

Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits

Autor(en): **Grünenfelder, Marc / Hafner, Stefan**

Objektyp: **Article**

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

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

Heft 1

PDF erstellt am: **06.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-32670>

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits

Von *Marc Grünenfelder* und *Stefan Hafner* (Zürich)

Mit 5 Tabellen und 11 Textfiguren

Zusammenfassung

Eine Probe von Rotondogranit wurde aufbereitet und daraus Zirkon und Na-Kaliumfeldspat isoliert. Die zwei U/Pb-Alter von Zirkon wurden berechnet und die Pb-Isotopenverhältnisse von Zirkon und Na-Kaliumfeldspat gemessen. Beim Zirkon ergab sich ein konkordantes Alter von 140 Millionen Jahren. Das Blei-Isotopenverhältnis von Na-Kaliumfeldspat ist anomal. Die Zirkonkristalle sind teilweise rekristallisiert und resorbiert.

Der Mineralbestand und das Gefügebild des Granits werden mit denjenigen anderer, typischer Granite verglichen. Der Granit besitzt ein echt granitisches Gefüge, das nach der Granitbildung nur schwach metamorph überprägt wurde. Die Überprägung ist deutlich geringer als diejenige des benachbarten, heute vergneisten jungherzynischen Fibbiagranits.

Die neu bestimmten, absoluten Alter werden im Zusammenhang mit der Geologie und Petrographie des Gebiets diskutiert. Ein Vergleich mit dem heute bekannten Zirkon-Alter des Fibbiagneises (300 Millionen Jahre — GRÜNENFELDER 1962) ergibt, dass der Rotondogranit nicht ohne weiteres zu den Graniten jungherzynischen Alters gestellt werden darf. Eine mögliche Deutung der heute vorliegenden Daten ist die folgende: Der Granit ist als palingenes Mobilisat mit altem, aber verändertem Zirkonbestand in das Nebengestein eingedrungen. Die Altersfrage der Platznahme bleibt offen. Ein mögliches, alpines Alter kann nicht widerlegt werden.

Abstract

Zircon and Na-K-feldspar crystals have been separated from a specimen of Rotondo Granite. The two U/Pb ages have been calculated for the zircon and the Pb isotope ratio of the zircon and Na-K-feldspar measured. The zircon gave a consistent age of 140 million years. The Pb isotope ratio of the feldspar is anomalous. The zircon crystals are partially recrystallised and dissolved.

The mineral content and the fabric of the granite is comparable to other typical granites. The granite shows a normal granitic fabric which has been only slightly modified by subsequent metamorphism. The metamorphic features are certainly

less pronounced than in the nearby, late Hercynian Granite, which is today seen as Fibbia Gneiss.

The absolute age determination is discussed in relation to the geology and petrology of the area. A comparison with the known zircon age of the Fibbia Gneiss (300 million years — GRÜNENFELDER 1962) shows that the Rotondo Granite cannot readily be placed amongst the late Hercynian granites. A possible interpretation of the present situation taking is as follows: the granite was remobilised and intruded into its present situation taking with it its older but now altered zircon. The age of this intrusion remains problematic; it could possibly be Alpine.

Inhaltsverzeichnis

I. Einleitung (von S. H.)	170
II. Kurze Beschreibung des Rotondogranit-Gefüges (von S. H.)	173
1. Mineralbeschreibung	175
2. Das Gefügebild.	182
III. Mineralalter (von M. G.)	183
1. Einleitung	183
2. Probeentnahme und Mineralaufbereitung	186
3. Beschreibung der analysierten Minerale	186
a) Zirkon	186
b) Na-Kaliumfeldspat.	190
4. Experimentelles	191
5. Resultate	191
6. Diskussion.	192
IV. Bisherige Ansichten und heutige Situation (von S. H.)	195
1. Das prätriadische Alter des Granits	197
2. Das posttriadische Alter des Granits	199
3. Die heutige Situation	201

I. Einleitung (von S. H.)

Es ist schon seit vielen Jahren bekannt, dass die Granite und granitischen Gneise, die den Kern des Gotthardmassivs bilden, die Derivate zweier magmatischer Stoffzufuhrprozesse sind. Eine erste Gruppe von Gneisen, die sogenannten *Streifengneise*, werden von einem älteren, *vorherzynischen* Zufuhrprozess abgeleitet. Diese Gesteine weisen in der Regel eine ausgeprägte Paralleltexur auf. Ihr Gefüge ist durch mehrfache Metamorphose umgebildet, so dass praktisch keine Gefügebereiche mit echt magmatischem Strukturbild mehr gefunden werden können. Eine zweite Gruppe von Graniten und Gneisen wird einer jüngeren, *herzynischen* Magmenzufuhr „oberkarbonischen“ Alters (seit SONDER, 1921) zu-

geordnet. Ihre stockartig geformten Gesteinskörper haben oft diskordante Kontakte zu den benachbarten Gneisen und Schiefen. Die Gefüge zeigen meist eine deutliche Paralleltexur, die freilich schwächer ist als diejenige der Streifengneise. Im Gegensatz zu jenen gibt es hier vereinzelte Gefügebereiche, deren Strukturbild als echt magmatisch gelten kann. In diese Gruppe gehören unter anderem *Gamsboden-*, *Fibbia-* und *Medelsergneis*.

Zur erwähnten zweiten Gruppe von Intrusivkörpern wird auch der sogenannte *Rotondogranit* gezählt, ein Granit von besonders massiger Textur, obwohl einige geologische und petrographische Beobachtungen gegen eine „oberkarbonische“ Intrusion sprechen, sondern eher auf die Zugehörigkeit zu einer dritten Gruppe *jungen, posttriadischen* Alters hindeuten. Zweifelsäusserungen am Alter des Granits sind nicht neu. EICHENBERGER (1920)¹), der den westlichen Teil des Rotondogranits geologisch bearbeitete und in einer sorgfältigen Arbeit beschrieb, hat wohl als einer der ersten die Möglichkeit eines posttriadischen Alters herangezogen. Auch SONDER, ein gründlicher Kenner der Geologie des Rotondomassivs, hat diese Möglichkeit stets im Auge behalten und sie niemals mit Entschiedenheit von sich gewiesen (mündliche Mitteilung). Die geologische Aufnahme des gesamten Granitstocks und seiner Kontakte im Massstab 1 : 10 000 von HAFNER (1958)²) ergab die Unmöglichkeit, die Altersfrage mittels klassischer geologischer und petrographischer Methoden zu lösen. Zwar spricht die Gefügestruktur des Granits und der benachbarten Nebengesteine eher für ein *junges, alpines* Intrusionsalter, es sind aber geologische und vor allem chemische Beobachtungen da, die eine *spät-herzynische* Platznahme unterstützen, wenn sie diese auch niemals beweisen.

An das Alter und an die Entstehung der granitischen Gesteine des Gotthardmassivs sind wichtige Fragen der *Gesteinsmetamorphose* geknüpft. Im Massiv sind mindestens 4 Metamorphosen zu erwarten, die das Gefüge aller oder gewisser Gesteine ganz oder teilweise verändert haben: mindestens 2 *regionale* (eine *alpine* und eine oder mehrere *vor-alpine*) sowie mindestens 2 *Kontaktmetamorphosen* (entsprechend der angenommenen Anzahl von Intrusionszyklen). Die Erkenntnis des „ober-

¹) Begutachtete, aber unveröffentlichte Originaldissertation (im Privatbesitz R. EICHENBERGERS). Diese Arbeit wurde von S. HAFNER (1958) nicht erwähnt, weil sie damals noch nicht bekannt war. Im gedruckten Dissertationsauszug (R. EICHENBERGER, 1924) ist die Diskussion des Granitalters weggelassen.

²) Und noch nicht veröffentlichte Kartierung (1958—1961) im Auftrag der Schweiz. Geologischen Kommission.

karbonischen“ Alters der Granite der zweiten Gruppe und die Stärke der nachträglichen regionalen Überprägung dieser Granite bilden in allen bisherigen Arbeiten, die Alter und Ausmass der einzelnen Metamorphosen in den Gotthardmassiv-Gesteinen behandeln, entscheidende Argumente für die Beurteilung der Intensität der alpinen Metamorphose in den nichtgranitischen Nebengesteinen.

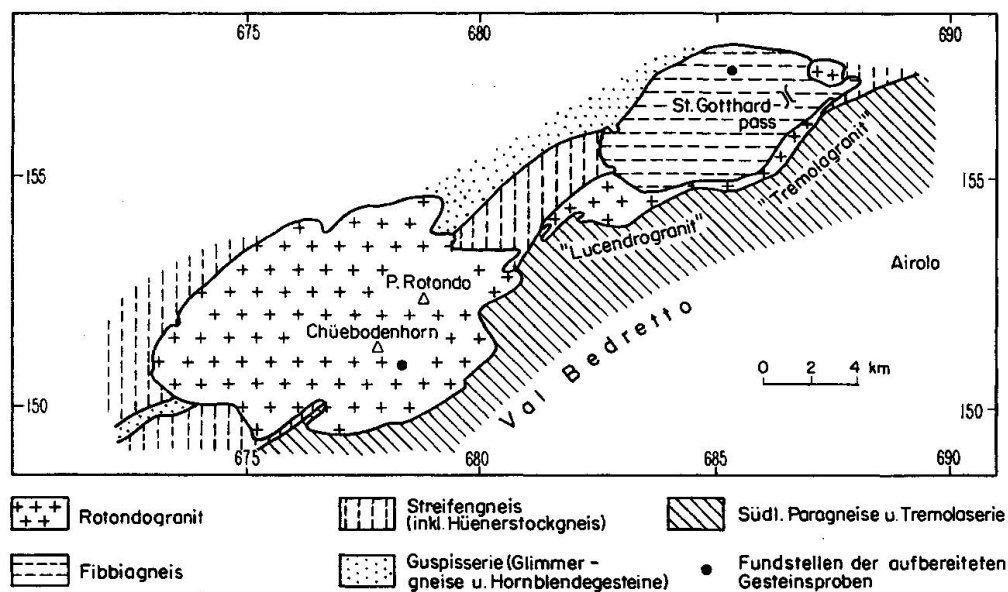


Fig. 1. Südwestliches Gotthardmassiv, Massstab 1 : 200 000.

Der *Rotondogranit* liegt ohne Zweifel an einer geologisch besonders fraglichen Stelle. Seine südlichen Nebengesteine, die *südlichen Paragneise* des Massivs und die *Tremolaserie* gelten seit P. NIGGLI (1929) wegen der grossen Ähnlichkeit ihrer Metamorphose mit den nur alpin veränderten mesozoischen Sedimenten der Piora- und Bedrettomulde als alpin durchgreifend mesozonal umkristallisiert. Seine nördlichen, westlichen und östlichen Nebengesteine sind hingegen von AMBÜHL (1929) und OBERHOLZER (1955) als praktisch nur prätriadisch metamorphe, alpin sehr wenig veränderte Gesteine beschrieben worden. Der Einfluss der alpinen Metamorphose soll sich nach diesen Arbeiten auf eine schwache Kataklase der Quarze, schwache Serizitisierung und Zoisitisierung der Plagioklasse, schwache Chloritisierung der Biotite und eventuell auf eine einzelnte Neubildung von Epidot beschränken. Eine Rekristallisation des Gefüges — oder auch nur gewisser Teile hiervon — wird abgelehnt. Zur Stütze dieser Ansicht wird auf die alpin nur schwach veränderten Gefüge der oberkarbonischen Granite, insbesondere auf das nachträglich

praktisch nicht mehr beeinflusste „oberkarbonische“ Eruptivgefüge des Rotondogranits hingewiesen.

Auf der anderen Seite sind von HAFNER (1958) einige Hinweise aufgeführt worden, die dafür sprechen, dass nicht nur in den südlichen Paragneisen und in der Tremolaserie, sondern auch in den *nördlich* anschliessenden Gesteinen, also östlichen und westlichen Nebengesteinen des Rotondogranits, ein grosser Teil von Quarz, Feldspat, Biotit und Muskovit *alpin rekristallisierte* und *neugebildete Kristalloblasten* sind. Nach HAFNER (1958) ist auch ein beträchtlicher Anteil des Quarz-Feldspat-Glimmer-Gefüges des nördlich und westlich des Rotondogranits gelegenen *Fibbiagneises* alpin neu kristallisiert. Nur der Rotondogranit zeichnet sich auch nach HAFNER durch ein nachträglich praktisch nicht mehr überprägtes, echt granitisches Gefüge und durch scharfe, nicht regional-metamorphe, mechanisch nur wenig gestörte Eruptivkontakte zum Nebengestein aus. Es schienen deshalb gewisse Zweifel am voralpinen, prätriadischen Alter des Granits berechtigt zu sein.

Die heute vorhandenen, sich in vielem widersprechenden Arbeiten über die Geologie und Petrographie des zentralen und westlichen Gott-hardmassivs zeigen deutlich, dass das Problem des Rotondogranits mittels klassischer geologischer und petrographischer Untersuchungsmethoden nicht lösbar ist. Es schien uns daher wertvoll, durch die Bestimmung der Uran- und Blei-Isotopenverhältnisse in Zirkon und Na-Kaliumfeldspat einer ausgewählten Granitprobe und deren Vergleich mit Messungen an Proben des Fibbia- und Gamsbodengneises von einer anderen Seite her *neue Informationen* zu gewinnen, wenn auch von vorneherein klar war, dass dadurch die ausserordentlich komplizierte Altersfrage des Granits nicht auf Anhieb entschieden werden kann.

II. Kurze Beschreibung des Rotondogranit-Gefüges (von S. H.)

Die hier folgende kurze *mikroskopische Mineralbeschreibung* des Granitgefüges ist als Ergänzung zu den Angaben von HAFNER (1958, S. 261 bis 264) gedacht. Jene Arbeit beschränkte sich auf die südlichste Partie des Rotondogranits. Durch die inzwischen erfolgte geologische Aufnahme des gesamten Granitmassivs sind einige Korrekturen notwendig geworden. Auf eine Wiederholung der richtigen Angaben wird verzichtet. Die Zusammensetzung des Gefüges ist in Tab. 1 angegeben.

Tabelle 1. *Mittlere Zusammensetzung des Rotondogranit-Gefüges*

	Mittelwert v. Dünnschliffen aus 16 über das ganze Massiv verteilten Proben		Probe vom Chüebodenhorn ¹⁾ (Mittelwert von 6 Dünnschliffen) Koord. 678,45/150,80		Rotondogranit an der Gotthardstr. („Tremolagranit“, Mittelwert von 4 Proben ²⁾)
	Mittelwert u. mittlere Streuung	Gesamtstreuung	Mittelwert	Gesamtstreuung	Mittelwert
Quarz	33 ± 3	20—45	34 ± 4	20 — 44	38 ± 3
Na-K-Feldspat ³⁾	30 ± 2	19—45	30 ± 4	21 — 44	30 ± 3
Albit	31 ± 2	22—45	32 ± 3	22 — 39	24 ± 2
Biotit	3 ± 1	1— 9 ⁴⁾	1,5 ± 0,5	1 — 2	5 ± 2
Muskowit	1,5	0— 3	1,5 ± 0,5	1 — 3	2,5 ± 0,7
Granat	0,5	0— 2	0,5	0,2— 1,2	0,2
Epidot	0,6	0— 2	0,5	0,2— 1,2	0,4
Erze	0,2	0—0,2	< 0,2	0 — 0,4	0,2
Zirkon			0,01		

¹⁾ Bei dieser Probe wurden Zirkon und Na-Kaliumfeldspat für die Bestimmung der U/Th/Pb-Isotopenverhältnisse isoliert.

²⁾ Einzelwerte vgl. RYBACH und HAFNER (1961).

³⁾ Na-Kaliumfeldspat, d. h. Mikroklin (intermediär) mit perthitisch entmischem Albit.

⁴⁾ Ohne Proben des „Tremolagranits“: 1—5. Der von HAFNER (1958, S. 263) angegebene Biotitgehalt des Rotondogranits von 5—10 % ist deutlich zu hoch.

1. MINERALBESCHREIBUNG

Quarz

Es können im allgemeinen drei verschiedene Kristallarten gefunden werden.

a) Eine erste, relativ seltene Art liegt in 1—4 mm grossen, im Schnitt durch gerade Linien begrenzten, mehr oder weniger isometrischen Kristallen vor, die oft nahezu idiomorph sind. Da sich die Form dieser Kristalle und die Verteilung im Gefüge mit der üblichen Ausbildung des Quarzes in nicht metamorphen Graniten deckt, handelt es sich nach unserer Ansicht um *echt granitische*, nach der Granitbildung nicht mehr

umkristallisierte Quarzkristalle. Ein derartiger Quarz findet sich in Fig. 2.

Alle Individuen zeigen eine starke undulöse Auslöschung. Sie sind oft in mehrere, zueinander leicht verstellte Teile zerbrochen. Die undulöse Auslöschung ist in ihrem Ausmass durchaus nicht stärker als etwa diejenige der Quarze des *Syenits von Biella*, Piemont, des *Lithionitgranits von Greifenstein*, Sachsen, des *Granits von Mont'Orfano*, Baveno, des *Granits von Monte Capanne*, Elba, des *Albtalgranits von Tiefenstein*, Schwarzwald, oder etwa des *Mittagfluhgranits*, Aarmassiv. Sie ist aber deutlich geringer als diejenige der Quarze des *Bergeller Granits*.

b) Die häufigste Ausbildung von Quarz wird von etwa 0,5—2 mm grossen Körnern von meist isometrischer Form gebildet, die in Nestern von ca. 1—7 mm Durchmesser angesammelt sind. Die Nester enthalten keine anderen Minerale. Sie bilden meist Zwickelfüllungen zwischen idiomorphen Feldspäten. Die einzelnen Körner sind im Schnitt oft durch gerade Linien begrenzt, oft aber auch amöbenartig ineinander verzahnt. Die undulöse Auslöschung ist im Durchschnitt deutlich schwächer als unter a. Nicht selten fehlt sie.

Die Vermutung liegt nahe, dass diese Quarznester grosse, alte, granitische Kristalle darstellen, die durch starke Kataklyse in Teile zerfielen und anschliessend neu kristallisierten. Im Gefüge des Rotondogranits können keine aus länglichen Quarzkristalloblasten bestehende, parallel zueinander gestellte Lagen, Schichten und langgezogene Linsen mit deutlicher Kristallisationsschieferung beobachtet werden, wie sie für die Nebengesteine des Granits, wie den *Fibbiagneis* oder den *Streifengneis* (zum Beispiel Hüenerstockgneis — vgl. HAFNER, 1958, S. 291) typisch sind. Wir glauben deshalb, dass diese Quarzart keine durch Metamorphose entstandene Sammelkristallisation oder Neubildung darstellt, wenn sie auch nach der Granitbildung umkristallisiert sein mag, allerdings ohne die Form der Kristalle wesentlich zu verändern. Immerhin besitzt der *Bergeller Granit* Quarznester von sehr ähnlicher Ausbildung. Diese Quarzart fehlt hingegen in vielen nicht metamorphen Graniten, wie zum Beispiel im *Granit von Monte Capanne*, Elba, *Granit von Monte-Orfano*, Baveno. Auch im *Mittagfluhgranit*³⁾, Aarmassiv, ist sie weniger deutlich vorhanden.

c) Eine dritte, wiederum seltene Quarzart stellen die kleinen, gerundeten, isometrischen Körner dar (Durchmesser 0,1—0,5 mm), die sich in

³⁾ Frl. Dr. E. JÄGER und Herrn Prof. E. NIGGLI danken wir für die Überlassung einiger Dünnschliffe.

mechanisch besonders stark beanspruchten Gefügebereichen finden. Die Kristalle sind oft mit Feldspäten ähnlicher Grösse und Form vermischt und verheilen als dünne Filme Risse grosser Feldspatkristalle oder bilden Mörtelkränze zwischen den Kristallen. Andernorts sammeln sie sich zu etwa millimeterdicken Lagen und ausgezogenen Linsen, die das Gestein in mehr oder weniger parallelen Scharen durchsetzen und makroskopisch eine Art Vergneisung des Granits markieren, wie sie besonders im östlichen, schmalen Ausläufer des Granitstocks beobachtet werden kann („Lucendrogranit“ und „Tremolagranit“). Die undulöse Auslöschung der Kristalle ist sehr gering.

Es handelt sich hier um Quarze, die wohl sicher *nach* der Granitbildung als Folge einer schwachen Metamorphose als *Neubildung* sammelkristallisierten. Dieser Quarztyp ist im eigentlichen Rotondomassiv selten, ohne Zweifel seltener als die Quarze in den Mörtelkränzen des *Mittagfluhgranit*-Gefüges (vgl. E. NIGGLI u. a., 1961).

Ebenfalls zu dieser Quarzgruppe gehören die Quarze des *Mylonits vom Chüebodenhorn* (siehe S. 182). Sie sind durchwegs rekristallisierte, praktisch nicht undulös auslöschende Kristalloblasten (Durchmesser etwa 0,2—2 mm), deren Anordnung eine deutliche, alpin ausgerichtete Kristallisationsschieferung zeigt.

Ferner gehören vielleicht die Quarze der am Kontakt des Granits zum Nebengestein gelegentlich auftretenden, mehrere Meter mächtigen Randpartien hierher (praktisch reine Quarzgesteine), die ausgesprochen frische, kaum undulös auslöschende Kristalle mit sehr undeutlicher Kristallisationsschieferung zeigen (Kristallgrösse wie in den Myloniten). EICHENBERGER (1920, S. 76) deutete ein solches Gestein (Granitkontakt südöstlich Forcella) als Mylonit. Der Mineralbestand (praktisch nur Quarz) weist eher darauf hin, dass es sich um ein randliches Differentiat während der Granitbildung handelt, dessen Quarz vielleicht nachträglich als Folge mechanischer Beanspruchung umkristallisierte. Freilich sind diese frischen Quarze im allgemeinen die einzigen Hinweise der Möglichkeit einer nachträglichen Überprägung der Granitkontakte, für welche das Fehlen irgend welcher Folgen einer nach der Granitbildung erfolgten Metamorphose besonders bezeichnend ist.

Feldspäte

Sie zeigen wie Quarz drei verschiedene Vorkommensarten:

a) *Echt granitische Kristalle*, oft idiomorph, von der durchschnittlichen Grösse von 1—5 mm. Ihre Form, Orientierung und Verteilung im Gefüge

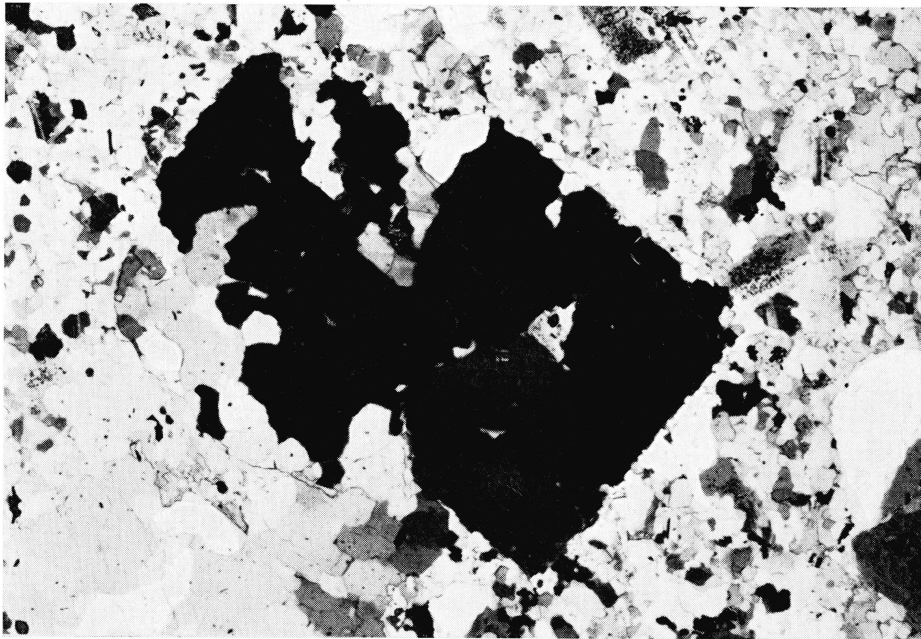


Fig. 2. Rotondogranit nördlich des Rotondopasses, „granitporphyrische“ Varietät. Grosser, vermutlich echt granitischer, nach der Granitbildung nicht mehr veränderter Quarz-Einsprengling. Gekreuzte Nicols, Vergrösserung etwa 1 : 15.

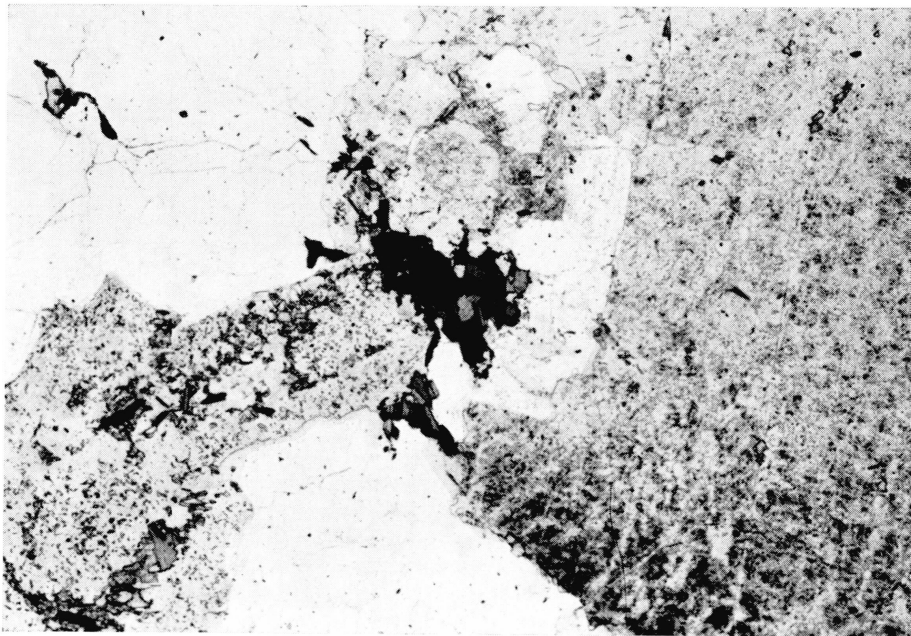


Fig. 3. Rotondogranit nördlich des Pizzo Rotondo. Anhäufung vieler kleiner Biotitkristalle in Nestern. Die Abbildung zeigt die häufigste Erscheinungsform des Biotits im Rotondogranitmassiv. Vergrösserung etwa 1 : 15.



Fig. 4. Mylonit im Rotondogranit südwestlich des Chüebodenhorns. Quarz (hell, relativ gross) und Biotit (dunkel) sind rekristallisiert; Biotit ist gut ausgerichtet. Vergrösserung etwa 1 : 15.

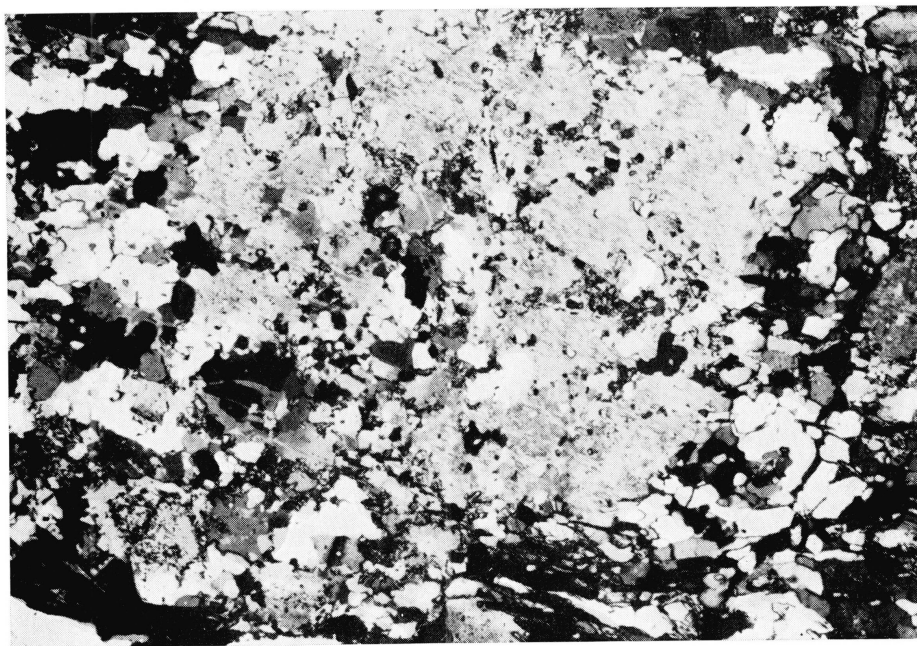


Fig. 5. Fibbiagneis vom St.-Gotthardpass. Die Abbildung zeigt einen grossen, xenomorphen Feldspat-Kristalloblasten (Schachbrettalbit) im früher vielleicht granitisch gewesenen, nachträglich aber stark veränderten Gefüge des Fibbiagneises. Die Bildung derartiger Kristalloblasten fehlt im Rotondogranit. Gekreuzte Nicols. Vergrösserung etwa 1 : 15.

unterscheidet sich wesentlich von derjenigen metamorpher Kristalloblasten der Nebengesteine, zum Beispiel des *Fibbiagneises* und des *Streifengneises* (vgl. Fig. 5).

b) Sehr kleine, gerundete, isometrische Kristalle (Grösse 0,1—0,5 mm). Sie nehmen gelegentlich, oft vermischt mit Quarz ähnlicher Form, grössere Bereiche des Granitgefüges ein, insbesondere im östlichen Ausläufer des Granitstocks („*Lucendrogranit*“ und „*Tremolagranit*“). An einzelnen Orten bildet das Gemenge eine eigentliche Grundmasse, in der idiomorphe Quarz- und Feldspateinsprenglinge schwimmen. Wir glauben, dass auch hier *echte Eruptivstrukturen*, und nicht etwa metamorphe Feldspäte, vorliegen (*granitporphyrische Varietät* des Rotondogranits). Die Feldspatnester des „*Tremolagranits*“ stellen vielleicht eine Ausnahme dar (siehe unter c).

c) Sehr kleine, gerundete, isometrische Kristalle (Grösse ca. 0,1 mm). Sie bilden Mörtelkränze, dünne Filme in Rissen grösserer Kristalle oder Lagen und langgezogene Linsen, ganz entsprechend der Quarzart c (siehe dort). Es handelt sich vermutlich um eine Erscheinung der *Metamorphose*, die vorwiegend im „*Tremolagranit*“ verbreitet ist. Eine ganz ähnliche Ausbildung der Feldspäte findet sich auch im *Bergeller Granit*.

Na-Kaliumfeldspat: Die Gesamtform der Kristalle (Typus a) erscheint durchaus idiomorph (stets xenomorpher als Albit, oft idiomorpher als Quarz), wenn auch die Ränder nicht selten deutlich gelappt und mit dem Gefüge verzahnt sind. Die randliche Gliederung kann vielleicht als Metamorphose, das heisst als beginnende Formveränderung während einer Umkristallisation betrachtet werden. Sie fehlt jedenfalls in vielen nicht metamorphen Graniten. Auf der anderen Seite zeigen *Bergeller Granit* und *Juliergranit der Berninadecke*, Engadin, ebenso stark gegliederte Grenzflächen der Na-Kaliumfeldspäte.

Die sehr oft vorhandene, grobe, scharf gegitterte Albit-Periklinverzwillingung beweist den triklinen Charakter des Feldspats. Über die wenigen bis heute bekannten Angaben über die Struktur siehe HAFNER (1958, S. 262). Eine gründlichere Untersuchung ist in Vorbereitung.

Die mikroskopisch sichtbare *perthitische Ausscheidung von Albit* beträgt durchschnittlich etwa 10—20 Volumenprozent. Der ausgeschiedene Albit bildet breite Bänder und Flecken (Durchmesser bis 0,3 mm), die etwa den Perthiten des *Mittagfluhgranits* (E. NIGGLI u. a., 1961) oder des *Punteglasgranits*, Aarmassiv, entsprechen, während die heute vorliegende Albitausscheidung vieler nicht metamorpher Granite, wie zum Beispiel des *Granits von Monte Capanne*, des *Granits von Monte-*

Orfano oder des *Bergeller Granits* bedeutend feiner ist. An anderen, seltener vorkommenden Orten des Rotondomassivs (insbesondere in Kontaktnähe) kann mikroskopisch keine Albitausscheidung nachgewiesen werden.

Die *Zersetzung* der Na-Kaliumfeldspäte (Bestäubung) ist gering. Sie ist beträchtlich schwächer als diejenige des *Juliergranits*, vielleicht wenig schwächer als diejenige des *Syenits von Biella* und des *Granits von Mont'Orfano*, etwa gleich wie diejenige des Granits von *Monte Capanne*, des *Bergeller Granits*, des *Mittagfluhgranits* oder des *Punteglasgranits*.

Plagioklas (Albit): Der Anorthitgehalt des Albits schwankt zwischen 0% und 6%. Die häufigsten Messungen ergaben genau 0% (Mittelwert 1—2%)⁴). Die Feldspäte des „Tremolagranits“ sind im Mittel etwas basischer (2—4% Anorthit). Der optische Achsenwinkel 2V liegt um +75 bis 80°.

Die Kristalle (Typus a) sind im Kontrast zu den metamorphen Kristalloblasten des *Fibbiagneises* oder des *Streifengneises* oft streng idiomorph. Sie sind im Schnitt durch gerade Linien begrenzt. Gelappte Ränder erscheinen seltener als bei Na-Kaliumfeldspat. Im „Tremolagranit“ sind die Plagioklase am wenigsten idiomorph. Sie weisen randlich eine stärkere Gliederung auf als im eigentlichen Rotondomassiv.

Die *Zersetzung* zu Serizit und Klinozoisit-Epidot ist mässig, oft ausgesprochen schwach. Die Neubildungen treten nicht selten nur im Kern der Feldspäte auf. Die *Zersetzung* ist schwächer als im *Juliergranit* oder im *Granitporphyr von Marciano, Elba*, die allerdings basischere Feldspäte haben, so dass keine direkten Vergleiche gezogen werden können. Sie ist aber deutlich stärker als im *Bergeller Granit*, im *Granit von Monte-Orfano* und vielen anderen nicht metamorphen Graniten. Der Albit des Rotondogranits zeichnet sich besonders durch die Grösse der eingeschlossenen wenigen Neubildungen aus (0,2—0,5 mm, Längenausdehnung des Serizits bis zu 1 mm), die im Vergleich zu den Plagioklaseinschlüssen aller bisher erwähnten Granitvorkommen einzigartig ist. Diese Tatsache kann wahrscheinlich nur durch eine nach der Granitbildung stattgefundenene schwache Metamorphose erklärt werden. Auch die Serizitisierung der Albite des Mittagfluhgranits, der dem Rotondogranit in vielem gleicht, ist feinschuppiger und eher schwächer.

⁴) Anorthitgehalt, bestimmt mit dem Universal-Drehtisch und der Messung der Lichtbrechung an der Schmelze.

Biotit

Der Granit besitzt einen sehr geringen Biotitgehalt. Die Kristalle sind zudem klein (durchschnittliche Grösse 0,2—0,5 mm). Grössere Individuen (Durchmesser 1—3 mm) sind eher selten. Sie haben oft schlecht idiomorphe Formen und zeigen fortgeschrittene Zersetzung zu Chlorit und Epidot. An anderen Stellen sind sie wiederum vollständig unzersetzt. Die kleinen Glimmer sammeln sich vorzüglich in dichtgepackten, wirren, unregelmässigen Nestern, seltener in mehr oder weniger parallel zueinander verlaufenden Lagen oder Filmen. Innerhalb der Lagen sind sie kaum ausgerichtet, jedenfalls deutlich weniger als im Gefüge des *Fibbiagneises*. Farbe und Pleochroismus schwanken (schokoladebraun, grünlichbraun oder olivgrün parallel n_{γ}).

Die Ausbildung des Biotits unterscheidet sich von derjenigen vieler nicht metamorpher Biotitgranite, deren Glimmer stets grösser und idiomorpher sind. Wenn man von Kristallgrösse und -farbe des Glimmers absieht, können noch am besten zum Vergleich der *Bergeller Granit* oder der *Granitporphyr von Marciano* herangezogen werden, die beide ebenfalls einen in Nestern und Lagen angehäuften Biotit aufweisen. Eine sehr weitgehende Ähnlichkeit bezüglich der Erscheinungsart des Biotits besteht hingegen zwischen Rotondogranit und *Mittagfluhgranit*. Hier stimmen auch Grösse und Farbe der Kristalle etwa überein (vgl. E. NIGGLI u. a., 1961). E. NIGGLI (S. 121) vermutete, dass der *feinschuppige, in Nestern und Lagen angesammelte Biotit metamorphen Ursprungs* sei.

Der Biotit des *Mylonits vom Chüebodenhorn* (Grösse 0,1—0,3 mm, Farbe schokoladebraun bis rötlichbraun parallel n_{γ}) ist unzersetzt und streng parallel zur Kristallisationsschieferung des Quarzes eingeregelt. Es handelt sich hier mit Sicherheit um einen *metamorphen, nach der Granitbildung kristallisierten Glimmer*.

Muskowitischer Glimmer

Der Rotondogranit führt an vielen Orten einen farblosen bis leicht grünlichen Glimmer mit sehr schwachem Pleochroismus. Seine Grösse und Ausbildung ist dem Biotit sehr ähnlich. Die Kristalle gehen mit Biotit zusammen oder bilden selbständige Lagen und Häute, die grössere Feldspatkristalle durchsetzen. Sie sind selbständige Gefügegemengeteile, die mit den Seriziteinschlüssen der Albite in keinem Zusammenhang stehen müssen. Man kann in den Muskowiten einen Hinweis für eine nach der Granitbildung stattgefundene *Metamorphose* sehen. Im Vergleich zum *Fibbiagneis* tritt das Mineral mengenmässig ganz bedeutend zurück (dies ist einer der wesentlichsten Unterschiede zwischen Fibbia-

gneis und Rotondogranit). Das Gefüge des *Bergeller Granits* führt Muskowit in ganz ähnlicher Ausbildung und stellenweise in grösseren Mengen.

Epidot

Das Mineral ist sehr vereinzelt und bedeutend weniger häufig als im *Fibbiagneis*. Es tritt als selbständiger Gefügegenenteil in mehr oder weniger idiomorphen, 0,2—2 mm grossen Formen auf. Epidot bildet entweder Nester ähnlich wie die Glimmer oder findet sich in unmittelbarer Nähe von Granat.

Granat

Seine Gestalt (Grösse 0,2—2 mm) ist teils idiomorph, teils skelettartig. Sein konstantes Auftreten, das sich keineswegs nur auf die Kontaktzonen beschränkt, ist typisch für den Granit.

Weitere Gemengteile sind: *Magnetit, Pyrit, Zirkon*.

2. DAS GEFÜGEBILD

Das Gefüge des Rotondogranits darf wohl als echt granitisches Gefüge angesehen werden, das nach seiner Bildung eine mit *Sicherheit nachgewiesene, freilich sehr schwache Veränderung* erfahren hat. Die nachträgliche Überprägung führte zur teilweisen Zertrümmerung, Rekristallisation und — vermutlich spärlichen — Neubildung von Quarz, zur Kristallisation von Epidot, zur teilweisen Chloritisierung des Biotits und zur Serizitbildung im Albit. Sie äussert sich vermutlich auch in den später entstandenen, nicht granitischen Quarz-Feldspat-Häuten, die grössere Kristalle durchsetzen oder Mörtelkränze bilden, sowie in den flachgezogenen, Feldspat, Quarz und Serizit enthaltenden Linsen und dünnen Lagen (siehe S. 176), die mit der makroskopisch gelegentlich sichtbaren Vergneisung des Granits im Zusammenhang stehen. Weitere Hinweise hierfür geben die allerdings seltenen Mylonite. Der meterbreite *Mylonitgang vom Chüebodenhorn* (Koord. 677,50/151,05) zum Beispiel besteht aus durchwegs rekristallisiertem Quarz, gut ausgerichtetem, rekristallisiertem Biotit und stark beanspruchten, verbogenen oder zertrümmerten, aber nicht durch Sammelkristallisation neugebildeten Feldspäten. Die kleinen, in Nestern angehäuften Biotitkristalle sind nach der Deutung von E. NIGGLI (Biotit des Mittagfluhgranits, siehe S. 181) vielleicht ebenfalls metamorphen Ursprungs.

Alle diese Erscheinungen, die als Folge einer nachträglichen Überprägung des Granits erklärt werden können, haben aber das alte Gefügebild nicht wesentlich umzugestalten vermocht. *Die überwiegende Haupt-*

menge von Quarz und Feldspat zeigt — im Gegensatz zum Fibbiagneis — ursprüngliche, nachträglich nicht veränderte Kristallformen. Im Rotondogranit fehlen grosse, durch Sammelkristallisation neugebildete Quarz- und Feldspat-Kristalloblasten, wie sie zum Beispiel das Gefügebild des Fibbiagneises beherrschen (vgl. Fig. 5).

Die nachträgliche Überprägung des Rotondogranits war im östlichen Teil des Massivs („Lucendrogranit“ und „Tremolagranit“) durchgreifender als im westlichen. Obwohl ihre Existenz nicht in Frage gestellt werden kann, stellt sie keinen Beweis für das Vorhandensein einer eigentlichen Gesteinsmetamorphose (zum Beispiel Epimetamorphose) dar. Das Gefüge des *nicht metamorphen Bergeller Granits* weist immerhin zum Teil ganz ähnliche Veränderungen auf.

III. Mineralalter (von M. G.)

I. EINLEITUNG

Das Studium der geologischen Verbandsverhältnisse sowie des Gefüges des Rotondogranits liefert, wie bereits ausgeführt, keine genügenden Kriterien, das Alter des Gesteins festzustellen. Zunächst interessiert die Zeit der Platznahme des Granits, insbesondere aber die Frage nach dem Ausmass der Beeinflussung der Mineralkomponenten durch die alpine Metamorphose.

Im folgenden sollen Altersbestimmungen diskutiert werden, die an *Zirkonen* des Rotondogranits auf Grund des radioaktiven Zerfalls der Uranisotope U^{238} in Pb^{206} , beziehungsweise U^{235} in Pb^{207} ausgeführt worden sind. An *Kalifeldspäten* wurde die relative Isotopenhäufigkeit von Blei gemessen und daraus ein Modellalter berechnet.

Zunächst soll darauf hingewiesen werden, dass es sich um Zeitbestimmungen an *Mineralien* handelt, deren Entwicklungsgeschichte von jener des *Gesamtgesteins* verschieden sein kann. Zirkon wird zu den Erstkristallisaten einer granitischen Schmelze gezählt, kann also mit Restschmelzen reagieren, zum Beispiel derart, dass ein Teil wieder in Lösung geht und ein Weiterwachstum erst in einem späteren Stadium der Gesteinskristallisation stattfinden wird. Je kleiner die Zeitspanne zwischen beiden Wachstumsstadien gegenüber dem Mineralalter ist, um so eher wird der berechnete Alterswert dem wahren Mineralalter entsprechen. Wird hingegen zu einer späteren Zeit das Mineral unter Bedingungen instabil, wie sie während einer Gesteinsmetamorphose (s. I.) herrschen, so kann zum Beispiel durch Umwandlungsvorgänge, die wesentlich

durch die Zirkulation von Lösungen und durch die Temperatur bestimmt sind, das bei jeder Berechnung des absoluten Alters vorausgesetzte radioaktive Gleichgewicht gestört werden.

Eine Altersbestimmung nach der Uran-/Blei-Methode, bei welcher die Mengen an U^{238} , U^{235} sowie Pb^{206} und Pb^{207} gemessen werden, ergibt, entsprechend den zwei in verschiedene Zerfallsreihen mit verschiedenen Geschwindigkeiten zerfallenden Uranisotope zwei *physikalisch unabhängige* Alterswerte. Daneben lässt sich allein durch das Pb-Isotopenverhältnis, nämlich Pb^{207}/Pb^{206} , ein dritter Alterswert berechnen. Stimmen diese drei Alterswerte nach der Korrektur für nicht radiogen entstandenes, im Kristallgitter eingebautes Blei überein, erhält man also eine *Konkordanz* der Alterswerte, so wird man im allgemeinen Fall das Alter des Minerals angeben können. Handelt es sich hingegen um *diskordante* Alter, das heisst um solche, bei denen die Werte nach U^{238}/Pb^{206} , U^{235}/Pb^{207} und deshalb Pb^{207}/Pb^{206} nicht übereinstimmen, so ist dies ein *eindeutiger* Hinweis dafür, dass während der Zerfallszeit das radioaktive Gleichgewicht nicht erhalten geblieben ist (vgl. HOUTERMANS, 1960). Welcher Art die Vorgänge waren, die diese Störung hervorgerufen haben, ist schwer festzustellen. Wird vorausgesetzt, dass an einem oder mehreren *Zeitpunkten* ein Verlust an radiogenem Blei, beziehungsweise eine Zufuhr an Uran stattgefunden hat, so können diskordante Alter mit Hilfe des Concordia-Diagrammes von WETHERILL (1956a, b) gedeutet werden. Sie lassen sich aber auch durch *kontinuierliche Diffusion* des Zirkonbleis erklären, worauf neuerdings TILTON (1960) aufmerksam gemacht hat. Beide Betrachtungen gehen davon aus, dass zu Beginn eine homogene Zirkonsubstanz vorlag, in welcher nachträglich der U-Pb-Zerfall gestört worden ist. Dass der Fall eines diskordanten Alters allein durch das Vorhandensein alter *Kerne* in Zirkonkristallen, das heisst durch eine Mischung verschieden alter Substanzen verstanden werden kann, hat HOPPE (1959) eindrücklich zeigen können.

Gerade in metamorphen Gesteinen und in Migmatiten weisen Zirkone auf das Alter des Ursprunggesteins hin, indem sie weit weniger von Vorgängen der Metamorphose beeinflusst werden als beispielsweise die Glimmer. Stimmen hingegen Rb/Sr- und K/Ar-Alter von Glimmern mit U/Pb-Alter von Zirkonen überein, so wird die Angabe eines *Gesteinsalters* möglich sein. Eine Übereinstimmung *eines* Mineralalters mit dem Alter des Gesteins darf aber nicht ohne weiteres vorausgesetzt werden.

CATANZARO und GAST (1960) haben in *pegmatitischen Mikroklinen* die Isotopenzusammensetzung von Blei gemessen, für welche Modellalter von 350 bis 2750 Millionen Jahren berechnet wurden, die mit Rb/Sr und

K/Ar-Altern übereinstimmen. Es scheint, dass das von GERLING (1942), HOLMES (1946) und HOUTERMANS (1947) für die Deutung der Unterschiede in der Isotopenzusammensetzung von Bleierzen (vor allem Bleiglanz) entwickelte Modell ebenfalls für gesteinsbildende Feldspäte gilt. Das kann für die Beurteilung, ob ein Mikroclin in einem metamorphen Gestein eine Neubildung ist oder als Altbestand die Metamorphose überdauert, von grosser Bedeutung sein. DOE und HART (1961) haben erstmals die Bleiisotopenzusammensetzung in K-Feldspäten am Kontakt zwischen der vor 1150—1500 Millionen Jahren umgewandelten Idaho-Springs-Serie und dem 54 Millionen Jahre alten Eldora-Quarzmonzonit in Colorado, USA, bestimmt. Das Blei des K-Feldspates der Idaho-Springs-Serie, das selbst ein präkambrisches Modellalter liefert, zeigt im Kontakthof verschieden starke Veränderungen in der Isotopenzusammensetzung, die auf eine Mischung der alten, im Feldspat eingebauten Bleimenge mit Blei extragranularer Herkunft zurückgeführt werden. Eine Mischung mit Blei des Eldora-Quarzmonzonites wird ausgeschlossen. Leider sind in der Zusammenfassung keine numerischen Angaben gemacht, auch fehlt eine quantitative Deutung der Mischungsverhältnisse.

In diesem Zusammenhang soll auf die von BROWN und SILVER (1955) ausgeführten Untersuchungen über die Säurelöslichkeit von granitischen Gesteinen hingewiesen werden. Ein wesentlicher Teil der Konzentrationen von U, Th, der seltenen Erden sowie Blei scheint intergranular an Korngrenzen gebunden zu sein und lässt sich leicht lösen, ohne dass die Mineralien von Säuren stark angegriffen werden. Bei teilweiser oder vollständiger Aufschmelzung eines Gesteins werden andererseits in vermehrter Masse Austauschvorgänge stattfinden, die zu einer relativen Homogenisierung der Pb-Isotopenzusammensetzung eines Gesteins führen können. Ist die primäre Kristallisation des K-Feldspates in geologischer Zeit *jung* und die Korrektur für radiogen aus U und Th entstandenes Blei im Feldspat vernachlässigbar, so kann eine Beeinflussung des K-Feldspates durch Metamorphose, beziehungsweise auch eine Rekristallisation eines Feldspat-Altbestandes an anomalen, J-Typ ähnlichen Pb-Isotopenverhältnissen (vgl. HOUTERMANS, 1960) erkennbar sein. Quantitative Betrachtungen können zur Zeit nicht gegeben werden, weil kein genügendes Datenmaterial vorliegt. Insbesondere würde interessieren, ob ein reeller Zusammenhang zwischen der Grösse der J-Anomalie und dem Metamorphosegrad besteht.

Das Blei in Feldspäten des Rotondogranits und des Fibbiagneises zeigt anomale Isotopenzusammensetzungen, die im Abschnitt 6 zur Diskussion stehen.

2. PROBEENTNAHME UND MINERALAUFBEREITUNG

Für die Untersuchung wurde eine Probe von Rotondogranit des Chüebodenhorns (vgl. Tab. 1) verwendet. Aus 35 kg Gestein konnte ein *Zirkonkonzentrat* von 460 mg aufbereitet werden. Daneben wurde durch wiederholte Trennung nach dem spezifischen Gewicht, mit einer Mischung von Tetrabromethan und Dimethylsulfoxid ($\rho = 2,57$) eine *Na-Kaliumfeldspatfraktion* gewonnen.

3. BESCHREIBUNG DER ANALYSIERTEN MINERALIEN

a) Zirkon

Formal können zwei verschiedene Kristallausbildungen gefunden werden:

1. 90—95% der Zirkone zeigen einen *kurzprismatischen* Habitus und eine einfache Flächenkombination, die aus (100), (110) und (101) besteht. (100) ist dabei meist spärlich entwickelt. Flächen höherer Indices sind selten und nur an grösseren Kristallen zu beobachten. Alle Individuen haben eine *glanzlose, matt schimmernde* und *rauhe* Oberfläche. Die Zirkone sind *trüb* und gleichmässig grauweiss gefärbt. Vor allem bei kleineren Zirkonen erstreckt sich die Trübung über den *ganzen* Kristall, derart, dass eine gewisse Opazität des Einzelkornes vorgetäuscht wird. Im Mikroskop wird hingegen bei starker Vergrößerung ein *mikrokristalliner* Aufbau solcher Kristalle beobachtet. Er besteht aus einem Haufwerk kleinster Kristallite, die zum Teil anomal niedrige Doppelbrechung besitzen. Gegenüber dem morphologischen Einkristall löschen sie nahezu gerade aus. Dazwischen gibt es undeutlich begrenzte, optisch *isotrope* und auch gänzlich *opake* Bereiche, deren Verteilung regellos ist. Die Mehrzahl der *grösseren* Körner enthält jedoch einheitlich durchsichtige, anisotrope Bezirke normal doppelbrechender Zirkonsubstanz, deren Grösse variabel ist. Diese Bezirke können bis zu einem Drittel des Gesamtkornes ausmachen. Sie treten im Korninnern auf, löschen gerade aus und sind randlich eng mit dem mikrokristallinen Anteil verzahnt. Ihre Form ist meist skelettartig, seltener oval entwickelt. Fig. 6 veranschaulicht eine solche Interposition. Besonders gut sind im Auflicht an den Korngrenzen sowie im Korninnern schlauchartige, runde Einbuchtungen und Gruben sichtbar (Fig. 7). Zonarbau ist sehr häufig und findet sich sowohl im durchsichtigen als auch im trüben Anteil vor. An einigen Zirkonen sind getrübe und klare Bereiche an bestimmte Zonen gebunden und alternieren miteinander (Fig. 8).

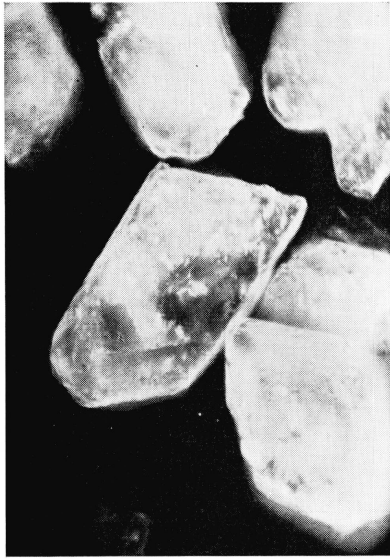


Fig. 6. Interposition mikrokristalliner (trüb-weiss) und klarer, durchsichtiger (dunkelgrau) Zirkonsubstanz in einem Kristall. Zirkon aus dem Rotondogranit, Ultropak, Vergr. $280\times$.

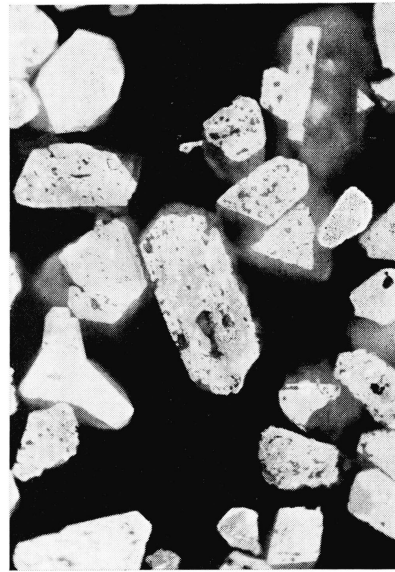


Fig. 7. Zirkon (Typus a) mit deutlich resorbierten Korngrenzen, Rotondogranit, Auflicht, Vergr. $200\times$.



Fig. 8. Zonarbau der Zirkone (Typus a); die mikrokristallinen Bereiche sind zum Teil an einzelne Zonen gebunden. Rotondogranit, Ultropak, Vergr. $280\times$.

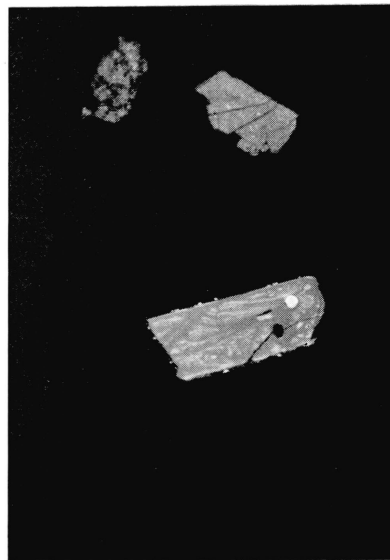
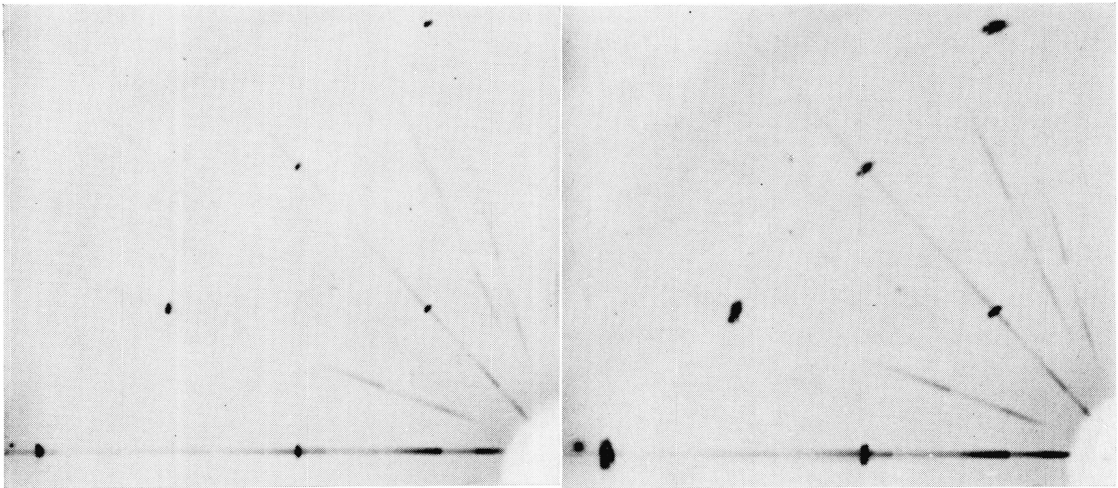


Fig. 9. Kugeliger Einschluss von Magnetkies in einem klaren, zerbrochenen Zirkon (Typus b). Rotondogranit, Auflicht, Vergr. $140\times$.



a) Aufnahme des durchsichtigen Teiles.

b) Aufnahme des getrübbten Teiles.

Fig. 10. Ausschnitt von 2 Präzessionsaufnahmen ($h0l$) eines ca. 0,4 mm langen und 0,2 mm breiten Zirkonkristalles aus dem Rotondogranit. Cu-Strahlung mit Ni-Filter, Blende 0,3 mm, Belichtungszeit je 23 h.

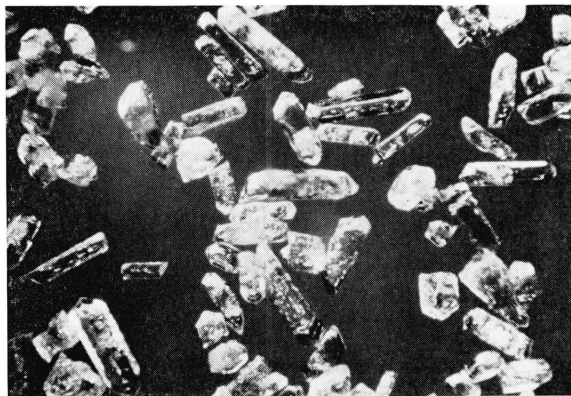


Fig. 11. Idiomorphe, durchsichtige Zirkone aus dem Fibbiagneis. Ultropak, Vergr. $90\times$.

2. 5—10% des Zirkonkonzentrates sind *idiomorph*, *durchsichtig* und schwach gelbbraun gefärbt. Die Kristalle sind *langprismatisch* ausgebildet und führen meist spitze Dipyramiden. Mitunter zeigen sie, infolge deutlicher optischer Diskontinuität gut erkennbare, *idiomorphe* und schwach getrübe *Zirkonkerne*. Zusätzlich treten (Häufigkeit: < 1%) *runde*, *durchsichtige*, *homogene* Zirkone auf.

An Fremdeinschlüssen kommen häufig (vor allem in den unter a erwähnten Zirkontypen) *durchsichtige*, nicht näher bestimmbare Mineralien vor. Selten gibt es *rundliche* Interpositionen von *Magnetkies* und *Pyrit* (Fig. 9).

Der formale Unterschied zwischen den beiden Zirkontypen lässt sich auch durch die Bestimmung der morphologischen Längenbreitenverhältnisse feststellen. Vorläufige Messungen ergaben für den unter a beschriebenen Typ einen Wert, der nahe bei 2 liegt. Dagegen haben die *durchsichtigen* Zirkone (b) ein Verhältnis von über 3. Eine gründlichere Untersuchung steht in Vorbereitung.

Fig. 10 zeigt Präzessionsbilder, die von einem klaren und einem trüben Teil eines Zirkonkristalles aufgenommen wurden. Die Diffusität der Röntgenreflexe weist auf einen *Mosaikbau* der getrüben Bereiche hin und erklärt auch ihre optisch sichtbare Desorientierung.

Die Hauptmasse der Zirkone (Typus a) zeigt ein Gefüge, das mit der Vorstellung einer *einmaligen* und *einheitlichen*, echt magmatischen Kristallisation nicht vereinbar ist. Es müssen im Anschluss an die Erstkristallisation, die sich möglicherweise an den reliktsch erhaltenen, ungestörten Kristalldomänen zu erkennen gibt, Umwandlungen stattgefunden haben. Dies als Folge einer mechanischen Beanspruchung zu erklären, ist kaum möglich, da die *idiomorphe* Gestalt gewahrt ist und keine zerbrochenen Zirkone vorhanden sind. Nach unserer Ansicht handelt es sich um *intragranulare* Umsetzungen, die mit einer *Isotropisierung* des Gitters eng verknüpft sind. Wir deuten den *mikrokristallinen* Bestand als ein *Rekristallisationsprodukt* vormals *isotropisierter* Zirkonsubstanz. Die im Kristallmosaik regellos verteilten, *metamikten* Bereiche zeigen, dass dieser Vorgang ein *unvollständiger* war. Was vorliegt, ist eine *pseudomorphe*, *mikrokristalline Neubildung* eines Zirkon-Altbestandes. Die Zirkone sind im Gefüge sehr gut vergleichbar mit den ebenfalls *mikrokristallin* entwickelten *Cyrtolithen*, für welche ein hoher Wassergehalt kennzeichnend ist (vgl. FRONDEL, 1953, S. 1016).

Wasserstoff konnte auch in den Rotondozirkonen mit Hilfe von Ultra-rotabsorptionsmessungen im 3- μ -Gebiet qualitativ nachgewiesen werden, wobei es sich zeigte, dass der H-Gehalt in den getrüben Zirkonen

(Typus a) bedeutend grösser ist als in den klaren, durchsichtigen Kristallen (Typus b).

In diesem Zusammenhang sind die statistischen Untersuchungen über das morphologische Verhältnis der Länge zu Breite von Zirkonen bemerkenswert. Sie zeigen, dass Zirkone echt magmatitischer, intrusiver Granite ein Maximum des Verhältnisses deutlich über 2, jene aus Sedimenten meistens eines unter 2 und solche aus migmatischen Bildungen Verhältnisse um 2 aufweisen (vgl. POLDERVAART, 1950 und 1956). Die Zirkone des Rotondogranits (Typus a) haben ein Verhältnis von ≈ 2 , das eindeutig kleiner ist als das an Zirkonen der *Fibbia*- und der *Gamsbodengneise* gemessene von 3,6 beziehungsweise 3,5⁵). Dies mag ein weiterer Hinweis auf nachträgliche Reaktionserscheinungen im Zirkon sein, ohne dass damit allein Aussagen über die *Gesteinsentstehung* gemacht werden könnten. Schliesslich sei noch auf die rauhe, angefressene Kristalloberfläche aufmerksam gemacht, deren Entstehung wir durch Resorptionsprozesse für wahrscheinlich halten. Es scheint uns dies die letzte Veränderung des Zirkons zu sein, die zu seinem heutigen, *reliktischen* Habitus geführt hat (Fig. 7).

Typus b besteht hingegen aus klaren Zirkonen mit einem Längen-Breitenindex von über 3 und ist vergleichbar mit jenen intrusivmagmatischer Entstehung. Manche solcher Kristalle weisen einen Altbestand in Form von idiomorphen Kernen auf, deren petrogenetische Bedeutung jedoch infolge des sehr seltenen Auftretens beschränkt ist.

Die Art der Ausbildung sowie die *Inhomogenität* der Zirkonfraktion des Rotondogranits steht im *eindeutigen* Gegensatz zu den Zirkonen der benachbarten *Fibbia*- und *Gamsboden*-Gneise. Die Ausbildung der Zirkone ist in diesen Gneisen recht ähnlich. Es sind hellbraune, *langprismatische*, *klare* und meist *homogene* Kristalle mit glatten, glänzenden Oberflächen (Fig. 11). Ebenfalls unterscheiden sich die Zirkone des Rotondogranites von jenen der *Streifengneise* von Pardatsch, die im Habitus denjenigen der *Fibbia*- und *Gamsbodengneise* gleichen, jedoch eine deutliche *Kanten- und Eckenrundung* aufweisen (vgl. GRÜNENFELDER, 1962).

b) Na-Kaliumfeldspat

Besondere Aufmerksamkeit wurde der Aufbereitung der Na-Kaliumfeldspatfraktion geschenkt, um eine möglichst homogene Probe zu er-

⁵) Wir danken Herrn F. HOFMÄNNER für die Messungen der Längenbreitenverhältnisse (vgl. HOFMÄNNER, 1962).

halten. Über die Ausbildung und das Auftreten der Kristallarten von Kalifeldspat im Rotondogranit wurde auf S. 176ff. berichtet. Hier sollen Resultate angegeben werden, die wir aus Pulverdiagrammen des Analysenmaterials erhalten haben.

Die perthitische Entmischung von Albit beträgt ca. 10 Vol.%. An nicht ausgeschiedenem Albit enthält der Mikroklin 3 Vol.%. Ähnliche Werte hat auch der Na-K-Feldspat des *Fibbiagneises* gezeigt. Beide Feldspäte unterscheiden sich jedoch in ihrer Triklinität Δ (vgl. GOLD-SMITH und LAVES, 1954). Das Häufigkeitsmaximum des Δ -Wertes liegt im triklinen Kalifeldspat des Rotondogranits bei 0,86. Der Na-K-Feldspat im *Fibbiagneis* ist hingegen deutlich monokliner ($\Delta = 0,1$).

4. EXPERIMENTELLES

Für die Bestimmung von Uran und Blei wurde die Methode der Isotopenverdünnungsanalyse angewendet. Kalibrierte Lösungen der Eichisotope U^{235} und Pb^{208} wurden dafür benützt. Blindversuche, die mit kalibrierten Eichlösungen von Pb^{206} durchgeführt wurden, ergaben für die Bleiverunreinigung von Reagenzmengen, die für eine Analyse von 500 mg Zirkon benötigt werden, Werte von 0,11 und 0,30 μg Pb. Die Reinigung des Zirkonkonzentrates (Korngrösse: 80—100 DIN) geschah durch mehrmaliges Waschen in heisser 20% HNO_3 . Die Kalifeldspatfraktion (Korngrösse < 100 DIN) wurde mehrfach mit heisser 50% HNO_3 gereinigt. Das chemische Verfahren der Flüssigkeitsextraktion von Pb mit Dithizon, beziehungsweise von U mit Hexon, richtet sich nach den von TILTON (1951) und TILTON et al. (1955, 1957) gemachten Angaben.

Die massenspektrometrischen Messungen wurden am Massenspektrometer „Atlas“ CH 4 im Physikalischen Institut der Universität Bern ausgeführt. Für die Blei- und Uranmessungen wurde die Methode der Oberflächenionisation auf einem Ta-Band angewendet. Für die Diskrimination infolge Verwendung eines Sekundärelektronenvervielfachers sind in erster Näherung die Isotopenverhältnisse mit der Wurzel der entsprechenden Massenverhältnisse multipliziert worden. Die Registrierung der Spektren erfolgte im Durchschnitt 40mal, woraus auf die erhaltenen Messwerte die statistische Fehlertheorie angewendet werden konnte.

5. RESULTATE

Die analytischen Ergebnisse sowie die daraus berechneten Alter sind in Tabelle 3 zusammengestellt. Für die Berechnung des U/Pb-Alters des Zirkons haben wir folgende Zerfallskonstanten verwendet:

Tabelle 2

$U^{238}: \lambda = 1,54 \cdot 10^{-10}/\text{Jahr}$	$\frac{U^{235}}{U_{\text{heute}}^{238}} = \frac{1}{137,8}$
$U^{235}: \lambda = 9,72 \cdot 10^{-10}/\text{Jahr}$	

Die Korrektur für den Gehalt an gewöhnlichem Blei im Zirkon wurde anhand der Isotopenzusammensetzung $Pb^{204} = 1,00$, $Pb^{206} = 18,35$, $Pb^{207} = 15,64$ und $Pb^{208} = 38,57$ eines Bleiglanzes aus dem Fibbiagneis vom St.-Gotthardpass (Valetta di San Gottardo) benützt. $0,2 \gamma$ Pb ist als Bleiverunreinigung in Abzug gebracht.

Tabelle 3. Zirkon- und Na-Kaliumfeldspat-Daten, Rotondogranit

Zirkon

Gehalt in ppm			Atom % Pb, 206 = 100				gew. Pb
U	Pb	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	ppm
4507 ± 54	116,5	89,6 ± 3	0,260 ± 0,01	100	8,51 ± 0,14	15,09 ± 0,21	17,2

Alter in
Millionen Jahren

$U^{238} \text{---} Pb^{206}$	$U^{235} \text{---} Pb^{207}$	$Pb^{207} \text{---} Pb^{206}$
140 ± 8	140 ± 10	170 ± 70

Na-Kaliumfeldspat

Pb ¹⁾ ppm	äq. U ²⁾ ppm	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	μ	Alter (p) 10 ⁶ · a
45	< 0,2	1,00	19,51 ± 0,15	15,85 ± 0,18	39,20 ± 0,32	9,65	-340 ± 80

1) Kolorimetrisch bestimmt.

2) Berechnet aus Aktivitätsmessungen für α -Strahlen mit einem Proportionalzähler.

6. DISKUSSION

Für die Behandlung der geologischen Deutung der analytischen Ergebnisse müssen zunächst die für junge Alter methodisch bedingten Einschränkungen berücksichtigt werden. Vor allem wird für junge Alter infolge der erst kurzen Zerfallsdauer der langlebigen Uranisotope der Nachweis von diskordanten Alterswerten analytisch nicht möglich sein.

Hinzu kommt noch eine Einschränkung, die für ein junges Pb^{207}/Pb^{206} -Alter gilt. An sich ist der aus dem Verhältnis Pb^{207}/Pb^{206} allein berechnete Alterswert am wenigsten abhängig von Blei- oder Uranverlusten. Ein Pb^{207}/Pb^{206} -Alter ist jedoch stark abhängig von der relativen Isotopenhäufigkeit des für die Korrektur gewählten, gewöhnlichen Bleis. Überdies konvergiert für junge Mineralalter (< 200 Millionen Jahre) das Pb^{207}/Pb^{206} -Verhältnis gegen das Verhältnis der Erzeugungsraten der beiden Pb-Isotope und wird vom Alter unabhängig. Das Zirkonalter ist demnach eher durch die $U^{238}-Pb^{206}$ - und $U^{235}-Pb^{207}$ -Werte angegeben.

Für die Interpretation des Zirkonalters ist es notwendig, die Resultate der Altersbestimmungen an Zirkonen und Biotiten der *Fibbia- und Gamsbodengneise* kurz zu schildern. Die Untersuchungen werden in einer anderen Arbeit (vgl. GRÜNENFELDER, 1962) eingehend diskutiert.

In Tabelle 4 sind die berechneten Alterswerte zusammengestellt. Die Biotitanalysen wurden im Laboratorium für Altersbestimmung des Mineralogischen Institutes Bern von Fr. Dr. E. Jäger ausgeführt, wofür bestens gedankt sei (vgl. E. JÄGER, 1962). Eine Altersbestimmung am Biotit des Rotondogranites steht in Bearbeitung.

Tabelle 4

Fibbiagneis, Stausee Lucendro, St. Gotthardpass
Alter in Millionen Jahren

a) Zirkon		b) Biotit	
$U^{238}-Pb^{206}$	$U^{235}-Pb^{207}$	$Pb^{207}-Pb^{206}$	$Rb^{87}-Sr^{87}$
290 ± 15	305 ± 20	390 ± 60	$16,0 \pm 1,9$

Gamsbodengneis, Mätteli, Gotthardstrasse südlich Hospental

a) Zirkon		b) Biotit	
$U^{238}-Pb^{206}$	$U^{235}-Pb^{207}$	$Pb^{207}-Pb^{206}$	$Rb^{87}-Sr^{87}$
275 ± 15	280 ± 15	300 ± 50	$15,3 \pm 3,4$

Verschiedene Interpretationen sind für die geologische Deutung des Zirkonalters von 140 Millionen Jahren möglich:

1. kann der berechnete Alterswert auf eine *magmatische Kristallisation* des Zirkons vor 140 Millionen Jahren hindeuten. Diesen Fall glauben

wir jedoch aus zwei Gründen ausschliessen zu müssen. Erstens kennen wir im Gotthardmassiv bis heute keine stratigraphischen und tektonischen Hinweise, woraus auf Kristallisationsvorgänge zu jener Zeit geschlossen werden könnte. Zweitens scheint die Heterogenität des Zirkonbestandes, aber vor allem das inhomogene Erscheinungsbild der Kristalle auf Reaktionen in und an den Zirkonen zu deuten, die *nach* der Erstkristallisation stattgefunden haben müssen.

2. kann es sich um ein sogenanntes „Mischalter“ handeln, derart, dass der ursprünglich herzynisch oder noch früher gebildete Zirkon während einer entsprechend langen Zeitspanne ein offenes System dargestellt hätte. Ein Hinweis auf ein solches, offenes System wäre die deutliche Isotropisierung der Zirkonkristalle. Diese lässt sich durch den erhöhten Urangehalt der Probe erklären.

3. wäre es denkbar, dass der Alterswert von 140 Millionen Jahren das Resultat einer *jüngeren*, vielleicht mit der alpin-tertiären Gebirgsbildung in Zusammenhang stehenden Störung eines in früheren Zeiten eingestellten radioaktiven Gleichgewichtes darstellt. Für nachträgliche Umwandlungsvorgänge würden viele morphologische Kriterien sprechen (siehe S. 186 ff.). Sie allein sind allerdings noch kein Beweis für eine junge Beeinflussung der Zirkone. Immerhin lassen die beschriebenen Resorptionserscheinungen vermuten, dass es sich um einen reliktschen, teilweise rekristallisierten Bestandteil des granitischen Gesteins handelt.

Die Mikrokline des Rotondogranits enthalten einen Überschuss an radiogenem Blei, der nicht durch einen U-Th-Gehalt des Feldspates erklärt werden kann. Ihre deutliche J-Anomalie ist grösser als diejenige des Na-K-Feldspates im Fibbiagneis, dessen relative Isotopenhäufigkeit in Tabelle 5 angegeben ist.

Wird vorausgesetzt, dass die Holmes-Houtermanssche Zeitskala für das gewöhnliche Blei in Feldspäten gilt, so entspricht innerhalb der Fehlergrenzen das aus der Isotopenzusammensetzung des Mikroklin im Fibbiagneis berechnete Modellalter der Zeit der alpinen Metamorphose.

Tabelle 5. *Relative Isotopenhäufigkeit im Na-Kaliumfeldspat des Fibbiagneises*

Pb ppm	äq. U ppm	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	μ	Alter (p) 10 ⁶ · a
63	< 0,3	1,00	19,24 ± 0,17	15,96 ± 0,20	39,44 ± 0,47	9,86	-10 ± 80

Auch hier kann ein möglicher Überschuss an radiogenem Blei nicht durch im Gitter eingebautes U, beziehungsweise Th gedeutet werden. Es ist vor allem in diesem Zusammenhang bemerkenswert, dass die Rb-Sr-Alter der Biotite des gleichen Gesteins ebenfalls ein junges Alter von 16,0 Millionen Jahren aufweisen.

Welcher Art die Bedingungen waren, die zu den anomalen Bleiverhältnissen im Rotondo-Mikroclin führten, ist vorläufig noch nicht zu ergründen. Insbesondere müsste der Gehalt an Uran, Thorium und Blei des Gesamtgesteins bekannt sein.

Zusammenfassend stellen wir auf Grund der Altersanalysen an zwei Mineralien des Rotondogranites fest, dass die Bedingungen, die zur Entstehung dieses Gesteins führten, im Vergleich zu denen der benachbarten granitischen Gesteine der gleichen tektonischen Einheit, bedeutend komplexer waren. Zur Entscheidung dieser Fragen sind allerdings weitere Untersuchungen notwendig.

IV. Bisherige Ansichten und heutige Situation (von S. H.)

Die Messungen der Uran- und Blei-Isotopenverhältnisse haben Werte ergeben, die als *zwei voneinander unabhängige, gut übereinstimmende Angaben über das Alter des Einbaues des in den Zirkonkristallen vorhandenen Urans* interpretiert werden können. Die erhaltenen Alterswerte von 140 ± 10 beziehungsweise 170 ± 70 Millionen Jahren (siehe Tab. 3) können beträchtliche Fehlerquellen in sich schliessen. Immerhin darf gesagt werden, dass die *Übereinstimmung* der zwei Alter deren Zuverlässigkeit wesentlich erhöht.

Die *geologisch-petrographische Deutung der Alter* im Zusammenhang mit der Bildung des Rotondogranits ist eine ganz andere Frage. In der Einleitung wurde erwähnt, dass die mit der Entstehung und dem Alter des Granits verknüpften geologischen und petrographischen Probleme kompliziert sind, so dass sie durch die Messung der Uran- und Blei-Isotopenverhältnisse *eines Minerals einer Granitprobe* keinesfalls zu lösen seien. Diese Vermutung ist durch die nun vorliegenden Werte bestätigt worden. Die Resultate widersprechen sämtlichen bis heute geäußerten Ansichten über das Alter der Granitbildung. Sie geben freilich auch keinen Beweis für eine *neue* Altersmöglichkeit, die sich widerspruchsfrei in die heutigen geologischen und petrographischen Vorstellungen über das Gotthardmassiv oder über die Alpenbildung einreihen liesse. Sie liefern aber eine wertvolle neue Information von einer neuen, physikali-

schen, durch herkömmliche Überlegungen und Schlüsse nicht belasteten Seite her. Sie gestatten, die alte Granitfrage von einem anderen Gesichtswinkel aus neu zu beurteilen.

Die Uran- und Blei-Isotopenverhältnisse einer Zirkonprobe des benachbarten *Fibbiagneises* liegen heute ebenfalls vor (GRÜNENFELDER und HAFNER, 1961; GRÜNENFELDER, 1962). Sie wurden im gleichen Arbeitsgang gemessen wie diejenigen des Rotondogranit-Zirkons. Durch die Vergleichsmöglichkeit der Resultate gewinnen die Uran-Alter des Rotondogranits wesentlich an Wert. Die Daten des *Fibbiagneises* (Zerfallsalter des Urans im Zirkon von 300 ± 20 Millionen Jahren) können petrographisch gut interpretiert werden. Deutet man das Alter des Uran-Einbaues in den Zirkonen als Kristallisationsalter des Minerals und dieses wiederum als Intrusionsalter des heute vergneisten Granits, so wird das erstmals von KÖNIGSBERGER (1909) ausgesprochene und seither von vielen Schweizer Petrographen (SONDER, 1921; P. NIGGLI u. a., 1930; HUBER, 1944; E. NIGGLI, 1948 und 1953) immer wieder bezeugte *karbonische bis permische, herzynische Alter* der Granitintrusion schön bestätigt. Praktisch identische Zerfallsalter haben auch Zirkonproben des *Gamsboden-* und *Medelsergneises* ergeben (GRÜNENFELDER, 1962). Die durch die erwähnten Autoren auf Grund chemischer, petrographischer und feldgeologischer Überlegungen schon längst angenommene, enge zeitliche Verwandtschaft der Granitbildung von *Fibbia-*, *Gamsboden-* und *Medelsergneis* scheint heute weitgehend sichergestellt zu sein.

HAFNER (1958, S. 271) glaubte, dass das nach seiner Ansicht alpin teilweise umkristallisierte und veränderte Gefüge des *Fibbiagneises* (mit alpiner Kristallisationsschieferung) nicht *zwingend* auf ein echtes und reines Granitgefüge zurückgeführt zu werden brauche. Auch die Möglichkeit einer herzynischen Umkristallisation eines älteren Gneises (zum Beispiel Streifengneises) unter gleichzeitiger, stockartig erfolgter Stoffmobilisation und -zufuhr wäre denkbar. Ein Teil der heute vorliegenden Vergneisung wäre in diesem Fall vielleicht ein Rest alter Streifengneistextur. Der *Zirkon* müsste dann freilich restlos eine herzynische Neubildung sein. Zirkon-Altbestände dürften sich nicht erhalten haben, da im anderen Fall die heutigen Uran- und Blei-Isotopenverhältnisse nicht zu verstehen wären. Die von HAFNER erwähnte Möglichkeit der Entstehung des *Fibbiagneises* ist durch die neue Kenntnis der Uran-Zerfallsalter im Zirkon unwahrscheinlich geworden.

Das *Zirkonalter des Rotondogranits* weist deutlich darauf hin, dass dieser nicht ohne weiteres zur Gruppe der jungherzynischen Granite gestellt werden darf. Von neuem stellt sich die Frage, ob die Bildung des

Granits, wie in der Einleitung bemerkt wurde, nicht einer jüngeren, vielleicht posttriadischen Epoche angehört. Es stehen also folgende Möglichkeiten zur Diskussion:

I. Prätriadisches Alter des Granits

Die geologischen und petrographischen Argumente, weshalb ein posttriadisches Alter des Rotondogranits bisher nicht in Betracht kam, seien an dieser Stelle nochmals kurz zusammengefasst:

a) Der Granit durchbricht die das Gotthardmassiv umhüllende Trias nicht. Die Gesteine der Trias zeigen keine Kontaktmetamorphose.

Die Feststellung geht auf HEIM (1891, 1921) zurück, welcher im östlichen Gotthardmassiv anhand direkter Triaskontakte nachwies, dass Kristallina- und Medelsergneis prätriadisch sein müssen. Weil *kein* Eruptivgestein des ganzen Massivs in die Triasgesteine eindringt, schloss HEIM, dass *alle* Granite und Gneise prätriadisch seien (1921, S. 191—192). Das Argument wurde von HEIM (z. B. 1921) und SCHMIDT (1907) mit Recht einer Reihe deutscher Geologen, wie KLEMM (1904—1907), LEPSIUS (z. B. 1912), SALOMON (1899), WEINSCHENK (z. B. 1902) entgegengehalten, welche die Granite und granitischen Gneise des Aar- und Gotthardmassivs sowie des Tessins wegen der nach ihrer Ansicht umfassenden, ungestörten, auf die mesozoischen Gesteine der Muldenzüge übergreifenden Kontaktmetamorphose als postalpine, das heisst tertiäre Intrusionen betrachteten. Im Gegensatz dazu haben GRUBENMANN, HEIM und SCHMIDT die Metamorphose als Dislokationsmetamorphose gedeutet.

b) Zwischen dem Rotondogranit und den übrigen granitischen Gesteinen des Gotthardmassivs (Fibbia-, Gamsboden-, Kristallina-, Medelsergneis etc.) besteht eine Ähnlichkeit in der chemischen Zusammensetzung.

SONDER (1921) beschrieb die chemische Verwandtschaft der granitischen Gesteine des zentralen und westlichen Gotthardmassivs (Rotondogranit, Fibbia-, Gamsbodengneis etc.) anhand einer grösseren Zahl von Gesteinsanalysen und erklärte die geringen chemischen Unterschiede zwischen den einzelnen Granitstöcken durch Annahme einer Magmendifferentiation⁶⁾. Diese wurde in der Folge auf Gesteine des gesamten Massivs übertragen (P. NIGGLI et al., 1930; WINTERHALTER, 1930;

⁶⁾ Eine erste Zusammenstellung chemischer Analysen von granitischen Gesteinen des Gotthardmassivs und Diskussion der Möglichkeit einer Verwandtschaft durch Magmendifferentiation stammt von P. NIGGLI (1919).

HUBER, 1943). Die chemische Ähnlichkeit mit den Magmendifferentiationen des Aarmassivs und des Schwarzwalds liessen das *karbonische* Alter aller Gotthardgranite als gesichert erscheinen. Immerhin führen die 3 bis heute bekannt gewordenen, in ihren Werten stark streuenden und nicht vom gleichen Analytiker ausgeführten Gesteinsanalysen des Rotondogranits keineswegs zum zwingenden Schluss, dass der Granit wirklich in das Differentiationsschema der jungherzynischen Gotthardgranite hineingehört.

c) Der Granit ist — wie die übrigen jungherzynischen Granite des Massivs — leicht alpin dislokationsmetamorph.

Die nach der Granitbildung stattgefundene alpine Überprägung der prätriadischen Gotthardgranite in Form einer leichten Dislokationsmetamorphose wurde erstmals von HEIM (1891, S. 219—220) für den Medelsergneis angenommen. Die Vergneisung wurde dagegen von den deutschen Geologen der Jahrhundertwende als „Protoklase“ erklärt und der „Piezokristallisation“ zugeschrieben. Seit den zwanziger Jahren, nachdem sich die Theorie der zonalen Dislokationsmetamorphose während der Alpenbildung durchgesetzt hatte, ist die schwache, vorwiegend kataklastische *alpine* Überprägung der jungherzynischen granitischen Eruptivgesteine von allen Schweizer Petrographen, die im Gotthardmassiv feldgeologisch arbeiteten, übereinstimmend bestätigt worden (AMBÜHL, 1929; P. NIGGLI, 1930, 1950 etc.; H. M. HUBER, 1943; E. NIGGLI, 1948, 1953; OBERHOLZER, 1955). Dennoch zeigt das Studium der Literatur gerade über diesen dritten Punkt einige sich in Detailfragen widersprechende Ansichten. Während HEIM (1921) im Rotondogranit eine Randfazies des Fibbiagneises sah, die alpin etwas weniger beeinflusst wurde und darum heute — zufälligerweise — als etwas schwächer vergneist erscheint, wies SONDER (1921, S. 331, 345), der erste gründliche Bearbeiter des Rotondomassivs, auf Granitkontakte hin, die zeigen, dass der Rotondogranit als eine selbständige Phase in das Nebengestein eindrang, und zwar zu einer Zeit, als der Fibbiagneis bereits verfestigt war und mindestens einen Teil der heute sichtbaren Paralleltextur aufweisen musste. SONDER erklärte das nach seinem Urteil sehr unterschiedliche Ausmass der Vergneisung zwischen Rotondogranit und Fibbiagneis als die Folge einer zwischen der Bildung den beiden Granitstöcken stattgefundenen herzynischen Stressphase. Im Gegensatz dazu blieben P. NIGGLI (1930, 1950) und E. NIGGLI (1953, S. 351) auf der von HEIM vorgezeichneten Linie, indem sie die heute sichtbare Paralleltextur des Fibbiagneises fast ausschliesslich der alpinen Dislokationsmetamorphose zuschrieben. P. NIGGLI (1950, S. 513) sprach zum Beispiel von

„zur Permzeit noch massigen Zentralgraniten“ des Gotthardmassivs.

Alle drei Punkte bilden zusammen unbestritten einen Beweis für die Existenz einer Granitgruppe prätriadischen Alters im Gotthardmassiv. Keiner der drei Punkte darf als Beweis betrachtet werden, dass der Rotondogranit zu dieser Gruppe gehört.

2. Posttriadisches Alter des Rotondogranits

EICHENBERGER, dessen Name durch die ausgezeichnete stratigraphische Gliederung der mesozoischen Gesteine der Nufenenmulde (Bündnerschiefer des Gotthardmassivs) bekannt geworden ist, zog vermutlich als erster die Möglichkeit eines posttriadischen Alters des Rotondogranits in Betracht⁷⁾. Er schrieb (1920, S. 128):

„Es wurde schon in der petrographischen Behandlung des Granitmassivs darauf hingewiesen, dass eine Reihe von Tatsachen dafür sprechen, dass die Intrusion desselben in einer späteren Phase der Alpenfaltung erfolgte. Vor allem sei nochmals erwähnt, dass sich nirgends grössere Verschiebungen zwischen Granit und Nebengestein nachweisen lassen, auch da nicht, wo die Nebengesteinshülle im Scheitel des Lakkolithen erhalten geblieben ist. Die Annahme, der Rotondolakkolith habe die Auffaltung des Gotthardmassivs als feste Masse mitgemacht, ohne dass seine primären Kontakte abgerissen und verschoben und seine Eruptivstrukturen zerstört wurden (ein Teil der klastischen Erscheinungen im Granit ist sicher Protoklase, ist also von einer sekundären Kataklase abzurechnen), bringt grosse Schwierigkeiten mit sich. Man kann nicht vorsichtig genug sein bei der Altersbestimmung dieses in jeder Beziehung so wunderschönen Granitmassivs. Ansichten, wie sie G. KLEMM (1904—1907) in bezug auf den Rotondogranit äusserte, sind nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, sondern einer eingehenden Prüfung wert.“

EICHENBERGER wich kaum wesentlich von der Ansicht SONDERS ab, als er feststellte (1924, S. 508), dass zum Beispiel der Gamsbodengneis viel stärker metamorph sei als der Rotondogranit und dass seine Metamorphose die Wirkungen der tertiären Alpenfaltung um ein Vielfaches übertreffe (unter der Voraussetzung natürlich, der Rotondogranit sei erwiesenermassen jungherzynisch). EICHENBERGERS Folgerung war, dass die Intrusion des Gamsbodengranits *vorherzynisch* stattgefunden haben müsse.

In neuester Zeit glaubte KVALE (1957) schliessen zu können, dass

⁷⁾ Abgesehen von den anders begründeten Ansichten älterer deutscher Geologen wie KLEMM, WEINSCHENK etc.

der Rotondogranit spät- bis posttektonisch sei und *nach* der Bildung der alpinen Texturen im Nebengestein intrudiert sein müsse, weil der „Tremolagranit“ an der Gotthardstrasse, also der östlichste, schmale Ausläufer des Rotondogranits, an *einer* Stelle (in *einer* gesammelten Gesteinsprobe) keine Glimmer- und vermutlich auch keine Quarzregelung aufweise. Diese Argumentation besitzt keine Beweiskraft, denn sie kann durch *petrographische* Gegenargumente sofort *widerlegt* werden. Die Erfahrung hat zur Genüge gezeigt, dass der Zustand des Materials (bereits metamorph, massig oder schieferig) für den Ablauf einer Metamorphose — zum Beispiel der alpinen Dislokationsmetamorphose — von ausschlaggebender Bedeutung ist (Selektivität — P. NIGGLI, 1950, S. 512; oder E. NIGGLI, 1953, S. 93 etc.). Das Gefüge des „Tremolagranits“ weist an der Gotthardstrasse an vielen Stellen *ausgerichtete* Glimmer auf. Dort steht diejenige Partie des Rotondogranits an, die die deutlichsten Spuren einer metamorphen Überprägung zeigt (im Gegensatz zum eigentlichen Massiv im Westen).

HAFNER (1958) sprach lediglich von der *Möglichkeit* eines alpinen Alters des Granits. Es ist nichts anderes als eine Bestätigung der Ansicht SONDEERS, wenn er feststellte, dass die Paralleltexur der Nebengesteine — insbesondere die dort überall nachweisbare Glimmerstriemung — an den Eruptivkontakten des Granits *scharf* abbricht. Die Glimmerstriemung ist auch in Nebengesteinsarmen, die von massigem Granit mehrseitig umgeben sind oder in allseitig scharf begrenzten Schollen *praktisch unverändert* vorhanden. Dies lässt sich nicht mehr durch Selektivität der Metamorphose erklären. Auf der anderen Seite blieb HAFNER bezüglich der Wirkung der alpinen Dislokationsmetamorphose im zentralen Gotthardmassiv auf der bereits von HEIM vorgezeichneten Linie. Mehrere Argumente sprechen dafür, dass das Gefüge aller Nebengesteine des Granits mindestens teilweise alpin umkristallisierte und dass die heute sichtbare Glimmerstriemung alpinen Alters ist. HAFNER (1958, S. 269) hielt aber deutlich fest, dass man erst von einer Sicherstellung des jungen Alters des Granits sprechen darf, wenn die Glimmerstriemung der Nebengesteine erwiesenermassen das *alleinige* Resultat der alpinen Metamorphose ist. Die Existenz einer schwachen Metamorphose des Granits wurde von ihm keinesfalls bestritten. Er nahm ja an, dass die nach der Bildung der Glimmerstriemung entstandene „Glimmerwellung“ (gleichzeitig Kataklyse und Mineralneubildung) im Granitmassiv wie in den Nebengesteinen vorhanden sei. Es stellt sich nur die Frage, ob diese Metamorphose den gesamten Einfluss der alpinen Gebirgsbildung verkörpere oder nur eine letzte, spätalpine Phase.

3. Die heutige Situation

Die neuen Messresultate zeigen, dass der Rotondogranit bezüglich der Uran- und Blei-Isotopenverhältnisse seines Zirkons aus der einheitlichen Gruppe der jungherzynischen granitischen Gneise des Gotthardmassivs deutlich herausfällt. Sie geben aber keine Bestätigung dafür, dass der Granit jünger als die Glimmerstriemung des Nebengesteins ist.

Die $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{87}$ -Verhältnisse einer Biotitprobe des Fibbiagneises entsprechen einem Mindestalter dieses Minerals von 16 Millionen Jahren (JÄGER, 1962). Dieses Alter braucht keineswegs zwingend dem Alter der Bildung der Glimmerlineation gleichgesetzt zu werden. Eine alte Lineationsrichtung könnte bei einer Umkristallisation weitgehend erhalten bleiben. Dieselbe Richtung der Glimmerlineation des Fibbiagneises könnte also alpin sein, aber älter als 15 Millionen Jahre, oder auch schon voralpin bestanden haben. Immerhin beweisen die Biotitalter, dass im Gefüge des Fibbiagneises tatsächlich alpine Umkristallisationen und Kristallneubildungen stattgefunden haben, während im Gefüge des Rotondogranits Anzeichen für Vorgänge ähnlichen Ausmasses fehlen.

Es ist denkbar, dass das ermittelte Zerfallsalter des Urans von 140 Millionen Jahren im Zirkon des Rotondogranits *nicht* das Alter der Kristallisation dieses Minerals bedeutet. Die heute vorliegenden Isotopenverhältnisse hätten durch *Uran-* oder *Bleidiffusionen* zwischen den Zirkonen und dem festen Gefüge des Granits entstehen können.

Setzt man voraus, dass das Alter der Granit- und Zirkonbildung prätriadisch sei, so ist die Annahme derartiger Diffusionen als Folge einer Zu- oder Wegfuhr von Uran- oder Bleilösungen ein *oberflächlicher* Versuch, das gemessene Zerfallsalter zu erklären, der sofort zu unlösbaren Widersprüchen führt. Eine regionale Zirkulation von Lösungen während der alpinen Gebirgsbildung hätte die Zirkone des *Fibbiagneises* ebenso sehr beeinflussen müssen wie diejenigen des Rotondogranits. Die Umkristallisationen im Gefüge sind ja dort weit umfassender als hier. Die Vertreter der Berücksichtigung der physikalisch-chemischen Seite bei der Beurteilung eines Metamorphoseproblems haben immer betont, dass bei konstanter Temperatur Mineral-Umkristallisationen und -Neubildungen im Gefüge *um so durchgreifender erfolgen, je besser die Lösungen zirkulieren*, welche die Umbildungen überhaupt erst ermöglichen. Die Lösungszirkulationen und Umkristallisationen im herzynischen Fibbiagneis waren zur Zeit der alpinen Gebirgsbildung immerhin so beträchtlich, dass sie ein *junges* $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{87}$ -Alter des Biotits erzeugten (siehe oben). Das anomale Blei-Isotopenverhältnis des Na-Kaliumfeldspats spricht

ebenfalls für eine alpine Veränderung dieses zur herzynischen Zeit erstmals kristallisierten Minerals (siehe S. 194). Die Verhältnisse des Fibbiagneises zeigen, wie gross der Einfluss einer Epi- bis Mesometamorphose auf ein Gneisgefüge sein kann, *ohne* die Uran- oder Bleikonzentration des Zirkons zu verändern.

Man könnte vielleicht einwenden, dass der Zirkon des Rotondogranits nach seiner Bildung und Abkühlung zu einer prätriadischen Zeit an Uran und später nach längerer Zerfallszeit auch an neugebildetem, radio- genem Blei *übersättigt* war, so dass sich während einer Temperatur- erhöhung — vielleicht zur Zeit der alpinen Gebirgsbildung — Uran oder Blei ausgeschieden hätte. Eine Übersättigung wäre nur bezüglich *Uran* möglich gewesen (der Rotondo-Zirkon ist uranreicher als der Fibbia- Zirkon). *Uranausscheidung* durch Diffusion würde ein *jüngeres* Kristalli- sationsalter als das heute bestimmbare Zerfallsalter bedeuten. Eine *Blei- ausscheidung* jedoch ist *nicht denkbar*, denn der beträchtlich bleireichere Zirkon des Fibbiagneises besitzt ja einen unveränderten Bleigehalt trotz teilweiser Gefügeumkristallisation.

Es ist allerdings anzunehmen, dass die Diffusion von Uran und Blei in den korrodierten und metamikten Zirkonkristallen des Rotondogranits bei gleicher Temperatur grösser ist als im Zirkon des Fibbiagneises. Die Ionenradien und die Elektronenzustände der äusseren Schalen lassen aber erwarten, dass die Diffusionskonstante für U^{4+} , U^{6+} sowie für Pb^{4+} etwa die gleiche Grössenordnung haben. Um die Kristallisation des Rotondozirkons als jungherzynisch erklären zu können, hätte das Mineral etwa 100% seines heutigen Bleigehaltes verloren haben müssen.

Wir glauben, dass die Möglichkeit einer bedeutungsvollen Verände- rung der Uran- oder Bleikonzentration im Zirkonkristall durch irgend- welche *Zufuhr oder Wegfuhr von Uran- oder Bleilösungen* von aussen her bei derart niedriger Temperatur wie während einer Epi- oder Meso- metamorphose und bei derart geringer Lösungszirkulation im Gefüge, die im Rotondogranit während der alpinen Zeit noch bedeutend kleiner war als im Fibbiagneis, nicht in Frage kommt.

Die trübe, metamikte Beschaffenheit, die Resorptionsspuren und die Zonarstruktur der Zirkonkristalle des Rotondogranits (vgl. Fig. 7) bilden vielleicht den Ansatzpunkt zu einer Deutungsmöglichkeit des Zerfalls- alters von 140 Millionen Jahren. Die Bildung des Rotondogranits liegt mit Sicherheit nicht weiter zurück als die Platznahme des jungherzyni- schen Fibbiagneises. Die Resorption der Zirkone kann keine Erscheinung der Metamorphose sein, denn die Kristalle des stärker metamorphen Fibbiagneises sowie des Gamsboden- und Medelsergneises sind klar und

homogen. Resorption und Metamiktisation bedeuten einen beträchtlichen Eingriff in die Struktur des Minerals, wie aus Fig. 7 hervorgeht. Sie müssen *vor* der Granitbildung stattgefunden haben, das heisst, sie sind vermutlich Indizien, dass die Zirkonkristalle während längerer Zeit bei hoher Temperatur einer mobilen, dispersen Phase ausgesetzt waren.

Es gibt verschiedene Hinweise, die am besten mit der Vorstellung vereinbar sind, der Rotondogranit sei kein echt juveniler⁸⁾, magmatischer Granit, sondern stamme von einer mobilen, *palingenen*⁸⁾ Phase ab. Der Albit des Granits zeichnet sich durch seine Anorthitararmut aus (oft 0% An, vgl. S. 180). Dennoch entstand bei der Granitbildung kein Alkalifeldspat, sondern Na-Kaliumfeldspat und Albit, was für eine niedrige Temperatur der mobil gewesenen Phase während der Hauptkristallisation spricht, die im Phasendiagramm der Alkalifeldspäte offenbar unterhalb des Scheitels der Mischungslücke lag. Die Spärlichkeit der Erze im Granitgefüge sowie der überall verbreitete Granat, der sich keineswegs nur auf kontaktnahe Zonen beschränkt, sind weitere Anzeichen einer etwas ungewöhnlichen chemischen Zusammensetzung des Granits. Das anomale Blei-Isotopenverhältnis des Na-Kaliumfeldspats (S. 194) spricht ferner ebenfalls hierfür. Während es im Fibbiagneis als Folge der alpinen Metamorphose gedeutet werden kann, die ja die Kristallformen der Feldspäte entsprechend beeinflusste und veränderte (Fig. 5), könnte es im Rotondogranit als Indiz für die Kristallisation des Feldspats aus einem jungen, postherzynischen Mobilisat angesehen werden.

Nach HAFNER (1958, S. 267—269) zeigen die durchlaufend messerscharfen Kontakte, die scharf begrenzten, aber sehr seltenen Schollen und die praktisch fehlende Kontaktmetamorphose, dass der heutige Rotondogranit als mobile Phase bei verhältnismässig tiefer Temperatur in ein festes, mehr oder weniger kaltes Nebengestein eindrang. Die Platznahme fand oft weniger durch Resorption als eher durch mechanisches Auseinanderdrängen des Nebengesteins statt. Die heute sichtbaren Spuren, die darauf hinweisen, sind zahlreich. Granitbildung aus *benachbarten* Gneisen durch Granitisationsprozesse im weitgehend festen Zustand kommen nach HAFNER (1958) nicht in Betracht. Fibbiagneis und andere granitische Gneise jungherzynischen Alters unterscheiden sich vom Rotondogranit dadurch, dass ihre Grenzen oft diffuser sind und dass sie eine stärkere Kontaktmetamorphose verursacht haben.

Das Zerfallsalter von 140 Millionen Jahren steht mit der Annahme

⁸⁾ Aufgefasst nach der Definition von SCHEUMANN (1936, S. 299—300, Punkt 4).

einer palingenen Herkunft des Rotondogranits durchaus nicht im Widerspruch. Das Mobilisat könnte zum Beispiel während einer relativ frühen Phase der alpinen Gebirgsbildung irgendwo entstanden und später — vielleicht sogar spätalpin — an den heutigen Ort emporgedrungen sein. Das heute messbare Zerfallsalter des Urans im Zirkon braucht nicht notgedrungen den Zeitpunkt der Gefügekristallisation zu markieren. Es kann auch grösser sein. Es ist ferner nicht dem Kristallisationsalter der Zirkone gleichzusetzen. Nach unserer Ansicht kann es sich beim Zirkon um alte, vielleicht vorherzynische Kristalle handeln, die bei der Bildung des Mobilisates nie aufgelöst, sondern nur korrodiert wurden. Sind die Zirkonkristalle bei relativ hoher Temperatur von einem weitgehend dispersen Substrat umgeben, so ist durchaus zu erwarten, dass das in der Struktur eingebaute Blei durch Diffusion weitgehend oder sogar vollständig ausgeschieden und durch Uran aus der Lösung ersetzt wird. Das heutige Zerfallsalter des Urans im Zirkon würde in diesem Fall den ungefähren Zeitraum der Existenz des Mobilisats angeben.

Die heutige Situation des Rotondogranit-Problems stützt sich auf zwei gesicherte petrographische Voraussetzungen:

1. Die Bildung des Rotondogranits ist nicht älter als diejenige des jungherzynischen, heute vergneisten Fibbiagranits.
2. Der Granit hat nach seiner Bildung nicht mehr als eine alpine Epibis Mesometamorphose erfahren.

Die Situation kann durch drei Punkte charakterisiert werden, die durch verschiedene, mehr oder weniger zuverlässige Relationen und Überlegungen gewonnen wurden:

1. Die Diffusion von Uran- oder Bleiionen im Zirkon des Rotondogranits kann nach der Bildung des Granitgefüges nicht grösser gewesen sein als im Zirkon des Fibbiagneises. Zufuhr- oder Wegfahrprozesse von Uran- oder Bleilösungen während der alpinen Metamorphose im festen Gefüge des Granits sind sehr unwahrscheinlich.

2. Die heute sichtbare metamikte Natur und Resorption der Zirkone des Rotondogranits kann keine Folge der alpinen Metamorphose sein. Sie scheint einen Hinweis dafür zu geben, dass der Rotondogranit nicht von einem echten, juvenilen Magma, sondern von einem palingenen Mobilisat her stammt. Auch einige Feststellungen über die chemische Zusammensetzung des Granits sprechen hierfür.

3. Es ist heute nicht möglich, einen zuverlässigen Zeitpunkt für die Granitbildung anzugeben. Das Problem der zeitlichen Beziehung zwischen der Bildung der Glimmerlineation im Fibbiagneis und der Entstehung des Rotondo-Granitgefüges ist immer noch ungelöst.

Die Frage, ob der Rotondogranit herzynisch oder alpin entstanden ist, scheint uns nicht von lokaler, nebensächlicher Bedeutung zu sein; denn ohne die endgültige Lösung des Rotondogranit-Problems kann die Frage der Intensität der Gesteinsmetamorphose während der alpinen Gebirgsbildung im Raum nördlich des Tessins kaum entschieden werden.

Die vorliegende Arbeit wurde durch die Mittel der Kommission für Atomwissenschaften des Schweiz. Nationalfonds ermöglicht. Die darin behandelten Mineralbestimmungen bilden einen Teil der von M. Grünenfelder an der Abt. für Naturwissenschaften der Eidgenössischen Technischen Hochschule eingereichten Habilitationsschrift. Die Verfasser danken den Herren Prof. F. G. Houtermans, Dr. N. G. Tilton, Dr. N. Grögler und Prof. C. Burri herzlichst für ihr wohlwollendes Interesse. Sie danken ferner Fr. Dr. E. Jäger und den Herren Dr. P. Eberhardt, Dr. P. Feitknecht, Prof. J. Geiss, R. Gubser, F. Hofmänner, L. Rybach und H. J. Scheel für ihre freundliche Mithilfe und wertvolle Diskussionen.

Literatur

SMPM = Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Mitteilungen

- AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. SMPM 9, 265—441.
- BROWN, H., und L. T. SILVER (1955): The Possibilities of Securing Long Range Supplies of Uranium, Thorium and other Substances from Igneous Rocks. Proc. of the 1st. Intern. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy, III, 29—132.
- CATANZARO, E. J. und P. W. GAST (1960): Isotopic composition of lead in pegmatitic feldspars. Geochim. et Cosmochim. Acta, 19, 113—126.
- DOE, B. und ST. R. HART (1961): Effect of Contact Metamorphism on the Isotopic Composition of Lead in K-Feldspars. Proc. Annual Meetings Geol. Soc. of America (Abstract) 38 A.
- EICHENBERGER, R. (1920): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südweststrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Begutachtete, nicht veröffentlichte Dissertation der philosophischen Fakultät, Univ. Basel.
- (1924): Über Faltung und Magmenintrusion im westlichen Gotthardmassiv. Eclogae geol. Helv. 18, 506—508.
- FRONDEL, C. (1953): Hydroxyl substitution in Thorite and Zircon. Amer. Mineral. 38, 1007—1018.
- GERLING, E. K. (1942): Age of the earth according to radioactivity data. Dokl. Akad. Nauk. SSSR 34, 259—261.
- GOLDSMITH, J. R. und F. LAVES (1954): Potassium feldspars, structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. et Cosmochim. Acta 6, 100.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. SMPM 42, 6—7.
- GRÜNENFELDER, M. und S. HAFNER (1961): Das Zirkon-Alter granitischer Gesteine aus dem Gotthardmassiv. Experientia 17, 295.

- HAFNER, S. (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St. Gotthardpass und Nufenenpass). SMPM 38, 255—362.
- HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 25.
- (1921): Geologie der Schweiz. 2. Band. Leipzig.
- HOFMÄNNER, F. (1962): Statistische Untersuchungen an Zirkonen des Gamsboden- und Fibbiagneises, Gotthardmassiv. SMPM 42/2 (im Druck).
- HOLMES, A. (1946): Estimate of the age of the earth. Nature, 157, 680—684.
- HOPPE, G. (1959): Über die Verwendbarkeit der akzessorischen Zirkone zu Altersbestimmungen. Neues Jb. Miner., Abh. 93, 45—66.
- HOUTERMANS, F. G. (1947): Das Alter des Urans. Z. Naturforsch. 2a, 322—328.
- (1960): Die Blei-Methoden der geologischen Altersbestimmung. Geol. Rundschau, 49, 168—196.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. SMPM 23, 72—260.
- JÄGER, E., E. KEMPTER, E. NIGGLI und H. M. WÜTHRICH (1961): Biotit-Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluh-Granit (Aarmassiv). SMPM 41, 117—126.
- JÄGER, E. (1962): Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps. Im Druck.
- KLEMM, G. (1904—1907): Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen“ und metamorphen Schieferen der Tessiner Alpen. I.—IV. Sitzungsber. d. Königl. preuss. Akad. d. Wiss., Berlin.
- KÖNIGSBERGER, J. (1909): Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. Eclogae geol. Helv. 10, 852—896.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. SMPM 37, 398—434.
- LEPSIUS, R. (1912): Über das Verhältnis der Decken zur Metamorphose der Gesteine in den Alpen. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. d. Grossh. Geol. Landesanst. zu Darmstadt, IV. Folge, 33. Heft.
- NIGGLI, E. (1948): Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. SMPM 28, 165—176 (Festschrift P. NIGGLI).
- (1953): in J. CADISCH: Geologie der Schweizer Alpen. Basel.
- NIGGLI, P. (1919): Petrographische Provinzen der Schweiz. Vjschr. d. Natf. Ges. Zürich 64, 179—212.
- (1929): Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. SMPM 9, 160—187.
- (1934): Das Gotthardmassiv. Geologischer Führer der Schweiz II. Schweiz. Geol. Ges. Basel, 139—145.
- (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. SMPM 30, 500—538.
- NIGGLI, P., F. DE QUERVAIN und R. U. WINTERHALTER (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz., Geotechn. Ser. 14, 332—345.
- OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. SMPM 35, 320—409.
- POLDERVAART, A. (1950): Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. Nature 165, 574—575.
- (1956): Zircon in Rocks. 2. Igneous Rocks. Am. J. of Science 254, 521—554.

- RYBACH, L. und S. HAFNER (1962): Radioaktivitätsmessungen an Gesteinen des St. Gotthard-Profiles. SMPM 42, 209—218.
- SALOMON, W. (1899): Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthard. III. Sitzungsber. d. Königl. preuss. Akad. d. Wiss. Berlin.
- SCHEUMANN, K. H. (1936): Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 48, 297—302.
- SCHMIDT, C. (1907): Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Eclogae geol. Helv. 10, 484—584.
- SONDER, R. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. SMPM 1, 323—391.
- TILTON, G. R. (1951): The distribution of trace quantities of uranium in nature. Atomic Energy Comm. Rept. AECD 3182.
- (1960): Volume Diffusion as a mechanism for discordant lead ages. J. of Geoph. Research 65, 2933—2945.
- TILTON, G. R., C. PATTERSON, H. BROWN, M. INGRAM, R. HAYDEN, D. HESS und E. LARSEN JR. (1955): Isotopic Composition and Distribution of Lead, Uranium and Thorium in a precambrian granite. Geol. Soc. Amer., Bull. 66, 1131—1148.
- TILTON, G. R., G. L. DAVIS, G. W. WETHERILL and L. T. ALDRICH (1957): Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites. Transactions of Am. Geophys. Union 38, 360—371.
- WEINSCHENK, E. (1902): Vergleichende Studien über den Contactmetamorphismus. Z. d. Deutschen geol. Ges. 54, 441—479.
- WETHERILL, G. W. (1956a): An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. Geochim. et Cosmochim. Acta 9, 290—292.
- (1956b): Discordant uranium lead ages. I. Trans. Amer. Geophys. Union 37, 320—326.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. SMPM 10, 38—116.

Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH, Zürich.

Manuskript eingegangen am 16. Januar 1962.