

Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen : die Paragenese Calcit-Plagioklas

Autor(en): **Wenk, Eduard**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **42 (1962)**

Heft 1

PDF erstellt am: **25.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-32668>

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.

Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen

Die Paragenese Calcit-Plagioklas

Von *Eduard Wenk* (Basel)

Mit 2 Textfiguren und 1 Tafel

Abstract

In the Mesozoic „Bündnerschiefer“ and marbles of the Central Alps, the anorthite content of plagioclase associated with calcite is almost uniform in a given region but varies from area to area depending on the grade of metamorphism. In general, the higher the anorthite-content in this paragenesis, the higher the temperature attained within the same rock series during alpine metamorphism.

235 rock samples from the Pennine and Lepontine Alps have been tested (U-stage methods, two to seven grains examined per thin section) and on another fifty information has been collected from the literature. The results indicate a thermal high in the Ticino area, inside the vast biotite-kyanite zone which cannot be subdivided by mafitic minerals. With regard to geological units, the position of the high grade core, especially the intersections between isogrades and rock boundaries, is in disagreement with the concept of load-metamorphism. The thermal bulge coincides with the zone of alpidic anatexis, diapiric intrusions, and flow folds and appears to be connected with the rejuvenation of the crystalline basement and the formation of the vortex-structured mobile zone of the Lepontine Alps.

The relations between anorthite groups and structure are discussed.

Meine Ausgangspunkte ergeben sich aus einer alten Vorliebe für Feldspäte und aus Besonderheiten meines Arbeitsgebietes im Tessin. In jener Tiefenzone der Alpen weisen diapirartige granitoide Massen mit Migmatitzonen, Phänomene der Anatexis, Beziehungen zwischen Deformation und Kristallisation sowie strukturell-geologische Verhältnisse

darauf hin, dass die Kristallisationserscheinungen nicht einfach eine Funktion der Differentialbewegung und der Mächtigkeit des überlagernden Deckenstapels sein können. Neben dem kinematischen Geschehen — ich vermeide den obligaten, hier aber falschen Ausdruck „tektonisch“ — spielten aufsteigende Temperaturfronten eine wichtige Rolle. Sie ermöglichen die Reaktivierung und die Fliessbewegungen von Krustenteilen und allgemein jene Gesteinsumwandlung im Untergrund, die jünger ist als die grossen Deckenüberschiebungen, jedoch älter als die insubrische Phase. Diese geologische These einer Wärmebeule bedarf aber der physikalisch-chemischen Überprüfung. Wir müssen abklären, wo die höchst temperierte Zone lag und wie die Isograde verlaufen. Die Untersuchungen müssen geologisch klar geplant, aber unabhängig von feldgeologischen Voraussetzungen sein.

Auskunft über den Grad der Metamorphose geben uns Studien über die regionale Verteilung und Zusammensetzung der während der alpinen Gebirgsbildung entstandenen Mineralien. Über die Verhältnisse in den höheren tektonischen Einheiten orientieren die Arbeiten von E. NIGGLI (1960) und P. BEARTH (1962). Die folgenden Ausführungen betreffen den Unterbau des Gebirges — soweit er aufgeschlossen ist — und ergänzen die Studien meiner Kollegen.

Mein Arbeitsgebiet, der lepontinische Gneisskomplex, liegt in jener Zone, in der brauner Biotit, Disthen und Staurolith die typischen dunklen Alumosilikate darstellen. Die Vorposten der beiden letzteren besetzen in Richtung abnehmender Metamorphose fast die gleiche Front. Fasriger Sillimanit tritt hin und wieder als instabiler Begleiter von Biotit auf, zusammen mit stabilem Disthen. Das Gebiet kann aber mit Hilfe der üblichen Indexmineralien kaum gegliedert werden¹⁾. Deshalb schlug ich einen anderen Weg ein und analysierte den *Anorthitgehalt von Plagioklas bei gegebener Paragenese*.

Plagioklas ist nicht bloss in Gneissen, Glimmerschiefern²⁾ und Amphiboliten, sondern auch in Phylliten, Marmoren und Felsen weit verbreitet. Mein Testmineral ist also keine Rarität, sondern ein „Hans in

¹⁾ Zwischen dem Vorkommen eines Alumosilikates als synkinematischem Gemengteil des normalen Gesteinsgefüges und seinem Auftreten in spät- oder postkinematischen Quarzlinsen sollte unterschieden werden. Im Tessin verdient die Verteilung der Disthen-, Andalusit- und Sillimanit-Quarzknauer — sie liegen alle innerhalb der Disthen-Zone — eine nähere Untersuchung.

²⁾ Die Definition von Glimmerschiefer als „feldspatfreies oder -armes Gestein“ erscheint mir unhaltbar.

allen Gassen“ und hat zudem den Vorteil eines Mischkristalles, der physikalisch-chemische Veränderungen registriert.

Seit 1903 (BECKE) wird in allen Lehrbüchern darauf hingewiesen, dass der Anorthitgehalt von Plagioklas im allgemeinen mit steigender Metamorphose, hauptsächlich mit steigender Temperatur zunehme. Die Plagioklaszusammensetzung erlaubt zunächst die Scheidung in zwei grosse Abteilungen: Erstens in eine Stufe, in der unabhängig von der Zusammensetzung des Gesteins nur Albit auftritt (Epi-Zone), und zweitens in eine solche mit An-haltigen Plagioklasen (Meso- und Kata-Zone). Die Grenze zwischen den beiden Abteilungen ist in den Alpen recht scharf, was BEARTH (1958) für einen Abschnitt belegte. Diese evidente Grenze wurde aber bisher in den Schweizeralpen nie systematisch verfolgt.

Wie BECKE vermutete und spätere Experimente bestätigten, zuletzt jene von WINKLER (1960, 1961), ist bei gegebenem Gesamtchemismus der *Plagioklas um so basischer, je höher die Temperatur*. Aber, abgesehen von jenem niedrig thermalen Bereich, in dem Albit als einziger Plagioklas auftritt, ist der An-Gehalt nicht bloss von der Temperatur, sondern auch von der Stoffkonzentration abhängig. Er ändert in einem gegebenen metamorphen Milieu mit der Paragenese. Im gleichen geologischen Verband treten beispielsweise in der Verzasca in hellen Gneissen saurere Plagioklase auf als in Amphiboliten und viel albitreichere als in Karbonat-Glimmerschiefern und Marmoren. Je in der gleichen Gesteinskategorie des betrachteten Bereiches bleibt die Plagioklaszusammensetzung aber nahezu konstant, und sie ändert sprungartig von der einen Gesteinsgruppe zur anderen (WENK, 1948, 1958). Dieser Umstand, dass in metamorphen Serien der An-Gehalt von Plagioklas mit wechselndem Mineralbestand nicht allmählich, sondern diskontinuierlich ändert, ist überaus günstig für die Gruppenbildung. Die unten folgenden Daten belegen, dass solche strukturell bedingte und abrupte Wechsel in der Plagioklaszusammensetzung auch festzustellen sind, wenn wir chemisch gleiche Gesteinssuiten durch verschiedene metamorphe Zonen hindurch verfolgen.

Die Verknennung dieser mineralparagenetischen Zusammenhänge mag den Grund dafür bilden, dass der seit bald 60 Jahren fällige Test Anorthitgehalt-Metamorphosegrad bisher nie im grossen und gründlich genug durchgeführt wurde.

Parallelversuche an Material aus verschiedenen Alpengebieten zeigten, dass hauptsächlich folgende zwei Kombinationen von Hauptgemengteilen *kritisch* sind für die Beurteilung des Grades der Metamorphose:

Plagioklas mit Hornblende und Epidot, jedoch ohne Karbonat, und *Plagioklas mit Calcit* $\pm$ Glimmer und Kalksilikaten.

Die erstgenannte Paragenese ist mineralfaziell die interessantere und verspricht den besseren Erfolg. Da die drei Mineralien meist sehr regelmässig mosaikartig aneinandergefügt sind, ist an der Stabilität dieser Paragenese — bis zum Anorthit — kaum zu zweifeln. Die Arbeit an diesem Thema Amphibolit ist jedoch noch nicht abgeschlossen.

Als Prüfstein für die These, dass der An-Gehalt von Plagioklas mit steigendem Metamorphosegrad, hauptsächlich mit steigender Temperatur, zunehme, wähle ich hier die zweite Kombination von Hauptgemengteilen, nämlich die Paragenese Plagioklas-Calcit. Alle folgenden Ausführungen beziehen sich ausschliesslich auf diese Mineralkombination. Sie verspricht die stärkste Differenzierung des An-Gehaltes, da beide Endglieder der Mischkristallreihe in karbonatreichen Gesteinen der Alpen nachgewiesen sind: Albit in Graubünden und im Wallis, Anorthit im Tessin. Zugleich spricht ein geologisches Argument für diese Wahl: das in Frage kommende Untersuchungsmaterial (Bündnerschiefer, Marmore, Kalksilikatfelse) besteht fast ausschliesslich aus umgewandelten mesozoischen Sedimenten und kann nur den Stempel des alpidischen Metamorphosenzyklus tragen. Diesen Vorteilen mineralogischer und geologischer Art steht aber ein Nachteil physikalisch-chemischer Natur entgegen. Gerade in karbonatreichen Gesteinen — wie übrigens auch in ultrabasischen — deuten die oft grosse Zahl von Mineralphasen, die komplizierten Grenzflächenbeziehungen und Zonarstrukturen an, dass thermodynamisches Gleichgewicht nur lokal erreicht wurde.

Trotz dieser Schwierigkeit zeigen aber die Resultate, dass der Test geglückt ist (Tafel I). Die Grundlage zu der in dieser Figur dargestellten Karte bilden Anorthitbestimmungen an Plagioklasen von karbonatreichen Bündnerschiefern, Kalksilikatfelsen und Silikatmarmoren. In fast allen diesen Gesteinen treten neben Calcit und Plagioklas auch dunkler Glimmer und Quarz auf, so dass angenommen werden darf, dass alle Komponenten des Anorthitmoleküls reichlich zur Verfügung standen.

Von den 285 eingetragenen Daten konnte ich etwa 50 der Literatur entnehmen; die übrigen sind neu (U-Tisch-Messungen, pro Schliff drei bis sieben Feldspäte untersucht). Dabei standen mir die Basler Sammlungen zur Verfügung (u. a. Belegmaterial C. Schmidt und H. Preiswerk). Ferner übergaben mir die Kollegen Bearth, Grütter, Jung und Streckeisen Schliffe aus ihren Arbeitsgebieten. Zur Ergänzung habe ich, besonders in den Jahren 1960 und 1961, im ganzen Gebiet ausgiebig weitergesammelt. Etwa 40 der 235 neu untersuchten Proben hat Dr.

A. Glauser fedoroffiert. Allen Helfern danke ich für ihre Mitarbeit, besonders auch Präparator E. Glauser für seine speditiv hergestellten und vorzüglichen Dünnschliffe sowie Herrn J. Hansen für die Reinzeichnung der Figuren.

Beim Zeichnen der Anorthitgehaltskarte für den Druck musste der beim Vortrag in Biel gezeigte Entwurf vereinfacht werden. Im Original bezeichneten Punkte Albite und Kreise Ca-haltige Plagioklase, wobei der Radius dem An-Gehalt entsprach. Doppelkreise symbolisierten Zonarstrukturen oder den Streubereich verschiedener Körner des gleichen Gesteins. Die Zeichen in Tafel I markieren lediglich die Zugehörigkeit zu einer bestimmten An-Gruppe, deren Berechtigung Figur 1 motiviert.

Tafel I zeigt, dass in den lepontinischen Alpen ein weit ausgedehntes Gebiet aufgeschlossen ist, in dem als Begleiter von Calcit basischer Plagioklas, meist Bytownit bis Anorthit, auftritt. Charakteristische dunkle Gemengteile der gleichen Gesteine sind diopsidartiger Pyroxen, Forsterit, selten Humitminerale oder Vesuvian, neben Skapolith, Hornblende, Strahlstein, Epidot, Granat und dunklem Glimmer. Diese basische Kernzone reicht vom Antigoriotal bis zum Granitgebirge zwischen Bergell und Veltlin, das noch dazugehört. Sie wird im Osten, Norden, Westen und Südwesten hufeisenförmig von Labradorit-, Andesin- und Oligoklaszonen und schliesslich vom breiten Albitgürtel der Walliser und Bündner Alpen umgeben. Die südliche Umgrenzung ist im Detail noch abzuklären. Wie schon BEARTHS Studie (1958) zeigte, greift die Andesin-Zone von Bognanco aus sackartig nach SW in die Val Anzasca, wo sie von der Albitzone umgeben wird. Die neuen Daten zeigen, dass die südliche saure Randzone vom Tosatal aus nordostwärts durch die Zonen von Sesia und Canavese nach Losone zieht, nördlich der insubrischen Hauptlinie. Zwischen Lago Maggiore und Lago di Como stösst aber das alpidische Gebirge längs der insubrischen Bruchzone an das voralpine Seegebirge. Die Wurzelzone von Bellinzona grenzt hier längs einem Trümmerstreifen an die Ceneri-Masse, und ein wichtiges Stück der Alpen, nämlich der niedrig metamorphe Südrand, fehlt an dieser Stelle.

Die Zunahme des An-Gehaltes gegen ein Kerngebiet hin und die trotz allen Unregelmässigkeiten über weite Strecken recht konstante Plagioklaszusammensetzung sprechen, wenn wir auch den übrigen Mineralbestand und die geologische Situation berücksichtigen, für die Berechtigung der zwei wichtigen Voraussetzungen in den Überlegungen von BECKE und von GOLDSCHMIDT: erstens dafür, dass bei gleichartiger Paragenese ein zunehmender Anorthitgehalt von Plagioklas einen stei-

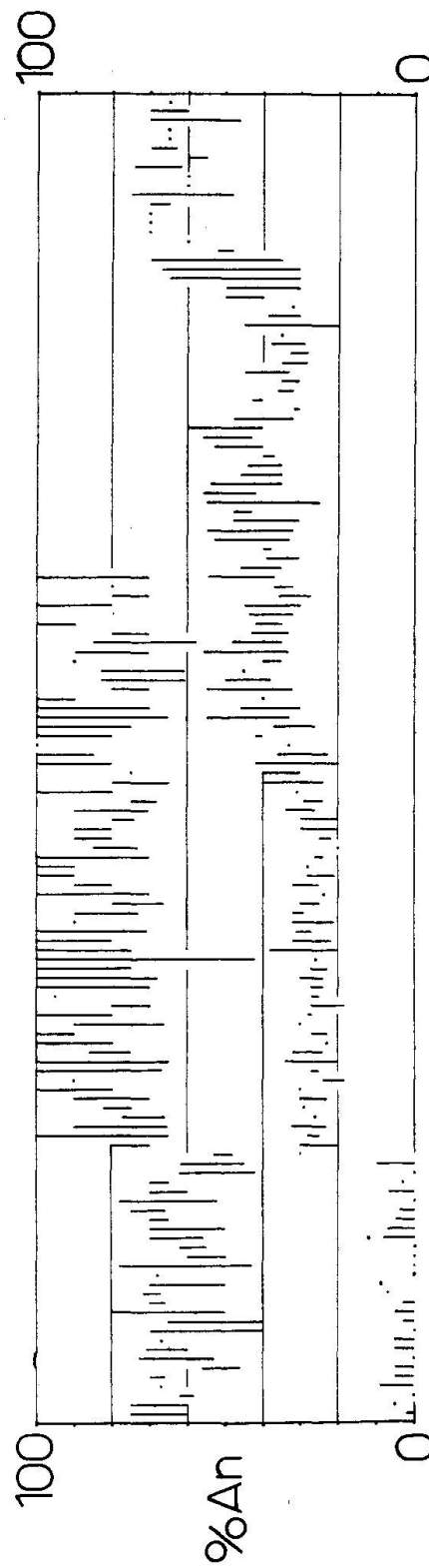


Fig. 1. Variabilität des Anorthitgehaltes der Plagioklasse der 235 untersuchten metamorphen Karbonatgesteine der leontinischen Alpen. Die in Tafel I ausgeschiedenen Gruppen Albit, Oligoklas, Anorthit, Labradorit und Bytownit-Anorthit wurden auch in dieser Figur gebildet und nacheinander gestaffelt angeordnet. In jeder Gruppe entsprechen die ersten Beispiele den westlichsten, die letzten den östlichsten Gesteinsproben.

genden Metamorphosegrad und, nach allem, was wir über Feldspäte wissen, hauptsächlich steigende Temperatur anzeigt. Und zweitens, dass thermodynamisches Gleichgewicht zwar nicht durchwegs hergestellt, aber meistens doch angenähert erreicht wurde. Anders wäre ja kaum zu erklären, warum an den verschiedensten Orten immer wieder das fast gleiche Resultat erzielt wurde und warum der An-Gehalt in bestimmter Richtung ansteigt.

Bei den Feldspatuntersuchungen fielen immer wieder gewisse Eigenheiten auf, die zum mindesten zum Teil strukturell bedingt sind. Da es selten vorkommt, dass aus einer bestimmten Region Plagioklase der ganzen Reihe Ab-An untersucht werden, sei hier kurz darauf eingegangen. Wie Fig. 1 zeigt, besitzen in den 235 mikroskopierten metamorphen Karbonatgesteinen nur die Plagioklase 0 bis 5, 25 bis 32, 65 bis 70 und wahrscheinlich auch 90 bis 100% An eine eng begrenzte, einheitliche Zusammensetzung. Alle übrigen, besonders die Andesine-Labradorite, repräsentieren oft schon in einem Korn einen breiten An-Bereich und sind in der Regel invers zonar. Für das basische Ende der Reihe muss jedoch eine Einschränkung angebracht werden: hier sind Drehtischbestimmungen angesichts der geringen Verlagerung der Indikatrix im Kristallgebäude nicht so präzise wie bei den sauren und intermediären Gliedern. Unser Urteil „80 bis 100%“ oder „65 bis 90% An“ kann auch bedeuten, dass die Streuung der Pole und die Unsicherheit der Interpretation eine nähere Bestimmung nicht zulassen, dass es sich aber gemäss Relief, optischem Achsenwinkel und Position der Indikatrix auf jeden Fall um basische Feldspäte des angegebenen Intervalles handelt. Nur in Ausnahmefällen (scharfe Albit- und Periklinlamellen und Spalt-*r*isse (001)) kann die Zusammensetzung von Bytowniten-Anorthiten aus den Migrationskurven genau abgelesen werden. Wahrer Zonenbau wurde jedoch auch in diesem Bereich 70 bis 100% An angetroffen, wie die Auslöschungswinkel senkrecht zur Zone [100] anzeigen.

Nur sehr selten wurden andere Zwillingsgesetze als Albit, Periklin oder Aklin angetroffen. Karlsbad- und Komplex-Albit-Karlsbad-Gesetze fehlen. Albite sind sehr selten, Oligoklase selten, Andesine bis Anorthite weitaus häufiger verzwillingt.

Die konventionelle Unterteilung der Plagioklasreihe ist unserem Material gut angepasst. Von wenigen Grenzfällen abgesehen, lassen sich die erfassten Feldspäte leicht in eine Albit-, Oligoklas-, Andesin-, Labradorit- oder Bytownit-Anorthit-Gruppe gliedern. Lässt man für die Grenze 30% An eine Toleranz von $\pm 2\%$, für die Grenzen 50 und 70% je eine solche von $\pm 5\%$ zu, so ergibt sich folgende Verteilung:

	Anzahl der Gesteine
I. Albit, 0 bis 10% An	28
II. Oligoklas, 18 bis 30% An	38
III. Andesin, 30 bis 50% An	48
IV. Labradorit, 50 bis 70% An	41
V. Bytownit-Anorthit, 70 bis 100% An	58
Deutliche Überschneidungen	
I/II	0
II/III	7
III/IV	11
IV/V	4
Total	235

Einzig die Grenze bei 50% An erscheint willkürlich.

Die gleichen Daten sind in Fig. 2 so ausgewertet, dass von 5 zu 5% An die Anzahl der in den jeweiligen Teilbereich fallenden Gesteine zusammengestellt wurde. In beiden Figuren fällt die Lücke von 10 bis 17% An am stärksten auf. Da sie sich im Verlauf der Messungen früh abzeichnete, wurde sie besonders sorgfältig überprüft. Der Vergleich der Ablesungen aus Migrationskurven mit Daten von Achsenwinkelmessungen und solchen von Auslöschungswinkeln in der Zone senkrecht [100] sowie mit dem Relief der Plagioklase gegenüber Quarz und Canadabalsam schloss aber Irrtümer aus. Peristerite 8—17% An, die auch im Tessin in Pegmatitgängen, pegmatoiden Linsen und mikroklinreichen Gneissen häufig auftreten, meiden Marmore, Felse, Amphibolite, Schiefer und mikroklin-

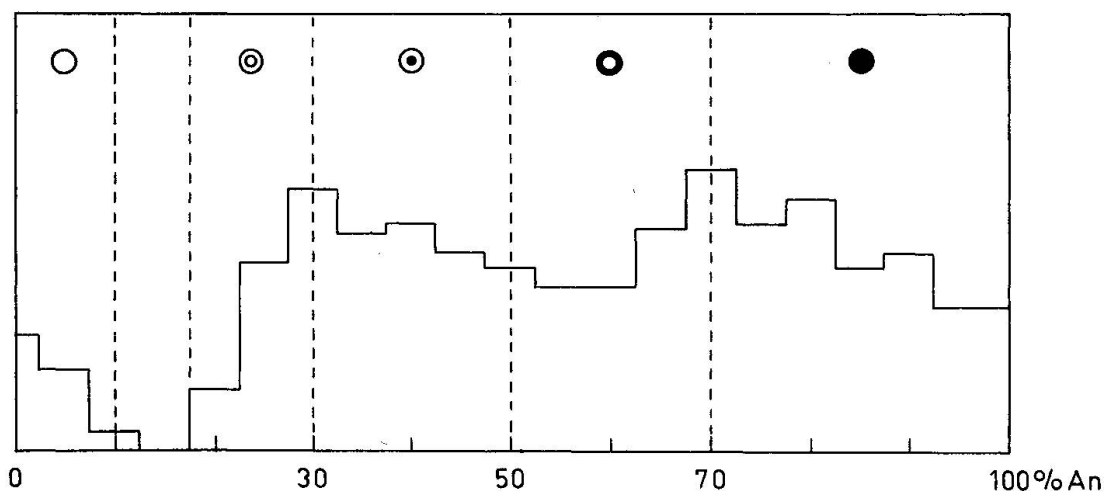


Fig. 2. Verteilung der Plagioklase der 235 untersuchten Karbonatgesteine der leontinischen Alpen auf die verschiedenen Anorthitbereiche.

arme Gneisse. Sie scheinen instabil zu sein unter den Bedingungen einer normalen Metamorphose.

In Fig. 2 sind die absoluten Ordinatenwerte etwas zufällig, entsprechend dem ganz anderen, nämlich regionalen Ziel unserer Untersuchung. Wäre die Studie auf die breite Albitzone des Gebirges ausgedehnt worden, so würde das Maximum 0 bis 5% An alles andere weit überragen. Am vorliegenden Material sind die beiden Maxima bei ca. 30 und 70% An gut belegt, sowohl durch Messungen an einheitlichen als auch an zonaren Körnern. Es ist allerdings nicht etwa so, dass die beiden Maxima *Mittel-*werten von zonaren Körnern entsprechen, sondern es handelt sich im Gegenteil um häufige *Grenzwerte*. Beispielsweise wird der Schwellenwert 30% von vielen Oligoklasen gerade erreicht oder schwach überschritten. Er entspricht zugleich einem häufigen unteren Grenzwert der intermediären Plagioklase. Analoges gilt für die Zahl 70, die obere Grenze der „intermediate structure“. Dass die An-Werte 5, 17, 28—33 und ca. 70 gewissermassen Hürden darstellen, die selten übersprungen werden, zeigen die Einzelmessungen von Figur 1 am besten. Jede An-Gruppe (Albit, Oligoklas usw.) ist hier in sich regional geordnet, derart, dass jeweils die ersten Plagioklase die westlichsten, die letzten die östlichsten Fundorte repräsentieren. Der An-Gehalt der metamorphen Plagioklase variiert auch hier diskontinuierlich, worauf ich seit 1936 (Ornö Huvud) mehrmals hinwies. Doch kehren wir zum petrologischen Thema zurück.

Auf der Karte (Taf. I) wurden vier Hilfslinien gezogen, welche etwa den Isograden 17, 30, 50 und 70% An entsprechen. Welche Grenzen wir auch wählen: das Konzert der Daten wirkt überzeugend. *Innerhalb* des lepontinischen Gneisskomplexes und innerhalb der Biotit-Disthen-Stauroolith-Zone lässt sich ein grosser alpin hochmetamorpher Bereich fassen. Das Epizentrum des Wärmedomes liegt, grob betrachtet, in der Mitte der alpidischen Zentralzone und umfasst den Kern der 1955 (WENK) analysierten, von den Überschiebungsdecken unabhängigen, wirbelartigen und in sich geschlossenen Tiefenstruktur, aber der Wärmedom deckt sich nicht mit gegebenen geologischen Einheiten oder mit einem tektonisch besonders tiefen Niveau. Die Grosskulminationen der Zentralalpen liegen — wie jede Karte mit den Streich- und Fallzeichen der s-Flächen eindrucklich bestätigt — bei Crodo im Antigoriotal und südlich Biasca im Tessintal. Diese zwei Kuppen sind zugleich sehr tief erodiert, bis rund 2500 m unter die Gipfelflur. Beide der strukturell-tektonisch tiefsten Erosionslöcher der Alpen liegen nun aber im Randgebiet jener Gebirgsmasse, in der mit Calcit zusammen Bytownit-Anorthit als stabile Phase auftritt. Der hochgradige Bereich umfasst

in seinem Zentrum die durch alpidische Mobilisation und granitoide Intrusionen ausgezeichnete axiale Depressionszone zwischen den beiden Domen. Während Beziehungen zur alpidischen Ultrametamorphose in der E-W-streichenden Wurzelzone und der Maggia-Querzone auffallen, ist keine Gebundenheit an ein tektonisch besonders tiefes Niveau ersichtlich, und Belastungsmetamorphose allein kommt als Ursache für die Temperatursteigerung nicht in Betracht.

Die gleiche Frage kann auch durch den Vergleich des Oligoklas-Isogrades mit geologisch-tektonischen Trennflächen überprüft werden. Im Oberwallis schneidet die scharfe Grenze zwischen den Albit-Calcit- und den Oligoklas-Calcit-Assoziationen die Bündnerschieferzüge zwischen Nufenen und Simplon spitzwinklig. Zwischen Ausserbinn und Saffysch-Eisten traversiert der Isograd beispielsweise die breite Bedretto-Zone. Auch der Isograd für braunen Biotit zeigt in diesem Gebiet einen ähnlichen Verlauf. Analoge Verhältnisse finden sich in Graubünden: die Misoxer Zone führt im Rheinwald und bis auf die Südseite des Bernhardinpasses Albit, nördlich Mesocco Oligoklas und bei der Burgruine Andesin. Die Gesteinszonen der Adula kreuzen zwischen Rheinwald und Calanca-Misox alle Zonengrenzen.

Bedeutungsvoll am Verlauf der Intersektionen zwischen Stoffgrenzen und Isograden erscheint mir vor allem der Umstand, dass wir beim Verfolgen einer bestimmten Gesteinszone, sei es gegen E oder gegen W hin, stets gegen die grossen Überschiebungsdecken zu in den schwächer metamorphen Flügel gelangen. Noch auffallender wird diese Erscheinung, wenn wir den Rahmen weiter spannen: die mesozoischen Sedimente und Ophiolithe im unmittelbaren Liegenden der unterostalpinen Decken sind im Unterengadiner Fenster, wo die mächtigste Überdeckung (mind. 6 km) durch ostalpine Einheiten direkt ersichtlich ist, in bezug auf Zonenmineralien und Gefüge schwächer metamorph als jene am Rande der lepontinischen Beule (Avers, Zermatt) oder im Tauern-Fenster. Würden wir allein an der Hypothese der Belastungsmetamorphose festhalten, so müssten wir für die lepontinischen Alpen einen bedeutend mächtigeren Stapel von Überschiebungsdecken fordern als für Graubünden. Die geologische Evidenz scheint mir aber eher das Gegenteil zu demonstrieren. Es ist doch sehr fraglich, ob die oberostalpinen Grundgebirgsspäne je die Tessiner und Walliser Alpen überspannten.

Die von geologischen Voraussetzungen unabhängigen mineralparagenetischen Studien, wie sie in der Karte (Taf. I) niedergelegt sind, bestätigen somit, dass der Metamorphosegrad nicht bloss durch die Verschiebung und Aufeinanderstapelung von Krustenmassen, durch den

Gebirgsbau, kontrolliert wird, sondern auch durch grosse, im Untergrund befindliche Wärmezentren, deren Aufstieg den betroffenen Gesteinsmassen ihr besonderes Gepräge verleiht. Die Wärmedome liegen in den Alpen, gleich wie in anderen Gebirgen, im Orogenstrang drin, und ihr Pulsieren kann verschiedenartig mit dem kinematischen Geschehen interferieren. Wir dürfen die Wärmebeulen nicht als unabhängige Phänomene betrachten; sie gehören zur Gebirgsbildung. Ich glaube jedoch, dass die Phänomene, die wir hier diskutieren, im wesentlichen temperaturabhängig sind und sich nicht aus der tektonischen Karte ableiten lassen. Physikalische Altersbestimmungen werden uns vermutlich mit der Zeit ein analoges Bild der alpidischen Wärmebeule liefern. Die Kennzahl für die hochmetamorphe Tessiner Zone lautet 16 bis 17 Millionen Jahre, und das Alter sollte randlich ansteigen.

Obgleich hier nur auf die statistisch geltenden, wesentlichen Züge der An-Verteilung Wert gelegt wird, dürfen die Streuungen nicht bagatellisiert werden. Sie können aber erst in einem späteren Stadium richtig eingeschätzt werden, wenn einmal einige Gebirgszonen viel engmaschiger durch Daten belegt sind. Besonders sprunghaft erscheinen die für die Gegend Bosco-Campo-Cravairola gewonnenen An-Werte. Jenes Gebiet hat auch in tektonischer Hinsicht eine besondere Stellung inne, und es wäre denkbar, dass Gleichgewichts-Paragenesen dort seltener zustande kamen. Aber es können auch ganz andere Faktoren eine Rolle spielen. Innerhalb jener Zone, in der zusammen mit Calcit normalerweise Bytownit oder Anorthit auftreten, führen Karbonatgesteine am Kontakt mit granitoiden Kerngesteinen bisweilen saure Plagioklase. Besonders gilt dies für faustgrosse Linsen von Silikatmarmor; sie führen oft den gleichen sauren Plagioklas wie das alkalireiche Wirtgestein. Ausserdem wurde mehrmals festgestellt, dass kataklastische und mylonitische Marmore aus den nach der Tessiner Kristallisation entstandenen, postalpinen Ruschelzonen saurere Plagioklase führen als die entsprechenden, mechanisch unversehrten Gesteine in der unmittelbaren Nachbarschaft. Wir kennen alle diese Unregelmässigkeiten und Ausnahmen, wie sie schon MITTELHOLZER (1936) aus der „Injektionszone“ erwähnt hat, möchten sie aber nicht überbewerten.

Auch das *Einfallen der isothermalen Flächen* kennen wir einstweilen schlecht. Diese scheinen in der Adula und überhaupt gegen Graubünden hin flach, am Nordrand der Maggia-Querzone aber steil nach aussen einzufallen. Es gibt jedoch Ausnahmen: im Gebiet des Fensters von Varzo führen die Bündnerschiefer im Liegenden der Antigorio-Decke durchwegs saurere Plagioklase als jene der Cistella-Gruppe im Hangenden der

gleichen Decke. Die isothermalen Flächen scheinen hier überkippt zu sein, worauf auch Beobachtungen im Fenster von Baceno hinweisen. Ich fasse den Crodo-Gneiss (Verampio) als alpin verformten, aber parautochthonen Sockelrest, den Antigorio-Gneiss hingegen als eine aus alpidisch reaktiviertem Material bestehende, nach W und NW überschwappte Fliessfalte auf. Damit sind wir aber wiederum bei Fragen angelangt, die wir nur an gut ausgewählten Stellen und durch viel enger gestaffelte Messungen lösen können.

Es ist auch zu bemerken, dass unser Plagioklas-Thermometer nur relative Aussagen, und zwar nur solche über die Temperaturverteilung zur Zeit der Kristallisation der gesteinsbildenden Mineralien zulässt. Wir dürfen erwarten, dass uns Untersuchungen über Kluftminerale, wie sie zur Zeit BAMBAUER (1961, 1962) durchführt, über ein späteres Stadium der Wärmebeule, mit flacherem Verlauf der Isograde und möglicherweise auch mit verlagerter Kulminationszone, informieren werden.

Zum Schluss noch eine kurze Bemerkung über die Paragenese Plagioklas-Hornblende-Epidot, der ich zuerst nachging und die ich hier zusammen mit der Plagioklas-Calcit-Paragenese zu behandeln plante. Sie ist mineralfaziell interessanter und verspricht den besseren Erfolg. Die zunächst nur zögernd begonnene, jedoch einen rascheren Abschluss verspiegelnde Arbeit an den metamorphen Karbonatgesteinen gestaltete sich aber so zeitraubend und spannend zugleich, dass die Amphibolite nicht auf diesen Termin fertig bearbeitet werden konnten.

Es gibt im Iepontinischen Gneisskomplex viel mehr Amphibolit- als Marmorzüge, und so kann und muss man das Hornblendethema viel gründlicher behandeln. Plagioklas, Hornblende und Epidot sind in den mesothermalen Gesteinen meist so regelmässig mosaikartig aneinandergefügt, dass die Stabilität der Paragenese — bis zum Anorthit — kaum bezweifelt werden kann. Zudem sind die An-Gruppen enger begrenzt und regional gut voneinander gesondert. Es können im diskutierten Gebiet unterschieden werden: Albit-Epidot-Amphibolite (An 0—7), Oligoklas-Epidot-Amphibolite (An 17—30) und Andesin-Epidot-Amphibolite (An 27—45). Ihre Grenzlinien scheinen den Isograden der Plagioklas-Calcit-Gesteine konform zu laufen, sich aber nicht mit ihnen zu decken. Im Bereiche der Andesin-Gruppe treten inselartig Bezirke mit Plagioklas $> 50\%$ An auf, deren Erfassung und Deutung Schwierigkeiten bereitet. Die Hornblendegesteine begleiten ja zum Teil die metamorphen mesozoischen Sedimente, und in manchen Fällen bedingt der Karbonatgehalt des Nachbargesteins den hohen An-Wert. Diese Erklärung taugt aber nicht für die basischen Plagioklase der in den granitoiden Intrusivgesteinen eingeschlossenen hornblendereichen Schollen. Im südlichen Teil der Wurzelzone verschleiern Reaktionsgefüge die Beziehungen. Das scheinbar einfache Thema muss sorgfältig geprüft werden.

Obgleich das, was ich hier über Plagioklas-Paragenesen vorlegte, erst einen Anfang bedeutet, glaube ich, dass eine Diskussionsbasis geschaffen

ist und dass der skizzierte Weg weitere Aspekte jenes Gebirges erschliessen hilft, dessen Erforschung unser gemeinsames Anliegen ist. Wir dürfen nicht vergessen, dass es der jetzt lebenden Generation im Rahmen der Renaissance mineralogischer Forschung vorbehalten ist, nicht bloss neue Kriterien und Tatsachen zu beschaffen, sondern auch dereinst die Synthese zu versuchen. Nach der alten tektonischen Modellvorstellung wurde die Erdkruste im Gebiet der heutigen Alpen durch ausserhalb des Gebirges beheimatete Kräfte zusammengestaucht und verformt. Der Untergrund soll sich, abgesehen von radialen Bewegungen, passiv verhalten haben. Granitoide Intrusionen und pegmatitische Injektionen werden als auf den Alpensüdrand beschränkte, unabhängige Manifestationen aufgefasst. Die Kristallisationserscheinungen — wie die Gesteinsumwandlung überhaupt — sollen im wesentlichen eine Funktion der Differentialbewegung und der Mächtigkeit des überlagernden Deckenstapels sein.

Diese alte These ist erschüttert. Bis aber ein neues Modell der Alpen entworfen werden kann, muss noch viel Arbeit geleistet werden.

Literatur

SMPM = Schweiz. Mineralogische u. Petrographische Mitteilungen

- BAMBAUER, H. U. (1961): Spurenelementgehalte und γ -Farbzentren in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen. SMPM 41, S. 335—369.
- (1962): Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit. SMPM 42, S. 221—236.
- BEARTH, P. (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. SMPM 38, S. 363—373.
- (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. SMPM 42, S. 127—137.
- BECKE, F. (1903): Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer. Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. 75, 1. Halbbd., S. 1—53. Wien 1913.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Diss. Zürich. SMPM 16, S. 19—182.
- NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Rep. Int. Geol. Congr., XXI Session, Pt. XIII, S. 132—138.
- WENK, E. (1936): Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. Bull. geol. Inst. Upsala XXVI, S. 53—89.
- (1948): Beziehungen zwischen normativem und modalem Anorthitgehalt in Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefer. SMPM 28, S. 380—393.
- (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. SMPM 35, S. 311—319.
- (1958): Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprungs. SMPM 38, S. 494—498.

- WINKLER, H. G. F. und VON PLATEN, H. (1960): Experimentelle Gesteinsmetamorphose III, anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 18, S. 294—316.
- (1961): Experimentelle Gesteinsmetamorphose IV, Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 24, S. 48—69.

Manuskript eingegangen am 6. Januar 1962.

Anorthitgehalt von Plagioklas in metamorphen Karbonatgesteinen der Lepontinischen Alpen

