

Was machen die anderen?

Streiflichter auf mineralogisch-petrologische und geologische Forschungen
und Ergebnisse des fremdsprachigen Auslandes

Von Franz Angel, Graz.

1.

In nicht mehr zu bändigender Fülle fließt dem Fachinteressenten auf den Gebieten der Mineralogie, Petrologie, Geologie und ihren praktischen Anwendungen deutschsprachiger Lesestoff zu, der uns durch die Gemeinsamkeit der Sprache unmittelbar und bequem zugänglich ist. Schwieriger ist es, sich durch die erdrückende Fülle fremdsprachiger Veröffentlichungen aus der ganzen weiten Welt mit Nutzen durchzufinden. Zwar gibt es in diese Welt ein Fenster: die Referatenbände des Neuen Jahrbuchs für Mineralogie usw. (Stuttgart). Wenigstens auszugsweise oder andeutungsweise kann damit überblickt werden, was sich in allen Erdteilen und Ländern in unseren Fächern zuträgt und in welcher Weise gearbeitet wird. Aber wendet man sich einer besonderen Frage zu, so muß man dennoch nach dem Original und nicht nach dem Referat greifen, und dann müssen erst die sprachlichen Schranken überwunden werden. Es ist wieder soweit, daß die Benutzung einer Kultursprache für den Austausch der Gedankengüter der Völker eine Notwendigkeit wird.

Überblickt man Methodik und Leistungen der Welt durch dieses Fenster, so sieht man, daß wir auf weiten Fachgebieten noch mitkönnen. Neben den älteren Forschungsmitteln haben sich verfeinerte Durch- und Auflichtoptik, Röntgenoptik, Elektronenoptik, Spektrographie, Thermodifferential- und Mikroanalyse für unsere Probleme hoch aufgetan. Es sind die entsprechend ausgerüsteten Institute im Lande, und mit ihnen ein kleiner, ein zu kleiner Stab von Menschen, die damit arbeiten können. Aber es braucht ständige Wachsamkeit, um ausrüstungsmäßig, besonders aber personell nicht abzugleiten. Sorge um und für hochqualifizierbaren Nachwuchs ist ein Haupterfordernis für die Gestaltung unserer Zukunft.

Es wäre reizlos, die Fülle der Fachleistungen des fremdsprachigen Auslandes beim hier gegebenen Anlaß lexikalisch zu registrieren, etwa in einer Auslese nach einem persönlich zugemessenen wissenschaftlichen Wert. Mir erscheint es reizvoller, Streiflichter dorthin zu lenken, wo fachwissenschaftliche Probleme unseres eigenen Landes berührt werden. Daß ich die Auswahl so getroffen habe, wie sie mich derzeit interessiert, wird man mir als dem Verfasser zubilligen müssen. Daß die Fülle interessierender Sach- und Fachprobleme erfreulich viel größer ist, als hier gestreift, soll nur am Rande und in dem Sinne beigelegt werden, daß hierzulande eben auch erfreulich viel getan wird.

Wie bei uns, arbeiten auch im Ausland an den Problemen Generationen von Forschern. Die letzten, modernsten Arbeiten auf einem Problem-bereich sind vergleichbar mit eben erreichten Vorgipfeln, die nicht sein könnten ohne Hänge und Täler, und ohne welche man die Richtung zum Gipfel selber verlieren könnte. Außerdem aber gehören die beteiligten Forscher verschiedensten Völkern an, die sich gegenseitig ihre Schulen und ihre Geistigkeit öffneten. So beleuchten die Streiflichter ein in gemeinsamer Arbeit gewachsenes geistiges Gut der Menschheit, und daß dabei Persönlichkeiten in den Vordergrund treten, ist darin begründet, daß es bei bestimmten Anlässen eben gerade ihnen vergönnt und be-schieden war, auf einer Etappe Lichtträger zu sein im olympischen Lauf.

Nun aber zurück zu jenen Problemen des eigenen Landes, an welchen sich die Streiflichter ausrichten sollen.

2. Aus dem Fragenkreis der vulkanischen Gesteine

Die Oststeiermark zeigt uns zwei selbständig und gut entfaltete Stämme von Laven; der jüngere davon ist natronbasaltisch, der ältere trachyandesitisch dem Schwerpunkt nach. Aber in unserer Südsteiermark sind in jüngster Zeit Vertreter einer dritten jungen Vulkanitgruppe aufgefunden worden (A. Hauser und Mitarbeiter, 1950 bis 1954), die Mureck-Retzneier Dazit-Andesitgruppe, die auf einen altbekannten Schwerpunkt im Bacherngebirge bezogen werden muß. Von ihnen wissen wir, daß sie im Jungtertiär durch- oder ausbrachen. Nur einer dieser Stämme, nämlich der trachyandesitische von Gleichenberg, führt einen Orthaugit, der als Hypersthen bestimmt worden ist (A. Marchet, 1931). Was dieses Mineral in der Gesteinsgeschichte bedeutet, wurde noch nicht weiter verfolgt.

Nun hat Hisaski Kuno (Tokio) (1) darüber im Weiterbau eigener und anderer Arbeiten neue Anregung zum Problem gegeben. Orthaugite sind als petrologische Thermometer brauchbar, wenn man ihren CaO-gehalt festzustellen in der Lage ist. Die Orthaugite schließen sich vom reinen Mg-Endglied bis zum Fe-Endglied in folgender isomorphen Reihe aneinander: Enstatit-Bronzit-Hypersthen-Ferrohypersthen-Eulit-Orthoferrosilit. In extrusiven Gesteinen, z. B. Laven, wurden davon Bronzit bis Eulit beobachtet, und solche Mischungen kommen auch für andesitische Gesteine i. w. S. in Frage. Sie haben stets ganz kleine Beipackungen von CaO, von welchen folgendes Verhalten eruiert wurde:

Hochtemperatur-Orthaugite, kristallisiert bei	1200—1000° C	CaO = 0,104—0,057%
Tieftemperatur-Orthaugite, kristallisiert bei	1000—900° C	CaO = 0,053—0,045%
Tieftemperatur-Orthaugite, kristallisiert bei	900—600° C	CaO = 0,033—0,024%

Die Ausscheidung eines Hochtemperatur-Orthaugites mit CaO = 0,104 Gew.-% konnte unmittelbar vor einem Andesitausbruch kontrolliert werden! Ein Seitenblick auf Tiefengesteine: Orthaugite aus Hornblende-gabbros und Pyroxenperidotit hatten CaO gleich oder kleiner 0,033, woraus ihre Kristallisationstemperatur mit 900 bis 600° bemessen werden

kann. Für die Serien andesitischer Gesteine ergab sich daraus folgende Gliederung:

Kristallisation bei 1200 bis 1000°: „Pigeonitische Serie“, darin also ein Klinoaugit, der freilich nicht immer Pigeonit ist, den Orthaugit begleitet. — Hier stehen die „basaltischen Andesite“.

Kristallisation bei 1000 bis 900°: „Hypersthenische Serie A“, in der neben dem Hypersthen noch Diopsid als Pyroxen auftritt. Hier stehen viele „Pyroxen-Andesite und -Dazite“.

Kristallisation von 900 bis 600°: „Hypersthenische Serie B“, worin der Hypersthen Hornblende und/oder Biotit begleitet. Hier stehen viele Hornblende- und/oder Biotit-Andesite und -Dazite.

Für die Gleichenberger Trachyandesite ist die Vergleichbarkeit gegeben; sie gehören in die dritte Gruppe. Aber was tut man mit den orthopyroxenfreien Andesiten oder Daziten vom Bachern-Stamm? Hier fehlt noch einige Aufklärung: 1. Die Hornblenden und Biotite sind ja in diesen Gesteinen unstabil (korrodiert, opazitisiert). Was sie petrothermometrisch bedeuten, ist also erst noch zu bestimmen. 2. Es fehlen noch die Feststellungen, welcher Art die Plagioklasse dieser Gesteine sind, ob Hoch- oder Tieftemperaturfeldspäte oder Mittelglieder. Dann wird man koordinieren können, und unser steirisches Material wäre für die vorliegende Problematik sehr geeignet.

An den Vulkanit von Weitendorf, der technisch unter der Bezeichnung „Basalt“ geht, kann moderne Systematik anknüpfen. Meixner (1939) hat ihn auf Grund Machatschki'scher Neuanalysen (1927) und des Kornsortenbestandes als Shoshonit eingereiht, nachdem schon Machatschki ihn als andesitisch angesprochen hatte. Shoshonit ist ein seltener Typus der Alkaliandesite, an das basischere Ende der Trachyandesite anschließbar. Machatschki fand darin ein Korn Hypersthen, das nun ebenfalls auf Verwandtschaft mit dem Gleichenberger Trachyandesitstamm und nicht mit Basalten hinweist. Aber wozu so viele fremdklingende Gesteinsnamen? Ist dies notwendig? — Nun, Naturobjekte, die klar unterscheidbar sind an Eigenarten, muß man auch mit Eigennamen begaben; ihre Stellung im System muß fixiert und anerkannt werden; der Eigenname ist hiefür der Ausdruck.

Da hat M. R. Teruggi (Buenos Aires) in seinem Eruptivgesteine systematisch und nomenklatorisch behandelndem Buch (2) eine nette Anerkennung für solche ausgefallene, vereinzelte, seltene Typen. Er nennt sie „die Aristokraten unter den Eruptivgesteinen“. Das Werk, das er veröffentlichte, hat für uns eine signalhafte Bedeutung: Es will seinen spanischen Landsleuten, die mit Petrographie zu tun haben, ein Werk in der Muttersprache vorsetzen, das, modern durchgearbeitet, etwa Umfang und Absicht der Rosenbusch'schen Mikroskopischen Physiographie hat, unter Elimination alles entbehrlichen Beiwerks, aber Vorführung der historischen Entwicklung der Petrographie, mit eigener Kritik, eigener Wertung, eigener Qualität; Emanzipation von Europa.

Der Weitendorfer Vulkan gibt noch zu einer anderen Anknüpfung Anlaß; was wir von ihm bisher wissen, ist: räumliche und massenmäßige Beschränktheit und eine für unsere Begriffe störende Isoliertheit der Lage. Es stört auch, daß er dort, wo man das erwarten möchte, keinen

Zufuhrschlot von unten her gezeigt hat, und schon in seichter Lage ein Sedimentboden unter ihm zum Vorschein kommt, der keine Brennung aufweist. Dazu kommt, daß das, was die Petrographie unter Differentiation versteht, hier sehr beschränkt ist. Es hat auf der Welt wohl einige Orte, wo Menschen Zeugen waren vom Erstehen eines Vulkans und vom Aufhören seiner Tätigkeit. Eines der jüngsten, von Anfang bis zum — wenigstens — vorläufigen Ende unter wissenschaftlicher Beobachtung gehaltenen, in einem prachtvollen Film auch bei uns vorgeführten Beispiel ist der Vulkan von Paricutin (in der Landschaft von Michoacan, Mexiko, auf der Pazifikseite gelegen). Über seine Petrologie berichtet zusammenfassend R. E. Wilcox (1954). Nach Bebenvorbereitung öffnete sich am 20. Februar 1943 der Mund eines Schlotes an einer Stelle, an der es vorher keine Anzeichen dafür gab; der Untergrund ist dort allerdings aus älteren vulkanischen Gesteinsmassen aufgebaut. — Nur neun Jahre dauerte die Tätigkeit mit Brockenauswürfen und Lavaförderung, die neben kürzeren Strömen auch den 9 km langen S.-Juan-Strom zustande brachte. Mit 4. März 1952 hörte die Tätigkeit wie abgerissen auf. Die Gesamtmasse des vulkanischen Ausstoßes wurde auf $3,600 \cdot 10^6$ Tonnen Material berechnet. Die Beobachter meinen, daß es nicht wahrscheinlich sei, daß an diesem Ort sich ein Ausbruch wiederholen wird, obgleich nur ein Teil der „Magmakammer“ ausgeräumt worden sein kann. Sie meinen aber, daß dieselbe Magmakammer in mehr oder minder weiter Entfernung wieder einmal einen Ausbruch werde speisen können. Die Verbindung von Magmakammer und Schlot zeichnen sie als schräg aufsteigenden, sehr engen Schlot von etwa 6 km Länge. Der Vulkankegel war schon nach zehn Tagen 165 m hoch geworden, und war schließlich etwa 600 m hoch über der Hochfläche mit ihren etwa 2400 m Seehöhe aufgetürmt. Ein Modell für die von den Beobachtern im Profil gezeichnete dünne Schlotverbindung ergab sich aus Beobachtungen, wie sie durch C. E. Dutton am Toroweap Cañon (Coloradoplateau) studiert und schon im vorigen Jahrhundert bekannt gemacht wurden. Auch dem Coloradoplateau waren kleine Vulkankegel aufgesetzt, deren Zufuhrkanäle man in den Cañonwänden schräg aufsteigend, mit 800 und mehr Metern Länge aufgeschlossen und mit so engen Kalibern zu sehen bekommt und man sich mit M. Neumayr (1895) fragen muß, wie es dem Magma möglich ist, ohne zu erkalten und sich damit selber den Weg zu verlegen, bis an die Erdoberfläche durchzusteigen und Massen zu fördern, wie sie in Zahlen genannt wurden. — Petrologisch interessiert uns aber noch anderes: Die Ausbruchsmassen erschienen zunächst als basaltischer Andesit mit Olivin, sehr basischem Labradorit als kleinen Einsprenglingen, dasselbe in der Grundmasse, wo aber noch Klino- und Orthaugit hinzutreten; die Analysen weisen 55 Prozent SiO_2 aus. Von 1945 bis 1952 trugen die Olivine bereits Orthaugithüllen, und ab 1947 verminderte sich der Olivin zugunsten von Orthaugit. Der Plagioklas hatte sich in die Grundmasse gezogen. Der den Orthaugit begleitende Klinopyroxen war hier — wie in Weitendorf — nicht ausgesprochen Pigeonit, sondern ein gemeiner Augit. Da ist noch eine Frage offen: Warum kommt der Pigeonit nicht? — Bis 1952 war der SiO_2 -Gehalt auf 60 Prozent gewachsen, doch wirkte sich dies nicht erwartungsgemäß in den Hauptkornsorten aus, eventuell noch in der Grundmasse. Hingegen waren immer wieder zahl-

reiche Xenolithe, Fremdeinschlüsse von Granit, Quarzmonzonit, Dazituff usw. aus dem durchstiegenen Untergrund in den Förderungen zu verzeichnen. Im Entwicklungsgang des Chemismus gab es 1947 bei MgO einen merklichen Ruck nach unten, ungefähr korrespondierend bei SiO_2 einen Ruck nach oben. Der Autor äußert auf Grund aller feinen Belege, mit fraktionierter Kristallisation kann man diese immerhin merkbare Differentiation nicht erklären, man muß Assimilation zuhilfe nehmen. Es steht nun zur Diskussion, ob etwa das Paar Orthopyroxen—gemeiner Augit ebenso hochtemperierte Kristallisation bezeugen könne wie das Paar Orthaugit—Pigeonit, und worauf dies etwa beruhe.

Das Gleichenberger Vulkangebiet besitzt unter anderen, nicht erwähnten Besonderheiten noch eine: Es ist das von mir als Gossendorf fit bezeichnete Opal-Alunitgestein, das als „österreichischer Trass“ praktische Verwendung gefunden hat. Mit der Erforschung verwandter Gesteine haben sich in jüngster Zeit weitausgreifend K n i ž e k und F e t t e r (4) beschäftigt. Die USA besitzen in sechs ihrer Staaten rund 47.10^6 Tonnen Rohsteinvorrat mit wechselnden Halten und rund 13.10^6 Tonnen Rein-alunit. Man findet häufig um und in den alunitischen Massen Kaolinit. Begleitmineralien sind aber auch andere Tonminerale sowie Chalzedon usw. Alunit kann in Verbindung mit Vulkaniten in verschiedener Weise gebildet werden. Immer wieder wird Schwefelsäureangriff auf Feldspäte als Hauptmoment betont. Für die Schwefelsäure wird erwogen oxydative Entstehung aus vulkanisch geliefertem H_2S , oder aus Pyrit-Oxydation. Der Angriff kann auch in wässerigen Lösungen von oben oder von der Teufe her vorgetragen werden. Man kennt gangartige und metasomatische Lagerstätten. Aber es wird auch betont, SO_3 könne in bedeutenden Teufen in den vulkanischen Schmelzen gelöst enthalten sein, und mit ihnen aufsteigend durch Umsetzung von Alkalitonerdesilikaten den Alunit erzeugen. S c h r a d e r begründet dies für Patagonia (Arizona), L a r s e n für S. Cristobal Quadrangle, C l a p p für Kyogut Sund (British Columbia), B u t t l e r, G a l e, L o u g h l i n für Marysvale (Utah). H a w l a n d betont die besondere Teufe eines Alunitlagers von Hichey Pond (Newfoundland), will aber die Schwefelsäure doch wieder aus Pyritoxydation herleiten. — Die Verfasser gehen besonders auf mexikanische Lagerstätten solcher Art ein: Blanca Nieves hat Alunitmassen, begleitet von viel Chalcedon und Kaolinit (Primärkaolinit), der selber mit Alunit durchsetzt ist, und wird aus einem Schwefelsäureangriff auf Rhyolit hergeleitet. — Die „Alunitzer“ von Prosperidad sind in ihrer Buntheit ähnlich dem Gossendorf fit, ebenso wie dieser von Opal durchwirkt und von Kaolinit begleitet. Sie bauen metasomatische Massen auf und füllen kleine Gänge. Santa Catalina ist eine Ganglagerstätte in Rhyolith, die mit großer Teufe erschachtet wurde. — Ganz merkwürdig erscheinen aber auch Lagerstätten in Karbonatgesteinen, so die von Cerro da Minas (N. von Mexiko City) in Kreide, die mit 5.60 Prozent Na_2O den derzeit Na-reichsten Alunit lieferten. — Die Lagerstätte B o v a r d (Distrikt, Nevada) sitzt in paläozoischen Kalken. A. R. A r e l l a n o meint, daß in solchen Lagerstätten Kalkstein durch Alunit verdrängt worden wäre. S c h r a d e r schließt für das Bovard-Lager, Alunit und seine Begleiter seien aus magmatischen Lösungen hochgebracht und nicht aus angrenzenden Gesteinen herzuleiten. —

3. Von Ultrabasiten und ihren Problemen

Der Kraubather Ultrabasitkörper, von dem verschiedentlich als Olivinfels (v. Drasche, 1871) in inniger Verbindung mit Serpentin, Serpentinstock (Clar, 1929), Peridotit-Serpentinmassiv (Hiebleitner, 1954) gesprochen wird, ist wegen seiner Chromerz- und Magnesitlagerstätten wie auch seiner örtlichen Hartsteinqualitäten eine wirtschaftlich interessante Erscheinung, die ihre Sonderprobleme birgt. Aber es gibt dort auch noch wissenschaftliche Aufgaben zu lösen, von welchen an dieser Stelle zunächst das Problem der Differenziate angeschnitten werden soll. Wie bekannt, gehen mit größeren Peridotitmassen immer in örtlich wohl schwankendem Mengenanteil eine recht bedeutende Zahl möglicher Differenziate mit (Tröger, 1935). Aus dem Kraubather Stock kennt man davon bisher: Bronzitfels, harzburgitische bis saxonitische Typen, Diallagite und websteritische Abarten davon. Aber das ist quantitativ noch unerledigt und überdies in systematischer Hinsicht sicher nicht alles.

Portugal hat im Bereich Braganza—Vinhais einen großen Peridotitstock, der ebenfalls Chromit mitbringt, Ni-führend ist (durch seine Olivine), zudem Magnetit-Ilmenit und Platin enthält. Unter den Differenziaten aber finden wir Ultrabasitformen, die wir von Kraubath noch nicht kennen, die bedingt sind durch einen neuen, primären Parageneseteilnehmer, den Edenit, eine zwar gut definierte, aber mit Tremolit (oder wie sich neuerdings einbürgern will, Grammatit) verwechselbare Hornblende. Coteló Neiva (5) hat dort folgende neue Typen aufgestellt, die alle den Edenit als eine der Hauptkornsorten enthalten:

Bragancait: Olivin, Enstatitbronzit, Edenit.

Edenit-Peridotit: Olivin, Edenit (von Verbeck Amphibolperidotit genannt).

Abessedit: Olivin, Edenit, Phlogopit.

Edenitit: Fast nur Edenit. Ihn als „Hornblendit“ anzusprechen halte ich für ungut, denn es ist ein ganz bestimmter Hornblendit.

Bogueirit: Enstatit, durchwachsen mit Diopsid und Edenit.

Conchait: Bronzit, Edenit.

Regadit: Diallag, Biotit, Edenit.

Die Namen sind von portugiesischen Örtlichkeiten hergeleitet. — Ein „Lherzit“ genanntes Differenziat aus Edenit und Phlogopit müßte jedoch auch umbenannt werden, denn der Original Lherzit (Lacroix) besteht aus brauner Hornblende und Biotit, was paragenetisch und petrogenetisch von ganz anderer Bedeutung ist. — Ein Beispiel dazu: Tritt in obigen Paragenesen nicht Edenit, sondern Tremolit auf, so läßt sich an Strukturen, Umsetzungen, geologischen Details auch erkennen, daß ein sekundärer, ein metamorpher Prozeß in den Gesteinswerdegang eingegriffen hat. Tritt aber Edenit auf, so ist das eine primäre, plutonische Paragenese. — Ob es so oder so ist, wirkt sich bis in die Beurteilung und Prospektierung der Lagerstätten des Körpers aus und ist damit von eminentem Interesse, gar nicht zu reden von den weittragenden wissenschaftlichen Teilproblemen, die damit angeschnitten werden. Ich halte es für aussichtsreich, nach solchen neuen Gesteinstypen im Kraubather Ultrabasitkörper systematisch zu suchen.

Da gibt es nun allerdings eine Erschwernis. Der Kraubather Stock zeigt zweierlei Eingriffe in seine primäre Verfassung. Einer davon ergreift ihn am Rande und in einzelnen langen Streichend-Strichen im Inneren; es ist eine Metamorphosierung zu kristallinen Schiefern: Antigoriten, Breunnerit-Antigoriten, Amphiboliten. Der zweite verwandelt die dadurch noch nicht betroffenen Peridotit-Massen in ein pseudomorphes Gestein, das häufig noch 50 Prozent gesunder Primärparagenese hat, der Rest ist Chrysotil, verunreinigt durch wenig anderes, aber begleitet von optisch diagnostizierbaren nahen Verwandten, wie Bowlingit, Iddingsit, Villarsit, Xylotil (vgl. z. B. Spangenberg, 1949), andererseits Serpophit (vgl. Coteloneiva, 5). Im vollendeten Stand dieser Art von Umwandlung ist ein solches Gestein Serpentin zu nennen.

Heute ist über die Beziehung zwischen Antigorit und Chrysotil vieles klar geworden. Bowen und Tuttle berichteten 1949 über die Synthese und Existenzbereiche von Chrysotil (6). Auf ihren elektronenoptischen Abbildungen (vergrößert 22.500) sieht man die Röhrenstruktur der erzielten Chrysotilfasern, wie sie von Bates und Mitarbeitern 1950 (7) für Halloysit aufgezeigt worden war. Jagodzinsky und Mitarbeiter haben gerade für den Chrysotil feinste Strukturdetails geklärt (8) und ihm unter den „gerollten Strukturen“ seinen Platz angewiesen.

Andreatta (9) hat im Ultentalbereich peridotitische Gesteine studiert, die er als Olivinite anspricht. Nach gefügeanalytischen Befunden konstatierte er (schon 1934), daß sie tektonisch-metamorphe Gesteine sind und demnach von den Peridotiten, die primäre Plutonite sind, unterschieden werden müssen.

4. Zur Entwicklungsgeschichte von Metamorphiten

Eine unserer interessantesten metamorphen Gesteinsgruppen sind die eklogitischen Gesteine, wie sie z. B. im Bereich der Kor- und Saualpe vorkommen. Sie bieten eine ganze Reihe von Problemen. Oft haben sie gabbroiden Chemismus. Gelegentlich findet man in ihren Verbänden auch noch gabbroide Gesteine. Dennoch ist die Frage, ob und wie nachgewiesen werden kann, ob dieser oder jener Eklogit ein metamorpher Gabbro ist, vielfach offen.

Einen Beitrag in dieser Hinsicht lieferte für eklogitische Gesteine von Sauviat (30 km NO Limoges, Frankreich) M. Chevenoy 1955 (10). Die bearbeitete Serie umfaßt Eklogite mit einem Mantel von Amphiboliten, Granatite, Olivin-Granat-Amphibolite, Granatgabbros und Gabbros. Der Autor stellt sie in folgende petrogenetische Reihe zusammen: Diallag-Gabbro, Granat-Disthen-Diopsid-Gabbro, Eklogit, Kelyphitamphibolit, Plagioklasamphibolit. Er bringt auch eine Analysenfolge bei und fügt ihr einen mittleren Eklogitchemismus ein, den P. Lapadue-Hargues 1953 erstellte. Zum Teil zeigt sich aus den Analysen tatsächlich ein Chemismus entsprechend Gabbro, Norit, Olivingabbro. Aber der Chemismus eines Olivingranatites und eines Olivin-Amphibolites fügen sich nur unbefriedigend ein. Ob da metamorphe Differentiation am Werke war, oder ob die Ursache der Diskrepanz in anderer Richtung gesucht werden muß, steht noch dahin.

Bei uns gäbe es ähnlich liegende Probleme in dieser Gesteinsgruppe.

In diesem Zusammenhang interessiert ganz allgemein die Frage, wie denn der Metamorphose unterliegende Gesteinsmassen aussehen mögen, bevor sie zu kristallinen Schieferen werden. Dazu liefert die große Monographie *Andreattas* (11) über das Peiotal und die Vioz-Cevedalekette Unterlagen. Er belegt, wie eine mächtige und umfängliche Zone von vormaligem Hochkristallin mit mesozonalem Mineralbestand phyllonitisiert und zu Quarzphylliten umgeprägt wurde. Allein im Kartenbereich *Andreattas* ist diese Zone 11 km lang, 7 km breit und bis zu 400 m Teufe, örtlich bis 1000 m Teufe, aufgeschlossen. — Einen großartigen Blick in die Leistung tektonischer Aufbereitung von Gebirgsmassen zu Myloniten gewährt anderseits der Störungsbereich der *Peio-Linie*. Wieder nur im Kartenbereich betrachtet, ist das ein 50 km langes Störungsbündel im Nahtbereich zweier tektonischer und petrographischer Einheiten, einer katazonalen im SO und einer mesozonalen im NW. Die Zone schärfster Mylonitisation ist etwa 100 m mindestens mächtig, wächst aber örtlich auf 200 bis 300 m an. Aber auch außerhalb dieses härtest mitgenommene Streifens greift Mylonitisation ein; bezieht man dies ein, so wächst die Mächtigkeit der tektonisierten Masse auf 400 m, ja örtlich auf 700 m! Der Mylonitisation unterliegen recht verschiedene Gesteine, eben eine ganze Serie, deren weniger versehrte Relikte noch die Herkunft erkennen lassen: Paraschiefer, Orthogneislamellen, Quarzite, bis zur Unkenntlichkeit mylonitisierte, wahrscheinliche Amphibolite (oder Verwandte davon), örtlich auch Marmore und Pegmatite aus der Tonale-Serie, endlich auch schwarze Ultramylonite aus Material der überschobenen katazonalen Serie. — In der Masse dieser lokal pulverisierten Mylonite gibt es gröber gekörnte Striche, weniger mitgenommene Schollen verschiedener Größe, und immerhin bleiben die einstmals einem bestimmten Gestein zugehörigen Kornmassen oft noch so beisammen, daß man sie als vormalige Gesteinszüge erkennen kann. Die Durchbewegung mischt die alten Bestände nicht einfach durcheinander. Als Deformationserscheinungen sind dicht gebündelte Frakturen zu verzeichnen, parallele Systeme von Gleitflächen, Harnischglättungen, Laminierungen, postkristalline Durchschieferungen. Spuren postmylonitischer Rekristallisation sind nur in bescheidenstem Ausmaß auffindbar. Stark hergenommene Gesteinsstriche erwecken den Eindruck von Sandstein oder Grauwacken. Zur Unterstreichung des Textes sind einprägsame Abbildungen beige stellt.

So also mögen Gesteinsmassen aussehen, bevor Kristallisationsvorgänge aus ihnen wieder kristalline Gesteine mit den Charakteren kristalliner Schiefer machen.

5. Probleme der Camgite

Unter die *Camgite* (*Sander*, 1950) oder Ca-Mg-Anlagerungsgesteine fallen vor allem Kalksteine, Dolomite, aus beiden Karbonaten (Kalkspat, Dolomit) gemengte Gesteine. Ihre Petrographie wird bei uns durch die Innsbrucker Schule vorangetrieben. Die Einfachheit, gelegentlich auch Einförmigkeit der beteiligten Kornsorten kann zur Frage verleiten, was denn der Petrograph mit ihnen beginnen soll. Darüber sind uns indes die Augen geöffnet worden. Die Petrographie der *Camgite* steht in Problemen der Kornform, des Gefüges, des Werdeganges der Gesteins-

typen Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefen nicht nach. Für uns in den Alpen ist ein sie berührendes Hauptproblem von Sander (1950, S. 335) formuliert worden: Unterscheidbarkeit von nicht durchbewegten Anlagerungsgefügen und (von) Tektoniten einschließlich der wenig deformierten und der paradiagenetischen Tektonite. Das ist schon ein großes Programm. Nun finden wir so häufig Kalksteine und Dolomite in mannigfaltigen Verbänden, deren Eigenarten u. a. ein dringendes Verlangen nach Erkenntnis ihrer gegenseitigen genetischen Beziehungen aufkommen lassen. Zu diesem Behuf ist es notwendig, solche Gesteine in frühesten Zuständen ihres Werdeganges kennenzulernen, also als Sedimente und diagenetisch aus diesen produzierten Sedimentgesteine.

Dieser Arbeit kommt ein Werk von N. D. Newell und Mitarbeitern (12) entgegen. Es ist das eine entsprechend groß aufgezogene Gemeinschaftsleistung, deren Ergebnis 1953 veröffentlicht wurde. Der Gegenstand ist ein in allen Einzelheiten durchgearbeiteter Riffkomplex permischen Alters in der Guadalupe-Mountains-Region an der Grenze von Texas und Neumexiko. Ein Ergebnis davon ist die Erkenntnis, daß diese ganze wohlgerundete Gesteinsgesellschaft und ihre geologische Entwicklung nicht verstanden werden kann, wenn wir sie aus der Kenntnis der Verhältnisse von rezenten Ring- und Barriereriffen verstehen wollten. Dieser fossile Riffkomplex zeigt seine besonderen Bau- und Gesteinsgesetzlichkeiten. Aber gerade sie fände man wieder in anderen berühmten Riffkomplexen; einer davon wäre jener der Südtiroler Dolomiten. Das berührt uns also ganz nahe. Nun liegt uns zwar dieses permische Modell auch schon beachtlich zeitfern, aber es scheint dort seither nichts passiert zu sein, was das Bild, angefangen von der Sedimentation bis zur Vollendung der Diagenese, hätte verschleiern können, und deshalb ist das petrographische Bild auch für uns so wichtig: Es zeigt uns die Gesteinsparagenese zusammenhängend und vollständig und ermöglicht damit erkenntnisfördernde Vergleichen. Vom offenen Meer weg in Richtung landeinwärts ließ sich, wie folgt, die Ordnung vom geologischen Bau und seiner Gesteinsfülle feststellen:

Offenes Meer.

Euxinisches Becken, bis 600 m tief, geräumig, Bodensedimente sind heute Quarzsand- und Siltsteine sowie schwarze, feingekörnte Sandkalke.

Riff aus Korallen- und Algenkalken, nach beiden Seiten des Walles Talus schickend, der resedimentiert und örtlich auch vom Riff überwachsen wird, von dem Mächtigkeiten bis 400 m erkannt wurden.

Lagunentragender Schelf, mit 3 bis 5 m Tiefe der „backriff“-Wässer.

Kalkarenit, in noch normalem Seewasser abgelagert,

Pisolith (oolithischer Kalkstein), abgelagert in bereits lebensfeindlichem Milieu.

Mikrokörniger Dolomit, mit Hornsteinen, z. T. auch Quarzsand-Beimengung, schichtig abgelagert in bereits übersalzenem Wasser.

Salinare Randfazies, mit Sand, Silt, Anhydrit (oder Gips). Darin sind die Sande durch Dolomitfeinstkorn gebunden, wir stoßen

direkt auf die Gesellschaft Dolomit-Anhydrit. Das konnte Basiskomplex eines Salzlagers werden, wurde es aber in diesem Gebiet nicht.

Küstenregion.

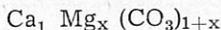
Wie ist das mit der Dolomitbildung in diesem Milieu? — Die Verfasser erklären: Im Bereich salinärer Bedingungen wird durch Ausfallen von Anhydrit oder Gips dem Wasser soviel Ca entzogen, daß nun eine Mg-reiche Lauge übersteht, welche riffwärts (dem Gefälle nach) abfließt und auf ihrem Weg alle kalkigen Sedimente dolomitisieren kann, die ihr in den Weg kommen. Also beispielsweise die hornsteinigen Unterlagskalke der übersalzenen Wasserzone, die Pisolithe, den Kalkarenite, den durchströmten Kalkriffunterbau und den Rifftalus. Interessant ist die Lage bezüglich des feinstkörnigen Dolomites nahe der Salinarfazies. Ist das Fällungsdolomit? Die Verfasser äußern dazu, dies sei unbewiesen, wahrscheinlich liege doch frühdiagenetisch dolomitisierte anorganische Kalkfällung vor. Übrigens seien alle Kalke und Dolomite schon Rekristallisate, und wo sie einmal organische Reste hatten, sind sie oft nur noch als verschwimmende Reliktstrukturen angedeutet oder ganz vernichtet. Dies betrifft auch Partien des Rifffalkes.

Die schichtigen mikrokörnigen Dolomite („backriff“-Dolomite) können bis 170 m mächtig werden; sie haben etwas un stetig wechselnde Fein- und Grobrhythmen (einige Millimeter dick), aus dunklen und hellen Lagen. Die Feinrhythmen messen 0,1, 0,2 bis 2,8 mm. Eisen und Magnesia reichern sich in den helleren Lagen an, die dunklen sind nicht nur bituminös, sondern auch pyrithältig. Für einen errechneten Jahreszeitenrhythmus ist die Rhythmik zu grob; die Verfasser denken an Sturmflurrhythmen.

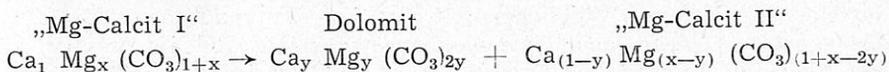
Nicht wahrgenommen wurden Dolomitsandsteine vom Typus, wie er im Grazer Paläozoikum und aus dem thüringischen Buntsandstein beschrieben wurde, und auch nicht Magnesit. Im Rifftal wurde fleckig unregelmäßige Dolomitisierung mit 6 bis 27 Gew.-% Dolomit gefunden. Fusulinen- und Foraminiferenhardtteile sind hier gewöhnlich durch Dolomit ersetzt. Die Rifffalke können sehr rein sein. Im Capitan-Riff z. B. haben sie 97 bis 99 Gew.-% Kalkspat bei nur 0,4 bis (selten) 3,6% Dolomit. Im Goat-Seep-Riff allerdings tritt fast reiner Formeldolomit auf.

Arbeiten aus der Chicagoer Schule (D. Graf, J. R. Goldsmith, O. I. Joensuu 1955 [13] [14]) haben einen neuen Fragenkomplex sichtbar gemacht. Daß Hartteile mannigfacher Meeresorganismen neben CaCO_3 beträchtliche Mengen MgCO_3 enthalten können, ist lange bekannt. Man vermutete, hier seien Kalkspat und Dolomit innig vermischt, es mochten auch anormale Mischkristalle sein (Correns 1939). Bestimmtes darüber stand aus. Besonders zeichneten sich darin riffbauende Algen aus. Die Verfasser führen an: eine kalifornische *Corallina* sp. mit 15,2 Mol.-% MgCO_3 , und ein *Lithophyllum* sp. von den Palau-Inseln mit 20,8 Mol.-% MgCO_3 . Solches „algal material“ war ein Ausgangsstoff für ihre Untersuchungen. Ergebnis: Es liegen feste Lösungen von MgCO_3 in CaCO_3 vor, die „Magnesiumkalzite“. Ihre Existenzbedingungen wurden experimentell ermittelt und diagrammatisch vorgestellt. Der Nachweis wurde röntgenspektrographisch erbracht. Die Netzebenenabstände (112), Indizierung Graf und Mitarbeiter, gleichbedeutend mit (200) bei Chave 1952,

haben gegenüber Kalkspat eine bestimmte Differenz, wenn man sie für Dolomit und Magnesit bestimmt. Diese Differenz beträgt vom Kalkspat zum Dolomit 0,146 AE. Bei Untersuchung von Magnesium-Kalzit mit 0,0 bis 21,0 Mol.-% MgCO_3 schienen linear dem steigenden Mg-Anteil zuordenbare Differenzen von 0,0 bis 0,058 AE auf, und überdies zeigt das Spektrogramm charakteristische Eigentümlichkeiten, wie Unschärfwerden von Reflexen und Fehlen von Backreflexen. Die Struktur ist also nicht mit Dolomit vergleichbar, bei dem die Mg-Ionen auf vorgeschriebenen Gitterorten sitzen, sondern diese verteilen sich im Vergleich zur Dolomitstruktur „disordered“, ungeordnet. Die Formel von Mg-Kalzit schreiben die Verfasser



Die experimentelle Untersuchung, die für ein Temperaturintervall von 800 bis 548° und bei CO_2 -Drucken von 700 kg/cm^2 durchgeführt wurde, zeigte, daß Mg-Kalzite mit hohen Mg-Gehalten bei Temperaturerniedrigung und Drucken, welche ein Entweichen von CO_2 verhindern, übergehen in eine Paragenese von Dolomit + einem Mg-Kalzit, der im Vergleich zum Ausgangsmaterial Mg-ärmer geworden ist, wie es folgende Formel illustriert:



Die Verfasser prüften an 100 Camgite, aber auch Metamorphite davon. Es kam folgendes zutage: Unter tieftemperiert gebildeten Gesteinen dieser Gruppe sind gegenüber schon bekannten Daten, die aber nun sehr vermehrt wurden, die Algenkalke mit dem Mg-Gehalt in fester Lösung an der Spitze geblieben, aber auch Echinodermenharteile nehmen beträchtlich Mg auf (wie auch bereits bekannt); in Abschwächung folgen noch weitere Fossilien. Diese Mg-Kalzite sind metastabil, aber recht haltbar. Sogenannte „normale“ Kalke sind aber vielfach ganz frei davon. Ein mitteleocäner Kalkstein wies 0,6% MgCO_3 auf, das war aber nachweislich schon auf einen kleinen Dolomitgehalt zu beziehen. Aus dem Hunza-Staat (Himalaja-Karakorum) wurden verwitternde Kalkmarmore geprüft; ihr Kalkspat war rein. Ein junger Dolomitmergel dagegen führte neben Dolomit einen Mg-Kalzit (3,5 Mol.-% MgCO_3). „Normale“ ältere Kalksteine und Hohlraum-Kalzite waren ebenfalls praktisch Mg-frei, auch wenn diese Kalke Fossilreste enthielten. Aber bei metamorphen Camgiten kam es zu anderen Befunden: in den (kontaktmetamorphen) Predazziten, umkristallisiert bei über 600°, wurde Mg-Kalzit (9 Mol.-% MgCO_3) gefunden, ebenso in einem südtirolischen Bruzit-Marmor, ferner in einem grönländischen Marmor (8,6 Mol.-% MgCO_3) aus einem Komplex mit Granulitfazies, und aus einem Phlogopit, Granat, Magnetit, Graphit und Dolomit führenden Marmor aus dem Hunza-Staat. Der Form nach perthitische Dolomitmischung aus einem „Mg-Calcit“ des Kalk-Dolomitmarmors von Grönland (vgl. weiter oben) führen die Verfasser im Bilde vor. Es muß ein genügender CO_2 -Druck herrschen, um Paragenesen mit „Mg-Calcit“ zu halten, wie die Untersuchung gezeigt hat. Wie es aber den Organismen gelingt, sie zu erzeugen und zu halten, ist noch ihr Geheimnis.

Die Ionengrößenverhältnisse sprechen nicht dafür, daß man in auch nur annähernd vergleichbaren Proportionen Ca-Magnesite zu erwarten hätte.

Metamorphose von Camgiten

In langjähriger Forschung hat Sander mit seiner Innsbrucker Schule mittels Gefügeanalyse die Merkmale metamorpher, körniger Kalk-Dolomitgesteine petrographisch herausgearbeitet, Gesteine, die verschiedenen alpinen Situationen entnommen wurden. Seine Methoden und Betrachtungsweisen haben Forscher mehrerer Nationen in die Welt hinausgetragen. In jüngster Zeit sind die so weittragenden Ergebnisse an Camgiten experimentell zu kontrollieren versucht worden. Mit Erfolg (15). So am Yule-Marmor (1953), Hasmark-Dolomit (1953) und zuletzt am Dover-Plains-Dolomit durch Turner und Mitarbeiter. Die Gesteinsprobe wurde zunächst im Naturzustand gefügekundlich-petrographisch untersucht und ein gehülster Probezylinder bei 380° und 3000 At. gepreßt. Er erlitt dabei eine achsiale Verkürzung um 9,4% und blieb unzerbrochen, war also plastisch verformt worden. Ein zweiter Versuch bei 300° und 5000 At. Preßdruck wurde bei 11,5% Verkürzung abgebrochen. Diese zweite Probe erwies sich als um 15% fester geworden als die erste. So wie dieser Dover-Plains-Dolomitmarmor verhielt sich grundsätzlich auch der Hasmark-Dolomit. Verglichen mit dem Yule-Kalkmarmor erwies sich das geprüfte Gestein jedoch als weniger nachgiebig und als dreimal so fest. Gegenüber Basalt und Granit war es — gleichartige Umstände vorausgesetzt — viel plastischer, aber bloß halb so fest. Schon vor der experimentellen Deformation war der Dover-Plains-Dolomit merklich im Gefüge geregelt, in den Körnern traten schon Zwillingslamellen $f = (02\bar{2}1)$ auf, aber sie waren selten. Die experimentelle Deformation erzeugte aber Scharen von f -Lamellen in solcher Dichte, daß viele Körner dadurch trüb geworden waren. Die Körnung war etwas feiner geworden, scharenweise Kornlängung wurde sichtbar. Die Durcharbeitung des experimentellen Erfolges brachte neue Beweise für das Auftreten der Zwillingsgleitung nach f als Folge der Beanspruchung, dem morphologischen Sinn nach negativ gegenüber der $(01\bar{1}2)$ -Gleitung bei Kalkspat, und es wurde ferner eine translative Gleitung in (0001) parallel zu einer a -Achse aufgezeigt. Es konnte ferner rechnerisch dargetan werden, daß die beobachtete Verkürzung des Probezylinders um rund 9% als Translationserfolg abgeleitet werden kann.

Damit sind Merkmale metamorpher Zustände an dolomitischen Gesteinen, wie sie die Gefügekunde ableitete, auch experimentell bestätigt.

6. Probleme um das Thema Magnesit

A. Ein neuer Lagerstättentypus: Current Creek

In unserem Ostalpenbereich hat Redlich (1934) drei Typen von Magnesitlagerstätten unterschieden: Typus Veitsch, Typus Hall, Typus Kraubath. Von der Genesis her betrachtet, kann hierin jene Art des Auftretens nicht untergebracht werden, die im Sagvandit Norwegens verwirklicht ist: ein Durchbruchsgestein aus 90% Bronzit + 9% Magnesit, Rest etwas Talk und Erz, entstanden möglicherweise infolge Dolomit-

assimilation seitens peridotitischen Magmas (Barth 1930). In montanistischem Sinne ist das auch keine Lagerstätte und kein Lagerstättentypus.

Was Ch. J. Vitaliano indes aus dem Current Creek District Nevada beschreibt, ist eine Lagerstätte. Sie hat etwa 350.000 Tonnen Rohstein mit Mg-Mineralien gezeigt, davon etwa 10.000 Tonnen Magnesit.

Zwischen Hypersthendazit und basaltischem Hornblende-Augit-Andesit im Liegenden, Quarzlatit und dessen Tuffen liegt der „Current Tuff“, 140 bis 150 m mächtig, dessen hangende Schichten nicht mehr rein vulkanisch, sondern fossilführend kalkig entwickelt sind. Dieses ganze System tertiären Alters ruht auf paläozoischem Kalkstein. Es wird von steilen Störungen durchrissen, die karbonatführenden Thermen als Aufstiegswegen dienen konnten. Von da aus wurden im Tuffpaket zuerst Karbonate abgesetzt (Mg, Ca), aber auch ein Mg-Silikat (Deweylitgruppe). Die so entstandenen Mineralisationen findet man in Scharen von Rissen und Hohlräumen, die vollständig oder teilweise davon erfüllt werden. Alle Karbonate sind weiß und sehr feinkörnig, so der Magnesit, der auch in „cauliflower“, d. i. Blumenkohlgestalt, vorkommt, wie das sonst vom Kraubather Lagerstättentypus bekannt ist. Feinstkörnig kamen ferner daneben zum Absatz Dolomit, in pulveriger Form ein Tieftemperatur-„Magnesiumcalcit“ (14). Unter dem Mikroskop kann oft noch erkannt werden, daß Magnesit und Dolomit in winzigen, scharfen Rhomboedern ausgeschieden worden sind.

Im Lagerstättenteil Alamar entdeckte J. G. Faust (17) das bisher unbekannt Mineral Huntit, $Mg_3Ca(CO_3)_4$, als weißes metastabiles Pulver mit einem Korn von 1 Mikron und weniger. Selbst bei dieser Kleinheit der Individuen konnte mittels moderner Methodik bestimmt werden, daß Huntit rhombisch kristallisiert, plattigen Wuchs hat, wenn auch die Raumgruppe noch offen steht, das Achsenverhältnis kennt man schon, ebenso Dichte, Lichtbrechung, differentialthermisches Verhalten, spezifische chemische Reaktionen. Der Hergang der Lagerstättenbildung: Die Thermen produzieren die Folge Calcit, Dolomit — Magnesit, Deweylit (von Faust bestätigt) — Rückfall auf Dolomit, Calcit. Hingegen leitet Faust die Montmorillonitbildung im Tuff, den Huntit, Chaledon und Opalabscheidung, und Kalkmetasomatose an Tuff-Silikaten aus einer bezüglich der vulkanischen Tuffbildung subsequenten, kühlen, meteorwasserbedingten Reaktion her, die der Thermentätigkeit noch vorausgeht. Vitaliano läßt die thermale Phase mit Anlieferung von Chaledon, Opal, Quarz und Verkieselung von Karbonaten ausklingen. Interessant ist doch die Folge Dolomit-Magnesit-Dolomit, korrespondierend mit der in Spatmagnesiten abgelesenen Sukzession Dolomit I-Magnesit-Dolomit II (Angel-Trojer 1953). Das führt nun in einen anderen Fragenkomplex.

B. Spatlagerstätten von Magnesit nach Typus Veitsch

Die in der sogenannten Grauwackenzone der Ostalpen liegenden Spatmagnesite, die an dieser Stelle erörtert werden, stehen nicht mit Salzlagerstätten in Verbindung und auch nicht mit Peridotiten in einer Verknüpfung wie in Kraubath. Solche Lagerstätten gibt es auch anderwärts in Europa, z. B. Pyrenäen. Es wird zur Zeit darüber diskutiert, ob diese

Lagerstätten metasomatisch gebildet seien im Sinne Redlichs und Petrascheks, oder direkte Magnesiumkarbonat-Sedimente mariner Herkunft, wie Leitmeier, Siegl, De Llarena vermeinen.

De Llarena's Beschreibung spanischer (pyrenäischer) Spatmagnesite ist uns in sehr dankenswerter Weise auch in deutscher Sprache zugänglich gemacht worden (18). Er publizierte darüber auch in den *Comptes Rendus Acad. Française* 231, 1950, und anlässlich des Pyrenäen-Kongresses in Zaragoza 1952. Sein Standpunkt ist: Die in den Westpyrenäen erst in jüngster Zeit entdeckten Spatmagnesite sind sedimentär. — Für die ostalpinen Grauwacken-Spatmagnesite gälte das gleiche.

Hören wir zum gleichen Thema den französischen Forscher J. P. Destombes, 1955 (19): Diese selben Magnesite sind metasomatisch nach Kalksteinen. Auch dieser Forscher hat selbst die in Frage stehenden Lagerstätten studiert.

De Llarena sieht die Bänderung der kristallinen, spanischen Magnesite (Asturrecta) als die Schichtung selbst an. Hiezu äußerte sich jedoch E. Clar (1954) mit einer anderen Erklärung desselben Phänomens an einer Originalprobe. — Und Destombes berichtet vom Lager Eugui (französische Pyrenäenseite), daß die Stratifikation von der Magnesitierung schräg überschritten werde.

Die Magnesitbildung steigt im Pyrenäenbereich noch in den Muschelkalk, nachdem sie das Paläozoikum vom Oberdevon an durchstiegen hat, allerdings ohne daß zum Perm Beziehungen sichtbar hätten werden können. Von höchstem Interesse für uns ist indes folgende Beobachtung Destombes: Bei Oustelleguy setzt ein Gang von Mg-reichem Siderit durch den kalkfreien untertriadischen Sandstein steil hindurch, und man sieht ihn auch noch in einer silurischen, unvererzten Unterlage. Das scheint der Substanz nach vergleichbar mit ebenfalls relativ jungen, eisenreichen Mischgliedern aus der Magnesit-Sideritreihe, welchen H. Meixner (1953) so aufmerksam nachgegangen ist. Sie spielen sicher eine für Magnesit- und Sideritgenese bedeutende, noch nicht voll geklärte Rolle.

Wenn Magnesit noch im Muschelkalk auftritt und der Zusammenhang mit den Magnesiten in den älteren Formationen besteht, dann muß die Magnesitbringung jünger sein wie Muschelkalk. Um wieviel, kann direkt dort nicht erschlossen werden. Aber in einer Synthese mit weitem Blickfeld setzen die französischen Forscher diesen Vorgang infraliassisch an (also nicht alpidisch). Das würde mit den Ausführungen Guittards (20) über ostpyrenäische Siderite zusammengehen und eine Parallele zu einer Kombination bieten, wie sie von ostalpinen Forschern bezüglich des Zusammenhanges zwischen Magnesit- und Sideritgenese ventiliert wird, allerdings eingeordnet in ein alpidisches und anschlussalpidisches Geschehen (Petrascheck, Clar, Friedrich, Metz, Meixner). Dies ein Kurzbericht zur Lage. Meinen eigenen Standpunkt habe ich 1953 und 1954 ausführlich, bedeutend früher schon programmatisch, in Veröffentlichungen seit 1926 vertreten.

C. Magnesit- und Salzlagerstätten

In Österreich haben wir Magnesit in direkter Verbindung mit einer Salzlagerstätte in Hall in Tirol. Aber die Verhältnisse sind überaus kom-

pliziert, die Diskussion darüber muß sich erst noch hinreichende Unterlagen aufbauen, um zu einem Ende zu kommen. — Aber daß hier ein Magnesit einem sedimentären Zyklus sein Dasein verdankt, erscheint doch in gleichem Sinne sicher, als Magnesit auch auf anderen Salzlagerstätten wiederholt beobachtet wurde. Der Hinweis H. Mayrhofer's (1954), daß in einer Ischler Salzlagerparagenese ein Karbonat vorliege, das entweder Dolomit oder Magnesit sein könne, ist zu beachten. — Von den deutschen Zechsteinlagerstätten wissen wir seit langem, daß Magnesit in ihnen in bestimmter Situation auftritt (vgl. dazu i. a. H. Borchert, die Salzlagerstätten des deutschen Zechsteins, 1940). Nun hatte uns Stewart (21) vor wenigen Jahren eine sehr ausführliche Studie über die Evaporite von Eskdale, East Yorkshire, beschert, wo die Salzlager in drei Stockwerken übereinander liegen. Sie gehören dem Perm an. Wenngleich unsere alpinen Salzlager höher liegen (obere Werfener bzw. Buntsandsteinschichten), so sind doch einige Vergleichsmöglichkeiten offen. — In der mittleren Salzfolge basal Dolomit und Dolomitmergel, darüber ein Basisanhydrit mit wenig Dolomit, und erst in einer schon hochliegenden Wechsellagerung von Halit und Anhydrit kommt Magnesit, von Quarz begleitet, zur Abscheidung. Es wird ausgesprochen, daß nahe der Basis ein schwarzer, sehr feinkörniger Dolomit durch Anhydrit verdrängt worden sei, aber sich dann doch wieder Dolomitporphyrblasten hätten bilden können, die im Anhydrit-Gesteinsgewebe schwimmen. In initialen Dolomit-Anhydritrhythmen wird der Dolomit als eine sedimentäre, aber chemische Fällung betrachtet, genau wie das Calciumsulfat. Der Zeitpunkt der metasomatischen Vorgänge (Ausfuhr von Dolomit, Rekristallisation von Anhydrit) bleibt offen.

In der oberen Salzfolge gibt es aber über einer basalen Anhydritzone doch einen Horizont, in dem Magnesit mit sehr feiner Körnung einen Hauptgemengteil ausmacht, neben Anhydrit. Der Magnesit bildet Kornhaufen und Einschlüsse in Anhydrit. Das erinnert an Hall in Tirol.

Das sieht ziemlich einfach und durchsichtig aus. Aber hören wir dazu Niggli, 1952 (Gesteine und Minerallagerstätten II, 487), gelegentlich der Diskussion auch der Eskdaler Evaporite. „Nicht selten wurde auch Magnesit als verdrängende Substanz gefunden, so daß es nicht unwahrscheinlich ist, daß das Fehlen von Kieserit mit der Magnesitierung älterer Ablagerungen (Dolomit, Anhydrit) im Zusammenhang steht.“ Und weiter: „Umkristallisationsprozesse und Verdrängungen setzten sehr frühzeitig ein, setzten sich aber lange Zeit fort, so daß die Datierung der Einzelprozesse schwierig ist.“ Darnach wäre dieser Magnesit nicht primär sedimentiert, sondern metasomatisch im sedimentären Zyklus, der ja diagenetische Prozesse einschließt.

Durch v. Rupačh (22) sind uns in deutscher Sprache die einschlägigen modernen Arbeiten russischer Forscher in Auswahl und referierend zugänglich geworden. Im berühmten Kara Bogas (Kaspisee) wird von einem Basissediment berichtet, das aus 15.5% Magnesit, 26.7% Gips, über 30% Glaubersalz besteht und daneben Dolomit und Kalkspat enthält. Summiert man die Karbonate allein, so sind darin 20 bis 88% Magnesiumkarbonat. Hier macht es den Eindruck, der Magnesit sei sedimentiert, doch kann es auch da schon frühdiagenetisch zu einer metasomatischen Kalkaufzehrung für Dolomitbildung neben Magnesiausscheidung ge-

kommen sein. — Interessant ist in diesem Zusammenhang auch, daß sich im Kaspimilieu unter Wassertiefen von 40 bis 90 m Oolithkalke finden; der Durchmesser der Oolithkörner ist 0.1 bis 1.2 mm. Das wären Feinoolithe, wie sie Himmelbauer (1931) als zu Magnesit (Breunnerit) umgebildet aus dem Haller Salzlager beschreibt. Davon geben Leitmeier und Siegl (1954) zwei Abbildungen und versuchen eine andere Erklärung.

Das Problem: Magnesit auf Salzlagerstätten ist also recht verwickelt und wir können derzeit speziell den Fall Magnesit auf alpinen Salzlagerstätten noch nicht so durchschauen, wie wir es wünschen.

7. Flußspat, Bleiglanz, Zinkblende

Derzeit ist man von verschiedenen Seiten her bemüht, das Problem unserer alpinen Blei-Zinkerz-Lagerstätten mit oder ohne Flußspat nach Alter, Herkunft, Zuordnung neu aufzurollen. In Diskussion standen namentlich Nordtiroler Lagerstätten dieser Art und Bleiberg in Kärnten (Maucher, Schneider, Täupitz, Schulz, 1953 bis 1955). Das große Konzept W. Petrascheks einer einheitlichen, klassisch gezonten Metallogenese in den Ostalpen ist davon in einiger Hinsicht betroffen, und jene Forscher, die damit gearbeitet haben, wie E. Clar, O. Friedrich, G. Hiebleitner u. a., werden mit hohem Interesse an einer Neu- und Weiterentwicklung dieses auch wirtschaftlich so bedeutsamen Fragenkreises teilnehmen. Für den genannten Lagerstättenkreis wird mit Umsicht, Sorgfalt und modernsten Methoden eine sedimentäre Herkunft zu begründen versucht. Schwierigkeiten, die Erscheinungen, Umgestaltungen, Veränderungen sekundärer Art mit sich bringen, sollen für dieses sedimentäre Bild durch Studien über Vorgänge von Stoffkonzentrationen und Stoffwanderungen beseitigt oder überwunden werden, ohne daß es nötig wäre, einen vulkanischen Gewalttäter einzuschalten.

Von hier aus gesehen, bietet uns die moderne ausländische Literatur mit Ausnahmen wenig direkte Bezugsmöglichkeiten. Die Lagerstättenbearbeitungen sind so methodisch vielseitig, so verschieden zweckgebunden und ausgerichtet, und Publikationen darüber inhaltlich oft zurückhaltender, als es dem tatsächlichen Wissensstand entspricht, daß man sich begnügen muß, nur einiges herauszuskizzieren, wenn es sich um Übersichten handelt, wie hier beabsichtigt.

Amerikanische Arbeitsgemeinschaften (23) (24) haben 1954 Ergebnisse ihrer neuen Studien an Flußspatlagerstätten in Utah und Kentucky vorgelegt. Für Utah ist die direkte Verknüpfung mit einem Lavenstamm, der Rhyolithe, Andesite, Dazite, Latite umfaßt und tertiären Alters ist, belegt, und zwar sehr reichlich. Die Lagerstätten tun sich auf in oder an Störungen, ungeheuren brockigen Trümmerstreifen oder Zerrüttungen, und erscheinen gangförmig, netzartig vererzend, linsig imprägnierend, es zweifelt niemand an ihrem thermalen Aufsteigen von „unten“. Sekundäre Uranmineralien kommen mit, auch radioaktiver Fluorit ohne sichtbare strahlende Zentren, und ein (wahrscheinlich) freies Fluor beim Brechen abgasender Fluorit (M. Fleischer). Es wird aber schon schwieriger, eine ebenso nahe Verbindung von Flußspatvererzung und Pluto-

niten (Quarzmonzonit) bis ins letzte zu belegen. Die Lagerstätten liegen zum Teil in sedimentären Komplexen (Kalke, Quarzite) und nehmen flöz-ähnliche Formen an, folgen örtlich streng der Schichtung und Bankung. In Kentucky (24) sind die Erze, es sind zum Teil schon Übergänge zu Blei-Zink-Lagerstätten, an ein System enggescharter, langer und tiefer Verwürfe gebunden, die Karbonkalke durchschneiden. Von den Verwürfen aus, die selber erzbelegt sind, dringt das Erz auch lateral in die Schichten vor. Der Fridonia-Oolith soll dafür besonders empfänglich sein. Man sucht nach einem magmatischen Erzsponder. Es sind bloß einige Lamprophyrgänge und ein Glimmerperidotit greifbar, und das befriedigt nicht. Und so fragt man, ob es nicht möglich sein könnte, daß die genannten dunklen Magmatite nur Differentiate der ganz anders konstituierten Magmamasse sind, die auch das Fluor entband.

Wolkowa (25) spricht sich 1953 über eine oberpermische Flußspat-lagerstätte Baschkiriens aus: In Brackwassersedimenten kam es synsedimentär u. a. zu Fluorid-Konzentrationen, welche zu einer diagenetischen Flußspatkristallisation führten. Das also ist gegenüber der amerikanischen die andere Sicht.

Auf die uns näher liegenden Blei-Zinkerz-Lagerstätten einzugehen laden uns die Arbeiten Di Colbertaldos ein, der in südalpinen Lagerstätten so sehr zu Hause ist (26) (27). Dieser Forscher belegt für Raibl hydrothermalen Erzaufstieg und eine ganz bestimmte Phasenfolge mit ganz gesetzmäßiger morphologischer Entwicklung der Paragenesenteilnehmer. Für eine Anzahl alpiner Lagerstätten (Auronzo, Salafossa, Raibl) ergibt sich eine sehr niedere Bildungstemperatur, verbunden mit der Sukzession einer Blendengeneration jünger als Bleiglanz, in diesem Belang also eine Inversion der Folge gegenüber Lagerstätten klassischer Abfolge in direkter Bindung an einen magmatischen Hof. Diese Erkenntnis ist in ihrem Wert für die Weiterentwicklung unserer Erkenntnisse bezüglich der Erzlagerstätten sehr hoch zu schätzen, und wird in Verbindung mit der von Schneiderhöhn (1952) vorgetragenen neuen genetischen Lagerstättengliederung beachtliche Auftriebe geben. — Indes hat Di Colbertaldo mit einer neuen Delikatesse aus Raibl aufgewartet (27). An mehr oder weniger erzbelegten Harnischen fand er Kratzerscharen, verursacht durch das Einspuren härterer Teilchen (zum Beispiel Pyritkörnchen) im ritzbaren Grund, die sich nach den geometrischen Formen (Gerade mit Richtungssinn und Richtungsänderungen, bis zu Kreissehnen-Polygonen) systemisieren ließen und geradezu Prozesse der Feineinstellung bewegter Schollen gegeneinander verfolgen lassen, denn die ausgeführten Rucke sind sehr klein, einige wenige bis 150 Mikren. Sie können sich zeitlich ablösen und überlagern. Ein herrliches Demonstrationsmaterial!

Über Blei-Zinkerz-Lagerstätten im Goodsprings-District (Nevada) unterrichtet 1954 eine neue Bearbeitung durch Albritton und Gefährten (28). Die Erze liegen in einem 4000 m mächtigen System paläozoischer Kalke, binden sich aber darin an ein enges stratigraphisches Niveau, nämlich den unterkarbonischen Monte-Christo-Kalkstein, 230 m mächtig und 98% der Vererzung an sich ziehend. Nun hat diese Formation fünf Stufen. Ganz oben die Yellowpine-Stufe mit nur 47 m Mächtigkeit; sie enthält aber 85% der Erzmassen, von welchen noch 10% auf die zweit-

unterste Stufe, den wenig mächtigen Anchor-Kalk, entfallen. Die einzelnen Lagerstätten besetzen wie ein lockeres Fleckchenmosaik ein Störungsfeld, das von einer mächtigen Schar von teils subparallelen, teils anastomosierenden Streichendverwürfen in NNW durchzogen wird und das Karbonalksystem gründlich auflockert. Wie eine Verlötung des Bruchschadens legt sich im nördlichen Feld eine Andesitmasse tertiären Alters darüber; aber obgleich das Kartenbild die Gesamtvererzung wie einen Hof um diesen Andesit erscheinen läßt, kann man ihn nicht als Erzspender ansehen. Die Vererzung ist älter; man sucht also nach älteren magmatischen Manifestationen. Man findet sie oder glaubt sie gefunden zu haben: Granitporphyr als Gangschwarm im unterlagernden Devon! Ihr Einstieg erfolgte in einem orogenetischen Geschehen zwischen Spätjura bis Fröhertär. Anschließend datiert man thermale Dolomitisierung „vielleicht aus derselben magmatischen Quelle“, Schichtflächen, Breschierungen und anderen Störungen folgend. Dann kommt der Pb-Zn-Aufstieg, mit dem häufig Dolomit und seltener Kalk verdrängt wird. Erzbringer sind die großen Steilverwürfe mit ihren breiten, flankierenden Breschenbegleitungen, d. h. also tektonisch geschaffene, sperrige Auflockerungen, gerade recht für den Weg der Thermen. Es wird ausdrücklich verzeichnet, daß es in diesem großen Erzfeld tektonisch ausgezeichnet vorbereitete Striche und Zonen gibt, die gleichwohl steril sind; worin ihnen gegenüber die vererzten Bereiche in der Vorbereitung zur Erzaufnahme bevorzugt sind, weiß man nicht. Über Erz- und sonstige Lagerstätten-Mikrographie findet man in dieser Arbeit nichts, das lag nicht in der Absicht.

Angesichts so vieler auch hier sichtbar gewordener offener Fragen soll neben Schneiderhöhn (vgl. oben) noch eines führenden brasilianischen Forschers gedacht werden. Djalma Guimarães (29) äußerte sich in einer kurzen, aber programmatisch hochwertigen Veröffentlichung zum Gesamtproblem der Genese von Erzen und Erzlagerstätten. So wie bei Schneiderhöhn erscheinen auch bei ihm die Leitsätze scharf betont und zur Reaktion herausfordernd. Er sagt: „Die klassische Theorie (etwa nach dem Stile Lindgrens) ist falsch. Ultrabasische bis gabbroide Magmen sind wohl imstande, syngenetisch Lagerstätten zu erzeugen: Cr, Pt, Ti, Fe, Ni, Co, Cu. — Aber alles andere wie Pb, Zn, Ta, Nb, Zr, Sn, Wo, U, Hg sei schon in Sedimentstößen dispergiert enthalten. Werden Migrationen angekurbelt — wofür es verschiedene Anlässe gibt — und stehen Anionen, wie Cl, F, S, P, CO₂, B zur Verfügung, wozu ein Vulkanismus beitragen kann, aber auch wieder andere Möglichkeiten offen sind, dann kann es auch bei diesen Stoffen zur Konzentration in Lagerstätten kommen. Überdies können bei Orogenesen auch schon bestehende Lagerstätten im metamorphen Gebirge wieder in Bewegung und Neuformierung geraten.“

Es kommt also allmählich dahin, sich gedanklich von einer unnötigen engen Bindung an den oder an einen gewissen Vulkanismus freizumachen und sich vor Augen zu halten, daß auch die Lagerstättenschöpfung von der Sicht aus zu betrachten ist, daß „das ganze Gebirge reagiert“, wie ich es wiederholt betont habe. Sedimentäre Lagerstätten betrifft dies ebenfalls, nur in einem besonderen Sinn und Ablauf.

LESESTOFF

- (1) Kuno Hisaski (Tokyo Univ.). Orthopyroxenes of volcanic rocks. *American Mineralogist*, 1954. Vol. 39, 30—47.
- (2) Teruggi M. R. (Buenos Aires). Eruptivgesteine unter dem Mikroskop. — Ihre Systematik und Nomenklatur. (Spanisch.) Instituto Nacional d. Investig. d. l. Cienc. Nat. e Museo Argentino d. Cienc. Nat. etc. Buenos Aires. 1950. 1—401.
- (3) Wilcox R. E. Petrology of the Paricutin Volcano. — *Geolog. Survey Bull.* 965 C. Washington, 1954. 281—353.
- (4) Kniček J. O. u. Fetter H. The Refractory Properties of Alunite. I. — *Transactions of The British Ceramic Society*. Vol. 49. No. 5. Abstracts. Nos. 1125—1431 (1950).
- (5) Coteloneiva J. M. Gesteine und Erze der Region Bragança—Vinhais. (Portugiesisch.) *Servico de Fomento Mineiro*. Porto, 1948. 1—251.
- (6) Bowen N. L. und Tuttle O. F. The System $MgO-SiO_2-H_2O$. *Bull. of the Geolog. Society of America*. Vol. 60. 439—460.
- (7) Bates, Hildebrand u. Swineford. Endellit, Halloysit. — *American Mineralogist*, 1950. Vol. 35, 463—484.
- (8) Jagodzinsky H. u. Kunze G. — Pagchi S. N. Die Interpretation des Röntgenbeugungsbildes von Chrysotil und verwandten Mineralien. *Der Karinthin* (Klagenfurt), 1953, Folge 24. 286—311. S. 311.
- (9) Andreatta C. La formazione gneissico-kinzigitica e le Oliviniti di Val Ultimo. — *Mem. d. Museo d. St. Nat. d. Ven. Trid.*, 5, Trient, 1935/36. 87—245.
- (10) Chevenoy M. Sur l'origine des eclogites de Sauviat. *C. R. de l'Acad. d. sciences, Paris*, 1955/2. T. 241. 426—428.
- (11) Andreatta C. La Val di Peio e la Catena Vioz-Cevedale. *Acta Geologica Alpina*. 5. Bologna, 1954. 1—336.
- (12) Newell N. D. und Genossen. The permian Reef-Complex of the Guadalupe Mountains Region (Texas-New Mexiko). Bei Freeman Co., San Francisco, 1953. 1—335.
- (13) Graf D. L. u. Goldsmith J. R. Dolomite-magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO_2 pressures. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1955. Vol. 7. (London.) 109—128.
- (14) Goldsmith J. R., Graf D. L. u. Joensuu O. I. The occurrence of magnesian calcites in Nature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, London, 1955. Vol. 7. 212—230.
- (15) Turner F. J., Griggs D. T., Heard H. u. Weiss L. W. Plastische Verformung des Gesteins Dolomit bei 380° . *American Journ. of Sciences*, 1954, Vol. 252. 477—488.
- (16) Vitaliano Ch. J. Magnesium-Mineral Resources of the Currant Creek District, Nevada. *Geological Survey Bull.* 978-A, Washington, 1951.
- (17) Faust G. T. Huntit, $Mg_3Ca(CO_3)_4$, a new mineral. *American Mineralogist* 38, 1953. 4—24.
- (18) De Llarena J. G. (San Sebastian, Spanien). Über die sedimentären Spatmagnetite von Asturretta und Urepel, Navarra, Westpyrenäen. — *Berg- u. Hüttenmänn. Monatshefte* 96, 1951. 221—227.
- (19) Destombes J. P. Origine métasomatique et age des Magnésites (Gioberites) des Pyrénées occidentales. — *C. R. d. séances d. l'Académie d. Sciences. Paris*, 1955. 1—3.
- (20) Guitard G. Classification, position et âge des gîtes métallifères dans les Pyrénées-Orientales. *C. R. sommaire d. séances d. 1. Soc. Géologique de France. Paris*, 1954.
- (21) Stewart F. H. Petrology of the evaporites of Eskdale, East Yorkshire. *Mineralogical Magazine* 28, 1949. 621—675, und *American Min.* 1951, 36. 636.

- (22) Von Raupach F. Die rezente Sedimentation im Schwarzen Meer, im Kaspi und im Ural, und ihre Gesetzmäßigkeiten. (Nach neuen sowjetischen Arbeiten.) „Geologie“, Ztschr. f. d. Gesamtgebiet d. Geologie und Mineralogie sowie angewandte Geophysik. Akademieverlag Berlin, 1952. Jg. 1, No. 1. 2.
- (23) Thurston W. R. und Genossen. Flußspatlagerstätten von Utah. — Geological Survey Bull. 1005. Washington, 1954. 1—52.
- (24) Williams J. S. und Genossen. Flußspatlager in Westkentucky. P. 1—3. Geolog. Survey Bull. 1012, Washington, 1954. AB 1—36, CD 39—78, EF 81 bis 130
- (25) Wolkowa L. P. Fluorit in den oberpermischen Ablagerungen Baschkiriens. — Iswestija Akad. Nauk. SSSR. Ser. Geol. 6, 1953. (Russ.) Referat Stoltenberg in N. Jb. f. Min. etc., 1955. Petrographie. 121.
- (26) Di Colbertaldo D. Strutture e Tessiture di Galena Blenda e Pirite in alcuni giacimenti delle Alpi Orientali. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Univ. d. Padova. Vol. 18. 1955. 1—17.
- (27) Di Colbertaldo D. Mikroskopische Beobachtungen an Harnischspiegeln. — Soc. Min. Ital. XI. 1955. 78—80.
- (28) Albritton C. C. und Genossen. Geologic Controls of Lead and Zinc Deposits in Goodsprings (Yellow Pine) District, Nevada. Geolog. Survey Bull. 1010. Washington, 1954. 1—108.
- (29) Guimarães D. Erzgänge magmatischen Ursprungs. (Portugiesisch.) Revista d. Escola da Minas. Ouro Preto, 1952. 17/6. 13—29.