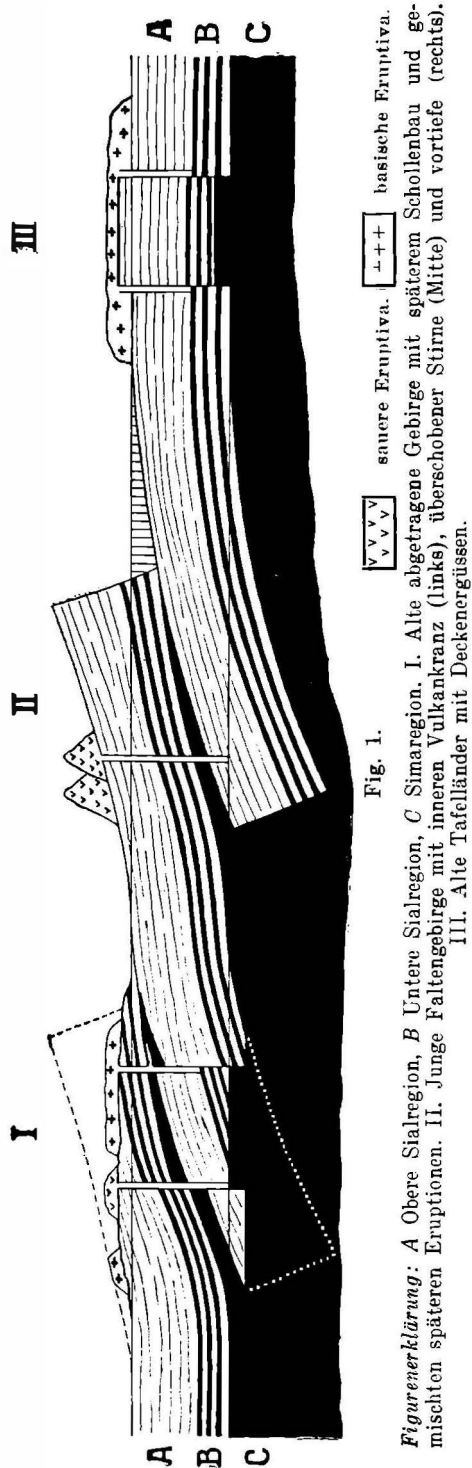


Fig. 1.

Figurenerklärung: A Obere Sialregion, B Untere Sialregion, C Simaregion. I. Alte abgetragene Gebirge mit späterem Schollenbau und gemischten späteren Eruptionen. II. Junge Faltengebirge mit innerer Vulkankranz (links), überschobener Stirne (Mitte) und vortiefe (rechts). III. Alte Tafelländer mit Deckenergüssen.

Geosynkinalregionen erscheinen, während die Gesteine des atlantischen Typus auf die Schollenländern und auf die konstanten Meeresbecken beschränkt sind.⁸

Atlantischen Gesteinstypus haben der pazifische Ozean, das ungefaltete Australien, die Antarktis, der eurasiatische Scheitel, die brasilianische Masse, der canadische Schild und seine südliche Umrandung. Pazifische Gesteine zeigen die Randgebirge des Stillen Ozeans, Mittelamerika und die im Gebiete der Tethys emporgefalteten Regionen von Westafrika bis nach Neuguinea.

Wo wie in der italienischen Vulkanzone die vulkanische Tätigkeit im Erlöschen ist, treten nach pazifischen Gesteinen atlantische Gesteine auf und manchmal umfassen die neugefalteten Gebiete ausserdem starre Inseln (Celebes, u. a.), in denen atlantische Gesteine dominieren. In altgefalteten und später wieder erstarrten Regionen (Europa nördlich der Alpen) dominieren atlantische Gesteine, es kommen aber auch pazifische vor. Dies alles ist mit den neuen Hypothesen vollkommen im Einklang.

Die Wahrscheinlichkeit für die Richtigkeit der im Vorigen vorgebrachten Hypothesen ergibt sich im Übrigen auch aus der quantitativen Analyse der verbreitetsten Gesteine.

Für Gneis und Glimmerschiefer ergibt sich nach Clarkes⁹ Angaben folgender durchschnittlicher chemischer Aufbau:

Tabelle I.

	Gneis	Glimmerschiefer	Summe
SiO ₂	64·28	69·79	67·0
TiO ₂	0·58	0·55	0·6
Al ₂ O ₃	15·9	14·68	15·0
Fe ₂ O ₃ und FeO	6·21	4·85	5·3
CaO	3·44	0·88	2·2
MgO	2·63	1·59	2·1
NaO	2·61	1·18	1·9
K ₂ O	1·87	3·62	2·7
P ₂ O	0·06	0·11	0·1
CO ₂	0·04	0·09	0·1

Der Aufbau der Sedimentgesteine ist von diesem Aufbau etwas verschieden und zwar zeigen die organogenen Gesteine eine wesentlich

⁸ F. v. WOLF: Der Vulkanismus. Vol. I. Stuttgart, 1914.

⁹ F. W. CLARKE: The data of Geochemistry. U. S. Geol. Survey Bullet. 770. Washington, 1924.

andere Zusammensetzung als die aus anorganischem Detritus hervorgegangenen.

Es ist zweckmässig, vorerst die durchschnittlichen Analysen von mehreren Hundert Sandsteinen, Schiefeln, Kalken und Dolomiten und ausserdem die Summe der Analysen von Sandsteinen und Schiefeln zu betrachten.

Tabelle II.

	Sandstein	Schiefer	Summe	Kalk und Dolomit
SiO ₂	81·76	49·39	65·6	5·85
TiO ₂	0·33	0·44	0·4	0·35
Al ₂ O ₃	5·37	15·32	10·3	0·69
Fe ₂ O ₃ +FeO	1·80	5·81	3·9	2·67
CaO	3·28	7·85	5·6	35·61
MgO	0·84	2·40	1·6	12·95
NaO	0·60	1·51	1·0	0·21
K ₂ O	1·24	2·82	2·0	0·31
P ₂ O	0·07	0·14	0·1	—
CO ₂	3·02	5·25	4·1	44·77

In weiterer Folge ist es interessant mit der chemischen Zusammensetzung eines hypothetischen Erdkrustenteils, der aus einem Teil Gneis, einem Teil Glimmerschiefer und je einem halben Teil Sandstein und Ton besteht, die chemische Zusammensetzung einer hypothetischen Schmelze zu vergleichen, in der gleiche Teile Rhyolit, Dacit, Andesit und Trachyt zusammengeschnolzen wurden. Die Basis so eines Vergleiches wird durch die durchschnittliche Analyse von Rhyolit, Dacit, Andesit und Trachyt gegeben. Diese ergibt sich aus folgender Liste:

Tabelle III.

	Andesit	Biotittrachyt	Dacit	Rhyolit
SiO ₂	55·82	63·24	68·10	74·33
TiO ₂	0·63	0·38	0·15	0·13
Al ₂ O ₃	16·49	17·98	15·50	12·17
Fe ₂ O ₃ +FeO	3·01	1·76	3·20	0·70
CaO	6·51	0·93	3·82	0·62
MgO	4·56	0·63	0·1	0·30
NaO	3·52	6·27	4·2	3·43
K ₂ O	3·04	5·47	3·13	3·99
P ₂ O	0·35	0·22	0·03	0·02
CO ₂	—	—	—	—

Die Summe der Analysen dieser Eruptiva ist aus der Kolonne 1 der folgenden Tabelle IV, die Summe der Analysen der Sedimentgesteine hingegen aus der Colonne 2 derselben Tabelle erkennbar.

Tabelle IV

	1. (Sauere Eruptiva)	2. Kalkfreie Sedimente und Gneise
SiO ₂	65·37	65·6
TiO ₂	0·32	0·5
Al ₂ O ₃	15·53	13·4
Fe ₂ O ₃ +FeO.....	2·16	4·6
CaO	2·97	3·3
MgO	1·39	1·9
NaO	4·35	0·9
K ₂ O	3·90	1·5
P ₂ O	0·15	0·1
CO ₂	—	1·1

Mit Ausnahme des Natriums und Kaliums und eines Teiles des Eisens, lässt sich zwischen beiden Kolonnen eine recht gute Übereinstimmung konstatieren. Zählt man zu den Sedimentgesteinen noch das im Meereswasser befindliche Natrium und Kalium hinzu und gedenkt man des wiederholt betonten Zusammenhanges zwischen Meeresnähe und vulkanischen Eruptionen, dann wird die Übereinstimmung noch grösser.

Diese Übereinstimmung ist dann besonders auffallend, wenn man ihr den Kontrast gegenüberstellt, der sich aus der Zusammensetzung jener Eruptivgesteine ergibt, die in den folgenden Kolonnen angeführt sind.

Tabelle V.

	Peridotit	Gabbro	Basalt	Summe von Gabbro und Basalt
SiO ₂	39·68	48·72	51·0	49·82
TiO ₂	0·70	0·9	1·0	0·95
Al ₂ O ₃	<u>3·63</u>	17·6	16·2	16·9
Fe ₂ O ₃ +FeO	<u>5·29</u>	4·95	4·9	4·9
CaO	2·97	9·63	8·6	9·11
MgO.....	34·82	8·66	7·0	7·83
NaO.....	0·39	1·84	3·0	2·42
K ₂ O	0·47	0·93	1·8	1·86
P ₂ O	0·17	0·15	0·4	0·27
CO ₂	0·39	0·09	—	0·04

Besonders fallen bei einem Vergleichen der Bestandteile der Peridotitkolonne mit jenem der Sedimentschmelze der geringe Gehalt an Kieselsäure und Tonerde und der hohe Gehalt an Eisen und Magnesia in der Peridotitkolonne auf. In einer aus Gabbro und Basalt bestehenden Schmelze ist, wenn man diese mit der aus den Sedimenten gewonnenen Schmelze vergleicht, der Kieselsäuregehalt noch immer klein, der Kalzium-Magnesium-Gehalt aber noch immer gross. Dies ändert sich wenn

man mit den Basalten eine Schmelze kalkreicher Sedimente vergleicht. Setzt man zu der aus den klastischen Sedimenten gewonnenen kalkarmen Schmelze noch einen Teil krystalline Schiefer und einen Teil Kalk- und Dolomit-Mischung hinzu, so gelangt man zu einer Mischung, welche, wie folgende Kolonnen zeigen, etwa an die Gabbro-Basalt-Mischung erinnert.

Tabelle VI.

	Gabbro-Basalt- Mischung	Kalkreiche Sedimentschmelze
SiO ₂	49·82	56·34
TiO ₂	0·95	0·49
Al ₂ O ₃	16·9	11·05
Fe ₂ O ₃ +FeO	4·9	3·63
CaO	9·11	8·90
MgO	7·83	3·74
NaO	2·40	1·30
K ₂ O	1·86	2·07
P ₂ O	0·27	0·08
CO ₂	0·04	8·87

Ein bemerkenswerter Unterschied ist nur in dem noch etwas höheren Magnesiumgehalt der Gabbro-Basaltschmelze bemerkbar, denn die bedeutende Armut der Gabbro-Basaltmischung an Kohlensäure ist durch deren volatile Natur bedingt.

Von der Peridotitzusammensetzung ist sogar die Schmelze einer noch so kalkreichen Sedimentmischung immer sehr verschieden. Dies zeigt, dass die Peridotitgesteine im Gegensatz zu den anderen Eruptivgesteinen sicher nicht aus der Umschmelzung von Sialschollen hervorgehen und daher sicher nicht aus der Sial-Region der Erde stammen.

Ein Vergleich der verschiedenen Typen der hier besprochenen Massen untereinander ist sehr instruktiv. Er ergibt sich aus der Tabelle VII.

Tabelle VII.

	Kalkfreie Sedimente	Sauere Eruptiva	Kalkreiche Sedimente	Basische Eruptiva	Peridotit
SiO ₂	65·6	65·4	56·3	49·8	<u>39·6</u>
TiO ₂	0·5	0·3	0·5	0·9	0·7
Al ₂ O ₃	13·4	15·5	11·1	16·9	<u>3·6</u>
Fe ₂ O ₃ +FeO	4·6	2·1	3·6	4·9	<u>5·3</u>
CaO	3·3	3·0	8·9	<u>9·1</u>	3·0
MgO	1·9	1·4	3·7	<u>7·8</u>	<u>34·8</u>
NaO	0·9	<u>4·3</u>	1·3	2·4	0·4
K ₂ O	1·5	<u>4·0</u>	2·1	1·9	0·5
P ₂ O	0·1	0·1	0·1	0·3	0·2

Im allgemeinen sind die Angaben auf eine Dezimale abgerundet worden und gleichzeitig sind die grösseren Unterschiede durch Unterstreichung hervorgehoben.

Es zeigt sich aus den Kolonnen, dass sich die saueren Eruptiva besonders durch ihre Anreicherung von Natrium und Kalium charakterisieren, dass in den basischen Eruptiva neben dem Magnesiagehalt ganz besonders die Anreicherung des Kalziums hervortritt und dass bei den Peridotiten neben den recht beträchtlichen Gehalt an Eisen besonders der enorme Gehalt an Magnesia auffällt.

Die Tonerde ist, wie aus den Kolonnen sichtbar, in allen echten Derivaten der Sialschollen gleichmässig verteilt, setzt aber an der Peridotitgrenze unvermittelt ab. Der Gehalt an Kieselsäure sinkt in der Erdkruste gegen die Peridotite ganz gleichmässig, aber ununterbrochen, der Magnesiagehalt steigt bis zur Peridotitgrenze konstant, dort aber sprunghaft und der Eisengehalt steigt gleichfalls. Die Anreicherung für Natrium und Kalium in den saueren Eruptiva zeigt, da wir den Natrium- und Kaliumgehalt des Meeres und jenen der Kalkgesteine zu den Sedimentmischungen zu zählen haben, dass dieses Material in der obersten Sialkruste vorwiegt, aber so wie die Tonerde in der Peridotitzone plötzlich, wenn auch nicht in derartig sprunghafter Weise, wie die Tonerde abnimmt. Der Kalziumgehalt erreicht, wie der Kalziumreichtum der Basalte zeigt, sein Maximum oberhalb der Peridotitzone. Für die mehr oder weniger seltenen Leichtmetalle Natrium (spez. Gew. 0·98), Kalium (spez. Gew. 0·87), Kalzium (spez. Gew. 1·35) und Magnesium (spez. Gew. 1·74) zeigt sich auf diese Weise, dass sie in der Sialkruste nach ihrem spezifischen Gewichte angeordnet sind und dass die einmal emporgeführten Massen von Kalzium und Magnesium durch die kalkbildenden Organismen konzentriert werden. Für die häufigeren, aber schwereren Elemente Silizium (spez. Gew. 2·10) und Aluminium (spez. Gew. 2·58) ist eine regelmässige Anordnung nach dem spezifischen Gewichte nicht konstatierbar.

Auf diese Weise erweitern und vereinfachen die vorgebrachten Hypothesen unsere Auffassung des Aufbaues von Sial und Sima, gleichzeitig zeigen aber die Tabellen, dass die chemischen Analysen verschiedener Erdkrustenteile den neuen Hypothesen nicht widersprechen.
