Über tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im obern Tessintal

Autor(en): **Koenigsberger, Joh. G.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **22 (1942)**

Heft 1

PDF erstellt am: **24.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-19516

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Über tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im obern Tessintal.

von *Joh. G. Koenigsberger,* Freiburg i. Br.

Im Anschluss an die sorgfältige Untersuchung der Gneise im oberen Tal des Tessin durch S. CASASOPRA (1939) sind hier Ergänzungen gegeben zu Darlegungen im Buch: Die Mineralien der Schweizeralpen [1]) von P. NIGGLI, R. L. PARKER und dem Verfasser. Solche Einzeluntersuchungen auf einem Nebengebiet stehen mit weitreichenden und nicht geklärten Problemen in engem Zusammenhang, mit der Wärmebilanz bei der Intrusion saurer Eruptiva und der Tektometamorphose in den orogenetischen Zonen und dadurch mit der radioaktiven Wärme, den Konvektionsströmungen, der Kontraktion, den Krustenbewegungen der ganzen Erde, also mit Fragen, die unter Anderen J. JOLY seit 1923, H. JEFFREYS seit 1927, A. HOLMES 1915, L. H. ADAMS 1924, E. M. ANDERSON 1934, O. AMPFERER seit 1906, K. WEGENER seit 1921, R. STAUB seit 1928, C. L. PEKERIS 1935, A. L. HALES 1935 diskutiert haben.

Bei der Festsetzung der örtlichen und zeitlichen Grenzbedingungen in diesen allgemeinen Problemen zeigt sich, dass oft die sichere geologische Basis fehlt, und auch die hierfür erforderlichen Fragestellungen noch nicht scharf genug formuliert worden sind. Das genaue Studium und die Diskussion von Einzelproblemen, wie z. B. auch des vorliegenden, mag allmählich beitragen, das Fehlende zu ergänzen, wenn man dabei die allgemeinen Hypothesen im Auge behält, ohne die Beobachtungen durch sie beeinflussen zu lassen.

I. MINERALVORKOMMEN

Am einfachsten zu entscheiden ist wohl die Frage nach der Entstehung der Mineralvorkommen in Spalten und Höhlungen des Leventinagneises und anderer Gesteine dort. CASASOPRA nimmt einen telepneumatolytischen Einfluss auf die zirkulierenden Lösungen an (p. 593), der sich über die Ausscheidungen im Schoss des Gesteines superponiert (übersetzt und zusammengezogen wie auch im folgenden). Die Frage ist also: Welcher Beitrag kam aus der Tiefe? Die

[1]) Abkürzung im folgenden: MS.

Antwort ist nach meiner Ansicht: Hier wie überall, soweit nicht ein direkter Zusammenhang mit jungtertiären Erzlagerstätten nachweisbar ist, nur CO_2 und ein Teil des H_2O. Ein Zusammenhang dürfte dann bestehen, wenn eine für das betreffende Gestein anomal grosse Menge eines Erzes in der Kluft auftritt oder wenigstens der Abstand von einer grösseren Erzspalte kleiner als etwa 1 km ist.

Diese Ansicht stützt sich auf folgende zwei Gründe, die auch für pegmatitische Lösungen gelten:

1. Wenn keine deutlichen Spalten nach der Tiefe hin sichtbar sind, auf denen Lösungen rasch und während längerer Zeit empordringen konnten, ohne ihren Wärmeinhalt zu verlieren und ohne die gelöste Materie umzusetzen oder abzusetzen, so mussten die Lösungen das ganze Gestein durchtränken, mussten also das Gestein, wenn es nicht schon warm war, erst auf die Temperatur von mindestens 230° erwärmen, bei der etwa die von Casasopra erwähnten Kluftmineralien entstehen konnten (siehe MS, p. 484). Ausserdem hätten diese Lösungen das Gestein mehr oder minder metasomatisch verändern müssen. Damit wäre die alpine Metamorphose durch die Einwirkung von pegmatitischen oder Erzrestlösungen erklärt. Da aber die vielen sorgfältigen Studien eben dieser Metamorphose, auch die Abhandlung von Casasopra selbst, auf keine Metasomatose, auf keine Beiträge aus der Tiefe hinweisen ausser H_2O und etwa CO_2, so käme das doch wieder auf die hier angenommene Ansicht hinaus, wobei aber noch die an anderer Stelle zu diskutierende Frage der Wärmebilanz zu berücksichtigen ist.

Die Verwandtschaft mit jungen Erzgängen, die Casasopra (p. 595) für ein Vorkommen von Quarz mit Siderit, überlagert von Quarzkristallen mit Pyrit, bei Rodi-Fiesso, annimmt, ist m. E. scheinbar; denn es fehlen in jener Gegend wie fast im ganzen Tessin junge Erzgänge. Dieselbe Paragenese und Sukzession findet man in vielen Spalten im Sericitgneis der Lukmanierstrasse, einem wenig umkristallisiertem Mylonit mit gelegentlichen alten Erzgangresten, ebenso recht ähnlich im Wasserstollen von Faido-Rodi (C. Taddei) und im Simplontunnel (MS, p. 447, 435, 437). In den beiden letzteren hat die unmittelbare Nachbarschaft (etwa 20—100 m) von leichter löslichen, sedimentären, meist triadischen Schichten die Paragenese und Sukzession durch allmähliche Diffusion längs kleiner Spalten der für diese Schichten typischen Karbonate, Pyrit usw. beeinflusst. Für die anderen Mineralvorkommen nimmt Casasopra eine Beeinflussung an „durch telepneumatolytische Pulsationen der postmetamorphen Gänge", also wohl Restlösungen der Pegmatite. Doch kommen gerade in jener Gegend Pegmatite kaum mehr vor oder sind wenigstens nicht sichtbar. — Die flachliegende, gangartige Kluft, die von Calcit mit Spuren von Au—Ag-Elektrum erfüllt ist (am Ausgang des Gotthardtunnel bei Airolo in nächster Nähe der Karbonate führenden Sedimente), sehe ich jetzt an als ein

Analogon zu den Quarzsekretionen in Gangform. Letztere sind den sauren Silikatgesteinen der Gegenden mit Tektometamorphose eigentümlich; sie kommen nicht aus der Tiefe, jedenfalls nicht aus grösserer Tiefe, sondern haben dem Gestein die Kieselsäure und einige spärliche Erze entnommen. Sie sind meist auch nach den Hauptbewegungen am Ende der Tektometamorphose ausgeschieden worden und wie mir scheint, oft, nicht immer, etwa gleichzeitig mit den Kluftmineralien (siehe hierzu auch CASASOPRA, p. 582, bez. postmetamorpher Adern, die Quarz oder Calcit führen). Einige dieser Gänge sind älter, entweder wie CASASOPRA (p. 581) annimmt, prämetamorph oder, was mir wahrscheinlicher erscheint, während der Bewegungen bei beginnender Metamorphose entstanden.

Ein Zusammenhang mit Erzgängen besteht vielleicht bei Minerallagerstätten im Osten der Alpen (Gastein, Sonnblick, siehe Zitate MS, p. 457) und im Westen (La Gardette, Monte Rosa). Erzgänge und Pegmatite jungen tertiären Alters fehlen meines Erachtens im Aare-, Gotthard-, Adulagebiet, deren Mineralklüfte etwa dieselben Paragenesen und Sukzession zeigen wie die des Leventinagneis.

2. Die sehr spärlichen alpinen Kluftmineralien mit seltenen Elementen, denen man gerne unmittelbaren Ursprung aus der Tiefe zuschreibt, sind an bestimmte, manchmal nur wenige m mächtige ältere Gesteinszonen oder kleinere Schlieren [2]) gebunden. Hierfür als Beweis die folgenden, teils schon früher erwähnten, teils neu hinzugekommenen Beispiele: Monazit (MS, p. 443), Scheelit (MS, p. 371, 375), Milarit (MS, p. 380), Synchysit (R. L. PARKER, F. DE QUERVAIN, F. WEBER, diese ZS, Bd. 19, p. 295, 1939), Gadolinit (R. L. PARKER, F. DE QUERVAIN, E. BRANDENBERGER, d. ZS, Bd. 20, p. 11, 1940), Kainosit (R. L. PARKER, F. DE QUERVAIN, d. ZS, Bd. 20, p. 289, 1940), Phenakit (MS, p. 381), Bazzit (MS, p. 381). Die seltenen Elemente kamen zwar aus der Tiefe, aber nicht tertiär-alpidisch, sondern früher, damals als die Muttergesteine der Mineralklüfte gebildet wurden, die dann entweder als Eruptiva erhalten blieben oder auch zu Arkosen und Sanden verarbeitet und später metamorphosiert wurden. Das Vorkommen solcher Mineralien wie Gadolinit usw. kann m. E. nicht als Beweis von consanguineità, Blutsverwandtschaft, oder Gleichzeitigkeit von Lagerstätten angesehen werden, vgl. P. NIGGLI (MS, p. 515, 562 ff.). Für die einzelnen Mineralien, seltene und häufige, gelten m. E. nicht mehr die Folgerungen, die für Gesteine, die grosse Räume einnehmen, aus Ähnlichkeiten im Pauschalchemismus gezogen werden können, Ähnlichkeiten, die auch da bisweilen eher auf gleich-

---

[2]) Ursprung aus der Tiefe würde, da Diffusion und nicht Spaltenwege in Frage kommen, horizontale Diameter von der Grössenordnung der Tiefe bedingen.

artige Entwicklung als auf gemeinsamen oder gleichzeitigen Ursprung aus derselben Sialmasse deuten.

Ein Teil der Mineralparagenesen im Tessin, in MS (p. 475) mit Alter I bezeichnet, steht den miarolithischen Drusen nahe, die sich im Granit bei dessen Erstarrung gelegentlich bilden. Die Mineralien sind wie in Granitdrusen Fortsetzungen der Gesteinsmineralien eines meist plagioklasreichen Gneis in unregelmässigen, öfters isometrischen Hohlräumen. Gleichwohl sind sie von den echten miarolithischen Granitdrusen von Baveno usw. dadurch unterschieden, dass letztere deutliche Abdifferentiation der basischen Mineralien in der Umgebung der Druse zeigen, die bei ersteren fehlt. Eine vollständige Anatexis oder Migmatisierung des Leventinagneis hat also nicht stattgefunden bei diesen pseudomiarolithischen Drusen der mesozonalen Metamorphose. CASASOPRA (p. 685 ff.) gelangte zu demselben Schluss bez. der Aufschmelzung. Auflockerung (siehe P. NIGGLI, MS, p. 507) durch Emporwölbung hat Zerr- bezw. Stauchungsklüfte geschaffen, in denen sich Wasser ansammelte, das hauptsächlich durch intergranulare Wirkung die Plastizitätsgrenze bei der vermutlichen Temperatur von 420 ^{0} ($\pm$ 60 ^{0}) auf etwa 200 kg/cm^2 ($\pm$ 100) herabsetzte und durch seine Dampfspannung dem Hohlraum eine ungefähr isometrische, jedenfalls weniger längliche Gestalt gab. Bei der Abkühlung wurden dann gelöste Bestandteile abgesetzt.

II. PEGMATITE

Man kann primäre, aus dem erstarrten Magma gebildete Pegmatite und sekundäre, anatektische, migmatische, ultrametamorphe unterscheiden.

Anatektisch seien frühere Pegmatite genannt, die bei der Tektometamorphose [3]) durch hohe Temperaturen zwischen etwa 500 ^{0} und 650 ^{0} als Erstarrungstemperaturen, bei Gegenwart von viel Wasserdampf, zum Schmelzen gebracht würden, während das umgebende Gestein noch nicht aufgeschmolzen wäre. Doch ist erstens fraglich, ob der Schmelzpunkt solcher festen Silikate mit Wasser an den Korngrenzen gleich dem Erstarrungspunkt ist wie das in anderer Weise

[3]) Der Kürze halber ist nach dem Ausdruck Tektonite (s. ESKOLA 1939, p. 266), aber in allgemeinerer Bedeutung, mit Tektometamorphose jede Gesteinsmetamorphose zu kristallinen Schiefern, also zu Gesteinen mit neuer deutlicher Paralleltextur irgendwelcher Art, und auch zu Myloniten bezeichnet, die bei tekto- oder orogenetischen Vorgängen auftritt; Tektometamorphose zum Unterschied gegen Kontaktmetamorphose, Metasomatose usw.

für Metallegierungen zutrifft, oder ob er höher ist. Dann geben die Versuche von R. W. GORANSON (s. z. B. F. W. BARTH, p. 46, 48 in ESKOLA 1939) noch keine Auskunft, ob ein Granit oder Gneis mit normaler Biotitmenge einen merklich höheren Schmelzpunkt oder Erstarrungspunkt hat als eine Quarz-Alkalifeldspat-Masse mit gleichem Wassergehalt. Es wird wohl lediglich zuerst bei sinkender höherer Temperatur Biotit ausgeschieden, wie man das um miarolithische Granitdrusen und Pegmatitschlieren sieht, und umgekehrt bei steigender Temperatur zuletzt von der flüssigen Phase aufgenommen. Das zeigt auch die petrographisch bekannte Sukzession im Granit. Demnach hätten nicht nur frühere Pegmatite, sondern gleichzeitig auch die Hauptmasse der umgebenden Gneise schmelzen müssen. Das trifft nicht zu (s. auch CASASOPRA, p. 685 ff.). Also sind solche anatektische Pegmatite wohl unmöglich. — Bleiben die migmatitischen Pegmatite, die aus grösstenteils oder ganz aufgeschmolzenem Gestein bei dessen späterer Erstarrung abdifferentiert wären. Solche sind selbstverständlich möglich, teilweise mit den primären identisch. Das migmatitische Gestein kann auch einige km tiefer liegen, und nur die Pegmatite dringen höher hinauf. Hierbei sind Übergänge denkbar zu dem durch Ultrametamorphose in den saueren Bestandteilen bei etwa 400^0 bis 500^0 plastisch gewordenen Gesteinen (Scherfestigkeit $<$ 200 mbar). Diesen letzteren Fall der Ultrametamorphose nach der Bezeichnung von P. HOLMQUIST (s. auch P. ESKOLA 1939, p. 377) hatte P. NIGGLI (1920, s. auch MS, p. 591, 597, 598) im Auge und wohl auch M. REINHARD (1935). Zu den migmatitischen Pegmatiten gehören wesentlich die von T. F. W. BARTH 1928 studierten, als anatektisch bezeichneten Pegmatite von Südnorwegen. Doch scheint die Tektometamorphose im Archäikum auf höhere Temperaturgradienten als in den letzten $300 \cdot 10^6$ Jahren hinzuweisen. Migmatitisch bis ultrametamorph (Ichorauszug aus Sedimenten) sind nach F. ANGEL (1939) die prämesozoischen Pegmatite der Koralpe, deren Tonerdeüberschuss sich in viel Andalusit und Disthen kundgibt. Einen Anhaltspunkt, wie vielleicht Pegmatite durch schwächere Ultrametamorphose gebildet werden, gibt das Quarzfeldspat-Band an einigen Mineralklüften (MS, p. 387, 467).

Hier ist zu erwähnen, dass jedes flüssige Granitmagma seit etwa dem Paläozoikum, vielleicht auch schon viel früher, anatektisch oder migmatitisch sein muss; denn die Erdkruste ist heute mindestens bis etwa 50 km, wahrscheinlich aber noch sehr viel tiefer, kristallin. Die mittlere untere Grenze des Sial-Granit liegt unter den Kontinenten bei etwa 15 km; unter der Mitte der Alpen jetzt etwa 25—35 km (nach den Messungen von TH. NIETHAMMER berechnet). Die sog. Druckfestigkeit steigt von etwa 1000 mbar (kg/cm²) in 1—2 km auf

6000 in etwa 10 km und nimmt von da an ab je nach geothermischem Gradient also Sialdicke, auf etwa 50, alles für eine Wirkungsdauer von vielleicht 10^5 Jahren. Darunter liegen meist Diorit-Gabbro, die sog. intermediären Schichten, die an der Oberfläche als weitausgedehnte Basaltergüsse sich zeigen und in der Tiefe vielleicht teilweise glasig sind. Darunter das Sima, Dunit-Eklogit oder ähnlich. Sial und Sima sind hier nur als Abkürzungen gebraucht (s. P. NIGGLI 1928). Das Sima in etwa 100 km, der Ausgleichskläche, ist recht plastisch. Die Berechnungen von N. A. HASKELL (1935) über die Hebung des des eisfrei gewordenen Skandinaviens lassen sich damit nach dem Problem von H. HERTZ der belasteten Eisplatte in Übereinstimmung bringen (vergleiche die Reduktion der gravimetrischen Messungen nach VENING MEINESZ 1931, 1940, 1941). Doch hat m. E. die Platte plastische, nicht elastische, Deformationen. Die obigen Angaben folgen aus bekannten geothermischen und radioaktiven, gravimetrischen und seismischen Beobachtungen.

Im Leventinagneis hat CASASOPRA (p. 669ff.) post- und prämetamorphe Pegmatite unterschieden, etwa den jungtertiären und hercynischen, variscischen, von P. CORNELIUS (1928, s. MS, p. 452) entsprechend. Erstere sind in der Leventina schmal, verästelt und oft schlierenförmig (s. CASASOPRA, Fig. p. 493, 495), führen in der Mitte viel Quarz und haben keine weitreichenden sichtbaren Zufuhrkanäle; sie werden von CASASOPRA als gleichwertig betrachtet mit den vielleicht gleichaltrigen, normalen Pegmatiten z. B. bei Bellinzona; diese diese sind aber viel, oft mehrere m breiter, fallen meist steil ein, gehen deutlich in die Tiefe und sind meist scharf begrenzt.

Aus der gründlichen petrographischen Untersuchung von HENG SHENG WANG (1939) kann man nicht mit Sicherheit entnehmen, ob der Autor an den mächtigen Pegmatiten von Bellinzona eine über etwa 50 cm reichende Injektion in das Nebengestein beobachtet hat. Die Aplite, von denen dabei die Rede ist, treten in den Alpen in Amphiboliten jeden Alters auf, unabhängig von Pegmatiten. Wann die metamorphen basischen Gesteine, Granatamphibolite usw. der Canavese-Ivrea-Zone ihre wesentliche Ausbildung erhalten haben, lässt sich, wie HENG SHENG WANG betont, noch nicht entscheiden. Die letzte Umkristallisation war aplidisch (s. hier Abschn. III.).

Die mächtigen Pegmatite liegen SE von den erstgenannten, etwa durch folgende Grenzlinie getrennt, die auch etwa dem Übergang vom Penninikum zur Canavese-Ivrea-Zone entspricht, aber nicht scharf getrennt: Novate? - Roveredo - Cresciano-Lodrino-Brione-Verzasca-Aurigeno-Maggia. Südlich der Tonale-Morobbia-Linie werden alle Pegmatite selten (Olgiasca) oder fehlen ganz, z. B. im Isone-Gebiet (s. A. SPICHER 1940). Auffallend ist, dass im Tessintal NW von Bellinzona, in der sog. Riviera, die Pegmatite öfters in Verbindung mit den sonst recht seltenen Kalk- und Kalksilikateinschlüssen im Gneis auftreten, was auch CORNELIUS (1930), p. 279, als häufig nördlich der insubrischen (Tonale-) Linie erwähnt. Man könnte an-

nehmen, dass die Kalkeinschlüsse von den Pegmatiten aus der Tiefe mitgebracht wurden, oder bei der Ultrametamorphose in der Tiefe oder oben die Differentiation auslösten oder dass sie mechanisch die Bildung der Spalten für die Pegmatite erleichterten. Wenn die jungen, verästelten, im folgenden der Kürze halber intermediär genannten Pegmatite der Leventina nicht im Gestein selbst entstanden, sondern aus der Tiefe emporgedrungen sind, wie CASASOPRA annimmt, so muss wegen der Verästelungen und äusserst engen Zufuhrkanäle die Temperatur des Gesteines höchstens etwa $150^0 \pm 50^0$ unter der des Pegmatitmagma gelegen haben. Das zeigt sich auch darin, dass die Begrenzung gegen das Nebengestein meist ganz unscharf ist im Gegensatz zu den mächtigen Pegmatiten weiter südlich, die also in kälteres Gestein intrudierten, und die Quarz nicht aufgenommen haben.

Die prämetamorphen Pegmatite sind nach CASASOPRA autogen (p. 669), da, wo sie heute liegen, aus dem ursprünglich zu Granit erstarrten Magma differenziert, und zwar präpaläozoisch (p. 698 oben), oder aus einer späteren variscischen Aufschmelzung, also aus Migma. Doch wären dann m. E. solche Pegmatite jetzt meist abgerissene Linsen und nicht die weitreichenden zusammenhängenden konkordanten Lagergänge, die man heute sieht (CASASOPRA, Fig. p. 490). Dazu kommt, dass die Mineralien dieser Gänge nur teilweise zerbrochen sind, dass der heutige mineralogische Bestand und die Struktur nicht normalen Pegmatiten entsprechen. Die „hysterogenetischen Exsudate" mit granoblastisch-pegmatitischer Struktur, die sie als „Autopegmatite der Mesometamorphose" kennzeichnet (s. CASASOPRA, p. 503 und Fig. 13) könnten halbkonkordante Übergänge sein.

Aus Gotthard- und Aaremassiv kann man keine Anhaltspunkte gewinnen zur Entscheidung obiger Frage. Die nicht zahlreichen, wenig mächtigen, wohl stets diskordanten Pegmatite im Aaremassiv sind älter als oberstes Westfalien (s. auch TH. HÜGI 1941, p. 29 ff.). Im Gotthard treten normale Pegmatite z. B. im Norden am Badus auf, ziemlich zertrümmert, ursprünglich diskordant, variscisch oder älter. In der nördlichen Zone der Injektionsgneise, z. B. in Val Cornera, sieht man gefältelte, konkordante Adern und Linsen wie in der Leventina, unbekannten Alters. Doch weiter südlich gegen die Leventina hin fehlen Pegmatite im Gotthard, ebenso wie in der Leventina gegen den Gotthard.

F. DE QUERVAIN hat 1932 darauf aufmerksam gemacht, dass die jungen Pegmatite, also die mächtigen, aus grösserer Tiefe stammenden Gänge, und die grösseren, verzweigten Gänge mit Zufuhrkanal aus der Tiefe, z. B. bei Cresciano, seltene Mineralien und Erze führen, die den wenig mächtigen, konkordanten, teilweise gepressten, kurzen

Lagergängen fehlen. Dies lässt sich nach der vorliegenden Auffassung folgendermassen erklären: 1. In den grösseren Gängen bildeten sich grössere Kristalle, weil grössere Differentiationsräume vorhanden waren, so wie in den grossen Mineralklüften des Aaregranites oder des Granitgneises von P. Rondadura grössere Kristalle von häufigen und gelegentlich von selteneren Mineralien und Erzen sich finden, die kleinen benachbarten Klüften ganz fehlen. 2. Diese Pegmatite müssen, weil von grösserem Volumen, einem grösseren Herd entspringen, aus dem anatektisch oder migmatitischen Granitmagma bei der Abkühlung abdifferentiert sein, in einer Tiefe, die bei Cresciano vielleicht 3—5 km, bei Bellinzona, Brissago, Olgiasca 6—15 km unter dem heute sichtbaren Vorkommen liegt, wie aus der Temperaturdifferenz gegen das Nebengestein geschlossen werden kann. Die grössere Tiefe bedeutet auch (eine Erhitzungsursache, die relativ plötzlich aufhört, angenommen) eine längere Zeitdauer, während welcher die Temperatur auf z. B. 0,8 des Anfangswertes sank; je nach der Tiefe und Ausdehnung des Herdes etwa $0{,}3—3 \cdot 10^6$ Jahre. Während dieser Zeit konnten die Spuren seltener Elemente aus dem Magma bzw. Nebengestein sich im Pegmatit konzentrieren.

Die konkordanten paratektonischen Pegmatite der Leventina, die keinen Zufuhrkanal nach der Tiefe aufweisen, wurden in dem Niveau, in dem sie sich jetzt finden, aus dem Gestein ausgepresst. Sie besitzen nur ganz geringes Volumen. Sie kühlten sich gleichzeitig mit dem Gestein ab, das damals nach Abgleiten der Ostalpinen Decken vielleicht 3—5 km unter der Oberfläche lag, was ceteris paribus wie oben, nur etwa $0{,}3—3 \cdot 10^5$ Jahre erforderte.

Man findet, wie mir schien, Übergänge in der Riviera und in der Leventina zwischen den verzweigten Pegmatiten mit engem Zufuhrkanal aus der Tiefe und den konkordanten Lagergängen ohne solchen, z. B. an den Mineralfundstellen bei Castaneda (MS, p. 243). Diese Frage bedarf noch sorgfältigen Studiums. Ebenso die oben gestreifte Frage, welche Gestalt variscische Gänge bei starker Auswalzung annehmen und ob es möglich ist, dass die porphyrischen Feldspäte (s. Casasopra, p. 471) dabei nicht merklich ihr Dimensionsverhältnis ändern. Die Konglomerat-Einschaltungen, die H. Preiswerk zuerst auffand, liegen teilweise fast senkrecht mit ihrer längsten Dimension (5—50 cm) zum heutigen Streichen in den mesozonal stark umgewandelten Gesteinen der oberen Leventina; die Vorkommen in Val Campo-Val Bavona sind m. E. keine Konglomerate. Die Fossilien an der Grenze Penninikum-Gotthardmassiv in Val Sta-Maria und am Nufenen sind relativ wenig, im wesentlichen zweidimen-

sional ausgewalzt, in der Walzebene nur 1:2 bis 4 geändert und daher in der Längserstreckung wenig beeinflusst.

III. ENTSTEHUNGSZEIT DER ALPINEN MINERALIEN, TESSINER PEGMATITE UND TEKTOMETAMORPHOSEN

P. NIGGLI hat gezeigt (MS, p. 506), dass sehr wahrscheinlich die Entstehungszeit der alpinen Mineralien unmittelbar auf die der grossen Kulminationen folgt, nach den hauptsächlichen Deckenvorgängen. Im folgenden ist im Zusammenhang mit dem vorhergehenden dies Ergebnis präzisiert.

Die Feldbeobachtungen zeigen unzweideutig, dass die Kluftmineralien abgesetzt wurden, nachdem in den Muttergesteinen die letzten Bewegungen im Teilgefüge, die letzten chemischen Umsetzungen und alle oder die wichtigsten Umkristallisationen statt hatten, welche drei Vorgänge wohl unmittelbar aufeinander folgten. Das war die letzte alpidische Tektometamorphose der betr. Gegend. Das Gestein hatte bei dem Aufreissen der Spalten und Hohlräume noch Temperaturen zwischen 250^0 ($\pm 50^0$) im nördlichen Aarmassiv und 350^0 ($\pm 70^0$) im mittleren Penninikum. Fraglich ist aber, ob diese Tektometamorphose und die anschliessende Bildung der Kluftmineralien jeweils an den einzelnen Deckenschub in der betreffenden alpinen Zone gebunden war, der jedenfalls eine, wenn auch sehr schwache Metamorphose bedingte (A), oder ob die stärkste Tektometamorphose später, und vielleicht überall fast gleichzeitig, erfolgte (B). Beiden Annahmen ist gemeinsam, dass die Metamorphose am Ende, bzw. nach den Deckenbewegungen stattfand (H. JENNY). Die Geologen nehmen an, dass zuerst im Süden die ostalpinen Decken, vielleicht schon mittelkretazisch beginnend, in der Hauptsache im Oberoligozän (vor etwa $35 (\pm 8) \cdot 10^6$ Jahren, s. Literatur), zuletzt im Norden die helvetischen Decken mit dem letzten Stadium im Mittel- bis Obermiozän (vor etwa $15 \cdot 10^6$ Jahren) gebildet wurden. Gleichgültig ist hierbei, dass der Deckenschub nach Ansicht des Verfassers, der E. REYER 1892 und O. AMPFERER 1934 folgt, wenigstens in der ersten Phase eine Gleitung war, verbunden mit Stirnumbiegung und mit Faltungen.

Gegen die erstere Annahme (A) geologisch verschiedener Zeiten, die in MS, p. 476 diskutiert ist, spricht folgendes: Die Minerallagerstätten des Penninikums reihen sich fast kontinuierlich an die des Gotthard- und Aarmassiv an, ohne plötzlichen Unterschied in Sukzession und in Ausbildung.

Hierbei ist zu bemerken, dass zu den charakteristischen alpinen Lagerstätten vorläufig vorsichtshalber nicht zu rechnen sind: Die Vorkommen a) nur mit kleinem Quarz, bis etwa 6 mm lang, bei vielleicht 130° (± 30°) entstanden, b) nur mit kleinem Calcit bis 5 mm, bei 100° (± 30°), c) nur mit kleinstem, schlecht ausgebildetem Albit bis 5 mm, bei 140° (± 30°). Diese finden sich in vielen Gebirgen der Erde. Dann d) die Vorkommen auf tiefreichenden, in der Vertikalen ausgedehnten Spalten oder Kaminen, mit grossem Calcit oder beiden. Dagegen stehen in direktem Zusammenhang mit den Kluftmineralien die den Drusenmineralien ähnlichen Vorkommen in ungefähr isometrischen Hohlräumen, s. p. 88, des Tessiner Plagioklasgneis, die auch noch in der Sesia-Canavese-Ivrea-Zone vorkommen. Man findet sie häufig, s. MS, p. 404, 432, 472, und besonders an den NE-Abhängen des Campo Tencia über 2500 m, mit den Vorkommen in Zerrspalten zusammen. Zum Beweis der fast kontinuierlichen Folge der alpinen Lagerstätten über alle Zonen hinweg seien die folgenden Fundortsbezirke gegeben (L bedeutet Lücke von 4—6 km): Plattenstock (Göscheneralp)-Spitzberge-Mittleres Grosstal (Realp)-Ägerten-L-P. Lucendro-A. di Vinei-Fontana (Nordseite und Südseite) - A. di Ruvino - P. di Madone - V. di Sabbia - P. di Naret - V. Torta - P. Cristallina - Lago nero - Passo di Braga- oder Alpe di Robiei-Colatoii di Cavagnoli. Ein weiteres Beispiel: Gälmienhörner (an der Südseite der Berneralpen)-Täler nördlich Fiesch, z. B. Selkingertal bis hinab zur Rhoneschlucht-auf der Südseite das Rhonetal hinauf die Täler NE von Fiesch, z. B. Blindental-hinüber bis Turbenalp im Binnental-weiter stets Lagerstätten bis Ofenhorn Südseite.

Legt man die derart als möglich nachgewiesene Annahme (B) zu Grunde, so ergibt sich: Die stärkste Tektometamorphose und die Bildung der alpinen Mineralien geschah nach dem Abgleiten der helvetischen Decken und Versenkung mit teilweiser Verschluckung ihrer Wurzelzone (Unterbaues) im Vorderrheintal usw., und nach der Ausbildung der Mylonitzonen im Aaregranit; denn in allen diesen finden sich schöne alpine Mineralvorkommen. Dieser letzte und stärkste Zusammenschub verursachte etwa gleichzeitig (± $3 \cdot 10^6$ J.) die Umformung der penninischen Decken zu Tauchfalten und ihre Metamorphose und vielleicht den letzten Faltenwurf der helvetischen Decken.

Die Intrusion des Bergeller Granit dürfte, nach MITTELHOLZER, CORNELIUS, CASASOPRA übereinstimmend, etwa in dieselbe Zeit fallen wie die Intrusion der grossen Pegmatite der Canavese-Ivrea-Zone.

In Val Bondasca, unterhalb le Forcelette an der Wand bei Naravedr (s. Geol. Karte von R. STAUB 1921) wird der Paragneis, der am Kontakt gegen den Bergeller Granit neben Biotit noch Hornblende führt, von diesem Granit injiziert und hat in den Granit Schollen abgegeben. In einer Scholle findet sich eine kleine Zerrspalte mit Albit.

Die letzte grosse Verschiebung an der insubrischen (Tonale-Morobbia-) Linie, die letzte Rücksenkung des insubrischen Grundgebirges, ist später erfolgt als die Intrusion der Pegmatite, wie COR-

NELIUS, 1930, p. 260, feststellte (s. auch PREISWERK 1925), und man auch nahe der obersten Strassenkehre W vor Pianazzo bei Bellinzona sehen kann, aber wohl nur wenig später. Andrerseits sind die Mineralfundorte von C. TADDEI an der Strasse bei Castaneda (MS, p. 243) an nahezu konkordanten Pegmatiten mit den intermediären Pegmatiten direkt verbunden; sie sind, wie mir schien, gegen Ende der Bewegungen zusammen mit der Gesteinsmetamorphose entstanden; sie sind verwandt dem Typ 70 (MS, p. 451).

Dies alles ergibt hypothetisch die Reihenfolge:

1. Letzter alpidischer Zusammenschub von Süd nach Nord, vielleicht auch damals Ost-West, der nördlich des Aarmassivs abklingt.

2. Stärkste Erwärmung, teilweise Migmatisierung und Anatexis in der Tiefe. Aufsteigen von H_2O-Dampf. Letzte alpidische Gesteinsmetamorphose. Bildung der konkordanten Pegmatitadern im Penninikum.

3. Abkühlung. Aufwölbung der Kulminationen. Aufreissen von Spalten. Intermediäre Pegmatite. Erzgänge im Osten und Westen der Alpen. Aufsteigen von CO_2. Absatz der Kluftmineralien. Verschwinden der Spannungsdifferenzen im Gestein.

4. Intrusion des Granits des Bergells und des Tonalits des Adamello. Aufstieg der mächtigen Pegmatite in der Canavese-Ivrea-Zone.

5. Letzte starke, hauptsächlich vertikale Verschiebung längs der insubrischen Verschluckungszone.

Mehrere Vorgänge von 2. und 3. greifen wahrscheinlich ineinander. Nicht eingereiht sind hier die jüngeren basischen Gesteine, teilweise mit ausgesprochener randlicher Paralleltextur, wie der Diorit von Bassetta, der nach MERLA und CORNELIUS älter als die jungen Granite ist, von deren Ausläufer der Diorit durchadert wird. Man könnte hierbei auch an ein Äquivalent der triadischen basischen Ergussgesteine von Südtirol denken. —

1. beginnt etwa im Oberoligozän, 5. endet im Unter- oder Mittelmiozän. Wenn der letzte Zusammenschub am Südrand der nordalpinen Molasse mit 1. zusammenfällt, so fällt die Serie 1.—5. in das Unter- bis Obermiozän, was CORNELIUS bestreitet.

Bei dieser Zeitfolge können Gesteine von Decken, z. B. der penninischen, alpidisch metamorph sein und ihre Wurzelzone nicht, und bei anderen Decken umgekehrt, z. B. beim Verrucano des Helvetikums. Ebenso ist Material von Molasse, Nagelfluh, eozänem Wildflysch alpidisch, nicht metamorph, während es die Ursprungsgesteine im Süden sein können.

Zu beachten ist, dass z. B. in der C—I-Zone noch eine frühere alpidische, vielleicht ebenso starke oder stärkere Tektometamorphose in Zusammenhang

mit dem ostalpinen Deckenschub stattgefunden haben könnte. Wenn es auch wenig wahrscheinlich ist, wie unter bestimmten Voraussetzungen a. a. O. rechnerisch gezeigt werden soll.

Sehr wahrscheinlich ist dagegen nach den Feststellungen der Geologen und Petrographen variscische und frühere Tektometamorphose im Aare-, Gotthard- und Tessiner Gebirge.

Die letzte alpidische Tektometamorphose hat lokal wechselnde Intensität, oft auf 2—3 km sehr stark sich ändernd, und ist in den Alpen keine Regionalmetamorphose, wie der Verfasser (C. R. Congr. Intern. Stockholm 1910, p. 652) und E. Kündig 1926 an lokalen Beispielen zeigten. Z. B. fehlt wohl auch die alpidische Metamorphose fast völlig in der nördlichen Para- und Orthogneis-Zone des Gotthard- und auch des Aaremassivs mit Ausnahme von oft schmalen, synklinen Einkeilungen. In den Keilmulden ist sie öfters recht stark. Eine kleine Karte des alpidischen Metamorphismus mit Intensitätsstufen für einen Streifen Altdorf-Lugano, die allerdings noch vielfach recht hypothetisch ist, gibt überraschende Resultate, die durch den wechselnden chemischen Bestand des Ausgangsmaterials allein nicht erklärt werden können. Die Tiefenlage im grossen ist dabei nur eine sekundäre, wenn auch wichtige Ursache. Deutliche Tiefengradienten bei den der Beobachtung zugänglichen Höhenunterschieden von 1—3 km sind jedoch selten und häufiger im umgekehrten Sinn vorhanden (s. z. B. Casasopra, p. 660, 665). — Die Frage, ob nicht gelegentlich in demselben Gebiet mesozonaler und epizonaler Tektometamorphismus als natürliche Abfolge bei der Abkühlung auftreten kann, sei hier nicht erörtert.

Im nahen und weiteren Umkreis des Bergeller Granits ist, wie mir schien, der alpidische Tektometamorphismus gering, beschränkt sich im wesentlichen auf mechanische Wirkungen, vgl. die Untersuchungen von R. Staub 1915—1921 im Oberengadin. Dasselbe gilt für die insubrische Verwerfungszone. Das Maximum scheint etwa im südlichen Gotthard, der oberen Leventina südlich bis zur Valle Maggia zu liegen. Dass ausserdem eine frühere, triadische oder liasische Tektometamorphose auftrat, erscheint mir jetzt zweifelhaft; es ist das unsicher, weil überall sicher postliasische Gesteine fehlen. Gegen die Riviera und die Canavese-Ivrea-Zone nimmt, wie mir jetzt scheint, die alpidische Tektometamorphose im ganzen ab, dagegen nicht die früheren. Wie die zwei benachbarten, in der Höhenlage wenig verschiedenen Vorkommen bei Musso (Lago di Como) von fast normalem Triasdolomit mit Fossilien und von Marmor mit einigen Kalksilikaten (s. E. Repossi 1909, Cornelius 1930, p. 239, 278, 279) in dieser Zone wahrscheinlich machen, haben die Marmore mit der sie umgebenden

Tonaleserie ihre wesentliche Ausbildung voralpidisch, variscisch oder vielleicht kaledonisch erhalten. Doch entspricht der Marmor von Musso einer variscisch höheren Lage, schwächerer Erhitzung, als die Kalksilikate von Castione, die ausserdem wie manche Marmore dort durch die jungen Pegmatite kontaktmetamorph verändert wurden und wo etwas höher kaum veränderte Kalke liegen. Alpidisch wäre in der Canavese-Ivrea-Zone eine Umkristallisation, wie man sie z. B. an den mesozoischen Kontakten von Grüngesteinen bei Zermatt sieht (MS, p. 343).

Die Beurteilung der alpidischen Tektometamorphose ist dadurch erschwert, dass sie ausserhalb der Alpen anscheinend sehr selten ist. Attika ist prä-kretazisch; Carrara post-rhaet., aber anscheinend prä-eozän; Sierra Nevada, Cal., kretazisch mit posttektonischer Granitintrusion, also etwa alpidisch. Die letzte Tektometamorphose im Himalaya (P. Misch 1935, 1936, A. Heim und A. Gansser 1939) ist nur als nicht früher als permisch sicher nachgewiesen.

Die variscischen Tektometamorphosen, insbesondere die segalaunische, sudetische und wohl eine kaledonische, haben die Hauptmasse der Gneise des Aare- und Gotthardgebirges geformt, obwohl auch ältere Gneise beteiligt sein dürften. Die variscisch-kaledonischen Tektomorphosen haben vor allem die französischen Petrographen vor 50 Jahren studiert. Im Fichtelgebirge ist eine solche gut zu sehen und von Gümbel beschrieben worden. Charakterisiert ist sie durch Häufigkeit von Injektionsgneisen, durch eine unvollkommene Symmetrie zu einer Achsenebene, in die gegen Schluss des Vorgangs Granite intrudierten, durch kontinuierliche, regionale Abnahme der Intensität von der Mitte nach aussen, ausserdem anscheinend durch einen Tiefengradienten. Doch erschweren der horizontale Gradient senkrecht zur Achsenebene und die seither oft erfolgte Änderung der Lage, das zu beurteilen. Der Unterschied der paläozoischen gegenüber der alpidischen Tektomorphose, welche letztere meist und genau den epizonalen und mesozonalen Stufen von Becke, Grubenmann, Niggli entspricht, liegt teilweise in der, wie man ausrechnen kann, damals etwas grösseren Tiefe der heute beobachtbaren Gesteine der ersteren, hauptsächlich aber im Aufstieg von sehr heissem und beweglichem Magma, das bei der alpidischen fehlt.

LITERATUR

F. Angel, H. Meixner, L. Walter, 1939. Über den Lehrausflug zur Kristallin-Insel von Radegund bei Graz. Fortschr. für Mineral., Bd. 23, S. 47—54.

T. Barth, 1928. Zur Genese der Pegmatite im Urgebirge. Neues Jahrb. f. Mineral., Beil., Bd. 58, S. 385—432.

J. CADISCH, 1934. Geologie der Schweizeralpen. Zürich, Beer & Co.

S. CASASOPRA, 1939. Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., Bd. 19, S. 449—709.

H. P. CORNELIUS und M. CORNELIUS-FURLANI, 1930. Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denksch. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturwiss. Klasse, Bd. 102, S. 207—301.

P. ESKOLA, 1939. Die metamorphen Gesteine. In BARTH, CORRENS, ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. Berlin, J. Springer.

ARN. HEIM und A. GANSSER, 1939. Central Himalaya. Denschr. schweiz. Natf. Ges., Bd. 73, Abh. 1.

TH. HÜGI, 1941. Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., Bd. 21, S. 1—119.

G. MERLA, 1935. Formazioni cristalline fra Alto Lario e Val Bregaglia. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, vol. 60, p. 1—18.

P. MISCH, 1935—1936. Geol. Rundschau, Bd. 26, S. 157—158, Bd. 27, S. 79—81.

A. MITTELHOLZER, 1936. Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., Bd. 16, S. 19—182.

P. NIGGLI, 1928. Geochemie und Konstitution der Atomkerne. Fennia, Bd. 50, S. 12.

P. NIGGLI, H. PREISWERK, O. GRÜTTER, L. BOSSARD, E. KÜNDIG, 1936. Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beiträge Geol. Karte Schweiz, Lief. 71. (Mit ausführlichem Literaturverzeichnis.)

P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER, R. L. PARKER, 1940. Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel, Wepf & Co. (Im Text abgekürzt MS.)

H. PREISWERK, 1925. Tessinergneis. Eclogae Geol. Helvet., vol. XIX, S. 177 bis 187. — Die Alpen, Jahrg. 1, S. 446.

F. DE QUERVAIN, 1932. Pegmatitbildungen von Val della Madonna bei Brissago. Mitt. Naturwiss. Ges. Thun.

M. REINHARD, 1935. Über Gesteinsmetamorphosen in den Alpen. Jaarboek van de Mijnbouwkundige Vereeniging te Delft, S. 39—45.

A. SPICHER, 1940. Geologie und Petrographie des obern Val d'Isone. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., Bd. 20, S. 17—100.

H. S. WANG, 1939. Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., Bd. 19, S. 21—198.

Bezüglich der absoluten Zeitangaben vergleiche die Angaben in Report of the Comittee on the Measurement of Geologic Time. National Research Council. Washington. (Chairman: ALFRED C. LANE) seit 1932. — Ferner: S. v. BUBNOFF, 1935. Naturwiss., Bd. 23, S. 506—511.