

IUPAC-Symposium über Geochemie

22. bis 24. Juli 1957, Paris

Aus den Vorträgen:

C. BEAUMONT, J. BEGUINOT, C. GRANIER u. a., Paris: *Geochemische Prospektionsmethoden in Frankreich*.

Die geochemische Prospektion versucht, durch Spurenelement-Untersuchungen im Boden, seltener an Pflanzenmaterial, nutzbare Erzvorkommen ausfindig zu machen. Falls sich im Untergrund Schwermetallanreicherungen befinden, gelangen durch die Verwitterung erhöhte Metallkonzentrationen in den Boden und von dort auch in die Pflanzen. Durch systematische Analysen von Bodenproben lassen sich so Erzgänge feststellen, die wegen der Verwitterungsdecke nicht sichtbar hervortreten. Dieses Verfahren erfordert aber einen erheblichen Aufwand und hat nur dann einen Sinn, wenn in einem Gebiet bereits Anzeichen von Erzmineralisationen vorhanden sind.

Dies trifft für die Projekte zu, die seit ungefähr einem Jahr an drei Stellen West-Frankreichs vom *Bureau des Recherches Géologiques, Géophysiques et Minières* (Paris) betrieben werden. In einem Fall handelt es sich um das Aufsuchen von neuen Blei-Zink- und Antimon-Vorkommen, in den beiden andern Fällen um schon bekannte Antimon- und Blei-Zinkerzgänge, deren Verlauf im Gelände unter Vermeidung von Bohrungen festgestellt werden soll. Für diese Untersuchungen wurden von dem genannten Bureau und seinen Mitarbeitern vereinfachte Analysemethoden ausgearbeitet, die an Ort und Stelle in einem provisorisch eingerichteten Laboratorium angewandt werden. Sind die Untersuchungen in einem Gebiet nach einigen Monaten abgeschlossen, so wird die gesamte Einrichtung an die nächste Etappe verlegt. Daneben steht dem Bureau noch ein fahrbares Labor auf einem Speziallastwagen zur Verfügung.

Die Bodenproben werden meist in 30–60 cm Tiefe entnommen, manchmal nur entlang den Tälern. Blei und Zink werden mit Dithizon kolorimetrisch durch visuellen Vergleich bestimmt, wobei die Pb-Verbindung in Chloroform, die Zn-Verbindung in Tetraethylchlorokohlenstoff maschinell ausgeschüttelt wird. Antimon wird mit Rhodamin kolorimetriert und in Benzol ausgeschüttelt. Pro Tag können von zwei bis drei Leuten 50–80 Proben analysiert werden. Bei einer systematischen Prospektion rechnet man auf die Etappe (einige Quadratkilometer) mindestens 5000 Proben. Einfacher ist es, wenn nur die Fortsetzung eines schon bekannten Ganges festgestellt werden soll. In diesem Fall genügen Profile von ca. 20 Proben, in einem Abstand von 20 Metern ausgeführt. Bei einer graphischen Darstellung sieht man dann deutliche Maxima, welche den Standort der Erzader unter der Verwitterungsdecke angeben.

HARRISON BROWN, Pasadena: *Über einige Spurenelemente in Steinmeteoriten*.

Die Meteorite werden in der Geochemie in drei Hauptgruppen eingeteilt: Eisenmeteorite, Eisen-Steinmeteorite und Steinmeteorite. Die weiteren Einteilungen betreffen charakteristische Merkmale des Gefüges und der Zusammensetzung. Bei den Steinmeteoriten unterscheidet man Chondrite und Achondrite, wobei die Chondrite bei weitem die häufigsten sind und über 80 % aller Meteorite (Eisenmeteorite eingeschlossen) ausmachen. Die Chondrite zeichnen sich durch eine eigenartige kugelige Struktur aus, die durch das Vorhandensein runder Körner in der Gesteinsmasse hervorgerufen wird. Die Chondrite enthalten fast immer Olivin $[(Mg, Fe)_2SiO_4]$, daneben Pyroxen $[(Mg, Fe)SiO_3]$. Bei den Achondriten fehlen im Gefüge die kugelligen Aggregate.

Für die vorliegenden Untersuchungen wurde die Röntgenfluoreszenz-Spektalanalyse angewendet, die den Vorteil hat, zerstörungsfrei zu arbeiten. Die Proben müssen lediglich angeschliffen werden, was bei Meteoriten der Museumssammlungen meist schon zur Kenntlichmachung der Struktur geschehen ist. Mineralogische Untersuchungen werden ja oft dadurch erschwert, daß aus den Sammlungen kein Material zu bekommen ist.

Die Variationen im Gehalt von Chrom, Mangan, Eisen, Kobalt und Nickel bei verschiedenen Chondriten wurden näher verfolgt. Die Untersuchungen ließen einen Zusammenhang zwischen den Konzentrationen von Eisen, Kobalt und Nickel auf der einen und Mangan und Chrom auf der andern Seite erkennen, woraus abgeleitet wird, daß vier geochemische Gruppen von Chondriten existieren. Jede ist durch ein spezifisches Verhältnis der drei Eisenmetalle zu Mangan und Chrom gekennzeichnet und besitzt in der graphischen Darstellung ein bestimmtes Konzentrationsfeld, in welchem sich die Analysenpunkte auffällig häufen. Das Ni/Co-Verhältnis ist für die meisten Steinmeteorite konstant, was für die irdischen Gesteine keineswegs zutrifft.

Die Variationen der fünf genannten Elemente wurden auch an einem und demselben Meteorit gemessen, wofür eine 9×15 cm große Platte des Gilgoin Station (New South Wales)-Chondrites in 1,5×2 cm große Felder unterteilt wurde. Jedes Feld wurde der Röntgenanalyse unterworfen. Die erhaltenen Schwankungen erwiesen sich als gering und von derselben Größe, wie die Schwankungen bei verschiedenen Meteoriten derselben geochemischen Gruppe. Chrom und Mangan waren über die ganze Platte nahezu konstant. Die Schwankungen der Verhältnisse Fe/Cr, Ni/Cr und Co/Cr betrugen gegenüber dem Mittelwert maximal 7 %, 8 % bzw. 10 %.

C. W. CORRENS, Göttingen: *Zur Geochemie des Titans*.

Titan ist das häufigste unter den sog. Spurenelementen der Erdoberfläche. Als Spurenelemente im geochemischen Sinne werden alle Elemente außer O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K und Mg angesprochen. Die aufgezählten acht Hauptelemente machen zusammen bereits mehr als 98 % der obersten Schicht der Erde (Lithosphäre) aus.

Bei der magmatischen Kristallisation scheidet sich Titan teilweise früh in Form von Titanomagnetit aus, der meist Entmischungslamellen von Ilmenit und Titanspinell (Ulvöspinell) enthält. Ein anderer Teil des Titans ist isomorph im Kristallgitter von Eisen-Magnesiumsilicaten vorhanden, und ein kleiner Rest tritt als Rutil- und Ilmenit-Einschlüsse im Quarz und Glimmer auf. In basischen Gesteinen sind rund $\frac{2}{3}$, in sauren $\frac{1}{3}$ des TiO_2 -Gehaltes in den Erzmineralien enthalten.

Bei der Verwitterung wird der Titangehalt der Eisen-Magnesiumsilicate zunächst in Lösung übergeführt, scheidet sich aber sehr rasch als Oxydhydrat wieder aus. Je nach den Bedingungen entsteht daraus Anatas oder Rutil, wie röntgenographisch nachgewiesen wurde. Anatas ist in Oxalsäure, die bei der Oxydation von Humus entsteht, etwas löslich. Durch Auflösung und Wiederabscheidung können so in tropischen Böden TiO_2 -Konkretionen mit über 25 % TiO_2 entstehen, wie dies von Hawaii bekannt ist. Auch in den Sedimenten kann durch Zersetzung der organischen Substanz TiO_2 wandern.

Bei der Sedimentbildung gelangen die Rutil-Reste aus den Einschlüssen und die bei der Verwitterung neugebildeten Anatase und Rutil wegen der Feinkörnigkeit vorwiegend in die Tone. In größeren Ablagerungsgesteinen (Sandsteinen, Grauwacken) ist der Titan-Gehalt im wesentlichen durch Verwitterungsreste bedingt. Auch in den Tönen können titan-haltige Glimmerreste noch eine Rolle spielen. In Quarzsanden sind Rutil-Einschlüsse im Quarz für den TiO_2 -Gehalt verantwortlich. So können selbst reine Quarzsande mit über 99 % SiO_2 noch Titan-Mengen bis zu 0,07 % TiO_2 enthalten. In den Kalksteinen steckt das Titan in den tonigen Anteilen, da die Carbonate fast kein TiO_2 in ihr Gitter einbauen. So ist im allgemeinen ein hoher TiO_2 -Gehalt nicht mit einem wesentlichen Kalkanteil im Gestein verknüpft. In Tiefseetonen beobachtet man ebenfalls neugebildeten Anatas.

J. GEISS, Bern: *Suche nach Zerfallsprodukten von natürlichem Technetium*.

Auf Grund der *Mattauchschen Regel* gibt es kein stabiles Element mit der Ordnungszahl 43 (Technetium, früher Masurium genannt). Immerhin wäre denkbar, daß in der Natur langlebige radioaktive Isotope der Ordnungszahl 43 vorkommen. Neuerdings glaubten mehrere Autoren, aus Experimenten mit Neutronenaktivierung auf die Existenz von ^{98}Te in der Erde schließen zu können. Um diese Feststellung unabhängig nachzuprüfen, wurde nach möglichen Zerfallsprodukten von ^{98}Te und ebenso von ^{97}Te gesucht. Als Zerfallsprodukte kommen ^{97}Mo , ^{98}Mo und ^{98}Ru in Frage.

Als Homologes von Rhenium (7. Nebengruppe) ist Technetium mit seinen Zerfallsprodukten in Gadolinit, Columbit und Tantalit zu erwarten. Noch höhere Gehalte an Rhenium treten in Molybdänglanzen auf, doch läßt sich dort eine Anreicherung der fraglichen Molybdän-Isotope nicht mehr feststellen. Aus 24 kg Gadolinit, Columbit und Tantalit präkambrischer Vorkommen wurde Ruthenium extrahiert. Die Isotopenzusammensetzung des abgetrennten Rutheniums wurde gemessen und mit der von Ruthenium aus einem Eisenmeteorit verglichen. Eine Anreicherung von ^{98}Ru , die auf eine teilweise radiogene Herkunft deuten würde, ließ sich nicht nachweisen.

Dann wurden von den gleichen Mineralien 10 kg mit besonders niederem Molybdän-Gehalt ausgesucht. Bei niederem Molybdän-Gehalt war zu erwarten, daß sich die Anwesenheit von radiogenem Molybdän stärker auf das Isotopenverhältnis auswirkte. Auch hier ergab die Analyse der Isotopenzusammensetzung und der Vergleich mit Molybdän aus Molybdänglanz keine Hinweise für eine

Anreicherung von ^{97}Mo und ^{98}Mo . Die Frage nach der Existenz von ursprünglichchem Technetium auf der Erde muß offenbar negativ entschieden werden.

Dagegen ließ sich in Gadolinit, Columbit und Tantalit ^{99}Te als Zwischenprodukt des Uran-Zerfalls ganz schwach nachweisen, und zwar in einer Anreicherung von ^{99}Ru , die aber an der Grenze der Analysengenaugigkeit lag. Da ^{99}Te eine Halbwertszeit von der Größenordnung 10^6 Jahre hat und das Alter der Erde mehr als tausendmal größer ist, muß ursprünglich vorhandenes ^{99}Te längst verschwunden sein. Technetium ist ebenso in einigen S-Sternen nachgewiesen, wo es offenbar ständig neu gebildet wird. Langlebiges Technetium mit einer Halbwertszeit von der Größenordnung 10^8 Jahre scheint nicht zu existieren.

F. HECHT, Wien: *Urangehalt österreichischer Gesteine und Gewässer*.

Natürliche Gewässer aus dem österreichischen Waldviertel (Böhmerwald) und dem Burgenland (Ostösterreich) führen Urangehalte von 0,2–3 γ/l . Dabei zeigen Bäche und Flüsse im kristallinen Gebiet nur niedere Uranwerte (rund 0,5 γ/l). Die Auslaugung im Kristallin ist also gering. Dagegen enthalten Bäche und Flüsse, die durch Sedimentzonen (Sandstein, Flysch, Molasse) fließen, höhere Urankonzentrationen (bis zu 3 γ/l). Die Urankonzentration der Donau beträgt nach den vorliegenden Untersuchungen 1,5 γ/l .

Der Neufelder See zwischen Niederösterreich und dem Burgenland, der im Gebiet eines ehemaligen Braunkohlebergwerkes liegt, weist den relativ hohen Urangehalt von annähernd 5 γ/l auf. Hier spielt die Auslaugung der Braunkohle eine Rolle.

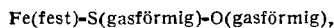
Auffallend ist der hohe Urangehalt von 30 g/t in einem Granosyenit aus Kärnten. Dieser Wert ist fast zehnmal so groß wie die durchschnittliche Urankonzentration in sauren Erstarrungsgesteinen.

Erdöl aus dem Wiener Becken enthält 16 γ Uran/l. Der Gehalt schwankt etwas, reicht aber für eine technische Gewinnung bei weitem nicht aus. Dagegen erscheinen einige österreichische Braunkohlelager interessanter, indem in der Asche gelegentlich bis zu mehreren hundert g U/t gefunden wurde. Der Urangehalt ist aber nicht gleichmäßig über die gesamten Kohlenerträge verteilt. Auch ist die Ausdehnung der untersuchten Vorkommen relativ gering. Die Anreicherung von Uran in der Kohle und im Erdöl ist eine bekannte Tatsache und hängt mit biologischen Prozessen zusammen.

H. D. HOLLAND, Princeton und Oxford: *Anwendung der Thermodynamik auf Probleme der Lagerstättenkunde*.

Bei der Untersuchung von Erzlagerstätten beobachtet man oft Mineralassoziationen (Paragenesen), die an vielen Orten immer wiederkehren und für eine ganze Gruppe von Lagerstätten charakteristisch sein können. Eine Erklärung dafür, warum sich immer wieder dieselben Metallverbindungen – Oxyde, Sulfide, Carbonate, Sulfate – in derselben Vergesellschaftung bilden, konnte bisher nicht in allen Teilen befriedigend gegeben werden. So tritt das Eisen auf verschiedenen Lagerstätten das eine Mal als Sulfid (Magnetkies, Pyrit), dann als Oxyd (Magnetit, Hämatit) und schließlich als Carbonat (Siderit) auf. Eisen kann aber auch in verschiedenen Verbindungen auf der gleichen Lagerstätte vorkommen.

Betrachtet man z. B. das System $\text{Fe}(\text{fest})\text{--S}(\text{gasförmig})$, so hängt es von der Temperatur und vom Druck des Schwefels ab, ob sich Fe , FeS (Magnetkies) oder FeS_2 (Pyrit) mit der Gasphase im Gleichgewicht befindet. Theoretisch geht nicht der normale Gasdruck (*pressure*), sondern der aktive Gasdruck (*fugacity*) in die Gleichungen ein. Betrachtet man das isotherme System



so gibt es im Zustandsdiagramm temperaturabhängige Stabilitätsfelder für Fe , FeS , FeS_2 , Fe_3O_4 (Magnetit), Fe_2O_3 (Hämatit), Eisen(II)-sulfat und Eisen(III)-sulfat.

Diese Stabilitätsfelder wurden für die Oxyde und Sulfide von 15 Metallen in dreidimensionale Diagramme eingezeichnet, in welchen die aktiven Gasdrücke von Sauerstoff und Schwefel auf den Horizontalachsen, die Temperatur auf der Vertikalachse aufgetragen wurden. Es konnte gezeigt werden, daß sich auf Grund dieser Diagramme Mineralvergesellschaftungen voraussagen lassen, die mit den Beobachtungen an natürlichen Erzvorkommen tatsächlich übereinstimmen. Ferner ergab sich, daß manche der gewöhnlich beobachteten Lagerstättenparagenesen entlang von abfallenden Phasengrenzen („*main line of descent*“ des Autors) in den Diagrammen auftreten. Diese Feststellung steht mit den gewohnten Ansichten über die Mineralabfolge hydrothermalen Lagerstätten in gutem Einklang. Die erwähnten Phasengrenzen kann man umgekehrt dazu verwenden, die Gasdruckverhältnisse leichtflüchtiger Verbindungen während der Mineralbildung abzuleiten.

R. KRAL, Prag: *Über Quecksilber in der fahlerz-sideritischen Lagerstätte von Rudnany (Ost-Slowakei)*.

Die Lagerstätte von Rudnany wird durch zwei große Sideritgänge (Siderit = FeCO_3) gebildet, die sich in einer Mächtigkeit von maximal 15 m über etwa 3,5 km erstrecken. Haupterz ist Siderit, daneben kommen Baryt (BaSO_4), quecksilberhaltiges Fahlerz [$(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Zn}, \text{Hg})_{12}(\text{Sb}, \text{As})\text{S}_{12}$] und einige andere Sulfidminerale wie Pyrit (FeS_2), Zinnober (HgS), Gersdorffit (NiAsS) vor.

Die Hauptmenge des Quecksilbers ist auf dieser Lagerstätte an das Fahlerz gebunden, während Zinnober und auch gediegenes Quecksilber nur eine ganz untergeordnete Rolle spielen. Fahlerze aus mittleren Teufen der Grube (150 m) enthalten angeblich bis 17,5 % Hg. Nach der Tiefe zu sinkt der Quecksilbergehalt des Fahlerzes bis auf 3,2 % herunter. Dagegen steigen nach der Tiefe der Eisengehalt (bis 5 %) und der Zink-Gehalt (bis 1 %). Auch wird dort das Fahlerz arsen-reicher.

Fahlerz ist ein sehr verbreitetes Kupfermineral, doch weist es selten so hohe Quecksilber-Gehalte auf. Mit zunehmendem Quecksilber-Gehalt nehmen Dichte und Größe der Elementarzelle zu. Die Zahlenangaben des Vortr. hierüber sind aber nicht spezifisch, da genaue und vollständige Angaben über den sehr komplexen Chemismus des untersuchten Minerals fehlen.

P. SIGNER, Bern: *Bestimmung der Zerfallskonstanten von Lutetium 176*.

Das Isotop ^{176}Lu (Cassiopeium) hat eine relative Häufigkeit von 2,5 %. 97,5 % werden durch das stabile ^{175}Lu gebildet. ^{176}Lu wandelt sich durch β -Zerfall in ^{176}Hf um. Doch ist auch möglich, daß ^{176}Lu in geringem Maße durch K-Einfang in ^{176}Yb übergeht. Ein Nachweis von ^{176}Yb radiogenen Ursprungs ist aber schwierig, da in den meisten Mineralien der Yb-Gehalt höher ist als der von Lu und ^{176}Yb eine relative Häufigkeit von 13 % hat (gegenüber 5 % von ^{176}Hf). Für die vorliegenden Berechnungen wurde ein K-Einfang beim radioaktiven Zerfall von ^{176}Lu nicht angenommen.

Die Zerfallskonstante von ^{176}Lu wird bei den verschiedenen Autoren mit $\lambda = 1\text{--}3 \cdot 10^{-11}$ /Jahr angegeben (Halbwertszeit $T = 0,69315 \frac{1}{\lambda}$). Die Unsicherheit hat ihren Grund zum Teil in der schwachen Strahlung von ^{176}Lu . Für die neue Berechnung der Halbwertszeit ging man von dem Mineral Gadolinit (Yveland, Norwegen) aus, dessen Alter nach zwei verschiedenen Methoden (RaD und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) zu 820 Millionen Jahren bestimmt wurde. Gadolinit besteht zu 50 % aus Seltenen Erden. Nach den obigen Ausführungen ist darin eine Anreicherung von ^{176}Hf zu erwarten.

Die Arbeit bestand nun darin, Lutetium und Hafnium abzutrennen und quantitativ zu bestimmen. Dies tat Herr in Mainz. Zuerst wurden die Seltenen Erden ausgefällt und dann Lutetium angereichert, wobei man mittels radioaktivem Indikator den Anreicherungsgrad gegenüber dem Rückstand ermittelte. Hierauf wurde im angereicherten Produkt durch Neutronenaktivierung der Gehalt an Lutetium bestimmt, woraus sich die Lu-Konzentration für den Gadolinit errechnen ließ. Hafnium wurde in Ionenaustauschern angereichert und dann ähnlich wie Lutetium bestimmt.

Die Untersuchung der Isotopenzusammensetzung von Hafnium ergab, daß im analysierten Gadolinit 45 % des gesamten Hafnium-Gehaltes oder 94 % des Gehaltes an Isotop ^{176}Hf radiogenen Ursprungs sind und vom radioaktiven Zerfall des ^{176}Lu herrühren. Dieser Wert steht mit Resultaten, die durch Neutronenaktivierung gefunden wurden, in guter Übereinstimmung. Die Zerfallskonstante von ^{176}Lu ließ sich unter Berücksichtigung des oben erwähnten Alters zu $\lambda = (3,18 \pm 0,50) \cdot 10^{-11}$ /Jahr berechnen. Die Halbwertszeit wird dann $T = (2,18 \pm 0,35) \cdot 10^{10}$ Jahre.

Die Methode läßt sich umgekehrt auch zur Altersbestimmung von solchen Mineralien benutzen, die reich an Seltenen Erden sind und wenig Hafnium enthalten. Es sei erwähnt, daß ähnliche Untersuchungen von Herr mit dem Rhenium-Isotop 187 angestellt wurden.

E. A. VINCENT, Oxford: *Über den Goldgehalt in basischen Gesteinen*.

Bis vor kurzem wurde der Goldgehalt in den Gesteinen immer durch chemische Anreicherung bestimmt. Da die Goldmenge in normalen Gesteinen von der Größenordnung 10^{-3} p.p.m. (*part per million*, Teil pro Million = g/t) ist, ergeben chemische Verfahren keine sehr zuverlässigen Resultate. Vor allem muß bei so geringen Konzentrationen immer mit der Gefahr einer Verunreinigung durch die verwendeten Chemikalien gerechnet werden. Auch die üblichen Methoden der Emissionsspektalanalyse hören bei Gehalten von 1 p.p.m. auf, allgemein verwendbar zu sein. Gold liegt übrigens im Lichtspektrum schon mit 10 p.p.m. an der Grenze der Nachweisbarkeit.

Mehr Erfolg versprechen für die Bestimmung so geringer Elementkonzentrationen massenspektrometrische und radioaktive

Analysenverfahren, wie sie in der Geochemie der Spurenelemente immer mehr angewendet werden. Es wurde der Goldgehalt durch Neutronenaktivierung bestimmt. Diese sehr empfindliche Methode wurde 1949 von Goldberg und Brown für die Bestimmung von Palladium und Gold in Eisenmeteoriten vorgeschlagen. Die Analysen für die vorliegende Arbeit konnten am britischen Atomforschungsinstitut in Harwell ausgeführt werden.

Als Untersuchungsmaterial wurden ausgesuchte Gesteinsproben der Skaergaard-Intrusion (eines besonders gut bekannten Gabbro-komplexes in Ost-Grönland) gewählt. Im allgemeinen bleibt der Goldgehalt des Gabbro konstant bei etwa 0,003 p.p.m. und ist gleichmäßig unter den einzelnen Silicaten und Erzmineralien verteilt. Plagioklas, Pyroxen, Magnetit und Ilmenit enthalten alle etwa dieselbe Menge Gold (0,0015–0,003 p.p.m.). Man kann annehmen, daß das Gold während der magmatischen Kristallisation gleichförmig zwischen dem flüssigen Magma und den ausgeschiedenen festen Phasen verteilt war, dies im Gegensatz etwa zu den Elementen Chrom und Nickel, die in einzelnen Stadien der Kristallisation bedeutend angereichert wurden. Diese Feststellungen sowie das hohe Oxydationspotential von Gold-Ionen lassen vermuten, daß das Gold als ungeladenes Atom im Magma vorhanden war und mehr oder weniger zufällig in die auskristallisierenden Mineralien eingebaut wurde. Bei einer Atomkonzentration von $1:10^9$ spielt das Gold als Fremdatom in den Kristallgittern der ausgeschiedenen Mineralphasen auch keine Rolle mehr, und die üblichen geochemischen Verteilungsgesetze verlieren ihre Anwendbarkeit.

Es zeigte sich, daß Gold in den liquidmagmatisch (im flüssigen Zustand des Magmas) entmischten Kupfersulfid-Tröpfchen beträchtlich angereichert ist (bis 0,017 p.p.m.). In den Eisensulfid-Tröpfchen dagegen, die sich in einem etwas späteren Stadium aus dem flüssigen Magma abgeschieden, war keine Goldanreicherung festzustellen. Hierin äußert sich die chemische Verwandtschaft von Kupfer und Gold.

Basalte von Hawaii und den USA haben alle einen Goldgehalt von 0,002 p.p.m. Der Goldgehalt von Olivinknollen aus Basalten und von einigen Duniten (Olivingesteinen) schwankt zwischen 0,0009 und 0,01 p.p.m.

L. R. WAGER, Oxford: *Das Verhalten von Schwefel in basischen Magmen.*

Gesteinsproben von der Skaergaard-Intrusion, eines eingehend und vielseitig studierten Gesteinskomplexes in Ost-Grönland, der vorwiegend aus Gabbro besteht, wurden auf das geochemische Verhalten von Schwefel während der magmatischen Differentiation hin untersucht. Für die Analysen wurde die Gesamtschwefelmenge der Proben in SO_2 übergeführt und in dieser Form abdestilliert. Nachher wurde die Trübung gemessen, die sich durch Einleiten des SO_2 in eine Blei(II)-salz-Lösung ergab. Die Analysen führte E. A. Vincent aus.

Der durchschnittliche Schwefel-Gehalt des basischen Magmas, aus dem die Skaergaard-Intrusion entstand, wird aus Analysen der rasch erstarrten (und daher undifferenzierten) Randgesteine auf 50 p.p.m. geschätzt. In den tiefer liegenden Zonen der Intrusion entmischte sich im Verlauf der Erstarrung als Folge der fraktionierten Kristallisation flüssiges Kupfersulfid (in Gehalten von etwa 0,02 %). In den obersten, eisenreichen Schichten des Gesteinskomplexes schied sich während der Verfestigungsphase vorwiegend flüssiges Eisensulfid ab (in Gehalten bis zu 2 % bei einzelnen Gesteinen).

Die Untersuchungen ergaben Anhaltspunkte über die Löslichkeitsgrenzen von Schwermetallsulfiden in natürlichen Silicat-schmelzen. Es konnte gezeigt werden, daß sich Kupfersulfid aus dem Magma abzuschcheiden begann, sobald die Kupfer-Konzentration 200 p.p.m., die Schwefel-Konzentration 100 p.p.m. überschritt. Eisensulfid-Schmelze entmischte sich aus der flüssigen

Gesteinsmasse, wenn die Schwefel-Konzentration etwa 600 p.p.m. betrug. Der Eisengehalt schwankte in diesem Falle um 15 %.

Außer für Magnetkies (FeS), der in gewissen Skaergaard-Gesteinen bis 2 % ausmacht, kommt eine Abtrennung der Sulfidmineralien für die Analyse wegen der geringen Konzentrationen nicht in Frage. Nickel, Kobalt und Kupfer wurden mittels Radioaktivierung im Gestein als Ganzem (einschließlich der Sulfide) bestimmt. Aus den gewonnenen Resultaten ließen sich Schlüsse ziehen, wieviel von den drei Elementen während der verschiedenen Differentiationsstadien in den Sulfidphasen vorhanden waren. Nickel bevorzugt die etwas später entstandene Eisensulfid-schmelze, wo es in höheren Konzentrationen vertreten ist als in den früh abgeschiedenen Kupfersulfiden. Die spätesten Magnetkiesabscheidungen sind dagegen sehr nickelarm (1 p.p.m.). Kobalt ist in den Kupfersulfiden stark angereichert, weniger dagegen im Magnetkies (230 p.p.m.). Nickel-haltiger Magnetkies tritt in der Skaergaard-Intrusion nicht auf, da die Hauptmenge des Nickels in die früh ausgeschiedenen Olivine und Pyroxene eingegangen ist. In dem Zeitpunkt, da sich die Eisensulfidschmelze entmischte, war der Nickel-Gehalt im Magma bereits sehr stark gesunken.

K. H. WEDEPOHL, Göttingen: *Vergleich von Spurenelementen in Flachsee- und Tiefseetonen.*

In der Geochemie der Spurenelemente werden oft die Tiefseesedimente zweitrangig behandelt. Diese Arbeit soll sich vorerst auf die Tiefseetone beschränken, da diese mit mehr als 50 % an den Tiefseeablagerungen beteiligt sind. Zum Vergleich werden Flachseetone herangezogen, d. h. Tone der jetzigen Kontinental-scholle und Tone früherer Geosynklinalen und Flachseeareale, wo heute die Tone als Tonschiefer aufgeschlossen sind.

Für 25 der wichtigsten Spurenelemente sind neue Durchschnittswerte z. T. aus Analysen des Votr. sowohl für die Flachseetone als auch für die Eruptivgesteine berechnet worden. Es hat sich gezeigt, daß die früheren Daten bei Rb, Cr und Zn bis 2,5 mal zu hoch, bei Ba, La und Sc bis 3 mal zu tief sind. Die Durchschnittswerte der Flachseetone stimmen größenordnungsmäßig mit denen der Eruptivgesteine überein, wie dies auf Grund von Bilanzrechnungen über die Verwitterung zu erwarten ist.

Für die Tiefseetone wurden die Daten der Literatur, die sich mehrheitlich auf pazifische Proben beziehen, durch Untersuchungen des Votr. an atlantischen Tiefseetonen ergänzt. Für 15 Elemente wurden die Durchschnittswerte von Tonen aus dem Atlantik und Pazifik den entspr. Werten für Flachseetone gegenübergestellt und die Anreicherungs-faktoren betrachtet.

Cr, V, Zr und Ga reichern sich in den Tiefseeablagerungen gegenüber Flachseesedimenten nicht an. Angereichert sind in Tiefseetonen Zn, Ni, Co, Cu, Pb und Ba. Sehr stark angereichert sind Mn, Mo und Sn. Interessant ist, daß die Anreicherung im Pazifik durchweg etwa 3,7 mal so groß ist wie diejenige im Atlantik.

Als wahrscheinlichste Erklärung für diese abnormen Konzentrationsverhältnisse werden säkulare vulkanische Exhalationen angenommen. Durch die Tätigkeit der Foraminiferen allein lassen sich die Anreicherungen nicht erklären, da Foraminiferen zwar Pb, Cu, Zn, Sn und Mn bevorzugt aus dem Meerwasser aufnehmen, nicht aber Ni und Co. Für die Annahme untermeerischer Exhalationen spricht auch folgendes: Vulkanische Ausscheidungen auf dem Festland zeigen genau dieselben Elementanreicherungen (Tal der Zehntausend Dämpfe in Alaska, Vesuv, Aeolische Inseln). Ferner ist die Sedimentationsgeschwindigkeit im Pazifik etwa 3 mal geringer als im Atlantik, wohin viel mehr große Flüsse münden als in den Pazifik. Somit muß man auf dem Boden des Pazifik mit einer 3 mal größeren relativen Anreicherung vulkanischer Exhalationen rechnen. Die Anreicherung gegenüber den Flachseetonen erklärt sich durch die viel größeren Sedimentablagerungen im küstennahen Gebiet, so daß der Anteil der Exhalationen dort nicht mehr ins Gewicht fällt. [VB 972]

Das Virusproblem

Jahresversammlung der Deutschen Akademie der Naturforscher Leopoldina

Vom 7. bis 10. Juli 1957 fand die Jahresversammlung der Deutschen Akademie der Naturforscher Leopoldina statt. Vor Eröffnung der wissenschaftlichen Sitzung wurde an G. Schramm und W. Schäfer, Tübingen, für ihre Arbeiten auf dem Gebiet der Virusforschung die Carus-Medaille verliehen.

G. SCHRAMM, Tübingen: *Pflanzenpathogene Viren.*

Die pflanzlichen Viren sind wegen ihres einfachen Baues besonders für chemische Untersuchungen geeignet. Ausführlicher wurden eigene Untersuchungen am Tabakmosaikvirus diskutiert. Das Protein (Molgew. $36 \cdot 10^6$) besteht aus ca. 2300 identischen Peptidketten von einem Molgew. 17000. Die Nucleinsäure ist im Innern

des Viruspartikels lokalisiert. Die Infektiosität des Virus bleibt bei schrittweiser Entfernung des Proteins erhalten. Nach vollständiger Entfernung des Proteins durch Extraktion mit Phenol ist die Nucleinsäure selbst noch aktiv. Das Molgewicht dieser ersten, in nativem Zustande isolierten Ribonucleinsäure beträgt annähernd $2 \cdot 10^6$. Es wurde vergeblich versucht, die native Nucleinsäure in aktive Spaltprodukte zu zerlegen. Aus kinetischen Messungen der Inaktivierung der Nucleinsäure mit Ribonuclease muß geschlossen werden, daß die Aktivität an die Struktur der gesamten Molekel gebunden ist. Die Aufspaltung einer einzelnen Nucleotidbindung scheint bereits zum vollständigen Verlust der biologischen Aktivität zu führen.