

9. Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus.

Von Herrn JOH. KOENIGSBERGER.

Hierzu Taf. XIII u. 12 Textfig.

I. Mineralfundorte.

Als alpinen Typus der Minerallagerstätten¹⁾ kann man Mineralvorkommen auf kurzen Spalten definieren, deren Paragenese streng vom Nebengestein abhängig ist. Demgemäß zeigt auch das umgebende Gestein mehr oder minder stark eine Zersetzung und teilweise Auflösung.

Chemisch in der Natur der Lösungsmittel, aber nicht genetisch und geologisch stehen die alpinen Mineralbildungen den epigenetischen Mineralbildungen auf Erzgängen nahe. Sie sind bei verhältnismäßig niedriger Temperatur unter 500° entstanden; aus der Tiefe ist Wasser mit Kohlensäure, vielleicht mit etwas Chlor, aufgedrungen. Der wesentliche Unterschied besteht darin, daß sie stets nur Mineralien enthalten, deren chemischer Bestand durch Lateralsekretion aus dem Nachbargestein entnommen ist, daß ferner ihre Bildung nicht mit direkt nachweisbaren Intrusionen von Tiefengesteinen zusammenhängt, und daß ferner die Mineralbildungen nicht auf Gängen längs bestimmter Zonen erfolgten, sondern die Mineralklüfte auf viele 100 cbkm Gestein ziemlich gleichmäßig verteilt und voneinander getrennt sind. Ein weiterer fundamentaler Unterschied ist der, daß die alpinen Mineralklüfte eine klare eindeutige Sukzession besitzen, die überall nahezu die gleiche ist, und fast dieselbe wie die der späteren Drusenmineralien in Graniten (soweit diese unter 500° gebildet wurden), während bei den epigenetischen Bildungen der Erzgänge eine eindeutige Sukzession fehlt.

¹⁾ In diesem Kapitel ist die Literatur nicht besonders angegeben; es sei hier nur auf die Untersuchungen von SAUSSURE, LUSSEUR, LARDY, VOM RATH, GROTH, SELIGMANN, v. FELLEBERG, WEINSCHEK, STRUEVER, LACROIX, DESBUISSONS und andern hingewiesen. Die meisten Angaben hier beruhen auf eigenen, früher nur teilweise veröffentlichten Beobachtungen des Verfassers.

Man kann 3 Unterabteilungen unterscheiden: die Kluftmineralien der sauren Gesteine (Eruptiva und krystalline Schiefer), die der basischen Gesteine (desgl.) und die der Sedimente spez. Kalksteine und Dolomite. Gemeinsam ist allen außer den oben erwähnten Eigenschaften noch die längliche



Fig. 1.

Anatasfundort in Sericitschiefer

(Unter den Hagstöcken, Maderanertal, Aarmassiv).

Quarzband weiß; in den länglichen dunkeln Hohlräumen sind die größeren Quarzkrystalle sichtbar, zwischen diesen sitzen kleine Anataskrystalle. Die Kluftflächen sind schwach geneigt; man sieht den vertikalen Durchschnitt.

Gestalt der Hohlräume, die deutliche, oft sehr starke Zersetzung des Gesteines um die Klüfte. Parallel damit gehen die bekannten dynamometamorphen Neubildungen von Epidot, Quarz, Albit, Orthoklas, Muscovit, Chlorit usw. im Gestein, auf die wir hier nicht eingehen wollen.

Am häufigsten und reichhaltigsten sind die Mineralvorkommen in den Alpen, von der Dauphiné im Westen bis zum Ankogl im Osten. Doch gehören zu derselben Gruppe wohl auch Vorkommen in den Vereinigten Staaten wie die in krystallinen

Schiefern von Alexander Co., Nord-Carolina und in der Tatra auf Pass Rohatka, Österreich, in Granit. Ob die Quarzkrystalle in Kalkstein von Herkimer Co., New York, und die in kalkigen Zwischenflözen des Anthrazits bei Ystrad, Cardiff, England, hierher oder zu den exogenen Fern-Kontakten zu stellen sind oder auf lokaler Wärmeentwicklung beruhen, scheint mir unsicher.

a) In sauern Gesteinen.

Für alle sauren Gesteine ist das einen großen Teil der Klüfte ausfüllende helle Quarzband charakteristisch (vgl. z. B. Fig. 1).

a) Die verschiedenen Granite und Orthogneise haben, was möglicherweise auch mit der Stärke des Metamorphismus derselben

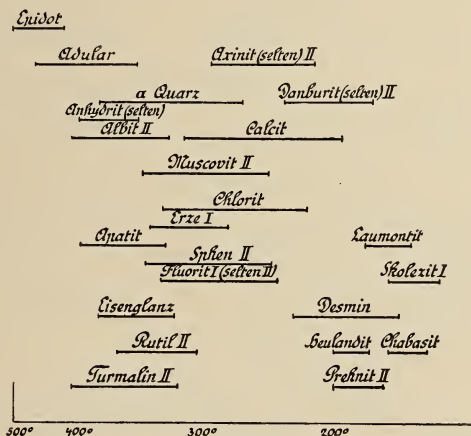


Fig. 2.

Paragenesis der alpinen Kluftmineralien in Graniten und Orthogneisen (Typen I und II).

zusammenhängen mag, etwas verschiedene Mineralparagenese. Auf dem beifolgenden Diagramm Fig. 2¹⁾ ist die Paragenesis von Aare-, Montblanc- usw. Granit, Urserengneis mit (I), die von

¹⁾ Auf den Diagrammen ist in bekannter Weise die Aufeinanderfolge der Mineralien durch Striche veranschaulicht: links die zuerst ausgeschiedenen, rechts die zuletzt ausgeschiedenen Mineralien. Je länger die Striche, um so größer das Krystallisationsintervall des Minerals. Die Ermittlung geschieht rein empirisch durch das Studium der Mineralstufen. Das zu innerst in der Kluft auf den andern sitzende Mineral ist das letzte, steht also ganz rechts auf dem Diagramm usw. Hypothetisch sind dagegen die Temperaturen.

Gotthard-, Tessiner-, Zillertaler Gneisgraniten und Glimmergneisen mit (II) bezeichnet. Zu bemerken ist, daß Apatit und Eisenglanz, ferner Muscovit und Fluorit sich gegenseitig auszuschließen

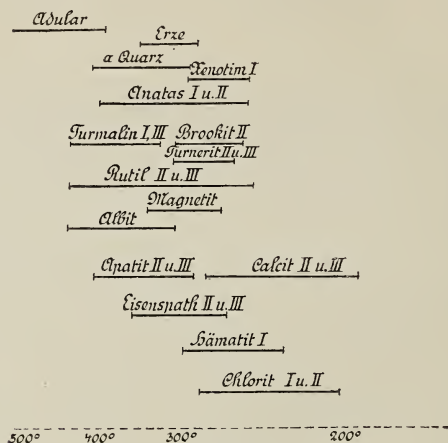


Fig. 3.

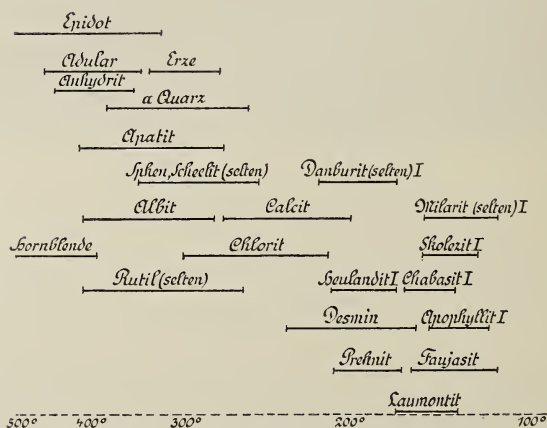


Fig. 4.

scheinen. Beispiele charakteristischer Fundorte sind: von 1 am Tiefengletscher, Furka, Schweiz, von 2 am Floitenturm, Zillertal, Tirol, und Fibbia, Gotthard, Schweiz.

b) Die Glimmerschiefer (I), die Sericitgneise und Sericit-schiefer (II), die Sericitphyllite (III) zeigen gewisse Ähnlichkeit

in ihrer Mineralassoziation; namentlich fällt das Vorwiegen der Titanoxyde auf, die vermutlich in diesen Paragesteinen ursprünglich als sehr feine Dachschiefernadeln (Rutil) im Gestein eingesprengt waren.

Charakteristische Fundorte von I sind am Kollergraben im Binnental, Schweiz, an der Grieswies-Alp in der Rauris, Österreich, von II im Griesertal am Maderanertal, Schweiz, ferner bei Le Puy bei St. Cristophe, Dauphiné, und 3 am Rhein bei Sedrun, Graubünden.

Fig. 1 zeigt ein Vorkommen des Typus II mit dem für alle sauren Gesteine charakteristischen Quarzband. Das Diagramm Fig. 3 stellt Sukzession und Paragenesis dar.

c) Syenit I und Diorite II bilden in ihren Mineralassoziationen den Übergang zu denen der basischen Gesteine vgl. Fig. 4. Zu den Syeniten seien auch ihre aplitischen und lamprophyrischen Ganggesteine gerechnet. Typische Mineralfundorte von 1 sind an der ersten Mutte des Gletschers von Val Giuf bei Sedrun, Schweiz, von 2 beim Ruseinertobel, Disentis, Schweiz. Die Amphibolite haben dieselben Assoziationen wie II.

b) In basischen Gesteinen.

Das Fehlen des Quarzbandes unterscheidet sie sofort von den Vorkommen der sauren Gesteine.

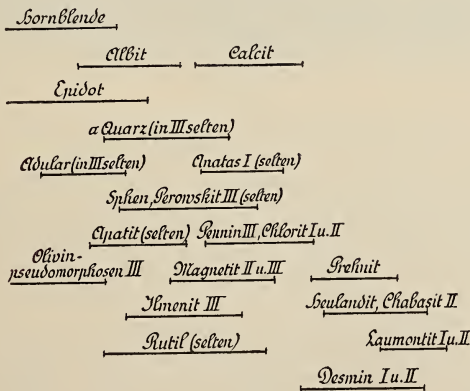


Fig. 5.

a) [Gabbro, Peridotit, Serpentin III], [Lavezstein, Hornblendeschiefer I], [Grünschiefer, Tremolaschiefer II] usw. haben sehr verwandte Mineralassoziationen, die auf dem betr. Diagramm Fig. 5 dargestellt sind.

Im Serpentin ist der Fundort am Wälschen Ofen, Binnental, Schweiz, gelegen, in Hornblendeschiefer der vom Tiefertal, Ried, Uri, Schweiz. Sie sind durch reichliches Auftreten von Amianth ausgezeichnet und stehen wohl im Zusammenhang mit der Genesis der Asbestlager im Gestein.

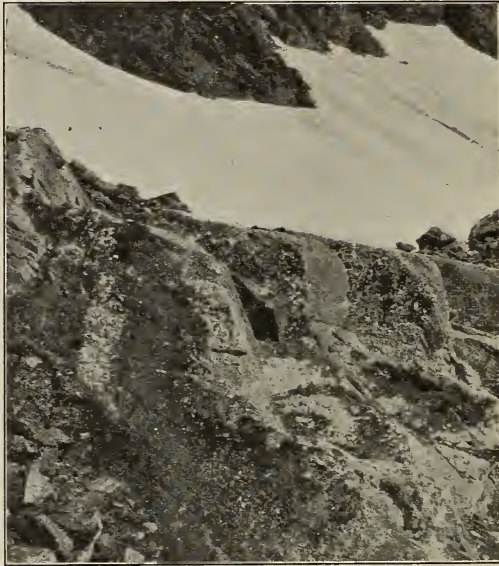


Fig. 6.

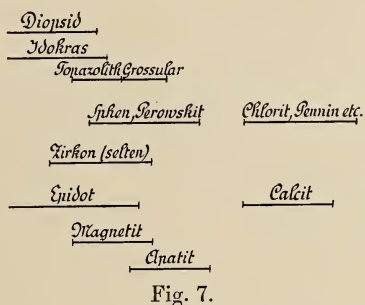
Fundort von Albit und Sphen auf vertikalen Kluftflächen eines metamorphen Gabbro.

Man sieht im Vordergrund 3 große vertikale Kluftflächen mit kleinen Krystallen der betr. Mineralien besetzt. Die anderen Kluftflächen sind vom Gletscher weggesprengt, und daher kann man hier zufällig die eine Seite einer Mineralkluft frei sehen. (Maderaner Tal, Reischti-Tschingel Firn, Aarmassiv.)

Fig. 6 zeigt ein typisches Vorkommen in Hornblendegneis der aus Diorit-Gabbro entstanden ist. Auf der Kluft findet man Albit, Sphen, Quarz usw. Von Fundstellen im Grünschiefer ist die berühmte in der Knappenwand, Untersulzbachtal, Salzburg, zu erwähnen. Im Gabbro liegen die Fundstellen am Drun bei Sedrun, Schweiz. — Ob die im Serpentin vorkommenden Olivinpseudomorphosen in Klüften zufällige primäre Gesteinsminerale oder wirkliche Kluftminerale sind, ist zweifelhaft. Alle die oben genannten Gesteine

mit Ausnahme des Tremolaschiefers sind als Orthogesteine durch Übergänge miteinander verbunden.

b) Besonders schön sind die Mineralien in kleinen unregelmäßigen Hohlräumen von Kalkkontaktschollen in den basischen Gesteinen, spez. den Serpentin. Diese Hohlräume sind wohl primär pneumatolytisch entstanden und sind viel später sekundär von den alpinen Kluffmineralien ausgefüllt worden.



Die bekannten Fundstellen der Rymfischwängi bei Zermatt, Schweiz (vgl. Fig. 15), und der Testa Ciarva bei Ala, Piemont, ferner an der Schwarzen Wand, Groß-Venediger, Salzburg, Österreich, gehören zu dieser Gruppe, ebenso vermutlich die im Chloritschiefer am Wildkreuzjoch bei Pfitsch, Tirol. Die Succession ist durch das Diagramm Fig. 7 gegeben. — Ein Analogon an Kalkkontakt mit saurem Gestein ist S. 519 beschrieben.

c) In Kalken und Dolomiten.

Die Kalke und Dolomite wurden dynamometamorph umkrystallisiert und lokal in grobkörnige Marmore verwandelt. Die Beimengungen krystallisieren dann prächtig zum Teil in kleinen Hohlräumen aus. Der Dolomit von Passo Cadonighino, Campolungo, Tessin, Schweiz, führt hauptsächlich Tremolit, Phlogopit, Pyrit, ferner, wenn auch nur lokal, noch Turmalin, Korund, Diaspor, Fluorit, Quarz, Orthoklas usw. Hiermit verwandt sind vielleicht die Schmirgellagerstätten auf Naxos. Der Dolomit von Imfeld im Binnental, Schweiz, enthält neben schönen Dolomitkrystallen Calcit, Zinkblende, Baryt, Pyrit, Bleiglanz, Jordanit, Muscovit, Auripigment, Realgar, Rutil, Quarz, Turmalin, Dufrenoyisit, Hyalophan, Rathit, Tremolit, Talk, Phlogopit, Proustit, Baumhauerit, Seligmannit, Hutchisonit usw.

Die Mehrzahl der Dolomiten der Alpen führt in Klüften meist nur Dolomit, sehr selten noch Rutil und Pyrit und noch weniger häufig Phlogopit, Turmalin, Adular.

Die Kalke bestimmter Horizonte des Malm und der Kreide in den Schweizer Alpen, z. B. an der Oltschialp bei Brienz, Schweiz, haben stellenweise große Höhlungen, die mit Kalkspat und Flußspatkrystallen erfüllt sind. Man wird den Fluorit wohl einem primären Flußspatgehalt der betr. Schicht zuschreiben können. Dieser mag seinerseits auf thermalen Einflüssen während der Sedimentation beruht haben. Vielleicht aber auch auf dem Fluorgehalt der Korallen, den ANDRÉE¹⁾ betont²⁾.

Allenthalben in den Alpen wie in stark gefalteten Gebieten (Jura) findet man im Kalk Höhlungen mit kleinen Calcitkrystallen. Daß diese nicht durch meteorisches Wasser bei gewöhnlicher Temperatur entstanden sind, beweist ihr Fehlen in den Kalken der tektonisch ungestörten oder von Thermen freien Ländern.

Auf den beistehenden Karten sind die Mineralfundorte einmal in den ganzen Alpen in den sauren und den basischen Gesteinen angegeben. Zugleich ist auch versucht die Grenze für die intensivere Metamorphose der mesozoischen Gesteine (also die tertiäre Metamorphose) und für die prämesozoische Metamorphose (die untercarbonische Gneisintrusion anzugeben. Dasselbe wurde auf der zweiten Karte der Schweiz detaillierter ausgeführt³⁾. Immerhin erlaubt der Maßstab und der Schwarzdruck nur eine angenäherte Wiedergabe meiner Beobachtungen. Klarer und eingehender sind die Mineralfundorte auf der Karte des östl. Aarmassiv⁴⁾ berücksichtigt, auf der man die Verteilung im einzelnen ersehen kann.

Man erkennt deutlich die Verteilung der Fundorte in sauren Gesteinen inmitten und nördlich der Zone des maximalen Dynamometamorphismus (axialen Zone). Die

¹⁾ ANDRÉE, Diagenese der Sedimente. Geol. Rundschau 2. 117. 1911.

²⁾ Genetisch verschieden von diesen alpinen Calcit-Fluorit Klüftmineralien sind die Vorkommen im südlichen Schwarzwald und anderwärts, bei denen meist ein Zusammenhang mit einzelnen Verwerfungsspalten, Thermalquellen nachweisbar ist. Außerdem ist in ganz Süd- und Mittel-Deutschland Dyas, untere und mittlere Trias vielfach durch regionale Thermalbildungen ausgezeichnet; es sei an die Bleiglanzbank in Südbaden, an Quarz-Amethystdrusen im untern Buntsandstein usw. erinnert.

³⁾ Ich möchte mit Rücksicht auf eine vielfach verbreitete Ansicht (z. B. ESCHER, Diss. Zürich 1911) betonen, daß die Carbonmulden der Alpen vor der Entstehung der Massive und der Granitintrusionen da waren und daß sie also sehr wohl quer über die jetzigen Massive durchstreichen können.

⁴⁾ Vergl. p. 90, Anm. 1.

Fundorte in basischen Gesteinen liegen südlich dieser Zone. Das letztere hat wohl folgende Ursachen: Die basischen Gesteine, insbesondere die jetzigen Serpentine, kommen in den Alpen hauptsächlich auf der Südseite vor. Diese Gesteine sind aber, verglichen mit den sauren, leicht zersetzlich. Selbst in Gegenden, wo die tektonischen Störungen viel schwächer waren, sind die Gabbro-Peridotite in Serpentine umgewandelt. Z. T. ist allerdings die Serpentinisierung der älteren ultrabasischen Gesteine ein Kontaktphänomen bei der Gneisintrusion gewesen; die serpentinisierten Peridotite sind auch im Schwarzwald und im Fichtelgebirge älter als die Gneismetamorphose. Für einen Teil der basischen Gesteine ist aber die Intrusion wie auch die Serpentinisierung später erfolgt, z. B. wie im Apennin tertiär. Die basischen Gesteine sind, wie sich chemisch direkt nachweisen läßt, von heißen sauren Lösungen (z. B. CO_2 -haltigen Wasser) leichter angreifbar als die sauren Gesteine. Daher sind in ihnen Mineralfundorte ziemlich weit außerhalb der Zone des maximalen Dynamometamorphismus anzutreffen. Insbesondere sind die Kontaktminerale dieser Gesteine an Kalken wie Diopsid¹⁾, Vesuvian usw. in heißem Wasser leicht löslich, und an den Kontaktschollen hatten sich primär kleine unregelmäßige pneumatolytische Hohlräume ausgebildet, die bei der tertiären Metamorphose mit den entsprechenden Kluftmineralien ausgefüllt wurden.

Die Fundorte in sauren Gesteinen liegen der axialen Zone näher; denn die sauren Gesteine bzw. ihr Plagioklas, Biotit sind schwerer chemisch angreifbar. Daher nimmt auch der Mineralreichtum mit der Annäherung an die axiale Zone zu. Daß in der axialen Zone selbst die Mineralfundorte selten sind, hat meines Erachtens eine rein mechanische Ursache. Man sieht nämlich, daß die Klüfte je näher der axialen Zone, um so kürzer und niedriger werden, und das beruht offenbar auf der maximalen allseitigen Pressung, die dort ausgeübt wurde. Klüfte können nur entstehen, wenn nach einer Richtung der Druck geringer ist. Ein solcher Druckunterschied kommt leichter zustande, wenn die Druckverteilung stationär und homogen ist. Die ungleichmäßige Verteilung der Mineralfundorte in demselben Gestein in äquimetamorpher Zone beruht daher meines Erachtens nur auf bestimmten mechanischen Ursachen.

¹⁾ Vergl. Zentralbl. f. Min. 1906, S. 353 ff.

II. Gesteinsmetamorphismus.

a) Tertiäre Metamorphosen.

Wir müssen jetzt dazu übergehen, die Fragen des Gesteinsmetamorphismus in den Alpen zu diskutieren. Wir haben zunächst eine jüngste tertiäre Metamorphose gleichzeitig mit der Bildung der Klüftmineralien, die in den Gesteinen z. T. ganz dieselben Mineralien wie in den Klüften hervorgehoben hat. Man hat bisher fast nur von einem Gesteinsmetamorphismus in den Alpen gesprochen und diesen entweder auf Druck- oder auf Kontaktumwandlungen oder auf beides gleichzeitig zurückgeführt. Der Verf. hat 1909 drei¹⁾ Hauptgesteins-Metamorphose, die zeitlich, ursächlich und in ihren Wirkungen verschieden sind, in den Alpen festzustellen gesucht. Diese Unterscheidung wurde auch 1909 zum erstenmal auf der Karte des östl. Aarmassivs durchzuführen versucht; doch wurde ihm damals von autoritativster Seite entgegengehalten, daß diese Unterscheidungen nicht berechtigt seien. Es ist ihm nicht bekannt, inwieweit sich jetzt die Anschauungen geändert haben. Es soll versucht werden, hier die neue Auffassung eingehender darzulegen und zu begründen. Um zunächst einmal ihre regionale Intensitätsverteilung zu erkennen, muß man meines Erachtens von den Veränderungen der sicher mesozoischen, wenn möglich der posttriadischen oder besser der postrhätischen Gesteine ausgehen. Die prämesozoischen Gesteine sind natürlich ebenfalls verändert worden; aber sie haben schon früher eine oder zwei Metamorphosen erlitten, und das erschwert die Diagnose. Die mesozoischen Gesteine sind nur im Tertiär umgewandelt. Bei einer Vergleichung muß die chemische Zusammensetzung der Sedimente berücksichtigt werden. Wir unterscheiden Kalke, tonige Kalke, Kalkmergel, Tonmergel, sandige und kalkige Tone sowie Dolomite. Leider bilden nur die Dolomite einen allenthalben wiederkehrenden Horizont. Der Grad ihrer Krystallinität ist daher vorläufig ein wesentliches Maß der Metamorphose.

Wir können rein empirisch folgende Zonen unterscheiden, die sich von Norden nach Süden aneinanderreihen, wobei als Beispiel ein Schnitt durch den Alpenbogen von Luzern nach Luino gewählt werden soll.

1. Normale oder nur wenig und nur mechanisch veränderte Sedimente der nördlichen Vorketten am Vierwaldstättersee.

¹⁾ Stellenweise sind sogar 4 Metamorphosen zu unterscheiden, so z. B. an den Dioriten in den Sericitgneisen des Aarmassivs.

Fossilien sehr gut erhalten; doch sind die Tonmergel und Schiefertone schon deutliche Tonschiefer geworden.

2. Schwach umgewandelte Sedimente, z. B. Wendenjoch bei Engelberg. Die Kalke sind noch ziemlich unverändert; die tonigen Kalke weisen dagegen schon etwas Glimmer auf; die Kalkmergel ebenfalls. Die Tonmergel sind am empfindlichsten und nähern sich bereits Chloritschiefern; der Dolomit ist nicht umkrystallisiert. Fossilien gut erhalten, aber teilweise gezerrt.

3. Stärker umgewandelte Sedimente, z. B. bei Färnigen. Die Kalke sind von weißen Adern durchzogen; das kohlige Pigment fängt an sich zu konzentrieren; die Tonmergel sind schon echte Chlorit-Albitschiefer, aber von sehr feinem Korn; der Dolomit ist etwas weiter südlich am Kühplankenstein als eingeklemmt und schon teilweise umkrystallisierter Fetzen erhalten. Fossilien deutlich, aber stark gedehnt.

4. Durchgreifend veränderte Sedimente der Urserenzone, z. B. Andermatt. Der Kalk ist zum Teil marmorisiert; nur stellenweise sind Fossilien schlecht erhalten; die Tone sind Sericitschiefer und Chloritschiefer geworden, die Kalkmergel zu Kalkglimmerschiefer. Der Dolomit (mit Gips) ist deutlich krystallinisch.

5. Vollkommen metamorphosiert, und zwar maximal, ist die Zone des Gotthardmassivs z. B. am Lukmanier. Die Kalkmergel sind Kalkglimmerschiefer, die Tonmergel Zoisitschiefer, die sandigen und kalkigen Tone sind Chloritschiefer oder Schiefer mit eigenartig büschelförmiger Hornblende¹⁾, der Dolomit ist zuckerkörnig²⁾. Die Fossilien sind sehr selten und nur unter bestimmten Bedingungen erhalten. Diese Zone ist die weitaus mächtigste.

Dieselben Zonen folgen in umgekehrter Reihenfolge nach Süden, sind aber relativ viel schmaler, und 3 und 2 sind auf einen engen Raum zwischen Bellinzona und Luino zusammengedrängt, z. T. fehlen sie auch ganz. Das letztere wird wohl tektonische Gründe haben. — Hier ist wohl die Wurzelgegend der großen Decken, die metamorphosierte Unterlage ist jetzt von nicht-metamorphen, von Süden her überschobenen Sedimenten bedeckt, die deshalb scheinbar unvermittelt an die metamorphen Gesteine zu grenzen scheinen. Eine zweite geringere Lücke

¹⁾ Es sind das ganz schmale Einlagerungen, die nichts mit den Hornblendegesteinen der Para- und Orthogneise am Gotthard zu tun haben.

²⁾ Die Trias ist in der Südzone primär reicher an Anhydrit und Salzen, und das bedingt wohl die Rauhackebildung. Diese hat nichts mit der Metamorphose zu tun.

ist nach C. SCHMIDT in der Rhein-Rhonetalnarbe zu suchen; mir scheint, daß sie dort zwischen den unteren Sedimenten und dem Gotthardmassiv liegen könnte.

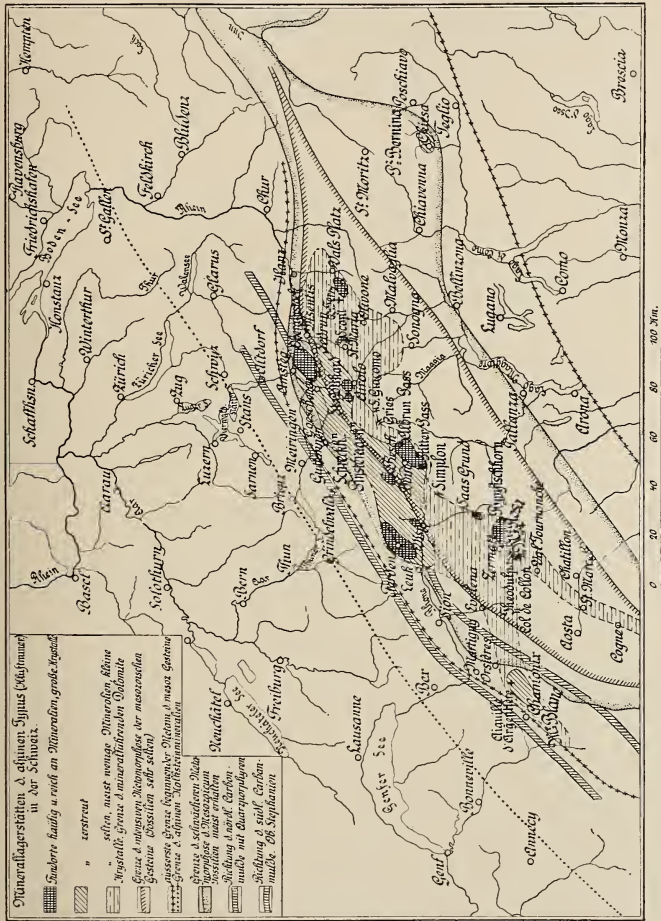


Fig. 9.

Auf der Kartenskizze sind die oben erwähnten Zonen angenähert skizziert, soweit der Raum das erlaubte.

Lediglich die jetzige tatsächliche Verteilung der Zonen wurde berücksichtigt und nicht, wie dieselben wären, wenn man einzelne tektonische Vorgänge rückgängig machen würde.

Es würde zu weit führen, hier die Quellen für die 2 Skizzen anzugeben und zu erörtern, wo eigene Beobachtungen den Verf. zu einer andern Auffassung gebracht haben, als sie in der Literatur vertreten ist. Die Darstellung muß später, wenn die Kartierung der Alpen weiter fortgeschritten ist, und der Frage des Metamorphismus mesozoischer Gesteine mehr Beachtung geschenkt wird, wohl mehrfach abgeändert werden. Gleichzeitig mit der Metamorphose des Mesozoicums sind die prämesozoischen Gesteine, die schon vortertiär kristalline Schiefer waren, umgewandelt.

Die Art der tertiären Metamorphose kann im wesentlichen kurz als die der oberen Tiefenstufe von BECKE, BERWERTH und GRUBENMANN bezeichnet werden. Es sei auf die vorzüglichen Studien und Schilderungen dieser Autoren verwiesen und nur hervorgehoben, daß die neugebildeten Gesteinsminerale zumeist solche sind, die man als Kluftminerale findet. Hierbei sind unstrittig, wie a. a. O. gezeigt, entsprechend der Auffassung von P. TERMIER Wasser und Kohlensäure als Apports souterrains aufgestiegen; sie sind die eigentlichen Agenzien der Umwandlung zur *Série cristallophyllienne*. Ob hierbei in der Tiefe Magma aufgedrungen ist, eine Teleinvasion stattgefunden hat, ist eine noch unentschiedene Frage. Dagegen sind keine festen Stoffe, auch nicht Quarz, gelöst eingedrungen. Wo Quarzadern in den dynamometamorphen Gesteinen zu sehen sind, haben sie nichts mit pegmatitischen Bildungen zu tun. Solche quarzitisches-pegmatitischen Adern kommen dagegen bei der präobercarbonischen Gneisinvasion vor.

Eine andere Art von tertiärer Gesteinsumwandlung, die tektonisch von größter Bedeutung ist, hat merkwürdigerweise in den Alpen wenig Beachtung gefunden. An den Diskontinuitätsflächen von Bewegungen entstehen Pfahlbreccien und Mylonite. Die ersteren hauptsächlich an Brüchen, die letzteren an Verwerfungen und der Basis der Decken.

Da in den Alpen über die mylonitischen Bildungen wenig bekannt ist, müssen wir Beispiele in außeralpinen Gebieten heranziehen. Schon angeringfügigen Verwerfungen ist häufig nur die eine Seite des Gesteins zertrümmert und durch Druck wieder verfestigt, an der Oberfläche oft poliert. In diesen Fällen sind chemische Veränderungen selten; es sind nur Reibungsbreccien mit verschiedener Korngröße. Sowie aber große Bruchlinien, Verwerfungen, Überschiebungen auftreten, kann man außer der bekannten mylonitischen oder Mörtelstruktur zunächst die Neubildung von Quarz und die vielleicht scheinbare von Sericit wahrnehmen. Wohl das älteste Beispiel dafür ist der „baye-

rische Pfahl“, eine Zone verkieselter zerriebener Gesteine. Längs der Bruchlinie sind vermutlich kieselsäure- und alkalihaltige Thermalwässer hinaufgedrungen. Ähnliche Bildungen beobachtet man allenthalben. Im Aarmassiv z. B. im Erstfeldergneis zeigen stark verkieselte und zertrümmerte Zonen die Bruchlinien an.

Wesentlich intensiver, ausgedehnter und von starken chemischen Veränderungen begleitet sind die durch horizontale Überschiebungen veranlaßten mylonitischen Zonen, auf deren Bedeutung für die Überschiebung des schottischen Hochlandes und Struktur LAPWORTH¹⁾ zuerst aufmerksam gemacht hat. Sie sind besonders klar in der von TÖRNEBOHM²⁾ als eines der ersten Beispiele einer großen einfachen Überschiebung gedeuteten Decke von Jämtland.

Dort ist die autochthone Unterlage silurischer Kalke nur wenig metamorphosiert, etwas aufgerissen und von Lösungen imprägniert. Dagegen ist die Unterfläche der Decke, die also vermutlich der bewegte Teil war, zertrümmert, teilweise in Schiefermylonite, teilweise in Mylonite ohne Paralleltexur verwandelt. Die chemische Umwandlung ist in der Jämtlanddecke gering; chemisch schon stärker beeinflusst sind die sog. Kakirite von der Decke am Torneträsk³⁾ (Lapland). Sie zeigen Neubildung von Sericit und spärlicher von Chlorit und Epidot. Eine weit intensivere Umwandlung, die einen Übergang zur eigentlichen Dynamometamorphose bildet und bereits mit ihr zusammenfällt, verbunden mit Auswalzung zeigt der Granit der Hardanger-Jökul-Decke⁴⁾ in Norwegen. Das Gestein der Decke gleicht den Pressungszonen in den alpinen autochthonen Granitmassiven, z. B. der Urserengneiszone im Aarmassiv, nur mit dem Unterschied, daß in Norwegen die Schieferung horizontal ist, der horizontalen Überschiebung entsprechend, im Aarmassiv vertikal, durch die schräge gleitende Hebung verursacht. In beiden sind charakteristisch: neugebildeter Epidot, Sericit, Mikroclin, myrmekitische und mikroperthitische Verwachsungen, vielleicht etwas Albit, Quarz, Zertrümmerung der ursprünglichen Bestandteile, wobei nur der Orthoklas teilweise erhalten bleibt, und eine äußerst starke Paralleltexur, hauptsächlich durch fein

¹⁾ CH. LAPWORTH: Nature **32**, S. 558, 1885.

²⁾ A. E. TÖRNEBOHM: Geol. För. Förh. Stockholm 1888; Kgl. Svenska Vetensk. Ak. Förh. XXVIII, Nr. 5, 1896, u. Congr. intern. geol. in Wien, Comptes rendus 1903.

³⁾ P. J. HOLMQUIST: Guide Congr. géol. Stockholm. 1910, Nr. 6, S. 27 ff.

⁴⁾ Vergl. die Übersichtskarte von TÖRNEBOHM, ferner REUSCH, BJÖR LYKKE, REKSTAD in Norges geol. undersög. Aarbog 1902 und REKSTAD, Aarbog 1903.

ausgewalzten Biotit bedingt. Nach oben gehen diese Schiefer der Hardanger-Jökul-Decke allmählich (200—400 m) in Augengneis, dann in „Protogin“, schwach geschieferten Granit, über; doch bilden sich häufig höher wieder sekundäre Gleitzonen innerhalb der Decke aus, die im kleinen dasselbe zeigen¹⁾. Unmittelbar an der Auflagefläche sind die silurischen Schiefer, über die sie hinweggeschoben wurden, eingewalzt; an manchen Stellen hat sich ein dynamometamorphes Mischgestein gebildet. Die Unterlage ist mechanisch nur auf ganz kurze Strecken, etwa 10—50 m Abstand von der Grenzfläche, beeinflusst, eine Erscheinung, die wir sehr häufig wiederfinden.

In den Alpen ist eine ähnliche Facies auch in den autochthonen Massiven häufig; nur liegt die Schieferungsebene vertikal, entsprechend den Bewegungen (schräger Hebung) in vertikaler Richtung. Es scheint mir besonders beachtenswert, daß nicht die Druckrichtung, die in den Alpen wie in Skandinavien wesentlich horizontal war, sondern die Bewegungsrichtung die Schieferungsebene bestimmte. Inwieweit die vielfach horizontal liegenden Gneise des Tessiner, Simplonmassivs usw. durch Überschiebung ihre Paralleltexur erhalten haben oder ob diese primär ist, läßt sich nicht immer leicht entscheiden. In Graubünden hat W. v. SEYDLITZ²⁾ Mylonite an der Basis von Überschiebungen entdeckt. Am Pizzo Castello und Punta di Diei (Simplon) fand ich die Basis der von C. SCHMIDT³⁾ dort aufgefundenen Decke deutlich mylonisiert; der Gneis ist in einen sericitischen Glimmerschiefer verwandelt; Einpressungen von Dolomit usw. sind häufig. Ähnliches ist vielfach an den von den Schweizer Geologen als anormaler Kontakt bezeichneten Anpressungs- oder Überschiebungsf lächen zu sehen. Quarzitisches Breccien und Mylonite sind in den Alpen weit häufiger, als man annimmt. Sehr schön ist die Pfahlbreccie an der Überschiebung des Alpgnover Quarzporphyrs über Sericitgneis an der Firnplanke der Windgälle zu sehen (vgl. Fig. 10). Wie Mylonite von Paragneisen und Sedimenten aussehen, ist fast gar nicht bekannt, nur einzelne Beispiele von gewalzten Kalken in den Alpen, von Torridonsandstein in Schottland sind anzuführen. Für eine sichere Konstatierung von Überschiebungen wäre das von

¹⁾ Näheres hierüber und über die mechanischen Grundlagen der Deckenbewegung an Hand der Beobachtungen in der Natur soll a. a. O. dargelegt werden. Die Ausführungen von O. AMPFERER (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 56, S. 534, 1906) scheinen mir in vielen Punkten zutreffend zu sein und verdienen eine eingehende Berücksichtigung.

²⁾ W. v. SEYDLITZ: C. R. Ac. Sc. 133, 11. April 1910.

³⁾ C. SCHMIDT: Eclog. geol. helv. IX, S. 448, 1907.

größter Bedeutung. Wenn Mylonite oder Breccien fehlen, dürfte es kaum erlaubt sein, eine Überschiebung oder neue Decke anzunehmen. Außer alpin sind Mylonite, immer an der Basis der



Fig. 10.

Überschiebungsfläche (am Tritt, Hüfigletscher, Vorkette des Aarmassivs). Es ist der metamorphe obercarbonische Quarzporphyr (Alpgnover Platten) der Windgälle auf die präobercarbonischen krystallinen Schiefer (Sericitgneis) überschoben.

Man erkennt eine nahezu horizontal geplattete Reibungs- oder Pfahlbreccie von etwa 30 cm Mächtigkeit. Die Schieferung des Sericitgneis (unten) und der Alpgnover Platten (oben) ist angenähert, aber nicht genau konkordant. Sie ist in den Alpgnover Platten tertiär nach der Überschiebung entstanden und richtet sich nach der primären vor-tertiären Paralleltexur der Sericitgneise.

Decken oder in der Unterlage der Decke, von P. TERMIER¹⁾ in St. Etienne, Corsica, Elba festgestellt worden. — Mir scheint, daß ein Teil der Epidot, Chlorit oder Sericit vorwiegend führenden Glimmerschiefer durch horizontale oder vertikale Verschiebungen entstanden ist.

¹⁾ P. TERMIER: C. R. Ac. Sc. **142**, S. 1003, 1906; **146**, S. 1426, 1908; **148**, S. 1441, 1909.

Eine schwierige Frage ist die nach der Zeit und der Zeitdauer der tertiären Dynamometamorphose.

Zum Teil muß dieselbe vor den großen Überschiebungen beendet gewesen sein; denn wir sehen z. B. in der Gegend des Gr. St. Bernhard die hochmetamorphen Gesteine der axialen Zone auf wenig metamorphe der nördlichen Zone angepreßt und z. T. überschoben. Auch grenzen manchmal die axialen Gesteine, z. B. nördlich vom Pinzgau¹⁾, ganz scharf an nicht-metamorphe. — Ein weiterer Grund für eine frühere Zeit des Metamorphismus wäre der bisweilen auftretende Unterschied zwischen stärker umgewandelter Trias und kaum umgewandeltem Eocän in derselben Schichtreihe, der mir in den Glarner Überschiebungen auffiel. Doch müßte diese Frage erst genauer unter Berücksichtigung der Gesteinsverschiedenheit studiert werden.

Ein Einfluß der Überlastung ist oft und von den hervorragendsten Alpengeologen betont worden, aber ich kann mich für die Zentralalpen dieser Ansicht nicht recht anschließen.

Betrachten wir zuerst außeralpine große Überschiebungen, so ist in der Jämtlanddecke²⁾ das Obere, z. B. die Kölischiefer³⁾, hochmetamorph, die Unterlage von Silurschiefern, abgesehen von mechanischen Wirkungen, nicht. In der Hardangerdecke ist, wie ich beobachtete, die Decke an ihrer Basis hochmetamorph sowohl physikalisch durch den Umsatz mechanischer Energie in Wärme als auch chemisch, die Unterlage nicht. — Auch in den Alpen, z. B. im Oberrheintal, bei Panix liegt das wenig veränderte Mesozoicum der Glarner Decke in gleicher Höhe wie die nur 6 km entfernten hochmetamorphen Bündner Schiefer bei Neukirch. An so benachbarten Punkten kann aber die Überlastung relativ nur wenig verschieden gewesen sein.

Man wird auch die tertiäre Dynamometamorphose in einzelne Abschnitte zerlegen müssen: vielleicht eine starke Metamorphose vor den Überschiebungen, eine bei den Überschiebungen an der Deckenbasis und eine damit gleichzeitige bei den Zusammen- und Aufpressungen der krystallinen Kerne.

b) Carbonische Kontaktmetamorphose.

Die Kontaktmetamorphose im engern Sinne, so wie sie H. ROSENBUSCH definiert, ist in den Alpen überall da gut

¹⁾ Allerdings ist noch ganz unsicher, ob die Pinzgauer Phyllite mesozoisch sind; vermutlich ist das Gegenteil wahrscheinlicher.

²⁾ Die Jämtlanddecke scheint nach der Überschiebung noch erhebliche tektonische Störungen erlitten zu haben.

³⁾ Die Kölischiefer sind vermutlich kontaktmetamorphe Gesteine einer Gneisserie und ehemals Unteres Silur.

sichtbar, wo echte Granite vorkommen, und die tertiäre Metamorphose nicht so stark war, daß sie den Kontakt völlig verwischt hätte, also wesentlich in den nördlichen Zonen 2, 3 und 4.

Auch hier möchte ich wieder Beispiele aus dem Aarmassiv wählen.

Von den Kontaktmineralien sind nur die widerstandsfähigsten, Kalifeldspat, Biotit, erhalten; doch findet man, wenn auch nur selten, Andalusit usw. Die Granitintrusionen sind obercarbonisch; daher sind nur ganz selten Kontakte an Kalken oder besser Kalkschollen, die vielleicht Kohlenkalk sind, erhalten, so z. B. im Val St. Plazi bei Disentis. Hier findet man eine Kalkscholle an dioritischer Randfacies des Granit, durch eine 2—3 m breite Zone von Kalkhornfels mit Granat, Vesuvian, Diopsid usw. getrennt. Tertiär haben sich in den pneumatolytischen Hohlräumen Kluftmineralien wie Granat, Desmin usw. gebildet. — Die meisten Gesteine, die von den echten alpinen Graniten metamorphosiert wurden, sind kristalline Schiefer, Gneise, Glimmerschiefer usw., weil die Granitintrusionen der Nordzone prämesozoisch sind und nach den Gneisintrusionen erfolgten. Derartige Gesteine sind aber im allgemeinen nicht sehr umwandlungsfähig; am meisten sind es noch die Sericitgneise. In diese dringen mikrogranitische Gänge ein, die am Ende in Quarzporphyre übergehen.

Auf dem beistehenden Bild (Fig. 11) sieht man die Grenze zwischen der mikrogranitischen aplitischen Randfacies des Granits und dem metamorphen Sericitgneis, in dem besonders große Orthoklaskrystalle entwickelt sind.

Der Granit hat eine Zerklüftung nach zwei zueinander senkrechten Richtungen, die z. T. primär ist. — In der Nähe dieses Ortes sieht man an der Grenze eckige Schollen von Sericitgneis im Granit. In diesen Schollen hat sich vermutlich Biotit aus dem Magma angereichert; sie zeigen weit mehr Biotit als der normale Sericitgneis.

Das Alter dieser Aaregranite ist, wie a. a. O.¹⁾ gezeigt, vermutlich obercarbonisch. B. G. ESCHER²⁾ hat auch einen Pegmatitgang im Carbon des Tödi gefunden, der Kontakterscheinungen hervorgerufen hat. Ähnlich verhält sich der Montblanc-Granit. DUPARC³⁾ und MRAZEC haben auch die Kon-

¹⁾ J. KOENIGSBERGER: Geolog. u. min. Karte des östl. Aarmassivs u. Erläuterung. Freiburg 1910.

²⁾ B. G. ESCHER: Über prätriassische Faltung in den Westalpen usw. Diss. Zürich 1911.

³⁾ H. DUPARC u. L. MRAZEC: Massiv du Mont Blanc. Mem. Soc. Phys. Genève 33, 1898, p. 53.

takterscheinungen geschildert, die z. B. westlich vom Col des Grand Moutets nach meiner Beobachtung durchaus dieselben sind wie im Aarmassiv.

Bei Sembrancher nahe Bovinier, südlich der Drance fand ich den Montblanc-Granit, der Apophysen in das meist als Perm



Fig. 11.

Helle Granitapophyse, die den dunklen Sericitschiefer kontaktmetamorphosiert hat. (Großer Orthoklas mit Siebstruktur usw.)

Der primäre im Obercarbon entstandene Kontakt ist im Tertiär nicht stark verändert worden. (Aarmassiv, Oberalpstock, Schwarzstöckli.) Die Plattenstruktur der mikrogranitischen Apophyse ist z. T. primär, z. T. sekundär bei der tertiären Faltung verursacht.

bezeichnete Nachbargestein entsendet und echte Kontakthornfelse hervorgerufen hat. Das Gestein ist höchstwahrscheinlich kein Perm, sondern möglicherweise Carbon. Perm kommt in dieser Ausbildung kaum vor und ist am Nordrand der Alpen nicht sehr wahrscheinlich. Damit wäre aber der Montblanc-Granit, der bisher wohl stets vorcarbonisch angenommen wurde, als spätcarbonischer Granit zu bezeichnen. Auch im Pelvoux-

Massiv sind, wie P. TERMIER¹⁾ gezeigt hat, echte Kontakterscheinungen am Granit da. Ebenso hat MICHEL LÉVY sie aus der Nähe des Montblanc-Massivs beschrieben.

In den Ostalpen grenzt die Zone des maximalen Metamorphismus nahe an die Kalkalpen; wir sehen nördlich von ihr fast keine Granitmassive.

Kurz erwähnt sei auch die Kontaktmetamorphose der basischen Gesteine spez. der Serpentinmassive an den Kalken. Am besten sehen wir diese Metamorphose an eingeschlossenen Schollen im Serpentin; denn die frühere Umrandung der Serpentinmassen ist bei den gewaltigen tektonischen Verschiebungen, die sie erlitten haben, meist abgestreift worden. Nur selten, z. B. am Longhinpaß, wo G. STEINMANN²⁾ sie beobachtet hat, ist der primäre Kontakt erhalten. Das Alter der Serpentine ist schwer zu bestimmen. Ein Teil scheint, worauf die Untersuchungen von H. PREISWERK³⁾ hinweisen, mesozoisch; andere Serpentine, z. B. die in der südlichsten Zone gelegenen ebenso wie die des Gotthardmassivs, scheinen älter, etwa prä-obercarbonisch, zu sein.

Normalen Kontakt zeigen auch die Tiefen- und Ergußgesteinsintrusionen südlich der dynamometamorphen Zonen in den Ostalpen, so z. B. der Tonalit des Adamello nach den eingehenden Untersuchungen von R. LEPSIUS, W. SALOMON⁴⁾ u. a., Granite und Melaphyre von Predazzo nach C. DOELTER⁵⁾, J. ROMBERG, M. OGIIVIE GORDON u. a. Diese Kontakte sind sehr schön erhalten, da sie nicht tertiär metamorphosiert wurden. Nur sind diese Eruptiva bedeutend jünger, sicher posttriadisch, vermutlich tertiär. Welche Granitmassive wohl als postmesozoisch aufzufassen sind, hat W. SALOMON⁶⁾ erörtert. — Leider wissen wir sehr wenig über die Gegend zwischen Adamello und Tessin. Die Bernina- und Disgraziagruppe, das Veltlin, das südliche Tessin sind vom modernen petrographisch-geologischen Gesichtspunkt aus noch nicht untersucht. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß da auch tertiäre Granite zu finden sind.

¹⁾ P. TERMIER: Massiv du Pelvoux et Briançonnais. Livret guide Congr. géol. Paris 1900, Nr. 13a.

²⁾ G. STEINMANN: Verhdlg. Naturf.-Vers., S. 377. Karlsruhe 1911.

³⁾ H. PREISWERK: Grünschiefer usw., Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Lief. 26, 1907.

⁴⁾ W. SALOMON: Die Adamellogruppe. Abh. k. k. Geol. Reichsanstalt XXI, 1908, S. 316. Vergl. dort auch Literatur.

⁵⁾ C. DOELTER: Predazzo u. Monzoni. Congr. geol. intern. Wien, Exkursionen, Nr. 10, 1903. Vergl. dort auch die Literatur.

⁶⁾ W. SALOMON: Tscherm. Min. Mitt. XVII, 1897, H. 2/3.

c) Gneisgranit und Gneismetamorphose.

Wohl die größte Fläche in den Alpen nehmen die echten Gneise, Orthogneise und Paragneise, Glimmergneise, Glimmerschiefer, Sericitphyllite und die in ihnen auftretenden basischen Gesteine Amphibolite, Hornblendeschiefer, Serpentine, ferner die Kinzigite usw. ein.

Wenn man prämesozoisch von Norden nach Süden den Alpenbogen in der Gegend der Zentralschweiz queren würde, so könnte man folgendes beobachten. Nördlich die stockförmigen Granitdurchbrüche des Aarmassivs, welche die benachbarten Schichten gesprengt und aktiv oder passiv aufgerichtet haben. Mit der Hauptmasse des Aaregranits hängen die wohl etwas früheren Intrusionen des südlichen Aaregranits zusammen. Ihre jetzt noch erhaltene südliche Kontaktzone, der Urserengneis, zeigt schon stärker den Injektionstypus¹⁾.

Viel deutlicher nähert sich dem Gneisgebirgstypus das südlich angrenzende Gotthardmassiv. Sein Granit geht nach Osten und Westen in typischen primären echten Orthogneis mit großen Feldspatäugen über, der stellenweise dann wieder granitische Ausbildung zeigt²⁾. Die Kontaktzonen sind, wenn auch nur etwa 2—4 km ausgedehnt, schon die der echten Gneismassive.

Mit Rücksicht auf die komplizierten Verhältnisse in den Alpen möchte ich zunächst am Beispiel des Fichtelgebirges, in dem die tertiäre Metamorphose ganz wegfällt, und die späteren Granite verhältnismäßig wenig Raum einnehmen, den Typus des oberdevonischen Gneisgebirges kurz besprechen. Vielleicht seit Anfang des Devons ist in der Tiefe unter Druck flüssiges Magma langsam in die Schichten eingepreßt worden. Hierbei fand eine sehr starke Erwärmung und wohl auch ein Aufdringen von Dämpfen statt. Der bewegliche Teil des Magmas, die pegmatitische Quarz-Feldspatlösung, drang parallel den Schichtfugen in die benachbarten Schiefer ein, und es bildete sich durch langsamen Fluß des Magmas, wobei sich die Glimmer-

¹⁾ Vgl. loc. cit. Ursprünglich war der Urserengneis vielleicht die südliche Glimmerschieferzone der nördlichen Gneismasse.

²⁾ Die jetzige Kataklaststruktur der Gotthardgesteine ist tertiären Ursprungs. Die tertiäre Verschiebung der Gneismassen hat dann aus mechanischen Gründen in den vorher nicht geschieferten Apliten eine Parallelstruktur hervorgebracht, wie sie W. SALOMON von Apliten im Gamsbodengneis beschreibt. Doch ist die Parallelstruktur des Gamsbodengneis m. E. primär.

blätter parallel der Bewegungsrichtung¹⁾ legen müssen, die Ortho- und Paragneiszone aus. Die Orthogneiszone ist im wesentlichen das langsam erstarrende Magma, daß sich unter großem Druck Platz schafft, und das sowohl Protoklase wie Katakklase zeigt. Die weiter entfernten Gesteine erleiden eine Umwandlung mit geringer Stoffzufuhr, wobei gesonderte pegmatitische Gänge auftreten, zu Glimmergneisen. Noch weiter entfernt ohne Stoffzufuhr entstehen Glimmerschiefer, Sericitphyllite und Phyllite²⁾; der einseitige Druck ist stark, wirkt langsam schiebend und zertrümmernd, vielfach ohne größere tektonische Störungen. Die Glimmerschiefer und Phyllite sind vielfach in feine parallele gepreßte horizontale Falten ge-

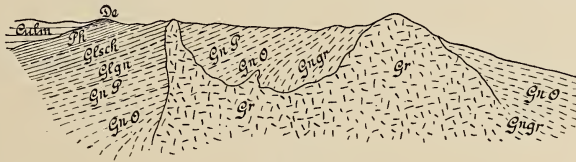


Fig. 12.

Schematischer Durchschnitt eines Gneis-Granitgebirges (Fichtelgebirge).

legt, die man nur im Anschliff erkennen kann. Dieser Prozeß hat in der Tiefe wohl sehr lange angehalten, vom Mitteldevon bis Culm; schließlich war die ganze Decke stark durchwärmt und gab dem Druck des Magmas nach. Das Magma drang plötzlich stockförmig empor und erstarrte richtungslos struiert als Granit (vgl. schematische Skizze Fig. 12).

Die Beobachtungen im Fichtelgebirge, auf denen diese Auffassung beruht, sind auf der Strecke Hof—Leimitz—Brambach (sächsisch-böhmische Grenze) gemacht und ergänzend am Nußhardt—Schneeberg bei Wunsiedel. Viele andere Stellen sind tektonisch so gestört, daß die Zonen dort nicht mehr kontinuierlich folgen, oder die Aufschlüsse sind recht schlecht.

Bekanntlich ist — es sei hier auf die Untersuchungen von C. W. GÜMBEL³⁾ und seiner Mitarbeiter und auf die Darstellung von R. LEPSIUS⁴⁾ verwiesen — eine Diskordanz zwischen Culm

¹⁾ Hr. O. MORATH hat auf meine Veranlassung theoretisch das Problem behandelt, wie sich Glimmer in langsam horizontal strömendem Magma und unter dem Einfluß der Schwerkraft stellt.

²⁾ Diese Folge ist natürlich nur dann möglich, wenn die ganze Schichtenfolge aus tonig-quarzigen Sedimenten besteht.

³⁾ C. W. GÜMBEL: Geogn. Beschreibung des Fichtelgebirges usw. Gotha 1879.

⁴⁾ R. LEPSIUS: Geologie von Deutschland II, S. 102 u. 214. Leipzig.

und dem Mittel- und Obercarbon vorhanden. Der Culm ist konkordant, bisweilen allerdings auch schwach diskordant auf den früheren Schichten; er ist wie auch im Schwarzwald z. T. noch schwach wohl durch pneumatolytische Endtätigkeit mit metamorphosiert worden. Die postculmischen Schichten sind alle unverändert, und wenn wie z. B. im Schwarzwald Teile des Muschelkalkes verkieselt und im untern Buntsandstein Mineraldrusen auftreten, so sind das wohl nur die letzten schwachen thermalen Nachwirkungen der magmatischen Nachschübe, die von den Gneisintrusionen im Oberdevon bis zu den Quarzporphyren des Perms dauerten. Bei Hof ist Silur und Devon in flacher, etwas gewellter und in sich bisweilen etwas diskordanter Lagerung fast unverändert. Gegen Rehau und Wurlitz hin werden die devonischen und silurischen Schiefer härter und glänzender, sind aber noch deutlich als solche erkennbar. In diesen Schichten sehen wir die Diabasgänge fast unverändert erhalten. Bei Wurlitz steht noch Devon an. Geht man dann die Straße durch Rehau nach Asch, so quert man zuerst die schwach nach Nordwesten geneigten Schichten, die das Liegende des Devons bilden. Man findet aber nicht Silur und Cambrium und Präcambrium, sondern die ganze regelmäßige Reihe Phyllit, Sericitphyllit, Glimmerschiefer, Glimmergneis, Paragneis und schließlich Orthogneis etwas südöstlich von Asch. Die Aufschlüsse sind leider oft recht dürftig; aber man kann leicht alle Übergänge dieser Gesteine kontinuierlich sammeln und, wo kleine Anbrüche sind, die flache Lagerung erkennen. Die Mikrophotographien (Fig. 13) von Dünnschliffen der Gesteinsserie können am besten das Gesagte veranschaulichen. Ganz ähnliche Profile sind randlich um das Fichtelgebirge mehrfach vorhanden; meist sind sie allerdings durch Verwerfungen, Überschiebungen, die wohl mit der letzten Phase, der Granitintrusion, zusammenhängen, nur in Bruchstücken erhalten. Geht man dann von Asch über Oberreuth nach Brambach, so sieht man den Orthogneis allmählich grobkörniger werden und in einen Augengneis übergehen. Bei Brambach, zwischen Barendorf und Röthenbach, wird der Gneis massiger, und plötzlich ist Granit da. Nirgends ist zwischen Gneis und Granit ein klarer Aufschluß zu erlangen, auch nicht bei Deckenhüsern im Steinbruch. Der Gesamteindruck, den man aus Feldstücken und aus der Lagerung in der Nähe der Grenze gewinnt, geht, wie R. Beck¹⁾, der die Gegend kartiert hat, meiner Ansicht nach mit Recht hervorhebt, dahin,

¹⁾ R. BECK: Erl. geol. Spezialk. K. Sachsen. Blatt Elster und angrenzende.

daß Granit und Gneis scharf getrennt sind. Andererseits kann man wie an so vielen andern Stellen das beobachten, was E. WEINSCHENK¹⁾ hervorhebt: Der Gneis wird mit Annäherung an den Granitstock grobkörniger und massiger. Dasselbe beobachtete ich später an andern Stellen, ohne das Problem lösen zu können, bis sich gute Aufschlüsse zwischen dem Nußhardt und dem Schneeberg nahe am Gipfelgrat auf der Ostseite, wo eine neue Straße gebaut wurde, fanden.

Geht man von Wunsiedel nach Hildenbach und Vordorf, so trifft man dort einen normalen Orthogneis. Steigt man gegen den Schneeberg an, so wird der Gneis grobkörniger, zeigt große Orthoklaskristalle und Brüche, die von Magma mit frischem Biotit verkittet sind (vgl. Fig. 14 [1]). Höher hinauf nehmen die Feldspatäugen an Größe zu, und die Parallelstruktur geht aus einer ebenen in eine gewellte über (Fig. 14 [2]). Noch weiter ändert die Parallelstruktur schon im Handstück ihre Richtung um 45° bis 90° , so daß fast ein Granit entsteht (Fig. 14 [3]). Auffallend sind viele Bruchlinien, die mit schwarzem Biotit erfüllt sind. Dann ist auf einmal ein klein- bis mittelkörniger Granit (Fig. 14 [4]) da, und man kann Stücke schlagen, (wie Fig. 14 [4a]), an denen Gneis mit deutlicher Parallelstruktur scharf an Granit grenzt (die Grenzlinie ist auf der Fig. 4a der Deutlichkeit halber nachgezeichnet). Danach ist die Deutung ziemlich einfach. Wir befinden uns hier an dem Quell oder Tiefenkrater des sauren Magmas, das unter Druck langsam in die umgebenden Schichten eingepreßt wurde. In diesem Krater selbst wechselte die Strömungsrichtung häufig; erstarrte Stücke zerbrachen und wurden wieder verkittet (Fig. 3). Schließlich brach aus irgend einem Grund die überlastende Decke; das Magma brach sich Bahn, drang rasch empor und erstarrte dann ohne zu fließen in Ruhe als feinkörniger richtungsloser Granit, dessen Kalifeldspat viel kleiner ist (vergl. 3 u. 4)²⁾. Mit dieser Phase, vielleicht sie verursachend, fangen die tektonischen Störungen an und dauern längere Zeit ebenso wie die als Granit erstarrenden Nachschübe des Magmas an. Das bestehende Schema soll das hier Gesagte erläutern.

Zuletzt kommen die pneumatolytischen Wirkungen, Erzgänge usw., die das obere Culm, das teilweise aus Granitarkose besteht, metamorphosieren.

¹⁾ Vergl. u. a. E. WEINSCHENK: Comptes rendu Congr. géol. intern. Paris 1900, S. 326.

²⁾ Dieser Granit hat, wo er an Phyllite grenzt wie am Gr. Waldstein, normale Kontaktgesteine mit Andalusit erzeugt.

Diese hier ausführlicher auseinandergesetzten Beziehungen zwischen Gneis und Granit scheinen mir vielfach andernorts wiederzukehren. Die Culmzone des Schwarzwaldes, die von Badenweiler bis Lenzkirch zieht, und die aus Arkosen, pflanzen- und fossilienführenden Culmschiefern, vielleicht auch ältern Schiefern besteht, grenzt ebenfalls an Granit und Gneis. Es fällt auf, daß zwischen Granit und Culm sich meist Gneis einschleibt. Der Culm ist nur teilweise zu Gneis metamorphosiert. Es scheint hier der Rand des Gneismassivs gelegen zu haben, längs dem schließlich auf Spalten das Magma empor- drang und als Granit erstarrte. Der Culm ist z. T. vielleicht noch von Gneis, z. T. von Granit¹⁾, z. T. schließlich von pneu- matolytischen Vorgängen metamorphosiert. Erzgänge stehen mit letzteren in deutlichem Zusammenhang. Ein Teil des Culms, z. B. bei Badenweiler, ist nach der Granitintrusion abgelagert.

Die Serie Phyllit-Gneis entspricht aber nur einem Teil- vorgang bei einer Gneisintrusion. In den paläozoischen Gneis- intrusionen fast gerade so häufig, im Archaischen, z. B. in Schweden, dagegen überwiegend, ist die Durchtränkung mit ganz heißem Magma, wobei die ursprünglichen Sedimente zer- trümmert und eingeschmolzen wurden. Insbesondere der leicht- flüssige pegmatitische Magmateil konnte eindringen. Im Fichtel- gebirge ist die Münchberger Gneisplatte dahin zu rechnen.

Die Hornblendegesteine entstehen z. T. aus Sedimenten, so im Marmorsteinbruch von Göpfersgrün, z. T. aus den silurischen und devonischen Diabasgängen (Hornblendegneis im Marmor von Wunsiedel, Steinbruch bei Schreibershäuser).

Häufig ist die eine Seite des Gneislakkolithen mit der normalen Serie begrenzt, die andere zeigt die eigentlichen Injektions- und Umschmelzungsgesteine. Ob die normale Serie ganz ausgebildet ist, hängt natürlich auch davon ab, ob der Sedimentmantel ursprünglich nur aus Tonschiefern oder auch aus Kalksteinen bestand.

Im südlichen Schwarzwald überwiegt die Injektionszone; im nördlichen war wohl ursprünglich die normale Serie aus- gebildet, doch sind jetzt nur die inneren Zonen erhalten.

Betrachten wir auf Grund obiger Auseinandersetzungen das Alpengebiet zwischen Luzern und Lugano, so kann man hypo- thetisch folgende Intrusion saurer Gesteine unterscheiden:

¹⁾ Als Lokalitäten mit guten Aufschlüssen seien die Gegenden zwischen Schönau und Herrenschwand (Bildtanne) zwischen Spießhorn und Herzogenhorn, zwischen Schweighof und Langengraben genannt.

1. Die Hauptgneismasse des Tessiner Massivs und die Erstfeldergneisserie, wohl gleichzeitig mit den Schwarzwaldgneisen entstanden.
2. Das Gotthardgneisgranitmassiv.
3. Das südliche Aaregranitmassiv, und sehr bald darauf folgend
4. die Hauptmasse des Aaregranits.

Die 4 Intrusionen schließen zeitlich und örtlich aneinander. Die Intensität der mit ihnen zusammenhängenden tektonischen Bewegungen ist bei 1. am schwächsten, bei 4. am stärksten. Ein Zusammenhang mit den seinerzeit von CH. LORY und von C. DIENER aufgestellten Zonen ist unverkennbar. Der Verf. würde vom petrographisch-geologischen Standpunkt (abgesehen von der Tektonik) eine etwas andere Zoneneinteilung nach Metamorphismus und Gebirgsbildung in den drei Hauptperioden vorziehen, diese Zonen würden sich aber teilweise durchschneiden; das soll a. a. O. erörtert werden.

Das Alter von 4. ist im Abschnitt III als obercarbonisch und sein Verhalten als der normalen Kontaktmetamorphose entsprechend nachgewiesen.

Der südliche Aaregranit 3. zeigt vielfach schon gneisartige Ausbildung und im Urserengneis eine Injektionsrandfacies. Er eignet sich im allgemeinen nicht besonders gut zum Studium, da es die im Tertiär am stärksten vertikal gehobene und seitlich aufgepresste Masse ist.

Das Gotthardgneismassiv hat, wie eine Stelle zwischen der Militärbaracke von Pusmeda und dem Sellapaß zeigt, wohl noch obercarbonisches vielleicht aber auch etwas späteres Alter. Konglomerate und Anthrazitschiefer sind in einer kleinen Scholle in der Randfacies des Sellagneises noch als solche kenntlich erhalten, z. T. sind sie in die bekannten Hornblendegarbenschiefer, aber mit hohem Graphitgehalt, umgewandelt. Im Gotthard ist ein kontinuierlicher Übergang zwischen primärem Granit und primärem Gneis sicher nachweisbar¹⁾. Auf der Nordseite ist die normale Kontaktserie, Orthogneis (Sellagneis), Glimmergneis (Maigelsgneis), Glimmerschiefer und Sericitphyllit,

¹⁾ Vergl. die demnächst erscheinende geologische und mineralogische Karte des St. Gotthard. Der Komplex der Tremolaschiefer ist m. E. sicherlich präobercarbonisch. Im Gegensatz zu G. KLEMM scheint mir nirgends im Gotthard oder Tessinermassiv ein primäres Kontakt von Trias mit Gneis oder Granit vorzuliegen. Dagegen kommen (vgl. N. J. f. Min. Bld. 26, p. 557, 1908) Krystalline Gerölle in der Trias vor. Am Piz Teggiolo konnte ich letzten Sommer der Ansicht von C. SCHMIDT bez. der Gneisgerölle in der Trias durchaus beipflichten.

lückenlos kontinuierlich ausgebildet. Auf der Südseite war die Injektion und Umschmelzung stärker, auch waren wohl die Sedimente chemisch etwas anders zusammengesetzt.

Das Tessiner Massiv und das Erstfeldergneismassiv zeigen auch die normale Kontaktserie. Sie ist allerdings nur teilweise erhalten; man sieht den Orthogneis (Erstfeldergneis), dem Schapbachgneis des Schwarzwalds entsprechend, und den Sericitgneis, dem Reuchgneis entsprechend, wie schon A. SAUER¹⁾ bemerkt hat. Dies haben SAUER²⁾, HUGI²⁾, TRUNINGER²⁾ STAUB²⁾ genauer studiert.

Die Kontaktserie des Tessiner Massivs ist natürlich da am besten erhalten, wo sie außerhalb der Zone maximaler Dynamometamorphose liegt, also im Süden. Auf der Strecke von Vogogna bis Domodossola habe ich die normale Serie vom Sericitphyllit bis zum Orthogneis kontinuierlich verfolgen können. Dieses war wohl ein Stück aus der Mitte des Daches des Tessiner Gneislakkolithen, das bei den tertiären Schiebungen hier eingetrieben wurde. Der Lakkolith reichte viel weiter südlich; denn wir haben unmittelbar anschließend die bei der Gneisintrusion mitmetamorphosierte Zone basischer Tiefengesteine, jetziger Serpentine mit kinzigitischen Kontakt, und dann wieder Granatglimmerschiefer usw. Der eigentliche Südrand des Gneislakkolithen ist wohl durch die Quellstellen der Granite und Quarzporphyre der oberitalienischen Seen gegeben und zum größten Teil spät tertiär in die Podedpression versunken.

Der Erstfeldergneis und wohl die meisten Gneismassen der Alpen sind älter als Obercarbon, da wir in letzterem Gneisgerölle finden, und da das Obercarbon mehr oder minder diskordant³⁾ auf den Gesteinen der krystallinen Serie ruht. Andererseits, da z. B. das Gotthardgneismassiv noch carbonisch ist, und alle präobercarbonischen Gesteine da fehlen, wo Gneise usw. auftreten, sind diese letzteren wohl culmisch.

Diese teilweise Aufschmelzung der Erdkruste im Oberdevon und Culm hat, wie a. a. O. erörtert⁴⁾, hauptsächlich das Gebiet zwischen Südfrankreich und dem Gailtal⁵⁾, zwischen Mitteldeutschland und Mittelitalien betroffen. Nach Südosten

¹⁾ A. SAUER: Ber. Oberrh. Vers. geol. Ver. Konstanz 1906, S. 26.

²⁾ A. SAUER: Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Ak. Wiss. 1900, S. 740. — E. HUGI: Eclog. geol. helv. IX, 1907, S. 441. — E. TRUNINGER: Eclog. geol. helv. XI, 1911, S. 484. W. STAUB: Beitr. geol. K. Schweiz 32, 1911.

³⁾ Wir verweisen hier auf die Untersuchungen von RENEVIER, RITTER, MICHEL LÉVY, P. LORY, KILIAN und RÉVIL u. a.

⁴⁾ Vgl. Geol. Rundschau 1912.

⁵⁾ Im Osten, bei Graz usw., scheinen Überschiebungen von nicht metamorphem Paläozoicum vorzukommen.

erstreckt es sich vermutlich sehr weit, über Europa hinaus. Es ist ein breiter Streifen, der im Carbon und dessen Mittelzone später im Tertiär der Ort tektonischer Störungen und Gebirgs-erhebungen und lokaler Magmenergüsse war. Randlich haben die Granit-Gneisintrusionen der Bretagne nach den Untersuchungen von BARROIS u. a. den Vorgang begleitet. Die oberdevonisch-culmische Gneisintrusion¹⁾ kann meiner Ansicht nach mit Wahrscheinlichkeit daran erkannt werden, daß in einem Gneisgebiet Carbon und ev. Mesozoicum nachweisbar ist, aber alle nicht metamorphen präcarbonischen Gesteine fehlen, und daß an den Grenzen der Intrusionsgebiete ein kontinuierlicher Übergang zwischen den metamorphen und den nicht metamorphen paläozoischen Gesteinen existiert.

¹⁾ Vgl. Geol. Rundschau 1912.

Manuskript eingegangen am 12. Dezember 1911.]

Fig. 1.

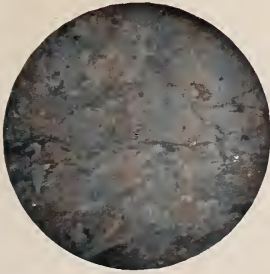


Fig. 2.

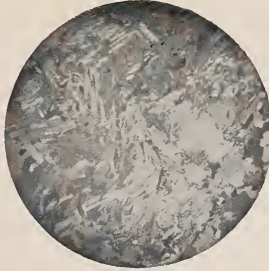


Fig. 3.

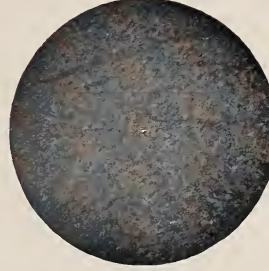


Fig. 4.

Fig. 5.

Fig. 6.

Dünnschliffe der normalen Serie: Orthogneis-Phyllit im Fichtelgebirge (Asch—Rehau).

1. Orthogneis (Asch), 2. Paragneis mit Sillimanit (Neuhausen), 3. Glimmergneis (Schilderberg),
4. Glimmerschiefer (Schönlind), 5. Phyllit (Rehau), 6. Devon (bei Wurlitz).

Alle mit derselben Vergrößerung, Nicol unter 70° gekreuzt.

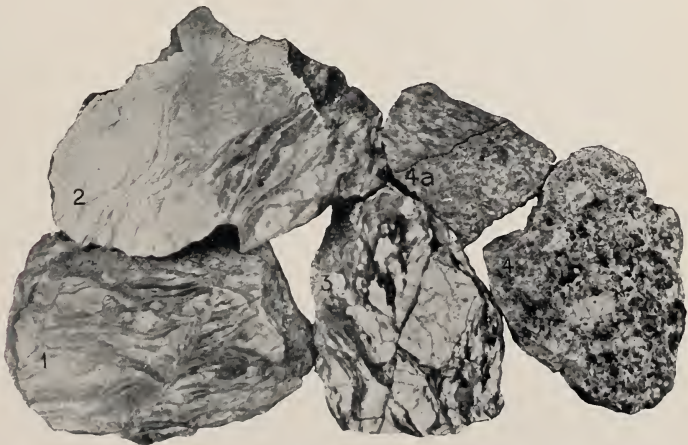


Fig. 7.

Fichtelgebirge, Nusser.

1. Grobflaseriger Orthogneis, 2. Gneis mit sehr großem Orthoklas grob-parallel struiert.
3. Gneis in Granitnähe mit Rissen, die von Biotit verkittet: die Paralleltexur schon un-
deutlich. 4. Granit. 4a. Grenze von Gneis (oben), an Granit (unten).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1912

Band/Volume: [64](#)

Autor(en)/Author(s): Koenigsberger Johann G.

Artikel/Article: [9. Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. 501-529](#)