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

Band: 58 (1978)

Heft: 3

Artikel: Feldspäte als petrogenetische Indikatoren in granitoiden Gneisen des Lepontins

Autor: Hiss, Barbara Mary

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-45202

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: 14.07.2025

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

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 58, 243–288, 1978

Feldspäte als petrogenetische Indikatoren in granitoiden Gneisen des Lepontins

von *Barbara Mary Hiss* *)

Abstract.

This study is based on an extensive collection of rocks from the Lepontine Alps. Mainly gneisses of granitic composition in amphibolite facies and their leucocratic minerals have been examined by optical, X-ray and chemical methods. The feldspars may form megacrysts, polymict aggregates or typical augen. Various types of intergrowth of alkalifeldspar and plagioclase are found, also myrmekites are common.

The classical feldspar thermometry derived from the Ab-contents of coexisting feldspars yields temperatures of 300 to 400° C, much lower than those to be expected in these rocks of the higher grade amphibolite facies. We suppose that this temperature represents a sort of structuraly defined blocking temperature below which no essential change can take place.

The Al/Si-distribution of alkalifeldspars and the rather irregular regional distribution of triclinicity $\triangle$ which ranges mostly between .75 and 1., do not allow to draw definite conclusions. Better information on order/disorder relations in alkalifeldspars gives the values of 2θ of the peaks of the $(\bar{2}01)$, (060) and $(\bar{2}04)$ reflections read from X-ray diffractograms. The data range from .72 to .99, indicating temperatures of 550 to 660° C, which are in agreement with crystallization - temperatures of the rocks derived from other petrologic research. Where megacrysts and matrix feldspars could be analyzed separately the latter yield higher temperatures. In the Leventina complex temperatures determined this way rise higher southward but they reach their climax farther north than leucocratic mobilisates have been formed. Metamorphic activity must be influenced by other factors than temperatures alone.

The temperatures gained by different methods are compared and discussed. They allow to draw some conclusions on the origin of alkalifeldspar megacrysts.

INHALT

Einleitung 245
I Morphologie 246
1. Allgemeine Beschreibung der Gesteine (v.a. mesoskopisch) 246
2. Die Fundortgruppen 249

---

*) Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Bernoullistr. 30, CH-4056 Basel.

3. Helle Gemengteile 249
3. 1. Plagioklas 249
3. 2. Alkalifeldspat 251
3. 3. Myrmekit 254
4. Augenstrukturen 257
II Mineralchemie 258
1. Plagioklas 259
2. Alkalifeldspat 263
3. Koexistierende Plag-Kfsp-Paare; chemisches Feldspat-Thermometer 266
4. Koexistierende Glimmer 269
III Kristallstrukturelle Kriterien 270
1. Triklinitäten 270
2. Homogenisierung durch Tempern und Or-Gehaltsbestimmung 273
3. Strukturveränderung (displazive Transformation) 275
4. Al/Si-Ordnungsgrad; kristallstrukturelles Feldspat-Thermometer 276
IV Diskussion 280
1. Gegenüberstellung chemisches/kristallstrukturelles Feldspat-Thermometer 288
2. Natur der Alkalifeldspat-Grosskristalle 284
Danksagung 286
Abkürzungen 286
Literaturverzeichnis 286

EINLEITUNG

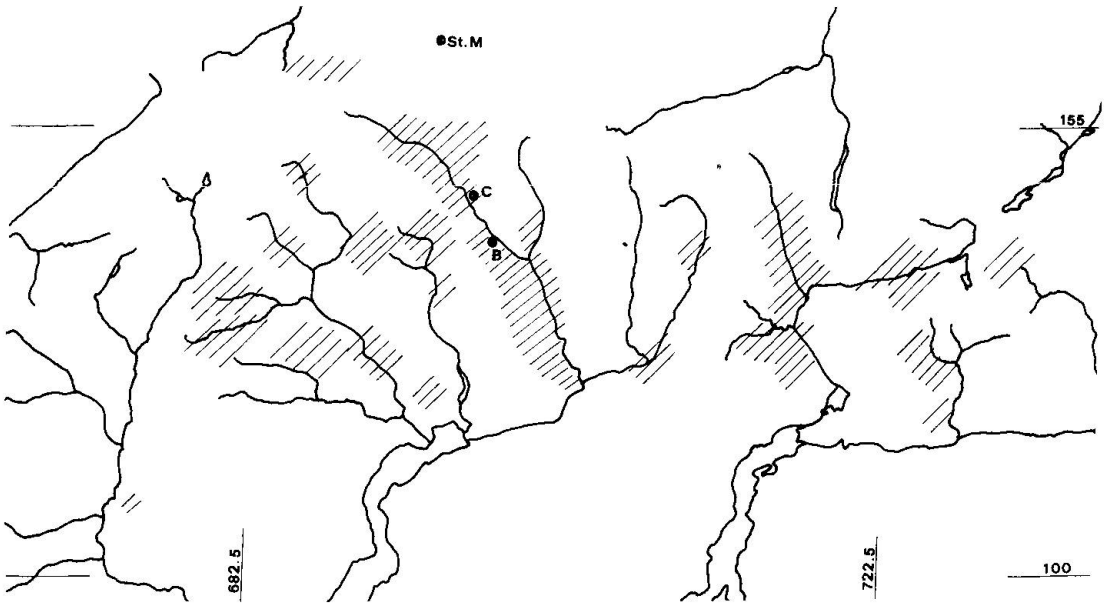
Obwohl Gneise in der Tessiner Region, im speziellen in den tieferen penninischen Einheiten, weit vorherrschen und das Landschaftsbild entscheidend prägen, sind sie doch seit CASASOPRA (1939, 1948) nicht mehr eingehend und mit moderneren Methoden bearbeitet worden. Zwar wurden seither entscheidende petrologische Daten gewonnen, mit deren Hilfe sich die physikalisch-chemischen Parameter der alpidischen Metamorphose abschätzen liessen, doch stammen diese fast durchwegs aus eingeschalteten Marmoren, Kalksilikatfelsen, Amphiboliten oder anderen, in ihrem Bauschalchemismus deutlich abweichenden Gesteinen, die sedimentären Hüllen entstammen. Wohl sind die Gneise in Bezug auf ihr Alter und ihre koexistierenden hellen und dunklen Glimmer recht gut untersucht; ebenso wurden aus strukturgeologischen Daten (z.B. WENK, 1955) Hinweise auf ihre Geschichte gewonnen. Die Hauptgemengteile der Gesteine blieben jedoch meist unberücksichtigt.

Die vorliegende Arbeit möchte zu diesem Thema einige neue Daten und Gedanken beitragen. Sie befasst sich ausschliesslich mit den granitoiden Gneisen und konzentriert sich dabei vor allem auf die Hauptgemengteile der Gesteine, in erster Linie auf die Feldspäte. Diese scheinen durch ihre kristallstrukturelle Variabilität und ihre Beziehungen im System einer ternären solid solution prädestiniert zur Abbildung von Gradienten regional und zeitlich variabler physikalisch-chemischer Grössen. Allerdings sind durch die Kompliziertheit der Reaktionen und die Trägheit der Kinetik Schwierigkeiten zu erwarten. Gelingt der Nachweis, so liesse sich regionalmetamorphes Geschehen in seinen Spuren über weite Gebiete verfolgen, ohne dass Besonderheiten der chemischen Stoffklasse, die oft nur eng lokal begrenzt auftreten, Voraussetzung wären.

Es liegt somit recht nahe, ein besonderes Augenmerk auf die sporadisch auftretenden augigen Gneisvarietäten zu richten.

Das in einer grossen, zweiteiligen (Quer-)Kulmination aufgeschlossene Penninikum stellt einen Komplex dar bestehend aus ehemaligem prätriadischem Basement und mesozoischen Sedimenten in teils stratigraphischem, teils tektonischem Kontakt mit Strukturen von Deckenbau. In grossräumigem Massstab weist der gesamte Stapel gebietsweise isoklinale liegende, rückvergente Faltungen auf; Steilzonen im S (Wurzelzone) und N sollen einer jüngeren Deformationsphase angehören (z.B. MILNES, 1974). Ehemaliges Basement und Sedimentdecke zeigen jetzt das gleiche Deformationsmuster und die gleiche Mineralfazies alpinen Alters.

Für die vorliegenden Untersuchungen sind Proben vor allem in der Valle Leventina, welche die Tessiner Kulmination nahezu achsenparallel in NW-SE-Richtung durchschneidet und wo die untersten penninischen Decken aufgeschlossen sind, gesammelt worden (Fig. 1). In westlicher Richtung ist das Untersuchungsmaterial im Val Verzasca, in der Maggia-Zone, eingeschlossen Bos-



Figur 1: Fundortkarte, Probenentnahmen schraffiert. • Bohrungen: St. M: Sta. Maria, C: Chiggiogna, B: Biaschina. Für topographische Namen vgl. Landeskarte der Schweiz, 1:50000, Blatt 266: Leventina, 275: V. Antigorio, 276: V. Verzasca, 277: Roveredo, 278: M. Disgrazia, 285: Domodossola.

co- und Orsalia-Serie, ergänzt worden; im Osten wurden Proben der Tambo-Decke und der Gruf-Masse gesammelt. Zum Vergleich wurde auch die Bergeller Intrusion beigezogen. Die nördlichsten Proben stammen aus den gotthardmassivischen Fibbia-Gneisen. Weiter stand das Kernmaterial verschiedener Sondierbohrungen, nämlich Biaschina (Koord. 709.25/142.1) und Chiggiogna (Koord. ca. 706.4145.1) im Leventina-Gneis und Sta. Maria am Lukmanierpass (Koord. ca. 704.2/160.2) zur Verfügung.

Für eine regionalgeologische Übersicht sei z.B. auf FREY et al. (1974) oder AYRTON und RAMSAY (1974) sowie auf die dort zitierte zahlreiche, sich mit Teilgebieten und -fragen auseinandersetzende Literatur verwiesen.

I MORPHOLOGIE

1. Allgemeine Beschreibung der Gesteine (v.a. mesoskopisch)

Bei der Probenauswahl wurde darauf gezielt, möglichst diejenigen Gesteine aufzusammeln, die, statistisch unterbewertet, im Glanze von auffälligeren und mineralogisch reichhaltigeren eingeschalteten Lagen und Linsen verblassen, obwohl sie zumeist für grössere Regionen als den mesoskopischen Bereich typisch sind. Bevorzugt wurden einzig Gneise mit Feldspat-Grosskristallen; ihre

Tabelle 1: Beschreibung der Fundortgruppen

	Fundort	*Hauptgemengteile* *Grosskrist monomin. A.*	*Q*	*Kfsp M Pr ser*	*Plag AP zon ser*	*Myr*	*Nebengemengteile* *Mu*	*Absorpt. Bi Interfer.*	*Chl*	*Akzessorien* *Cc*	*Ap*	*Zr*	*Erz*	*Ep*	*Orthit*	*div.*	*Gefüge*	*Relikt. Partien*
unterste Einheiten des Penninikum	Sta. Maria	Q K P	v	S x x	A x	(-)	ser	rbr	gnl grbl	vv	(-)	(-)	±	vV	V	Zo, Tit, Ru	polyg.	vv
	Fibbia	Q K	v	S x x		(-)	v	gnl-br	hgn blv	(-)	(-)	(-)	v	v	(±)	Hb, Gr	polyg	v
	Leventina nördl.	Q (K)	v	x x (x)	x x (x)		v	dgnbr	gn bl/blv	v	v	±	v	vV	(v)		polyg	v
	Leventina mittl.	Q K	v	x x	x x	x	±	obr/beige	gn bl/blv	±	v	v	vV		(V)	Gr, Tit	polyg verz.	±
	Leventina Riviera	(Q) K (P)	v	x x	x x	x	±	drbr		-	vV	v	v	v		Gr, Hb	polyg verz.	-
	Biaschina	Q K (P)	v	x x	x (x)	x	±	obr/beige	gn bl/blv	vV	vV	v	v	vV	±	Ru, Hb, Px, Gr, Tit, Skap, Ky, Stau, A, Gp	polyg verz.	v
	Chiggiogna	Q K	v	x x	x (x)	x	v	dbr/beige	gn v	v	v	±	v	-			polyg	v
unteres Penninikum	Verzasca	Q K	v	x x x	x x x		±	kast.br	gn-fbl bl/blv	(-)	v	v	vV	v		Gr, Tit	polyg verz	±
unteres Penninikum	Maggia	K	v	x x	(x)	x	-	gnbr	gnl blv	-	(vV)	v	v	v	(v)	Tit	polyg verz	±
oberes Penninikum	Antigorio	Q K P	v	x x	x x x	x	v	dbr-gnbr	gn blv	-	v	v	v	(V)	v (V)	Tit, Hb	polyg mosaik	v
oberes Penninikum	Tambo	(Q) K P	v	x	x	x	v	rl-dbr	div.	-	v	v	v	(v)	-	Tit, Ru	polyg (verz)	v

weite Verbreitung im Lepontin kommt diesem Vorhaben entgegen und mildert gleichzeitig die durch die Selektion erworbene Beschränkung in der Aussagekraft.

Es handelt sich durchwegs um Gneise, deren Standardparagenese der mineralogischen Zusammensetzung von Granit (ohne genetische Implikation) bis Granodiorit entspricht, vereinzelt auch Tonalit. Um allen diesen Modaltypen gerecht zu werden und in Anlehnung an die Nomenklatur der plutonischen Gesteine der «IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks 1972» (N. Jb. Mineral. Mh. 1973, 149.164) verwenden wir im folgenden den Begriff granitoide Gneise. Die chemischen Gesamtgesteinsanalysen kommen jenen von Graniten sehr nahe (Casasopra, 1939; Hiss, 1975a), was ihrer in der Literatur weit verbreiteten Bezeichnung als granitische Gneise oder Granitgneise (bei Casasopra gneis granitico, granito gneisico oder gneis-granito) Berechtigung verleiht. Makroskopisch erscheinen die Gesteine als meist ziemlich helle, frisch graue und bräunlich anwitternde, mittel- bis ungleichkörnige Glimmergneise mit Bi und oft auch Mu, die lokal diaphthoritisch chloritisiert vorliegen können. Die Gneise sind mit Fsp-Grosskristallen mehr oder weniger reich durchsetzt, manchmal durch Bi-Säume flaserig. Oft erscheinen die Gesteine grobbankig bis massig, teils plattig oder schieferig oder sie sind kleingefältelt.

Die übliche mineralogische Zusammensetzung der granitoiden Gneise umfasst Q, Plag und Kfsp als Hauptgemengteile, Bi, Chl ± Mu als Nebenkomponenten, Ap, Zr ± Monazit (der Kleinheit wegen kaum unterscheidbar), opake und Mineralien der Ep-Gruppe als durchlaufende Akzessorien. Die Gefüge bestehen meist aus polygonalen, heteroblastischen, teilweise amöboiden Körnern, die mehr oder weniger stark verzahnt vorliegen. Stark bestäubte Partien sind in fast allen Gneisen weit verbreitet.

Um nicht in den Einflussbereich jüngerer durchschlagender Gänge oder lokal gebildeter Q-Fsp-Mobilisate zu geraten, wurden auffallend leukokrate Typen, alle aplit- oder pegmatitähnlichen Gesteine sowie Migmatite bewusst gemieden.

Legende zu Tab. 1:

				Absorpt.	Absorptions-
v	vorhanden	K	Kfsp		farbe
vv	sehr häufig	P	Plag	Interfer.	Interferenz-
(v)	selten bis kaum	M	Mikroklin		farbe
V	in grossen Kristallen	Pr	Perthit	r	rot
±	mit oder ohne	AP	Antiperthit	br	braun
–	existiert nicht	Myr	Myrmekit	gn	grün
x	liegt in dieser Art vor	ser	serizitisiert	gr	grau
(x)	liegt manchmal so vor	zon	zonar	bl	blau
(–)	liegt kaum so vor			v	violett
		polyg	polygonal	o	oliv
S	schachbrettartig	verz	verzahnt	kast.	kastanien-
A	Ab-Ränder	mosaik	mosaikartig	fbl	farblos
				l	-lich
				d	dunkel-

monomin. A. monomineralische Aggregate

2. Die Fundortgruppen

Anhand der in Tabelle (1) zusammengestellten Eigenheiten der verschiedenen Proben, scheint sich eine Aufteilung des über 50 km NW-SE gestreckten Komplexes des Leventina-Gneises in drei Teile zu rechtfertigen. Die Übergänge sind fliessend, die Grenzen können nur annähernd umschrieben werden. Der nördlichste Teil umfasst den Oberlauf des Ticino bis zur obersten Talstufe in der Dazio Grande (inkl. Piottino). Die Abgrenzungen des mittleren Teils der Leventina verlaufen etwa auf der Breite von Faido im N und Biasca im S; der südlich anschliessende Teil, Riviera, reicht bis an die Steilzone (früher Wurzelzone), meidet jedoch die Migmatitzone von Bellinzona.

3. Helle Gemengteile

In den betrachteten Gesteinen treten durchweg Q und Fsp als Hauptgemengteile auf und prägen durch ihre Kornform, -grösse und -verteilung das Gefüge entscheidend, während die Schichtsilikate dazu neigen, sich in mehr oder weniger zusammenhängenden Lagen anzuordnen, orientiert nach den Hauptschieferungsflächen. Die meisten Akzessorien treten bevorzugt in diesen Glimmerlagen auf. Q und Fsp bilden selten Mosaikgefüge; meist sind sie amöbenartig verzahnt. Lokal und möglicherweise unter gerichtetem Druck verlaufen ihre Korngrenzen sogar suturenartig. Q neigt zur Bildung von Überindividuen, wobei die geringen Abweichungen in der Orientierung der Indikatrix einzelner Individuen undulöse Auslöschung vortäuschen. Neben Überindividuen bilden sich monomineralische Lagen und Knauer. Auch Mörtel-Q tritt in Rissen auf oder grössere, klare, meist rundliche Körner, die als Rekristallisate gedeutet werden.

Kfsp, Plag und Q stehen in sehr enger Beziehung zueinander, was sich in mannigfaltigen Verwachsungen, Entmischungen und Paramorphosen am deutlichsten offenbart.

3.1. PLAGIOKLAS

In Ca-haltiger oder -überschüssiger Paragenese, wie sie in (Ep-)Amphiboliten (WENK und KELLER, 1969) oder in Kalksilikatfelsen und Marmoren (WENK, 1962) auftreten, erwies sich Plag mehr oder weniger geeignet als Indexmineral der Metamorphose. Sukzessive Zunahme des An-Gehaltes von Plag in Gneisen lässt sich in einem N-S-Profil durch den Leventina-Gneis mit optischen Messungen nicht nachweisen. Die auf dem U-Tisch mit Hilfe des Auslöschungswinkels $[n_{\alpha}'] \wedge (010) \perp [100]$ ermittelten Gehalte (BURRI et al., 1967) liegen im allgemeinen zwischen 20 und 30% Mol An. Es sind Oligoklase (bis Andesine). Die

Paragenese, hier in erster Linie das Auftreten von Ca-haltigen Mineralien, wirkt sich auf den Chemismus des Plag aus und ist bereits im Dünnschliffbereich feststellbar, wo Plag in Nachbarschaft von Ca-Mineralien erhöhten An-Gehalt besitzt gegenüber Plag in Cc-freier, aber sonst identischer Paragenese im gleichen Aufschlussbereich. Die Paragenese darf deshalb nicht ausser Acht gelassen werden.

Die untersuchten Oligoklase zeigen keine komplexen Verzwillingungen, sondern entweder einfache, meist aber polysynthetische Albit- oder Periklinzwillinge.

Weit verbreitet und mit einer Ausnahme in allen Gneiskomplexen anzutreffen sind Entmischungen des Plag in Antiperthite. Wir bezeichnen als Antiperthite sämtliche, mikroskopisch sichtbar in Plag als Wirt- und Kfsp als Gastkristall entmischte Fsp, ohne Rücksichtnahme auf die Phasenzusammensetzung des Kfsp. Dass es sich um echte Entmischungen und nicht um Einschlüsse handeln muss, ist daraus ersichtlich, dass Kfsp nicht als einzelner Kleinkristall, sondern immer gehäuft und in nahezu identischer Gestalt und gleicher Orientierung zum Wirtkristall vorliegt. Allerdings variieren die Gestalten dieser Entmischungskörper beträchtlich von Korn zu Korn. Auch innerhalb des gleichen Dünnschliffes verändern sich ihre Formen mehr als nur durch Schnitteffekte bedingt sein könnte. Als typische Gestalten lassen sich wiederholt alle rundlichen bis ellipsoiden Körper beobachten. Daneben finden sich lang ausgezogene, spindel- oder tröpfchenförmige. Hie und da zeigen sie im Schnitt auch unregelmässig umrissene Flächen, die sogar im gleichen Plag-Korn unterschiedliche Grössen besitzen. Bei diesen unregelmässig gestalteten Typen sind die Entmischungskörper durchwegs grösser als sie sonst anzutreffen sind. Sie weisen nicht selten scharfe Mikroklingitterung auf. Vor allem grössere Kfsp-Gastkristalle können ihrerseits wiederum perthitisch entmischt sein. Die entmischten Partien sind nicht nur in Bezug auf das Kristallgitter des Wirtkristalles ausgerichtet, sondern zeigen auch unter sich von Korn zu Korn gleiche optische Orientierung. Ebenso ist undulöse Auslöschung festzustellen. Antiperthitisch entmischen kann auch Plag in myrmekitischen Q-Plag-Symplektiten. Hingegen lassen sich Altersbeziehungen zwischen Antiperthit- und Myrmekitbildung nicht eindeutig ablesen. Wir vermuten die Myrmekitbildung jünger, da die Q-Schläuche entmischte Bereiche durchschlagen. Einmal wurde auch ein antiperthitisches Plag-Korn als Einschluss in einem Antiperthiten beobachtet. Die beiden Plag-Körner unterscheiden sich anhand ihres Reliefunterschiedes leicht in ihrem An-Gehalt – der eingeschlossene Plag besitzt kleineren An-Gehalt –, und tragen ihre Entmischungskörper in unterschiedlicher Orientierung. Hier kann es sich um verschiedene Plag-Generationen handeln, die beide entmischt wurden; möglicherweise erfolgte die Antiperthitbildung in zwei zeitlich voneinander unabhängigen Perioden.

Im einzelnen Plag-Korn finden sich Entmischungskörper zuweilen sehr

spärlich und nur vereinzelt, sie können aber auch gehäuft auftreten und bis etwa die Hälfte der Fläche im Schnitt bedecken. Öfter sind sie scharenweise im Innern der Plag-Körner angeordnet, während Randpartien frei bleiben. Vor allem die grossflächigen Entmischungskörper mit deutlicher Mikroklingitterung sind jedoch regellos verteilt. Die Kfsp-Gastkristalle durchwachsen öfter präexistierende Zwillingslamellen. Auch dieser Tatbestand deutet auf ihre Entstehung durch Entmischung nach abgeschlossenem Kristallwachstum, denn die Verzwillingung wird als wachstumsgebunden gedeutet. Der volumetrische Vergleich zwischen Wirt- und Gastkristall lässt, sofern Schnitteffekte nicht zu stark täuschen, darauf schliessen, dass ursprünglich ternärer Fsp kristallisierte, der also alle drei Fsp-Endglieder in nicht vernachlässigbarer Menge enthalten hatte. Oder aber ein anderer Mechanismus, z.B. weiträumige Stoffzufuhr oder intergranularer Stoffaustausch muss zur Erklärung der verbreiteten Antiperthitentstehung beigezogen werden. Nicht selten und gehäuft in den Gesteinen, wo keine Antiperthite auftreten, also z.B. im Fibbia-Gneis, besitzen Plag-Kristalle Ränder niedrigeren An-Gehaltes, meist sehr Ab-reicher Zusammensetzung. Solche Ab-Ränder finden sich meist an der Korngrenze gegen Kfsp-Kristalle hin, bevorzugt um Plag-Einschlüsse in Kfsp-Grosskristallen. Wir deuten sie als Reaktionszonen, wo zwischen Kfsp und Plag Austauschreaktionen abgelaufen sind. Sind solche Plag-Körner zudem poikiloblastisch von Einschlüssen durchsetzt oder in Serizit umgewandelt, so erfasst die Serizitisierung die albitisierten Randzonen nicht; Ab-Säume bleiben einschlussfrei, dürften also erst nachträglich um umgewandelte Körner gewachsen sein. Ähnliche Reaktionszonen sind manchmal auch bei Myrmekiten sichtbar, oder sie können sich um antiperthitisch entmischte Plag-Körner entwickeln. Angrenzende Kfsp-Kristalle sind in diesem Fall gewöhnlich auch entmischt.

3.2. ALKALIFELDSPAT

Wird der Versuch unternommen, die vorzugsweise an Grosskristallen in Erscheinung tretenden und fast ausschliesslich einfachen Zwillinge auf dem U-Tisch einzumessen, so ergeben sich meist beträchtliche Schwierigkeiten: Die Lage der Indikatrix lässt sich im Kristallgebäude nur ausnahmsweise gesetzmässig orientieren. Meist fallen eingemessene Richtungen zwischen die Lagenprojektionspunkte, die monokline resp. trikline Symmetrie kennzeichnen. Die Symmetrie der Kristalle ist daher in den meisten Fällen nicht eindeutig zu bestimmen. Wir schliessen daraus, dass bei dieser Methode summenoptische Daten erfasst werden; unbemerkt wird über submikroskopisch kleine Domänen verschiedener Symmetrie integriert. Oder aber es müssten reale, stabile oder metastabile intermediäre Symmetriezustände zwischen dem monoklinen und dem (maximal) triklinen Fall existieren.

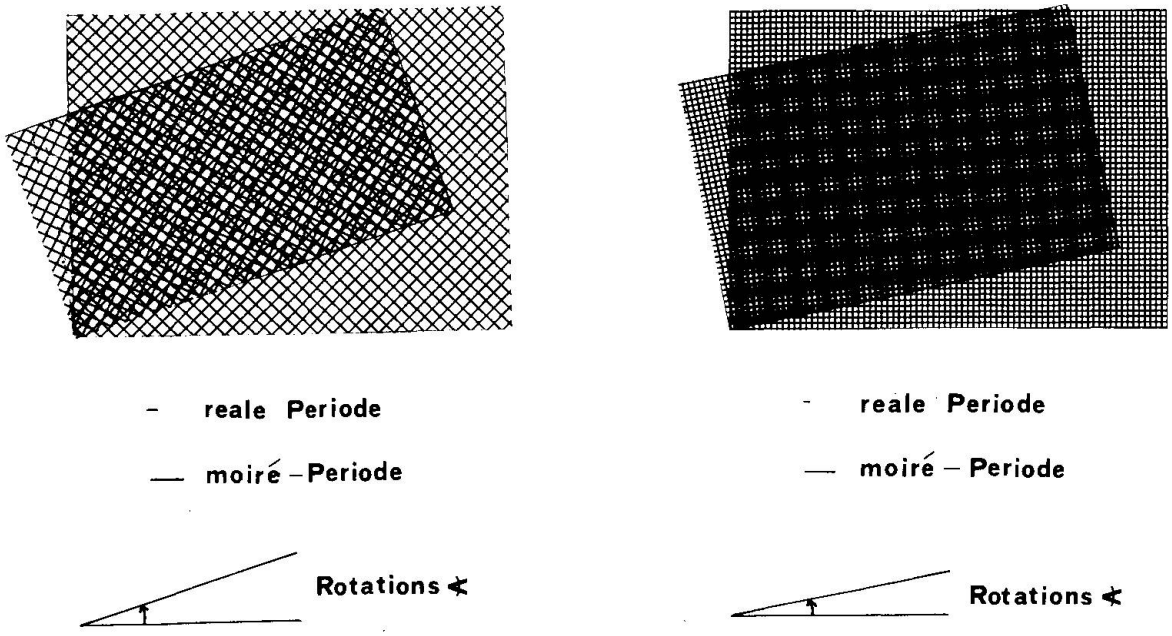
Die Achsenwinkel $2V_\alpha$ bewegen sich im allgemeinen im Bereich zwischen 55° und 85°, sie weisen auch im selben Dünnschliff in verschiedenen Körnern manchmal Schwankungen dieser Grössenordnung auf. Die Winkel $[n_\beta] \wedge (001)$ liegen im Bereich von 8° bis 11°. Als Zwillingsgesetz lässt sich, sofern die Verwachsungsebene als genügend plane Fläche ausgebildet und ihre Spur einzumessen ist, mit Hilfe ihrer Indizierung und der Konstruktion der Zwillingsachse das Karlsbad-Gesetz bestimmen. Eventuell vorhandene andere Gesetze sind nicht mit genügend grosser Sicherheit gefunden worden. Die Mikroklingitterung, kombinierte Verzwillingung nach Albit- und Periklin-Gesetz, konnte wegen ihrer kleinräumigen Ausdehnung nicht einzeln eingemessen werden. Diese typische Verzwillingung, die mikro- bis kryptoperthitischen Kfsp erfasst, tritt in allen untersuchten granitoiden Gneisen ausser in den Bohrkernen von Sta. Maria, wo sie nur vereinzelt anzutreffen ist, sehr verbreitet auf. Am deutlichsten ausgebildet erscheint sie unter vergrössertem Stress, z.B. in der Nähe von kataklastischen Rissen oder perthitischen Kristallpartien. Häufig zeigen klare, frisch erscheinende Kfsp-Kristalle oder die unregelmässig fleckigen Entmischungskörper in Antiperthiten scharf entwickelte Mikroklingitterung. Üblicherweise ist sie mehr oder weniger verschwommen und geht in undulös anmutende Auslöschung über. Die Gitterung kann in verschiedenen Grössenordnungen vorliegen, unter Umständen auf engstem Raum nebeneinander. Die feinsten Gitterungen lagern sich in diesen Fällen um Fadenperthite an, vereinigen sich zu gröberen, die ganze Kristallpartien überdecken können. Randlich oder in anderen Kornteilen erscheint dann zuweilen die Gitterung noch einmal in anderen Dimensionen. Auch die Klarheit und der Kontrast der einzelnen «Gitterlinien» verändert sich jeweils von Stelle zu Stelle.

Alle Gneise des Lepontins weisen perthitische Entmischungserscheinungen in Kfsp auf. (Unter Perthiten seien alle Entmischungserscheinungen in eine beliebige Kfsp-Phase als Wirt und einen Plag unbestimmten An-Gehalts als Gast verstanden.) Zwar manchmal nur vereinzelt und sehr fein ausgebildet, lassen sie sich bei genauem Zusehen überall im mikroskopischen Bereich entdecken. Ab und zu kaum merklich fadenförmig, dann wieder vergröbert und verbreitert zu Adern, Bändern, Spindeln oder Flecken durchsetzen sie die Kfsp-Kristalle, mit Vorliebe die Grosskristalle, in paralleler bis subparalleler Anordnung, hie und da konzentriert im Korninnern, dann wieder bevorzugt in Randpartien. Verschiedene Grössenordnungen können wie bei den Antiperthiten nebeneinander im gleichen Korn existieren, meistens in unterschiedlicher Orientierung zum Wirtkristall. Zuweilen vereinigen sich solche unterschiedlich dimensionierten Körper und weiten sich auf zu unregelmässigen Flächen. Werden diese Flecke genügend gross, so wird in ihnen manchmal polysynthetische Verzwillingung nach Albit-Gesetz sichtbar. Wir konnten feststellen, dass sich bereits verzwillingte Entmischungskörper durch Weiterwachsen zu unregelmässigen

Flecken verbinden, wobei die Lamellen in ihrer ursprünglichen Richtung stehen bleiben.

Einen besonderen Fall der Paramorphosenbildung stellt die Schachbrettalbitisierung dar. In Schachbrettalbiten vermehren und verbreitern sich die Gastkristalle derart, dass sie ein nahezu regelmässiges Muster im Wirtkristall bilden. Die Schwarzweissfleckung wird durch die verschiedene Orientierung der polysynthetischen Lamellen in den entmischten Feldern verursacht. Gemeinhin wird angenommen, dass diese Art Paramorphose durch Albitisierung von aussen entsteht, indem K- durch Na-Ionen ausgetauscht werden. Wir sind jedoch der Auffassung, begründet in den offensichtlichen Übergängen von Fleckenperthiten in Schachbrettalbite, dass derselbe Prozess für die Bildung sämtlicher Paramorphosen mit Kfsp als Wirt und Plag als Gast (ohne genaue Angabe des An-Gehaltes!) verantwortlich gemacht werden könnte. Analog und damit in Zusammenhang könnte sich auch die Antiperthitbildung abspielen. Wir sind überdies der Meinung, dass Paramorphosenbildung in Form von Antiperthiten und allen Arten von Perthiten, auch schachbrettartigen (der Ausdruck Schachbrettalbit soll gemieden werden, da er Ab-Zufuhr von aussen impliziert) stattfinden könnte als chemisch endogener Prozess in dem Sinn, dass keine Stoffzufuhr von aussen erfolgen muss. Er beginnt unmittelbar bei der Abkühlung zu laufen, wobei simultan oder nachträglich Rekristallisation der entmischten Bereiche einsetzt zur Kornvergrösserung zwecks Erniedrigung der Grenzflächenenergie. Der Fortschritt der Rekristallisation und damit die momentan vorliegende Grösse der Entmischungskörper in Relation zum angewendeten optischen Hilfsmittel entscheidet allein über die Feststellbarkeit der Entmischungsvorgänge, die sich möglicherweise immer abspielen. Abgeschlossen sind die Prozesse der Entmischung und Rekristallisation erst, wenn alle anwesenden Phasen in einzelnen, voneinander unabhängigen Kristallen getrennt vorliegen.

Ähnlich könnte es um die Sichtbarkeit der Mikroklingitterung stehen. Auch sie ist stark abhängig von der Domänengrösse der verzwillingten Partien, dürfte aber in unseren regionalmetamorph überprägten Gesteinen stets, mindestens in kleinsten Bereichen, vorhanden sein. Die sichtbare Gitterung entspricht möglicherweise nicht immer dem realen Bild des verzwillingten Domänenbaus. Es könnte sich auch um eine Interferenzerscheinung handeln: Überlagern sich nämlich genügend dünne und deshalb durchscheinende, feinst gegitterte Schichten mit einer geeigneten Verschiebung, so wird die Gitterung in Form von mehr oder weniger schattenhaften, ebenfalls regelmässig angeordneten, aber grösser dimensionierten sich überkreuzenden Streifen sichtbar. Je nach Verschiebungsbetrag und -winkel verbreitern sich die entstehenden «Interferenzlamellen» (Fig. 2). Solche Erscheinungen sind in der Elektronenmikroskopie als moiré-patterns bekannt. Auch die streifig undulöse Auslöschung, die in Kfsp verbreitet ist, könnte der Effekt einer Gitterung in feineren, sich überlagernden Bereichen darstellen.



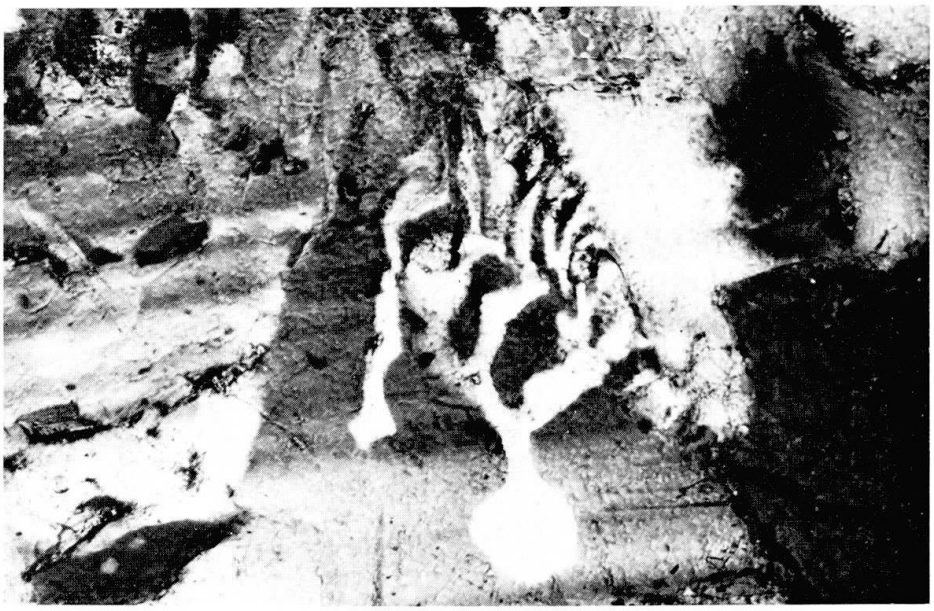
Figur 2: Moiré-pattern, erzeugt durch Überlagerung von quadratischen Gittern verschiedener Periodizität; das Moiré ist grösser dimensioniert als das reale Gitter, die Symmetrie bleibt erhalten.

Alle Arten von Entmischungserscheinungen sind in unseren Gneisen sehr verbreitet. Sie kommen nebeneinander vor und zeigen ganz unterschiedliche Volumenverhältnisse von Wirt und Gast. Bei der Kristallisation von Fsp als ternäre Mischung muss es ein kritisches Verhältnis geben. Bei grösserem Or-Gehalt als dem kritischen wird bei der Abkühlung in feinfädige Perthite bis schachbrettähnliche Fleckenperthite entmischt; bei kleinerem jedoch in mehr oder weniger ausgeprägte Antiperthite. Antiperthite und schachbrettähnliche Perthite schliessen sich offenbar gegenseitig aus, obwohl in beiden Fällen mindestens stellenweise Wirt und Gast etwa das halbe Volumen der Paramorphose ausmachen. Externe Faktoren (z.B. Stress oder eine fluide Phase) können dafür verantwortlich sein, welcher Reaktionsablauf für die Entmischung beschritten wird.

3.3. MYRMEKIT

Q erscheint dort am augenfälligsten, wo er in symplektitischer Verwachsung mit Plag auftritt in Gestalt von Myrmekit. Es sind walzen- bis wurmförmige Q-Schläuche, die vorzugsweise von Korngrenzen aus, die mit Kfsp in Berührung stehen, in Plag-Körner eindringen. Als Myrmekite sollen ausschliesslich derart gestaltete Q-Plag-Symplektite bezeichnet werden.

In den untersuchten Gesteinen sind Myrmekite an das Auftreten von Kfsp-Grosskristallen geknüpft. Sie säumen ihre Ränder und schwimmen seltener



Figur 3: Myrmekit, angrenzend an ein Kfsp-Korn (rechts). Q bildet eine Sammelkristallisation. Gestreift: Plag-Zwillinge. ├──────┤ 0.6 mm.

auch als Einschlüsse in ihnen. Die charakteristischen Q-Schläuche durchwachsen nicht nur Zwillingslamellen, sondern erscheinen auch neben Antiperthitentmischungen. Zuweilen weisen Myrmekite Ab-Ränder auf oder im angrenzenden Kfsp ist eine Reaktionszone bemerkbar. Offensichtlich besteht eine Neigung zur Bildung von Sammelkristallisationen (Fig. 3).

Die ganze Problematik der Myrmekitbildung, die sich in einer sehr ausgiebigen Literatur zu diesem Thema niedergeschlagen hat (z.B. DRESCHER-KADEN, 1969; Zusammenfassung und zahlreiche Zitate bei PHILLIPS, 1974), spiegelt sich in den Gneisen des Lepontins wider; fast alle, im Laufe der Jahre für die Entstehung als wegweisend aufgefassten Kriterien lassen sich auf engstem Raum feststellen, wo sie sich teilweise widersprechende Theorien untermauern könnten.

Es sind dies Verdrängung von Kfsp resp. Plag, belegt durch in Kfsp sichtbare, dem Myrmekit vorgelagerte Reaktionszonen oder die konvexen Ränder von Myrmekiten und ihre Anordnung entlang Grenzflächen von Kfsp-Grosskristallen im einen Fall, durch aus dem Plag des Myrmekit-Symplektiten herausragende oder reliktisch im Innern von Kfsp schwimmende Q-Schläuche bei vollständiger Resorption von Plag im andern Fall.

Weiter kommen zur Bildung von Q-Kristallisaten, wie sie Myrmekite enthalten, Reaktionen in Frage, die den An-Gehalt des vorliegenden Plag erhöhen oder erniedrigen; zonierte Plag-Körner sind manchmal zu beobachten oder solche mit Ab-Rändern. Kotektische Kristallisation ist mit Sicherheit auszuschliessen, da Lage und Altersbeziehung der Q-Plag-Symplektite und angrenzender Kfsp Ungleichzeitigkeit in ihrer Entstehung fordern.

Wir bevorzugen ein genetisches Modell, das berücksichtigt, dass Fsp zumeist als ternäre Mischung vorliegt und Entmischungserscheinungen zeigt. Es kombiniert die oben skizzierten Modelle in der folgenden schematischen Reaktion:

$$Or_mAb_nAn_p \rightarrow Ab_{n-x}An_p + Or_mAb_x + 4p\,Q.$$

Stoffumlagerung erfolgt hier intragranular; weiträumige metasomatische Zufuhr wird damit überflüssig. Dennoch ist denkbar, dass sich von Korn zu Korn Austauschprozesse abspielen, wie aus den ausgewogenen K-Ca-Na-Verhältnissen koexistierender Fsp (vgl. p. 286) hervorgeht.

Bemerkenswert ist das in der Riviera und in der Verzasca-Zone vereinzelte Auftreten von identisch ausgebildeten Q-Schläuchen, die jedoch nicht mit Plag, sondern mit Hellglimmern (Fig. 4) in symplektitischer Verwachsung vorliegen. Dass es sich tatsächlich um reinen Q handelt wie in echten Myrmekiten, konnte raster-elektronenmikroskopisch nachgewiesen werden.

Figur 4: Myrmekitartiger Q-Mu-Symplektit. 2 mm.

Alle diese Beobachtungen genügen nicht, die Myrmekitgenese zu klären. Auch Berücksichtigung der Entropien oder Molvolumina erlauben nicht, die beschrittenen Reaktionswege abzustecken. Es müssen wohl erst die stöchiometrischen resp. nichtstöchiometrischen Verhältnisse von Fsp analysiert werden können, um dieses Problem zu lösen.

4. Augenstrukturen

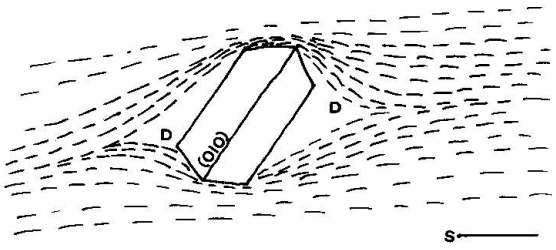
Als Augengneise werden normalerweise alle möglichen porphyrkörnigen Gneise bezeichnet, bei denen grobe, helle Knoten oder Knollen in einer wesentlich feinerkörnigen Grundmasse schwimmen. Diese Knollen können unterschiedliche Formen aufweisen, teilweise bedingt durch diverse Schnittlagen. Sie bestehen in unseren granitoiden Gneisen aus mono- oder polymineralischen Aggregaten oder auch aus idiomorphen Riesenkristallen von Fsp.

Grösse (2 mm bis 5 cm, selten grösser) und Häufigkeit dieser Knoten und Knollen variieren bereits im Handstückbereich beträchtlich. Häufig sind sie gelängt und in die S-Flächen des Gesteins parallel bis spitzwinklig eingeregelt, isometrische Körper finden sich ausser in der Bohrung Sta. Maria seltener. Meist sind sie von Glimmerlagen umgeben.

Mikroskopisch bestehen die hervorstechenden Knoten manchmal aus monomineralischen Q-Linsen, die in feinkörnige Q-(±Fsp)Lagen übergehen können. Ausserdem liegen zuweilen Aggregate sehr feinkörniger, homöoblastischer, rundlicher, höchstens schwach verzahnter Körner von Q, Plag und Kfsp vor, die von Glimmerhäuten umschlossen werden. Fsp dieser Aggregate zeigt dieselben Zwillingsmuster und Entmischungserscheinungen wie diejenigen der Matrix; Myrmekite fehlen vollständig. Solche Knollen sind praktisch akzessorien- und glimmerfrei, zeigen allerdings eine sehr dichte Bestäubung. Wir deuten sie deshalb reliktisch. Umgekehrt schliessen wir aus diesem Vorkommen, dass auch andere im Gneis verstreute, gleich bestäubte Partien ohne die eindeutige Knauerform und die Glimmerhäute denselben Ursprung besitzen könnten.

Schliesslich gibt es auch eigentliche Grosskristalle, in unseren Gneisen in erster Linie von Kfsp gebildet. Sie sind oft nach (010) gelängt und fast immer nach Karlsbad verzwillingt, oft mit unebener Verwachsungsfläche, perthitisch entmischt und zeigen manchmal Mikroklingitterung. Trotz idiomorphem Aussehen verlaufen ihre Korngrenzen im Schnitt fast nie geradlinig; Kfsp geht oft in ein feinkörniges Q-Fsp-Gemenge über oder in Myrmekit. Sie enthalten zuweilen Einschlüsse von Q, Plag, Kfsp oder feinschuppigen Glimmern und Akzessorien, vereinzelt auch Myrmekit; die Einschlüsse sind manchmal in Zeilen angeordnet, die bisweilen genau der Zwillingsverwachsungsebene folgen.

In seltenen Fällen wird ein linsenförmiger Knauer nicht von einem einzelnen, sondern von mehreren, unterschiedlich orientierten, unregelmässig be-



Figur 5: Typisches Auge, in dem der Augapfel von einem idiomorphen, nach Karlsbad verzwillingten Kfsp-Grosskristall gebildet wird, der gegenüber der S-Fläche (S) des Gneises rotiert ist. Im Bereich des Druckschattens (D) sind feinkörnige Q-Rekristallisate + Fsp. - - - Schichtsilikate.

grenzten und durch feinkörnige Q-Fsp-Lagen getrennten Grosskristallen aufgebaut. Auch Lagen rundlicher, kleiner Kfsp-Körner gleicher Orientierung liegen zwischen solchen Grosskristallen.

Voraussetzung für die Bildung eigentlicher Augen in Gneisen ist eine Rotation der idiomorphen Kfsp-Grosskristalle. Eingeklemmt zwischen Glimmerlagen bilden sich dann spannungsfreie (oder -arme) Felder (Druckschatten) aus, die junge Kristallisate, oft ausschliesslich Q, ausfüllen (Fig. 5). Der Betrag der Rotation, gemessen als Winkel zwischen der Spur von (010) und der S-Fläche des Gneises, liegt etwa bei 30° oder weniger, einem in Mohr'schen Spannungsverteilungen sehr häufig auftretenden Winkel. Die manchmal in den Bögen der Glimmersäume sichtbare wellenartige Auslöschung der Glimmerblättchen deutet nicht nur auf komplizierte Spannungsverteilungen, sondern auch auf eine erst nach abgeschlossenem Wachstum des von Glimmer umsäumten Kfsp-Grosskristalls erfolgte Rotation.

II MINERALCHEMIE

An den Feldspäten aus rund hundert Proben des beschriebenen Gebietes wurden mittels einer Röntgenmikrosonde (Typ SEMQ ARL, 6-Kanal-Gerät) mehrere Tausend Punktanalysen durchgeführt. Zur optimalen Standardisierung dieser Messungen wurden nicht nur alle apparativen Bedingungen möglichst konstant gehalten, sondern auch die Dicke der leitenden Ag-Schicht wurde indirekt als elektrischer Widerstand gemessen. Die Anregungsbedingungen (15 kV, 80 nA, stromintegriert) wurden so gewählt, dass die durch die Einwirkung des Elektronenstrahls erzeugte Kontamination an einem Ab-Standard während der Dauer der doppelten Messzeit noch unbemerkt blieb, d.h. es erfolgte noch keine selektive Verdampfung von Na. Zur Verbesserung der Auflösung wurde der Durchmesser des Elektronenstrahls möglichst klein gehalten. Natürlich gebildete Feldspäte bekannter chemischer Zusammensetzung wurden als Vergleichsproben benützt, um Matrixeffekte auszuschliessen oder mindestens zu minimalisieren. Die Fsp-Zusammensetzung wurde in Form von Or+Ab+An=100% Mol aus den Gehalten an K_2O, Na_2O und CaO berechnet, die wiederum mit Hilfe linearer und nichtlinearer Regressionskurven geeicht wurden, wobei nur Korrelationskoeffizienten besser als .999 akzeptiert wurden. Si-, Al- und Fe-Werte dienten zur Kontrolle der Homogenität.

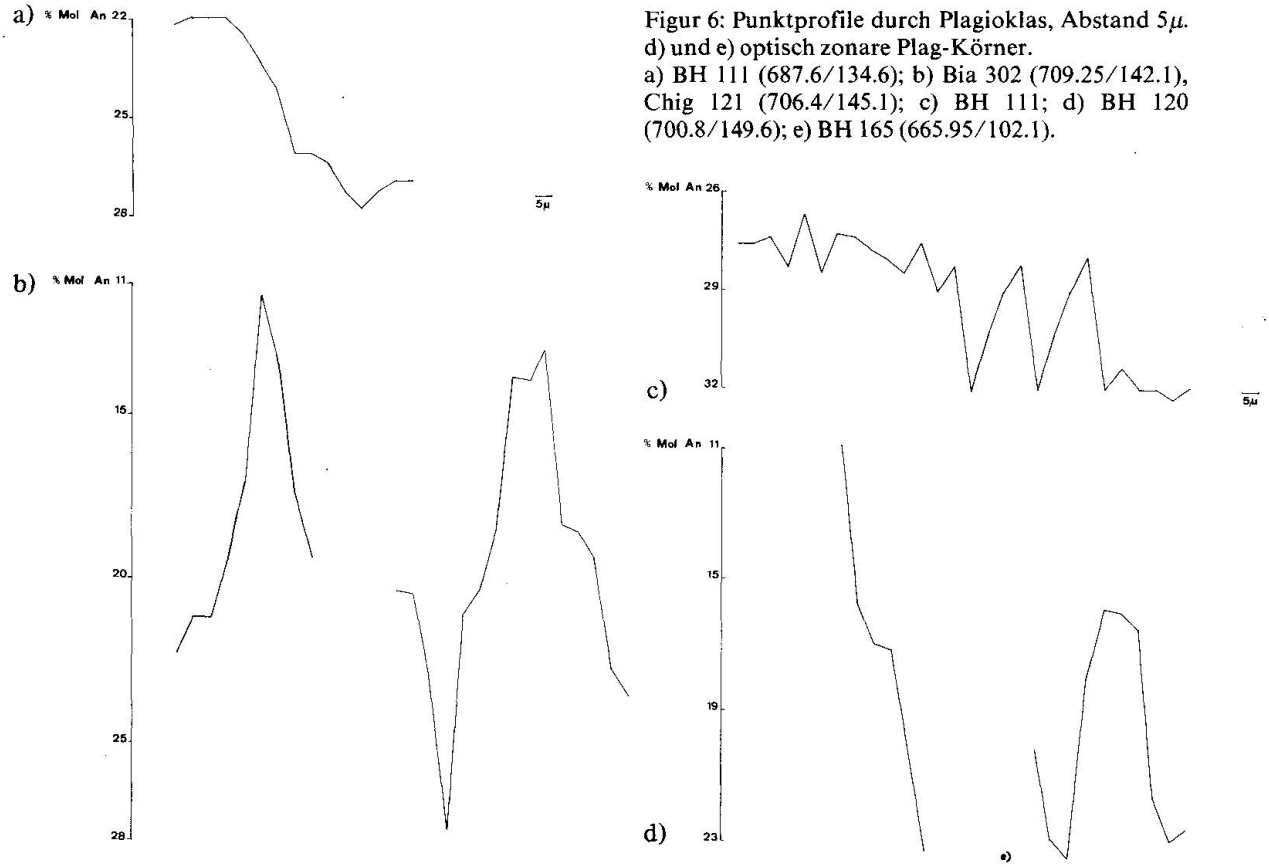
Ein besonderes Problem stellten die perthitischen Entmischungen dar. Es wurde so umgangen, dass möglichst homogene Partien der Kfsp-Körner zur Analyse ausgewählt wurden, wodurch höchstens sehr feine oder kryptoperthitische Entmischungen mitgemessen wurden. Die Homogenität in dieser Grössenordnung wurde anhand verschiedener Messungen im selben Gebiet eines

Korns geprüft, die Streuung innerhalb eines Korns durch Erfassen mehrerer solcher homogener Gebiete. Die ermittelten Resultate sollen in verschiedenen Diagrammen dargestellt und diskutiert werden.

1. Plagioklas

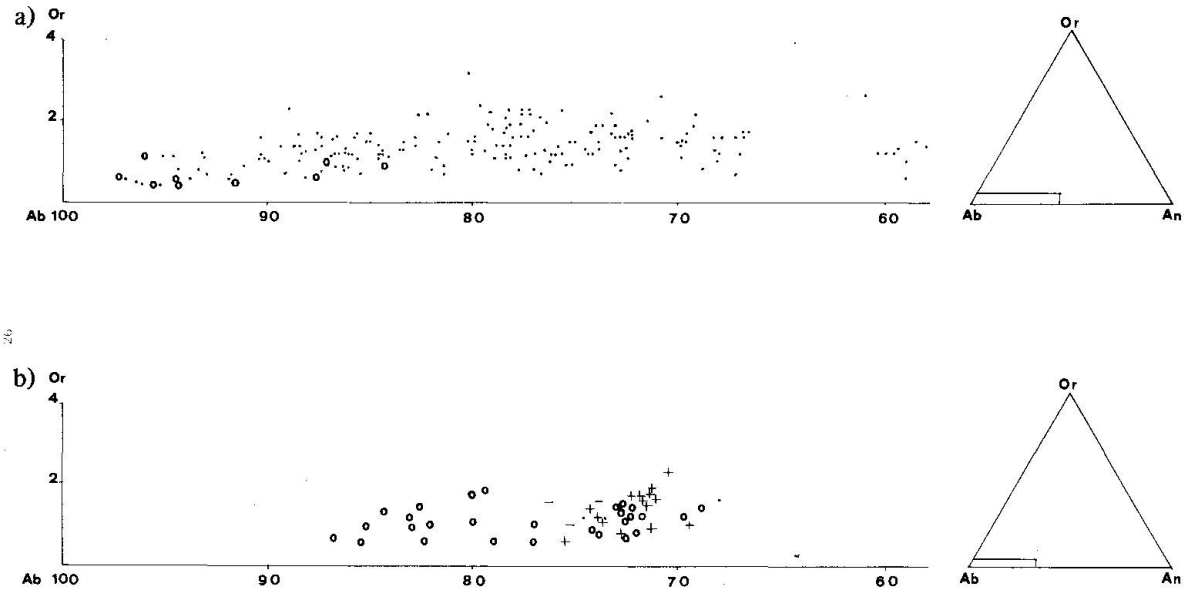
Da die Resultate optischer Messungen erkennen liessen, dass der An-Gehalt des Plag vom Ca-Gehalt des Gesamtgesteins abhängt, wurde bei der Probenauswahl darauf geachtet, keine Paragenesen mit bemerkenswerten Ca-haltigen Mineralien auszusuchen. Die betrachteten Gneise führen in der Regel keine Karbonate, Skap, oder grössere Ap-Kristalle, und Ep ist nur ganz selten und in winzigen Körnern enthalten. Ebenso wurden Antiperthite weggelassen.

Betrachtet man Änderungen des An-Gehaltes im einzelnen Kristall, so lässt sich auch in optisch homogen erscheinendem Plag eine Inhomogenität in der chemischen Zusammensetzung feststellen. Fig. 6 zeigt diese Variabilität anhand von Punktprofilen, die geradlinig durch verschiedene Kristalle mit Abständen von 5μ zwischen den einzelnen Punktanalysen geführt wurden. Da der Or-Ge-



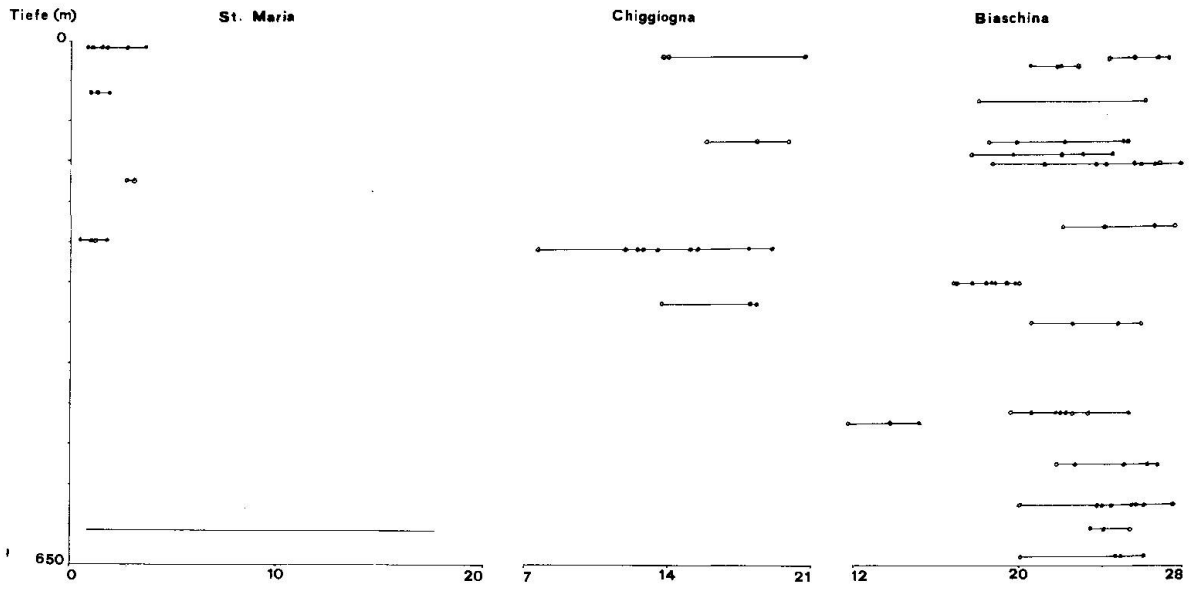
Figur 6: Punktprofile durch Plagioklas, Abstand 5μ. d) und e) optisch zonare Plag-Körner.
a) BH 111 (687.6/134.6); b) Bia 302 (709.25/142.1), Chig 121 (706.4/145.1); c) BH 111; d) BH 120 (700.8/149.6); e) BH 165 (665.95/102.1).

halt in allen analysierten Plag-Körnern sehr klein ist und im einzelnen Korn nur unmerklich schwankt, wurde er in der Darstellung vernachlässigt. Ist der Plag sehr Ab-reich (<6% An) oder enthält er mehr als rund 22% An, so halten sich diese Schwankungen im Bereich um etwa 5% absolut, was sich auch als Streuung von Korn zu Korn wiederholt (Fig. 6a). Bei Zusammensetzungen, die der Peristerit-Mischungslücke entsprechen, wachsen intra- und intergranulare Variationen stark an und überdecken im Extremfall den gesamten Bereich der Mischungslücke (Fig. 6b). Die intragranularen Variationen können auch mehrfach und verschieden stark in benachbarten Domänen oszillieren (Fig. 6c). Optisch zonare Kristalle verändern ihre Zusammensetzung mehr oder weniger gleichförmig vom Zentrum zum Rand hin (Fig. 6d), oder sie sind aus etwa konzentrisch angeordneten Ringen wechselnder Zusammensetzung aufgebaut (Fig. 6e). Regional unterscheiden sich die Ab/An-Verhältnisse verschiedener tektonischer Einheiten merklich (Fig. 7a, b); Fibbia-Gneise führen mehr oder weni-



Figur 7: Plagioklas in granitoiden Gneisen des Penninikums. Streuung in einzelnen Kristallen vgl. Fig. 6.
a) · Leventina, o Fibbia
b) + Maggia, o Antigorio, · Verzasca, - Beura (665.96/102.1)

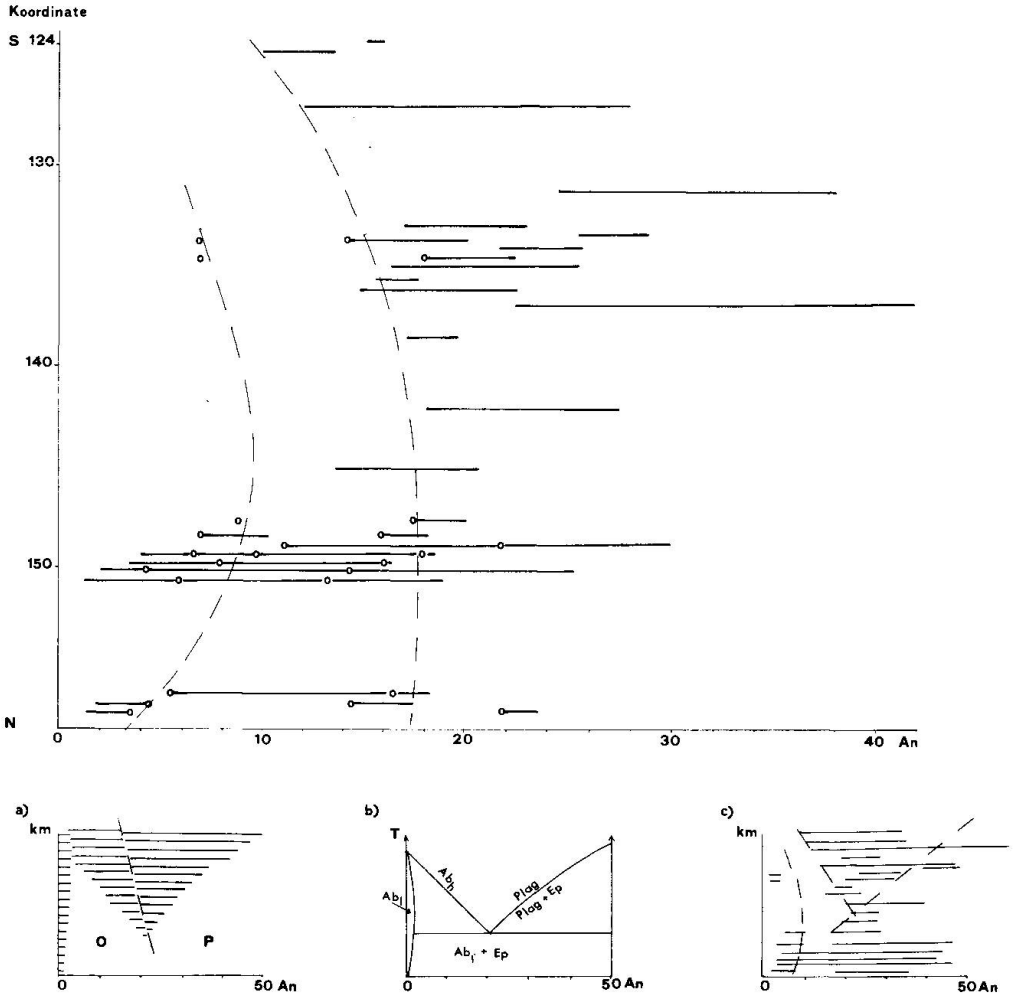
ger reinen Ab (~An 2–14), während in den Leventina-Gneisen Plag von Ab bis Andesin reicht mit einer deutlichen Häufung im Oligoklasfeld. Im selben Feld liegen auch alle anderen analysierten Proben, wobei diejenigen der Maggia-Zone durchwegs zwischen An 23 und 29 liegen. Es ist jedoch keine Beziehung des Or-Gehaltes zur tektonischen Einheit und/oder den Ab-An-Verhältnissen im untersuchten Probenmaterial festgestellt worden.



Figur 8: Plagioklas-Analysen aus Bohrkernen. Variation des An-Gehaltes (in % Mol An) mit der Tiefe (in m). Or-Gehalt vernachlässigt. Erläuterungen im Text.

Mit zunehmender Tiefe der Bohrkerne lässt sich keine generelle Tendenz ablesen (Fig. 8); die An-Gehalte schwanken meist beträchtlich. Die Kerne der Bohrung Sta. Maria, die oberflächennahe fast reinen Ab führen (An <4% Mol), gelangen allerdings in einer Tiefe von weniger als 600 m in den Bereich zweier koexistierender Plag unterschiedlichen An-Gehaltes.

Wenn in anderen Paragenesen deutlich, so ändert auch in den granitoiden lepontinischen Gneisen der An-Gehalt des Plag innerhalb der Ab-Oligoklas-(Andesin-)Felder nur schwach merklich mit zunehmender Temperatur. Die Verhältnisse zeigt Fig. 9, welche die aus einem ± N–S gerichteten Profil durch den Leventina-Gneis gewonnenen Daten zusammenträgt. Direkt benachbarte Analysenpunkte werden mit Kreisen bezeichnet. Nördlichste Proben stammen aus dem Fibbia-Gneis. Diese Gesteine führen durchwegs Ab neben Oligoklas. Solche Zwei-Plag-Gneise treten in der gesamten nördlichen Leventina etwa bis auf die Breite von Faido auf. In der Fortsetzung des Profils nach S folgt eine Zone, die gemäss unseren Analysen nur Oligoklas führt und bis in die Gegend von Biasca reicht. Hier wird die Paragenese auch Ep-ärmer oder gar frei davon (vgl. Fig. 9b). Vereinzelt wurde hier noch einmal Ab koexistierend mit Oligoklas bestimmt, bevor weiter südlich endgültig nur eine Fsp-Phase auftritt. Obwohl die Leventina-Gneise bereits der Amphibolitfazies angehören und ihre Metamorphosetemperatur >550° C erreichte, finden wir in einem grösseren Gebietsausschnitt zwei koexistierende Plag. Überdies liegen etliche Analysen innerhalb der Peristerit-Mischungslücke, d.h. es kann vermutet werden, dass diese Fsp aus submikroskopischen Domänen verschiedenen An-Gehaltes aufgebaut sind. Betrachtet man die Verteilung der Leventina-Gneise im km resp.



Figur 9: Km resp. Koordinaten/X-Diagramm von Plagioklas in einem N-S-Profil durch die Fibbia-Gneise (Koord. 156–158) und den Leventina-Gneis (Koord. 156–124). Direkt benachbarte Analysenpunkte werden mit o bezeichnet. - - - schematische Peristerit-Mischungslücke. Erläuterungen im Text.

9a) Verteilung der Plag-Analysen des Gotthardmassivs im km/X-Diagramm nach Steck (1976); O: Orthogneise, P: Paragneise.

9b) Hypothetisches T/X-Diagramm nach Steck (1976), das der Kristallisation von Plag in (Ca-armem) Granitgneis zugrunde liegen könnte.

9c) Schematische Verteilung der Plag-Analysen aus Leventina- und Fibbia-Gneisen, die eine Überlagerung der Paragneis- und Orthogneis-Felder darstellen könnte.

Koordinaten/X_{An}-Diagramm, so könnte sie eine Überlagerung der von STECK (1976) differenzierten Felder der Para- und Orthogneise des Gotthardmassivs darstellen. Dieser Umstand könnte ein weiteres Indiz dafür sein, dass die untersuchten penninischen Gneise nicht nur granitisches, sondern auch Paramaterial enthalten.

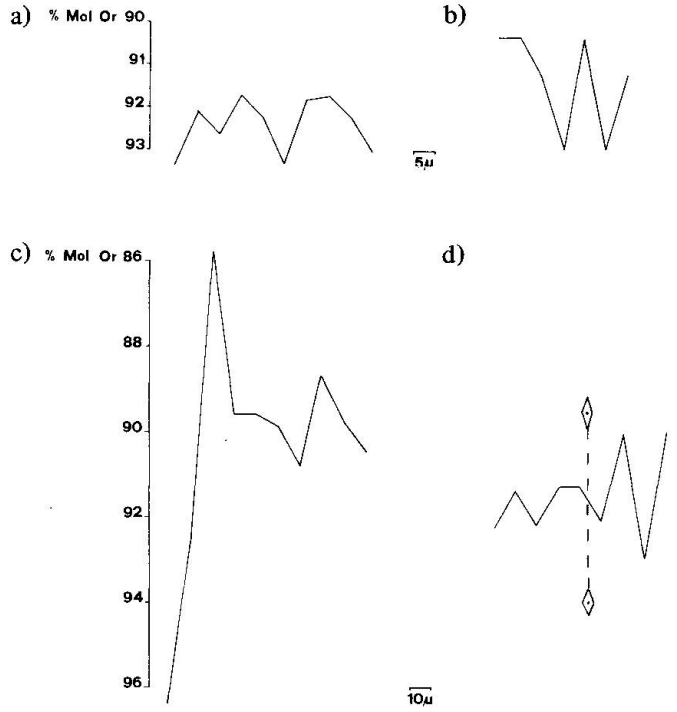
Wird trotz etwas kleiner Probenzahl versucht, schematisch eine Mischungslücke in die Analysenresultate zu zeichnen, so ist sie auf jeden Fall stark asymmetrisch; hingegen kann die Lage ihres Scheitelpunktes in unseren Proben

nicht festgestellt werden; es ist nicht einmal klar, ob die Mischungslücke überhaupt geschlossen ist. Ausserdem streuen im unteren Teil des Diagramms (~Koordinate 150) die Analysen sehr stark, so dass keine eindeutige Begrenzung der Mischungslücke ersichtlich ist. Es lässt sich aus unseren Daten nicht entscheiden, ob dem Modell nach ORVILLE (1974), das die Peristerit-Mischungslücke auf eine Modifikationsänderung von Albit zurückführt, der Vorzug eingeräumt werden soll gegenüber dem Modell eines echten Solvus (RIBBE, 1962). Die erwähnten Unklarheiten im Verlauf der Begrenzungslinie könnten auch, würden sie in andern Regionen bestätigt, ein anderes Modell verlangen. Beschränkend wirkt sich hier die Auflösungsgrenze der Methode aus, die durch die Anregungsbedingungen mitbestimmt ist. Es ist anzunehmen, dass bei besserer Ortauflösung eine erweiterte Aufspaltung in zwei koexistierende Phasen festzustellen wäre. Es ist im jetzigen Zeitpunkt nicht mit Sicherheit auszuschliessen, dass unter den gemessenen Resultaten noch immer Mischanalysen erzielt wurden.

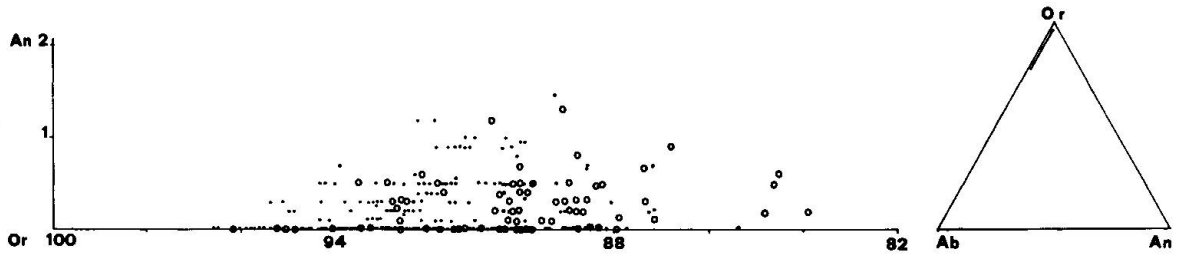
Im übrigen scheinen Unstimmigkeiten bezüglich der erwarteten Temperatur zu herrschen: Aus der Evidenz, dass die Gneise des Leventina-Komplexes bereits der Mesozone angehören, wird eine Temperatur von 550° C erwartet. Andrerseits ergaben thermochemische Bestimmungen der Strukturumwandlung Albit $_{tief}$ → Albit $_{hoch}$ Temperaturen von 525° C (An 12) bis 475° C (An 24) in starker Abhängigkeit vom An-Gehalt des Plag (HOLM et al., 1968). Zur Abklärung müsste nicht nur diese Temperaturschwelle des Albits als Funktion des An-Gehaltes eindeutig bestimmt, sondern auch in Abhängigkeit von Druck und/oder Zusammensetzung der fluiden Phase bekannt sein. Doch fehlen einstweilen diesbezügliche Daten.

2. Alkalifeldspat

Wie die Fig. 10a und b zeigen, schwankt der Or-Gehalt im gleichen Kristall der Grundmasse sehr wenig; in Grosskristallen können hingegen beträchtliche Unterschiede auftreten (Fig. 10c). Da in Kfsp die An-Komponente fast durchwegs <1% Mol ist, wurde sie in dieser Darstellungsweise vernachlässigt. Die beobachtete Streuung der Or-Prozente könnte auf submikroskopische, orientiert eingelagerte Entmischungen zurückzuführen sein, zeigt sich doch deutliche Zunahme beim Überschreiten einer Zwillingsverwachsungsebene (Fig. 10d), wodurch anders orientierte Entmischungskörper angetroffen werden. Im allgemeinen liegen alle analysierten Kfsp des Lepontins in einem recht engen Feld der Zusammensetzung Or ~96 bis ~87 und An <1.5, wenige Grosskristalle besitzen Or-Gehalte bis ~84% Mol (Fig. 11). Grosskristalle besitzen überdies eher leicht höheren An-Gehalt, möglicherweise bedingt durch Mischanalysen mit submikroskopisch kleinen Einschlüssen von Plag. Regional betrachtet lassen



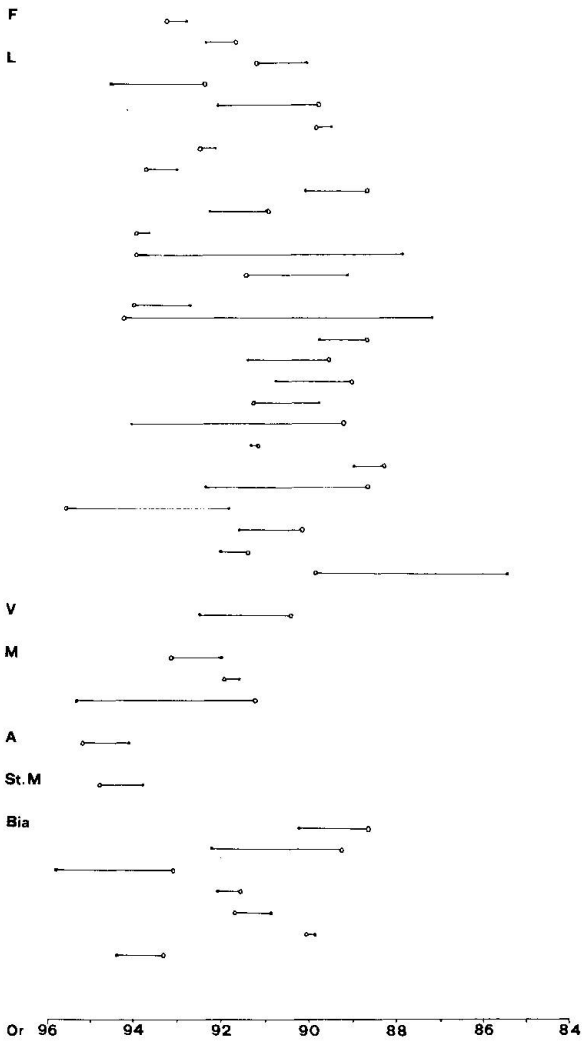
Figur 10: Punktprofile durch Alkalifeldspat, a) und b) Kfsp der Grundmasse, Abstand zwischen zwei Analysenpunkten 5μ. c) und d) Kfsp-Grosskristalle, Abstand 10μ. In d) wird eine Zwillingsverwachsungsebene ◇ überschritten. a) BH 111 (687.6/134.6); b) BH 134 (707.3/147.15); c) BH 151 (717.0/133.8); d) Bia 459.14 (709.25/142.1).



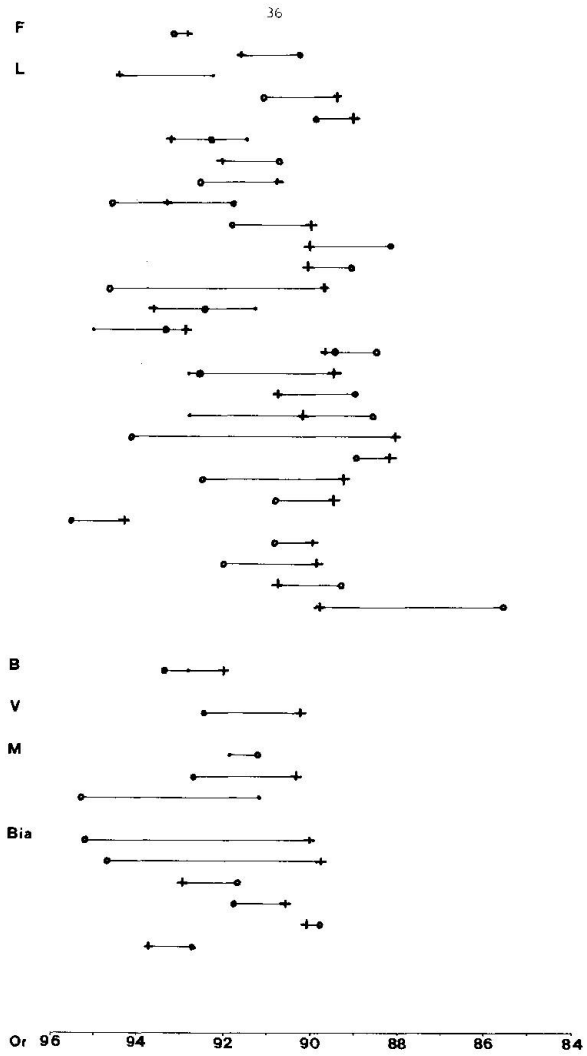
Figur 11: Alkalifeldspat in granitoiden Gneisen des Penninikums. o Grosskristalle. • Kfsp der Grundmasse. Streuung einzelner Kristalle vgl. Fig. 10.

sich kaum Gruppen unterscheiden. Einzig Kfsp der Bohrung Sta. Maria ist am Or-reichsten und streut überdies recht wenig.

Werden bestäubte und klare Körner desselben Gesteins verglichen, so unterscheiden sie sich in ihrem Or-Gehalt zwar deutlich, wenn die Differenzen auch nur maximal 6% Or, meist nur 1–2% Or betragen. Höhere Gehalte sind wechselweise in beiden Typen von Kfsp festzustellen (Fig. 12). Ein ähnliches Bild zeigt sich auch, wenn Kristalle mit deutlicher Mikroklingitterung verglichen werden mit solchen, die undulös auslöschen oder gar eine klar definierte Auslöschungsschiefe besitzen (Fig. 13). In beiden Fällen lässt sich keine Beziehung zwischen tektonischer Einheit und Stellung bezüglich des Gebietes höchster Metamorphose ausmachen.

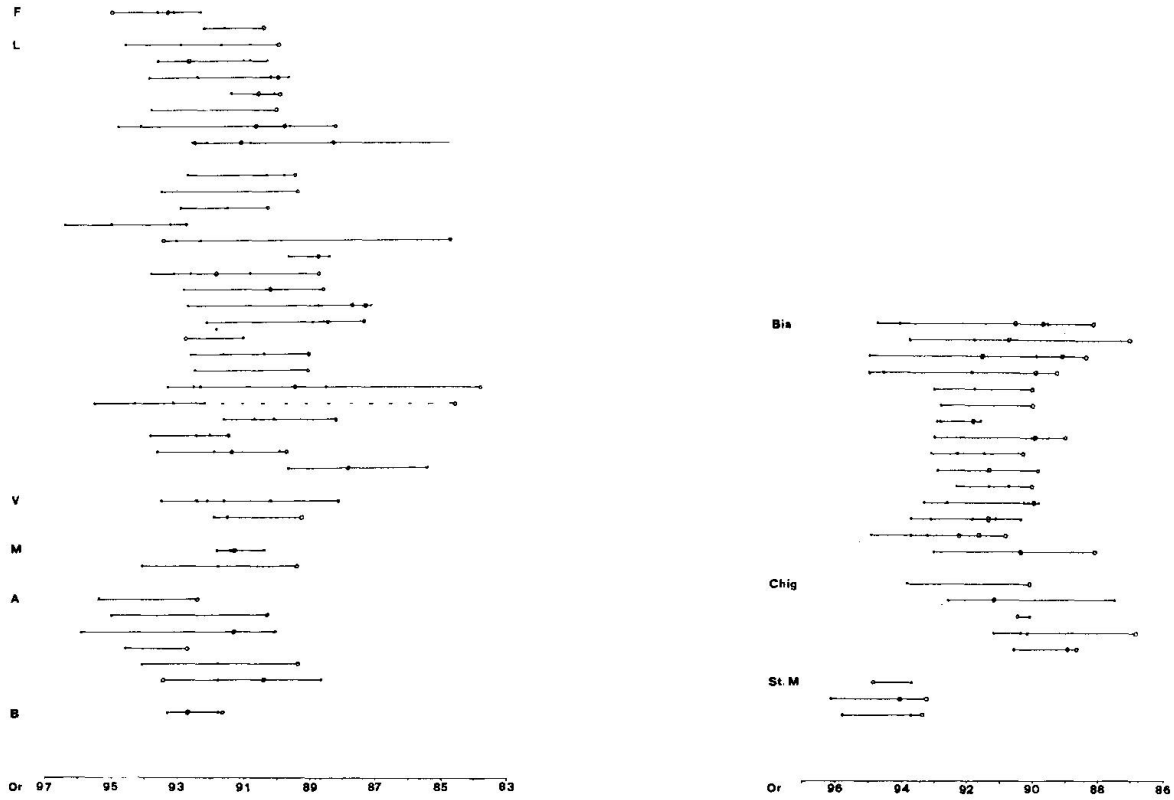


Figur 12: Koexistierende bestäubte (•) und klare (o) Alkalifeldspäte. Projektion auf Or-Ab-Seite. Streuung der einzelnen Kristalle vgl. Fig. 10.
F: Fibbia; L: Leventina (von N nach S geordnet); V: Verzasca; M: Maggia; A: Antigorio; St. M: Sta. Maria; Bia: Biaschina (mit zunehmender Tiefe geordnet).



Figur 13: Koexistierende Alkalifeldspäte mit Mikroklingitterung (+), undulöser Auslöschung (o) oder klar definierter Auslöschungsstellung (•). Projektion auf Or-Ab-Seite. Streuung der einzelnen Kristalle vgl. Fig. 10, Fundortgruppen wie Fig. 12, B: Beura (665.95/102.1).

Die Gegenüberstellung der Kfsp-Grosskristalle mit jenen der Grundmasse zeigt Fig. 14. Die Streubreite der chemischen Zusammensetzung der Grosskristalle kann im allgemeinen klar von jener der Kfsp der Grundmasse getrennt werden. Allerdings zeigt sich auch hier keine Regelmässigkeit der Verteilung gegenüber Kriterien der Probenherkunft. Hingegen gilt in den meisten Fällen, dass selbst homogene Partien an Grosskristallen Ab-reicher sind, obwohl gerade jene oft stärkere und gröbere Entmischungen aufweisen, die ja in der Analyse nicht erfasst werden. Bemerkenswert sind einige wenige Proben, v.a. Typ Bo-



Figur 14: Koexistierende Alkalifeldspäte der Grundmasse (·) und Grosskristalle (o). Projektion auf Or-Ab-Seite. Streuung der einzelnen Kristalle vgl. Fig. 10. Fundortgruppen wie Fig. 13, Chig: Chiggiogna.

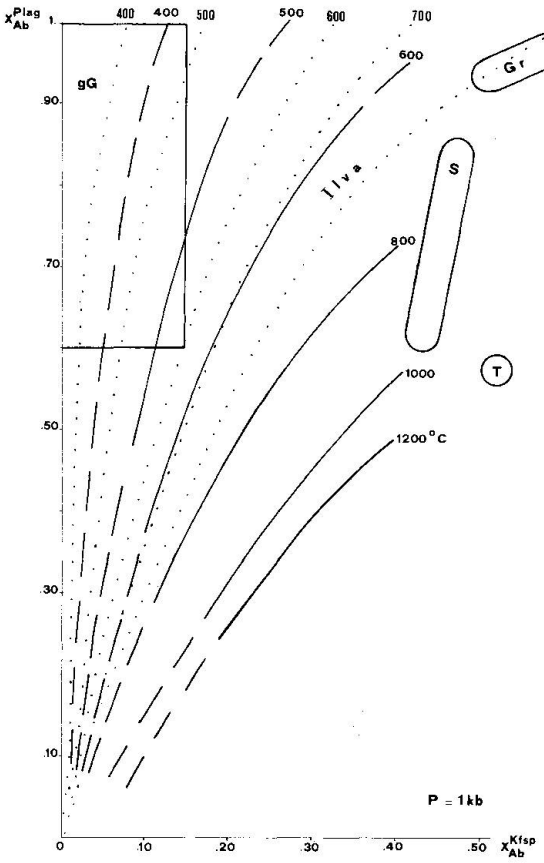
dio des Leventina-Gneises, bei denen Grosskristalle teils höheren, teils niedrigeren Or-Gehalt besitzen als Kfsp der Grundmasse.

Diese deutliche, wenn auch geringe Verschiedenheit im Chemismus von Grosskristallen und Grundmasse-Kfsp weist darauf hin, dass die beiden Kfsp-Typen verschiedenen Bildungsphasen angehören könnten, oder/und dass sie auf alle später herrschenden Bedingungen während der Orogenese anders reagiert haben. In denjenigen Gneisproben, die analoge Eigenschaften wie der Typ Bodio aufweisen, könnten auch die verschiedenen Kfsp-Grosskristalle mehreren Generationen unter veränderten Kristallisationsbedingungen angehören.

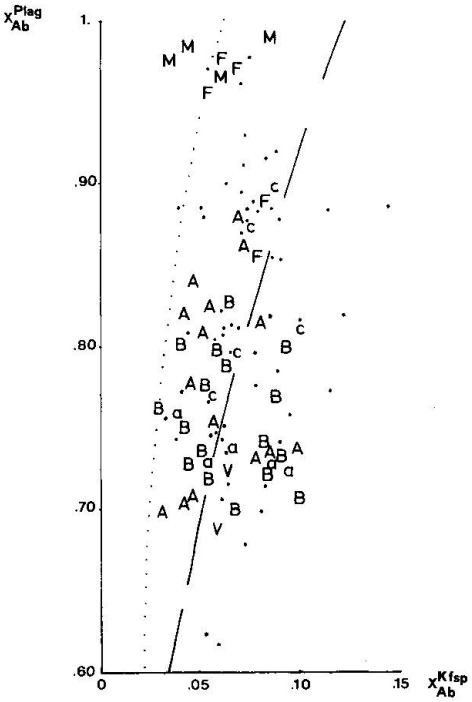
3. Koexistierende Plag-Kfsp-Paare; chemisches Feldspatthermometer

Simultan zu den bereits beschriebenen Untersuchungen an einzelnen Fsp der Grundmasse und an Grosskristallen wurden Analysen an Plag-Kfsp-Paaren durchgeführt. Um möglichst sichere Koexistenz zu erfassen, wurden nur

Fsp-Paare mit gemeinsamer Korngrenze gemessen, die sich überdies weder durch Bestäubung, Einschlussreichtum, noch Art der Kornform oder Grösse unterscheiden durften. In ihnen wurden verschiedene Punkte gemessen und daraus Mittelwerte berechnet. Die so gewonnenen Daten wurden auf das Feldspatthermometer nach STORMER (1975) angewendet, das eine Modifizierung des Barth'schen Feldspatthermometers darstellt. Dabei werden die Molenbrüche von Ab (X_{Ab}) koexistierender Plag-Kfsp-Paare gegeneinander abgetragen und mit experimentell gewonnenen und berechneten Temperaturkurven verglichen (Fig. 15). Problematisch erweist sich die Kalibrierung der Temperaturkurven, besonders in Abhängigkeit des Strukturzustandes von Kfsp. Neuerdings liegt auch eine Schar Temperaturkurven, auf Mikroklin als Kfsp-Phase berechnet, vor (WHITNEY und STORMER, 1977). Gegenüber denjenigen Temperaturkurven,



Figur 15a: $X_{Ab}^{Kfsp}/X_{Ab}^{Plag}$-Diagramm koexistierender Fsp-Paare; ausgezogene Kurven auf Sanidin berechnet, gestrichelte Kurventeile unsicher, punktierte Kurven auf Mikroklin als Kfsp-Phase berechnet. Durch Druckerhöhung geringe Verschiebung der Temperaturkurven nach kleineren X_{Ab}^{Kfsp}. Weitere Erläuterungen im Text.
Gr: Granit, S: Q-Syenit, T: Q-Trachyt, Vergleichsproben aus N. Hampshire, USA.
Ilva: Capanne-Granit, Elba.
gG: granitoide Gneise des Lepontins und angrenzender Gebiete.



Figur 15b: Vergrössertes Feld der granitoiden Gneise aus Figur 15a.
M: Sta. Maria, F: Fibbia, B: Biaschina, c: Chiggiogna, V: Verzasca, a: Maggia, A: Antigorio, ·: Leventina.

die auf Sanidin beruhen, hat sich die Kurvenschar, analog wie bei einer Erhöhung des Drucks, im Diagramm nach links, d.h. zu kleineren Molenbrüchen X_{Ab} im Kfsp verschoben. Dadurch steigen die Temperaturen im Bereich unserer Resultate um rund 50° C an für eine maximal geordnete Kfsp-Phase. Da in unseren Proben Kfsp meist intermediäre Ordnung besitzt, ist die Temperaturerhöhung <50° C.

Unsere Messungen scharen sich ausnahmslos um die 400° C-Kurve, (in der Mehrzahl der Fälle gegen niedrigere Temperaturen hin verschoben). Gleichzeitig zeigt sich auch hier die Variabilität verschiedener tektonischer Einheiten und innerhalb derselben Gesteinsgruppe die Änderung der chemischen Zusammensetzung mit zunehmender Annäherung zum Gebiet der höchsten Metamorphose. Da offenbar die Zusammensetzung des Plag empfindlicher auf Temperaturveränderungen reagiert als diejenige von Kfsp, ist der Streubereich von X_{Ab}^{Plag} weit grösser als derjenige von X_{Ab}^{Kfsp}, wie aus unseren Analysen hervorgeht.

Auffallend ist die ausgesprochene Ähnlichkeit aller untersuchten Gneisproben, die eine durchgreifende Homogenisierung des gesamten Gneis-Komplexes verrät. Die Einstellung dieses Gleichgewichtes spiegelt eine Temperatur, die sicher wesentlich unter der maximalen Temperatur der Metamorphose liegt und sich zudem deutlich unterscheidet von Temperaturen, die sich aus anderen Gesteinen eruieren lassen. Als Vergleich seien die Streufelder von Graniten, Q-Syeniten und Q-Trachyten aus New Hampshire, USA (WHITNEY und STORMER, 1976) gegeben, sowie die ungefähre Lokalisation des Capanne-Granits von Elba (Ilva; Plag-Zusammensetzung nach U-Tischmessungen). Klar tritt durch die Kleinheit des Trachytfeldes hervor, dass sich diese Eruptivgesteine in sehr beschränktem Temperaturbereich konsolidierten. Plutonite hingegen zeigen im Fall der Syenite ein Überschreiten der Temperaturen von ungefähr 700–1000° C, während ganz verschiedene Granite auf Temperaturbereichen von 650–700° C liegen, ähnlich den Temperaturverhältnissen einer eutektischen granitischen Schmelze. Erstaunlich ist die geringe Variabilität der in unseren Gneisen bestimmten Temperatur weit unterhalb der Bildungstemperatur, Verhältnisse, die auch andernorts (z.B. Maine, Granitintrusion in Sedimente) in ähnlicher Weise gefunden wurde (FERRY, 1977). Diese Temperaturkonstanz weist auf gut erreichtes Gleichgewicht bezüglich der Verteilung von Na (indirekt auch Ca und K) in koexistierendem Kfsp und Plag in sämtlichen untersuchten Gneisen des Penninikums.

Aufgrund dieses Befundes wird darauf verzichtet, die Fsp-Thermometrie auch in den Proben der Bohrkerne durchzuführen, da keine sichtbare Veränderung mit zunehmender Tiefe zu erwarten ist. Das erwähnte Gleichgewicht hat sich zwischen Plag und der heute mehr oder weniger homogen vorliegenden, höchstens submikroskopisch entmischten Kfsp-Phase eingestellt. Entmischte Kristallpartien wurden bei der Analyse, wie auf p. 258 erwähnt, nicht berück-

sichtigt. Die Temperaturen charakterisieren eindeutig einen gegenwärtig herrschenden Zustand, der durch intragranulare Entmischung und intergranularen Kationenaustausch erreicht wurde.

4. Koexistierende Glimmer

Um Aufschlüsse zu erhalten über die Gleichgewichtsbedingungen im System Si-Al-Na-Ca-K, dessen Teilparagenese der Fsp ausführlich behandelt wird, gelangten auch koexistierende Glimmer zur Mikrosondenanalyse.

Es konnte festgestellt werden, dass die untersuchten Hellglimmer innerhalb des erwähnten Systems nicht signifikant variieren. Alle sind sozusagen Ca-frei und sehr Na-arm ($<1\%$ Wt Na_2O); auch das Si/Al-Verhältnis scheint durchwegs ausgewogen, während die Schwankungen im K-Gehalt nur sehr schwach bemerkbar sind. Weder regional noch morphologisch lassen sich irgendwelche charakteristischen Unterschiede fassen. Das bereits in Bezug auf die Na-Verteilung (und Ca-, K-Verteilung) in koexistierenden Fsp-Paaren beobachtete Gleichgewicht umfasst somit auch die Hellglimmer als Träger der Komponenten des betrachteten Systems. Auch sie sind in allen untersuchten Proben des Lepontins untereinander und mit den koexistierenden Fsp im Gleichgewicht innerhalb des Systems Si-Al-Na-Ca-K.

Werden hingegen ihre Ti-, Fe- und Mg-Gehalte betrachtet, kombiniert mit K-Bestimmungen, so sticht vorerst die weit ausgeprägtere chemische Inhomogenität im gleichen Korn hervor, die im Ti-Gehalt mindestens teilweise auf Kosten von Rutil-Einschlüssen geht. Dennoch lassen sich sowohl regionale als auch morphologische (v.a. im Ti-Gehalt) Unterschiede feststellen, derart, dass mit zunehmendem Metamorphosegrad innerhalb der Leventina-Gneise die Hellglimmer Mg-ärmer und gleichzeitig Fe- und Ti-reicher werden, während K ebenfalls schwach zuzunehmen scheint. Die Kulmination bezüglich des Fe- und Ti-Gehaltes scheint N Preonzo erreicht. Diese Veränderungen bedeuten, dass der Phengit-Gehalt der Muskowite sich regional innerhalb derselben tektonischen Einheit und in verschiedenen Einheiten unterscheidet. Weitere Abklärung dieser Beobachtung müsste auch Bi und Chl als starke Exzipienten der Elemente Fe, Mg, Ti und K einschliessen, besonders da in jenen Mineralien bereits optisch Unterschiede in den Absorptionsfarben (vgl. Tab. 1) festgestellt werden können. Da unser Hauptgewicht jedoch auf anderen Mineralien und auf einem anderen System liegt, soll darauf einstweilen nicht näher eingegangen werden.

III KRISTALLSTRUKTURELLE KRITERIEN

Wir haben bisher Fsp-Namen gebraucht, wie sie meist in der petrographischen Literatur empirisch Verwendung finden, versuchten jedoch jene Namen zu umgehen, die mit sich teilweise widersprechenden Bedeutungen belegt sind. Als Fsp wird ein chemisch definierter Kristall bezeichnet, welcher der allgemeinen Formel

$$(A^{1+}{}_{x}A^{2+}{}_{1-x})\,T^{3+}{}_{2-x}T^{4+}{}_{2+x}\,O_8$$

mit $1 \geqq x \geqq 0$ und
A^{1+} meist Na, K
A^{2+} meist Ca, Ba
T^{3+} v.a. Al
T^{4+} v.a. Si

gehorcht. Fsp lassen sich chemisch beschreiben als binäre oder ternäre Mischungen der Endglieder Or ($KAlSi_3O_8$), Ab ($NaAlSi_3O_8$) und An ($CaAl_2Si_2O_8$). Nur in diesem rein chemisch deskriptiven Sinn verwenden wir die Namen Ab, Or, An. Glieder der Mischreihe Ab-An (Plag) mit nur sehr wenig Or-Molekül werden wiederum rein chemisch, in konventioneller Weise unterteilt und benennt (Ab - Oligoklas - Andesin etc.) Alle Mischungen Or-Ab (± An) wurden von uns bisher ganz allgemein als Kfsp, Alkalifeldspat, bezeichnet. Die Unterscheidung Orthoklas-Mikroklin wurde nicht eingeführt, da sie praktisch nicht durchführbar ist, weil sie stark von der Domänengrösse der beiden Phasen (kristallstrukturell definiert) in der entsprechenden Paramorphose (submikroskopisch bis makroskopische Kombination optisch homogen erscheinender Fsp aus mehr oder weniger homogenen Einkristalldomänen unterschiedlicher Kristallstruktur) abhängt. Im Folgenden werden strukturelle Bezeichnungen nicht immer zu umgehen sein; strukturelle Namen sollen konsequent nicht abgekürzt, sondern ausgeschrieben werden (z.B. Albit [-Struktur], im Gegensatz zu Ab [-Molekül]). Wir verzichten hingegen auf lange Literaturlisten; solche finden sich in TRÖGER (1969), MACKENZIE et al. (1974) und SMITH (1974). Eine kurze Einführung gibt überdies RIBBE (1975).

1. Triklinitäten

Auf der Suche nach Parametern, die zur Verfeinerung der metamorphen Zoneographie führen könnten, wurden Triklinitäten von Kfsp bestimmt. Um ein möglichst grosses Temperaturgefälle zu erfassen, wurden die Untersuchungen in erster Linie auf die Gneise des Leventina-Komplexes konzentriert. Überdies

stehen weiter westlich und östlich im Lepontin bereits zahlreiche Daten fest (z.B. GYR, 1967; WENK, 1967; HÄNNY, 1972).

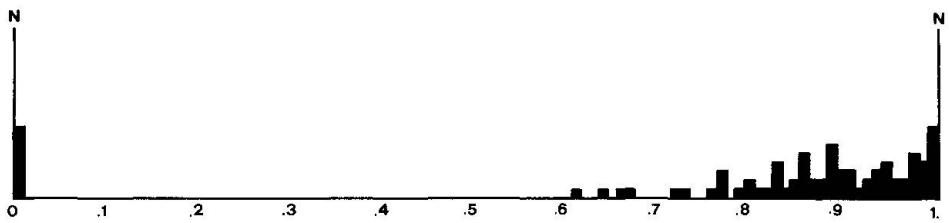
Die Aufspaltung der Reflexe (131) und ($1\bar{3}1$) wurde an Pulverpräparaten gemessen, um eine bessere Statistik zu erhalten. Verschiedene Röntgenmethoden (Guinier, Jagodzinski, Diffraktometer) und Strahlung (CuK_α, FeK_α) sind versuchsweise auf die Proben angewendet worden. Der Vergleich der Aufnahmen zeigt, dass das Probenmaterial fast immer eine verwischte Aufspaltung der Reflexe zeigt. Deshalb kann auf verbesserte Auflösung auf Kosten wesentlich längerer Belichtungszeiten verzichtet werden. Das Röntgendiffraktometer liefert qualitativ vergleichbare Resultate unter Voraussetzung genügend langsamer Veränderung des Glanzwinkels und geeigneter Transformationsgeschwindigkeit der registrierenden Einheit.

Die gemessenen Winkeldifferenzen wurden nach GOLDSMITH und LAVES (1954a, b) formuliert und normiert:

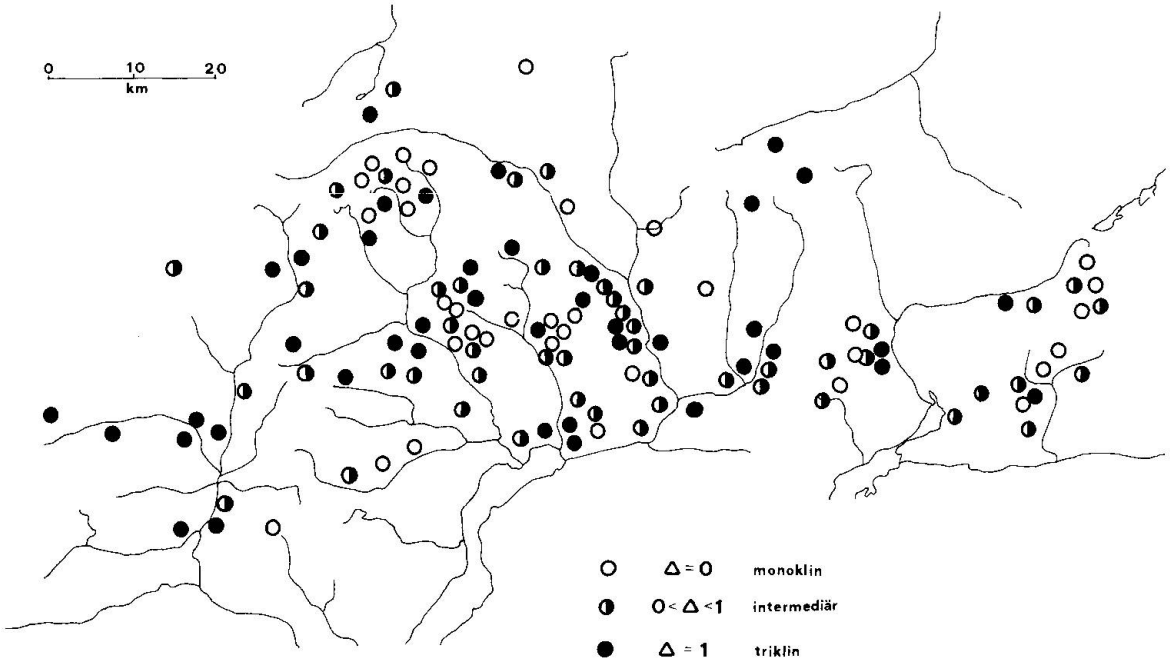
$$\triangle = 12.5\,(d_{(131)} - d_{(1\bar{3}1)})$$
$$\text{mit } 0 \leqq \triangle \leqq 1.$$

Unsere Gneisproben zeigen im Röntgendiffraktogramm in den wenigsten Fällen eine klare Aufspaltung der entsprechenden Reflexe; vielmehr sind die Linien verschmiert und bilden nicht selten mehr oder weniger breite Plateaux, denen verschiedene Nebenmaxima aufsitzen können. Offenbar bestehen praktisch alle unsere Kfsp aus Paramorphosen, aus Gemischen mehrerer Phasen unterschiedlicher Symmetrie und Ordnung bezüglich der Al/Si-Verteilung.

Meist weisen die Gneise intermediäre Triklinitäten auf, die im Leventina-Komplex oft relativ nahe bei $\triangle = 1$ liegen (meist $\triangle \geqq 0.75$) (Fig. 16). Daneben kommen einige monokline Formen mit $\triangle = 0$ vor. Bereits im mesoskopischen Bereich variieren die gemessenen Triklinitäten beträchtlich. Kfsp der Grundmasse und solche, die als Grosskristalle vorliegen, unterscheiden sich weder in ihren Werten noch in der Häufigkeitsverteilung ihrer Triklinitäten. Zudem kann ein einzelner Grosskristall, bei dem verschiedene Bereiche getrennt gemessen werden, eine fast so grosse Streung der Triklinitäten aufweisen wie der



Figur 16: Histogramm der gemessenen Triklinitäten von Alkalifeldspat. Probenherkunft vgl. Fig. 17.



Figur 17: Triklinitäten der Alkalifeldspäte im Lepontin und angrenzenden Regionen. Intermediäre Triklinitäten besitzen meist Werte von $\Delta \geqq 0.75$. Eigene Daten und Daten von Gyr, Hänny und Wenk (op. cit.)

gesamte Aufschlussbereich. Eine regionale Gliederung wird aus diesen Gründen hinfällig. Fig. 17 zeigt unsere Daten kombiniert mit Triklinitätsbestimmungen der Literatur.

Im Lepontin sind intermediäre Werte in den Leventina-Gneisen scheinbar gehäuft, während anders monokline Formen im Gebiet Verzasca, Maggia und Antigorio, aber auch in der Bergeller Region zunehmen. Triklinitäten von 1 finden sich vor allem im N- und W-Rahmen des Untersuchungsgebietes. Die Häufung der monoklinen Kfsp-Varietät im W könnte in Zusammenhang gebracht werden mit der relativ späten Hebung des Simplon-Antigorio-Gebietes (vgl. WAGNER et al., 1977), wie sie aus der Kombination verschiedener Altersbestimmungsmethoden modellmässig entwickelt wurde.

Die unregelmässige Verteilung und die Streuung der Triklinitäten deuten darauf hin, dass die Polymorphie von monoklinem und triklinem Kfsp nicht einfach eine Funktion von Chemismus, Druck und Temperatur sein kann, sondern noch von anderen, wesentlich schlechter definierten und regional fassbaren Variablen (Stress, Temperaturgradienten, eventuell auch Zusammensetzung der fluiden Phase) abhängen muss.

Der am stärksten beeinflussende Parameter dürfte der Temperaturgradient sein, der sich in Form der Abkühlungsgeschwindigkeit äussert. Da offenbar eine enge Beziehung besteht zwischen Al/Si-Ordnungsgrad, Symmetrie und Domänengrösse des Kfsp derart, dass bei wachsender Domänengrösse auch Zunahme des Ordnungsgrades beobachtet werden kann, wird der Wert der Tri-

klinität ebenfalls abhängig von den diaphthoritischen Entwicklungen, von Rekristallisation und Sammelkristallisation, die das Mineral durchläuft.

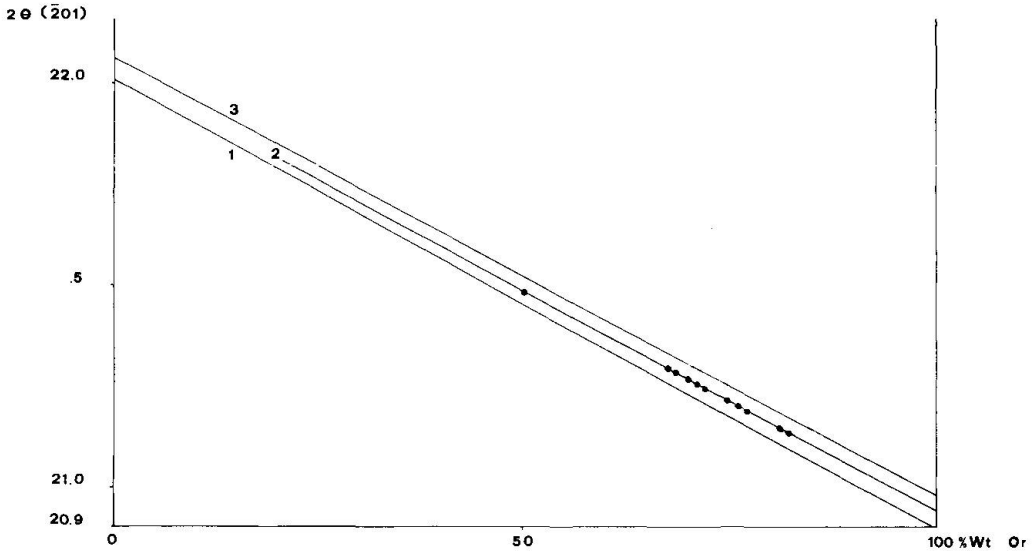
Schliesslich ist der heute messbare Wert der Triklinität verursacht durch zwei sich entgegenlaufende Prozesse, Monoklinisierung und Triklinisierung, deren Kinetik unklar ist und die zu keinem Zeitpunkt vollständig ablaufen müssen zur Erreichung eines Gleichgewichts.

Wir deuten die Triklinitäten der Leventina-Gneise dahin, dass dort, relativ zu Simplon-Antigorio, eine längere Abkühlungsphase mit relativ langsamer Abkühlungsgeschwindigkeit durchlaufen wurde, die erlaubte, in den während der Metamorphose monoklinisierten Kfsp eine mehr oder weniger einheitliche Al/Si-Verteilung nahe beim triklinen Fall zu erreichen, wobei lokale Störungen die Ordnungsvorgänge beschleunigen oder bremsen können. Die Häufung der monoklinen Formen und das scheinbar häufigere Auftreten von Triklinitäten $<.5$ im W könnte als Ungleichgewicht, konserviert durch die kürzere und vor allem schneller erfolgte Abkühlung gedeutet werden.

2. Homogenisierung durch Tempern und röntgendiffraktometrische Or-Gehaltsbestimmung

Weil die perthitische Entmischung des Kfsp die chemische Analyse mittels Röntgenmikrosonde erschwert, wurden einige ausseparierte Kfsp zur Homogenisierung unter Atmosphärendruck während mindestens 48 h einer Temperatur von 1050° C ausgesetzt. Je nach Verunreinigungsgrad des Ausgangsmaterials – nicht selten ist Kfsp bestäubt und mit Serizit, manchmal auch Plag und Q-Einschlüssen durchsetzt – ist das Produkt noch immer voll kristallisiert oder es hat bereits eine Schmelzbildung stattgefunden. Noch genügend kristalline Proben wurden anschliessend mittels Diffraktometer geröntgt und der Glanzwinkel des Reflexes ($\bar{2}01$) möglichst genau gemessen und an beigemischtem $KBrO_3$ mit Hilfe des Reflexes (101) korrigiert, das seinerseits über Q und den internationalen Silicium-Standard Si 640 des International Bureau of Standards, Washington, geeicht wurde. Die so ermittelten Werte liefern anhand eines Diagramms nach WRIGHT (1968), wo die Werte von 2θ ($\bar{2}01$) gegen den Or-Gehalt abgetragen sind, eine röntgenographische Bestimmung des Or-Gehaltes (Fig. 18).

Auf diese Weise ermittelte Or-Gehalte liegen zwischen (84) 80–70 (54)% Wt Or. Verglichen mit den Röntgenmikrosondenanalysen sind sie, wie zu erwarten war, durchweg kleiner. Die Differenzen liegen bei 8–15% Wt (% Mol~% Wt~% Vol innerhalb der analytischen Fehlergrenzen der Methoden), in einem Fall bei rund 40%. Das relative Defizit an Or-Molekül geht auf die Homogenisierung der entmischten Plag-Phase(n) zurück. Umgekehrt kann die Differenz als Mass für die mikroskopische Entmischung genommen werden. Die entmischte Plag-Phase nimmt somit ein Volumen von ca. 8–16% Vol des gesamten Kristalls ein,

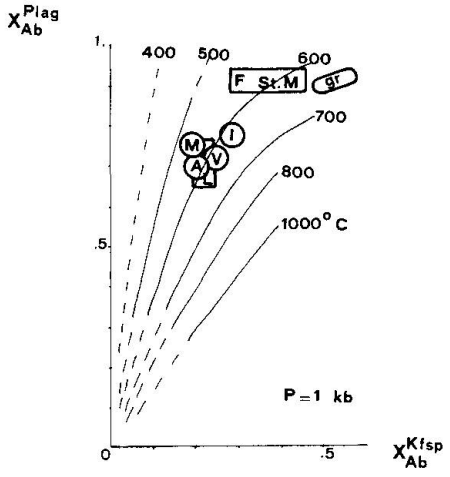


Figur 18: $2\theta_{(2\bar{0}1)}$/Or %Wt von Alkalifeldspat, nach Wright (1968). 1: Orthoklas; 2: Sd_{hoch} - Ab_{hoch} (synthetisch); 3: $Mikroklin_{max}$-Ab_{tief}. Erläuterungen im Text.

in Fibbia-Gneisen und den sehr ähnlichen Perthiten der Bohrung Sta. Maria ~40% Vol. Diese Werte decken sich ungefähr mit den Abschätzungen, die in sehr grob entmischten Perthiten von Auge unter dem Mikroskop gefunden werden.

Allerdings gibt die Methode keinen Aufschluss darüber, ob überhaupt und zu welchem Zeitpunkt eine vollständige Homogenisation erreicht ist. Auch das Verhalten möglicherweise anwesender, submikroskopisch kleiner Entmischungen bleibt ungeklärt. Es könnte sein, dass mit den Homogenisierungsexperimenten der Verlust der Kohärenz, d.h. der Zusammenbruch echter Eigengitter der entmischten Phase festgestellt wird. Ob die Plag-Phase nach Abbruch des Temperns echt gelöst im Gitter des Kfsp vorliegt, könnten unter bestimmten Umständen elektronenmikroskopische Untersuchungen zeigen.

Die röntgenographisch ermittelten Or-Gehalte, resp. die indirekt als Differenzen ermittelten Ab-Gehalte der homogenisierten Kfsp wurden ebenfalls im Diagramm nach WHITNEY und STORMER (1976) zusammen mit den Plag-Analysen der Mikrosonde eingetragen zur Ermittlung von Temperaturen. Die Missachtung der oben streng eingehaltenen Voraussetzung von Koexistenz scheint uns angesichts der chemisch-analytisch nachgewiesenen grossen Gleichförmigkeit zu verantworten. Fig. 19 enthält unsere Resultate. Alle analysierten penninischen Gneise scharen sich um die 600° C-Kurve in nächster Nähe des Capanne-Granits von Elba (Ilva). Dabei liegen Maggia- und Antigorio-Proben deutlich etwas unterhalb 600° C, Verzasca-Gneise eher wenig höher und Proben des Leventina-Gneises variieren von ca. 550° - 650° C. Deutlich abseits liegen die Analysen aus den Fibbia-Gneisen und der Bohrung Sta. Maria. Ihr Tempera-



Figur 19: Homogenisierter Alkalifeldspat und koparagenetischer Plagioklas. Plag: Analyse mittels Röntgenmikrosonde; Kfsp: Or-Gehaltsbestimmung diffraktometrisch, gr: Granit, New Hampshire, USA (WHITNEY und STORMER, 1976), nicht homogenisiert; I: Ilva, Capanne-Granit, Elba; St. M: Sta. Maria; F: Fibbia (687.5/156.5, 687.7/156.6); M: Maggia (688.5/122.6, ibidem); V: Verzasca (704.45/128.9); A: Antigorio (687.6/134.6); L: Leventina (717.1/133.6, 717.0/133.8)

turbereich erscheint verhältnismässig gross. Offenbar ist hier Kfsp teilweise übermässig Na-reich, wodurch höhere Temperaturen vorgetäuscht werden als aus anderen Indizien (z.B. Indexmineralien und Paragenesen, NIGGLI und NIGGLI, 1965) erwartet werden können. Es ist nicht klar, ob in diesen Gesteinen eine Stoffzufuhr von aussen erfolgt ist, oder ob für Fsp andere Kristallisationsbedingungen herrschten als im Penninikum üblich. Die hier ermittelten Temperaturen der Gneise sind jenen sehr ähnlich, die an Mineralpaaren von nicht homogenisiertem Kfsp und Plag aus Graniten (Ilva, New Hampshire) gewonnen wurden. Fsp zeigt offenbar bezüglich der Ab-Verteilung in Plag und Kfsp ähnliches Verhalten in Tiefengesteinen und unter Bildungsbedingungen einer mesozonalen Regionalmetamorphose.

Die im $X_{Ab}^{Kfsp}/X_{Ab}^{Plag}$-Diagramm mittels homogenisierten Kfsp und koparagenetischen Plag gewonnenen Temperaturen werden als Metamorphosetemperaturen gedeutet. Sie liegen in dem Bereich, der für die Amphibolitfazies angenommen wird.

3. Strukturveränderungen (displazive Transformation)

Da der Ablauf der Homogenisierung, insbesondere die Kohärenz- resp. Inkohärenzverhältnisse während des Temperns unkontrollierbar blieben, sollte versucht werden, diesem Problem anders beizukommen. Es bot sich die Möglichkeit, eine aufheizbare Guinier-Kamera (System Huber) einzusetzen.

Sehr fein gemahlenes Mineralpulver wird dabei in eine aufheizbare Pt-Schlaufe gepresst, deren Temperatur nach vorgewähltem Programm elektronisch gesteuert und permanent mit einem Thermoelement gemessen und registriert wird. Das Pt des Probenträgers kann gleichzeitig als interner Standard

verwendet werden. Der Temperaturveränderung entsprechend werden auf dem Film andere Bereiche zur Belichtung ausgeblendet.

Die Aufnahmen zeigen, dass eine Indizierung der Linien in jedem Fall sehr problematisch und ohne Computereinsatz nicht durchführbar ist. Lagen und Intensitäten sind von Fall zu Fall verschieden, meist stellen die Kfsp mehrfache Phasengemische dar. Überdies kann der oft als Unreinheit vorliegende Q Linien überlagern; in günstigen Fällen kann er als Standard verwendet werden und seine Strukturumwandlung $\alpha \rightarrow \beta$ (573° C) kann zur Temperaturkontrolle beigezogen werden.

Durch Überlagerung verschiedener Linien und die ungünstigen Mengenverhältnisse ist die entmischte Phase der Gastkristalle nur schwer zu erkennen. Wo sichtbar, scheint sie bei 800° C zu verschwinden. In der besten Aufnahme kann die Linie zum letzten Mal bei 799° C von unbewaffnetem Auge als Filmschwärzung erkannt werden bei einer Probe, die während 160 h unter erhöhter Temperatur (und Atmosphärendruck) stand.

Bei der Temperaturbestimmung der displaziven Transformation triklin - monoklin stellt sich das Problem der ungenügenden Auflösung. Es kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden, wann die Aufspaltung der charakteristischen Linien behoben ist. Wir vermuten, dass sich die Transformation im Bereich zwischen 550° und 630° (650°) C abspielt. Die beste Bestimmung liegt bei minimal 565° C nach Tempern während rund 100 h (und Atmosphärendruck). Zur Klärung dieses Problems sollten Einkristallaufnahmen durchgeführt werden können, die eine genaue Symmetriebestimmung erlauben. Überdies sollten die Experimente bei unterschiedlichen Drücken und/oder unter fluider Phase wählbarer Zusammensetzung stattfinden.

Würde die Temperaturgrenze der Umwandlung, z.B. in Abhängigkeit vom Druck oder der fluiden Phase nur unwesentlich zu höheren Temperaturen hin verschoben, könnte im Bereich der Amphibolitfazies während der Metamorphose trotz der Schnelligkeit der Transformation nur eine unvollständige Monoklinisierung aller vorliegender Kfsp erfolgt sein. Die Unvollständigkeit der Transformation müsste dann neben verschiedenen Abkühlungsgeschichten und postmetamorphen Prozessen die heutigen Werte der Triklinitäten beeinflusst haben.

4. Al/Si-Ordnungsgrad; kristallstrukturelles Feldspatthermometer

Da sich die Triklinität des Kfsp als nicht eindeutiger Indikator erwiesen hat, soll versucht werden, andere Reflexe zu verwenden, um Aussagen über den Ordnungs- resp. Unordnungszustand der Kristalle zu gewinnen. Die Aufmerksamkeit richtet sich auf Reflexe, die möglichst ungestört und mit ausreichender Intensität auf den Röntgendiagrammen erscheinen und genügend Aussagekraft

über die Gittermetrik in Abhängigkeit der Al/Si-Verteilung besitzen. In Anlehnung an WRIGHT und STEWART (1968) fällt die Wahl auf ($\bar{2}01$), (060) und ($\bar{2}04$).

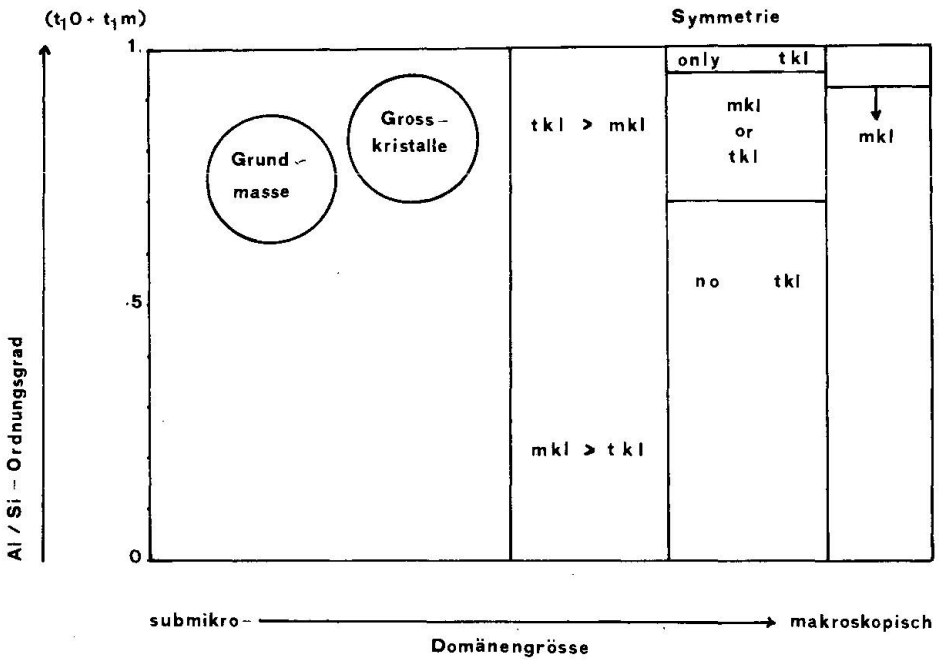
In STEWART und WRIGHT (1974) sind zahlreiche, mit Pulvermethoden gewonnene, kristallographischen Daten von Kfsp nach verschiedenen Autoren zusammengetragen. Ihr Zustand der Al/Si-Verteilung wird beschrieben als Aufenthaltswahrscheinlichkeit des Al an Gitterplätzen T_10, T_1m, T_20 resp. T_2m der Struktur, bezeichnet als t_10, t_1m, t_20, t_2m (Notation nach KROLL, 1971). Es gilt $t_20=t_2m$ für alle röntgenographischen Strukturbestimmungen, wobei diese Grösse indirekt als Differenz bestimmt wird aus dem gesamten Al-Gehalt und dem Neutronen-diffraktometrisch bestimmten Al auf T_1-Plätzen.

Weit reichende Vergleiche der verschiedenen kristallographischen Daten ergeben eine mehr oder weniger gute lineare Abhängigkeit der 2θ-Werte (CuK_α) der Reflexe ($\bar{2}01$), (060) und ($\bar{2}04$) von (t_10+t_1m).

Diese drei Reflexe sind in einer ausgewählten Serie der lepontinischen Gneise mittels Röntgendiffraktometer durch fünfmaliges Abtasten mit einer Geschwindigkeit von $\frac{1}{4}°$/min gemessen und an beigemengtem KJ, das seinerseits an Si 640 (Si-Standard des NBS) geeicht war, korrigiert worden. Auf berechneten Regressionsgeraden, wobei nur Messungen an Kfsp mit Or >70% Mol berücksichtigt wurden, sind die zugehörigen Al- Aufenthaltswahrscheinlichkeiten (t_10+t_1m) ermittelt worden. Durch die Auswahl von Proben einer chemischen Zusammensetzung, wie sie unseren Kfsp entspricht, werden gleichzeitig jene Kfsp gemieden, bei denen der Betrag ihrer Anormalität a nicht vernachlässigbar klein ist (lim $a \rightarrow 0$), also alle jene Kfsp, deren Gitter durch die Kohärenz mit einer anderen Phase deformiert (strained) ist. (Vgl. dazu z.B. STEWART, 1975).

Auch bei diesen Messungen sind die Peaks sehr oft verbreitert, Plateau-förmig mit oder ohne aufsitzende Nebenmaxima, dem früher schon festgestellten Domänenbau verschiedener Phasen gemäss. So weit möglich wurden die einzelnen Nebenmaxima getrennt ausgemessen und die Al-Verteilung jeder unterscheidbaren Phase bestimmt. Die Korrelation der Regressionsgeraden des Reflexes ($\bar{2}01$) fällt am schwächsten aus, da hier die 2θ-Winkeldifferenzen sehr gering sind. Andrerseits sind die Messungen der höheren 2θ-Winkel von (060) und ($\bar{2}04$) etwas ungenauer, da ihre Intensität kleiner ist. Diese Erwägungen müssen beim Vergleich der ermittelten (t_10+t_1m)-Werte berücksichtigt werden.

Die unterscheidbaren Domänen (oder Phasen) weisen streuende Al-Verteilungen auf. Wiederum gilt, dass die intragranularen Unterschiede des Ordnungszustandes etwa der Verteilung im mesoskopischen Bereich entsprechen. Es scheint, dass, wo Grosskristalle und Grundmasse-Kfsp getrennt analysiert werden können, Kfsp der Grundmasse schwach kleinere (t_10+t_1m)-Werte besitzt als die Grosskristalle. Doch müsste dieser Befund in einer besseren Statistik erhärtet werden. Trifft er tatsächlich zu, so würde das bedeuten, dass Grosskristalle etwas besser geordnet sind als die kleineren Kristalle der Grundmasse.

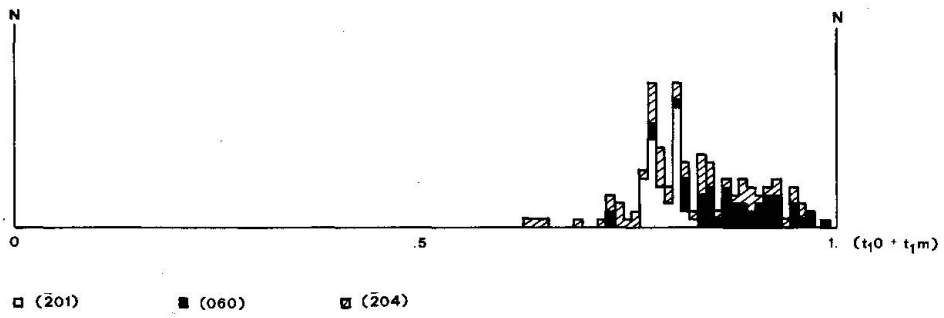


Figur 20: Beziehung zwischen Al/Si-Ordnungsgrad, Domänengrösse und Symmetrie (nach verschiedenen Autoren) in Alkalifeldspat. Kfsp der Grundmasse und Grosskristalle anhand ihrer (t_1O+t_1m)-Werte eingetragen.

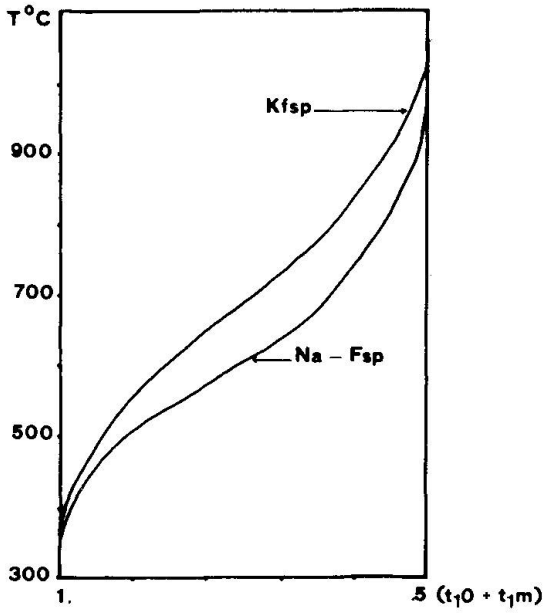
Dieser Vorsprung im Ordnungsprozess könnte just in der Korngrösse begründet sein (Fig. 20), er muss nicht von äusseren Faktoren beeinflusst werden.

Alle (t_1O+t_1m)-Werte liegen nahe bei 1. (Fig. 21), zwischen (.66) .72 und .99. Die extreme Häufung bei .8 ist allerdings nur eine scheinbare, da sie verursacht wird durch den Reflex ($\bar{2}01$), der nur über einen sehr kleinen Bereich ändert und zudem die Aufspaltung, herrührend von verschiedenen Phasen, kaum messbar ist. Die aberranten Werte <.70 stammen aus der Maggia-Zone und aus der Bergeller Intrusion.

Obwohl die Beziehung zwischen Al/Si-Ordnung und Temperatur noch nicht vollständig verstanden und überdies umstritten ist, ob das Material, das zur ex-



Figur 21: Histogramm der (t_1O+t_1m)-Werte, diffraktometrisch bestimmt an den Reflexen ($\bar{2}01$), (060) und ($\bar{2}04$) von Alkalifeldspat. Probenherkunft vgl. Tab. 2.



Figur 22: ($t_1$0+t_1m)/Temperatur nach STEWART und WRIGHT (1974). $t_1$0, t_1m Neutronen-diffraktometrisch bestimmt, Fehler ± 0.02. Erläuterungen im Text.

perimentellen Lösung dieses Problems Verwendung fand, tatsächlich einen Gleichgewichtszustand erreicht hatte, soll versucht werden, die Relation ($t_1$0+t_1m)/Temperatur als Feldspatthermometer anzuwenden. Fig. 22 gibt die teils berechneten, teils experimentell gefundenen und nur spärlich mit natürlich vorkommenden Fsp belegten Kurven. Wendet man auf dieses Diagramm die in den penninischen Gneisen gefundenen ($t_1$0+t_1m)-Werte an, so ergeben sich folgende, regional gegliederte Verhältnisse (Tab. 2):

Tabelle 2: Aus ($t_1$0+t_1m)-Werten ermittelte Temperaturen

Koordinaten		Fundortgruppe	[1]) T (°C) [2])		
687.1 /156.6	N	Fibbia	600		
701.25/149.65		Leventina nördl.	550		
709.25/142.1		mittl.	580	450 m Tiefe	600
711.25/138.5			610	610	
714.5 /135.9			565	650	
717.0 /133.8			590		
717.15/133.5			600	660	
717.8 /131.2			575	650	
720.5 /124.15	S	Riviera	590	605	
704.45/128.9		Verzasca	610/625		
687.6 /134.6		Antigorio	580		
688.5 /122.6		Maggia	595/610/620		
704.2 /160.2		Sta. Maria	610-620		
767.1 /123.5		Bergell	580		
750.2 /132.15		Granit von Chiavenna	636		
		Granit von Elba (Ilva)	620		

1) Kfsp-Grosskristall und 2) Kfsp der Grundmasse, wenn getrennt analysiert. Fehler: ± 5%.

Alle so gewonnenen Temperaturen liegen im Bereich von 550° bis 660°. Besonders schön zeigt sich, abgesehen von einer lokalen Störung, eine stetige Temperaturveränderung im N-S-Profil durch den Leventina-Gneis. Allerdings liegt die Kulmination am S-Rand der mittleren Leventina; in weiterer Annäherung an das Gebiet, wo Mobilisate gebildet wurden, klingen nach unserem Thermometer die Temperaturen scheinbar leicht ab.

Dass dieses kristallstrukturelle Feldspatthermometer so gute Übereinstimmung zeigt mit anders ermittelten Temperaturen (Paragenesen, Indexmineralien), scheint seine Anwendung zu rechtfertigen.

V DISKUSSION

1. Gegenüberstellung chemisches/kristallstrukturelles Feldspatthermometer

Die minimalen Temperaturen, die im chemischen Fsp-Thermometer eruiert wurden aus der Na-Verteilung von koexistierenden Fsp-Paaren, wobei nur die mikroskopisch homogene Kfsp-Phase der Wirtkristalle und keine Antiperthite berücksichtigt wurden, liegen bei 350° bis 450° C (p. 267). Diese weit tieferen Temperaturen als sie den Bildungsbedingungen entsprechen müssten, sind bedingt durch den Verlust an Ab-Komponente, den die Entmischungsvorgänge verursachen.

Das kristallstrukturelle Thermometer (p. 279) hingegen ergibt mittels intrakristalliner Verteilung des Al auf verschiedenen Gitterplätzen des Kfsp Temperaturen im Bereich von mindestens 550° bis 650° C. Temperaturen dieser Grössenordnung werden ebenfalls bestimmt, wenn das chemische Fsp-Thermometer auf Analysen von Kfsp, dessen Entmischungen durch Tempern homogenisiert wurden, angewendet wird (p. 274). Solche homogenisierten Kfsp dürften dem Zustand, in dem sie unmittelbar nach ihrer metamorphen Überprägung vorlagen, nahe kommen. Deshalb werden die Temperaturen nahe 600° C als Bildungstemperaturen gedeutet. Sie liegen in dem Bereich, der für die Amphibolitfazies, deren Bedingungen die lepontinischen Gneise unterworfen waren, angenommen wird. Bildungsverhältnisse spiegeln also das kristallstrukturelle Thermometer im Al/Si-Ordnungszustand einerseits und das chemische Thermometer andrerseits, sofern es auf die Na-Verteilung in homogenisiertem Kfsp und koparagenetischem Plag angewendet wird. Schwieriger ist die Deutung der Temperaturen im Bereich von 400° C, die offenbar in anderer geologischer Umgebung (z.B. Maine, Ferry, 1977) ähnlich ermittelt werden. Diese Temperaturen kennzeichnen u.E. eine Energieschwelle, oberhalb der eine erhöhte Mobilität der grossen Kationen K, Na und Ca beliebige Platzwechselvorgänge von

Korn zu Korn, auch unter verschiedenen Mineralspezien, erlaubt; unterhalb dieser Temperatur läuft intergranularer Austausch nur noch unendlich langsam ab.

Die ermittelten Temperaturen entsprechen damit einer Art blocking-Temperatur, unterhalb der die erreichte Na-Verteilung eingefroren bleibt. Die Schwellentemperatur wird bei der Abkühlung nach (regional- oder kontakt-)metamorpher Überprägung natürlich unterschritten. Wir glauben nicht, dass die 400° C-Temperaturen ein hydrothermales Ereignis datieren, das FERRY (op. cit.) postuliert, obwohl solche Ereignisse mit dem Abkühlungsprozess gekoppelt sein könnten.

In den Unterschieden der Temperaturbereiche, die aus dem kristallstrukturellen und dem auf den Wirt der entmischten Fsp-Phasen angewendeten chemischen Thermometer ermittelt wurden, zeigt sich die prinzipielle Andersartigkeit der Kinetik, mit der sich die verschiedenen Platzwechselvorgänge abspielen. Im chemischen Thermometer ist es intragranularer Austausch relativ grosser Kationen, der oberhalb einer gewissen Grenzenergie scheinbar leicht über grosse Distanzen stattfindet. Im andern Fall sind es ausschliesslich intrakristalline Platzwechselvorgänge des tetraedrisch koordinierten und sehr stark gebundenen Si und Al, die nur extrem langsam ablaufen und deren Verteilung noch immer einem Temperaturzustand entspricht, der die Bildungsbedingungen kennzeichnet.

Interessanterweise enden die Kurven, die den Temperaturverlauf mit wachsendem ($t_1 0+t_1 m$)-Wert beschreiben, weit oberhalb heutiger (Erd-)Oberflächentemperaturen. Wird das Maximum von ($t_1 0+t_1 m$)=1 erreicht, so liefert dieser Grenzwert eine Temperatur, die in denselben Bereich fällt, wie die im chemischen Thermometer aus den Ab-Verteilungsverhältnissen postulierte blocking-Temperatur, nämlich zwischen 360° und 400° C. Die Schwellentemperatur (blocking-T.) der hier angewendeten Thermometer ist scheinbar eine strukturabhängige Variable von Mineralien. Entsprechende Verteilungsparameter an Mineralien, die in anderen Strukturen kristallisieren, müssten demnach eine andere blocking-Temperatur bestimmen.

Betrachtet man die an Kfsp der Grundmasse und an Grosskristallen ermittelten Temperaturen, so zeigen sich auch bei Beachtung der in allen Untersuchungen auftretenden grösseren Streuung in Grosskristallen im kristallstrukturellen Thermometer unterschiedliche Verhältnisse (Tab. 2). Die Temperaturen der beiden Fsp-Typen variieren dort entweder gar nicht oder bis rund 15% absolut. Im chemischen Thermometer hingegen zeigen sich höchstens sehr feine Unterschiede, da die Grosskristalle sich chemisch wenig von der Grundmasse unterscheiden (Fig. 11). Wir deuten diese Verhältnisse dahin, dass die feineren Differenzen auf Korngrössenverteilungen zurückzuführen sein könnten. Dabei spielen einerseits die Domänengrössen der betrachteten Kristalle, andrerseits die Kristallgrösse selbst und die Differenzen in den Grenzflächenenergien zwi-

schen homöoblastischen Körnern der Grundmasse und zwischen einzelnen Makrokristallen und ihrer feinkörnigen Umgebung eine Rolle. Die grösseren Differenzen könnten genetisch begründet sein in der Weise, dass nicht alle Grosskristalle demselben Bildungszyklus angehören.

Im folgenden sollen die Temperaturen, wie sie aus den verschiedenen Thermometern ermittelt wurden, regional betrachtet werden. Die angesichts der Grösse des Untersuchungsgebietes und der Vielfältigkeit der tektonischen Einheiten geringe Streuung, welche die untersuchten Gneise in ihren Temperaturen aufweisen, lassen darauf schliessen, dass das Lepontin als gesamter Komplex sich in gutem Gleichgewicht befindet. Lokale Abweichung im Gesamtbild oder von Temperaturen, die aus anderen Kriterien erwartet wurden (z.B. Fibbia mit 600° C und mehr oder die Bergeller Intrusion mit weniger als 600° C) treten in allen Methoden gleichförmig aberrant auf, und lassen deshalb erwarten, dass in jenen Regionen tatsächlich irgendwelche Einflüsse das Gleichgewicht gestört haben.

Die Bildungs-(Metamorphose-)temperaturen von rund 600° C, wie sie das kristallstrukturelle und chemische, auf homogenisierte Kfsp angewendete Thermometer ergeben, nehmen von N nach S im Profil durch den Leventina-Gneis zu. Allerdings wird die Temperaturkulmination, entgegen mineralparagenetischen Erwartungen, bereits auf der Breite von Biasca erreicht. Weiter südlich, in Gneisen der Riviera, ergeben die Fsp-Thermometer bereits wieder leicht abklingende Temperaturen. Um aus diesen Temperaturverhältnissen Schlüsse zu ziehen, müssten Druckverhältnisse und Veränderungen einer fluiden Phase mit in Betracht gezogen werden. Entsprächen die aus den Fsp-Thermometern ermittelten Temperaturen realen Verhältnissen, so müssten diese anderen Faktoren (Druck, fluide Phase oder andere) bewirken, dass in der Riviera und in der Zone von Bellinzona trotz konstanter oder leicht abklingender Temperatur eine Erhöhung der metamorphen Reaktivität feststellbar ist.

Die aberranten, höheren Temperaturen als erwartet, welche die Fibbia-Gneise und Bohrkerne von Sta. Maria zeigen, wären durch eine (metasomatische?, präalpidische?) Na-Zufuhr leicht zu erklären. Jedenfalls weisen sie und die überaus häufigen Entmischungserscheinungen in allen Fsp jener Gesteine auf anders geartete Bildungsbedingungen, als sie die Gneise des Lepontins kennzeichnen.

Die relativ zu niedrigen Bildungstemperaturen des Bergeller Tonalits (420° - 580° C) könnten dahin gedeutet werden, dass es sich dort nicht um eine postalpidische, sondern um eine alpidische oder ältere Intrusion handelt, die in einer Spätphase der alpidischen Metamorphose überprägt worden ist oder starke retromorphe Veränderungen zeigt, eine Vermutung, die angesichts anderer Kriterien bereits geäussert wurde (WENK, 1974). Andere Granite (Elba, New Hampshire) ergeben übereinstimmend Temperaturen, die deutlich über 600° C liegen (620°, 650°). In diesem Temperaturbereich liegt auch der Granit von Chiaven-

na (Koord. 750.2/132.15) mit 635° C, der unseren Temperaturbestimmungen gemäss tatsächlich eine postalpidische, nicht metamorphisierte Intrusion darstellen könnte.

Werden die ermittelten Temperaturen von Graniten und Gneisen verglichen, so zeigt sich, dass Granite sowohl im chemischen als auch im strukturellen Fsp-Thermometer unabhängig von ihrem Intrusionsalter annähernd gleiche Temperaturen aufweisen. Gneise hingegen zeigen einmal rund 600° C im strukturellen Thermometer oder chemisch an homogenisierten Kristallen bestimmt, die chemische Zusammensetzung der Fsp-Wirtkristalle hingegen liefert rund 400° C. Dieser grundlegende Unterschied zwischen Plutoniten und Metamorphiten könnte auf die vollkommen andersartigen Abkühlungsverhältnisse zurückgeführt werden. Die Abkühlungsgeschwindigkeit dürfte das Kriterium sein, das die inter- und intragranularen Ordnungsvorgänge sehr nachhaltig beeinflusst. Geologisch betrachtet ist damit die Hebungsgeschwindigkeit verbunden.

Beim Vergleich der beiden Thermometrien, die einmal Bildungsbedingungen, das andere Mal das Erreichen der blocking-Temperatur an derselben Gesteinsprobe datieren, fallen die unterschiedlich grossen Temperaturdifferenzen, berechnet als $\triangle T = T_{(t_i0+t_im)} - T_{chem}$ (Tab. 3) auf. Sie dürften in verschiedener Abkühlungsgeschichte und Hebungsgeschwindigkeiten der betrachteten Proben begründet sein.

Wird die Korrelation von Hebungs- und Abkühlungsgeschwindigkeit sowie die aus der Fsp-Thermometrie ermittelten Temperaturen der Bildungsverhält-

Tabelle 3: Temperaturen, Metamorphosealter, Hebungsgeschwindigkeiten und geothermische Gradienten

	Fundortgruppe	T_{chem}	$T_{chem/homog.}$	$T_{(t_i0+t_im)}$	$\triangle T$	*Metamorphose peak*	*Hebungsgeschwindigkeit*	*geotherm. Gradient*
N	Fibbia	350	550–650	600	250	25	0.47	21..3
	Leventina nördl.	375	550	550	175	27	0.34	19.1
	mittl.	380		580				
				610				
				565/650	260	27	0.34	28.3
				590				
				600/660				
		400		575/650				
S	Riv.	390–420	650	590/605	200	27	0.34	21.8
	Verzasca	400	610	610/625	215	25	0.34	25.3
	Maggia	370–440	540–580	595–620	240–170	25	0.34	28.2–20.
	Antigorio	350–450	580–600	580	230–130	?	1.1	?
	Sta. Maria	340–380	550–650	615	275–235	25 (?)	0.34	32.3–27.6
	Bergell	420		580	160	26	0.18	34.2
		°C	°C	°C	°C	my	mm/y	°/km

nisse und blocking-Temperatur in Kombination mit dem Metamorphosealter verwendet, so lassen sich daraus geothermische Gradienten berechnen unter Voraussetzung von bekannten Hebungsgeschwindigkeiten, resp. Hebungsgeschwindigkeiten bei bekanntem geothermischen Gradient. Die Berechnung soll ausgeführt werden für den ersten Fall: Bekannt ist die Temperaturdifferenz von Metamorphose- und blocking-Temperatur, die sich seit der Hauptphase der Metamorphose ausgebildet hat. Als Hebungsgeschwindigkeit sollen die aus Spaltspuren gewonnenen Daten von WAGNER et al. (1977) verwendet werden. Es wird weiter vorausgesetzt, dass die Gitterplätze nach Erreichen der blokking-Temperatur nicht mehr geändert werden, d.h. die Geschwindigkeit der Platzwechselvorgänge ist unendlich klein, oder aber jeder Platzwechsel wird durch einen entsprechenden entgegengesetzten Wechsel sofort ausgeglichen; es herrscht also Gleichgewicht. Unter diesen Voraussetzungen lassen sich die in Tab. 3 aufgeführten geothermischen Gradienten berechnen.

Berücksichtigt man, dass die Berechnung der Hebungsgeschwindigkeiten auf der Annahme eines mittleren geothermischen Gradienten von 30° C/km fussen, so lassen sich Hebungsgeschwindigkeit (über Spaltspurenalter) und geothermischer Gradient gegenseitig in einer Iteration verfeinern und die genauen Werte finden.

Die in erster Näherung gewonnenen Gradienten scheinen möglich; ihr Mittel liegt bei ~26° C/km. Offensichtlich variieren sie relativ kleinräumig und müssen wohl auch zeitlich variabel sein. Im Gebiet Antigorio wird jedoch kein glaubwürdiger Wert (<10° C/km) berechnet, was wir, bei einer Hebungsgeschwindigkeit von >1 mm/y, dem Umstand zuschreiben, dass dort unsere Voraussetzungen zu wenig erfüllt sind, weil noch kein Gleichgewicht herrscht. Die auf diese Weise ermittelten geothermischen Gradienten sind wie die Hebungsgeschwindigkeiten zum jetzigen Zeitpunkt gültig. Wollte man sie in geologischer Vergangenheit ermitteln, so müsste jeder zu einer beliebigen Zeit zugehörige Ordnungszustand bekannt sein, was einstweilen die Unkenntnis der Kinetik, womit die Platzwechselvorgänge ablaufen, verunmöglicht.

2. Natur der Alkalifeldspat-Grosskristalle

Mit den Kenntnissen, die aus den verschiedenen Untersuchungsmethoden ermittelt wurden, ist es möglich, Rückschlüsse auf die Genese der auffälligen und lokal gehäuft auftretenden Grosskristalle zu ziehen, die bisher meist als Porphyroblasten gedeutet wurden.

Schon früher beschriebene Kriterien (HISS, 1975a, 1975b) liessen uns sedimentäre Schmitzen, die in den Leventina-Gneis prämetamorph kontaminiert sind, vermuten. Es sind dies vor allem lokale Häufungen von auffälligen Mineralien, wie riesige Ap-Kristalle, Skap und andere, vor allem aber Anhydrit.

Zum Teil weisen die Kfsp-Grosskristalle eine auffällige starke Bestäubung auf oder Augen scheinen in feinkörnige Gemenge von Q und Fsp rekristallisiert, beides Erscheinungen, die deutbar sind, wenn die Grosskristalle als Relikte betrachtet werden. Ausserdem weisen Makrokristalle sporadisch Deformationen auf, z.B. Boudinierung, und zeigen, sofern sie in echten Augen vorliegen die beschriebene typische Rotation. Sie müssen also bereits vor Abklingen der letzten starken Bewegungen und Deformationsphasen als grössere Körper mit anderen mechanischen Eigenschaften im feinerkörnigen Grundgewebe vorgelegen haben. Die Beobachtung, dass Kfsp nicht in reinen Ab, sondern in zwei verschieden saure Plag entmischt sind, wie raster-elektronenmikroskopisch festgestellt werden konnte (vgl. Hiss et al., in Vorbereitung), deren Zusammensetzung der Begrenzungslinie der Peristerit-Mischungslücke entsprechen muss, kann auf zwei Arten gedeutet werden. Entweder erfolgt die Entmischung nicht in Ab mit nur sehr wenig %Mol An, sondern in einen Plag beliebigen An-Gehalts. Oder aber bereits perthitisch in Ab als Gast entmischte Kfsp-Kristalle unterliegen einer Metamorphose, die den An-Gehalt sämtlicher Plag-Kristalle im gesamten Gesteinskomplex, auch jenen der feinen Entmischungskörper, in Abhängigkeit von der Temperatur und der fluiden Phase bestimmt. In diesem Fall müssen die Kfsp-Grosskristalle bereits prämetamorph existiert haben.

Vergleicht man die verschiedenen Analysenresultate von Kfsp-Grosskristallen und Kfsp der Grundmasse, so zeigen die Resultate recht gute Übereinstimmung, auch wenn Streuungen unter Umständen in Grosskristallen stärker sind (Korngrössen- und Domänengrösseneffekt, p. 280). Einzig im Or-Gehalt nicht homogenisierter Kfsp-Grosskristalle zeigt sich ein deutlicher Unterschied gegenüber der Grundmasse (Fig. 14), der jedoch durch die Homogenisierung ausgeglichen wird. Er bedeutet in erster Linie anderes Verhalten bezüglich Entmischung, nicht notwendigerweise verschiedene Bildungsbedingungen. In den verschiedenen Thermometern zeigt sich meist ein bemerkenswertes Gleichgewicht zwischen Grundmasse und Grosskristall; die Messwerte sind innerhalb der Fehlergrenzen dieselben, Abweichungen, abgesehen von Ausnahmen, nur gering, vermutlich als Korngrösseneffekt.

Wir folgern daraus, dass die meisten der untersuchten Kfsp-Grosskristalle bereits prämetamorph (präalpidisch) vorgelegen haben. Sie sind im allgemeinen (in der oberen und mittleren Valle Leventina, in der Riviera N Bellinzona, im oberen Val Verzasca) keine alpidischen Porphyroblasten (Ausnahme: Bodio, p. 265), sondern ältere Bildungen. Ob sie allerdings als echte Einsprenglinge gewachsen sind, oder ob sie Porphyroblasten eines früheren Metamorphosezyklus darstellen, kann anhand der vorliegenden Daten nicht entschieden werden, da sich das chemische und das kristallstrukturelle Thermometer in ihnen auf die Klimax der letzten Metamorphose eingestellt haben.

Danksagung

Meinem sehr verehrten Lehrer, Prof. Dr. E. Wenk, danke ich bestens für das grossartige Rahmenthema, das mir viel Freiheit zur Bearbeitung einräumte. Ebenso verdanke ich Prof. Wenk Diskussionen und zahlreiche Hinweise auf Vergleichsmöglichkeiten mit anderen Regionen der Zentralalpen, und schliesslich auch die Durchsicht des Manuskripts.

An Dr. H.-U. Nissen, Laboratorium für Festkörperphysik der ETH Zürich, richtet sich mein Dank für freundliche Aufnahme in seiner Gruppe, für Diskussionen und tatkräftige Unterstützung in meinen elektronenmikroskopischen Problemen und für Bereinigung des Manuskripts. R. Wessicken danke ich besonders, mich in die Handhabung eines Transmissions-Elektronenmikroskops eingeführt zu haben, und vor allem für die Arbeiten am scanning-Elektronenmikroskop.

Prof. H. Schwander danke ich für die Einführung in die Röntgenmikrosondentechnik und für die Überlassung der Geräte zur Analyse meines Probenmaterials. Ebenso verdanke ich ihm Diskussion und Kritik am chemisch-analytischen Teil.

Dr. R. Müller, Ciba-Geigy AG Basel, verdanke ich den Zugang zu der aufheizbaren Röntgenkamera. Sein mir ausgestellter Freipass ermöglichte es, dass ich Geräte und Labor frei benützen konnte.

Schliesslich seien auch die Literaturhinweise, die mir Prof. M. Frey zuhielt, dankend erwähnt.

Verwendete Abkürzungen

A	Anhydrit	Gr	Granat	Q	Quarz
Ap	Apatit	Hb	Hornblende	Ru	Rutil
Bi	Biotit	Kfsp	Alkalifeldspat	Sd	Sanidin
Cc	Calcit	Klz	Klinozoisit	Skap	Skapolith
Chl	Chlorit	Ky	Disthen	Stau	Staurolith
Ep	Epidot s.l.	Mu	Muskowit	Tit	Titanit
Fsp	Feldspat	Plag	Plagioklas	Zo	Zoisit
Gp	Gips	Px	Pyroxen	Zr	Zirkon

Literaturverzeichnis

SMPM=Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.

AYRTON S. N., RAMSAY J. G. (1974): Tectonic and metamorphic events in the Alps. SMPM *54*, 2/3, 609.

BURRI C., PARKER R. L., WENK E. (1967): Die optische Orientierung der Plagioklase. Birkhäuser, Basel.

CASASOPRA S. (1939): Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina. SMPM XIX, 349–710.

— (1948a): Brevi cenni sulla genesi del granito gneissico Leventina. SMPM XXVIII, 127–189.

— (1948b): Note sulla petrochimica dello gneiss-granito Leventina. SMPM XXVIII, 717–756.

DRESCHER-KADEN F. K. (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

FERRY J. M. (1976): Fluid interaction between granite and sediment during metamorphism, South-Central Maine. Ann. Report of Director of the Geophys. Lab., Carnegie Inst. 1975–1976.

FREY M., HUNZIKER J. C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G. V., JÄGER E., NIGGLI E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A Review. SMPM *54*, 2/3, 247–290.

GOLDSMITH J. R., LAVES F. (1954a): The microcline-sanidine stability relations. Geochim. et Cosmochim. Acta *5*, 1-19.
— (1954b): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. et Cosmochim. Acta *6*, 100-118.
GYR T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs. Mitt. aus dem geol. Inst. der ETH und Uni Zürich, N. F. 66.
HÄNNY R. (1972): Das Migmatitgebiet der Valle Bodengo (östliches Lepontin). Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, N. F. *145*. Lfg.
HISS B. M. (1975a): Petrographische Untersuchungen der SBB-Sondierbohrung Biaschina (TI). SMPM *55*, 201-215.
— (1975b): Metamorpher Anhydrit im Leventina-Gneiss. SMPM *55*, 217-225.
HOLM J. L., Kleppa O. J. (1968): Thermodynamics of the disordering process in albite. Am. Mineralogist *53*, 123-133.
KROLL H. (1971): Determination of Al, Si distribution in alkali feldspars from X-ray powder data. N. Jb. Mineral. Mh. *2*, 91-94.
MACKENZIE W. S., ZUSSMAN J. (eds.) (1974): The feldspars. Proceedings of a NATO Advanced Study Institute Manchester 11-21 July 1972. Manchester University Press.
MILNES A. G. (1974): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A new working hypothesis. Geol. Soc. Am. Bull. v. *85*, II, 1727-32.
NIGGLI E., Niggli C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Eclogae geol. Helv. *58*, 335-368.
ORVILLE P. M. (1974): The peristerite gap as an equilibrium between ordered albite and disordered plagioclase solid solution. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. *97*, 386-392.
PHILLIPS E. R. (1974): Myrmekite - one hundred years later. Lithos *7*, 181-194.
PURDY J. W., JÄGER E. (1976): K-Ar Ages on rock-forming minerals from the Central Alps. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. XXX.
RIBBE P. H. (1962): Observations on the nature of unmixing in peristerite plagioclases. Norsk geol. Tidsskr. *42*, 138-151.
— (ed.) (1975): Feldspar Mineralogy. Min. Soc. Am. Short course notes. vol. 2.
SMITH J. V. (1974): Feldspar Minerals. In three volumes. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
STECK A. (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneissen des Gotthardmassivs. SMPM *56*, 269-292.
STEWART, D. B. (1975): Lattice parameters, composition, and Al/Si order in Alkali feldspars. In: RIBBE, P. H. (ed.) (1975).
— RIBBE P. H. (1969): Structural explanation for variations in cell parameters of alkali feldspar with Al/Si ordering. Am J. Sci. 267-A, 444-462.
STORMER J. C. JR. (1975): A practical two-feldspar geothermometer. Am. Mineralogist *60*, 667-674.
TRÖGER W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
WAGNER G. A., REIMER G. M., JÄGER E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating. The uplift and cooling history of the Central Alps. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. XXX.
WENK E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. SMPM 35, *2*, 311-319.
— (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. SMPM *42*, 139-152.
— ,KELLER F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. SMPM 49/1, 157-198.
WENK H. R. (1967): Die Triklinität der Alkalifeldspäte in lepontinischen Gneissen. SMPM 47, 129-146.
— (1974): Two episodes of highgrade metamorphism in the Northern Bergell Alps. SMPM 54, 2/3, 555-565.

WHITNEY J. A., STORMER J. C. JR. (1976): Geothermometry and geobarometry in epizonal granitic inclusions: a comparison of iron-titanium oxides and coexisting feldspars. Am. Mineralogist 61, 751–761.

— (1977): The distribution of $NaAlSi_3O_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. Am. Mineralogist 62, 687–691.

WRIGHT T. L., STEWART D. B. (1968): X-ray and optical study of alkali-feldspar. I. Am. Mineralogist 53, 38–87.

— (1968): X-ray and optical study of alkali-feldspar. II. Am. Mineralogist 53, 88–104.

Manuskript eingegangen am 9. Februar 1978