

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

**Band:** 45 (1965)

**Heft:** 2

**Artikel:** Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten  
Aarmassiv

**Autor:** Wüthrich, Hans

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-35212>

### **Nutzungsbedingungen**

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

### **Conditions d'utilisation**

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

### **Terms of use**

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

**Download PDF:** 27.01.2026

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

# **Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv**

Von *Hans Wüthrich* (Bern)\*)

Mit 14 Textfiguren und 4 Tabellen

## **ABSTRACT**

A number of Rb-Sr age determinations on minerals and total rocks from the Aare massiv in the central Alps are given.

The analytic methods, such as mineral separation, chemical treatment and mass spectrometry are presented and the different methods of interpretation of Rb-Sr age results are discussed.

The geological environment of the different samples are discussed together with the Rb-Sr age results. The pre-tertiary Aare massif in the central Alps was metamorphosed during the tertiary Alpine orogenesis. The metamorphism is of low grade and increases from practically unmetamorphosed rocks in the northwest to stilpnomelane and chloritoid bearing rocks in the southeast. With the age determinations we confirm the petrological evidence. The analytical data and age results of our samples are given. The age results especially on the biotites show the increase of the alpine metamorphism from northwest to southeast, giving in the northwest of the Aare massif hereynic ages (about 270 m. y.). In a transition zone further to the southeast we find intermediate biotite ages of around 170 m. y. To the southeast of the massif we find young tertiary biotite ages, which indicate the cooling time after the last phase of Alpine metamorphism. These biotite ages range from 11 to 20 m. y. We found a correlation between the colour of the biotites and their ages, those which preserved their pre-alpine Rb-Sr age showing reddish brown colour. Rejuvenated biotites show either a yellowish brown or a greenish colour, depending on the type of rock.

Each rock, in which we analysed the biotites we also analysed the K-feldspars. Generally the K-feldspars were so rich in common Sr that their Rb-Sr ages were too inaccurate for geological interpretations. We found that the content of common Sr in these feldspars is independent of their content of perthitic albite.

On three rock samples the main minerals and the total rock could be analysed

---

\*) Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Bern, Laboratorium für Altersbestimmungen.



for Rb and Sr. Samples analysed were: "Zentraler Aaregranit" from "Gurtellen", "Mittagfluhgranit" and an aplitic rock from "Kessiturm" in the "Grimsel-Granodiorit". In the aplitic rock we determined also the Rb-Sr content of the accessory minerals garnet and fluorite. Sr evolution diagrams of these analyses are given. We were able to show that none of these rocks were so strongly metamorphosed that the Sr isotopes were homogenized in the different mineral phases. The plagioclases and K-feldspars of the three rocks showed extreme Rb/Sr ratios. As the K-feldspars are strongly perthitic we tried to correct the Rb/Sr age for their content of perthitic plagioclase. We assumed that the perthitic plagioclase in the K-feldspars contained the same Rb/Sr ratio as the plagioclase grains in the rock. The plagioclase content of the K-feldspars was determined with an X-ray diffractometer. We found that this correction was too high. The perthitic plagioclase seems to have a Rb/Sr ratio between the K-feldspars and the plagioclases in the rock. We therefore can conclude that at least part of the perthite must have been formed during the alpine metamorphism and cannot have been entirely formed during the hercynic orogeny.

The triclinicity of each analysed K-feldspar was determined by X-ray analyses in a Guinier kamera. Samples which contain biotite of hercynic age showed monoclinic feldspars. In rocks with young biotites we found triclinic K-feldspars.

The hercynian ages in the Aare massif do not allow us to distinguish more than one phase in the orogeny. The samples of the northern granitic zone and the "Schieferhülle" nevertheless seem to be somewhat older than the samples of the "Zentrale Aaregranit". Perhaps a general heating just before the intrusion of the "Zentrale Aaregranit" rejuvenated the older mineral ages.

In a Sr evolution diagram the four total rock samples of the "Zentrale Aaregranit" lie on an isochrone with the age of about 280 m. y. The initial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  mole ratio is very low, namely 0,702, normalized to 0.1186 for  $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$ .

## ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit Rb-Sr-Altersbestimmungen, die an Gesteinen und Mineralien aus verschiedenen Zonen des Aarmassivs ausgeführt wurden.

In einem ersten Teil wird die Mineraltrennung und die chemische Aufbereitung der Proben erläutert. Es wurde grosses Gewicht auf möglichst reine Mineraltrennung gelegt.

Sodann erläutern wir die beiden heute gebräuchlichen Darstellungen für diskordante Alterswerte an metamorphen Gesteinen. Die Darstellung nach COMPSTON und JEFFERY (1959) und die Darstellung, wie sie am Bernhard Price Institut in Johannesburg erstmals verwendet wurde (BPI-Darstellung). Die BPI-Darstellung lässt sich leichter rechnerisch behandeln als die Compston-Jeffery-Darstellung.

Der nächste Teil unserer Arbeit bringt die Resultate der Altersbestimmungen. Die geologische und petrographische Situation der einzelnen Gesteine wird kurz besprochen, sodann folgt eine mikroskopische Untersuchung der Mineralien und endlich die Besprechung der erhaltenen Resultate.

Tab. 1 gibt eine Zusammenfassung der analysierten Proben mit ihren Fund-

stellen und den erhaltenen Alterswerten; auch sind die Rubidium- und die Strontiumgehalte angeführt.

Allgemein stellten wir im Aarmassiv eine Zunahme der alpinen Metamorphose von Nordwesten gegen Südosten hin fest. Besonders die Alterswerte der Biotite lassen diese Tendenz klar erscheinen: Im Nordwesten des Aarmassivs erhielten wir herzynische Alterswerte (um 270 Mio. Jahre). Eine Zwischenzone ergab Biotitalter zwischen der herzynischen und der alpinen Zeit (von etwa 170 bis 30 Mio. Jahren), und im Südosten erhielten wir rein alpine Alterswerte um 14 Mio. Jahre. Parallel zu der Verjüngung der Rb-Sr-Alterswerte stellten wir ein zunehmendes Grünwerden der Biotite in sauren Gesteinen fest. Nur die Biotite mit herzynischen Alterswerten zeigen rotbraune Farbtöne. In basischeren Gesteinen zeigen verjüngte Biotite eine eher gelbbraune Farbe.

Von jedem Gestein, aus dem wir den Biotit untersuchten, analysierten wir auch wenn möglich die Kalifeldspäte. Allgemein waren diese Mineralien aber so strontiumreich, dass ihre Alterswerte mit zu hohen Fehlern behaftet waren, um noch zu brauchbaren geologischen Aussagen herbeigezogen zu werden. Wir stellten aber fest, dass der Gehalt an gewöhnlichem Strontium in den Kalifeldspäten unabhängig ist vom Gehalt an perthitisch ausgeschiedenem Plagioklas, vielmehr geht dieser Gehalt parallel mit dem Strontiumgehalt im Gestein.

Drei Gesteine waren so strontiumarm, dass wir an ihnen vom Gesamtgestein und von den Hauptmineralien Rb-Sr-Alterswerte bestimmen konnten (Zentraler Aaregranit Gurnellen, Mittagfluhgranit und Aplit Kessiturm). Aus dem Aplit vom Kessiturm trennten wir auch die Nebengemengteile Fluorit und Granat ab, um an ihnen Rb-Sr-Altersbestimmungen durchzuführen. Compston-Jeffery und berechnete BPI-Diagramme werden angeführt: Wir konnten zeigen, dass keines der erwähnten Gesteine während der alpinen Metamorphose sein Rb/Sr-Verhältnis ausgeglichen hatte. Offenbar war hier die alpine Metamorphose nicht so stark wie im Rotondogranit, wo JÄGER und NIGGLI (1964) wohl einen vollständigen Strontiumaustausch in den Hauptmineralien fanden.

Da die untersuchten Plagioklase und Kalifeldspäte der drei erwähnten Gesteine sehr extreme Rb/Sr-Verhältnisse zeigten und die Kalifeldspäte verhältnismässig starke Perthite waren (16—35% Plagioklasgehalt, Volumenprozent), versuchten wir, die Analysen der Kalifeldspäte für den Plagioklasgehalt zu korrigieren, unter der Annahme, der perthitisch ausgeschiedene Plagioklas habe dasselbe Rb/Sr-Verhältnis wie der Plagioklas im Gestein und die Entmischung habe vor dem Sr-Austausch stattgefunden. Es zeigte sich aber, dass diese Korrektur zu hoch ist, der perthitisch ausgeschiedene Plagioklas scheint einen Rb-Sr-Gehalt zu haben, der zwischen dem Kalifeldspat und dem Plagioklas im Gestein liegt. Der Perthit kann also nicht eine rein herzynische Bildung sein, sondern muss mindestens teilweise alpin sein.

Von allen analysierten Kalifeldspäten wurde röntgenographisch die Triklinität bestimmt. Gesteine, deren Biotit ein herzynisches Rb-Sr-Alter ergab, also alpin fast unbeeinflusste, haben monokline Kalifeldspäte, alpin beeinflusste Gesteine mit erniedrigten Rb-Sr-Alterswerten der Biotite haben triklone Kalifeldspäte.

Die herzynischen Alterswerte überschneiden sich fast alle, wenn wir die Fehlergrenzen miteinbeziehen, so dass wir keine sicheren Altersunterscheidungen machen können. Die Gesteine der nördlichen Granitzone und der nördlichen Schieferhülle scheinen allerdings etwas älter als die Gesteine aus dem Gebiet des Zentralen

Aaregranites. Unter den voraaregranitischen Alterswerten erkennt man aber gar keine Unterschiede mehr, was die Vermutung zulässt, eine voraaregranitische, herzynische Erwärmung habe alle Alterswerte ausgeglichen.

Aus einem BPI-Diagramm der vier analysierten Gesamtgesteine aus dem Gebiet des Zentralen Aaregranites ist folgendes ersichtlich: Alle vier Gesteine entstammen demselben Magma. Das ursprüngliche Rb/Sr-Verhältnis dieses Magmas liegt eher tiefer als das heute angenommene Verhältnis für gewöhnliches Strontium. Es ist demnach unwahrscheinlich, dass der Zentrale Aaregranit aus wieder-aufgeschmolzenem, saurem Krustenmaterial entstanden ist.

## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort . . . . .	881
I. Experimentelles . . . . .	882
A. Gesteinsaufbereitung und Mineraltrennung . . . . .	882
1. Übersicht . . . . .	882
2. Biotit und Muskowit. . . . .	883
3. Kalifeldspat . . . . .	885
4. Albit . . . . .	886
5. Schweremineralien. . . . .	886
6. Gesamtgesteine . . . . .	886
7. Schweretrennungen . . . . .	887
8. Eine einfache Vorrichtung zum Abtrennen von ferromagnetischen Körnern aus Siebfraktionen. . . . .	889
B. Prüfung der Reinheit der Mineralkonzentrate . . . . .	890
1. Glimmer . . . . .	890
2. Feldspäte . . . . .	891
a) Färbmethode . . . . .	891
b) Röntgenographische Methode . . . . .	892
C. Chemische Aufbereitung . . . . .	893
1. Isotopenverdünnung . . . . .	893
2. Aufschluss der Mineralien . . . . .	894
3. Rubidium . . . . .	894
4. Strontium . . . . .	895
5. Massenspektrometrie. . . . .	895
6. Spezielle Reinheitsprobleme beim Bestimmen von jungen Alters- werten . . . . .	896
7. Auswerten der Resultate und Berechnen der Alter . . . . .	897
8. Über die Fehlerangabe . . . . .	898
II. Theoretische Betrachtungen zur Rb-Sr-Methode . . . . .	900
A. Allgemeines . . . . .	900
B. Das Compston-Jeffery-Modell . . . . .	901

Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv	879
C. Das BPI-Modell . . . . .	904
D. Zur Berechnung des BPI-Modells . . . . .	907
III. Geologischer Überblick . . . . .	909
A. Die nördliche Granitzone . . . . .	911
B. Die Schiefer- und Gneishülle des Zentralen Aaregranites . . . . .	911
C. Der Zentrale Aaregranit . . . . .	912
D. Die alpine Metamorphose im Aarmassiv . . . . .	913
IV. Beschreibung der untersuchten Proben und Altersresultate . . . . .	914
A. Der Gasterngranit . . . . .	914
1. Geologisch-petrographische Situation . . . . .	914
2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose . . . . .	914
3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Probe . . . . .	915
4. Die Altersbestimmungen am Gasterngranit und Diskussion . . . . .	917
B. Der Pegmatit im Tödigranit . . . . .	918
1. Geologisch-petrographische Situation . . . . .	918
2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose . . . . .	918
3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Probe . . . . .	919
4. Altersbestimmungen am Pegmatit und Diskussion . . . . .	920
C. Die Biotitgneise der nördlichen Schieferhülle . . . . .	921
1. Geologisch-petrographische Situation . . . . .	921
2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose . . . . .	921
3. Fundorte, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Proben. . . . .	922
a) Der Erstfeldergneis von Bocki . . . . .	922
b) Der Erstfeldergneis von der Sustenstrasse . . . . .	923
c) Der Biotitgneis von Tennmatte . . . . .	925
4. Die Altersbestimmungen an den Biotitgneisen der nördlichen Schieferhülle und Diskussion . . . . .	926
D. Die Pegmatite aus der nördlichen Schieferhülle . . . . .	927
1. Geologisch-petrographische Situation . . . . .	927
2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose . . . . .	927
3. Fundorte, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Proben. . . . .	928
a) Der Pegmatit von der Mittelplatte . . . . .	928
b) Die Pegmatite des Lötschentals . . . . .	929
4. Die Altersbestimmungen an den Pegmatiten und Diskussion . . . . .	930
E. Der Mittagfluhgranit . . . . .	931
1. Geologisch-petrographische Situation . . . . .	931
2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose . . . . .	931

3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Probe . . . . .	932
4. Die Altersbestimmungen am Mittagfluhgranit und Diskussion . .	934
a) Die Compston-Jeffery-Darstellung der Analysen aus dem Mittagfluhgranit . . . . .	935
b) Das BPI-Diagramm des Mittagfluhgranites . . . . .	936
c) Besprechung der einzelnen Alterswerte . . . . .	938
F. Der Zentrale Aaregranit . . . . .	939
1. Geologisch-petrographische Situation . . . . .	939
2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose . . . . .	940
3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Proben. . . . .	941
a) Der Zentrale Aaregranit von Räterichsboden . . . . .	941
b) Der Zentrale Aaregranit von Gurtnellen . . . . .	942
4. Die Altersbestimmungen am Zentralen Aaregranit und Diskussion	943
a) Der Zentrale Aaregranit von Räterichsboden . . . . .	944
b) Der Zentrale Aaregranit von Gurtnellen . . . . .	944
G. Der Grimsel-Granodiorit . . . . .	947
1. Geologisch-petrographische Situation . . . . .	947
2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose . . . . .	947
3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Probe . . . . .	948
4. Die Altersbestimmungen am Grimsel-Granodiorit und Diskussion	950
H. Der Aplit vom vorderen Kessiturm. . . . .	951
1. Geologisch-petrographische Situation . . . . .	951
2. Fundort, makroskopische und mikroskopische Untersuchung der Proben. . . . .	951
3. Die Altersbestimmungen am Aplit und Diskussion . . . . .	954
Das Compston-Jeffery- und das BPI-Modell des Aplites . . .	955
V. Zusammenfassende Betrachtungen . . . . .	958
A. Tabellarische Zusammenfassung der Analysenwerte und der Altersresultate . . . . .	958
B. Die herzynischen Alterswerte . . . . .	958
C. Die alpine Metamorphose im Aarmassiv im Spiegel der Rb-Sr-Alterswerte der Biotite . . . . .	962
D. Die Farbe der Biotite und ihre Beziehung zum Rb-Sr-Alterswert . .	963
E. Die Triklinität der Kalifeldspäte und ihre Beziehung zum Rb-Sr-Alter der Biotite . . . . .	964
F. Die Altersbestimmungen an den Kalifeldspäten . . . . .	965
G. Die BPI-Darstellung der untersuchten Gesamtgesteine . . . . .	966
Literatur. . . . .	968

## VORWORT

Im Sommer 1959 wurde an unserem Institut, dank der Initiative von Herrn Prof. Dr. E. Niggli, ein Laboratorium für Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen gegründet, das in den ersten Jahren auch unter dessen wissenschaftlicher Leitung stand. Sowohl die apparative Einrichtung des Labors als auch die Fortführung der wissenschaftlichen Arbeiten wurde vom Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanziert.

Als Leiter des Laboratoriums wurde Frau Prof. Dr. E. Jäger eingesetzt. Gleichzeitig durfte ich als Hilfsassistent am Aufbau des Labors mithelfen, wobei mir vorwiegend die Mineraltrennung anvertraut wurde. Im Laufe der Jahre ergab sich so eine enge Zusammenarbeit zwischen Frau Prof. Dr. E. Jäger und mir, dank der sicher auch die vorliegende Arbeit zustande gekommen ist. Ich verdanke denn auch die Anregung zu dieser Arbeit Herrn Prof. Dr. E. Niggli und Frau Prof. Dr. E. Jäger, die in der Folge auch die Leitung meiner Untersuchungen übernahm.

Die untersuchten Gesteinsproben sammelte ich in den Sommermonaten 1961, 1962 und 1963 und begann fast gleichzeitig mit der Arbeit im Labor.

Es wurden fürs erste vor allem möglichst günstige Proben gesammelt, die uns heute einen ersten Überblick gestatten und uns zeigen, wo weitere interessante Probleme für unser Gebiet im Aarmassiv liegen. Die vorliegende Arbeit möge denn auch nicht als eine umfassende Abklärung der Altersbeziehungen im Aarmassiv angesehen werden, sondern eher als ein erster, grober Umriss, der jetzt durch zahlreiche detailliertere Untersuchungen ausgefüllt werden muss.

Es ist mir ein besonderes Vergnügen, auch an dieser Stelle meiner Lehrerin, Frau Prof. Dr. E. Jäger, recht herzlich für all das zu danken, was sie mir im Laufe der Jahre gab. Stets war sie bereit, mir mit Tat und Rat zu Hilfe zu eilen, und sie förderte die vorliegende Arbeit nach Kräften.

Meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. Niggli, möchte ich vor allem für seine Grosszügigkeit und für das mir stets entgegengebrachte Vertrauen herzlichst danken. Seine Kritik und seine anregenden Diskussionen haben meine Arbeit entscheidend beeinflusst.

Herrn Prof. Dr. Th. Hügi, der mir mit dem Sammeln von vielen Gesteinsproben half und von dessen Kenntnissen über das Aarmassiv ich sehr viel profitierte, möchte ich an dieser Stelle bestens danken.

Herr Prof. Dr. W. Nowacki stellte mir für die Feldspatuntersuchungen das Diffraktometer seiner Abteilung zur Verfügung, wofür ich ihm ebenfalls danken möchte.

Herr Dr. H. Bürki war jederzeit zu Erklärungen und Diskussionen bereit, wenn ich mit einem kristallographischen Problem zu kämpfen hatte. Ich wusste stets seine klaren und bildreichen Ausführungen zu schätzen und möchte ihm hier ganz besonders danken.

Für viele Diskussionen und Anregungen danke ich ebenfalls meinem Freund und Kollegen Dr. Tj. Peters, der sich immer für meine Arbeit interessierte.

Meinen übrigen Lehrern in Bern, Herrn Prof. Dr. J. Cadisch, Herrn Prof. Dr. W. Nabholz, Herrn Prof. Dr. A. Streckeisen, Herrn Prof. Dr. R. F. Rutsch und besonders auch Herrn Dr. H. Grunau, danke ich herzlich für die Art und Weise, wie sie mich in die Geologie und Mineralogie einführten.

Mit Vergnügen denke ich an die vielen gemütlichen Diskussionen mit meinen Studienkollegen A. Steck, St. Graeser, C. Niggli, A. Arnold, G. della Valle und K. Meier zurück.

Herr J. Lüthi, Herr H. Bühlmann und Herr H. Baethge halfen mir vieles bei den Laborarbeiten und den massenspektrometrischen Messungen, wofür ich ihnen bestens danken möchte.

Herr H. Huber fertigte mir sämtliche Dünnschliffe an und half mir stets, wenn es darum ging, einen Apparat zu bauen oder zu reparieren, wofür ich ihm herzlich danken möchte.

Auch Herrn K. Küpfer möchte ich herzlich danken für die Geduld, die er stets dem Durcheinander an meinem Arbeitsplatz entgegenbrachte, und für seine Bereitschaft, jederzeit zu helfen.

Auch möchte ich nicht verfehlen, meinen lieben Eltern, die weder Kosten noch Mühe für mein Studium sparten, von Herzen zu danken.

Dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung sei für die grosszügige Unterstützung bestens gedankt.

## I. Experimentelles

### A. GESTEINSAUFBEREITUNG UND MINERALTRENNUNG

#### 1. Übersicht

Von jeder Probe wurden mindestens 20 kg aufgearbeitet, von den biotitarmen aplitischen Graniten benötigten wir sogar bis zu 60 kg Gestein. Die etwa handstückgrossen Brocken zerkleinerten wir in einem *Backenbrecher* und mahlten das gebrochene Gut in einer *Scheibenmühle* (Scheibenabstand unter 0,5 mm). Diese Scheibenmühle ist gerade für die Aufbereitung von Glimmern sehr vorteilhaft: Spaltblättchen werden in ihr viel weniger zerkleinert als etwa Quarz- oder Feldspatkörner, da sie zwischen den Scheiben durchgleiten können; wir erreichen deshalb schon oft beim nachherigen Sieben, besonders in den gröberen Fraktionen, eine recht gute Glimmeranreicherung. Andere Mühlen, wie etwa Hammermühlen, zerschlagen auch die Glimmer und sind für uns unbrauchbar.

Das Pulver kommt nun in eine automatische *Siebmaschine*: Ein gewöhnliches, mittelmässiges Gestein wird hier in die Fraktionen gröber als 0,5 mm, 0,5—0,3 mm, 0,3—0,2 mm und feiner als 0,2 mm aufgeteilt. Nur sehr grobkörnige Pegmatite mit grossen Muskowitblättern mussten wir gröber sieben. Es zeigte sich nämlich, dass bei diesen Gesteinen die grössten Siebfraktionen schon sehr reine Muskowitkonzentrate liefern.



Oberhalb der offenen Siebe befindet sich das Saugrohr einer sehr starken Entstaubungsanlage. So werden unsere Proben beim Sieben auch fast staubfrei gemacht. Besonders wenn man das Sieben und Entstauben mehrmals wiederholt, kann man fast staubfreie Kornfraktionen erhalten.

Die einzelnen Siebfraktionen werden weiter von ihren ferromagnetischen Teilchen, meist sind es neben Magnetit Eisenpartikel von Mühle und Steinbrecher, auf einem selbstgebauten, einfachen *Magnettrommelscheider* befreit. Das Eisen kann nämlich in späteren Trennprozessen sehr störend wirken, beispielsweise durch Rostbildung oder durch Blockieren des magnetischen Mineraltrenners.

Die Siebfraktion feiner als 0,2 mm wird dann auf einen „Wilfley“-*Nassschüttelherd* gegeben, wo man die Schweremineralien anreichert.

Die anderen Siebfraktionen dienen zur Abtrennung der Glimmer und der Feldspäte. Je nach Gestein und Art der Trennung werden die Mineralien auf einem selbstgebauten „*Vibrationstisch*“ (FAUL und DAVIS, 1959) angereichert. Es folgen dann noch Trennungen an einem *Magnetscheider*. Will man Feldspäte anreichern, sind *Schweretrennungen* nötig, die man bei der Herstellung von Glimmerkonzentraten oft umgehen kann: Die Glimmer werden in einem automatischen *Achatmörser* unter Alkohol gerieben und so von Fremdmineralien befreit.

Am Schluss der Mineraltrennung erfolgt noch ein gründliches *Waschen* der Konzentrate in destilliertem Wasser und in Aceton. Dabei werden sie oft auch mit *Ultraschall* behandelt, damit der den Körnern anhaftende, feine Staub entfernt wird.

Bei der Siebmaschine und beim „Wilfley“-Schüttelherd erfolgt die Probenzugabe automatisch mit einem kleinen Förderband, so dass diese beiden, relativ langsam arbeitenden Maschinen, unbeaufsichtigt laufen können. Der Schüttelherd gewährleistet auch eine bessere Mineraltrennung bei konstanter Probenzufuhr.

Im folgenden sei die Trennung der einzelnen Mineralien etwas genauer beschrieben.

## 2. Biotit und Muskowit

Das Abtrennen der Glimmer geschieht etwa folgendermassen: Die größeren Siebfraktionen, also meistens zwischen 0,5 und 0,2 mm werden auf einem selbstgebauten „*Vibrationstisch*“, wie ihn FAUL und DAVIS (1959) beschrieben, gegeben. Dieser besteht aus einer etwa 30° geneigten rechteckigen Platte, die in horizontaler Richtung vibriert. Runde Körn-



chen rollen in der Neigungsrichtung ab, blätterige, wie Glimmer oder auch Spaltblättchen von Feldspäten, wandern aber, durch die Vibration angetrieben, in horizontaler Richtung und fallen in einen eigenen Auffänger. Auch verwachsene, unreine Glimmer rollen ab, so dass wir hier die saubersten Blättchen anreichern. Dieses Konzentrat wird dann im Magnetscheider weiter aufgeteilt. Bei niedrigen Feldstärken (etwa  $\frac{1}{4}$  der Maximalen) wird der Biotit aus dem Gemisch abgetrennt, bei hohen Feldstärken kann der Muskowit auf die magnetische Seite gezogen werden. Im unmagnetischen Rückstand ist meist der Feldspat gut angereichert.

Hornblenden und Pyroxene haben etwa die gleichen magnetischen Eigenschaften wie die Biotite; falls es trotz einer Trennung am Vibrationstisch noch viele solche Mineralien im Biotitkonzentrat hat, müssen wir jetzt mit einer oder mehreren Schweretrennungen versuchen, den Glimmer weiter anzureichern. Oft kann man auch mit einer genauen, feinen Einstellung des Trennmagneten die Hornblenden entfernen.

Sind die Glimmer zu mindestens 95% angereichert, so können sie von den restlichen Fremdmineralien durch Reiben unter Alkohol befreit werden: Spröde Mineralien werden hier pulverisiert, wogegen die elastischen Glimmerplättchen hauptsächlich aufspalten, wobei Anwachsungen und Einschlüsse entfernt werden. So können Biotitkonzentrate selbst von Chlorit weitgehend gereinigt werden, da der Chlorit beim Reiben leichter zerbricht als die Glimmer.

Nach einer gewissen Zeit wird die Probe aus dem Mörser genommen, getrocknet und gesiebt. Die groben Siebfractionen, über 0,2 mm, werden dann wieder weiter gemahlen. Dieser Vorgang wird öfters wiederholt, bis in den groben Siebfractionen nur noch dünne, reine Glimmerblättchen übrig sind. Diese werden dann zuerst in destilliertem Wasser und nachher in Aceton gewaschen; neuerdings behandeln wir sie dabei mit Ultraschall, um den feinen, anhaftenden Staub wegzuschlagen. Die getrocknete Probe ist nun für die Altersbestimmung bereit.

Diese Reibmethode setzt sehr viel Ausgangsmaterial voraus, denn bei dem langandauernden Mahlen werden natürlich auch Glimmer zerstört, besonders am Anfang, wo verhältnismässig viele Fremdkörner, wie beispielsweise Feldspäte oder Hornblenden, gewissermassen als Schmirgel wirken.

Haben wir von Anfang an sehr wenig Glimmer, so sind nach der Magnettrennung Schweretrennungen nötig, um die Glimmer so stark anzureichern, dass sie nur noch kurze Zeit, ohne grosse Verluste, gerieben werden müssen.

### 3. Kalifeldspat

Wie schon im vorherigen Kapitel erwähnt, wandern Feldspat-Spaltblättchen auf dem Vibrationstisch mit den Glimmern in horizontaler Richtung und werden mit diesen zusammen angereichert. Nach dem Abtrennen von Biotit und Muskowit haben wir somit ein recht reines Feldspatkonzentrat übrig.

Sind aber in einem Gestein die Feldspäte stark umgewandelt, so brechen sie oft nicht mehr in Spaltstücke und werden demzufolge nicht mehr mit den Glimmern angereichert. Wir mussten sie in solchen Fällen direkt aus der Siebfraction 0,3—0,2 mm abtrennen, was natürlich entsprechend mühsamer ist, da die Menge Ausgangsmaterial viel grösser wird. Wir verwendeten hier übrigens immer die Fraction 0,3—0,2 mm, und zwar aus folgenden Gründen: Einerseits muss die Korngrösse ziemlich unter der durchschnittlichen Grösse der Individuen im Gestein liegen, denn nur so kann man möglichst Verwachsungen mit Fremdmineralien vermeiden. Andererseits darf man aber auch nicht eine zu feine Körnung wählen, da sonst die Trennung auf dem Magneten und besonders in Schmelzflüssigkeiten viel schwieriger und unempfindlicher wird. Die Fraction 0,3—0,2 mm erfüllt denn auch ganz gut diese zwei Forderungen.

Nachdem man das Ausgangsmaterial gut gewaschen hat, kann man mit der Abtrennung der Kalifeldspäte beginnen. Kalifeldspäte haben eine Dichte von  $2,57 \text{ g/cm}^3$ , wir stellen uns somit eine Bromoform-Dimethylsulfoxyd-Lösung (MEYROWITZ, CUTTITA und HICKLING, 1959) mit der Dichte von  $2,58 \text{ g/cm}^3$  her. Die Kalifeldspatkörner schwimmen also knapp auf dieser Flüssigkeit, unreine Körner müssen absinken, da die meisten anderen Mineralien in unseren Gesteinen schwerer als  $2,57 \text{ g/cm}^3$  sind. Diese Trennung wird am selben Pulver etwa fünfmal wiederholt, um möglichst nur die reinsten Körner zu erhalten. Dabei konnten wir immer wieder feststellen, wie konstant das Schwerelösungsgemisch während all diesen Handlungen blieb. Die Kalifeldspäte werden sofort nach dem Trennen gut mit Aceton von Bromoform und Dimethylsulfoxyd reingewaschen und getrocknet.

Meist erfolgt jetzt noch eine Trennung in einer Lösung mit der Dichte von  $2,55 \text{ g/cm}^3$ , um letzte Verunreinigungen auszuschleiden. Nach abermaligem Waschen und Trocknen wurde das Konzentrat bei maximaler Feldstärke durch den Trennmagneten gelassen: Umgewandelte und trübe Körner konnten so fast immer aus dem Pulver entfernt werden.

#### 4. Albit

Albit hat eine Dichte zwischen 2,61 und 2,63 g/cm<sup>3</sup>, was uns gerade noch ermöglicht, ihn vom Quarz (2,65 g/cm<sup>3</sup>) zu trennen. Auch hier wurde natürlich mit verdünntem Bromoform gearbeitet.

Zuerst erfolgte die Abtrennung von Kalifeldspat und überhaupt leichteren Mineralien in einer Schwerelösung von 2,60 g/cm<sup>3</sup>. Dann trennten wir, natürlich wieder nach Waschen und Trocknen des Pulvers, in einer Lösung mit einem Gewicht von 2,63 g/cm<sup>3</sup>. Auch hier wurden die Trennungen oftmals wiederholt.

Die letzte Reinigung erfolgte wiederum bei maximaler Feldstärke auf dem Trennmagneten.

Es wäre hier vielleicht noch zu erwähnen, dass wir öfters versuchten, nach derselben Methode, mit Schwere- und Magnettrennungen, Feldspäte aus Sedimenten anzureichern, jedesmal aber erfolglos. Hier scheinen diese Mineralien so vollkommen umgewandelt zu sein, dass die spezifischen Gewichte wie auch die magnetischen Eigenschaften nicht mehr stimmen. Die hier angegebene Methode scheint sich also nur für frisch gebrochene Feldspäte aus kristallinen Gesteinen zu eignen.

#### 5. Schweremineralien

Die analysierten Schweremineralien aus dem Aplit beim „Kessiturm“ (Probe 13) wurden aus der Schwerefraktion des Schüttelherdes (kleiner als 0,2 mm) ebenfalls mit Schwerelösungen und im Trennmagneten angereichert.

Für die Konzentration des Fluorites wurde zuerst die Trennung in Bromoform „reinst“ ( $d = 2,87 \text{ g/cm}^3$ ) durchgeführt. Hier sank der Fluorit mit allen restlichen Schweremineralien ab. Es folgte dann eine weitere Trennung in Methylenjodid mit einer Dichte von 3,3 g/cm<sup>3</sup>, auf welchem der Fluorit schwamm. Aus der hier abgesunkenen Fraktion wurde dann auf dem Magneten der Granat abgetrennt. Da der Granat schwer aufzuschliessen ist, wurde er zum Schluss in einem Borkarbidmörser pulverisiert.

#### 6. Gesamtgesteine

Für die Gesamtgesteinsanalysen wurde der im Steinbrecher zerkleinerten Probe ungefähr ein halbes Kilogramm entnommen. Davon teilten wir, diesmal mit einem Probenteiler, etwa 50 bis 100 g ab, welche man dann unter Alkohol (p. A. „Merk“) einige Stunden lang im automatischen Mörser pulverisierte.

Sodann wurde die Probe ohne Abdekantieren des Alkohols getrocknet. Da beim Trocknen eine Trennung in gröbere und feinere Körnchen auftreten könnte, musste die trockene Probe nochmals kurz gerieben werden.

Das Reiben unter Alkohol hat den grossen Vorteil, dass keine Splitter aus der Schale springen können und dass sich die Probe immer wieder gut durchmischt, so dass wir eine sehr homogene Mahlung erreichen. Einen kleinen Nachteil bringt allerdings dieses Verfahren mit sich: Der Alkohol muss am Schluss natürlich mit der Probe zusammen eingedampft werden, er könnte uns also chemische Verunreinigungen bringen. Wie eine Analyse zeigte, ist der Gehalt an Rubidium und Strontium im Alkohol jedoch derart gering, dass er unsere Messergebnisse nicht verfälschen kann.

### 7. Schweretrennungen

Da bei der Mineralseparation immer wieder die Schweretrennung vorkommt, sei hier unsere derzeit angewendete Methode beschrieben:

Als Gefässe dienen speziell angefertigte Scheidetrichter, deren oberer Teil aus einem auf dem Kopf stehenden Erlenmeierkolben mit abgesprengtem Boden besteht. Am Hals wurden Schliffhahnen mit extra-grossem Loch angeschmolzen. Das Loch sollte mindestens so gross sein wie der Durchmesser des Rohres über dem Hahn, da nur so alle sedimentierten Körnchen abgelassen werden können. Die Hahnen sollten vakuumdicht sein, also mit hochwertigem Glasschliff („Bistabil“) versehen, um ein Durchdrücken der Schwereflüssigkeiten zu vermeiden. Da diese Scheidetrichter oben weit und offen sind, kann man sie leicht reinigen. Auch das Rühren der Flüssigkeiten mit den Körnern ist viel leichter als in den üblichen Scheidetrichtern.

Für Trennungen bis  $2,87 \text{ g/cm}^3$  verwenden wir Bromoform, das durch Beimischen von Dimethylsulfoxyd (MEYROWITZ, CUTTITA und HICKLING, 1959) leichter gemacht werden kann. Solche Gemische bleiben sehr stabil und verändern ihre Dichte auch nach monatelangem Gebrauch kaum. Das Dimethylsulfoxyd ist in Aceton und auch in Wasser gut löslich. Es kann also gleich wie das Bromoform mit Aceton aus der Probe gewaschen werden. Das Bromoform selber können wir leicht wieder von Dimethylsulfoxyd befreien, indem wir das Gemisch einfach mehrmals mit Wasser ausschütteln, also gleich, wie man auch Aceton aus dem Bromoform entfernt.

Als Schwerelösung bis  $3,3 \text{ g/cm}^3$  dient Methylenjodid. Leider lässt sich dieses nicht mit Dimethylsulfoxyd verdünnen, da sich nach kurzer

Zeit sehr viel Jod ausscheidet und die Flüssigkeit tief dunkelrot und undurchsichtig wird, so dass man eine Trennung nicht mehr verfolgen kann. Falls hier ein Verdünnen unbedingt nötig ist, beispielsweise für die Abtrennung von Apatit, ist man gezwungen, Xylol zu verwenden. Diese Gemische sind sehr stabil und auch über lange Zeit haltbar, ohne ihr spezifisches Gewicht zu verändern. Ein Nachteil ist nur, dass man das Xylol nicht mehr durch Ausschütteln mit Wasser aus dem Methyljodid entfernen kann, da Xylol ja nicht wasserlöslich ist.

Schweretrennungen sind immer mehrmals zu wiederholen. Will man in einer bestimmten Schwerelösung die leichtere Komponente aus einem Gesteinspulver anreichern, geht diese Wiederholung recht einfach: Wir lassen das Schwere sedimentieren und lassen den Grossteil der Schwerelösung mit dem sedimentierten Anteil in einen Trichter ausfliessen. Sodann giessen wir sofort neue Schwerelösung mit genau derselben Dichte wie die vorige in den Scheidetrichter, rühren gut auf und wiederholen den Vorgang so lange, bis alle Körnchen schwimmen und auch keines mehr schwebt. Nun wird das Schwimmende filtriert und gut mit Aceton gewaschen. Das Aceton der ersten zwei, drei Waschungen enthält noch sehr viel Schwerelösung und wird deshalb zum Zurückgewinnen der letzteren in einer grossen Vorratsflasche aufbewahrt. Das schwere „Abfallpulver“ wird ebenfalls mit Aceton gewaschen, damit man möglichst wenig Schwerelösung verliert.

Will man in einer bestimmten Lösung eine schwerere Mineralkomponente anreichern, benötigt man zwei gleiche Scheidetrichter übereinander. In den oberen gibt man die Lösung mit dem Pulver und lässt trennen, sodann wird das Abgesunkene mit wenig Schwerelösung in den unteren Trichter abgelassen. Der obere Trichter wird auf ein anderes Stativ gehoben, wo man die Schwerelösung mit dem leichten Anteil Pulver herauslässt. Bei dieser Trennung kann also das Pulver nicht wie oben im gleichen Scheidetrichter bleiben, sondern muss für jede Trennung in einen neuen Scheidetrichter überführt werden. Dies ist etwas mühsamer, da auch hier die Trennung mehrere Male wiederholt werden muss, bis keine Körnchen mehr schweben.

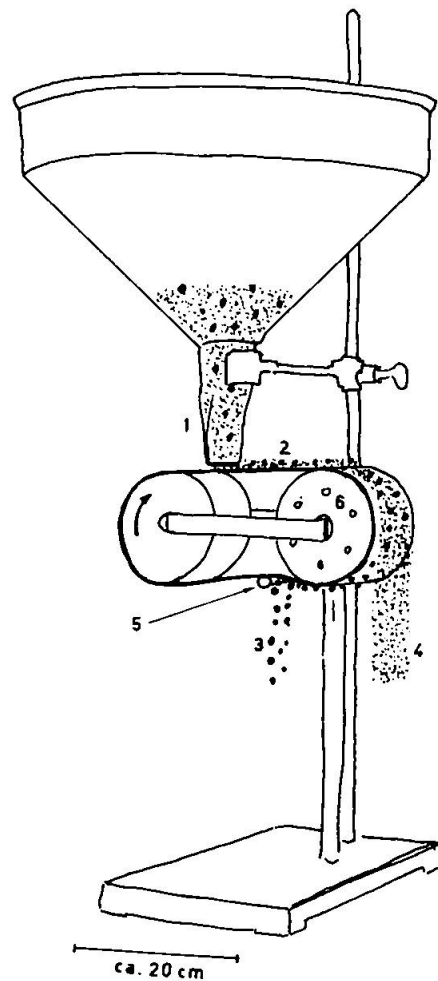
Die Dichte der Schwerelösungen wurde mit einem Satz „Gläser zum Bestimmen des spezifischen Gewichtes von Flüssigkeiten“ der Firma F. Krantz in Bonn bestimmt. Diese Methode ist sehr sauber und rasch und für unsere Zwecke genügend genau. Der Würfelsatz kann natürlich noch durch Mineralstücke ergänzt werden. So verwendeten wir beispielsweise zum Herstellen einer Lösung, in welcher wir Quarz abtrennen wollten, direkt ein Quarzkriställchen.

### 8. Eine einfache Vorrichtung zum Abtrennen von ferromagnetischen Körnern aus Siebfractionen

Während des Aufbereitungsprozesses einer Probe gelangen vom Steinbrecher und besonders von der Scheibenmühle her sehr viele Eisenpartikelchen in das Pulver. Bevor mit irgend einer weiteren Bearbeitung der Siebfraction begonnen werden kann, muss man dieses Eisen heraus-

Fig. 1. Skizze des Magnetscheiders, der ferromagnetische Körnchen aus einem Gesteinspulver entfernt.

1. Beschickung.
2. Förderbändchen aus Gummi, ca. 5 cm breit.
3. Ferromagnetische Körnchen im Gesteinspulver.
4. Unmagnetische Körner im Gesteinspulver.
5. Abstreifer, der die ferromagnetischen Körner vom Band hebt.
6. Magnettrommel. Enthält im Innern 12 auf 6 Querstäben aufgezugene, hufeisenförmige Permanentmagneten. Die Polschuhe liegen an der Innenwand der Trommel.



holen: Besonders am Trennmagneten springen nämlich ferromagnetische Substanzen an die Polschuhe. Sogar bei abgeschaltetem Spulenstrom sind die Kerne so stark permanent-magnetisch, dass sie diese Körnchen anziehen. Es bilden sich so an den Polschuhen sehr rasch ganze Trauben solcher ferromagnetischer Teilchen, die dann die Trennrinne verstopfen.

Aber auch die engen Öffnungen der Beschickung zum Vibrationstisch oder zum Trennmagneten werden durch die oft sperrigen Eisenspäncchen immer wieder verstopft. Zudem rostet das Eisen beim Waschen der Pulver rasch und ballt die Körnchen zusammen.



Für diese Abtrennung der ferromagnetischen Teilchen bauten wir uns einen kleinen, einfachen Apparat, der sehr schnell und fast quantitativ arbeitet. Er sei im folgenden kurz beschrieben (vgl. auch Fig. 1): Ein grosser Trichter mit flachgedrücktem Auslauf gibt die Probe in einer dünnen Schicht auf ein kleines Förderbändchen, das über zwei relativ grosse Rollen läuft. Die vordere dieser zwei Rollen enthält in ihrem Innern zwölf kleine, hufeisenförmige Permanentmagnetchen, wie sie überall im Handel leicht erhältlich sind. Die Pulverschicht läuft mit dem Band über die magnetische Rolle und fällt senkrecht nach unten in einen Behälter. Eisenpartikel oder auch Magnetit und andere ferromagnetische Teilchen werden aber von der Rolle angezogen, wandern auf ihre Unterseite und werden erst dort durch einen Abstreifer in einen anderen Behälter geleitet.

## B. PRÜFUNG DER REINHEIT DER MINERALKONZENTRATE

Selbstverständlich muss jedes fertige Mineralkonzentrat genau auf seine Reinheit geprüft werden. Nachstehend beschreiben wir unser Vorgehen für die verschiedenen Mineralien.

### 1. Glimmer

Dank ihrer Eigenschaften beim Mahlen im Mörser sind die Glimmer diejenigen Mineralien, welche sich am leichtesten und am besten aus einem Gestein anreichern lassen. Hier erwies sich auch die optische Beobachtung an Streupräparaten als die unfehlbarste Prüfmethode. Die Glimmerblättchen werden im Mörser so stark gerieben, dass sie alle sehr dünn aufspalten und im Streupräparat gut durchsichtig werden, so dass man auch sehr kleine Einschlüsse beobachten kann.

Für das Streupräparat wird vorerst auf einen Objektträger mit Tusche ein Quadratnetz gezogen. (Ein Quadrat hat eine Seitenlänge von 5 mm.) Alsdann wird verhältnismässig viel heisser Kanadabalsam daraufgestrichen und die Probe gleichmässig hineingestreut; jetzt braucht das Präparat nur noch abgedeckt zu werden, und nach dem Abkühlen ist es zur Beobachtung fertig.

Die eingezeichneten Quadrate gestatten eine leichte Schätzung der Anzahl Körnchen in einem Präparat. Fremdmineralien und Einschlüsse werden systematisch gezählt und in Beziehung zur geschätzten Zahl der totalen Körnchen gesetzt. Im allgemeinen zählten wir pro Probe etwa drei solche Streupräparate aus, das sind mindestens 1000 Körner.

Eine röntgenographische Bestimmung der Verunreinigungen lässt sich an den meist sehr reinen Glimmerkonzentraten kaum durchführen, da die Nachweisbarkeitsgrenze dieser Methode zu hoch liegt: Aus einem Glimmerkonzentrat kann ein Fremdmineralgehalt, der unter 5% liegt, kaum mehr auf dem Röntgenfilm erkannt werden. Unsere Verunreinigungen liegen aber meist unter einem Prozent, oft sogar um ein Promille.

Es zeigte sich, dass solche Auszählungen aus Streupräparaten reproduzierbar sind. Wir liessen dasselbe Präparat beispielsweise von verschiedenen Personen untersuchen, und die Resultate stimmten innerhalb eines Faktors zwei überein.

## 2. Feldspäte

### *a) Färbmethode*

Die Feldspatkonzentrate wurden sofort nach dem Trennen auf ihre Reinheit geprüft. Wir verwendeten die Anfärbmethode, wie sie von REEDER und McALLISTER (1957) angegeben wird:

Vorerst wird das Pulver während etwa einer Minute in konzentrierter, kalter Flusssäure angeätzt und nachher sofort gut gewaschen. Sodann wird das Pulver in einer zwanzigprozentigen Natriumkobaltnitrit-Lösung behandelt und wieder reingewaschen. Anschliessend wird es in eine Hämateinlösung gegeben, die mit einem Acetatpuffer auf  $p_H$  4,8 gebracht wurde, und abermals gewaschen und getrocknet. Als Pufferlösung dient eine wässrige Lösung von 10% Natriumacetat und 3% Eisessig.

Die Natriumkobaltnitrit-Lösung färbt die kaliumhaltigen Mineralien, also die Kalifeldspäte, intensiv gelb. Die Hämateinlösung reagiert mit dem Aluminium und färbt, je nach dem Aluminium- und somit dem Anorthitgehalt, die Plagioklase hell- bis dunkelpurpur. Natürlich würde diese Lösung auch die Kalifeldspäte leicht färben; die schwache Tönung geht aber im starken Gelb der Kaliumfärbung unter.

Da wir ausschliesslich frisch gebrochene Körnchen hatten, die meist auch wenig umgewandelt waren, liess sich diese Färbmethode sehr leicht und unfehlbar anwenden. Das präparierte Pulver kann ohne weiteres unter dem Mikroskop ausgezählt werden; Dauerpräparate lassen sich allerdings schlecht herstellen, da die Farbe die einzelnen Körner puderartig überzieht und sehr leicht abfällt.

Selbstverständlich kann man mit dieser Methode perthitische Entmischungen im Kalifeldspat nicht feststellen; hier müssen wir die Röntgenmethode zu Hilfe nehmen.



*b) Röntgenographische Methode*

Die röntgenographische quantitative Bestimmung von Albit in Kalifeldspatkonzentraten erfolgte nach der Methode, wie sie PETERS (1965) beschreibt: Wir verwendeten hierzu eine Guinierkamera nach de Wolff und ein „Philips“-Diffraktometer mit drehendem Proben­träger. Vor­erst mussten sämtliche Proben von Hand sehr fein gemahlen werden; automatische Mörsermühlen mahlen auch nach Stunden nicht fein genug.

Als Testmischungen verwendeten wir Gemische von reinem Adular und Albit. Diese Adular-Albit-Testgemische sowie auch die Proben wurden nun noch 5 : 1 mit Lithiumfluorid gemischt. Den Adular setzten wir zu, damit unser Testalbit in einer ähnlichen Matrix geröntgt wurde wie der perthitische Albit. Der Kalifeldspat selber wurde also nicht bestimmt, es störte uns deshalb auch kaum, dass in einem Teil unserer Proben Mikroklin vorhanden ist, wogegen die Testmischungen Adular führen. Reine, perthitfreie Mikrokline, die sich zum Herstellen unserer Testmischungen geeignet hätten, konnten wir nicht finden.

In jeder Aufnahme wurde der (002)(040)-Reflex, welcher für Albit bei etwa 3,19 Å liegt, ausgemessen. Zudem musste noch ein bestimmter Reflex vom Lithiumfluorid ausgemessen werden. Eigentlich sollte man die Fläche unter einem Reflex als Mass für seine Intensität benutzen, wir erhielten aber immer etwa gleich genaue Resultate, wenn wir nur die Höhe massen.

Jeder zu messende Reflex wurde dreimal überfahren und aus den drei Höhen das Mittel bestimmt. Die Höhen der Albitreflexe wurden dann auf die Höhen der Lithiumfluoridreflexe bezogen, und so konnte der ungefähre Albitgehalt der unbekannten Probe ermittelt werden.

Es sei aber hier noch ausdrücklich betont, dass diese Methode nicht sehr genau ist.

PETERS (1965) bestimmte die Feldspatgehalte an Sedimenten und hatte Schwierigkeiten mit Orientierungseffekten, wenn er die (002)(040)-Reflexe benützte. Die frischen Eichproben waren jeweils viel besser orientiert als die verwitterten, umgewandelten Feldspäte der Sedimente. Bei uns fielen solche Effekte viel weniger ins Gewicht, da sowohl die Eichfeldspäte als auch diejenigen aus unseren Gesteinen etwa dieselbe Frische hatten und sich demzufolge ähnlich orientierten. Im übrigen kann man diese Orientierungsfehler sehr gut aus den Guinierfilmen erkennen: In der Guinier-Aufnahme wird das Präparat durchstrahlt, die (001)-Reflexe werden im Falle einer Orientierung der Spaltblättchen nach (001) also abgeschwächt. Im Diffraktometer wird das Präparat

vom Röntgenstrahl gestreift, bei einer Orientierung nach (001) werden daher die (001)-Reflexe verstärkt.

Wenn nun also die aus den Guinierfilmen geschätzten Gehalte mit denjenigen aus dem Diffraktometer-Diagramm einigermaßen übereinstimmen, kann keine grosse Verfälschung durch Orientierung vorhanden sein.

Die genauere Bestimmungsmethode mit dem Diffraktometer verwendeten wir nur für die Kalifeldspäte aus den Proben 2, 14 und 15; an diesen Proben untersuchten wir sowohl die Kalifeldspäte als auch die Plagioklase auf ihr Rb-Sr-Isotopenverhältnis. Die Albitgehalte der übrigen Kalifeldspäte wurden nur aus Guinieraufnahmen geschätzt. Wir verwendeten hier dieselben Testmischungen wie auf dem Diffraktometer, und auch die Proben selber wurden wieder 5 : 1 mit Lithiumfluorid gemischt.

Zum Schluss sei noch folgendes erwähnt: Alle Kalifeldspatkonzentrate, die wir in dieser Arbeit verwendeten, wurden nach der am Anfang dieses Kapitels beschriebenen Färbemethode auf ihre Reinheit geprüft. Wir fanden mit dieser Methode stets weniger als 1% Verunreinigung mit Plagioklaskörnern. Der röntgenographisch bestimmte, viel höhere Plagioklasgehalt muss also vorwiegend perthitisch ausgeschiedener Albit sein.

## C. CHEMISCHE AUFBEREITUNG

Die chemische Aufbereitung der Proben erfolgte im wesentlichen gleich, wie sie ALDRICH, DAVIS, TILTON und WETHERILL (1956) beschrieben. JÄGER (1962) gibt eine kurze Darstellung unserer Methoden.

### 1. Isotopenverdünnung

Sowohl die Rb- als auch die Sr-Gehalte wurden nach der Methode der Isotopenverdünnung bestimmt.

Das Massenspektrometer liefert uns das Verhältnis der einzelnen Isotopen zueinander, man kann mit ihm direkt nur relative Messungen machen. Um aber absolute Gehalte bestimmen zu können, müssen wir unserer Probe ein Vergleichsisotop (englisch: „spike“) zufügen.

Der „spike“ muss folgende Eigenschaften haben: Er muss stabil oder langlebig sein und vom gleichen Element wie das zu bestimmende. Das Isotopenverhältnis des „spike“ muss stark verschieden sein vom Iso-

topenverhältnis des zu bestimmenden Elementes. Der idealste „spike“ ist natürlich ein reines Isotop.

Die Konzentration und die Isotopenverhältnisse unserer „spike“-Lösungen wurden massenspektrometrisch genau bestimmt. Mischen wir nun eine bestimmte Menge der „spike“-Lösung zu unserer Probe, so gibt uns das Isotopenverhältnis dieser Mischung die Menge des gesuchten Isotopes in der Probe.

Zu unseren Sr-Proben mischen wir eine „spike“-Lösung mit stark angereichertem  $\text{Sr}^{84}$  und  $\text{Sr}^{86}$ . Wir haben also zwei Vergleichsisotope, zwei bekannte Grössen, wo doch nur eine nötig wäre. Dies erlaubt uns, die Fraktionierungseffekte, wie sie beim massenspektrometrischen Messen von Isotopenverhältnissen auftreten, zu erfassen. Aus dem Verhältnis 88/86 bestimmen wir die Sr-Konzentration in der Probe, das Verhältnis 87/86 gibt uns den Überschuss an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$ , und aus dem Verhältnis 84/86 können wir schliesslich die Fraktionierungskorrektur ausrechnen, die wir sodann auf die beiden anderen Verhältnisse anwenden. Wir nehmen dabei an, dass die Fraktionierung für das Isotopenverhältnis 86/84 doppelt so gross ist, wie diejenige für das Verhältnis 87/86.

Als Rb-„spike“ verwenden wir eine an  $\text{Rb}^{87}$  angereicherte Lösung. Leider können wir hier nicht, wie beim Sr, mit einem doppelten „spike“ arbeiten, da nur zwei stabile Isotope des Rb bekannt sind. Die Fraktionierungskorrektur muss in diesem Falle aus dem charakteristischen Verlauf einer Messung abgeleitet werden.

## 2. Aufschluss der Mineralien

Je nach dem Strontiumgehalt werden 0,2 bis 0,8 g Probe mit einer entsprechenden Menge Sr-„spike“ eingewogen; der Sr-„spike“ wird also gleich zu Beginn beigegeben. Aufgeschlossen wird in Platinschalen mit 20 bis 60 Tropfen Flusssäure und etwa gleichviel Perchlorsäure. Sind alle Körner in Lösung, wird mindestens zweimal gut mit Perchlorsäure abgeraucht, um möglichst alle Flusssäure auszutreiben. Die Probe wird dann mit etwa ein- bis zweinormaler Salzsäure in einem „Pyrex“-Messkolben auf 100 g verdünnt.

## 3. Rubidium

Für die Rubidiumbestimmungen wurden aus dem Messkolben, je nach Gehalt der Probe, 0,2 bis 2 g eingewogen und mit einer entsprechenden

Menge Rb-„spike“ versetzt. Dieses Gemisch verdünnten wir mit etwa dreimal soviel Wasser, um eine gute Durchmischung zu gewährleisten. Nach dem Eindampfen in einem „Teflon“-Becher war die Probe zur massenspektrometrischen Messung bereit.

#### 4. Strontium

Das Strontium muss, damit es überhaupt am Massenspektrometer gemessen werden kann, vorerst stark chemisch angereichert werden.

Von den 100 g Probenlösung, die auch den „spike“ enthält, wird etwa die Hälfte in einem „Teflon“-Becher bis zur Trockene eingedampft. Den Rückstand nehmen wir in 2,5 normaler Salzsäure auf und zentrifugieren die dabei ausfallenden K- und Rb-Perchlorate ab. Die überstehende Flüssigkeit wird auf eine etwa 18 cm lange Ionenaustauscher-Kolonne gegeben mit einem Durchmesser von einem cm. (Ionenaustauscher: Dowex 50, 200—400 mesh, 8% vernetzt.) Mit ungefähr 70 cm<sup>3</sup> 2,5 normaler Salzsäure werden zuerst die Elemente K, Rb, Mg, Fe und Ca eluiert. Nachher wird mit etwa 12 cm<sup>3</sup> 2,5 normaler Salzsäure das Sr eluiert, die Sr-Lösung mit drei Tropfen Perchlorsäure versetzt und in einem Quarzbecherchen zur Trockene eingedampft. Perchlorsäure wird zugesetzt, um organische Reste, die besonders durch den Ionenaustauscher in die Probe geraten, zu zerstören. Sie können nämlich die massenspektrometrische Messung stören, indem sie eine unregelmässige Emission erzeugen. Beim Fluorit der Probe 13 mussten wir das erste Sr-Konzentrat aus der Austauscherkolonne ein zweites Mal auf dieselbe Art anreichern, um ein messbares Sr zu erhalten. Eine so angereicherte Probe ist zur Messung bereit.

#### 5. Massenspektrometrie

Auch die Methode der massenspektrometrischen Messung in unserem Labor wurde von JÄGER (1962) und JÄGER und BAETHGE (1964) kurz beschrieben.

Alle Messungen wurden auf einem „Atlas“-Massenspektrometer Typ CH 4 mit einer Zweibandionenquelle, die wir aber wie eine Einbandionenquelle verwenden, ausgeführt. Im Gegensatz zur Normalausführung dieses Typs hat unser Massenspektrometer keine Vakuumschleuse. Das Rohr wird also bei jedem Probenwechsel mit Stickstoff (Reinheit 99,9%) belüftet.

Wie wir schon im Kapitel „Isotopenverdünnung“ erwähnten, hat

man besonders bei den Rubidium-Messungen mit grösseren Fehlern, die durch Fraktionierung beim Abdampfen vom Probeträger entstehen, zu rechnen. JÄGER und BAETHGE (1964) beschrieben eine Messmethode, bei welcher erfahrungsgemäss solche Fehler um einen Faktor zehn verkleinert werden können. Unsere meisten Rb-Messungen wurden denn auch nach dieser Methode ausgeführt. Das Rubidium emittiert, sofern man die richtige Menge auf das Bändchen geladen hat, in zwei Phasen, einer sogenannten ersten und einer zweiten Emission. In dem Bereich der Messung, wo die erste Emission abfällt und die zweite ansteigt, wird das „wahre“  $\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87}$ -Verhältnis gemessen. Vorher, in der ersten Emission, massen wir ein höheres Verhältnis, da das leichtere Isotop leichter verdampft als das schwerere. In der zweiten Emission messen wir ein zu niedriges Verhältnis, da durch den vermehrten Abgang von  $\text{Rb}^{85}$  am Anfang der Messung das Isotop 87 relativ angereichert übrig bleibt.

Das Rb wird als Sulfat auf ein Tantal-Bändchen geladen. Das Sr laden wir als Nitrat auf ein Rhenium-Bändchen und verwandeln es durch Glühen in Oxyd. Da wir hier zwei Vergleichsisotope in der Probe haben, spielen Fraktionierungseffekte bei den Sr-Messungen keine Rolle.

#### 6. Spezielle Reinheitsprobleme beim Bestimmen von jungen Alterswerten

Besonders unsere Sr-armen, jungen Proben, wie etwa Probe 13, stellen an die Reinheit des Chemielabors ganz besonders hohe Anforderungen. Die ganze chemische Aufbereitung einer Probe ist stark auf Verunreinigungen durch gewöhnliches Sr empfindlich, und zwar fanden wir immer wieder, dass feinsten Staub aus der Luft, wie er an den Haaren und Kleidern von Personen ins Chemielabor getragen wird, die grösste Gefahr bildet. Trotzdem unser Chemielabor ein Überdrucklabor ist — der ganze Raum wird mit zweimal filtrierter Luft, die Kapellen mit dreimal filtrierter beschickt — bewirkt Kalkstaub, der irgendwo im Gebäude erzeugt wird, sofort eine Verschlechterung unseres Strontium-Nullwertes.

Ein sehr schönes Beispiel hierfür liefert uns gerade die eingangs erwähnte Probe 13, von welcher alle Hauptminerale mindestens zweimal bestimmt wurden (vgl. Tab. 1), und zwar wiederholten wir den gesamten Prozess. Während dieser Wiederholungen wurde im Institut ein Raum umgebaut, so dass wir an unseren Kleidern trotz allen Vorsichtsmassregeln etwas mehr Kalkstaub ins Chemielabor trugen. Sämtliche Minerale führten denn auch in der zweiten Analyse merklich mehr gewöhnliches Strontium als in der ersten, der Biotit fast 0,3 ppm. Eine dritte

Biotitanalyse wurde am Ende dieser Bauperiode durchgeführt, wo also die Institutsluft schon wieder wesentlich reiner war. Die Analyse ergab auch fast wieder den am Anfang gefundenen Gehalt an gewöhnlichem Strontium.

Eine Einschleppung von Strontium durch Glaswaren, wie sie WASSERBURG, WEN und ARONSON (1964) fanden, konnten wir nicht feststellen; auch kommen unsere Lösungen nie heiss mit Glas in Berührung, sondern nur mit Quarz oder „Teflon“. Lösungen, welche ein halbes Jahr und länger in Messkolben aus „Pyrex“ gestanden hatten, zeigten nie eine sichere Zunahme an gewöhnlichem Strontium.

Unsere Chemikalien, wie vor allem die Salzsäure, die wir selber zwei- bis dreimal in Quarz destillieren, werden periodisch im Flammenphotometer auf den Calciumgehalt geprüft, so dass uns eine gleichbleibende Reinheit garantiert ist.

Ungefähr zu der Zeit, als wir unsere Proben im Chemielabor bearbeiteten, bestimmte E. JÄGER den Nullwert: Der gesamte chemische Prozess wurde durchgeführt mit den reinen Chemikalien, aber ohne die Probe. Die gemessenen Nullwerte betrugen:

0,0007 ppm Rb  
0,8 ppm K  
0,003 ppm Sr

## 7. Auswerten der Resultate und Berechnen der Alter

Zur Berechnung der Alter verwendeten wir die folgenden Konstanten:

Zerfallskonstante von Rb: $\lambda$	=	$1,47 \cdot 10^{-11}$ Jahre <sup>-1</sup>
Halbwertszeit von Rb: $T_{1/2}$	=	$4,7 \cdot 10^{10}$ Jahre
Atomverhältnisse:	$Sr^{88}/Sr^{86}$	= 8,432
	$Sr^{87}/Sr^{86}$	= 0,7091
	$Sr^{86}/Sr^{84}$	= 17,49
	$Rb^{85}/Rb^{87}$	= 2,591

Von den Massenspektromettermessungen wurden mindestens vier mal zehn Messgruppen ausgewertet und daraus der Mittelwert der Gruppenmittel gerechnet. Es wurden ausschliesslich mit „spike“ gemischte Proben gemessen. Proben ohne Vergleichsisotop zu messen waren für uns sinnlos, da in unseren meist sehr Sr-armen Proben die Unsicherheit von Sr-Zumischung während der verschiedenen Prozesse viel zu gross ist. An Proben ohne „spike“ bestimmt man ja oft direkt den prozentualen Anteil an radiogenem  $Sr^{87}$ , ohne die geringen Unsicherheiten, die durch



das Verdünnen mit „spike“ hervorgerufen werden. In einer zweiten Messung mit zugesetztem „spike“ kann man alsdann den absoluten Gehalt an Sr ermitteln. Aus der ersten und der zweiten Messung folgt deshalb der absolute Gehalt an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  in der Probe.

Wir sehen an unseren Messungen aber leicht, dass die Ermittlung des relativen Gehaltes an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  mit grösseren Fehlern behaftet wäre, wenn der Probe kein „spike“ beigemischt ist. Der Biotit der Probe 13 wurde dreimal wiederholt, der relative Anteil an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  ( $100 \cdot \text{Sr}_{\text{rad}}^{87} / \text{Sr}_{\text{tot}}^{87}$ ) betrug: 79,5%, 68,7%, 72,2%. Die Konzentration an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  dagegen schwankt kaum, nämlich zwischen 0,190 ppm und 0,192 ppm.

### 8. Über die Fehlerangabe

Unsere Alterswerte sind alle mit einem gewissen Fehler behaftet, der sich wie folgt zusammensetzt:

- Unsicherheit der Zerfallskonstanten des Rb.
- Fehler, die durch unregelmässig verteilte Verunreinigungen im Mineralkonzentrat entstehen.
- Unsicherheit in der Zusammensetzung und der Konzentration der Vergleichsisotope.
- Wägefehler.
- Fehler während der chemischen Aufbereitung, wie beispielsweise Verlust von Rb beim Aufschluss usw.
- Messfehler bei der massenspektrometrischen Messung, wie beispielsweise Fraktionierungseffekte.

Die Unsicherheiten der Zerfallskonstanten von Rubidium und die der Konzentration des „spike“ sind praktisch konstante Fehler, die unsere Messungen verfälschen, die sich aber auf die Reproduzierbarkeit nicht auswirken. Die Unsicherheit der Zerfallskonstanten wurde in unseren Fehlerangaben denn auch gar nicht berücksichtigt, wohl aber diejenige der „spike“; rechnet man mit einer anderen Zerfallskonstanten, so müssten unsere Alter um einen konstanten Faktor korrigiert werden.

Fehler, die durch die chemische Aufbereitung und durch Wägen entstehen können, können wir nur erfassen, indem wir unsere Proben mehrmals aufschliessen und bestimmen, wobei zu bemerken wäre, dass Wägefehler im Vergleich zu anderen Fehlerquellen sehr klein sind.

Am besten lässt sich der Messfehler am Massenspektrometer erfassen: Wir können rechnerisch den mittleren Fehler unserer Messwerte bestimmen.

Die Abweichung eines Einzelwertes vom Mittelwert betrage  $(x_i - \bar{x})$ . Die Anzahl der Einzelmessungen sei  $n$  (bei uns sind es immer 40 oder mehr). Der mittlere Fehler berechnet sich demnach nach folgender Formel:

$$m = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}},$$

wobei die Anzahl der Kontrollmessungen  $(n - 1)$  beträgt.

Für die Messwerte  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  bestimmen wir diesen mittleren Fehler; liegt er, bei schlechten Messungen, über zwei Prozent vom Mittelwert, so wird die Messung wiederholt. Normalerweise liegt er aber weit unter einem Prozent. (Neuerdings werden in unserem Labor auch schon Messungen mit Fehlern über 1% wiederholt.)

Zur Berechnung des Fehlers einer Analyse verwenden wir den mittleren Messfehler des Verhältnisses  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  aber nicht. Dieser mittlere Fehler ist uns nur ein Kriterium für die Brauchbarkeit einer Messung. Allein bei der massenspektrometrischen Bestimmung kommen nämlich systematische Fehler hinzu, die in dem berechneten mittleren Fehler nicht enthalten sind.

Unsere Fehlerangabe beruht auf folgender Überlegung: Ist eine Probe wenig radiogen, so hängt ihr Alterswert hauptsächlich von der Genauigkeit der Bestimmung des radiogenen  $\text{Sr}^{87}$  ab. In diesem Falle verwenden wir für die Fehlerrechnung folgende Formel:

$$x : T = (a + b) : c \cdot 100$$

$x$  = Fehler in Mio. Jahren

$T$  = Alter der Probe in Mio. Jahren

$a$  = 1% des totalen  $\text{Sr}^{87}$  in der Probe, also „spike“ + gewöhnliches + radiogenes  $\text{Sr}^{87}$

$b$  = 1% des gewöhnlichen  $\text{Sr}^{87}$  in der Probe

$c$  = Gehalt an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  in der Probe

Wird hier  $x$  kleiner als 4% von  $T$ , was bei hohen relativen Gehalten an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  zutrifft, geben wir unseren Fehler gleichwohl mit 4% an. Diese 4% beinhalten den Fehler in der Rb- und in der Sr-Bestimmung.

Die folgenden Angaben mögen noch einen kleinen Einblick in die Messgenauigkeit und Reproduzierbarkeit in unserem Labor geben.

Von allen Proben, an welchen wir den gesamten chemischen Prozess mindestens zweimal machten, bestimmten wir den durchschnittlichen Fehler.



$$F = \frac{\sum |x|}{n},$$

$x$  = Differenz zwischen Mittelwert und Einzelmessung

$n$  = Anzahl der Beobachtungen

Beim Strontium verwendeten wir zu dieser Berechnung nur diejenigen Proben, deren Gehalt an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  über 10% des totalen  $\text{Sr}^{87}$  der Probe betrug. Der durchschnittliche Fehler von Wiederholungen ist aus 35 Proben gerechnet und ergab 0,95% für  $\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}$ .

Aus 37 Rubidium-Wiederholungen erhielten wir einen durchschnittlichen Fehler von 0,86%.

Der Durchschnitt aller mittleren Fehler der  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnisse ist kleiner, er beträgt 0,37%, berechnet aus 219 Messungen.

Man sieht auch aus diesen beiden letzteren Zahlen, dass zur Fehlerangabe von Altersresultaten nicht allein, wie es einige Laboratorien machen, der massenspektrometrische Messfehler berücksichtigt werden darf.

## II. Theoretische Betrachtungen zur Rb-Sr-Methode

### A. ALLGEMEINES

Am Anfang der Altersbestimmungen nach der Rb-Sr-Methode wählte man sich nur das geeignetste Material aus, das ein möglichst hohes Rb/Sr-Verhältnis hatte, wie beispielsweise Lepidolith oder Biotit. Für das gewöhnliche oder nicht radiogene Strontium nahm man dabei dieselbe Isotopenzusammensetzung an, wie sie im Meerwasser auftritt. Da in diesen günstigen Proben der Anteil an gewöhnlichem Strontium sehr niedrig war, war natürlich auch seine Zusammensetzung nicht besonders wichtig.

Je mehr nun aber diese Methode entwickelt wurde und zum Lösen von geologischen Problemen herangezogen wurde, desto ungünstiger wurden auch die zu bestimmenden Proben, da man sie nicht in erster Linie nach dem Rb/Sr-Verhältnis auswählte, sondern nach geologischen Gesichtspunkten. Aus folgenden Gründen analysiert man heute recht oft Material mit ungünstigen Rb/Sr-Verhältnissen:

1. Der Gehalt an gewöhnlichem Strontium in einem gewissen Gesteinskomplex kann allgemein relativ hoch liegen.

2. Die Mineralien, welche gegenüber Metamorphosen widerstandsfähiger sind, wie Muskowite, Kalifeldspäte etc., haben meistens einen hohen Strontiumgehalt.

3. Bei jungen Mineralien ist der Anteil an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  im Vergleich zum gewöhnlichen Sr niedrig.

Man wird also durch diese Gründe 1—3 gezwungen, radiogenes Strontium neben viel gewöhnlichem Strontium zu bestimmen. Dies bringt eine Unsicherheit in unsere Bestimmung: Wenn in der Kruste vom  $\text{Rb}^{87}$  ständig radiogenes  $\text{Sr}^{87}$  geliefert wird, so muss man annehmen, dass im gewöhnlichen Sr eine allmähliche Vergrößerung des  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnisses auftreten sollte. Die festgestellten Veränderungen in diesem Verhältnis sind aber verhältnismässig klein, in der Grössenordnung um 1%; man muss also annehmen, dass bei gesteinsbildenden Prozessen das an 87 angereicherte Sr mit einem Reservoir von Sr-reichem und Rb-armem Material in Reaktion kommt. Durch einen solchen Vorgang könnte man sich die nur kleinen Unterschiede im  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis der Kruste erklären. Diese kleinen Unterschiede rechtfertigen es, dass wir unsere Altersbestimmungen mit einem konstanten  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis für gewöhnliches Sr berechnen.

Studieren wir aber Reaktionen und Austauschvorgänge in rubidiumreichen Gesteinen, die ein geschlossenes System geblieben sind, so können wir mit wesentlich erhöhten  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnissen rechnen. In solchen Gesteinen reicht nun die Messgenauigkeit aus, um Austauschvorgänge zwischen Mineralphasen oder zwischen verschiedenen Gesteinspartien auf Grund ihres  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnisses zu erfassen.

Solche Probleme wurden in letzter Zeit von zwei Arbeitsgruppen theoretisch untersucht: Einmal von COMPSTON und JEFFERY (1959), COMPSTON, JEFFERY und RILEY (1960) in Australien und von einer Gruppe am „Bernhard Price Institute of Geophysical Research“ in Südafrika: SCHREINER (1958), ALLSHOPP (1961), HALES (1961) und NICOLAYSEN (1961). Nachstehend seien diese Modelle, welche die zwei Gruppen fast gleichzeitig erarbeiteten, kurz besprochen.

## B. DAS COMPSTON-JEFFERY-MODELL

Hat man in einer Phase das Verhältnis  $\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}/\text{Rb}^{87}$  bestimmt, rechnet man nach der folgenden Formel das Alter aus:

$$\lambda T = \ln \left( 1 + \frac{\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}}{\text{Rb}^{87}} \right),$$

$\lambda$  = Zerfallskonstante des  $\text{Rb}^{87}$

$T$  = Alter der Probe

$\text{Rb}^{87}$  = heutiger Gehalt der Probe an  $\text{Rb}^{87}$

$\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}$  = das radiogene  $\text{Sr}^{87}$ , das während der Zeit  $T$  aus dem  $\text{Rb}^{87}$  entstanden ist

Ist das Verhältnis  $\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}/\text{Rb}^{87}$  genügend klein, so ist der natürliche Logarithmus von  $1 +$  dieser kleinen Zahl ungefähr gleich dieser kleinen Zahl:

$$\ln(1 + a) \approx a \quad \text{für } a \ll 1.$$

Wir können die Formel oben also auch näherungsweise wie folgt schreiben:

$$\lambda T \approx \frac{\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}}{\text{Rb}^{87}}.$$

In der Darstellung nach COMPSTON und JEFFERY wird dieser Ausdruck als Ordinate gewählt. Als Abszisse wählen sie das Ausgangsverhältnis  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_a$ ; somit gibt uns jede Altersbestimmung in diesem Diagramm eine Gerade mit folgenden Eigenschaften:

Der Abschnitt  $p$  der Geraden auf der Ordinate gibt uns das heutige Verhältnis  $\text{total Sr}^{87}/\text{Rb}^{87}$ . Der Achsenabschnitt  $q$  auf der Abszisse gibt uns das heutige  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis. Die Steigung  $m$  der Geraden ist immer negativ;  $m$  wird durch das Verhältnis  $\text{Rb}/\text{Sr}$  in der Probe bestimmt. Sr-reiche und Rb-arme Proben geben also steile Geraden (Apatit, Plagioklase, Granat, Gesamtgesteine etc.). Sr-arme und Rb-reiche Phasen dagegen geben uns flache Geraden (Biotit).

Haben wir nun, wie in Fig. 2, ein Gestein, das zur Zeit  $T_0$  gebildet wurde und zur Zeit  $T_m$  eine starke Metamorphose erlebte, ohne dass es irgendwie mit der Umgebung reagieren konnte, so können wir für das Sr ungefähr die folgende Geschichte rekonstruieren:

Zur Zeit  $T_0$  hatte jedes Mineral ein Sr mit der Isotopenzusammensetzung des gewöhnlichen Sr. In der Zeit zwischen  $T_0$  und  $T_m$  bildete sich in den einzelnen, für sich abgeschlossenen Phasen, je nach Rb-Gehalt, radiogenes  $\text{Sr}^{87}$ . Nun erfolgt eine starke Metamorphose, in welcher unser Gestein als Ganzes ein geschlossenes System bleibt, seine einzelnen Phasen aber miteinander reagieren können. Ist die Metamorphose intensiv genug, wird das Strontium aller Phasen vollständig ausgetauscht. Sämtliche Mineralien haben zur Zeit der Durchmischung  $T_m$  wieder dasselbe Sr-Isotopenverhältnis, nur ist dieses jetzt gegenüber demjenigen bei  $T_0$  reicher an  $\text{Sr}^{87}$ . Im Moment, wo die Metamorphose

so stark abgeklungen ist, dass die Mineralien geschlossene Systeme werden, beginnen ihre Altersuhren wieder zu zählen, allerdings jetzt nicht mehr mit dem ursprünglichen  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis, sondern mit dem erhöhten Verhältnis zur Zeit  $T_m$ .

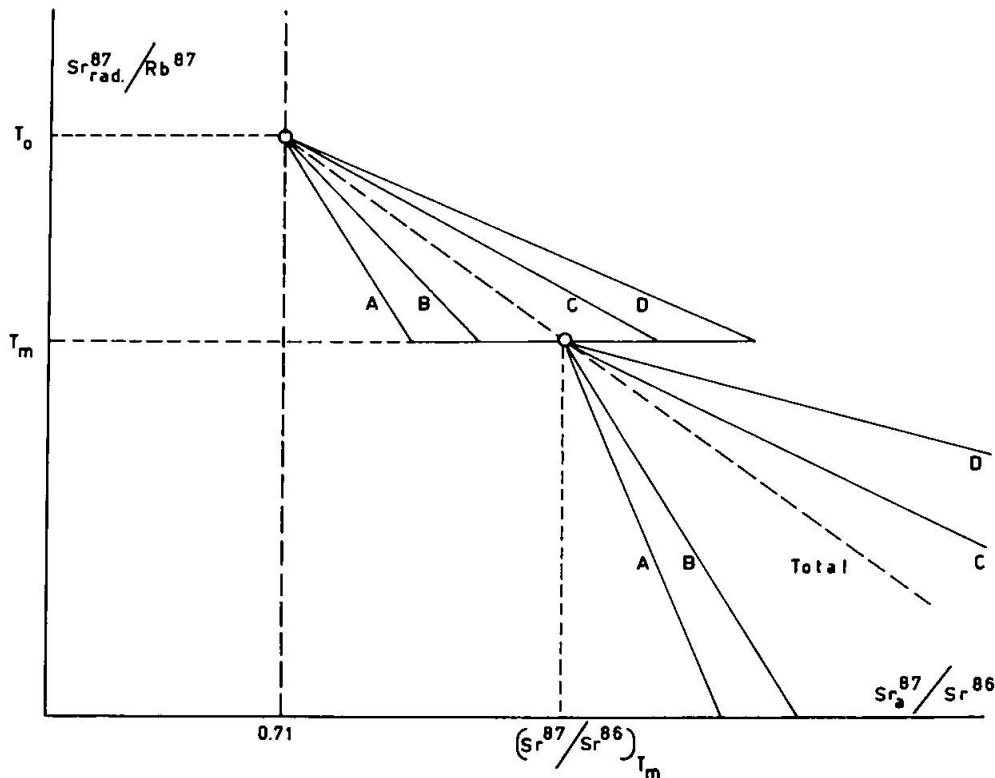


Fig. 2. Compston-Jeffery-Diagramm der Mineralien A, B, C, D und des Gesamtgesteins (Total) einer Gesteinsprobe.  $T_0$  = Bildungszeit des Gesteins,  $T_m$  = Zeit einer Metamorphose, zu der alle Mineralien ihr Strontium vollständig austauschten.

Selbstverständlich können weitere Metamorphosen das Strontium im Gestein wieder austauschen, so dass wir wiederum ein neues Ausgangsstrontium erhalten. Jedes spätere Anfangsstrontium hat mehr  $\text{Sr}^{87}$  als das frühere, wenn das Gestein stets ein geschlossenes System bildete.

RILEY und COMPSTON (1961) diskutieren in ihrer Arbeit eine ganze Reihe von Möglichkeiten, die bei solchen Austauschvorgängen zwischen einzelnen Phasen passieren können, so beispielsweise Rb-Verlust oder teilweise Abgabe von  $\text{Sr}^{87}$  oder auch Zunahme von Rb oder Sr und so fort. Alle diese Fälle sind theoretisch recht gut herzuleiten, hier sei aber die Besprechung auf den angeführten Fall beschränkt.

Sind alle Mineralien eines Gesteins gleich alt, so schneiden sich ihre Geraden in einem Punkte; die Abszisse dieses Schnittpunktes gibt das  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis von gewöhnlichem Strontium. Ist lange nach der

Bildung der Mineralien eine Homogenisierung des Sr eingetreten, so schneiden sich die für die einzelnen Mineralien charakteristischen Geraden ebenfalls in einem Punkt; die Abszisse dieses Schnittpunktes gibt nun aber ein höheres  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis, nämlich das Strontiumverhältnis, das zur Zeit der Homogenisierung in allen Mineralphasen vorhanden war.

Wenn wir in einem metamorphen Gestein alle Mineralien und das gesamte Gestein analysieren, für jedes ein anderes Alter bekommen, ihre Geraden sich im Diagramm aber alle in einem Punkte schneiden, können wir eine konkrete Aussage über die Metamorphose machen. Wir können den Zeitpunkt angeben, zu dem die Mineralien nach der Homogenisierung wieder geschlossene Systeme wurden, und wir kennen das  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis zur Zeit der Sr-Homogenisierung.

Schneiden sich die Geraden aber nicht, so ist es meist unmöglich, irgend eine genaue Vorgeschichte zu konstruieren. Wir wissen nämlich nicht, welche Mineralien beispielsweise ihr Strontium nicht ganz ausgetauscht hatten.

Jede Folgerung aus einem Geradenbüschel, das sich nicht in einem Punkte schneidet, wird somit eine Spekulation.

Dieses Modell von Compston und Jeffery hat den Vorteil, dass es leicht darstellbar ist. Für statistische Berechnungen unter Einbeziehen der Messfehler ist es aber schlecht geeignet. Hier wird besser das vom „Bernhard Price Institute“ vorgeschlagene Modell (BPI-Modell) verwendet, welches wir im nächsten Kapitel kurz besprechen.

### C. DAS BPI-MODELL

Das BPI-Modell (NICOLAYSEN, 1961) verwendet eine etwas andere Art der Darstellung von Altersmessungen.

Ein Gestein, das radiogenes und gewöhnliches  $\text{Sr}^{87}$  enthält, hat folgenden Strontiumgehalt:

$$\text{Sr}_h^{87} = \text{Sr}_a^{87} + \text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}. \quad (1)$$

$\text{Sr}_h^{87}$  = heutiger Gehalt an  $\text{Sr}^{87}$ , also radiogenes und gewöhnliches.

$\text{Sr}_a^{87}$  = Gehalt an  $\text{Sr}^{87}$  zur Zeit  $T_0$ .

Im übrigen sind die Symbole gleich wie im vorherigen Abschnitt.

Auch hier können wir näherungsweise wieder schreiben:

$$\lambda T \approx \frac{\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}}{\text{Rb}^{87}} \quad \text{Sr}_{\text{rad.}}^{87} \approx \lambda T \cdot \text{Rb}^{87}. \quad (2)$$

Gleichung (2) in (1) eingesetzt und durch  $\text{Sr}^{86}$  geteilt ergibt:

$$\frac{\text{Sr}_h^{87}}{\text{Sr}^{86}} = \frac{\text{Sr}_a^{87}}{\text{Sr}^{86}} + \lambda T \frac{\text{Rb}^{87}}{\text{Sr}^{86}}.$$

Dies ist eine lineare Gleichung von der Form  $y = mx + b$ :

$$y = \frac{\text{Sr}_h^{87}}{\text{Sr}^{86}}; \quad x = \frac{\text{Rb}^{87}}{\text{Sr}^{86}}; \quad m = \lambda T;$$

$$b = \frac{\text{Sr}_a^{87}}{\text{Sr}^{86}}.$$

Die Steigung der Geraden ist durch das Alter der Probe gegeben ( $\lambda$  ist eine Konstante, die Zerfallskonstante). Bei gleichem  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis am Anfang müssen somit Punkte gleichen Alters auf derselben Geraden liegen. Fig. 3 zeigt eine solche Darstellung für gleichalte, verschiedene Phasen eines Gesteins.

Der Achsenabschnitt  $q$  der Geraden auf der y-Achse gibt uns das  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis am Anfang an. Sr-reiche Proben haben ein niedriges  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis, liegen also näher der y-Achse als Rb-reiche und Sr-arme Proben.

Unsere einfache, schon im vorherigen Kapitel besprochene Annahme sei auch hier in dieser Darstellung kurz besprochen.

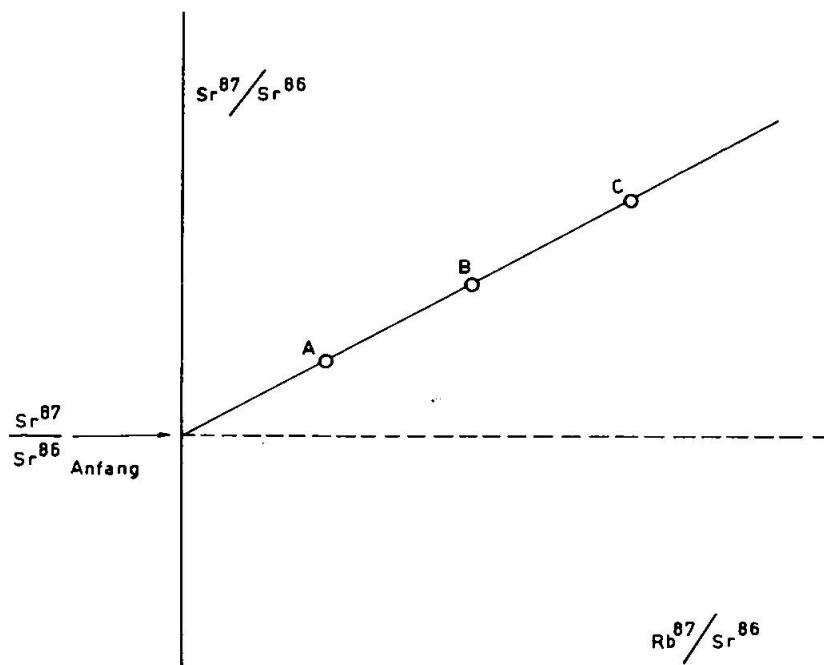


Fig. 3. BPI-Darstellung der Rb-Sr-Werte von drei Mineralien (A, B, C), die gleich alt sind und gleiches Anfangsstrontium haben.

(Vgl. Fig. 4.) Ein zur Zeit  $T_0$  gebildetes Gestein wird zur Zeit  $T_m$  von einer sehr starken Metamorphose erfasst, wobei die einzelnen Mineralien ihr Strontium vollständig austauschten, das Gestein als Ganzes aber ein geschlossenes System blieb: Das Gestein hat sein  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis in sich ausgeglichen, wobei wiederum radiogenes  $\text{Sr}^{87}$  beispielsweise in Plagioklase mit niedrigem Rb-Gehalt eingebaut wurde, so dass diese scheinbar sehr alt wurden, wogegen die Rb-reichen Biotite ihr radiogenes  $\text{Sr}^{87}$  vorwiegend verloren und stark verjüngt wurden.

Die Rb-Sr-Analysen an einem solchen Gestein geben uns also sehr diskordante Alterswerte für die einzelnen Mineralien und das Gesamtgestein, wie dies schematisch in Fig. 4 gezeigt ist.

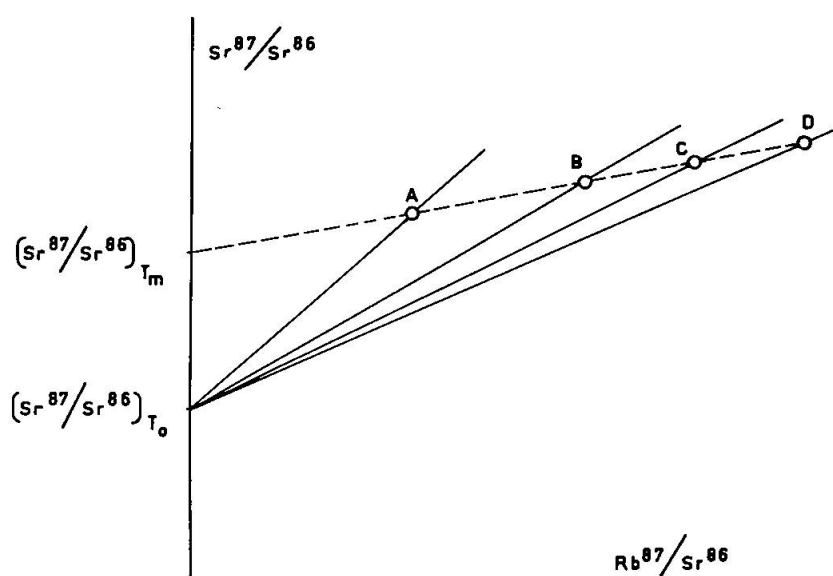


Fig. 4. Schematische BPI-Darstellung von Rb-Sr-Analysen an drei Mineralien (A, C, D) und dem Gesamtgestein (B) einer Probe. Das Gestein hat zur Zeit  $T_m$  eine starke Metamorphose erlebt, die zu einem  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Ausgleich führte.

Jede der Phasen hat ein anderes Alter. Je steiler die ausgezogenen Geraden liegen, desto höher ist das Alter. Hat nun aber tatsächlich eine Metamorphose zur Zeit  $T_m$  zu einem vollständigen Austausch von Sr innerhalb unseres Gesteins geführt, müssen die einzelnen Analysenpunkte A, B, C, D ebenfalls eine gemeinsame Gerade (Isochrone) haben, deren Neigung  $m$  uns das Alter der Metamorphose gibt, deren y-Abschnitt uns das Verhältnis  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  am Anfang, also das neue Ausgangsstrontium zeigt: Die Ausgangsstellung der Altersuhr nach der Metamorphose in dem Moment, als die Mineralien wieder zu geschlossenen Systemen wurden.

Die BPI-Darstellung hat den grossen Vorteil, dass man direkt die Messwerte eintragen kann. Die Berücksichtigung der Fehler bei statistischen Auswertungen ist sehr einfach: Anstatt Punkte können Rechtecke mit den maximalen Toleranzen als Seitenlänge eingetragen werden.

Einen kleinen Nachteil bringt uns aber die Darstellung. Bei Mineralien mit hohem Rb/Sr-Verhältnis, wie beispielsweise dem Biotit aus Probe 13 (Aplit Kessiturm), wird das Verhältnis Rb/Sr sehr gross, wogegen es bei Rb-armen, Sr-reichen Mineralien fast eins werden kann. Dies hat zur Folge, dass man in einem BPI-Diagramm kaum alle Analysen gleich genau eintragen kann. Die reine graphische Darstellung wird somit nicht so anschaulich wie das Compston-Jeffery-Diagramm.

Wir verwenden deshalb in unserer Arbeit beide Diagramme, das Compston-Jeffery-Diagramm zur übersichtlichen Darstellung, das BPI-Diagramm zum Berechnen.

#### D. ZUR BERECHNUNG DES BPI-MODELLS

Das BPI-Modell lässt sich verhältnismässig leicht rechnerisch behandeln. Es geht in der vorliegenden Arbeit ja hauptsächlich darum, festzustellen, ob die Mineralien unserer Gesteine bei der alpinen Metamorphose ihr Strontium vollständig ausgetauscht hätten und wann dieser Austausch erfolgt wäre. (Beispiel für vollständigen Sr-Austausch: JÄGER und NIGGLI, 1964.) Wir müssen im BPI-Diagramm also berechnen, ob die einzelnen Analysenpunkte unter Einbeziehung der Fehler auf einer Geraden liegen, wenn ja, was für ein Alter eine solche Gerade ergäbe.

Durch eine Schar von Punkten rechnen wir die Gerade, welche so durch die Punkte gelegt ist, dass die Summe der Quadrate der Abstände der Punkte von der Geraden ein Minimum wird. Wir wollen diese Gerade im folgenden die „mittlere Gerade“ nennen.

Gegeben: Die Punkte  $P_{(x_i, y_i)}$ ,  $i = 1, 2, 3, 4, \dots, n$ .

Gesucht: Die mittlere Gerade  $x \cos \alpha + y \sin \alpha - p = 0$ .

Die gesuchte Gerade muss durch den Schwerpunkt der Punkte  $P_{(x_i, y_i)}$  gehen, also durch  $\bar{P}_{(\bar{x}, \bar{y})}$ .

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i. \quad (1)$$

Die Gerade hat die Steigung  $m = \operatorname{tg} \alpha$ , wobei  $\alpha$  bestimmt ist durch:



$$\operatorname{tg} 2\alpha = \frac{\sum 2(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2 - (y_i - \bar{y})^2}. \quad (2)$$

Diese Formel (2) erhält man durch Nullsetzen der ersten Ableitung der oben angegebenen Geradengleichung (Minimumbedingung).

Für unsere speziellen Zwecke kann Gleichung (2) noch vereinfacht werden: Bei jungen Altern ist die Steigung der Geraden  $m \approx \lambda T$ , was in der Grössenordnung von  $10^{-4}$  liegt.  $\alpha$  ist also sehr klein, somit dürfen wir  $\operatorname{tg} 2\alpha \approx 2 \cdot \operatorname{tg} \alpha$  setzen und können schreiben:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2 - (y_i - \bar{y})^2}.$$

In unseren Proben sind die Werte  $(x_i - \bar{x})$  immer verhältnismässig gross (über 300),  $(y_i - \bar{y})$  dagegen meist unter 1, so dass wir die Formel 2 noch weiter vereinfachen können:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2}.$$

Die Gleichung der mittleren Geraden mit der Steigung  $m = \operatorname{tg} \alpha$  und durch die Punkte  $P_{(x_i y_i)}$  wurde sodann auf die Form

$y = mx + q$  gebracht. ( $q$  = Abschnitt auf der  $y$ -Achse.)

Weiter müssen wir nun beweisen, dass ein bestimmter Punkt  $P_{(x_i y_i)}$  unter Einbeziehen der Analysenfehler noch auf die mittlere Gerade zu liegen kommt oder dass er eindeutig daneben fällt.

Das Rechteck um  $P_{(x_i y_i)}$  gibt den maximalen Analysenfehler in  $x$ - und  $y$ -Richtung an. Geht die Gerade  $g$  noch durch dieses Rechteck, so dürfen wir annehmen,  $P_{(x_i y_i)}$  liege noch auf der Geraden. Durch das Fehlerrechteck wird die Diagonale  $PAB$  gezogen.  $PB$  ist die maximal

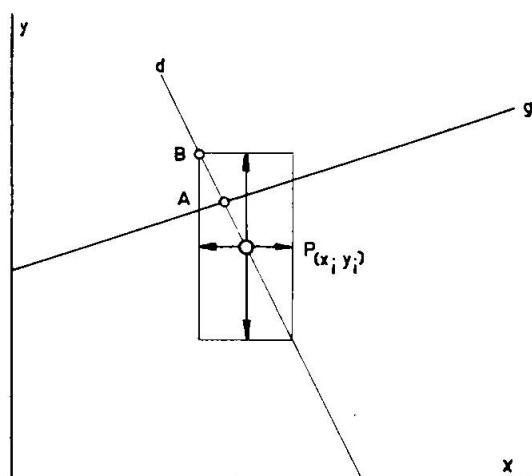


Fig. 5. Darstellung eines Messpunktes mit seinem Fehlerrechteck im BPI-Diagramm. Der Punkt liegt innerhalb seines Fehlers auf der Geraden. Die Berechnung ist im Text angegeben.

erlaubte Abweichung, soll  $P_{(x_i y_i)}$  noch auf der Geraden liegen. PA ist die wahre Abweichung. Die Differenzen der Koordinaten von  $P_{(x_i y_i)}$  und  $A_{[(x_a - x_i)(y_a - y_i)]}$  können in Prozent, bezogen auf die Koordinaten von  $P_{(x_i y_i)}$  ausgedrückt werden. Diese sind dann mit den Fehlern in Prozent von  $P_{(x_i y_i)}$  in x- und y-Richtung zu vergleichen.

Unser Messfehler in der y-Richtung beträgt maximal 0,5%; hier geht nämlich nur der massenspektrometrische Fehler ein. In der x-Richtung wird der Fehler aber grösser, da hier die Konzentration von Rubidium und Strontium eingeht; wir müssen mit einer Maximalabweichung von 2% rechnen. Liegt der Punkt A ausserhalb dieses Fehlerrechtecks, so liegt der Analysenpunkt P nicht auf der Geraden.

### III. Geologischer Überblick

Das Aarmassiv bildet in der helvetischen Gebirgszone einen langgestreckten, elliptischen Körper von prätriadischem Kristallin. Es ist ein Teil eines alten, polyorogenen Komplexes, der seine letzte, präalpine Prägung im Herzynikum erlitt. Eine Phase der herzynischen Gebirgsbildung ist unter anderem im Aarmassiv durch eine scharfe Diskordanz zwischen Karbon- und Triassedimenten nachgewiesen.

Im Tertiär wurde dieses herzynische Grundgebirge dem alpinen Bau einverleibt.

Alle Eruptiva des Aarmassivs sind voralpin, tertiäre Intrusionen fehlen hier gänzlich. Die Verteilung der magmatischen Gesteinskörper dürfte sich hauptsächlich nach herzynischen Leitlinien richten, und wenn das Streichen im Aarmassiv mit den alpinen Richtungen ziemlich übereinstimmt, so ist der Grund wohl hierin zu suchen, dass sich die alpine Faltung vorwiegend spätherzynischen Strukturen anpasste.

Neben den spätherzynischen Eruptiva, die wir meist an ihrer relativ massigen Struktur erkennen, finden sich unter älteren Gneisen und Amphiboliten ehemalige Eruptivgesteine, so dass man mehr als einen magmatischen Zyklus im Aarmassiv annehmen muss. Ob der ältere Zyklus früherzynisch oder noch älter ist, können wir heute nicht mehr feststellen.

Fig. 6 gibt eine petrographisch-geologische Übersicht über das Aarmassiv, ferner die Lokalitäten der untersuchten Proben. Wir sehen hier auch deutlich die Zonengliederung des Massivs (E. NIGGLI in CADISCH, 1953):



1. Die nördliche Granitzone.
2. Die Zone des Zentralen Aaregranites mit seiner Schieferhülle.

Der Aufbau ist aus Fig. 6 ersichtlich. Im folgenden sind die einzelnen Zonen kurz beschrieben.

#### A. DIE NÖRDLICHE GRANITZONE

Die Zone der nördlichen Granite grenzt in einer fast ununterbrochenen Kette das Aarmassiv gegen Norden ab. Die einzelnen Gesteine zeigen einen verschiedenen Grad der alpinen Metamorphose: Im Westen finden wir den ziemlich unmetamorphen Gasterngranit, dann folgen der Innertkirchner- und der Lauterbrunnengranit, die beide schon etwas stärker umgewandelt sind (HÜGI, 1956). Ganz im Osten endlich liegt der vielleicht noch stärker beeinflusste Tödigranit, der oft auch noch zu dieser Zone gerechnet wird.

Über das Alter dieser Granite steht nur fest, dass sie älter als Trias sind, weil der Gasterngranit am Kanderfirnabsturz in stratigraphischer Diskordanz von Trias überlagert ist.

Das Alter des Tödigranites kann ebenfalls einigermaßen eingeordnet werden. Einerseits liegt Trias auf permisch verwittertem Granit, andererseits durchdringt ein Granitporphyr dunkle Schiefer, deren Alter sich nach HÜGI (1941) nicht bestimmen lässt; er hält die Schiefer aber für sicher älter als Oberkarbon. WIDMER (1949) glaubte die dunklen Schiefer mit dem pflanzenführenden Westphalien-D des Bifertengrätli parallelisieren zu können. Nach WIDMER wäre also der Granitporphyr jünger als Westphalien-D.

Der Tödigranit lässt sich aber nicht eindeutig in die nördliche Granitzone einstufen, da er ohne verfolgbaren oberflächlichen Zusammenhang mit den anderen Graniten in einem Fenster am Ostzipfel des Aarmassivs auftritt. Er könnte ebensogut zum Zentralen Aaregranit gerechnet werden, obschon er chemisch eher den nördlichen Graniten ähnelt (HÜGI, 1956).

#### B. DIE SCHIEFER- UND GNEISHÜLLE DES ZENTRALEN AAREGRANITES

Zur nördlichen Schieferhülle gehört auch der Erstfelderogneis, der lange als eigene Zone abgegrenzt wurde. Besonders HÜGI (1956), aber auch schon HUTTENLOCHER (1947) stellten keine deutlichen Unterschiede

zwischen dem Erstfeldergneis und gewissen Biotitgneisen in der nördlichen Schieferhülle fest. Auch ist die Abgrenzung der Erstfeldergneise gegen die nördliche Schieferhülle kaum durchführbar. HÜGI (in Druck) entschloss sich deshalb in seiner neuen Übersichtskarte über das Aar-massiv (Fig. 6), diese Zone nicht mehr auszuscheiden. Der Name „Erstfeldergneis“ wird aber als lokale Gesteinsbezeichnung weiterhin beibehalten.

Über das Baumaterial der Schieferhülle kann allgemein folgendes gesagt werden:

Der Grossteil der nördlichen Schieferhülle besteht aus umkristallisiertem, nicht näher datierbarem, jedoch präherzynischem Sedimentmaterial. Auch die Metamorphose dieses Materials kann nicht sicher datiert werden, sie ist aber sicher vorgasterngranitisch. Das weitaus meistverbreitetste Gestein ist ein Muskowit-Sericitschiefer und ein Biotit-Chloritgneis (HÜGI, 1956).

Die Gesteine sind sehr heterogen, und auf eine Distanz von wenigen Metern trifft man oft mehrere Gesteinstypen, so dass eine detaillierte Ausscheidung von einzelnen Zügen bis jetzt noch nicht gelungen ist (SIGRIST, 1947).

In diesem Paramaterial findet man aber auch Einlagerungen eruptiver Herkunft. So werden von vielen Autoren (E. NIGGLI, in CADISCH, 1956) die recht mächtigen Amphibolitmassen, die den Gipfel des Finsteraarhorns aufbauen, als metamorphe, basische Magmatite von präherzynischem Alter interpretiert. Hierzu gehören auch viele Linsen von Serpentin und Giltstein. Als weitere Einlagerungen wären Peridotite, Pyroxenite, Diorite, Aplite und Pegmatite zu nennen, die nach HUGI (1934) ebenfalls präaaregranitisch sein sollen.

Die südliche Schieferhülle ist reicher an Eruptivgesteinen. Zahlreiche basische und ultrabasische Gesteinslinsen kommen vor. Die Gesteine sind stellenweise sehr stark von aplitischem Material durchsetzt.

### C. DER ZENTRALE AAREGRANIT

In seiner normalen Ausbildung ist der Zentrale Aaregranit ein sehr heller, meist massiger, oft auch schiefriger Biotitgranit. Er ist durchwegs saurer als die nördlichen Granite und zerschneidet an seinen Primärkontakten (beispielsweise am Grubengletscher) sehr scharf diskordant alte Strukturen.

In den neueren Arbeiten (SIGRIST, 1947) wird der Aaregranit für oberkarbonisch, vielleicht auch unterpermisch, gehalten; er soll aber wenig jünger als die nördlichen Granite sein.

Der Mittagfluhgranit bildet eine saurere, spätere und selbständige Randintrusion des zentralaaregranitischen Magmas. Im Gegensatz dazu ist der südlich gelegene Grimsel-Granodiorit leicht basischer und glimmerreicher als der Zentrale Aaregranit. Er ist eine Art südliche basische Randfazies (STALDER, 1964). Endlich sei auch noch der Punteliasgranit ganz im Osten des Massivs erwähnt. Obwohl er in der Zone des Zentralen Aaregranites auftritt, wird er als präaaregranitische Intrusion interpretiert. Ein besonderes Merkmal sind seine bis über zentimetergrossen Kalifeldspäte.

#### D. DIE ALPINE METAMORPHOSE IM AARMASSIV

Offensichtlich waren alle Gesteine des Aarmassivs schon vor der alpinen Gebirgsbildung da, sie hat denn auch allen diesen Gesteinen ihren Stempel aufgedrückt. Rein äusserlich zeigt sich dies in einer mehr oder weniger intensiven alpinen Verschieferung und Mylonitisierung. Besonders in der nördlichen Schieferhülle begegnen wir zahllosen Myloniten und Deformationen.

Was uns in dieser Arbeit aber mehr interessiert, ist die „innere“ Umwandlung, die die alpine Metamorphose in unseren Gesteinen hervorrief.

E. NIGGLI (1960) fand typische Mineralien der alpinen Metamorphose, die ihm erlaubten, verschieden stark metamorphe Bereiche in den Alpen auszuscheiden. Stilpnomelan ist auf ein Gebiet von schwacher Epimetamorphose beschränkt; über Chloritoid und Alkalamphibol gelangt er zu Mineralien, wie Disthen, Staurolith und Sillimanit, die Gebiete mit starker Mesometamorphose angeben.

In dieser Zonengliederung fällt das Aarmassiv zum grössten Teil in die Stilpnomelanzone, am Südrand des Massivs liegt der Übergang in die Chloritoidzone, und in ganz nördlichsten und nordöstlichsten Partien wurde auch kein Stilpnomelan gefunden. Wir können also im Aarmassiv eine Zunahme der alpinen Metamorphose von Nordwesten gegen Südosten hin erwarten, von praktisch alpin unbeeinflussten Gesteinen bis zu verhältnismässig stark epimetamorphen Gesteinen.

#### **IV. Beschreibung der untersuchten Proben und Altersresultate**

Für eine genaue mineralogische Beschreibung der untersuchten Proben verweisen wir auf die zitierte Literatur. Wir beschränken uns hier auf die Beschreibung derjenigen Mineralien, welche uns vom Standpunkt der Altersbestimmungen aus besonders interessant erschienen. Die eingehenderen Beobachtungen wurden auch vorwiegend an unseren Mineralkonzentraten gemacht, die eine Auswahl der besten Mineralien aus einer Probe darstellen: Trübe Feldspäte werden beispielsweise mit Hilfe des Magnetscheiders entfernt, umgewandelte Biotite werden beim Reiben in der Achatschale zerstört.

##### **A. DER GASTERNGRANIT**

###### **1. Geologisch-petrographische Situation**

Der Gasterngranit ist das westlichste Glied der nördlichen Granitzone des Aarmassivs. Er lässt sich nicht scharf abgrenzen: Gegen Nordosten zu geht er allmählich in den Lauterbrunnengranit über, und weiter südöstlich finden wir den Innertkirchnergranit. Alle drei Granittypen sind sehr eng verwandt, wie auch schon ihre allmählichen Übergänge zeigen. Von Südwesten gegen Nordosten nimmt aber die Beeinflussung der Granitschmelze durch die angrenzende Schieferhülle, das heisst der Grad der Durchsetzung mit Fremdmaterial, zu. Offenbar finden wir im Lauterbrunnen- und Innertkirchnergranit ein tieferes Intrusionsniveau als im Gasterngranit, so dass es zu stärkeren Reaktionen mit dem Nebengestein kam. Eine typische Ausbildung des Gasterngranites findet man am ehesten im Gasterntal.

###### **2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose**

Über das Alter des Gasterngranites steht bisher nur fest, dass er älter als Trias ist, weil er am Kanderfirnabsturz stratigraphisch diskordant von Trias überlagert ist.

PASTEELS (1960) untersuchte die pleochroitischen Höfe an Biotiten aus dem Gasterngranit und erhielt daraus ein minimales Biotitalter von 70 Mio. Jahren.

CHESSEX, DELALOYE, KRUMMENACHER und VUAGNAT (1964) bestimmten an Zirkonen aus dem Innertkirchnergranit ein Alter dieses



Minerals nach der Methode des totalen Bleis und erhielten 557 Mio. Jahre. Die Autoren sehen hier eine erste Bestätigung der Annahme KRUMMENACHERS (1959), dass der Gasterngranit ein selbständiges Massiv und dass die Zone von Lauterbrunnen-Innertkirchen mit der „Serie de Fully“ im Aiguilles-Rouges-Massiv zu parallelisieren wäre.

Die alpine Beeinflussung der nördlichen Granitzone nimmt von Südwesten gegen Nordosten hin allmählich zu. Der Gasterngranit ist noch der einzige Granit dieser Zone, in dem man, allerdings auch nicht überall, fast unbeeinflusste, rotbraune Biotite findet. Im Lauterbrunnen- und Innertkirchnergranit sind diese Mineralien fast völlig ausgebleicht und chloritisiert. Diese Entfärbungen sind nicht etwa oberflächliche Verwitterungseinflüsse. An Granitproben aus dem Lötschbergtunnel (etwa 2000 m unter der Oberfläche) kann man dieselben Beobachtungen machen. Hier findet man von fast unbeeinflussten, rotbraunen Biotiten bis zu fast vollständig entfärbten, die nur noch wenige rotbraune Tupfen haben, alle Übergänge. Überhaupt ist der Gasterngranit stellenweise intensiv alpin kataklastisch beeinflusst, was besonders durch die Anwesenheit von typischen Myloniten belegt wird. Diese kann man auf weite Strecken verfolgen. Der Mineralbestand des Gasterngranites wurde dabei in eine von Sericit, Chlorit und kataklastischem Quarz beherrschte Mineralfazies übergeführt (HÜGI, 1956; S. 4—11).

### 3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Probe

HÜGI (1956) gibt eine Beschreibung des Gasterngranites neben zahlreichen Analysen. Hier beschränken wir uns auf die Beschreibung unserer Probe.

Der Fundort unserer Probe liegt im Gasterntal, etwas mehr als 100 m oberhalb der ersten Wirtschaft in einem Bachbett (unter dem Hohturm, Koordinaten: 622'000/144'200, 1680 m ü. M.).

Makroskopisch ist unser Gasterngranit ein richtungsloses, mittelkörniges und schwarz gesprenkeltes Gestein. Der braunrote Biotit bildet nicht selten bis zu 2 mm grosse, idiomorphe Täfelchen. Die Feldspäte sind bis 5 mm grosse bläuliche oder weisse Individuen mit gut ausgeprägten Spaltflächen. Der Quarz füllt als weisse Masse den Raum zwischen den einzelnen Mineralien.

Im Dünnschliff schätzten wir folgenden Mineralbestand: Plagioklas (45%), Quarz (25%), Kalifeldspat (20%) und Biotit (10%); Nebengemengteile: Chlorit, Epidot, Apatit, Zirkon, Erz, Sericit und Calcit.

Der *Biotit* erscheint im Dünnschliff stark pleochroitisch:

$$X = \text{„greyish orange“ } 10YR\ 7/4^1), \\ Y \approx Z = \text{„dark reddish brown“ } 10R\ 3/4.$$

Er hat zwischen den Schichten sehr oft hellgrüne Chloritlagen eingeschaltet, die von zahlreichen Erzausscheidungen begleitet sind; ebenso finden wir nicht selten von Erz begleitete, entfärbte Lagen und Partien. Neben diesen Einschlüssen findet man im Biotit: Zirkon, sehr grosse Apatite (bis 0,4 mm lang) und in stark umgewandelten Körnern Epidot.

Das fertig separierte Biotitkonzentrat ist sehr rein und gleichmässig; Erzeinschlüsse und Chlorit sind fast gänzlich verschwunden. Die im Dünnschliff sehr augenfälligen Umwandlungserscheinungen sind kaum mehr zu erkennen. Einzig um fein verteilte, nicht näher bestimmbare Erzeinschlüsse herum ist der Biotit bis fast zur Farblosigkeit ausgebleicht. Wir haben hier offenbar ein Vorstadium der wahrscheinlich alpinen Ausbleichung vor uns. Wie wir schon weiter vorne erwähnten, führte dieser Ausbleichungsprozess im Innertkirchnergranit, sogar auch stellenweise im Gasterngranit, zu einer fast vollständigen Entfärbung der Biotite.

Die festgestellten Verunreinigungen unseres Konzentrates sind: Etwa ein Prozent aller Körner sind ausgebleicht und enthalten Erz, etwa ein Promille aller Körner sind Chlorite; auf 1000 Körner findet man etwa 5 Zirkone (Durchmesser etwa 0,05 mm) und einen Apatiteinschluss.

$$N_Y = 1,648 \pm 0,002 \quad 2V_X = 17^\circ \quad r < v.$$

Der *Kalifeldspat* ist stark perthitisch und im Vergleich zum Plagioklas sehr frisch. Selten zeigt er schwache Mikroklingitterung. Röntgenaufnahmen mit der Guinierkamera zeigten, dass die Triklinität des grössten Teils der Kalifeldspäte Null ist. Man beobachtet aber auch schwache Reflexe, die einer Triklinität von 80% entsprechen, was die im Dünnschliff hie und da auftretende Mikroklingitterung erklärt. Der Grossteil der Kalifeldspäte ist also maximal monoklin (GOLDSMITH und LAVES, 1954). Das reine Konzentrat, an dem die Altersbestimmung durchgeführt wurde, enthält etwa 20% Albit (nur aus Guinieraufnahmen geschätzt), der vorwiegend als Perthitentmischung vorhanden sein dürfte, da im Streupräparat nach Anfärben kaum ein Plagioklaskorn gefunden werden konnte.

Der *Plagioklas* ist stark umgewandelt und vorwiegend mit Sericit

---

<sup>1)</sup> Alle Farbangaben in dieser Arbeit beziehen sich auf die „Rock-Color Chart“, herausgegeben von der „Geol. Soc. of America“, New York 1963.

gefüllt. Oft hat er einen verhältnismässig frischen Rand. Er ist ein Oligoklas mit etwa  $An_{18}$ .

Der wenig kataklastische *Quarz* ist voll von Flüssigkeitseinschlüssen.

Unter den *Nebengemengteilen* tritt vor allem der sehr grosse Apatit hervor. Hie und da treten strahlig angeordnete Sericitbüschel auf. Epidot und Zirkon sind weitere Nebengemengteile, wobei der Zirkon im Biotit deutliche pleochroitische Höfe erzeugt.

#### 4. Die Altersbestimmungen am Gasterngranit und Diskussion.

Zur Abklärung der Altersbeziehungen der nördlichen Granitzone wählten wir den Gasterngranit aus, da wir hier am ehesten noch das primäre Alter zu finden hofften. Der Biotit ergab ein Rb-Sr-Alter von  $275 \pm 11$  Mio. Jahren, die genauen Analysendaten sind in Tab. 1 aufgeführt. Eine Messung am Kalifeldspat ergab ein Alter von  $300 \pm 170$  Mio. Jahren. Leider ist wegen eines hohen Strontiumgehaltes die Messung mit einem grossen Fehler behaftet.

Die beiden Alterswerte von Kalifeldspat und Biotit stimmen recht gut überein, so dass wir einen starken alpinen Metamorphoseeinfluss, welcher den Biotit verjüngt hätte, fast ausschliessen können. Der Biotit gibt uns den Zeitpunkt an, zu welchem das Gestein so stark abgekühlt war, dass es ein geschlossenes System bildete. Diese Abkühlung kann beim Gasterngranit relativ lange gedauert haben, da er, wie wir an den Nebengesteinsassimilationen sahen, in relativ tiefen Lagen intrudierte (HÜGI, 1956). Zudem könnte auch eine spätherzynische Aufwärmung das Biotitalter verjüngt haben, wie sie beispielsweise von DAVIS und SCHREYER (1963) im bayrischen Moldanubikum beobachtet wurde.

PASTEELS (1960) untersuchte die pleochroitischen Höfe an Biotiten aus dem Gasterngranit (seine Probe stammt etwa von derselben Stelle wie die unsrige). Er erhält mit dieser Methode ein Biotitalter von 70 Mio. Jahren, wobei seine Einzelmessungen stark streuen. Diese Verjüngung und die starke Streuung schreibt er der alpinen Metamorphose zu. Dass die alpine Metamorphose schon einen Einfluss auf unsere Biotite hatte, sehen wir auch an den Ausbleichungen und Chloritisierungen, sie scheint aber nicht stark genug gewesen zu sein, um das Rb/Sr-Verhältnis wesentlich zu beeinflussen. Offensichtlich sind die pleochroitischen Höfe noch empfindlicher auf solche Einflüsse. Die Methode der pleochroitischen Höfe ist aber so ungenau, dass wir hier kaum Schlüsse ziehen dürfen.

Die Bestimmungen von CHESSEX, DELALOYE, KRUMMENACHER und

VUAGNAT (1964) am Zirkon des Innertkirchnergranits ergaben im Vergleich zu unserem Alterswert am Gasterngranit einen viel höheren Wert. Dies würde die Annahme KRUMMENACHERS (1959), der Innertkirchnergranit gehöre zu einer selbständigen Serie, bestätigen. Nun ist aber die Methode des totalen Bleis mit enorm hohen Fehlern behaftet; im Falle eines Bleiverlustes im Zirkon wäre das Alter zu niedrig; im Falle von vorhandenem, gewöhnlichem Blei wäre das Alter zu hoch. FAUL und JÄGER (1963) fanden an Zirkonen aus dem Schwarzwald bis zu 59% gewöhnliches Blei. Wäre der Anteil an gewöhnlichem Blei im Zirkon des Innertkirchnergranits ebenso hoch, so würde sich der Alterswert so weit erniedrigen, dass er mit unserem Biotitalter übereinstimmen würde.

## B. DER PEGMATIT IM TÖDIGRANIT

### 1. Geologisch-petrographische Situation

Der Tödigranit ist der östlichste Granit im Aarmassiv. Er tritt in einem Fenster zutage und hat keinen verfolgbaren Zusammenhang mit den übrigen Graniten des Aarmassivs. Die Zuordnung des Tödigranites zu den anderen Graniten des Aarmassivs fällt daher recht schwer. HÜGI (1956) findet eine gute Übereinstimmung seiner chemischen Zusammensetzung mit der nördlichen Granitzone.

Nach HÜGI (1941) finden sich in der Kontaktzone des Tödigranites zahlreiche Muskowitaplite und Muskowitpegmatite, die er dem Tödigranitzyklus zuordnet. Die Muskowitpegmatite kommen allerdings nicht als gesonderte Gänge vor, sondern stellen pegmatitisch ausgebildete Linsen innerhalb der Aplite dar. In gleicher Weise tritt auch der von uns analysierte Pegmatit auf.

### 2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose

Die Alterseinstufung des Tödigranites wurde schon früher besprochen: Nach WIDMER (1948) war die Intrusion eines Granitporphyres frühestens im Oberkarbon abgeschlossen. Wann sie begann, kann er nicht feststellen. Nach der Ansicht von HÜGI (1941) ist der Tödigranit im Unterkarbon eingedrungen. Beide Autoren stellen fest, dass ein Granitporphyr des Tödigranites Sedimente kontaktmetamorph beeinflusst hat. HÜGI stellt diese Sedimente ins Devon oder Unterkarbon,

wogegen WIDMER glaubte, dass diese Gesteine zu derselben Serie gehören wie die fossilführenden westphalischen Schiefer des Bifertengrätli.

Der Tödigranit wurde durch die alpine Metamorphose verhältnismässig stark beeinflusst. Seine Struktur ist eine kataklastisch veränderte Granitstruktur. Der Biotit des Granites ist meist chloritisiert und ausgebleicht (HÜGI, 1941).

### 3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Probe

In einem Stollen der Kraftwerke Linth-Limmern AG wurde in Tödigranit, nahe seinem Nordkontakt, ein frischer Gang gefunden, der uns einer Analyse wert schien. Der genaue Fundort der Probe ist: Im Freispiegelstollen von Obersand nach dem Stausee Limmernboden, 1 km nach dem Fenster Ochsenstock, Richtung Stausee<sup>2)</sup>.

Der aplitische Gang mit den Pegmatitnestern ist ungefähr einen Meter breit und liegt scharf begrenzt im Tödigranit. Das Hauptgestein des Ganges ist makroskopisch, abgesehen von wenigen sericitisierten Scherflächen, richtungslos, feinkörnig dicht und grünlich. Es enthält Pegmatitester mit einem Durchmesser bis etwa 10 cm. In diesen Nestern sind Muskowitblätter mit einer Fläche von einem cm<sup>2</sup> nicht selten. Hier fallen auch die weissen Feldspäte auf. Die grünliche Farbe der feinkörnigen Partien rührt von feinen Sericitschüppchen her, welche die einzelnen Mineralien überziehen. HÜGI (1941) gibt auf Seite 30 und 31 eine Beschreibung dieser Pegmatite.

Der Dünnschliff einer feinkörnigen Partie unserer Probe gibt etwa folgenden Mineralbestand: Quarz (50%), Plagioklas (40%), Kalifeldspat (6%), Muskowit (4%). An Nebengemengteilen fanden wir Sericit und Calcit.

Die Mineralien sind gleichkörnig rundlich, mit einem mittleren Korndurchmesser von etwa 0,7 mm.

Der Quarz bildet runde, kataklastische Körner und ist fast pflastersteinartig angeordnet.

Der Plagioklas ist ein Albit-Oligoklas mit etwa An<sub>10</sub>. Er ist verhältnismässig wenig sericitisiert und hat fast immer einschlussfreie Ränder.

---

<sup>2)</sup> Die Pegmatitprobe wurde bei radiometrischen Stollenaufnahmen von A. STECK gesammelt. Situation siehe geol. Längsprofil, Plan V, in Bericht über die radiometrischen und geologischen Aufnahmen in den Stollen der Kraftwerke Linth-Limmern AG vom 8. 1. 1963 zuhanden des Arbeitsausschusses Atombrennstoffe.

Der *Kalifeldspat* ist ein sehr starker Perthit, oft besteht er mikroskopisch zu 50% aus Albit. Wir konnten aus unserer Probe kaum genug abtrennen, um eine Altersbestimmung daran ausführen zu können, und auch dieses Konzentrat dürfte sehr albitreich gewesen sein.

Der *Muskowit* tritt im Dünnschliff, der aus einer feinkörnigen Partie stammt, nur sporadisch auf. Unser Muskowitkonzentrat entstammt ausschliesslich den groben Nestern. Wir siebten uns Kristalle mit einer Fläche von über 0,5 cm<sup>2</sup> aus der Probe und reinigten diese zur Altersbestimmung. Die optischen Daten dieses Muskowites sind:

$$N_Y = 1,595 \pm 0,002 \quad 2V_X = 39^\circ.$$

Das Mineralkonzentrat ist sehr rein. Auf 1000 Körner fanden wir ein Quarzkorn, etwa ein Prozent aller Muskowite sind randlich rekristallisiert.

An *Nebengemengteilen* fanden wir nur Calcit, der hie und da bis 0,2 cm<sup>2</sup> grosse Aggregate bildet, und Sericit, der vorwiegend in den Plagioklasen und auf Scherflächen vorkommt.

#### 4. Die Altersbestimmungen am Pegmatit und Diskussion

Eine Rb-Sr-Altersbestimmung am Biotit des Tödigranites selber wäre für uns uninteressant gewesen, da er schon so stark alpin umgewandelt ist, dass wir keinen herzynischen Alterswert mehr erwarten konnten. Das gesamte Gestein wäre wahrscheinlich so strontiumreich, dass ein Gesamtgesteinsalter mit zu grossen Fehlern behaftet wäre. Da der Pegmatit aus dem Stollen zum selben magmatischen Zyklus wie der Tödigranit gehört, versuchten wir vorerst eine Bestimmung an diesem Gestein. Weil der Pegmatit im Tödigranit selber vorkommt, kann er höchstens jünger als jener sein. Das Rb/Sr-Verhältnis in pegmatitischen Muskowiten ist bekanntlich viel unempfindlicher gegen Metamorphosen als in Biotiten (vgl. beispielsweise FERRARA, HIRT, JÄGER und NIGGLI, 1962).

Der Muskowit ergab denn auch ein Alter von  $313 \pm 12$  Mio. Jahren, was nach den heute gebräuchlichen Zeitskalen (HOLMES, 1960) etwa dem mittleren Karbon entspricht. Der stark albitführende Kalifeldspat ergab ein relativ junges Alter von  $240 \pm 90$  Mio. Jahren; unter Einbeziehen des ganzen Fehlers kämen wir auch hier auf 330 Mio. Jahre, also auf das Muskowitalter. Wie wir aber an der starken Perthitisierung der Feldspäte sehen, hat dieses Mineral möglicherweise während der alpinen



Metamorphose Strontium verloren, so dass die Verjüngung reell sein könnte.

Diese Altersbestimmung spricht für die Annahme HÜGIS (1941), der Tödigranit sei im Unterkarbon intrudiert. Der Befund WIDMERS (1949), dass die Intrusion des Tödigranites frühestens im Oberkarbon abgeschlossen gewesen wäre, lässt sich nicht mit unserer Bestimmung in Einklang bringen, da auch unter Einbeziehung des maximalen Fehlers unser Alter höher als Oberkarbon ist. Zudem gibt uns diese Zahl ein Minimalalter, der Tödigranit ist sicher noch älter als 313 Mio. Jahre, weil wir ja an unseren Gesteinen nicht eigentlich das Intrusionsalter, sondern ein Abkühlungsalter bestimmen.

### C. DIE BIOTITGNEISE DER NÖRDLICHEN SCHIEFERHÜLLE

Aus der nördlichen Schieferhülle des Zentralen Aaregranites wurden drei Gesteine untersucht: ein Erstfeldergneis mit rotbraunem Biotit von Bocki ob Erstfeld, ein Erstfeldergneis mit ausgebleichten Biotiten von der Sustenstrasse und ein dem erstgenannten Erstfeldergneis ähnlicher Gneis aus dem Lötschental. Da die drei Proben aus derselben geologischen Einheit stammen, werden sie zusammen in einem Abschnitt behandelt.

#### 1. Geologisch-petrographische Situation

Die drei untersuchten Proben entstammen der nördlichen Schieferhülle des Aarmassivs. Von Sericit abgesehen, führen sie keinen Muskowit; sie gehören also zu den Biotit-Plagioklas-Schiefern bis Gneisen (HÜGI, 1956) und dürften zum Anteil des umkristallisierten, präherzynischen Sedimentmaterials gehören. Aller Wahrscheinlichkeit nach haben wir also Paragesteine vor uns. Über die Abgrenzung des Erstfeldergneises von der nördlichen Schieferhülle wurde schon im einführenden Kapitel gesprochen.

#### 2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose

Alle unsere drei Proben gehören zum umkristallisierten, in ihrem Alter nicht näher bestimmbar, präherzynischen Sedimentmaterial. Die heutige grosse Prägung erhielten diese Gesteine wahrscheinlich bei einer herzynischen Metamorphose. Der genaue Zeitpunkt dieser Meta-



morphose kann nach geologischen Gesichtspunkten nicht sicher festgestellt werden, bestimmt ist sie aber prägastergranitisch (HÜGI, 1956).

Das Gebiet der nördlichen Schieferhülle wurde während der alpinen Metamorphose unterschiedlich stark überprägt. Die ganz nördlichsten und südwestlichsten Teile sind wenig beeinflusst, wogegen die mehr zentral gelegenen Gebiete, wie beispielsweise an der Grimsel, schon stärker epizonal verändert sind, vergleiche auch NIGGLI E. (1960) und NIGGLI E. und NIGGLI C. R. (1965). Es sei hier nochmals bemerkt, dass wir hier von alpinen Verschieferungen und Mylonitisierungen, wie sie gerade in der Schieferhülle häufig auftreten, absehen; uns interessiert hauptsächlich die Wirkung auf den Mineralbestand der Gesteine.

Auf Grund der ersten Beobachtungen scheinen die Biotite recht gut den Verlauf der alpinen Metamorphose in der Schieferhülle zu widerspiegeln: Ganz im Norden, bei Erstfeld, und im Südwesten, im Lötschentäl, können wir leicht sehr einschlussarme, rotbraune Biotite finden (Farbe: um „moderate reddish brown“, 10 R 4/6). Wogegen mehr im Innern der Schieferhülle, beispielsweise am Grimsel- oder Sustenprofil, solch reine Biotite nur noch ganz vereinzelt auftreten. Hier finden wir in der Schieferhülle vorwiegend ausgebleichte, mit Sagenit gefüllte und auch grossteils chloritisierte Biotite.

### 3. Fundorte, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Proben

#### *a) Der Erstfeldergneis von Bocki*

Fundort: Am Strässchen von Erstfeld nach Bocki, etwa 20 m unterhalb der Grenze des Erstfeldergneises gegen den Sedimentmantel. Koordinaten: 690'750/187'825.

Der Erstfeldergneis von Bocki ist ein migmatischer Gneis, wechselnd lagig oder verfaltet mit teilweise ausgebleichten Biotitlagen. Entlang feinen Rissen ist der Biotit fast ganz chloritisiert. Im allgemeinen herrschen hier aber dunkle Gneispartien mit rotbraunem Biotit vor.

Im Handstück ist unser Erstfeldergneis dunkel gesprenkelt. Senkrecht zu den Schieferflächen angeschlagen, wirkt er leicht augig: die Biotitschichten umschliessen rundliche Quarz- und Feldspatkörner.

Der Mineralbestand, im Dünnschliff geschätzt, ist etwa folgender: Quarz (40%), Plagioklas (40%), Biotit (18%) und Kalifeldspat (2%). Nebengemengteile: Apatit, Chlorit, Epidot, Muskowit, Sericit.

Der Quarz tritt in zwei Formen auf: In grossen, unregelmässig begrenzten, kataklastischen Individuen und als kleine (Durchmesser um 0,15 mm), rundliche Körner, meist in Feldspäten, aber auch zwischen

den Mineralien. Die grossen Individuen zeigen fast immer Böhmsche Streifung.

Sehr wenig umgewandelter *Plagioklas* tritt fast gleich häufig auf wie der Quarz. Es ist ein Oligoklas mit etwa  $An_{18}$ . Eine leichte Sericitisierung dringt von aussen her in die Körner und lässt fast immer im Innern einen frischen, amöbenartig begrenzten Kern übrig.

*Kalifeldspat* beobachtet man in den Dünnschliffen recht selten; aus dieser Probe gelang es uns denn auch nur mit Mühe, genügend Material für eine Altersbestimmung abzutrennen. Der Kalifeldspat zeigt kaum Albit-Entmischungen, die Analysenprobe enthielt denn auch nur etwa 5% Albit (nur aus Guinieraufnahmen geschätzt). Die Triklinität ist null.

Obschon das Gestein sehr stark gneisig ist, ist der *Biotit* im Dünnschliff nicht einheitlich orientiert. In Schliffen parallel zur Schieferung liegen die meisten Körner flach, enthalten aber nicht selten ein senkrecht hineingespiesstes Individuum. Der Biotit ist stark pleochroitisch, mit

X = fast farblos, „greyish orange“ 10YR 7/4,

Y  $\approx$  Z = zwischen „moderate reddish brown“ und „moderate red“ 7R 4/6.

Nur ganz selten beobachtet man am Biotit Umwandlungserscheinungen: Unbedeutende Chloritisierungen mit Epidot, besonders an Korngrenzen. Hie und da liegt auch eine farblose Lamelle zwischen den Schichten. Auffallend sind sehr starke, pleochroitische Höfe, meist um einen Zirkoneinschluss, oft aber auch um pigmentartige Erzeinschlüsse. Das Mineralkonzentrat für die Altersbestimmung ist äusserst rein, die Verunreinigungen liegen unter einem Promille.

$$N_Y = 1,648 \pm 0,003 \quad 2V_X = 5 - 10^\circ \quad r < v.$$

Unter den *Nebengemengteilen* fallen vor allem die grossen, rundlichen Apatite auf (Durchmesser um 0,1 mm), die nicht an Biotit gebunden sind. Die Zirkone sind rundlich trübe oder langprismatisch klar mit etwas bräunlichem Ton. Chlorit, Epidot und Sericit sind eher selten zu finden und an lokale Umwandlungen gebunden.

#### b) Der Erstfeldergneis von der Sustenstrasse

Fundort: An der Westseite der Sustenstrasse, etwa 100 m vor dem zweiten Tunnel nach der Haarnadelkurve Punkt 1946 nach „Stein“. Koordinaten 675'000/176'325.

Makroskopisch und in seinem Auftreten gleicht dieses Gestein sehr

stark dem Erstfeldergneis von Bocki. Bei genauer Betrachtung erkennt man aber, dass die Feldspäte leicht grünlich sind und dass der Biotit bronzefarbig ist; das Handstück ist wesentlich heller und leicht grünlich.

Im Mikroskop erkennen wir etwa folgenden Mineralbestand: Plagioklas (50%), Quarz (35%), ausgebleichter Biotit (9%), Kalifeldspat (5%) und Calcit (1%). Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Epidot. Je nach Schliff kann der Kalifeldspatgehalt auf Kosten von Plagioklas und Quarz höher sein.

Der *Plagioklas* ist sehr stark umgewandelt und mit Epidot, Calcit und Sericit gefüllt, selten zeigt er frische Ränder. Der Anorthitgehalt ist sehr schwer zu bestimmen, er dürfte etwa um 18% liegen.

Der *Quarz* ist sehr stark kataklastisch und zeigt oft auch Böhmsche Streifung. Ähnlich wie im Erstfeldergneis von Bocki gibt es auch hier zwei Arten von Quarz; grosse, amöbenartige Individuen und kleinere, runde Körner.

Der *Kalifeldspat* ist wesentlich frischer als der Plagioklas, er ist nur mit einem feinen, gelblichen Pigment gefüllt. Albit-Entmischungen sind zu beobachten, sie sind aber lange nicht so häufig wie etwa im Pegmatit aus dem Tödigranit. Die Hauptmenge der Kalifeldspäte zeigt eine Triklinität von 70%, daneben zeigen die Röntgenaufnahmen aber leichte Schwärzungen zwischen der Triklinität 0 bis 100%. Das zur Altersbestimmung verwendete Präparat enthielt etwa 25% Albit (nur aus Guinierfilmen geschätzt).

Der *Biotit* ist fast völlig umgewandelt und ausgebleicht, nur noch wenige braune Fetzen sind übrig. Diese letzteren sind pleochroitisch und etwa von derselben Farbe wie in der unausgebleichten Probe von Bocki. Zwischen den einzelnen Schichten hat sich sehr viel Erz pigmentartig ausgeschieden.

Das analysierte Biotitkonzentrat ist sehr heterogen. Vielleicht 2% aller Körner sind einschlussfrei und braun („pale reddish brown“ 10R 5/4). Die Grosszahl der Körner ist fleckig und voller Erzeinschlüsse. Sagenit konnten wir nur selten beobachten (auf etwa 2000 Körner führt eines Sagenit). Die Farbe der meisten Glimmer liegt zwischen „pale red“ 10R 6/2 und „pale olive“ 10Y 6/2. In allen Farbtönen erkennt man hie und da noch pleochroitische Höfe. Eine Kalibestimmung an diesem Glimmerkonzentrat ergab nur noch 2,9% K, wogegen der reine Biotit von Bocki einen durchaus normalen Wert von 7,6% ergab.

*Calcit* trifft man relativ häufig. Er bildet Aggregate von vielen runden Körnern (Korndurchmesser etwa 0,2 mm). Oft beobachtet man in stark umgewandelten Plagioklasen solche Aggregate.

Von den *Nebengementeilen* wären vor allem die sehr grossen Apatite zu nennen (Durchmesser bis 0,3 mm), die meist abgerundet sind. Die Zirkone sehen gleich aus wie im Erstfeldergneis von Bocki, langstengelig klar und leicht bräunlich. In einem Dünnschliff wurde ein rundlich trübes Individuum beobachtet.

### c) Der Biotitgneis von Tennmatte

Fundort: Zwischen Wiler und Blatten im Lötschental, bei Tennmatte.  
Koordinaten: 627'875/140'150.

Der Biotitgneis von Tennmatte ist ein dunkelgrauer, dichter Paragneis. Auf den zum Teil stark verfalteten Schieferungsflächen liegt der Biotit in bis 1 mm dicken Lagen. Dazwischen ist das Gestein praktisch biotitfrei. Im Querbruch treten hie und da Feldspatknuern auf. Der im Dünnschliff geschätzte Mineralbestand ist folgender: Plagioklas (50%), Quarz (40%), Biotit (7%), Kalifeldspat (2%), Granat und Apatit (1%). Nebengementeile: Chlorit, Epidot, Sericit, Zirkon.

Der *Plagioklas* ist wahrscheinlich ein Albit. Er ist nicht genau zu bestimmen, da er saussuritisiert ist; nur hie und da sieht man noch ganz schwach Zwillingslamellen durchschimmern.

Der *Quarz* bildet meistens rekristallisierte, feinkörnige Aggregate (Korndurchmesser um 0,1 mm). In dieser feinen Masse schwimmen ab und zu noch grössere, stark kataklastische Individuen.

Einzelne *Biotite* sind chloritisiert und ausgebleicht mit nur noch wenigen frischen, braunen Lagen. Der Grossteil der Biotite ist aber nur randlich leicht umgewandelt, was vor allem an einem Erzrand zu erkennen ist, der fast alle Körner umgibt und oft entlang Rissen in ihr Inneres dringt.

Pleochroismus:  $X = \text{„moderate orange“ } 10 R \ 7/4,$   
 $Y \approx Z = \text{„moderate reddish brown“ } 10 R \ 5/6.$

Das Biotitkonzentrat zur Altersbestimmung war nicht besonders rein, was verständlich ist, da man ja schon im Dünnschliff stark umgewandelte Körner beobachten kann. Fast alle Körner enthalten wenige, sehr feine Erzpartikelchen. Etwa 3,5% aller Körner sind ausgebleicht, etwa 2% enthalten viel Sagenit, und endlich enthalten etwa 1,5% aller Körner viel Erz, das meist entlang Rissen das Korn durchdringt.

$$N_Y = 1,654 \pm 0,002 \quad 2V_X < 5^\circ.$$

*Kalifeldspat* ist im Gestein nur sehr wenig enthalten, und er ist so stark perthitisch, dass es uns nicht gelang, ein brauchbares Konzentrat

für eine Altersbestimmung herzustellen. Im Dünnschliff erscheint er leicht gelblich und hat grosse Albit-Entmischungskörper.

Der *Apatit* bildet grosse, rundliche Körner (Durchmesser bis 0,5 mm); hie und da trifft man auch schwach doppelbrechende, farblose *Granate* (Korndurchmesser um 1 mm).

Als *Nebengemengteile* sind Epidot und Sericit, die hauptsächlich bei der Umwandlung der Plagioklase entstanden sind, zu nennen. Chlorit kommt vorwiegend in Biotit vor, wo man auch kleine Zirkone findet. Besonders bei der Umwandlung von Biotit hat sich fast immer Erz ausgeschieden.

#### 4. Die Altersbestimmungen an den Biotitgneisen der nördlichen Schieferhülle und Diskussion

Mit der Rb-Sr-Methode wollten wir versuchen, wenn möglich das Alter der herzynischen Metamorphose in der Schieferhülle des Aarmassivs zu erfassen. Wir hofften, wir könnten diese Metamorphose auch in Beziehung zu den Granitintrusionen bringen. Anhand der Erstfeldergneisprobe mit den ausgebleichten Biotiten wollten wir auch den Einfluss der alpinen Metamorphose auf den Mineralbestand der nördlichen Schieferhülle zeigen.

Am Erstfeldergneis von Bocki mit den rotbraunen Biotiten erhielten wir ein Biotitalter von  $298 \pm 12$  Mio. Jahren. Eine Wiederholung ergab  $305 \pm 12$  Mio. Jahre. Der Biotitgneis aus dem Lötschental lieferte uns ein ähnliches Alter von  $287 \pm 12$  Mio. Jahren. Das Rb-Sr-Alter des ausgebleichten Biotites aus dem Erstfeldergneis von der Sustenstrasse betrug schliesslich nur noch  $170 \pm 27$  Mio. Jahre. Innerhalb der Fehlergrenze sind die Biotitalterswerte der Proben Bocki und Lötschental gleich, eindeutig niedriger ist aber der Biotit-Alterswert von der Sustenstrasse.

Die Kalifeldspäte der beiden Erstfeldergneise ergaben praktisch unbrauchbare Alterswerte, da beide Mineralien viel zu strontiumreich sind. Bocki ergab ein Maximalalter von 730 Mio. Jahren und Sustenstrasse  $450 \pm 420$  Mio. Jahre.

Die beiden Biotite, Bocki und Lötschental, welche in einem alpin wenig beeinflussten Gebiet des Aarmassivs liegen, zeigen uns wahrscheinlich das Ende der herzynischen Metamorphose an. Die beiden Alter lassen sich aber, unter Einbeziehung der Fehlerangabe, nicht eindeutig vom Biotitalter des Gasterngranites oder vom Muskowitalter des Pegmatits im Tödigranit unterscheiden. Vielleicht könnte eine allge-

meine Erwärmung der Gesteine während oder nach der herzynischen Gebirgsbildung unsere Alterswerte ausgeglichen haben.

Der Biotit von der Sustenstrasse zeigt uns das Ausmass einer stärkeren alpinen Umwandlung; er liefert ein Mischalter zwischen dem herzynischen und dem alpinen Altersbereich.

#### D. DIE PEGMATITE AUS DER NÖRDLICHEN SCHIEFERHÜLLE

Drei Pegmatite aus der nördlichen Schieferhülle wurden mit Rb-Sr-Analysen untersucht. Der eine stammt allerdings streng genommen nicht aus der nördlichen Schieferhülle, sondern aus einem Gneiszug zwischen zwei Zentralen Aaregraniten; er sei aber dennoch hier besprochen, da er unseres Erachtens in denselben Zyklus gehört.

##### 1. Geologisch-petrographische Situation

Die drei Pegmatite stammen aus der Schiefer- und Gneishülle des Zentralen Aaregranites.

Im Gebiet der Mittelplatte zwischen Etlital und der Val Milà ist der Zentrale Aaregranit in zwei Teilzüge aufgeteilt: Den nördlichen Zug bildet der zentrale Aaregranit s. str., welcher durch den Giuvsyenit und eine Schollenzone vom südlichen Aaregranit getrennt ist. Diese trennende Schollenzone besteht vorwiegend aus Hornblende-, Amphibolit- und Biotitgneisschollen und ist von einer aplitischen Facies des südlichen Aaregranites durchadert. Man findet hier auch muskowitzführende, pegmatitartige Gesteine, die allerdings nicht eigentliche Gänge bilden, sondern Schlieren und Nester. Aus einem solchen Neste stammt auch die eine Pegmatitprobe für unsere Altersbestimmung.

Die beiden Pegmatitgänge aus dem Lötschental liegen als ca. 3 m breite Gänge in Chlorit-Sericitschiefern und amphibolitischen Gesteinen der nördlichen Schieferhülle. Die Gänge liegen scharf diskordant im Gestein, die Schieferung des Nebengesteins dringt aber durch sie hindurch, was besonders beim Vorkommen an der Kummenalp schön zu beobachten ist.

##### 2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose

Nach HÜGI (1955 und 1956) gehören diese Art von Pegmatitgängen im Lötschental einem präherzynischen Magmenzyklus an. Ein Zusammenhang mit der Intrusion der nördlichen Granite und des Zentralen



Aaregranites wird erwogen, aber als ziemlich unwahrscheinlich angesehen. Neueste Untersuchungen von HÜGL, SAHEURS und SPYCHER (1965) zeigten auch, dass der Gehalt an Beryllium dieser Pegmatite höher liegt als der Be-Gehalt von Ganggesteinen, die man direkt dem Zentralen Aaregranit zuordnen kann. Dieses ist ein weiterer Hinweis dafür, dass die Gesteine einem anderen Magmenzyklus angehören.

Wesentlich schwieriger ist die zeitliche Zuordnung der Pegmatit-schlieren in der Schollenzone der Mittelplatte. Hier könnte es sich auch um Ausschwitzungen bei der Intrusion des Zentralen Aaregranites handeln. Nach W. HUBER (1948) müssen diese Schlieren aber einem prä-aaregranitischen Zyklus zugeordnet werden. Die Pegmatite zeigen äusserlich sehr starke Spuren der alpinen Metamorphose; wie wir schon früher erwähnten, dringt beispielsweise die Schieferung der Nebengesteine durch sie hindurch. Die Muskowite sind ausschliesslich längs Schieferungsflächen angeordnet. Feldspäte sowie auch Quarze sind oft fast sandartig zerdrückt. Die grossen Muskowite sind aber, wie man von früheren Arbeiten her wusste, in bezug auf Rubidium und Strontium viel widerstandsfähiger gegen Metamorphosen als etwa Biotite (WETHERILL, DAVIS und TILTON, 1960), so dass wir hoffen konnten, die alpine Metamorphose hätte zu keiner wesentlichen Verjüngung geführt.

### 3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Proben

#### a) *Der Pegmatit von der Mittelplatte*

Fundort: Zwischen Mittelplatte und Etzlihütte auf 2090 m ü. M., unter dem ersten Leitungsmast in Richtung Mittelplatte. Koordinaten: 698'300/174'375.

Im Handstück ist der Pegmatit von der Mittelplatte ein grauweiss gesprenkeltes Gestein, teils aplitisch feinkörnig, teils grobkörnig pegmatitisch. Die Muskowite sind gleichförmig verteilt und bilden etwa 0,5 cm<sup>2</sup> grosse Blättchen.

Der Mineralgehalt im Dünnschliff ist etwa folgender: Quarz (35%), Plagioklas (30%), Mikroklin (30%) und Muskowit (5%). Nebengemengteile: Pyrit und Granat.

Der Quarz ist vorwiegend feinkörnig rekristallisiert (Korndurchmesser um 0,01 mm).

Der Plagioklas ist nicht sehr stark sericitisiert, die einzelnen Schüppchen sind aber relativ gross. Die Plagioklase sind sehr eng mit dem Quarz verwachsen, selten haben sich eigentliche Myrmekite gebildet. Der Anorthitgehalt beträgt etwa 20%.



Der *Kalifeldspat* zeigt sehr oft Mikroklitterung, die Röntgenaufnahmen ergaben denn auch eine 100prozentige Triklinität. Die Kristalle zeigen wenig diffuse Albit-Entmischungskörper und führen kaum Sericit oder Epidot. Der aus Guinierfilmen geschätzte Albitgehalt unseres fertig separierten Konzentrates für die Altersbestimmung betrug denn auch nur etwa 10%.

Die *Muskowitaggregate* bestehen meist aus sehr reinen Kernen; am Rand sind sie oft aufgeblättert und umgewandelt. Hier scheint aus Muskowit Sericit, Chlorit und Epidot entstanden zu sein. Einzelne, ursprünglich wohl kleinere Muskowitpakete sind fast völlig umgewandelt.

Das für die Altersbestimmung hergestellte Konzentrat ist äusserst rein. Nur ganz wenig Körner enthalten einzelne kleine, braune Einschlüsse.

$$N_Y = 1,601 \pm 0,002 \quad 2V_X = 35^\circ.$$

Die *Nebengemengteile* Pyrit und Granat treten nur ganz vereinzelt auf.

#### b) Die Pegmatite des Lötschentals

Der zuerst analysierte Pegmatit aus dem Lötschental (Probe Nr. 9, Kummenalp) war nicht ganz frisch, wie man im Felde schon an den verrosteten Pyritkörnern hatte beobachten können. Als man kürzlich beim Bau eines Strässchens auf die Restialp einen gleichen frischen Pegmatitgang freilegte — wahrscheinlich ist es derselbe Gang wie im Aufschluss der Kummenalp — analysierten wir zusätzlich diese Probe. Die beiden Gesteine sind also praktisch identisch.

Fundorte: Probe 9: Nordwestlich der Restialp im Lötschental aus einem Abbruch über dem Fussweg von Restialp nach Kummenalp. Koordinaten: 623'200/138'450, 2180 m ü. M.

Probe 11: An der neuen Strasse von Ferden nach der Kummenalp, etwa 300 m vor der Brücke über den Ferdenbach Punkt 2012. Koordinaten: 623'200/138'950, 2010 m ü. M.

Die Pegmatite sind grobkörnige, weisse Gesteine mit grünen Flecken, wobei im Innern dieser Flecken fast immer ein Muskowitpaket liegt. Die Gänge sind stellenweise sehr stark verfaltet und zerdrückt.

Im Mikroskop erkennen wir etwa folgenden Mineralbestand: Quarz und Plagioklas in etwa gleichen Mengen, etwas weniger Kalifeldspat und Muskowit. An Nebengemengteilen fanden wir: Turmalin, Granat, Pyrit, fraglichen Stilpnomelan und Epidot.

Der Quarz ist sehr stark kataklastisch. Die grossen Kristalle sind in

zahllose kleine Bereiche (0,1 mm Durchmesser) zerbrochen; in gewissen Schliffen sind diese Bereiche wieder neu kristallisiert.

Die *Plagioklase* sind fast immer stark verbogen und zerbrochen, sie sind jedoch nicht besonders stark sericitisiert. Viele alte Brüche und Spalten in den Kristallen sind jetzt durch neu gewachsenen Feldspat verheilt, und zwar wachsen in den grossen Spalten zapfenförmige Kristalle von der Wand weg in die Öffnung, so dass jetzt die Spalte durch zahlreiche „Querkristalle“ gefüllt ist. Diese neu gewachsenen Spaltfüllungen sind noch weniger sericitisiert als die übrigen Individuen. Hie und da trifft man auch alte Risse, die mit Quarz gefüllt sind. Der Plagioklas ist ein Albit mit etwa  $An_8$ .

Die *Kalifeldspäte* bilden grosse, zerbrochene Kristalle von leicht gelblicher Farbe. In schmalen, parallelen Bahnen hat sich oft Albit ausgeschieden. Hie und da erkennt man eine schwache Mikroklingitterung. Die Triklinität ist 80%. Der am fertig separierten Kalifeldspatkonzentrat bestimmte Albitgehalt beträgt bei der Probe von der Kummenalp 25%, derjenige der Probe von der Restialp 15% (nur aus Guinieraufnahmen geschätzt).

Der *Muskowit* ist randlich sehr oft rekristallisiert und teilweise in Chlorit und Epidot umgewandelt. In solchen Umwandlungsändern beobachtet man gelbbraune, stark pleochroitische Blättchen, die Stilpnomelan sehr ähnlich sehen.

$$N_Y = 1,592 \pm 0,002 \quad 2V_X = 37^\circ.$$

Das für die Altersbestimmung hergestellte Konzentrat ist recht gut angereichert. Hie und da erkennt man kleine Erzeinschlüsse, und etwa 0,5% der Körner sind Biotite oder Chlorite.

*Nebengemengteile:* In einem Schliff fanden wir grosse, stark zerbrochene, olivgrüne Turmalinkristalle, die im Innern oft Calceitauausscheidungen zeigten. Seltener beobachteten wir Granat und Pyrit.

#### 4. Die Altersbestimmungen an den Pegmatiten und Diskussion

Die Muskowite der drei Pegmatite ergaben alle Alterswerte zwischen 286 und 305 Mio. Jahren. Mittelplatte:  $286 \pm 12$  Mio. Jahre; Kummenalp:  $292 \pm 24$  Mio. Jahre und Restialp  $305 \pm 30$  Mio. Jahre. Die Kalifeldspäte ergaben entsprechende Rb-Sr-Alterswerte: Mittelplatte:  $300 \pm 90$  Mio. Jahre, Kummenalp ein Maximalalter von 570 Mio. Jahren und endlich Restialp:  $500 \pm 400$  Mio. Jahre.

Wider Erwarten waren die analysierten Mineralien, besonders die-

jenigen aus dem Lötschental, relativ strontiumreich, somit müssen auch die Gesteine relativ viel Strontium führen. Dies könnte ein weiterer Hinweis dafür sein, dass die Gänge nichts mit dem Zentralen Aaregranit zu tun haben, sind doch dessen saure Abkömmlinge, wie wir später noch sehen werden, ausserordentlich strontiumarm.

Die Alterswerte geben uns jedoch auch keinen Hinweis dafür, dass unsere Pegmatite älter als herzynisch wären, höchstens könnten sie in einer frühherzynischen Phase eingedrungen sein, welche letztere sich aber wegen unseres Analysenfehlers nicht vom Alterswert des Tödi- oder Gasterngranites abhebt.

Wohl am ehesten könnten wir uns die Geschichte der Pegmatite etwa folgendermassen denken: Bei einer herzynischen Metamorphose wurden gewisse Partien der Schieferhülle mobil. Es kam zu Ausschitzungen, zur Bildung von pegmatitischen Nestern, wie unsere Probe von der Mittelplatte. Gewisse grössere derartige Lösungsansammlungen mögen dann gangartig in höhere Schichten gepresst worden sein.

Allerdings könnte auch hier wieder eine allgemeine Aufwärmung kurz nach der herzynischen Gebirgsausbildung die Alterswerte ausgeglichen haben, ohne dass dabei flüssige Phasen mitspielten. Eine Verjüngung von grobkörnigem Muskowit braucht jedoch wesentlich höhere Temperaturen als die Verjüngung von Biotit.

## E. DER MITTAGFLUHGRANIT

### 1. Geologisch-petrographische Situation

Der Mittagfluhgranit ist ein kleiner, dem Zentralen Aaregranit vorgesetzter Stock in der Gegend der Mittagfluh bei Guttannen. Solche saure, aplitische Stöcke findet man an verschiedenen Stellen im Aarmassiv, an der Nordgrenze des Zentralen Aaregranites. So ist sicher auch der Aplitstock bei Hinterbristen (Maderanertal) eine gleiche Bildung oder der saure Granit von Gurtnellen. Das Vorkommen der Mittagfluh ist aber bei weitem das grösste.

### 2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose

Der Mittagfluhgranit wird als eine etwas jüngere, randliche Nachintrusion des Zentralen Aaregranites interpretiert. JÄGER (1962) bestimmte ein Gesamtgesteinsalter nach der Rb-Sr-Methode, ebenso untersuchten JÄGER und FAUL (1959) Glimmer des Mittagfluhgranites.

Das Gesamtgestein ergab ein Alter von  $193 \pm 21$  Mio. Jahren, der Glimmer war wesentlich jünger, er ergab nach der K-Ar-Methode einen Alterswert von 75 Mio. Jahren, nach der Rb-Sr-Methode einen solchen von 77 Mio. Jahren<sup>3</sup>). PASTEELS (1964) bestimmte an Zirkonen aus dem Mittagfluhgranit U-Pb-Alter und erhielt diskordante Werte: 206/238:  $104 \pm 4$  Mio. Jahre, 207/235:  $97 \pm 4$  Mio. Jahre und 207/206:  $350 \pm 45$  Mio. Jahre. Die Diskordanz schreibt er Bleiverlusten bei der alpinen Metamorphose zu.

JÄGER, KEMPTER, NIGGLI und WÜTHRICH (1961) untersuchten die Glimmer dieses Gesteins näher und fanden eine Anzahl verschiedener Biotitvarietäten, mit Farben von braun bis olivgrün. Daneben trat auch als alpine Neubildung das Zonenmineral Stilpnomelan auf (E. NIGGLI, 1960, und E. NIGGLI und C. R. NIGGLI, 1965).

Auf Grund dieser Glimmeruntersuchungen und der absoluten Altersbestimmungen erhielt man ein recht gutes Bild über die alpine Metamorphose im Mittagfluhgranit. Er liegt sozusagen in einer Übergangszone zwischen alpin unbeeinflusst und alpin stärker beeinflusst.

Die Biotite sind teilweise rekristallisiert (olivgrüne Farbe), teilweise findet man aber auch noch alte Relikte (braune Farbe). Eine Rb-Sr-Altersbestimmung an einem solchen Biotitgemisch musste denn auch ein Mischalter ergeben. Da wir hier schon eindeutig rekristallisierte Biotite feststellen, im Gegensatz zum Erstfeldergneis von der Sustenstrasse, scheint uns der niedrigere Alterswert des Mittagfluhgranites recht einleuchtend.

Das Gesamtgesteinsalter von E. JÄGER (1962) gibt einen etwas niedrigen Wert, der sich recht schlecht mit den Auffassungen der Geologen vereinbaren lässt. Da diese analysierte Probe aber aus den nördlichen Randpartien des Mittagfluhgranites stammt, liegt die Vermutung nahe, das Gestein habe während der alpinen Metamorphose mit der Umgebung randlich reagiert und sein Rb-Sr-Alter verjüngt.

### 3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Probe

Fundort: Etwa 200 m südlich der Tschingelbrücke (Punkt 1146) an den Felsen etwa 50 m über dem Westufer der Aare.

Makroskopisch ist der Mittagfluhgranit ein sehr helles, massiges und

---

<sup>3</sup>) Der Rb-Sr-Alterswert wurde mit der Zerfallskonstanten  $1,39 \cdot 10^{-11}$  Jahre<sup>-1</sup> berechnet. Mit der von uns verwendeten Zerfallskonstanten ergibt sich ein Alterswert von 73 Mio. Jahren.

leicht gesprenkeltes Gestein. Die dunkelgrünen Biotite liegen als Fetzen ungeordnet im Gefüge. Idiomorphe Biotitblättchen sind keine zu erkennen.

In der Arbeit von JÄGER, KEMPTER, NIGGLI und WÜTHRICH (1961) sind die Mineralien des Mittagfluhgranites, besonders die Biotite, recht gut beschrieben. Unsere Probe stammt aber von einer etwas anderen Stelle als die damals untersuchten Proben, so dass wir hier dennoch eine Mineralbeschreibung anführen müssen.

Der Mineralbestand im Mikroskop ist etwa folgender: Quarz (35%), Kalifeldspat (35%), Plagioklas (28%) und Biotit (2%). Nebengemengteile: Chlorit, Epidot, Zirkon, Apatit und Granat.

Der *Quarz* löscht stark undulös aus und ist oft zerbrochen. Im Innern und an Korngrenzen zeigt er nicht selten granoblastische Neukristallisationen.

Der *Kalifeldspat* ist sehr frisch und zeigt fast immer Mikroklingitterung. Er ist sehr stark perthitisch entmischt, wobei die Entmischungskörper lange, parallele Bänder bilden oder unregelmässige Flecken. Die Entmischungskörper sind etwa gleich stark sericitisiert wie die Plagioklasse im Gestein. Die Röntgenaufnahmen ergaben eine Triklinität von 100%, was auch schon durch die Mikroklingitterung zu erwarten war. Der mit dem Philips-Diffraktometer am fertig separierten Konzentrat bestimmte Albitgehalt beträgt etwa 35%. Auch dieser hohe Anteil dürfte hauptsächlich in den Perthit-Entmischungskörpern vorliegen; angefärbte Pulverpräparate zeigten nämlich keine Plagioklaskörnchen mehr.

Der *Biotit* tritt entweder in grossen, zerfetzten Körnern auf oder in Aggregaten von feinkörnigen Individuen (Durchmesser der Körner etwa 0,1 mm), vermischt mit Epidot, Chlorit, Sericit und Eisenhydroxyd. Diese Aggregate ziehen fast immer in Schnüren längst Korngrenzen. Auch die grossen Einzelkörner sind aber nicht selten von solchen Aggregaten umrahmt. Senkrecht zur Blättchenebene angeschnittene Individuen zeigen oft braune und farblose Schichtpakete, seltener beobachtet man auch braune Flecken.

Vorwiegender Pleochroismus:

X = „dusky yellow“ 5Y 6/4,

Y  $\approx$  Z = Übergänge von „light olive brown“ 5Y 5/6 bis „moderate green“ 5G 5/6.

Das für die Altersbestimmung separierte Konzentrat ist äusserst rein. Erzeinschlüsse sind kaum mehr vorhanden. Selten findet man kleine

Einschlüsse von Apatit und Zirkon (Durchmesser um 0,03 mm). Pleochroitische Höfe sind keine zu beobachten. Unter etwa 4000 Körnern fanden wir ein braun geflecktes (Farbe der Flecken: „moderate reddish brown“ 10R 4/6). Sonst sind die Biotite alle grün, wobei allerdings ihre Farbe zwischen „light olive brown“ 5Y 5/6 und „moderate green“ 5G 4/6 alle Übergänge zeigt. Lichtbrechung und Achsenwinkel sind aber ziemlich einheitlich und entsprechen den Werten von JÄGER, NIGGLI, KEMPTER und WÜTHRICH (1961) für ihren olivgrünen Biotit, Typ II.

$$N_Y = 1,662 \pm 0,002 \quad 2V_X = 12-13^\circ.$$

Die *Nebengemengteile* treten meist in den feinkörnigen Biotitaggregaten auf. Der Zirkon ist fast immer stark getrübt und oft von klaren Zirkonen umwachsen. Eine eingehendere Beschreibung der Zirkone gibt PASTEELS (1964). Ein ständiger Begleiter des Biotites ist auch Epidot und Granat.

#### 4. Die Altersbestimmungen am Mittagfluhgranit und Diskussion

Da der Mittagfluhgranit ein ausserordentlich saures Gestein ist mit einem hohen Rb/Sr-Verhältnis, konnten wir an ihm das Rb-Sr-Alter aller Mineralkomponenten und des gesamten Gesteins bestimmen. Wir erhielten folgende Alterswerte: Gesamtgestein:  $255 \pm 22$  Mio. Jahre; Biotit:  $54 \pm 3$  Mio. Jahre; Kalifeldspat:  $102 \pm 8$  Mio. Jahre; Albit  $2130 \pm 200$  Mio. Jahre. Die Schuld für diese äusserst diskordanten Alterswerte trägt natürlich die alpine Metamorphose, die zum Austausch von Elementen zwischen den einzelnen Mineralphasen führte. Wäre dem Gestein seit seiner Entstehung nichts mehr geschehen, so müssten heute alle Mineralien ungefähr dasselbe Rb-Sr-Alter ergeben, denn jedes hätte als geschlossenes System sein radiogenes Strontium aus dem Rubidium gebildet.

Wir müssen uns die Geschichte des Mittagfluhgranites etwa folgendermassen denken: Zu einer Zeit  $T_0$  wurde das Gestein gebildet, und jedes einzelne Mineral begann, als es genügend abgekühlt war, um ein geschlossenes System zu werden, auf Grund seines  $Rb^{87}$ -Gehaltes, radiogenes  $Sr^{87}$  zu bilden und damit die Zeit zu zählen. Nun erfolgte die alpine Metamorphose, welche unseren Mittagfluhgranit wieder aufwärmte. Jedes Mineral erreichte dadurch früher oder später seine „kritische“ Temperatur, die es befähigte, gewisse Elemente mit der Umgebung auszutauschen. Nach einer abermaligen Abkühlung des Mittagfluhgranites wurden die Mineralien wieder zu geschlossenen Phasen und

zählten die Zeit wieder, aber auf Grund eines neuen Rb/Sr-Verhältnisses, nämlich desjenigen, welches sie hatten, als sie wieder geschlossene Systeme bildeten. Das letztere Rb/Sr-Verhältnis liegt höher als das ursprüngliche, weil unser Gestein in der Zwischenzeit aus seinem  $\text{Rb}^{87}$   $\text{Sr}^{87}$  bildete.

Nach der am Anfang dieser Arbeit beschriebenen Methode können wir aus den Analysen des Mittagfluhgranites ein BPI- oder ein Compston-Jeffery-Modell konstruieren, um die Vorgänge bei der alpinen Metamorphose quantitativ zu erfassen.

*a) Die Compston-Jeffery-Darstellung der Analysen aus dem Mittagfluhgranit*

Fig. 7 gibt eine Compston-Jeffery-Darstellung der Analysen des Mittagfluhgranites. Wir sehen auf unserer Zeichnung leicht, dass sich die vier Geraden nicht in einem Punkte schneiden. Dies sollte aber zutreffen,

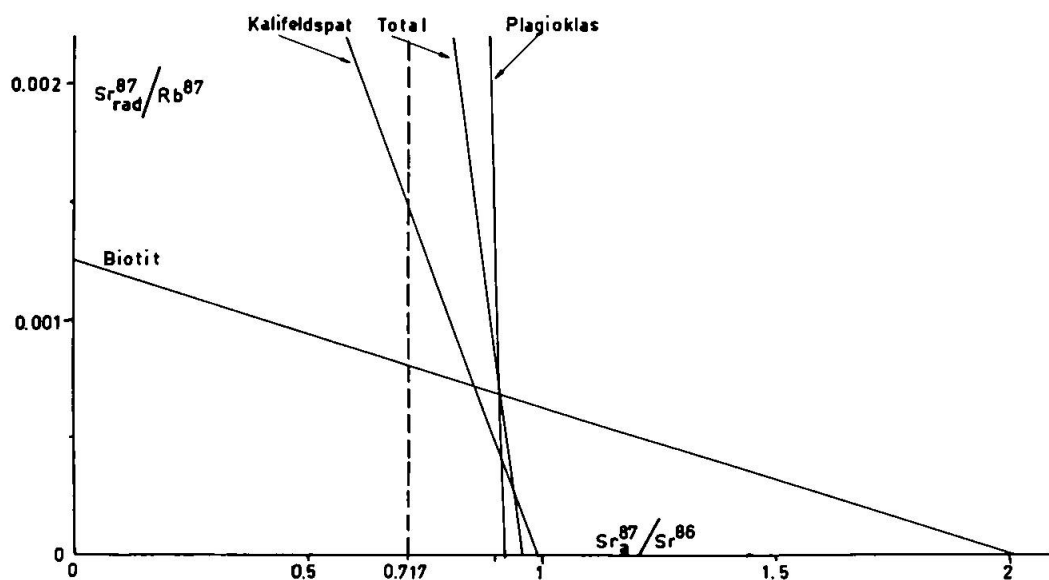


Fig. 7. Compston-Jeffery-Darstellung der Rb-Sr-Analysen am Mittagfluhgranit (Gewichtsverhältnisse).

wenn die verschiedenen Mineralien ihr Strontium gänzlich ausgetauscht hätten, wie beispielsweise die Hauptminerale einer Probe des Rotondogranites (JÄGER und NIGGLI, 1964).

Um festzustellen, ob die einzelnen Schnittpunkte nur bedingt durch den Analysenfehler voneinander abweichen, bedienen wir uns wohl besser der BPI-Darstellung. Im Compston-Jeffery-Diagramm sind solche Berechnungen nämlich sehr schwer durchführbar.



*b) Das BPI-Diagramm des Mittagfluhgranites*

Fig. 8 zeigt eine BPI-Darstellung des Mittagfluhgranites. Unsere Analysen lassen sich in diesem Modell viel schlechter zeichnen, da die Punkte von Kalifeldspat, Mikroklin und Gesamtgestein sehr nahe zusammenfallen, wogegen der Biotitpunkt weit rechts aussen liegt. Wir sehen hier auch sehr gut, dass die Neigung der mittleren Geraden durch alle vier Punkte, die uns also das Metamorphosealter gäbe, vorwiegend durch die Lage des Biotitpunktes bestimmt wird.

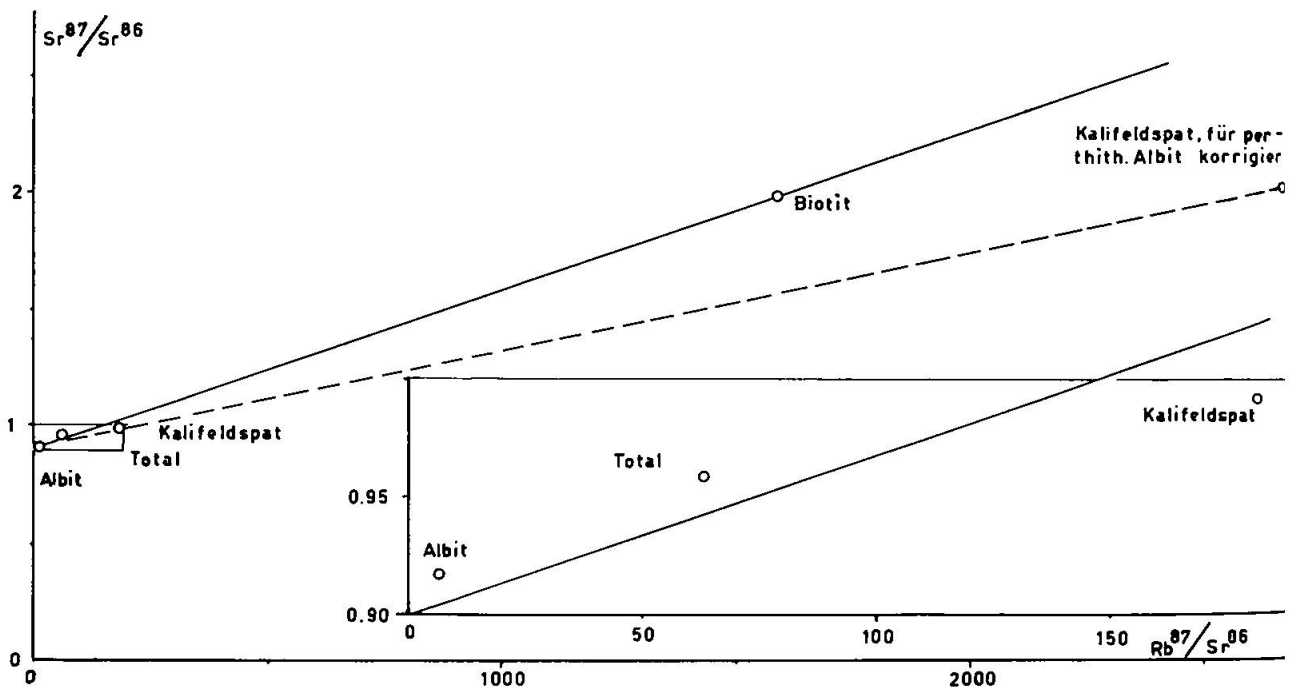


Fig. 8. BPI-Darstellung der Rb-Sr-Analysen am Mittagfluhgranit (Gewichtsverhältnisse).

Der Tangens der Neigung der mittleren Geraden durch alle Analysenpunkte beträgt 0,000685, was einem Metamorphosealter von etwa 47 Mio. Jahren entsprechen würde, falls die Abweichung keines Punktes von der Geraden höher als der Analysenfehler wäre. Der Tangens der Neigung der mittleren Geraden nur durch Kalifeldspat, Plagioklas und Gesamtgestein beträgt 0,000397, was einem Metamorphosealter von etwa 27 Mio. Jahren entspräche. Wir sehen schon an diesen zwei stark verschiedenen Alterswerten, dass die vier Punkte offenbar nicht auf einer Geraden liegen, denn sonst müssten doch die zwei oben angegebenen Geraden etwa denselben Neigungswert ergeben.

Die einzelnen Abweichungen der vier Analysen von ihrer mittleren Geraden wurden ebenfalls berechnet. Die grösstmögliche durch unseren Analysenfehler gegebene Abweichung wird für jeden Analysenpunkt auf eins reduziert. Die tatsächliche Abweichung wird dann auf diesen Wert bezogen.

Die Abweichungen betragen: Biotit: 0,002, Kalifeldspat: 4,7, Gesamtgestein: 2,7 und Plagioklas 2,7.

Wie erwartet sind auch die Einzelabweichungen zu gross; wir dürfen keine Gerade durch die Punkte legen, um daraus das Alter der alpinen Metamorphose abzuleiten. Dies bedeutet, dass die Metamorphose nicht stark genug war, so dass das Strontium im Gestein nicht vollständig ausgeglichen werden konnte.

Eine Streuung der Werte könnte trotz vollständigem Austausch von Strontium auch durch sehr langsames Abkühlen entstehen, da ja nicht alle Mineralien bei derselben Temperatur zu geschlossenen Systemen werden.

Wie wir weiter oben sahen, gibt uns nun aber die Isochrone in der BPI-Darstellung mit dem Biotit einen höheren Alterswert als ohne den Biotit. Der Biotit wird aber bei einer Abkühlung am spätesten, das heisst erst bei tieferer Temperatur ein geschlossenes System. Wenn unsere streuenden Alterswerte demnach durch sehr langsames Abkühlen entstanden wären, so müsste die Isochrone mit dem Biotit einen niedrigeren Alterswert liefern als diejenige ohne den Biotit.

Die drei Mineralalter sind somit zufällige Mischalter, was auch noch daraus hervorgeht, dass JÄGER und FAUL (1959) ebenfalls an Biotiten des Mittagfluhgranites, der Fundort ihrer Probe liegt nicht weit vom unsrigen entfernt, ein ganz anderes Mischalter von 77 Mio. Jahren für den Biotit erhielten.

STEIGER (1964) glaubte im Gotthardmassiv mit Hilfe der K-Ar-Methode der alpinen Metamorphose zwei tektonische und eine dazwischenliegende thermale Phase zuordnen zu können. Für die erste, haupttektonische Phase erhält er ein Minimalalter von 46 Mio. Jahren, also etwa denselben Wert, wie wir ihn in unserer BPI-Darstellung für die Isochrone durch alle Mineralien erhielten. Wie wir aber oben sahen, muss es sich hier wohl um eine zufällige Übereinstimmung der beiden Zahlen handeln, da unser Gestein nie ganz durchmischt wurde und demzufolge die genannte Isochrone einen zufälligen Alterswert ergibt. In unseren weiteren Untersuchungen im Aarmassiv sind wir auch nie mehr auf diese Zahl gestossen. Steigers tektonische Phase ist demnach bis jetzt im Aarmassiv noch nicht sicher nachgewiesen.

*c) Besprechung der einzelnen Alterswerte*

Der einzige Wert, der geologisch gut verwertbar ist, ist derjenige des *Gesamtgesteins*. Ist dieses nämlich während der ganzen Metamorphosezeit ein geschlossenes System geblieben, so muss sein Rb/Sr-Verhältnis vor und nach der Metamorphose dasselbe geblieben sein. Unter Berücksichtigung der Fehlergrenze reicht das mögliche Altersintervall von Oberkarbon bis Oberperm. Nach allgemeiner geologischer Ansicht sollte der Mittagfluhgranit zu dieser Zeit intrudiert sein. Unser Alterswert erlaubt uns aber nicht, ihn von Gastern- oder vom Zentralen Aaregranit abzutrennen (vgl. Tab. 1).

Der *Plagioklas* hat bei der alpinen Metamorphose aus Biotit und Kalifeldspat radiogenes  $\text{Sr}^{87}$  aufgenommen. Da dieses Mineral nur wenig Rubidium enthält, ergibt sich aus dem aufgenommenen  $\text{Sr}^{87}$  ein sehr hoher Alterswert, der geologisch keine Bedeutung hat.

*Biotit* und *Kalifeldspat* geben, wie wir mit der BPI-Darstellung zeigen konnten, Mischalter zwischen voralpinen und alpinen Alterswerten.

Der Kalifeldspat ist leicht älter als der Biotit, was fast immer zu beobachten ist und den Schluss zulässt, Kalifeldspäte seien widerstandsfähiger gegen Metamorphoseeinflüsse als Biotite.

Wir bestimmten nun in unserem Kalifeldspat möglichst genau den Albitgehalt und erhielten etwa 35% Albit. Wenn wir annehmen, dieser perthitisch ausgeschiedene Albit habe dasselbe Rb/Sr-Verhältnis wie der in Einzelkörnern vorkommende Plagioklas, können wir den Alterswert unseres Kalifeldspates korrigieren, indem wir eine Albitkorrektur anbringen.

Die Annahme, der perthitisch ausgeschiedene Albit habe dasselbe Rb/Sr-Verhältnis, also dasselbe Alter wie der im Gestein vorkommende Plagioklas, scheint uns gut vertretbar. Das vom Kalifeldspat bei der alpinen Metamorphose abgegebene Strontium wurde ja vom Plagioklas aufgenommen, und da mag es wohl zu einem guten Teil in die Entmischungskörper des eigenen Kristalls eingegangen sein. Allerdings stellt sich hier auch wieder die Frage nach dem Alter des Perthits. Die Entmischungen könnten herzynisch sein, oder sie könnten auch erst während der alpinen Metamorphose entstanden sein, schliesslich könnten die Entmischungskörper auch herzynisch gebildet und alpin vergrössert sein.

Wesentlich ist für unsere Betrachtungen nur, ob die Perthitentmischung mit dem Strontiumaustausch abgeschlossen war. In diesem

Falle könnte man sich vorstellen, dass der in Entmischungskörpern auftretende Plagioklas in gleicher Weise aus dem Kalifeldspat Strontium aufnahm wie der übrige Albit; damit müsste man für den Perthit die Plagioklaskorrektur anwenden.

Der zweite Extremfall wäre eine Perthitisierung nach dem Strontiumaustausch. In diesem Falle sollte man für den Perthit keine Plagioklaskorrektur anwenden. Unser Befund, dass die Entmischungsalbite etwa gleich stark sericitisiert sind wie die übrigen Albite, spricht aber gegen diese zweite Annahme.

Mit der oben angegebenen Bedingung von gleichem Rb-Sr-Alterswert der perthitisch ausgeschiedenen und der übrigen Albite erhalten wir ein korrigiertes Kalifeldspatalter von etwa 33 Mio. Jahren; der Kalifeldspat wäre damit also nicht mehr älter als der Biotit.

Tragen wir die korrigierten Kalifeldspatwerte ( $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  und  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ) in das oben angeführte BPI-Diagramm ein, so erhalten wir einen noch extremer liegenden Punkt als den Biotitpunkt, was uns ziemlich unwahrscheinlich erscheint. Offenbar ist die von uns angewendete Korrektur doch etwas zu hoch; die wirklichen Rb-Sr-Gehalte der Perthite können nicht genau den Albiten im Gestein entsprechen.

Wir sehen also, dass die erste Annahme, die Perthitisierung sei vor oder mit dem Strontiumaustausch abgeschlossen gewesen, nicht ganz realisiert sein kann. Damit darf man aber auch sagen, dass die Perthitbildung nicht rein herzynisch sein kann, zumindest ein Teil des Perthites muss alpin sein. Die Annahme einer vollständigen Perthitbildung erst nach dem Strontiumaustausch ist sicher nicht voll erfüllt.

Alle diese Überlegungen beruhen auf der Annahme, dass perthitischer Plagioklas bei einem Strontiumaustausch gleich reagiert wie selbständige Plagioklasindividuen, was wir in unserem Falle wohl eher dürfen, da die Plagioklase des Mittagfuhgranites ja auch Albite sind.

## F. DER ZENTRALE AAREGRANIT

Vom eigentlichen Zentralen Aaregranit untersuchten wir zwei Proben: eine etwas basischere aus dem Grimselprofil und eine saure Randfazies von Gurtellen.

### 1. Geologisch-petrographische Situation

Der Zentrale Aaregranit erreicht von allen Graniten des Aarmassivs die grösste Ausdehnung. Normalerweise liegt er als heller, massiger,

oft auch schiefriger Biotitgranit vor. Seine Lage im Verband der Gesteine des Aarmassivs ist aus Fig. 6 ersichtlich. Der Zentrale Aaregranit ist in verschiedenen Arbeiten genauer beschrieben worden, neueren Datums sind die Arbeiten von HÜGI (1956) und STALDER (1964).

Wir analysierten zwei Proben aus dem Zentralen Aaregranit, eine von der Grimselpassstrasse und eine von Gurtnellen.

## 2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose

Die Verbandsverhältnisse erlauben keine eindeutigen Schlüsse über das Alter des Zentralen Aaregranites, da er nirgends mit mesozoischen und tertiären Gesteinen des jungen Sedimentmantels des Aarmassivs in Berührung kommt. Nach der allgemein herrschenden Meinung (vgl. zum Beispiel E. NIGGLI in CADISCH, 1953) wird das Bildungsalter des Zentralen Aaregranites für jünger als dasjenige des Gastern-Innertkirchnergranites angesehen, wahrscheinlich ist der Zentrale Aaregranit auch jünger als der Tödigranit. Diese letzteren Granite gehören einer älteren Phase der herzynischen Gebirgsbildung an, währenddem der Zentrale Aaregranit oberkarbonisch, nach SIGRIST (1947) und EUGSTER (1951) sogar unterpermisch wäre (um 270 Mio. Jahre).

Absolute Altersbestimmungen am Zentralen Aaregranit wurden bisher am Typus, wie er bei der Räterichsbodenstaumauer auftritt, durchgeführt. (Die untersuchten Proben stammen etwa von derselben Fundstelle wie unsere Probe Nr. 3.) JÄGER und FAUL (1959) bestimmten mit der K-Ar-Methode das Biotitalter und erhielten einen alpinen Wert von 23 Mio. Jahren. PASTEELS (1964) bestimmte nach der U-Pb-Methode das Zirkonalter am Zentralen Aaregranit von Räterichsboden. Er erhielt schwach diskordante, relativ niedrige U-Pb-Alterswerte: 206/238:  $232 \pm 8$  Mio. Jahre; 207/235:  $239 \pm 13$  und 207/206: 260—315 Mio. Jahre. Die Diskordanz und die niedrigen Werte schreibt er einem Bleiverlust zu, der durch die alpine Metamorphose bedingt sein dürfte.

Der ganze Zentrale Aaregranit liegt in einem Bereich alpiner Metamorphose, der zur Neubildung von Stilpnomelan führte (E. NIGGLI, 1960). Das junge alpine Biotitalter von JÄGER und FAUL (1959) deutet auf einen stärkeren alpinen Einfluss als im nördlicher gelegenen Mittagfluhgranit, wo der Biotit ein Mischalter ergab.

### 3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Proben

#### a) Der Zentrale Aaregranit von Räterichsboden

Fundort: An der Haarnadelkurve, die in der Grimselpassstrasse zwischen dem Fuss und der Krone der Räterichsbodenstaumauer liegt. Koordinaten: 667'950/160'650.

Eine Beschreibung dieses Granittyps gibt STALDER (1964). Makroskopisch ist unsere Probe deutlich parallel texturiert. Sie führt relativ viel grünen Biotit, der Quarz ist zuckerkörnig, und die relativ grossen Feldspäte sind leicht grünlich.

Im Dünnschliff schätzten wir etwa folgenden Mineralbestand: Quarz (30%), Kalifeldspat (35%), Plagioklas (30%) und Biotit (5%). Nebengemengteile: Apatit, Titanit, Orthit, Erz und Zirkon.

Der Quarz bildet entweder relativ grosse (Durchmesser etwa 1 mm), amöbenartige Individuen, die stark undulös auslöschen, oder kleinere (Durchmesser um 0,2 mm), rundliche Körner, die zu Aggregaten zusammengeballt sind und meist die grösseren Individuen umschliessen oder sich entlang Korngrenzen und alten Brüchen durch den Schliff ziehen.

Der Kalifeldspat bildet relativ grosse Individuen (bis 1 cm lang). Sie sind perthitisch entmisch, und zwar bilden die Entmischungskörper unregelmässig angeordnete Flecken. Die Körner sind meist schlecht idiomorph und zeigen nicht selten Mikroklitterung. Die Triklinität ist 100%. Der am fertig separierten Konzentrat bestimmte Albitgehalt beträgt etwa 15%, was auch hier wieder zum grössten Teil perthitisch ausgeschiedener Albit ist.

Der Plagioklas ist ein Oligoklas mit etwa  $An_{16}$ . Ein wolkenartig begrenzter Kern ist dicht angefüllt von Einschlüssen, der Rand der Plagioklasse ist meist frisch.

Die Biotite sind sehr wechselgestaltig. Meist treten sie im Dünnschliff als grössere, schmutzig gefärbte, ausgefrante Blättchen mit Siebstruktur auf. Die Farbe ist uneinheitlich braun bis giftgrün. Die senkrecht zur Blättchenebene angeschnittenen Individuen zeigen nicht selten Verwachsungen von grünen Schichtpaketen mit braunen. Die Kristalle sind voll von Einschlüssen (vor allem Epidotkörnchen und Erz). Um kleine Fetzen findet sich ab und zu ein dicker Rand eines feinkörnigen Aggregates, das wohl zur Hauptsache aus Epidot bestehen dürfte.

Vorwiegender Pleochroismus:

$$\begin{aligned} X &= \text{„dusky yellowish green“ } 10GY \ 3/2, \\ Y \approx Z &= \text{„light olive“ } 10Y \ 5/4; \text{ „dusky yellow“ } 5Y \ 6/4. \end{aligned}$$



Das zur Altersbestimmung verwendete Biotitkonzentrat enthielt sehr viele Verunreinigungen, die allerdings nicht in Form von Fremdkörnern vorliegen, sondern als Einschlüsse in den Glimmern. Die uneinheitliche Farbe kommt hier noch deutlicher als im Dünnschliff zum Vorschein. Die Extremwerte sind: „moderate reddish brown“ 10R 4/6 bis „dusky yellowish green“ 10GY 3/2. Dazwischen finden sich alle Übergänge, die wahrscheinlich durch feine Verwachsungen von Blättchen der Extremfarben entstehen. Viele grüne Körner enthalten am Rand auch braune Flecken; reine braune Blättchen sind eher selten. Die geschätzte Zusammensetzung unseres Konzentrates ist etwa die folgende:

Etwa 30% aller Körner enthalten Sagenit, etwa 10% braune Flecken, etwa 30% aller Körner enthalten Wolken von feinkörnigen Epidotaggregaten und Erz; höchstens ein Promille sind reine, grüne Biotite. Apatiteinschlüsse und Zirkon sind eher selten; Chlorit konnten wir keinen beobachten.

$N_Y$  für grünen Biotit =  $1,646 \pm 0,004$ ,

$N_Y$  für braunen Glimmer =  $1,705 \pm 0,005$  (auch braune Flecken zeigen diese hohe Lichtbrechung),

$2V_X$  beider Typen klein,  $0-10^\circ$ .

Unter den *Nebengemengteilen* tritt vor allem der Epidot hervor, der in feinkörnigen Aggregaten meist mit Biotit zusammen auftritt. Die Zirkone werden in der Arbeit von PASTEELS (1964) eingehend beschrieben. Die meisten Kristalle sind klar, durchsichtig, mit vielen Einschlüssen und zeigen nur selten zugespitzte Enden. Pleochroitische Höfe sind kaum mehr vorhanden. Sericit tritt abgesehen von Einschlüssen in Feldspäten nur selten auf, ebenso der Orthit.

#### b) Der Zentrale Aaregranit von Gurtnellen

Fundort: Die Probe stammt aus dem Steinbruch südlich von Gurtnellen an der Gotthardstrasse. Koordinaten: 691'200/176'550.

Makroskopisch gleicht der Zentrale Aaregranit von Gurtnellen sehr stark dem Mittagfluhgranit. Er zeigt kaum Paralleltexur und führt nur wenig Biotit.

Im Mikroskop schätzten wir folgenden Mineralbestand: Quarz (38%), Kalifeldspat (35%), Plagioklas (25%) und Biotit (2%). Nebengemengteile: Epidot, Apatit, Erz, Granat, Orthit und sehr wenig Zirkon.

Der *Kalifeldspat* ist ein Mikroklin mit sehr schöner Gitterung. Er bildet im Gefüge die grössten Körner und ist oft recht gut idiomorph. Die perthitischen Entmischungskörper sind fleckig, unregelmässig in den Kristallen verteilt. Die Triklinität ist 100%.



Der am fertig separierten Konzentrat mit dem Diffraktometer bestimmte Albitgehalt beträgt etwa 26%, auch dies dürfte hauptsächlich perthitisch ausgeschiedener Albit sein.

Quarz tritt vorwiegend in kleineren Körnern (Durchmesser etwa 0,4 mm) auf. Er füllt gleichmässig die Zwischenräume der Feldspatkristalle, so dass die letzteren gewissermassen im körnigen Quarzgefüge schwimmen.

Der *Plagioklas* ist ein Oligoklas mit etwa  $An_{15}$ . Die Kristalle sind sehr frisch und enthalten nur wenig Epidot und Sericiteinschlüsse.

Der *Biotit* bildet meist kleine Flitterchen im Gefüge. Er ist immer sehr rein und scharf begrenzt, nicht ausgefranst. Pleochroitische Höfe konnten wir keine beobachten. Um diese reinen Körner liegt oft Apatit (schön idiomorphe Stengelchen), Granat, Epidot und selten Zirkon. Die Apatite und Zirkone sind ausnahmslos sehr klein (0,01 mm lang). Chloritflitter finden sich ebenfalls immer ausserhalb des Biotites. Ganz selten trifft man Biotitkörner, die, vor allem am Rand, Epidoteinschlüsse führen.

Pleochroismus:

$$\begin{aligned} X &= \text{„moderate olive brown“ } 5Y \ 4/4, \\ Y \approx Z &= \text{„pale olive“ } 10Y \ 6/2. \end{aligned}$$

Das für die Altersbestimmung verwendete Konzentrat ist sehr rein. Weniger als 1% aller Körner enthalten Erzeinschlüsse, ganz selten erkennt man im Streupräparat ein rotbraunes Aggregat von Eisenhydroxyd. Apatit- oder Zirkoneinschlüsse fanden wir keine, ebenso fehlen auch pleochroitische Höfe. Die Blättchen haben eindeutig zwei verschiedene Farben:

„moderate olive brown“  $5Y \ 4/4$  und  
 „moderate green“  $5G \ 5/6$ , wobei die olivgrünen stark überwiegen (etwa 80% sind olivgrün).

$$N_Y = 1,663 \pm 0,003 \quad 2V_X = \text{sehr klein.}$$

Die Nebengemengteile Apatit, Granat, Epidot, Zirkon und Erz treten immer in unmittelbarer Nähe der Biotite auf.

#### 4. Die Altersbestimmungen am Zentralen Aaregranit und Diskussion

Mit der Rb-Sr-Methode wollten wir am Grimselprofil vor allem den fortschreitenden Einfluss der alpinen Metamorphose auf den Biotit in weiter südlicherem Bereich erfassen. Der saure Aaregranit von Gurt-

nellen wies einen so niedrigen Sr-Gehalt auf, dass wir an ihm alle Mineralien und das gesamte Gestein analysieren konnten. Wir erhielten die folgenden Alterswerte:

Zentraler Aaregranit Räterichsboden: Biotit:  $18,5 \pm 2$  Mio. Jahre; Kalifeldspat:  $84 \pm 46$  Mio. Jahre.

Zentraler Aaregranit Gurtnellen: Gesamtgestein:  $277 \pm 35$  Mio. Jahre; Biotit  $37,2 \pm 1,5$  Mio. Jahre; Kalifeldspat:  $82 \pm 10$  Mio. Jahre; Plagioklas:  $2270 \pm 340$  Mio. Jahre.

#### *a) Der Zentrale Aaregranit von Räterichsboden*

Der Alterswert des Biotites von Räterichsboden zeigt uns eine weitere Zunahme der alpinen Beeinflussung gegen Süden zu. Hier scheinen wir nun schon ein reines alpines Alter vor uns zu haben und kein Mischalter mehr. Der etwas nördlicher gelegene Mittagfluhgranit mit seinen stark verschiedenen Glimmern ergab noch ein deutliches Mischalter ( $54 \pm 3$  Mio. Jahre). Der Kalifeldspat hat ein relativ niedriges Rb-Sr-Verhältnis, so dass sein Alterswert mit einem hohen Fehler behaftet ist. Nehmen wir den maximalen Fehler an, so könnte sich das Alter auf 130 Mio. Jahre erhöhen, was besagt, dass er sicher noch durch die alpine Metamorphose beeinflusst ist.

Die braunen Glimmer, wie wir sie im Zentralen Aaregranit von Räterichsboden fanden, sind nicht mit den alten, reliktschen Biotiten des Mittagfluhgranites zu verwechseln, wie wir schon an den Lichtbrechungsmessungen sehen. Es muss sich hier um eine sekundäre Braunfärbung der grünen Glimmer nach der alpinen Metamorphose handeln; vielleicht könnten hier Verwitterungseinflüsse und Lösungszirkulationen in Rissen eine Rolle gespielt haben. STALDER (1964) stellte in oberflächennahen Proben ebenfalls braune Biotite fest, deren Entstehung er der Verwitterung zuschreibt.

#### *b) Der Zentrale Aaregranit von Gurtnellen*

Die stark diskordanten Rb-Sr-Alterswerte des Zentralen Aaregranites von Gurtnellen sind natürlich wieder durch die alpine Metamorphose bedingt.

Fig. 9 zeigt eine Compston-Jeffery-Darstellung der Analysen. Auch hier reichte der Einfluss der alpinen Metamorphose offenbar nicht aus zu einem totalen Sr-Austausch zwischen den Mineralien, denn unsere vier Geraden schneiden sich nicht in einem Punkte.

Eine Berechnung der Abweichungen im BPI-Modell von der mittleren

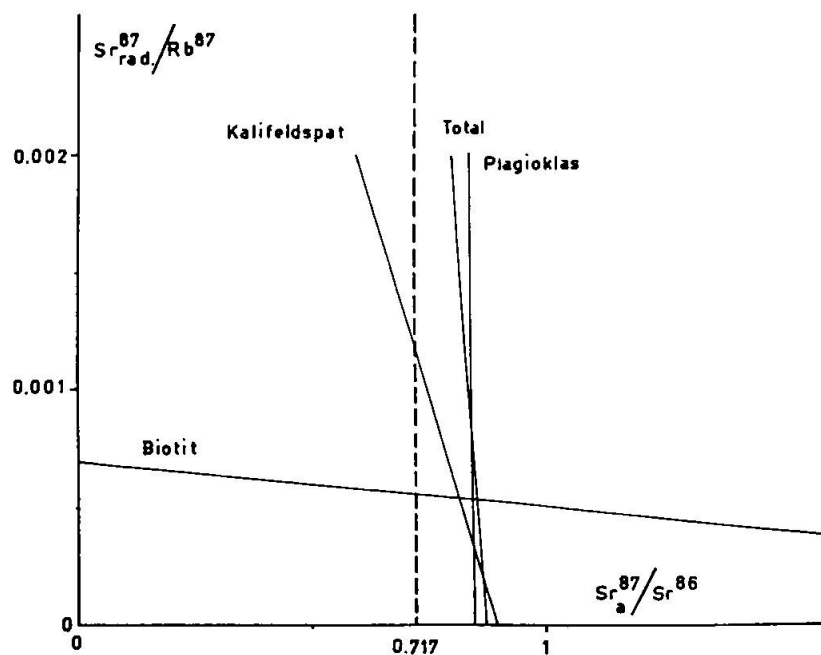


Fig. 9. Compston-Jeffery-Darstellung der Rb-Sr-Analysen am Zentralen Aaregranit von Gurtneilen (Gewichtsverhältnisse).

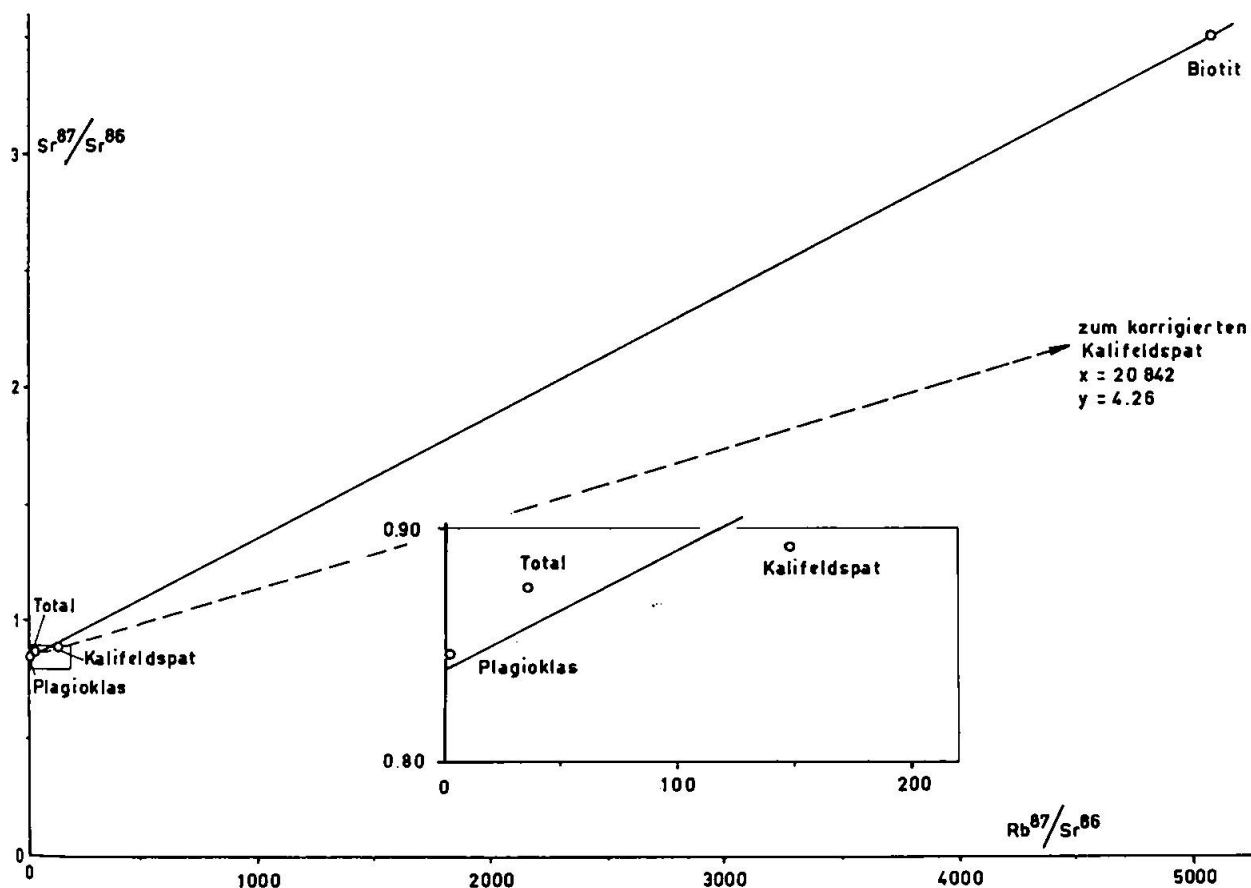


Fig. 10. BPI-Darstellung der Rb-Sr-Analysen aus dem Granit von Gurtneilen (Gewichtsverhältnisse).

Geraden (vgl. Fig. 10) nach derselben Methode wie beim Mittagfluhgranit, ergab folgendes:

Biotit: 0,02; Kalifeldspat: 4; Total: 3,4; Plagioklas 0,9.

Die Abweichungen sind also auch hier grösser als der maximale Analysenfehler, so dass uns die mittlere Gerade eigentlich nicht erlaubt ist. Wir sehen in Fig. 10 auch sehr deutlich, dass unsere Gerade in Wirklichkeit auch nur eine Zweipunktgerade ist durch den Biotitpunkt und die drei fast zusammenfallenden übrigen Punkte. Die Neigung wird also praktisch durch die Lage des Biotites bestimmt.

Die Neigung der mittleren Geraden durch alle vier Punkte beträgt 0,00052, was einem Metamorphosealter von etwa 36 Mio. Jahren entspräche. Lassen wir den Biotit weg und ziehen nur durch das Gesamtgestein, den Kalifeldspat und den Plagioklas eine mittlere Gerade, erhalten wir eine Neigung von 0,00274, was einem Metamorphosealter von ungefähr 190 Mio. Jahre entspräche. Wir sehen an diesen stark verschiedenen Werten, dass in einem solchen Falle eine derartige Gerade zum Festlegen der Metamorphosezeit illusorisch wäre.

Auch hier, wie im Mittagfluhgranit, war also die alpine Metamorphose nicht stark genug, um das Strontium im Gestein zu homogenisieren. Die Möglichkeit, dass der Granit mit seiner Umgebung reagierte und damit Strontium an diese abgab, können wir fast ausschliessen, denn in einem solchen Falle müsste sich das *Gesamtgesteinsalter* verändert haben. Dieses ( $277 \pm 35$  Mio. Jahre) stimmt aber sehr gut mit der allgemeinen Auffassung über das Alter des Zentralen Aaregranites überein sowie auch mit unseren übrigen Resultaten.

Das *Biotitalter* ist schwierig korrekt zu interpretieren. Nach dem mikroskopischen Bild ist der Biotit ziemlich homogen und deutet eher auf eine vollständige alpine Rekristallisierung und Verjüngung. Das nach dem BPI-Modell korrigierte Biotitalter von 36 Mio. Jahren darf deshalb nicht ohne weiteres als Mischalter interpretiert werden. Ob sich vielleicht hier das Anzeichen einer frühalpiner Phase findet (STEIGER, 1964), kann erst auf Grund von weiteren Analysen in diesem Gebiet entschieden werden.

Der Alterswert des *Kalifeldspates* ( $82 \pm 10$  Mio. Jahre) wurde gleichfalls, wie beim Mittagfluhgranit, für den mit dem Diffraktometer bestimmten Albitgehalt korrigiert (26% Albit). Dies geschah auch wieder unter der etwas kühnen Annahme, der perthitisch ausgeschiedene Albit im Kalifeldspat enthalte gleichviel Rb und Sr wie der Plagioklas im Gestein. Wir erhielten auf diese Weise wiederum einen durchaus mit dem Biotitalter vergleichbaren Alterswert von etwa 24 Mio. Jahren.

Der Punkt des korrigierten Kalifeldspates im BPI-Diagramm wurde ebenfalls ausgerechnet. In unserer Darstellung (Fig. 10) konnten wir nur seine Richtung angeben, da er sehr weit rechts aussen zu liegen käme. Wir sehen, dass eine Isochrone durch diesen Kalifeldspat, weil sie flacher liegt, ein noch jüngeres Alter ergäbe, als diejenige durch den Biotitpunkt, was sehr unwahrscheinlich ist (ihr Alterswert läge bei etwa 20 Mio. Jahren). Zudem hätte unser reiner, korrigierter Kalifeldspat noch ein wesentlich höheres Rb/Sr-Verhältnis als der Biotit, was wohl auch nicht sehr wahrscheinlich ist. Auch hier, gleich wie im Mittagfluhgranit, ist also unsere angebrachte Korrektur sicher zu hoch; der perthitisch ausgeschiedene Plagioklas hat demnach doch nicht genau denselben Rb-Sr-Gehalt wie die Plagioklase im Gestein. Es gilt hier eine ähnliche Feststellung wie im Mittagfluhgranit, dass man am besten eine mittlere Korrektur für den perthitisch ausgeschiedenen Plagioklas im Kalifeldspat anwenden sollte.

## G. DER GRIMSEL-GRANODIORIT

### 1. Geologisch-petrographische Situation

Der Grimselgranodiorit bildet im Süden des Zentralen Aaregranites eine bis etwa 3 km breite und etwa 20 km lange basischere Linse. Er unterscheidet sich vom Zentralen Aaregranit durch seine allgemein dunklere Farbe und sein augiges Aussehen. Verhältnismässig häufig findet man basische Schollen und Schlieren. Auch ist die Durchsetzung mit Schollen aus der Schieferhülle des Granites bedeutend stärker, und oft trifft man auf Mylonite.

### 2. Altersbeziehungen und alpine Metamorphose

Der Grimselgranodiorit stellt eine südliche, basische Randfazies des Zentralen Aaregranites dar (HÜGL, 1956) und dürfte infolgedessen etwa gleich alt wie der letztere sein.

PASTEELS (1964) bestimmte an Zirkonen aus dem Grimselgranit die Isotopenalterswerte nach der U-Pb-Methode und erhielt die folgenden, recht konkordanten Resultate: 206/238:  $273 \pm 11$  Mio. Jahre; 207/235:  $277 \pm 15$  Mio. Jahre; 207/208:  $315 \pm 25$  Mio. Jahre, also alles herzynische Werte.

Der Einfluss der alpinen Metamorphose wurde von STALDER (1964) sehr eingehend studiert und beschrieben. Er fand in Stollen verhältnis-

mässig unveränderten, massigen Granodiorit, der am wenigsten sicher sekundär gebildete Mineralien aufwies. Von diesem, dem primären Ausscheidungsprodukt am nächsten stehenden Gestein ausgehend, konnte er die Auswirkungen der alpinen Metamorphose auf die stärker beanspruchten Typen an der Oberfläche sehr schön studieren. Neben einem Einfluss rein kataklastischer Natur, stellte er auch offensichtlich mineralogische und chemische Veränderungen fest. STALDER untersuchte fünf Gesteine aus dem Granodioritkomplex, welche nach Struktur und Textur zunehmend stärkere Verschieferung repräsentieren. Grossräumig betrachtet, stellt STALDER fest, dass wahrscheinlich die ganze alpidische Metamorphose im Grimselgebiet isochemisch verlaufen ist.

STALDER beschreibt sehr ausführlich die Veränderungen der einzelnen Mineralien. Uns interessiert hier vor allem der Kalifeldspat und der Biotit; deshalb seien seine Beobachtungen hier wiedergegeben.

Die Kalifeldspäte werden vor allem kataklastisch beeinflusst. Es entstehen eigentliche Porphyroklasten. Die zertrümmerten Kalifeldspäte werden zum Teil vollständig aufgelöst, wobei als neues K-Al-Mineral Sericit entsteht.

Die Biotite splintern bei zunehmender Verschieferung immer mehr auf, verlieren die verschiedenen grösseren und kleineren Sekundärminerale (Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil) und regeln sich in die Bewegungsbahnen ein. Dabei ist eine Zunahme von sattgrünem Biotit nicht festzustellen. Ein Kranz feinsten Mineralkörnchen, der alte Biotitumrisse kennzeichnete, wird vollständig deformiert und verliert sich endlich in Kristallisationsbahnen.

### 3. Fundort, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der Probe

Unsere untersuchte Probe stammt ziemlich aus der Mitte des Komplexes. Auch suchten wir uns möglichst saure Partien aus. Fundort: An der Nollenstrasse von der Grimselpassstrasse zum Grimselhospiz, etwa 50 m unterhalb der Einfahrt zum Parkplatz des Hospizes. Koordinaten: 668'525/158'275.

Der Grimselgranodiorit ist deutlich dunkler als der Zentrale Aaregranit. Die Biotite sind zu Agglomeraten zusammengeballt und geben dem Gestein grosse, grüne Flecken. Die Feldspäte sind oft ebenfalls leicht grünlich. Unsere Probe zeigt eine deutliche, aber nicht sehr starke Paralleltexur.

Im Mikroskop schätzten wir etwa folgenden Mineralbestand: Mikroklin (30%), Plagioklas (28%), Quarz (25%), Biotit (13%), Orthit und

Titanit (3%), Chlorit (1%). Nebengemengteile: Epidot, Zirkon, Apatit, Calcit und Erz.

Der *Quarz* bildet in grossen, unregelmässigen Individuen hauptsächlich die Füllmasse zwischen den Feldspatkörnern. Er löscht stark undulös aus und ist oft sogar zerbrochen. An den Korngrenzen beobachtet man feinkörnigen, rekristallisierten Quarz (Korndurchmesser um 0,1 mm).

Die *Kalifeldspäte* sind grosse, recht gut idiomorphe Körner mit sehr frischem Aussehen. Die Perthitentmischungskörper bilden lange Streifen in den Kristallen. Daneben finden wir aber auch eigentliche Plagioklaseinschlüsse und seltener feine Biotitflitter. (Die Farbe dieses Biotites ist gleich derjenigen des übrigen Biotites.)

Eine Mikroklingitterung ist selten zu beobachten, und die Triklinität der Grosszahl der Kalifeldspäte ist 100%. Wir fanden aber in unseren Röntgenfilmen noch einen deutlichen Reflex, der auf die Triklinität null hindeutet; es hat also neben dem Mikroklin auch noch monokline Kalifeldspäte im Gestein.

Das fertig separierte Mineralkonzentrat enthält etwa 20% Albit in den perthitischen Entmischungen und in den Plagioklaseinschlüssen (nur aus Guinieraufnahmen geschätzt).

Der *Plagioklas* tritt einerseits frei im Gefüge, andererseits als idiomorphe Kristalle in grossen Kalifeldspäten eingeschlossen auf. Die eingeschlossenen Individuen sind im allgemeinen kleiner als die übrigen, sie können aber bis 0,3 mm lang werden.

Der Plagioklas ist relativ frisch, enthält aber unregelmässige Wolken von kleinsten Sericit- und Epidotkriställchen; nicht überall ist ein einschlussfreier, unregelmässiger Rand vorhanden.

Der im Gestein vorkommende Plagioklas ist ein Oligoklas mit etwa  $An_{22}$ . Die in Kalifeldspäten eingeschlossenen Individuen scheinen saurer zu sein.

Die *Biotite* sind entweder grosse, zusammenhängende, sehr einschlussreiche Pakete oder sind in zahllose, verhältnismässig einschlussfreie Einzelkriställchen zerfallen, die in einer dichten Masse von feinsten Epidot- und Sericitkriställchen liegen. Die grossen Pakete enthalten dieselbe Masse schnurartig in ihrem Innern und führen deutliche Sagenitgitter. Apatit- und Zirkoneinschlüsse werden bis 0,1 mm lang. Wir beobachteten auch Biotitindividuen, die ein fast reines Inneres zeigten und deren Einschlüsse sich am Rand konzentrierten.

Pleochroismus:

$$\begin{aligned} X &= \text{„greyish yellow“ } 5Y \ 8/4, \\ Y \approx Z &= \text{„light olive brown“ } 5Y \ 5/6. \end{aligned}$$



Die Farbe ist im Dünnschliff sehr einheitlich, auch kleinste Flitterchen zeigen dieselben Töne. Grössere Pakete sind oft mit recht reinen Chloritblättchen eng verwachsen, indem sich zwischen Biotitschichten parallel Chloritpakete einschieben. Hie und da tritt der Chlorit auch frei im Gestein auf. Pleochroismus des Chlorites: X = „moderate yellow“ 5Y 7/6; Y  $\approx$  Z = „brillant green“ 5G 6/6.

Das fertig separierte Biotitkonzentrat ist nicht sehr rein. Die Farbe der Körner ist aber sehr einheitlich „light olive brown“ 5Y 5/6. Viele Kristalle enthalten Sagenit und das schon erwähnte feine Kristallaggregat. Auch Erz-, Apatit- und Zirkoneinschlüsse sind keine Seltenheit. Das Konzentrat enthält etwa 1% Chlorit, nur etwa 10% aller Biotitkörner sind einschlussfrei.

$$N_Y = 1,646 \pm 0,002 \quad 2V_X = 0-5^\circ.$$

*Titanit* fanden wir als xenomorphe Körner meist im Biotit oder an dessen Rand.

Der *Orthit* bildet grosse, idiomorphe Kristalle (bis 0,5 mm lang).

Von den *Nebengemengteilen* wären die verhältnismässig grossen Apatite und Zirkone zu nennen, die etwa 0,1 mm lang werden können. STALDER (1964) beobachtete um Zirkone schwache pleochroitische Höfe. Eine genaue Beschreibung der Zirkone findet sich in PASTEELS (1964). Sie sind sehr ähnlich den Zirkonen vom Zentralen Aaregranit von Räterichsboden, auch sehr klar und ohne Spitzen. Selten tritt in den Feldspäten Calcit auf.

#### 4. Die Altersbestimmungen am Grimsel-Granodiorit und Diskussion

Die Altersbestimmungen nach der Rb-Sr-Methode am Grimselgranodiorit dienten uns vorwiegend dazu, den weiteren Verlauf der alpinen Metamorphose am Grimselprofil zu studieren; um so mehr als die Ergebnisse von PASTEELS (1964) an Zirkonen scheinbar ein Abschwächen der Metamorphose gegen Süden hin ergaben: Seine Alterswerte von Mittagfluh- und Räterichsbodengranit sind alpin verjüngt und diskordant, wogegen der Grimselgranodiorit einen konkordanten, herzynischen Wert ergab.

Die Diskordanz von U-Pb-Messungen an Zirkonen hängt nicht allein vom Grad der Metamorphose ab, sondern auch vom Urangehalt der Zirkone selber. Sehr unranreiche Zirkone, wie beispielsweise die Zirkone aus dem Mittagfluhgranit, zeigen starke Gitterstörungen und geben daher ihr Blei viel leichter ab als uranarme und somit weniger metamikte

Zirkone. So ist es verständlich, dass die Zirkone des Mittagfluhgranites (ca. 9700 ppm U) einen grösseren Bleiverlust aufweisen als die des Zentralen Aaregranites von Räterichsboden (ca. 2030 ppm U) und des Grimselgranodiorites (1290 ppm U).

Unser Rb-Sr-Alterswert am Biotit des Grimselgranodiorites ist eindeutig alpin, nämlich  $13,8 \pm 1,6$  Mio. Jahre, also unterscheidbar jünger als der Biotit des weiter nördlich gelegenen Zentralen Aaregranites von Räterichsboden ( $18,5 \pm 2$  Mio. Jahre). Der Kalifeldspat des Granodiorites enthielt viel zu viel gewöhnliches Strontium, wir konnten deshalb nur ein Maximalalter ausrechnen, das uns recht wenig aussagt (Maximalalter: 480 Mio. Jahre).

## H. DER APLIT VOM VORDEREN KESSITURM

### 1. Geologisch-petrographische Situation

Im Gebiet des vorderen Kessitürms liegt im Grimselgranodiorit ein mächtiger, linsenförmiger Aplitstock (vgl. STALDER, 1964). Seine Ausdehnung beträgt etwa  $1150 \times 250$  m. Die Kontakterscheinungen gegen den Grimselgranodiorit sind sehr untergeordnet und höchstens einige Millimeter breit. STALDER (1964) konnte verschiedentlich pegmatitische Schlieren mit reichlicher Mineralführung beobachten.

### 2. Fundort, makroskopische und mikroskopische Untersuchung der Probe

Unsere Probe stammt aus dem zentralen Teil des Aplites, wo er äusserst gleichförmig weiss ausgebildet ist. Fundort: An der Oberaarstrasse, über der Lokalität „unterer Kessiturm“ (Punkt 2167,1). Koordinaten: 667'300/157'400, etwa 2220 m ü. M.

Der Aplit ist ein schneeweisses, massiges Gestein mit nur wenig dunklen Biotitpunkten. Er zeigt keine Paralleltexur, nur an seinem zuckerigen Bruch erkennt man den Einfluss der alpinen Metamorphose.

Im Mikroskop schätzten wir folgenden Mineralbestand: Quarz (40%), Plagioklas (23%), Kalifeldspat (35%), Biotit (2%) und Fluorit (bis etwa 0,5%). Nebengemengteile: Granat, Epidot, Titanit und Zirkon.

Das Gefüge ist recht feinkörnig, die grössten Individuen werden etwa 2 mm gross.

Der Quarz ist grösstenteils feinkörnig rekristallisiert (Korndurchmesser um 0,2 mm), die wenigen grösseren Individuen sind stark undulös und oft sogar zerbrochen.

Der *Kalifeldspat* zeigt fast immer starke Mikroklingitterung und ist schlecht idiomorph. Die perthitischen Entmischungskörper bilden Reihen von unregelmässigen Flecken oder eigentliche Schnüre. Gleich wie im Grimselgranodiorit finden wir ab und zu gut idiomorphe Plagioklaseinschlüsse im Mikroklin, die nicht zu den perthitischen Entmischungskörpern gehören. Die Triklinität des Kalifeldspates ist 100%.

Das zur Altersbestimmung verwendete Konzentrat enthält etwa 16% Albit, was wiederum zum grössten Teil den perthitischen Entmischungen zuzuschreiben ist, da wir nach dem Anfärben keine Plagioklaskörner mehr entdeckten. (Der Albitgehalt wurde auf dem Diffraktometer bestimmt.)

Die *Plagioklase* sind sehr sauer. Wir bestimmten einen Anorthitgehalt von etwa 5%. Sie führten nur im Innern eine Wolke von wenig Sericit und Epidot, der Rand der meist gut idiomorphen Körner ist im allgemeinen frei von Einschlüssen.

Die *Biotite* bilden kleine, sehr feinschuppige, rekristallisierte Aggregate, stellenweise mit viel Erzeinschlüssen. Um diese Aggregate und mit ihnen verwachsen findet man meist Granat und Epidot.

Pleochroismus:

$$\begin{aligned} X &= \text{„dusky yellow“ } 5Y \ 6/4, \\ Y \approx Z &= \text{„dark yellowish green“ } 10GY \ 4/4. \end{aligned}$$

Das zur Altersbestimmung verwendete Biotitkonzentrat ist ziemlich rein. Etwa 2% aller Körner sind Chlorite, von der Farbe „moderate green“ 5G 5/6, die immer viel Erzeinschlüsse enthalten.

Die Farbe des Biotites im Streupräparat ist „dark yellowish green“ 10GY 4/4. Sagenit, Zirkon und Apatit kann man im Konzentrat nicht finden. Ebenso fanden wir keine pleochroitischen Höfe.

$$N_Y = 1,663 \pm 0,002 \quad 2V_X = 8-14^\circ \ r < v.$$

Der *Fluorit* erscheint im Streupräparat bräunlich trübe mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen, selten kann man glasklare, weinrote Individuen finden. Die Körner sind alle zerbrochen, idiomorphe Kristalle treten keine auf. Hie und da erkennt man als Einschluss ein schön idiomorphes Apatitstengelchen. Das zur Altersbestimmung verwendete Konzentrat ist röntgenographisch rein. Im Mikroskop erkennt man allerdings hie und da Fremdmineralien: vor allem stark umgewandelte Feldspäte und mit Feldspäten verwachsene Erzkörner. Die Verunreinigungen betragen höchstens 2%.

Die *Granate* sind im Streupräparat rundliche, auch im durchfallenden Licht undurchsichtige Körner, nur wenige sind klar, rötlichbraun, mit schönen Kristallflächen. Die meisten Granate sind mit nicht näher bestimmbarem Pigment angefüllt, wohl vorwiegend wird es Erz sein. Ab und zu erkennt man Einwachsungen von grünem Biotit und Chlorit.

Das Konzentrat war ebenfalls röntgenographisch rein. Die im Mikroskop neben den Einschlüssen beobachteten Verunreinigungen sind vor allem grosse Erzkörner, die oft auch mit Biotit verwachsen sind. So zeigte sich vor allem auch bei der Dichtebestimmung, dass das Konzentrat inhomogen ist: Die pyknometrische Dichtebestimmung ergab  $3,7 \text{ g/cm}^3$ . In einer Schwerelösung von  $3,75 \text{ g/cm}^3$  war der Grossteil leichter, ein Teil des Konzentrates aber schwerer als die Lösung. Diese Unsicherheit macht unsere Bestimmung des Granates etwas ungenau.

Die physikalischen Eigenschaften sind:

$$d = 3,7 \text{ g/cm}^3 \text{ (Mittelwert),}$$

$$a = 11,70 \text{ \AA},$$

$$N = 1,786 \pm 0,003.$$

Die Gitterkonstanten und Brechungsindizes des bestimmten Granates entsprechen genau den von STECK (in Druck) beschriebenen jungen, alpinen Granaten. Unsere Dichte ist aber viel zu niedrig für den hohen Eisen- und Mangangehalt in den von STECK beschriebenen Granaten (12—16%  $\text{MnO}$ , 12—13%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Nach unserer Bestimmung unter Einbeziehen des spezifischen Gewichtes ergäbe sich ein Granat, der fast nur aus den Endgliedern Pyrop und Andradit besteht (beide in etwa gleicher Konzentration). Wir sind jedoch nicht sicher, ob man die Dichte an einem so einschlossreichen Mineralkonzentrat zur Bestimmung des Granates verwenden sollte.

Besonders zu erwähnen wäre hier noch der *Zirkon*. Die Kristalle werden verhältnismässig gross (Durchmesser um 0,1 mm) und zeigen kaum je Prismenflächen. Sie bestehen fast nur aus flachen Pyramiden, so dass die Zirkone wie kleine Fluoritoktaeder aussehen. Sie sind sehr trübe, im auffallenden und oft auch im durchfallenden Licht schwarz. Nirgends im Aarmassiv konnten wir bisher eine derartige Ausbildung finden. Auch scheinen die Kristalle sehr wenig metamikt zu sein, denn unsere Debye-Scherrer-Aufnahmen zeigen sehr scharfe Linien. In den Dünnschliffen fanden wir keine Zirkone und auch im Biotitkonzentrat fanden wir keine Spur davon; sie scheinen offenbar nicht an Biotit gebunden zu sein.

### 3. Die Altersbestimmungen am Aplit und Diskussion

Die Strontiumarmut des Aplites vom Kessiturm erlaubte uns, an allen Mineralien und am gesamten Gestein Rb-Sr-Altersbestimmungen durchzuführen. Wir erhielten folgende Resultate (vgl. auch Tab. 1): Gesamtgestein:  $273 \pm 11$  Mio. Jahre; Kalifeldspat:  $58,7 \pm 2,5$  Mio. Jahre; Biotit:  $14,6 \pm 0,6$  Mio. Jahre; Plagioklas:  $3610 \pm 160$  Mio. Jahre; Granat:  $1200 \pm 50$  Mio. Jahre; Fluorit:  $3430 \pm 150$  Mio. Jahre.

Das Alter des *Gesamtgesteins* gibt uns die Zeit der chemischen Bildung des Aplites. Sein Alterswert stimmt sehr gut mit den Gesamtgesteinswerten von Graniten aus demselben Magmenzyklus überein: Gesamtgestein Gurtellen:  $277 \pm 35$  Mio. Jahre, Gesamtgestein Mittagfluhgranit:  $255 \pm 22$  Mio. Jahre; Gesamtgestein Zentraler Aaregranit Grisighorn:  $248 \pm 40$  Mio. Jahre. Ein Austausch mit dem den Granit umgebenden Grimselgranodiorit ist also fast auszuschliessen. Wegen des hohen Rubidiumgehaltes im Granit hätte ein Sr-Austausch mit dem Grimselgranodiorit den Alterswert stark verjüngt. Ein gleichzeitiger Rubidiumaustausch mit derart hohen Rubidiumgehalten im Aplit ist unwahrscheinlich. STALDER (1964) stellte bei seinen Untersuchungen ja auch fest, dass die Umwandlungen isochemisch verliefen.

Der *Biotit* ist offensichtlich bei der alpinen Metamorphose umkristallisiert und gab dabei sein radiogenes  $\text{Sr}^{87}$  ab. Er gibt uns heute deshalb einen alpinen Alterswert von 14,6 Mio. Jahren. Dieser Wert muss aber wegen des hohen Gehaltes an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  im Gestein korrigiert werden (vgl. Fig. 12). Das Biotitalter erniedrigt sich durch diese Korrektur auf einen Minimalwert von 11 Mio. Jahren (siehe weiter hinten die Besprechung des BPI-Modells). Diese 11 Mio. Jahre geben uns ein Abkühlalter nach dem Abklingen der Metamorphose.

Dasselbe, wie beim Biotit gesagt, gilt auch für den *Kalifeldspat*. Auch er ist offensichtlich alpin umkristallisiert, oder er war mindestens während längerer Zeit warm, so dass er sein radiogenes  $\text{Sr}^{87}$  teilweise abgab. Auch beim Kalifeldspat versuchten wir möglichst genau seinen Albitgehalt zu bestimmen und damit seinen Alterswert zu korrigieren. Die Messungen auf dem Diffraktometer ergaben einen Albitgehalt von 16%. Unter der Annahme, dieser Albit habe denselben Sb-Sr-Gehalt wie der übrige Plagioklas des Gesteins, erhalten wir einen korrigierten Kalifeldspatalterswert von 24 Mio. Jahren, der wiederum in der Grössenordnung des Biotitwertes liegt. Durch diese Korrektur würde allerdings das Rb/Sr-Verhältnis des Kalifeldspates wesentlich grösser als das des Biotites

(vgl. Fig. 12), so dass auch hier eine hundertprozentige Kalifeldspatkorrektur unwahrscheinlich ist.

*Das Compston-Jeffery- und das BPI-Diagramm des Aplites*

Fig. 11 zeigt eine Compston-Jeffery-Darstellung der Rb-Sr-Analysen aus dem Aplit. Trotzdem unser Gestein nun schon in einem Bereich von recht hoher alpiner Metamorphose liegt, schneiden sich unsere Geraden nicht in einem Punkte. Besonders die Nebengemengteile Granat, Fluorit und auch der Biotit fallen zum Teil stark daneben.

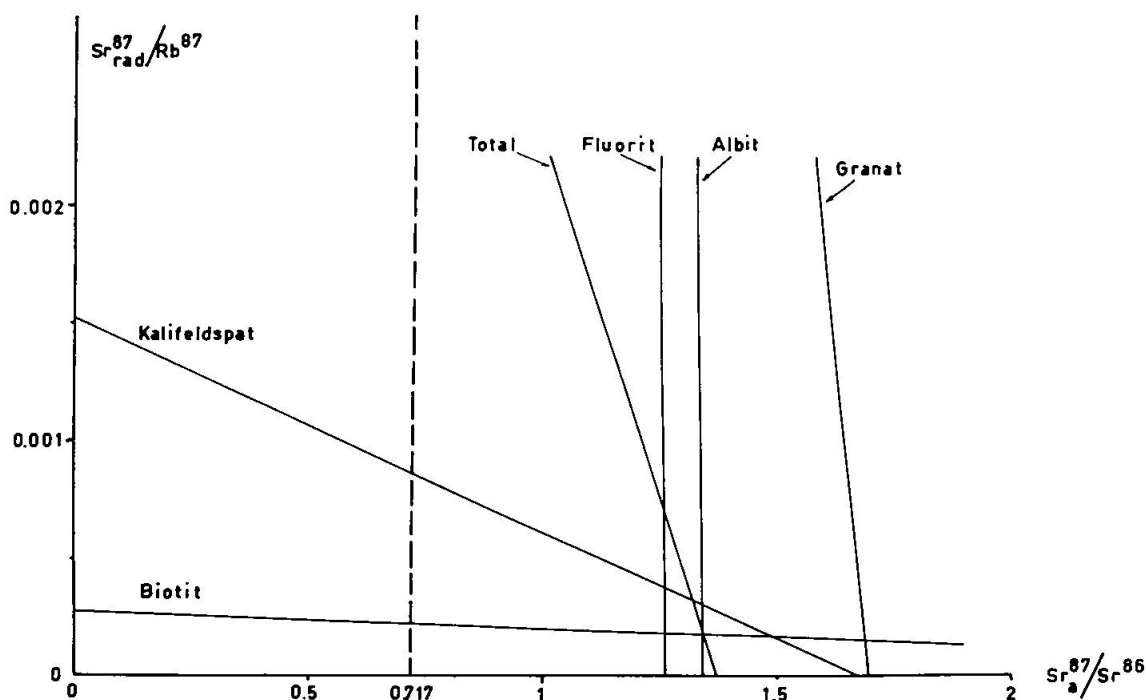


Fig. 11. Compston-Jeffery-Darstellung der Rb-Sr-Analysen am Aplit vom Kesselturm (Gewichtsverhältnisse).

Das Problem wurde wiederum im BPI-Modell rechnerisch behandelt (vgl. Fig. 12). Auch hier fällt in der Darstellung sofort wieder ins Auge, dass unsere mittlere Gerade vorwiegend eine Zweipunktgerade durch den weit abliegenden Biotitpunkt und die sehr eng beieinanderliegenden übrigen Analysenpunkte ist.

Wir rechneten uns für einige Punktkombinationen die mittlere Gerade aus und erhielten die folgenden Werte:

Gerade durch alle Mineralien und das Gesamtgestein:

Neigung = 0,000163, Metamorphosealter = 11 Mio. Jahre

Gerade ohne Fluorit und Granat:

Neigung = 0,000164, Metamorphosealter = 11 Mio. Jahre

Gerade ohne Biotit, Fluorit und Granat:

Neigung = 0,000297, Metamorphosealter = 20 Mio. Jahre

Gerade mit Biotit und Gesamtgestein:

Neigung = 0,000167, Metamorphosealter = 11 Mio. Jahre

So lange der Biotitpunkt in die Gerade mit einbezogen wird, erhalten wir eine Steigung, die dem Alterswert von 11 Mio. Jahren entspricht. Lassen wir aber den Biotitpunkt weg, so ergeben sich fast beliebige Alterswerte, je nach der gewählten Punktkombination (vgl. Fig. 12).

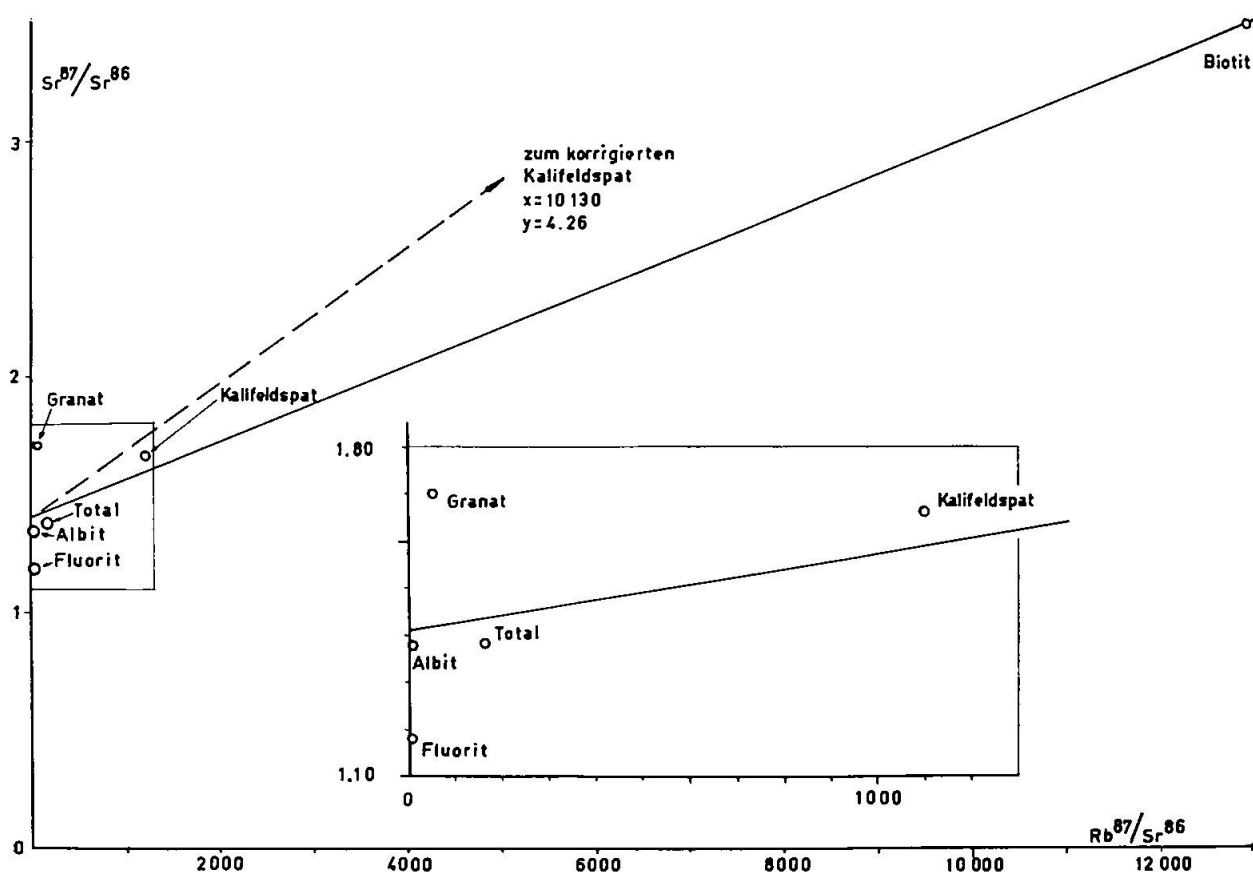


Fig. 12. BPI-Darstellung der Rb-Sr-Analysen am Aplit vom Kessiturm (Gewichtsverhältnisse).

Das junge Alter am Biotit ist sicher kein Mischalter mehr, sondern ein rein alpiner Alterswert. Trotzdem wir während der alpinen Metamorphose im BPI-Diagramm keinen vollständigen Strontiumisotopenaustausch feststellen können, müssen wir doch annehmen, dass der Biotit während der Metamorphose sein Strontiumisotopenverhältnis



weitgehend dem der Nachbarmineralien anpasste. Für eine geologische Aussage dürfen wir also nicht den Alterswert heranziehen, der mit dem Strontiumisotopenverhältnis von normalem Strontium berechnet wurde, sondern wir müssen mit dem Alter der Biotitisochrone des BPI-Diagrammes rechnen. Dieser korrigierte Alterswert berücksichtigt nämlich das Vorhandensein von altem, radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  im Biotit, als er nach der alpinen Metamorphose wieder zum geschlossenen System wurde.

Da der Biotit ein weit höheres Rb/Sr-Verhältnis hat als alle anderen Mineralien, wird die Biotitisochrone im BPI-Diagramm im Prinzip zu einer Geraden durch zwei Punkte, wobei es keine Rolle spielt, ob wir als zweiten Punkt ein oder mehrere Mineralien oder das Gesamtgestein annehmen; wir erhalten immer ein Isochronenalter von 11 Mio. Jahren (siehe weiter oben).

Berücksichtigen wir die zweite Biotitanalyse (vgl. Tab. 1), welche mehr gewöhnliches Strontium enthält, so erhält die Gerade eine Steigung von 0,000123, was einem Metamorphosealter von 8 Mio. Jahren entspricht. Wir sehen an diesem letzten Beispiel, wie ausserordentlich empfindlich diese Darstellung bei jungen Alterswerten auf Verunreinigungen durch fremdes, gewöhnliches Strontium ist. Wir können uns auch einen Grenzwert ausrechnen: Diejenige Menge gewöhnliches Strontium, welche zugemischt werden müsste, damit das Metamorphosealter null wird, oder anders gesagt, damit die entsprechende Isochrone zur Waagrechten wird. Diese Bedingung wird erfüllt, wenn der Biotit total 3,01 ppm gewöhnliches Strontium enthielte, wir müssten ihm also nur etwa 2 ppm gewöhnliches Strontium zumischen.

Da wir nicht sicher sein können, ob nicht auch unsere reinste Biotitanalyse eine Verunreinigung mit gewöhnlichem Strontium hat, bedeuten die 11 Mio. Jahre der Biotitisochrone ein Minimalalter, und die unkorrigierten 14,5 Mio. Jahre stellen ein Maximalalter dar. Diese 11 Mio. Jahre am Biotit bedeuten nicht etwa das Alter der Metamorphose, sondern ein Abkühlungsalter nach der Metamorphose.

Der korrigierte Alterswert fügt sich recht gut in das Bild der Biotitalter in den Zentralalpen (JÄGER, in Druck). Der Fundort unseres Biotites liegt am Rande einer Zone junger Biotitalter in einem Bereiche zwischen 11 und 14 Mio. Jahren.

Die Einzelabweichungen der Analysenpunkte von der mittleren Geraden betragen: Kalifeldspat: 2; Total: 16; Albit: 7; Granat: 40; Fluorit: 20; Biotit: 0,3. Auch hier sind also die Abweichungen zu gross. Wir können von keiner vollständigen Sr-Durchmischung des Aplites bei der alpinen Metamorphose reden.

## V. Zusammenfassende Betrachtungen

### A. Tabellarische Zusammenfassung der Analysenwerte und der Altersresultate

Tab. 1 gibt eine Zusammenfassung der Altersresultate und der Analysendaten. Es wurden folgende Konstanten benutzt:

Halbwertszeit von	Rb <sup>87</sup>	$T_{1/2} = 4,7 \cdot 10^{10}$ Jahre
Zerfallskonstante von	Rb <sup>87</sup>	$\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11}$ Jahre <sup>-1</sup>
Atomverhältnisse:	Sr <sup>88</sup> /Sr <sup>86</sup>	= 8,432
	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	= 0,7091
	Sr <sup>86</sup> /Sr <sup>84</sup>	= 17,49
	Rb <sup>85</sup> /Rb <sup>87</sup>	= 2,591

% rad. bedeutet:

$$\frac{\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}}{\text{Sr}_{\text{com.}}^{87} + \text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}} \cdot 100,$$

$\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}$  = radiogenes Sr<sup>87</sup> in der Probe,

$\text{Sr}_{\text{com.}}^{87}$  = gewöhnliches Sr<sup>87</sup> in der Probe.

Für die Halbwertszeit und die Zerfallskonstante des Rb<sup>87</sup> verwenden wir die von FLYNN und GLENDENIN (1959) publizierten Werte.

### B. Die herzynischen Alterswerte

Einige Biotite, alle Muskowite und Gesamtgesteine ergaben herzynische Alterswerte. Es war nun zu hoffen, dass wir einzelne alte Bildungsphasen unterscheiden könnten, wie dies ja auf Grund von geologischen Befunden schon lange getan wird.

Wenn wir bei allen Alterswerten die Fehlergrenzen miteinbeziehen, ergibt sich ein Bild, das wir etwa, wie in Fig. 13 gezeigt ist, darstellen können.

Es wurden nur die Gesamtgesteins-, Muskowit- und Biotitalterswerte verwendet. Die Feldspatanalysen wurden weggelassen, da sie im allgemeinen mit zu hohen Fehlern behaftet sind.

Wir sehen in dieser Darstellung recht deutlich, dass sich fast alle herzynischen Alterswerte überschneiden, dass wir also keine Phasen unterscheiden können. Einzig die Alter in der Zone des Zentralen Aaregranites scheinen durchschnittlich tiefer zu liegen als die Alterswerte der nördlichen Schieferhülle und der nördlichen Granitzone. Dieser Befund würde sehr gut mit der allgemeinen Auffassung der Geologen

übereinstimmen, nimmt man doch heute überall an, der Zentrale Aaregranit sei in einer späteren Phase als die nördlichen Granite eingedrungen.

Die Eruptiva der Schieferhülle sollten aber alle noch älter sein als die herzynischen Granitzonen, da sie einem anderen, sicher noch älteren Magmenzyklus angehören (siehe zum Beispiel HÜGI, 1956). Offensichtlich hat aber die herzynische Metamorphose all diese Spuren verwischt.

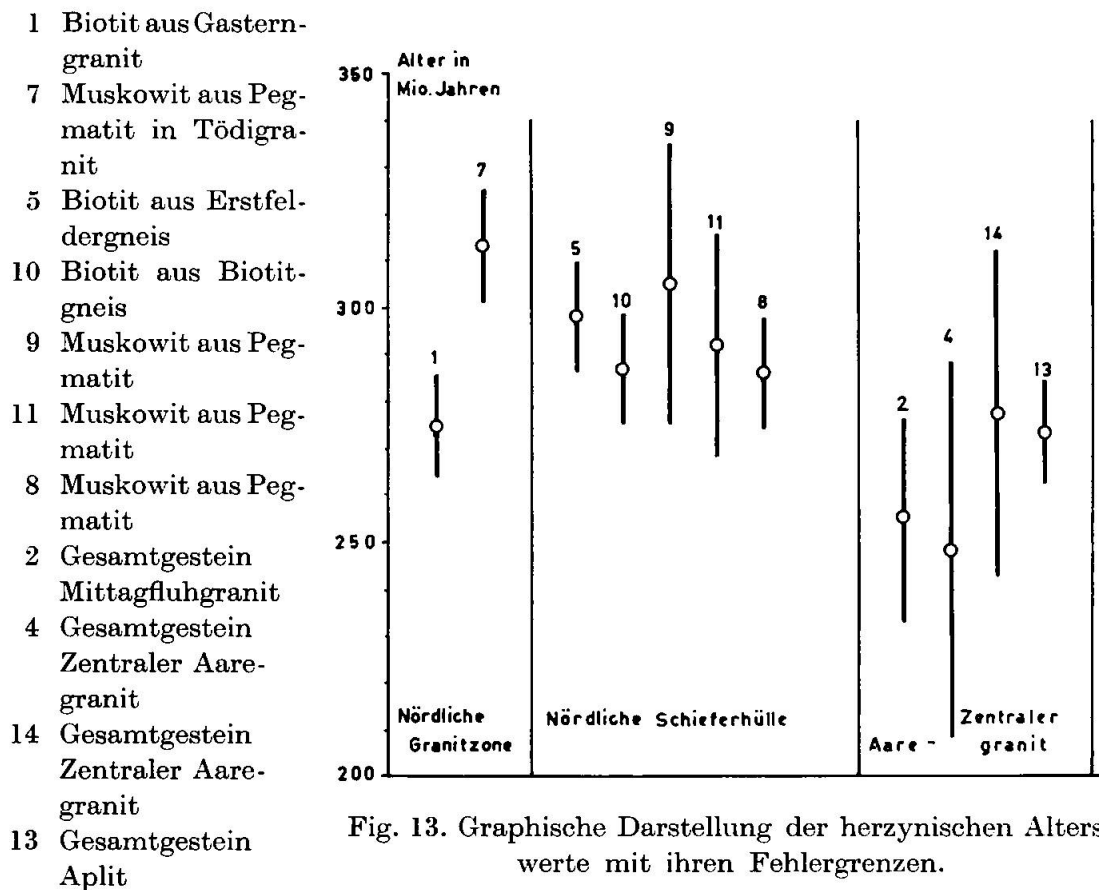


Fig. 13. Graphische Darstellung der herzynischen Alterswerte mit ihren Fehlergrenzen.

Es scheint uns auch nicht ausgeschlossen, dass eine allgemeine Erwärmung nach der herzynischen Gebirgsbildung zum Ausgleich der verschiedenen Rb-Sr-Alter geführt hat. Aus unserer Darstellung könnte man vielleicht sogar schliessen, diese allgemeine Erwärmung habe unmittelbar vor der Intrusion der zentralaaregranitischen Magmen stattgefunden, da alle Alterswerte vor diesem Zeitpunkt ausgeglichen sind. Um diese Aussage zu bestätigen, brauchen wir allerdings noch bedeutend mehr Rb-Sr-Analysen aus dem Aarmassiv.

In unserer Darstellung (Fig. 13) fällt weiter auf, dass der Gasterngranit, selbst unter Einbeziehen der Fehlergrenzen, jünger ist als der Pegmatit im Tödigranit. Wenn wir zwischen der Schieferhülle und den

Tabelle 1. *Tabellarische Zusammenfassung der Resultate unserer Rb-Sr-Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien aus dem Aarmassiv*

Zone des Aarmassivs	Probe Nr.	Gestein	Fundort Koordinaten	Mineral	Rb <sup>87</sup> ppm	Sr <sup>87</sup> rad. ppm	% rad	Sr <sub>com.</sub> ppm	Alter in Mio. Jahren
Gastern-Innertkirchner Granitzone	1	Gasterngr.	Gastertal, unt. hoh. Turm 622000/144200	Biotit * Kalifeldsp.	128 106	0,518 0,463	54,0 3,5	6,40 183	275 ± 11 300 ± 170
	7	Pegmatit in Tödi-granit	Stollen Obersand-Stausee, 1 km nach Fenster Ochsenstock	Muskowit * Kalifeldsp.	317 212	1,46 0,741	82,7 5,2	4,42 195	313 ± 12 240 ± 90
Krist. Schieferhülle des Zentr. Aaregranites, inkl. Erstfelder-gneis	5	Erstfelder-gneis	Bocki, ob Erstfeld 690750/187825	Biotit * Kalifeldsp.	114 112 86,7	0,501 0,504 0,455	69,4 66,9 1,9	3,20 3,60 335	298 ± 12 305 ± 12 T. max. 730
	6	Erstfelder-gneis	Sustenstr. nach Pt. 1946 675000/176325	Biotit * Kalifeldsp.	65,4 70,0	0,163 0,463	13,4 2,2	15,3 305	170 ± 27 450 ± 420
	10	Biotit-gneis	Tennmatte, Lötschental 627875/140150	Biotit	145	0,614	82,6	1,84	287 ± 12
	9	Pegmatit	Lötschental, NW Restalp 623200/138450	Muskowit * Kalifeldsp.	82,6 76,8	0,372 0,557	19,1 2,4	23,1 332	305 ± 30 500 ± 400
	11	Pegmatit	S Kummenalp a. der neuen Str. Lötschental 623200/138950	Muskowit Kalifeldsp.	90,8 59,9	0,390 0,196	22,3 1,3	19,6 221	292 ± 24 T. max. 570
	8	Pegmatit	Zw. Mittelplatte und Etzlihütte 698300/174375	Muskowit * Kalifeldsp.	198 150	0,834 0,661	73,5 6,5	4,36 137	286 ± 12 300 ± 90

Zentraler Aaregranit	2	Mittagfluh- granit	Tschingelbrücke, Grimselstr. 666000/165775	Total *	91,3	0,343	24,8	15,2	255 ± 22
				Biotit *	625	0,501	64,0	4,09	54 ± 3
				Kalifeldsp. *	195	0,292	27,5	11,1	102 ± 8
				Plagioklas *	18,0	0,572	21,7	30,0	2130 ± 200
	4	Zentr. Aaregr., porphyr. Randfazies	Nordflanke Grisighorn 628550/137700	Total *	51,5	0,189	12,7	18,8	250 ± 40
	3	Zentr. Aaregr.	Grimselstr. Räterichsboden 667950/160650	Biotit *	261	0,0710	31,3	2,24	18,5 ± 2
				Kalifeldsp.	111	0,138	3,7	52,3	84 ± 46
	14	Zentr. Aaregr.	Steinbruch S Gurtellen a. d. Gotthardstrasse 691200/176550	Total	57,3	0,234	17,6	15,8	277 ± 35
				Biotit	675	0,369	79,4	1,39	37,2 ± 1,5
				Kalifeldsp.	136	0,163	19,9	9,55	82 ± 10
				Plagioklas	13,0	0,442	14,9	36,6	2270 ± 340
	12	Grimsel- Granodiorit	A. d. Nollenstr. 50 m unter Hospiz (Grimsel) 668525/158275	Biotit	202	0,0410	19,7	2,43	13,8 ± 1,6
				Kalifeldsp.	60,7	0,008	0,46	243	T. max. 480
	13	Aplit	Unt. Kessiturm a. d. Oberaarstr. 667300/157400	Total	87,0	0,351	47,9	5,53	273 ± 11
					89,4	0,349	46,1	5,93	265 ± 10
				Biotit	893	0,192	79,5	0,910	14,6 ± 0,6
					896	0,191	68,7	1,27	14,5 ± 0,6
					883	0,190	72,2	1,06	14,6 ± 0,6
				Kalifeldsp.	263	0,227	56,9	2,49	58,7 ± 2,5
					268	0,226	54,7	2,27	57,3 ± 2,5
				Plagioklas	15,4	0,836	46,5	13,9	3600 ± 160
					15,5	0,835	46,4	14,0	3570 ± 160
				Granat	30,3	0,539	57,9	5,68	1200 ± 50
				Fluorit	8,60	0,445	39,4	9,91	3430 ± 150

Eine genaue Beschreibung der Probe Nr. 4 findet sich in STRECK (1965).  
Die mit einem Sternchen versehenen (\*) Gesamtgesteine oder Mineralien  
sind in WÜRRICH (1963) publiziert.

nördlichen Graniten einerseits und den Zentralen Aaregraniten im weiteren Sinne andererseits eine Altersgrenze ziehen, so würde der Gasterngranit wohl eher in die letztere Gruppe fallen. Aus unseren Messungen können wir hier aber nichts Definitives aussagen, da wir nicht beweisen können, dass der Biotit des Gasterngranites nicht doch etwas radiogenes  $\text{Sr}^{87}$  verloren hat (bei der herzynischen oder bei der alpinen Metamorphose). Für diese Betrachtung vergleichen wir auch Muskowit-alter mit einem Biotitalterswert, was sicher nicht ganz korrekt ist, da ja Muskowit und Biotit sicher nicht bei gleicher Temperatur zu offenen und geschlossenen Systemen werden.

### C. Die alpine Metamorphose im Aarmassiv im Spiegel der Rb-Sr-Alterswerte der Biotite

Der Biotit ist in bezug auf Rb-Sr-Gehalt ein sehr empfindliches Mineral. Schon bei einer verhältnismässig geringen Temperaturerhöhung, sie mag maximal um  $300^\circ \text{C}$  liegen (HART, 1964), tauscht er mit seiner Umgebung Strontium aus, was bedeutet, dass er sein radiogenes  $\text{Sr}^{87}$  abgibt und damit sein Rb-Sr-Alterswert verjüngt wird. Je länger die Aufwärmung dauert oder je höher die Temperatur liegt, desto vollständiger wird das radiogene  $\text{Sr}^{87}$  abgegeben. Erst wenn die kritische Temperaturgrenze wieder durchschritten ist, wird unser Biotit ein geschlossenes System.

Diese Eigenschaft der Biotite erlaubt uns nun, der alpinen Metamorphose im Aarmassiv verschiedene „Intensitätsgrade“ zuzuzordnen: 1. Unbeeinflusste Biotite mit herzynischem Alterswert. 2. Alpin beeinflusste Biotite mit Mischalterswert. 3. Alpin relativ stark beeinflusste Biotite mit rein alpinem Alterswert. Besonders in der Gruppe 2. könnte man natürlich noch beliebig weiter unterteilen, mit unseren wenigen Daten ist dies aber sinnlos.

In die Gruppe 1 fallen folgende Biotite (vgl. auch Tab. 1): Proben Nr. 1, 5, 10, also Gasterngranit, Erstfeldergneis von Bocki und Biotitgneis aus dem Lötschental.

In die Gruppe 2 fallen die Biotite der folgenden Gesteine: Proben Nr. 6, 2, 14, also des Erstfeldergneises von der Sustenstrasse, des Mittagfluhgranites und des Zentralen Aaregranites von Gurtnellen.

In die Zone 3 endlich fallen die folgenden Biotite: Proben Nr. 3, 12 und 13, Grimselgranit, Zentraler Aaregranit von Räterichsboden und der Aplit vom Kessiturm.

Von Nordwesten gegen Südosten hin, also senkrecht zum allgemeinen Streichen des Aarmassives, nimmt demnach der Grad der alpinen Meta-

morphose allmählich zu. Zonengrenzen können wir mit diesen Daten allerdings noch keine ziehen.

#### D. Die Farbe der Biotite und ihre Beziehung zum Rb-Sr-Alterswert

Im Verlaufe unserer Biotituntersuchungen im Aarmassiv stellten wir — eher empirisch — gewisse Zusammenhänge zwischen der Biotitfarbe und dem Rb-Sr-Alter fest. Es sei aber vorausgeschickt, dass wir noch sehr wenig Daten besitzen und die nachstehenden Ausführungen wohl noch auf etwas wackeligen Füßen stehen.

Tab. 2 gibt eine Zusammenstellung der Biotitfarben, der Verunreinigungen im Biotitkonzentrat, die uns ein Mass für die Verunreinigungen des Glimmers im Gestein geben; endlich ist in der Tabelle auch noch der Alterswert angeführt.

Wir sehen aus der Tabelle, dass nur die Farbe der alten, herzynischen Biotite im Rotsektor (R) liegt. Je weiter wir gegen Südosten wan-

Tabelle 2. Die Farbe der Biotite und ihre Beziehung zum Rb-Sr-Alterswert

	Probe Nr.	Gestein	Verunreinigungen im Konzentrat	Farbe	Alter des Biotits Mio. Jahre
NW ↓	1	Gastern- granit	Ausbleichungen, Erz. 1 <sup>0</sup> / <sub>00</sub> Chlorite	10 R 3/4	275 ± 11
	5	Erstfelder- gneis	rein	7 R 4/6	298 ± 12
	10	Biotitgneis	Erzeinschlüsse, Ausblei- chungen, Sagenit	10 R 5/6	287 ± 12
	6	Erstfelder- gneis	2% aller Körner rein, sonst fleckig, voll Einschlüsse	10 R 6/2 10 Y 6/2	170 ± 27
	2	Mittagfluh- granit	rein, Farbflecken	2 Y 5/6 5 G 5/6	54 ± 3
	14	Zentraler Aaregranit	wenig Erz, Fe-Hydroxyd	5 Y 4/4 5 G 5/6	37,2 ± 1,5
	3	Zentraler Aaregranit	zahlr. Einschlüsse, Sagenit, Epidot. 1 <sup>0</sup> / <sub>00</sub> einschlussfrei	(10 R 3/6) 10 GY 3/2	18,5 ± 2
	12	Grimsel- Granodiorit	unrein, nur 10% reine Kör- ner, viel Sagenit, 1% Chlorit	5 Y 5/6	13,8 ± 1,6
SE	13	Aplit	rein, wenig Chlorit	10 GY 4/4	14,6 ± 0,6



dern, je stärker verjüngt die Biotite werden, desto deutlicher liegen ihre Farben im Gelb- (Y) oder im Grünsektor (G). Junge, alpine Glimmer in sauren Gesteinen sind eher grün, wogegen die alten, herzynischen Biotite rotbraun sind. Sobald wir etwas basischere Gesteine untersuchen, gilt diese Regel nicht mehr. Die Biotite bleiben braun, allerdings fanden wir unter den verjüngten Biotiten nie einen, dessen Farbe im Rotsektor lag (R), sondern ihre Farbtöne fallen immer in den Braunsektor (YR) der „Rock Color Chart“. Parallel mit diesem Braunbleiben scheint auch eine intensive Sagenitisierung zu gehen. Unsere Probe 12, der Grimsel-Granodiorit, steht in einem Zwischenstadium. Der Biotit ist zwar noch leicht grün, er hat aber schon einen starken Braunton (5Y 5/6); wir finden auch bereits reichlich Sagenit. Der saure Aplit vom Kessiturm, der ja im Grimsel-Granodiorit liegt, führt deutlich grünen Biotit und zeigt keine Spur von Sagenit.

Der rote Ton in einem Teil der Biotite aus der Probe 3 (Zentraler Aaregranit von Räterichsboden) ist nicht als Ausnahmefall zu betrachten. Wie wir vorne sahen, haben diese rotbraunen Glimmer eine ausserordentlich hohe Lichtbrechung ( $N = 1,705 \pm 0,005$ ), die wir sonst nirgends fanden, und dürften eine spätere Umwandlung sein, wahrscheinlich durch Verwitterungseinflüsse (STALDER, 1964).

#### E. Die Triklinität der Kalifeldspäte und ihre Beziehung zum Rb-Sr-Alter der Biotite

Tab. 3 gibt eine Zusammenstellung der Triklinität der Kalifeldspäte und dem Rb-Sr-Alter der Biotite desselben Gesteins.

Tabelle 3. *Die Triklinität der Kalifeldspäte und ihre Beziehung zum Rb-Sr-Alter der Biotite*

Probe Nr.	Gestein	Vorwiegende Triklinität des Kalifeldspates	Rb-Sr-Alter des Biotits Mio. Jahre
1	Gasterngranit	0%	275 $\pm$ 11
5	Erstfeldergneis	0%	398 $\pm$ 12
6	Erstfeldergneis	70%	170 $\pm$ 27
2	Mittagfluhgranit	100%	54 $\pm$ 3
14	Zentraler Aaregneis	100%	37.2 $\pm$ 1,5
3	Zentraler Aaregneis	100%	18.5 $\pm$ 2
12	Grimsel-Granodiorit	100%	13.8 $\pm$ 1.6
13	Aplit	100%	14.6 $\pm$ 0,6

Auch hier liegen natürlich viel zu wenig Daten vor, um eine gültige Regel aufzustellen. Eine erste Vermutung, es bestehe ein Zusammenhang zwischen der Triklinität und den Biotitalterswerten lässt sich aber nicht von der Hand weisen.

Offenbar sind die Kalifeldspäte nur in solchen Gesteinen monoklin, in denen die Biotite noch voralpine Alterswerte ergaben. Bei Gesteinen mit alpin verjüngten Biotitaltern fanden wir durchwegs triklone Kalifeldspäte. Dies deutet darauf hin, dass die untersuchten Kalifeldspäte unter dem Einfluss der alpinen Metamorphose geordnet und damit triklin wurden. Wir möchten damit aber nicht verallgemeinern, die Triklinisierung mancher Kalifeldspäte könnte durchaus auch voralpin sein.

#### F. Die Altersbestimmungen an den Kalifeldspäten

Wie aus Tab. 1 ersichtlich ist, wurde an möglichst allen Gesteinen neben dem Biotit oder dem Muskowit auch der Kalifeldspat analysiert. Die Rb-Sr-Alterswerte der Kalifeldspäte sind allgemein mit sehr hohen Fehlern behaftet, da der Anteil an radiogenem  $\text{Sr}^{87}$  meist niedrig ist.

Tab. 4 gibt eine Zusammenstellung der Sr-Isotopenwerte und der

Tabelle 4. *Albitgehalt und Gehalt an  $\text{Sr}_{\text{com.}}$  und  $\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}$  der untersuchten Kalifeldspäte; Srontiumgehalte im Gestein*

Probe Nr.	Gestein	Albitgehalt d. Kalifeldspats	$\text{Sr}_{\text{com.}}$ im Kalifeldspat	% $\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}$ im Kalifeldspat	Geh. an Sr im Gest. *)
1	Gasterngranit	20%	183 ppm	3.5%	800 ppm
5	Erstfeldergranit	5%	335 ppm	1.9%	
9	Pegmatit	15%	332 ppm	2.4%	200—
11	Pegmatit	25%	221 ppm	1.3%	500 ppm
8	Pegmatit	10%	137 ppm	6.5%	
2	Mittagfluhgranit	35%	11.1 ppm	27.5%	30 ppm
3	Zentraler Aaregranit	15%	52.3 ppm	3.7%	70— 100 ppm
14	Zentraler Aaregranit	26%	9.55 ppm	19.9%	70— 100 ppm
12	Grimsel-Granodiorit	20%	243 ppm	0.5%	700— 1000 ppm
13	Aplit	16%	2.49 ppm	57 %	

\*) Analysen aus HÜGI (1956).

Albitgehalte der untersuchten Kalifeldspäte, zum Vergleich sind ferner die Strontiumgehalte der entsprechenden Gesteine angeführt (spektrochemische Analysen von HÜGI, 1956).

Der Gehalt an gewöhnlichem Sr in den Kalifeldspäten ist, wie wir aus der Tabelle sehen, unabhängig vom Albitgehalt. Die Strontiumgehalte der Kalifeldspäte gehen parallel dem Strontiumgehalt der gesamten Gesteine; es scheint also so zu sein, dass nicht allein die Entmischungsplagioklase in den Kalifeldspäten die Strontiumträger sind. Da es nur in den seltensten Fällen gelingt, entmischte Plagioklase von Kalifeldspat zu separieren, wird bei der Altersbestimmung von Kalifeldspat immer ein Gemisch von Kalifeldspat und Plagioklas analysiert. Für quantitative Aussagen an metamorphen Gesteinen mit Hilfe der BPI-Darstellung sollte man aber nur Analysen an reinen Mineralien berücksichtigen.

Wir versuchten für den Plagioklasgehalt im Kalifeldspat mit den Rb-Sr-Werten des Plagioklases im Gestein zu korrigieren. Durch eine solche Korrektur erhielt aber der Kalifeldspat ein höheres Rb/Sr-Verhältnis als der Biotit, was sehr unwahrscheinlich ist. Andererseits darf man annehmen, dass die Perthitentmischungen ein niedrigeres Rb/Sr-Verhältnis haben als der Kalifeldspat. Man sollte wahrscheinlich für den Plagioklas im Kalifeldspat mit Rb-Sr-Werten korrigieren, die zwischen denen von Kalifeldspat und Plagioklas liegen.

ZARTMANN (1964) konnte in einem Fall den parthitisch ausgeschiedenen Plagioklas aus Kalifeldspat separieren, er fand für diesen Plagioklas Mittelwerte zwischen Kalifeldspat und Plagioklas in den Rb- und den Sr-Gehalten. Dies scheint unsere Ansicht zu bestätigen.

#### G. Die BPI-Darstellung der untersuchten Gesamtgesteine

Die von uns untersuchten Gesamtgesteine des Aarmassivs sollten alle aus demselben Ursprung stammen. Wenn dies zutrifft und keines der von uns analysierten Gesamtgesteine mit seiner Umgebung Rubidium und Strontium ausgetauscht hat, so müssen alle unsere Analysenpunkte im BPI-Diagramm auf einer Geraden liegen. Der Schnittpunkt dieser Isochrone mit der y-Achse ergäbe uns dann das Isotopenverhältnis  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , das im gemeinsamen Magma vorhanden war, zu der Zeit, als sich die Einzelmagmen vom Gesamtmagmakörper separierten. Fig. 13 zeigt eine BPI-Darstellung dieser Gesamtanalysen.

Die Neigung der mittleren Geraden beträgt 0,00407, was einem Alterswert von 277 Mio. Jahren entspricht. Die Abweichungen der einzelnen

Analysenpunkte von dieser Geraden sind gering und betragen: Mittagfluhgranit: 0,77, Zentraler Aaregranit Grisighorn: 0,7, Zentraler Aaregranit Gurtnellen: 1,5 und Aplit vom Kessiturm: 0,09.

Die Punkte liegen also praktisch alle auf einer Geraden.

Die Zusammensetzung des Ausgangsstrontiums, die wir aus dem Schnittpunkt der Geraden mit der Y-Achse bestimmten, beträgt:

$$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} \text{ in Gewichtsverhältnis} = 0,710,$$

$$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} \text{ in Atomverhältnis} = 0,702.$$

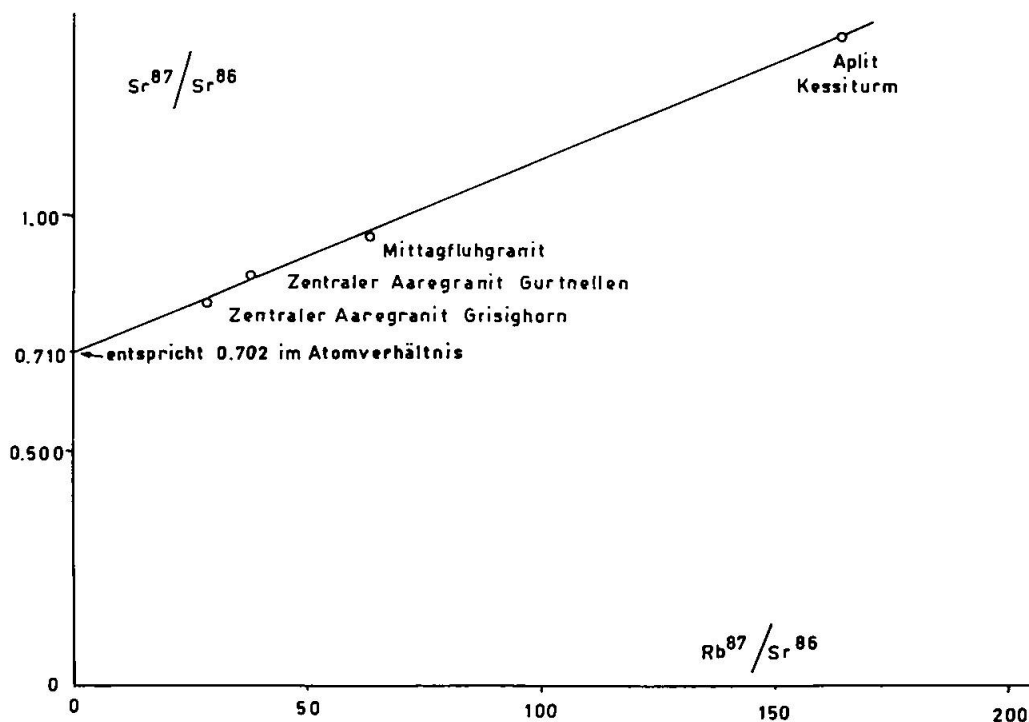


Fig. 14. BPI-Darstellung der analysierten Gesamtgesteine aus dem Gebiet des Zentralen Aaregranites (Gewichtsverhältnisse).

Dieses Verhältnis  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , kurz Ausgangsverhältnis genannt, liegt unter dem Wert von 0,708 (in Atomen), wie er meist für das Ausgangsverhältnis von granitischen Gesteinen gefunden wird (HURLEY, FAIRBAIRN, FAURE und PINSON, 1963, und BROOKINS und HURLEY, 1965). Dies bestätigt somit die allgemeine Erfahrung, dass man im Ausgangsverhältnis auch von sauren magmatischen Gesteinen keine Erhöhung mit der Zeit feststellen kann. Eine solche Erhöhung spräche für die Aufbereitung von altem Krustenmaterial.

Die Bestimmung unseres Anfangsverhältnisses liegt eher unter dem meist gefundenen Wert von 0,708 (in Atomen). Wir können damit aus-

schliessen, dass wir wiederaufgeschmolzene ältere Granite vor uns haben. Eine Aufnahme von Krustenmaterial wird durch diesen niedrigen Wert unwahrscheinlich. Wir können aber in dieser Richtung keine genaue Aussage machen, da unsere Messungen an Proben mit einem hohen Rb/Sr-Verhältnis gemacht wurden. Solche Proben ergeben einen hohen Fehler in der Bestimmung des Ausgangsverhältnisses. Zudem existiert bisher keine genaue Sr-Isotopenanalyse an Gesamtgesteinen aus der Schieferhülle des Aarmassivs. Nur eine Gegenüberstellung von Sr-Isotopenbestimmungen an granitischen Gesteinen und Gesteinen aus der Schieferhülle könnte eine Klärung bringen, wie weit beispielsweise Material der Schieferhülle in den Graniten wieder aufbereitet wurde.

### Literatur

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- ALDRICH, L. T., DAVIS, G. L., TILTON, G. R. and WETHERILL, G. W. (1956): Radioactive ages of minerals from the Brown Derby Mine and the Quartz Creek granite near Gunnison, Colorado. *J. Geophys. Research*, *61*, 215—235.
- ALLSHOPP, H. L. (1961): Rb-Sr age measurements on total rock and separated mineral fractions from the Old Granite of the Central Transvaal. *J. Geophys. Research*, *66*, 1499—1508.
- BROOKINS, D. G. and HURLEY, P. M. (1965): Rb-Sr geochronological investigations in the middle Heddian and Glastonbury Quadrangles, eastern Connecticut. *Amer. J. Sc.*, *263*, 1—16.
- CHESSEX, R., DELALOYE, M., KRUMMENACHER, D. et VUAGNAT, M. (1964): Nouvelles déterminations d'âges „plomb totale“ sur les zircons alpins, 2<sup>e</sup> série. *SMPM* *44/1*, 43—60.
- COMPSTON, W. and JEFFERY, P. M. (1959): Anomalous „common strontium“ in granite. *Nature*, *184*, 1792—1793.
- COMPSTON, W., JEFFERY, P. M. and RILEY, G. H. (1960): Age of emplacement of granites. *Nature*, *186*, 702—703.
- DAVIS, G. L. and SCHREYER, W. (1963): Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayrischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. *Geol. Rdsch.* *52/1*, 146—168.
- DEAR, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMANN, J. (1963): *Rock-forming-minerals*. Longmans, Green and Co. Ltd., London.
- EUGSTER, H. P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiet des Val Rusein (Aarmassiv-Ostende). *SMPM*, *31*.
- FAUL, H. and DAVIS, G. L. (1959): Mineral separation with asymmetric vibrators. *Amer. Mineral.* *44/9*, 1076—1082.
- FAUL, H. and JÄGER, E. (1963): Ages of some granitic rocks in the Vosges, the Schwarzwald and the Massiv Central. *J. Geophys. Research*, *68/10*, 3293—3300.

- FERRARA, G., HIRT, B., JÄGER, E. and NIGGLI, E. (1962): Rb-Sr and U-Pb age determinations on the pegmatit of I Mondei and some gneisses from the neighborhood. *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 443—450.
- FLYNN, K. F. and GLENDENIN, L. E. (1959): Half life and beta spectrum of Rb<sup>87</sup>. *Phys. Rev.*, 116, 744.
- GOLDSMITH, J. R. and LAVES, F. (1954): The mikrokline-sanidine stability relations. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 5, 1—19.
- GOODYEAR, J. and DUFFIN, W. J. (1953): The identification and determination of plagioclase feldspars by the X-ray powder method. *Mineral. Mag.*, 30, 306—326.
- HALES, A. L. (1961): An upper limit to the age of the Witwatersrand system. *Ann. NY. Acad. Sci.*, 91, 524—529.
- HART, S. R. (1964): The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. *J. Geol.* 72/5, 493—525.
- HOLMES, A. (1960): A revised geological time scale. *Edin. Geol. Soc.*, 17, 183—216.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. *SMPM*, 28, 555—642.
- HÜGI, TH. (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs und des Kristallins von Tamins. *SMPM*, 21, 1—120.
- (1955): Petrographische Beobachtungen im Zuleitungsstollen Gadmental-Rotlauri der Kraftwerke Oberhasli AG (Aarmassiv). *SMPM*, 35/2.
- (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 49.
- (1965): *Geol. Führer der Schweiz, Exk. 19, Grimsel* (im Druck).
- HÜGI, TH., SAHEURS, J. P. und SPYCHER, E. (1965): Berylliumgehalte in granitischen Gesteinen der Schweizeralpen. *SMPM* 45/1.
- HUGI, E. (1934): Das Aarmassiv. *Geol. Führer der Schweiz, Fasc. 2*. Wepf & Co., Basel.
- HURLEY, P. M., FAIRBAIRN, H. W. und PINSON, W. H. (1963): New approaches to geochronology by strontium isotope variations in whole rocks. *Radioactive Dating, Varenna*, Int. Atomic Energy Agency.
- HUTTENLOCHER, H. F. (1947): Über die Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. *Mitt. Natf. Ges. Bern, N. F.* 4, 85—116.
- JÄGER, E. (1962): Rb-Sr-age determinations on micas and total rocks from the Alps. *J. Geophys. Research*, 67/13, 5293—5306.
- (1965): Rb-Sr age determinations on minerals and rocks from the Alps. Nancy (im Druck).
- JÄGER, E. and FAUL, H. (1959): Age measurements on some granits and gneisses from the Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, 1553—1557.
- JÄGER, E. und BAETHGE, H. (1964): Eine verbesserte Methode der massenspektrometrischen Bestimmung von Rubidium. *SMPM*, 44/1, 405—409.
- JÄGER, E. und NIGGLI, E. (1964): Rb-Sr-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation. *SMPM*, 44/1, 61—81.
- JÄGER, E., KEMPTER, E., NIGGLI, E. und WÜTHRICH, H. (1961): Biotitvarietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluhgranit. *SMPM*, 41, 117—126.

- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E. und WÜTHRICH, H. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. *SMPM*, 41/2, 255—273.
- KRUMMENACHER, D. (1959): Le cristallin de la région de Fully (Valais). *SMPM*, 39, 151—266.
- KULP, J. L. (1960): The geological time scale. *Int. Geol. Congr.* 21. Session. Rep. III. Kopenhagen, 18—21.
- (1961): Geologic time scale. *Science*, 133, 3459.
- KULP, J. L., COBB, J. C., LONG, L. E. and MILLER, D. S. (1959): The geological time scale. *Nature*, 184.
- LONG, L. E. and LAMBERT, R. St. J. (1963): Rb-Sr-isotopic ages from the Moine series. *The British Caledonides*, Oliver & Boyd Ltd., Edinburgh.
- MEYROWITZ, N., CUTTITA, F. and HICKLING, N. (1959): New diluent for Bromoform in heavy liquid separation of minerals. *Amer. Mineral.* 44, 884—886.
- NICOLAYSEN, L. O. (1961): Graphic interpretation of diskordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. NY. Acad. Sci.*, 91, 198—206.
- NIGGLI, E. (1953): In: *Geologie der Schweizer Alpen*, von J. CADISCH. Wepf & Co., Basel.
- (1960): Mineralzonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Int. Geol. Congr.* Copenhagen, Rep. 21st. Session, Norden, Part B, 132—138.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 335—368.
- PASTEELS, P. (1960): L'âge des halos pléochroïtiques du granite d'Habkern et de quelques roches du Massif de l'Aar. *SMPM*, 40/2, 261—283.
- (1964): Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. *SMPM* 44/2, 519—543.
- PETERS, Tj. (1965): Zur quantitativen röntgenographischen Bestimmung von Albit und Kalifeldspat in pelitischen Sedimentfraktionen. *SMPM*, 45/1.
- REEDER, S. W. and McALLISTER, A. L. (1957): A staining method for the quantitative determination of feldspars in rocks and sands from soils. *Canadian J. soil Sci.*, 37, 57—59.
- RILEY, G. H. and COMPSTON, W. (1962): Theoretical and technical aspects of Rb-Sr-geochronology. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 26, 1255—1281.
- Rock Color Chart: Prepared by the rock color chart committee. Dist. by the Geol. Soc. of America, New York NY, 1963.
- SCHREINER, G. D. L. (1958): COMPARISON of Rb<sup>87</sup>-Sr<sup>87</sup> ages of the red Granite of the Bushveld complex from measurements on the total rock and the separated mineral fractions. *Proc. R. Soc. London*, 245 A, 112—117.
- SIGRIST, F. (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassivs. *SMPM*, 27, 39—182.
- SIRAMADAS, A. (1957): Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. *Amer. Mineral.*, 42, 294—298.
- STALDER, H. A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet. *SMPM*, 44/1, 187—398.



- STECK, A. (1965): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Bellalp-Grisighorn. (Im Druck.)
- STEIGER, R. H. (1964): Dating of orogenic phases in the Central Alps by K-Ar ages of hornblende. *J. Geophys. Research*, 69/24, 5407—5421.
- TRÖGER, W. E. (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- WASSERBURG, G. J., WEN, T. and ARONSON, J. (1964): Strontium contamination in mineral analyses. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28, 407.
- WETHERILL, G. W., DAVIS, G. L. and TILTON, G. R. (1960): Age measurements on minerals from the Cutler batholith, Cutler, Ontario. *J. Geophys. Research*, 65, 2461—2466.
- WINCHELL, A. N. (1951): Elements of optical mineralogy. Part II. Chapman & Hall Ltd., London.
- WÜTHRICH, H. (1963): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen aus dem Aarmassiv. *Eclogae geol. Helv.* 56/1, 103—112.
- WIDMER, H. (1948): Zur Geologie der Tödigruppe. Diss. Zürich.
- ZARTMANN, R. E. (1964): A geochronologic study of the Lone Grove pluton from the Llano uplift, Texas. *J. Petrology*, 5/3, 359—410.