

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 38 (1958)
Heft: 2

Artikel: Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums
Autor: Bearth, Peter
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-29612>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 27.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums

Von *Peter Bearth* (Basel)

Bei der Untersuchung der Ophiolithe der Antronamulde (AM in Fig. 1) stellte sich heraus, dass diese im östlichen und südlichen Abschnitt neugebildeten Oligoklas oder Andesin führen, während ihre Äquivalente in der Furgg- und Zwischbergenmulde (FM und ZwM) ausschliesslich Albit aufweisen. Albitführend sind auch die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee und das zwischen dieser und der Antronamulde eingeschobene Kristallin der Monte Rosa-Decke, soweit dieses alpinmetamorph ist. Oligoklas (oder Andesin) erscheint in diesem ganzen Gebiet nur als instabiles Relikt. Andererseits ist saurer bis basischer Plagioklas in den tieferliegenden Simplon-Decken als stabile Komponente sehr verbreitet. Zu diesem Bereich der Tessiner Fazies scheint nun auch der oben erwähnte Teil der Antronamulde zu gehören.

Um die Grenze zwischen den beiden Faziesgebieten, die wir hier kurz als Albit- resp. Oligoklaszone bezeichnen wollen, feststellen zu können, mussten die Untersuchungen über den Bereich der Ophiolithe hinaus auf das Kristallin der Monte Rosa-Wurzel und auf die Gneismasse des Camughera-Moncucco ausgedehnt werden.

Das Ergebnis ist in Fig. 1 und im Sammelprofil Fig. 2 dargestellt.

Dabei ist zu beachten, dass die eingezeichnete Albit-Oligoklasgrenzfläche sich nur auf *alpinmetamorphe Gesteine* bezieht. Der neugebildete Feldspat tritt in diesen in Form rundlicher Poikiloblasten auf, die meist von blossen Auge erkennbar sind und charakteristische Knoten oder Tupfen bilden. Diese Ausbildung geht allerdings allmählich verloren, je mehr man sich dem Tessin nähert, liefert aber sonst ein genügend sicheres Kriterium zur Unterscheidung der *alpinmetamorphen* Gneise vom eigentlichen Altkristallin, das ja besonders in der Monte Rosa-Decke einen sehr beträchtlichen Raum einnimmt.

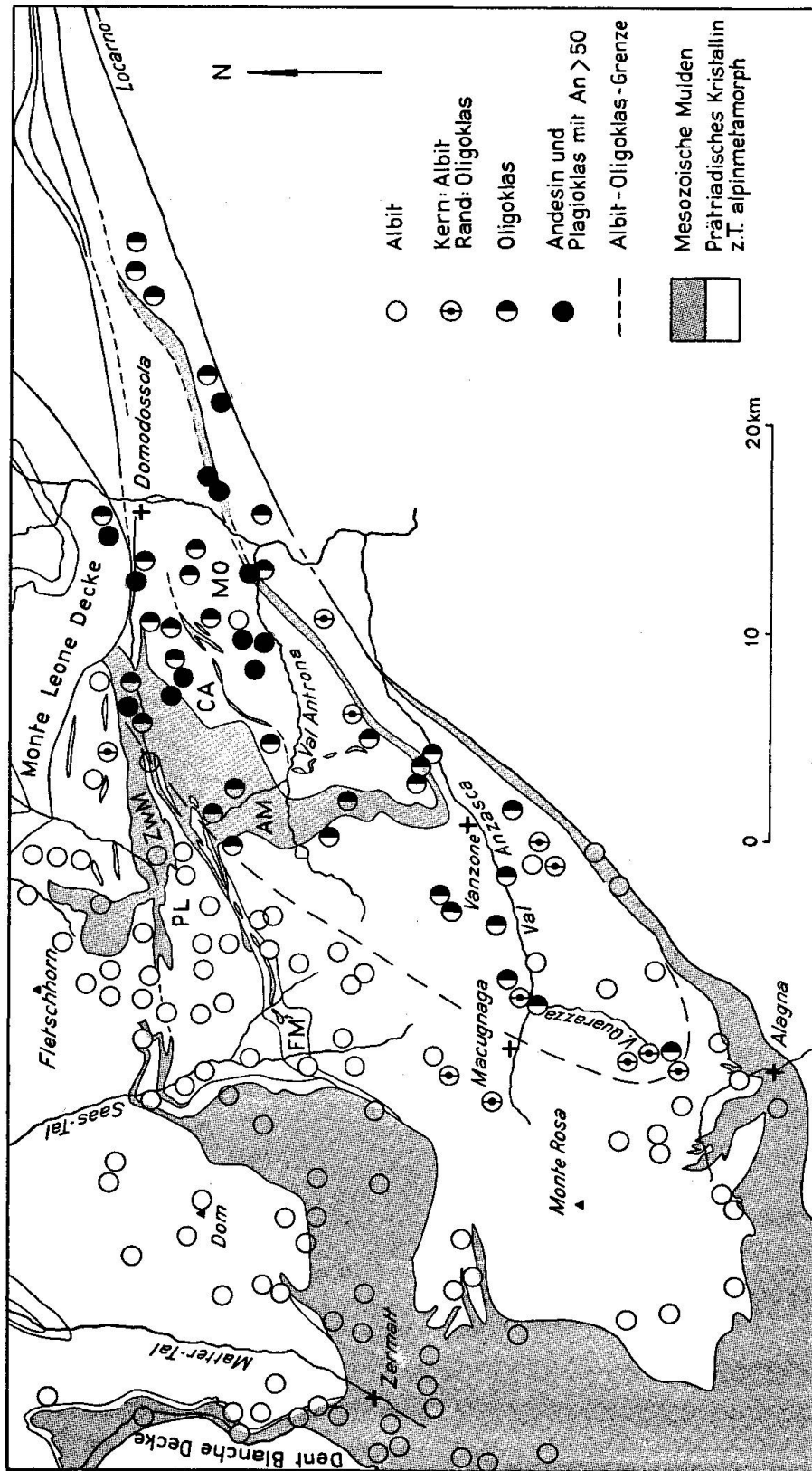


Fig. 1. Geographisch-tektonische Verteilung der gemessenen Plagioklasse.

AM Antronamulde, CA-MO Camughera-Moncucco-Komplex, FM Furgmulde, PL Portjengratlappen, ZvM Zwischbergenmulde

Die meist mit dem Universal-Drehtisch ausgeführten Anorthitbestimmungen umfassen sehr verschiedene Gesteinsarten: Alkalifeldspatgneise und Aplite, Zweiglimmergneise und -schiefer, Hornblende-gneise, Prasinite, Amphibolite und Glaukophanschiefer, wie auch metamorphe Kalkglimmerschiefer der mesozoischen Mulden. Die Mehrzahl der Bestimmungen an ophiolithischem Material verdanke ich Dr. A. Glauser, dessen Mitarbeit durch den Schweizerischen Nationalfonds ermöglicht wurde.

In der Darstellung Fig. 1 sind sämtliche Messergebnisse aufgenommen worden. Eine Differenzierung nach Gesteinsart erwies sich aus verschiedenen Gründen als zwecklos. Die Albit-Oligoklasgrenze scheint für alle Gesteine zusammenzufallen, also unabhängig vom Chemismus zu sein. Dieser Punkt aber bedarf noch der Bestätigung; wie man sieht, verläuft nämlich ein grosser Teil dieser Grenze innerhalb des Kristallins der Monte Rosa-Decke und hier fehlen *basische* Gesteine fast ganz. Das grösste Vorkommen, bei Borca am Eingang zum Val Quarazza, liegt innerhalb der Oligoklaszone, während sporadisch auftretende Amphibolit-linsen weiter westlich (Punta Tre Amici, Colle d'Olen, Verra-Gletscher nördlich Gressoney) schon in die Albitzone fallen. In diesem Übergangsgebiet liegende Gneise zeigen zum Teil Albit, zum Teil Oligoklas, diesen meist als Randbildung um einen Albitkern. Es ist überhaupt bemerkenswert, dass entlang der eingezeichneten Grenzfläche invers zonarer Feldspat mit albitischem Kern ganz besonders häufig ist. Das gilt nicht nur für die Gneise nördlich Alagna und im Val Quarazza, sondern auch für die basischen Gesteine der Antronamulde im Loranco- und Bognancotal.

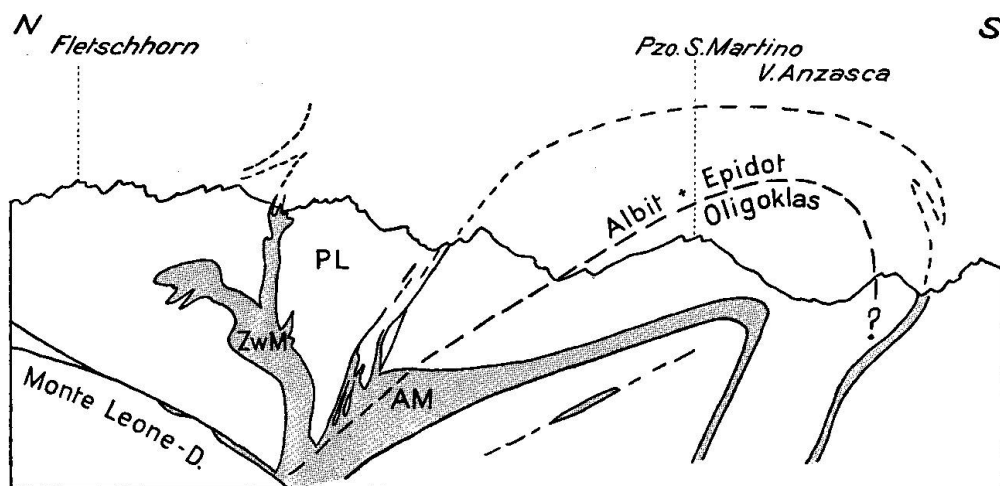


Fig. 2. Profil zu Fig. 1

Innerhalb der Oligoklaszone ist der Anorthitgehalt sehr starken Schwankungen unterworfen. Albit findet sich hier nur in Pegmatiten und in hololeukokraten aplitischen Lagen. In den Hornblendegneisen und Amphiboliten sind Andesin und Labrador verbreitet; Bytownit tritt in den kalkführenden Zügen, z. B. in den Ophiolithen auf. Die Abhängigkeit der Feldspatzusammensetzung vom Gesteinschemismus erscheint hier sehr deutlich. Erwähnung verdient, dass in den basischen Gesteinen neben Plagioklas sehr häufig Epidot (selten Zoisit) anzutreffen ist. Auch Titanit fehlt nicht. Sowohl Epidot wie Titanit sind unter den hier herrschenden PTX-Bedingungen stabil, ebenso ihre Assoziation mit Plagioklas. Instabil ist aber die Paragenese Albit-Epidot.

Die angegebene Isograde entspricht dem Übergang von der Albit-Epidot-Amphibolit- in die Amphibolitfazies, wie sie von TURNER gezogen wird. Dieser Übergang äussert sich natürlich nicht nur in einer nahezu sprunghaften Zunahme des An-Gehaltes der Feldspäte. Die ganze Mineralparagenese wird davon berührt. Bei den basischen Gesteinen werden aktinolithische, barroisitische Hornblende und die verschiedenen Glaukophanvarietäten, die in der Albitzone auftreten, allmählich durch gewöhnliche Hornblende ersetzt. An Stelle von Chloritoid tritt Staurolith. Besondere Beachtung verdient, dass die Antigorit-Serpentinite durch Olivin-Paragenesen mit Talk und Klinochlor abgelöst werden.

Im folgenden beschränken wir uns auf eine Darstellung der paragenetischen Veränderungen, wie sie bei den *Alkalifeldspatgneisen* beobachtet werden können. Diese Gesteine nehmen einen sehr grossen Raum ein, speziell im Kern der Monte Rosa-Decke und deren Wurzel. Sie lassen sich hier vom obern Anzatal bis Locarno verfolgen und bilden damit eine Brücke, die die Epigneise des Wallis mit den Tessinergneisen verbindet.

Der Haupttypus ist ein leuko- bis mesokrater, grobflaseriger Augengneis von granitischem bis granodioritischem Chemismus, der zum Teil durch Tektonisierung aus einem grobporphyrischen, granitischen Gestein mit zentimeter- bis dezimeterlangen, idiomorphen Kalifeldspateinsprenglingen entstanden ist. (Solche Reliktstrukturen sind von mir bei Macugnaga und Alagna, bei Pontegrande und im Valle di Vigizzo, also in der ganzen Ausdehnung der Wurzelzone beobachtet worden.)

Der Grad der alpinen Deformation variiert von Fall zu Fall, das gleiche gilt auch für die Rekristallisation, gemessen an der Korngrösse der Neubildungen. Im Wallis, in den tektonisch höher liegenden Teilen, wird die Rekristallisation durch die selektive Entwicklung des Albits beherrscht, der meist ein- bis einige Millimeter Durchmesser — selten mehr — erreicht. Die Struktur ist hier häufig lepidoblastisch. Die Korn-

grössen-Unterschiede sind meist beträchtlich und betragen bis drei Zehner-Potenzen.

In der Wurzelzone tritt gegen Osten hin immer deutlicher eine Zunahme der Korngrösse auf und zwar bei allen Gemengteilen. Charakteristisch ist folgendes: Kalifeldspataugen werden in Aggregate isometrischer Mikroklinkörner aufgelöst, die ebenso wie das umgebende Quarz-Plagioklasgefüge häufig ein Mosaik bilden.

Diese granulierten Kalifeldspataugen sind im Innern myrmekitfrei, im Gegensatz zur Randpartie, die — ebenso wie vereinzelte Mikroklinkörner — durch Plagioklas unter Myrmekitbildung korrodiert wird. (In der Albitzone ist Myrmekit nur als Relikt vorhanden.) Bildung und Wiederauflösung von Myrmekit durch Wachstum von Plagioklas und von Mikroklin ist von R. KERN (1947) und P. KNUP (1958), die beide diese Erscheinungen im Detail studiert haben, beschrieben worden. Die Vorgänge führen mit fortschreitender Umkristallisation zur Auflösung der die „Augen“ bildenden Mikroklinnester und zum stofflichen und strukturellen Ausgleich; die für die Tektonite des Wallis so charakteristischen Unterschiede in der Korngrösse verschwinden, die Glimmerzüge werden allmählich verwischt, unzusammenhängend — das Gestein wird mehr und mehr zu einem homogenen, gleichmässig körnigen Tessinergneis.

In struktureller Hinsicht unterscheiden sich somit Gesteinstypen aus der Wurzelzone östlich der Ossola deutlich von solchen aus dem oberen Anzatal oder aus dem Wallis, sofern wir Typen vergleichen, die völlig umkristallisiert sind. Noch deutlicher geht die mineralparagenetische Entwicklung in den beiden Zonen auseinander. Darüber orientiert die folgende Tabelle, in die einige Augengneise aus dem Saastal solchen aus der östlichen Wurzelzone gegenübergestellt werden. Um die Unterschiede in den beiden Paragenesen deutlich hervortreten zu lassen, wurde bewusst auf die Wiedergabe der verbindenden mittleren Gruppe aus dem Anzatal und dem Val Quarazza verzichtet.

Aus einem Vergleich mit Relikten der Kernmasse des Monte Rosa ergibt sich, dass in der Oligoklaszone diejenige Paragenese stabil ist, die im ursprünglichen, granitischen, granitporphyrischen und gneisigen Material vorlag, also Quarz, Mikroklin, Oligoklas ($\sim \text{An}_{20}$), brauner Biotit und Muskowit als Hauptgemengteile enthält. Auf den ersten Blick scheint hier lediglich das Gefüge auf dem Umwege über eine Tektonisierungsphase mit nachfolgender Rekristallisation neu gebildet worden zu sein. Eine nähere Untersuchung zeigt aber, dass die Verhältnisse nicht so einfach sind.

Paragenetische Tabelle der alpidisch-metamorphen, flaserigen Alkalifeldspatgneise des Monte Rosa

Die obere Gruppe umfasst Gesteine aus dem Saastal, die untere Proben aus dem Ossolatal, dem Valle di Vigizzo und dem Centovalli. Diese liegen tektonisch am tiefsten

Nr.	Fundort	Q	Mik	Ab	Plag	Ms	Ph	Bi oliv braun	Chl	Zo	Ep	Gr	Tit	Ap	Erz	Zr
PB 653	Schilthorn	x	x	x					o	:	:				.	
PB 652	Gugla	x	x	x			o				:		:		.	.
PB 224	Balfrin	x	x	x		o		o	.	.	:		:		.	.
PB 651	Saas-Fee	x	x	x			o	o←.			:		:		.	.
G 84	Portjengrat	x	x	x			o		.	→:	:		:		.	.
G 91	Mittelrück	x	x	x		o		o	.		:		:		.	.
G 40	Portjengrat	x	x	x			o		.	.	:		:		.	.
G 47	Furggtal	x	x	x			o		.	:	:		:		.	.
Q 4	Augstkummenhorn	x	x	x			o	.	.		:		:		.	.
G 83	Ofental	x	x	x	x	o			.	.	:	.	:		.	.
WZ 8	Villadossola	x	?		x	x			o
WZ 3	Beura	x	x		o	o			o
WZ 4	Beura	x	x		x	o			o
WZ 5	Beura	x	x		x	.			o	.					.	.
WZ 20	Mte Bassano	x	x		x	o			o	.					.	.
PB 642	Zornasco	x	x		x	o			o						.	.
PB 643	Zornasco	x	x		x	.			o	.					.	.
PB 644	Camedo (Kakirit)	x	x		x	o				o					.	.
PB 645	Camedo (Kakirit)	x	x		x	o				o	.				.	.
PB 648	Weg Golino-Azeglio	x	x		x	o			o	.					.	.

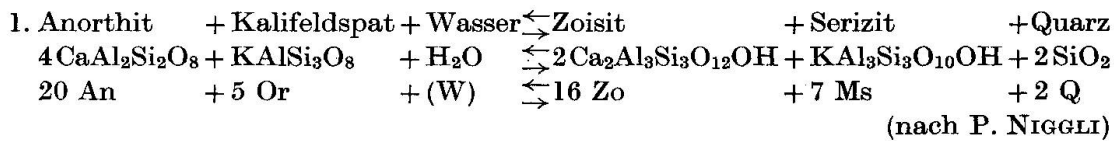
Abkürzungen: Q Quarz, Mik Mikroklin, Ab Albit, Plag Plagioklas, Ms Muskowit, Ph Phengit, Bi Biotit, Chl Chlorit, Zo Zoisit, Ep Epidot, Gr Granat, Tit Titanit, Ap Apatit, Zr Zirkon. x > 20 Vol. %, o > 5 Vol. %, : $\leq \frac{5}{1}$ Vol. %, . < 1 Vol. %.

Eine gänzlich neue Paragenese entwickelt sich in der Albitzone. Sowohl Oligoklas wie Mikroklin werden instabil. Dasselbe gilt zum Teil auch für braunen Biotit. In diesen kalireichen Gesteinen tritt im Wallis an Stelle von Biotit und Muskowit häufig ein blassgrün pleochroitischer Phengit auf, in einzelnen Fällen daneben auch noch ein feinschuppiger, dunkelolivgrün bis hellgelb pleochroitischer Glimmer. Granat und Chlorit sind nur sporadisch festgestellt worden. Der Granat ersetzt dabei den Epidot.

In allen Augengneisen der Albitzone finden sich Epidot (häufig mit Zoisitkern) und Titanit; beide fehlen in den entsprechenden Gneisen der Oligoklaszone. Sowohl Epidot wie Titanit sind an die Glimmerzüge ge-

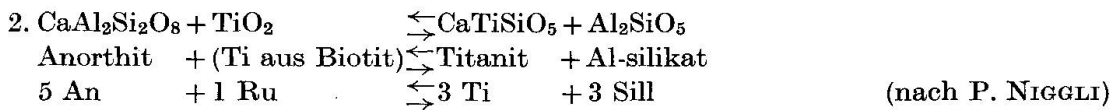
bunden; ihr Gehalt überschreitet nirgends 5 Vol.% und liegt in der Regel deutlich tiefer. Als Lieferant für das Titan kommt Biotit in Frage und auch das zur Bildung von Epidot erforderliche Eisen stammt aus dieser Quelle.

Die Epidotbildung steht mit dem Zerfall der Anorthitsubstanz in Zusammenhang und das gleiche gilt vermutlich auch für die Titanitbildung. Die bei der Tektonisierung durch Auswälgung und Rekristallisation des ursprünglichen Plagioklases entstandenen Aggregate führen stets feinschuppigen, farblosen Glimmer (Serizit, Paragonit?), so dass wir die folgende Umsetzung als wahrscheinlich betrachten:



In der Oligoklaszone wäre die linksstehende Assoziation stabil, in der Albitzone die rechtsstehende. Es ist möglich, dass auch die Umsetzung mit Albit und die Bildung von Paragonit eine Rolle spielt.

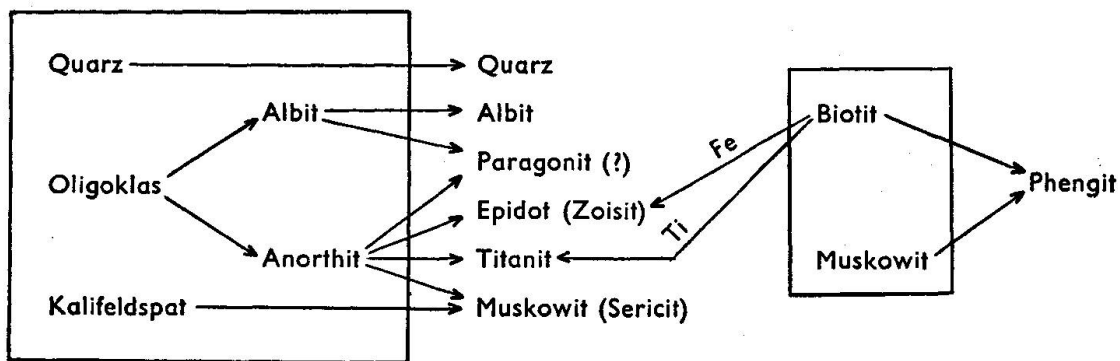
Für die Bildung von Titanit käme folgende Umsetzung in Frage:



wobei auch hier das Al_2SiO_5 zur Glimmerbildung dienen kann.

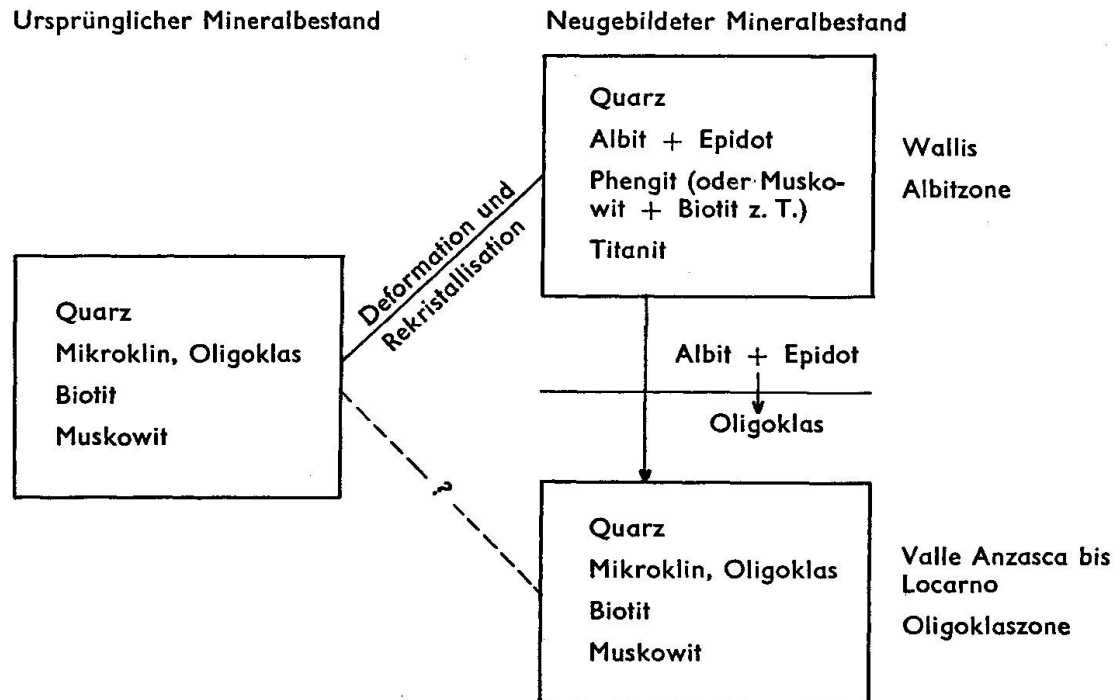
Die beiden Vorgänge 1 und 2 sind unabhängig voneinander und zwar erfolgt die Epidotbildung wahrscheinlich bei niedrigerer Temperatur. Das zeigt sich daran, dass der Epidot bei Annäherung an die Oligoklasgrenze zuerst verschwindet.

Die feststehenden oder vermuteten chemischen Beziehungen zwischen der ursprünglichen und der neuen Paragenese der Albitzone können durch folgendes Schema dargestellt werden:



Eingeklammert: ursprünglicher Mineralbestand

Die gesamte paragenetische Entwicklung der Alkalifeldspatgneise in der Monte Rosa-Decke und ihrer Wurzel kann folgendermassen zusammengefasst werden:



Die durch die gestrichelte Linie angedeutete Beziehung würde bedeuten, dass im östlichen Teil der Wurzel lediglich ein Gefügewechsel erfolgt sei; das ist denkbar, scheint aber im Widerspruch mit den im folgenden Abschnitt erwähnten Beobachtungen zu stehen.

Der Hochtemperatur-Paragenese Quarz-Oligoklas-Mikroklin-Biotit und Muskowit im Osten der Wurzelzone steht im Wallis die Tieftemperatur-Assoziation mit Quarz-Albit-Epidot-Titanit und Phengit gegenüber. Die eingezeichnete Grenzlinie entspricht einer Übergangszone, in der *nach Osten hin* in zunehmendem Masse Epidot zur Bildung von Oligoklas aufgezehrt wird. Dass die Reaktion in diesem Sinne verläuft, wird durch die invers zonare Struktur der Feldspäte deutlich gemacht. Wir fassen dabei den Albitkern als Relikt einer früheren Umprägung auf. In hornblendeführenden Gesteinen zeigt sich bis weit nach Osten über das Ossolatal hinaus eine Parallelerscheinung, indem die im Westen stabile aktinolithische Hornblende randlich von gewöhnlicher Hornblende umwachsen wird. Diese Beobachtungen lassen vermuten, dass die Albitzone sich früher weit über die heutige Grenze hinaus nach Osten aus-

dehnte, d. h. dass ein grosser Teil der heutigen Wurzelzone in einer ersten Phase unter Epibedingungen umgeprägt wurde. Nachfolgende Wärmezufuhr führte dann erst zur Entwicklung der für die Amphibolitfazies typischen Paragenesen.

Über die an der Albit-Oligoklasgrenze erreichte Höchsttemperatur lassen sich nur vage Angaben machen. Nach RAMBERG und BARTH wäre die Assoziation Epidot-Oligoklas (An_{20}) bei ca. 300°C stabil. Zum gleichen Resultat gelangt ROSENQUIST. Die in der Amphibolitfazies herrschende Temperatur schätzt RAMBERG auf $400\text{--}500^{\circ}\text{C}$, gleich hoch soll nach BARTH die zur Bildung von Granitpegmatiten erforderliche Temperatur sein. Derartige Pegmatite häufen sich aber in der Wurzelzone im Centovalli. Obige Angaben stimmen mit der von BOWEN und TUTTLE erwähnten unteren Stabilitätsgrenze von Olivin überein (430°C) und tatsächlich sind ja Olivingesteine in der Oligoklaszone sehr verbreitet, während in der Albitzone fast ausschliesslich Antigorit-Serpentine anzutreffen sind. Für die eingezeichnete Albit-Oligoklasgrenze scheint die Annahme einer Temperatur von $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$ nach heutigen Erfahrungen gerechtfertigt zu sein.

Dabei ist allerdings der Dampfdruck des Wassers nicht berücksichtigt. Eine lokale Zunahme desselben würde das Gleichgewicht nach der Epidotseite hin verschieben. Das dürfte sich vor allem in den Klüften bemerkbar machen, die während der Metamorphose aufgerissen werden. Tatsächlich finden sich da noch innerhalb der Oligoklaszone Paragenesen mit Albit, Chlorit und Epidot, so im Val Quarazza und bei Pontegrando, während im höher temperierten Gebiet bei Villadossola die in Zerrklüften beobachteten Feldspäte einen Anorthitgehalt von $15\text{--}20\%$ aufweisen.

Die Figuren 1 und 2 zeigen, dass die als $\pm 300^{\circ}$ -Isothermenfläche aufgefasste Albit-Oligoklas-Grenze den tektonischen Bau quer durchschneidet. Nach Osten hin steigt diese Grenzfläche an, d. h. dass wir hier in Bereiche höherer Bildungstemperatur geraten.

Der Verlauf der Isograden (Fig. 1) zeigt jedenfalls, dass die Metamorphose *nach der Steilstellung der Wurzelregion* erfolgt ist, also nach Abschluss der letzten grossen tektonischen Bewegungen in diesem Gebiet. Weder Durchbewegung noch Belastung können dabei eine entscheidende Rolle gespielt haben.

Diese Ergebnisse stimmen mit den von E. BEDERKE für das Altvatergebirge (Sudeten) erhaltenen überein. Sie decken sich auch grundsätzlich mit den von WUNDERLICH und PLESSMANN aus ihren Untersuchungen der Bündnerschiefer am Südrand des Gotthardmassivs gezogenen Folgerungen. Siehe dazu auch A. KVALE (1957).

Einen Überblick über die chronologische Folge der Vorgänge in der Wurzelzone gibt das Schema S. 370. Dabei nehmen wir aus den oben-erwähnten Gründen an, dass eine erste regionale Umprägung unter Epi-bedingungen erfolgte und zwar im Zusammenhang mit den ersten Über-schiebungen in der oberen Kreide oder im Frühtertiär. Dem späteren Zusammenschub, verbunden mit der Steilstellung der Wurzel folgte dann ein Temperaturanstieg, wobei die vorhergegangene Steilstellung den Wärmetransport in dieser Zone begünstigte.

Es stellt sich nun die Frage, was diesen Temperaturanstieg verur-sachte. Einen Fingerzeig geben die in der Wurzelzone — vor allem zwi-schen Domodossola und Locarno — massenhaft auftretenden Pegmatite. Sie verraten einen in der Tiefe liegenden granitischen Herd, der in den Tonaliten und Graniten der Iorio-Linie und des Bergells die Oberfläche erreicht. Nach Westen hin sinkt dieser Herd rasch ab, und die von ihm ausstrahlenden Pegmatite werden seltener. Westlich vom Ossolatal sind sie nur mehr vereinzelt anzutreffen. Sie sind ausschliesslich auf die Oligo-klaszone beschränkt. Mit dem Absinken des Granitherdes taucht auch die 300°-Isothermenfläche nach Westen ab.

Bemerkenswert ist noch, dass die goldführenden Quarzpyritgänge des Monte Rosa fast ausschliesslich in das durch die Oligoklaszone umschrie-bene Gebiet oder dessen Rand fallen.

Literaturverzeichnis

- BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W. und ESKOLA, P. (1939): Die Entstehung der Gesteine.
- BARTH, T. F. W. (1952): Theoretical Petrology.
- (1956): Studies in Gneiss and Granite. I.
- (1957): Temperature Relations of the Mineral Facies of Metamorphic Rocks. J. Madras Univ. B, 27, Nr. 1, Centenary Number.
- BEARTH, P. (1952): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 96.
- (1956a): Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolatales. Eclogae geol. Helv. 49, 267.
- (1956b): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der leontinischen und penninischen Alpen. Eclogae geol. Helv. 49, 279.
- (1957): Die Umbiegung von Vanzone (Valle Anzasca). Eclogae geol. Helv. 50, 161.
- BEDERKE, E. (1947): Über den Wärmehaushalt der Regionalmetamorphose. Geol. Rundschau 35, 26—32.
- (1948): Zur Struktur und Entstehungsgeschichte kristalliner Schiefer. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 1948.
- (1953): Regionalmetamorphose und Granitaufstieg. Geol. Rundschau 41, 33—40.

- BLUMENTHAL, M. (1952): Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona. *Eclogae geol. Helv.* 45, 219.
- BOWEN, N. L. and TUTTLE, O. F. (1949): The system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Bull.* 60, 439—460.
- CASTIGLIONI, G. B. (1956): Osservazioni geologico-petrografiche nella zona di Baceno e Premia in Val d'Ossola. *Atti. Soc. Ital. Sc. Natur.* Vol. 95, 223—266.
- ESKOLA, P. (1921): The mineral facies of rocks. *Norsk. geol. tidsskr.* 6, 143—193.
- (1957): On the Mineral Facies of Charnockites. *J. Madras Univ.*, B, 27, Nr. 1.
- HUTTENLOCHER, H. F. (1953): Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. *Geol. Rundschau*, 42, 93—107.
- KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli. Diss. ETH Zürich.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 38, 83—238.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. *Schweiz. Min. Mitt.* 37, 398—434.
- RAMBERG, H. L. (1952): The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press.
- ROSENQUIST, I. TH. (1952): The metamorphic Facies and the Feldspar Minerals. Univ. Bergen Avbok 1952.
- TURNER, FR. J. (1949): The evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Mem.* 30.
- WENK, E. (1956): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. *Eclogae geol. Helv.* 49, 251.
- WUNDERLICH, H. G. und PLESSMANN, W. (1957): Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umgebung des Gotthardmassivs. *Nachr. Akad. Wissensch. Göttingen, Math. Physikal. Abt. IIa.* 1957. 1.
- YODER, H. S. jr. (1952): The $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system and the related metamorphic facies. *Am. Journ. Sci. Bowen* Vol. 569—627.

Eingegangen: 18. September 1958.