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

Band: 44 (1964)

Heft: 2

Artikel: Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. II, Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv

Autor: Grünenfelder, M. / Hofmänner, F. / Grögler, N.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-34348

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: 13.07.2025

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

Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter

II. Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv

Von *M. Grünenfelder*, *F. Hofmänner* (Zürich)[1]) und *N. Grögler* (Bern)[2])

Mit 4 Textfiguren

Zusammenfassung

Von zwei Zirkonproben aus dem Altkristallin des nördlichen Gotthardmassivs wurde das U/Pb-Zerfallsalter bestimmt. Die gemessenen Alter von 514 (U^{238}/Pb^{206}), 600 (U^{235}/Pb^{207}) und 932 (Pb^{207}/Pb^{206}) $\cdot 10^6$ a für den Gurschen-Paragneis und von 485, 520 und 560 $\cdot 10^6$ a für den Streifen-Orthogneis weisen auf präkambrische Kristallisationen in dieser Gesteinsserie hin. Das heterogene morphologische Erscheinungsbild und der H_2O-Gehalt der Zirkonvergesellschaftungen wird im Zusammenhang mit der Deutung des Zirkonalters des ursprünglich sedimentären Gurschengneises diskutiert. Es wird gezeigt, dass die Zirkonmischung Komponenten enthält, die zumindest 1,0 Milliarden Jahre alt sein müssen.

Abstract

U/Pb age determinations have been made on 2 zircon concentrates from rocks of the basement in the northern part of the Gotthard massiv. The apparent ages, 514, 600, 932 m. y. for a paragneiss and 485, 520, 560 m. y. for an orthogneiss indicate the existence of praecambrian crystallisations in these rock series. Morphology and H_2O-content of zircon crystals is discussed with reference to the interpretation of the apparent age of the zircon mixture in the paragneiss. The analysis indicates an age of at least 1.0 b. y. for the oldest zircons in the mixture.

---

[1]) Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidg. Technischen Hochschule, Zürich.

[2]) Physikalisches Institut der Universität Bern.

I. Geologische Situation, Probenentnahme

Aus den neueren Arbeiten, die sich mit den physiographischen und genetischen Verhältnissen des Altkristallins im nördlichen Teil des Gotthardmassivs befassen (vgl. unter anderm E. AMBÜHL, 1929; P. NIGGLI, 1934; H. M. HUBER, 1943; E. NIGGLI, 1944), geht hervor, dass es sich um eine meso- bis katametamorphe, diaphtoritisch überprägte Serie von Para-, Ortho- und Mischgesteinen handelt, die einander mehrfach abwechseln. In der Regel weisen diese Gesteine ein ausgeprägtes Parallelgefüge auf.

Im Osten (vgl. H. M. HUBER, 1943) wie auch im zentralen, nördlichen Teil des Gotthardmassivs (vgl. F. HOFMÄNNER, 1964), wird diese Gesteinsserie mit oft diskordant-intrusiven, zum Teil regionalmetamorph gestörten Kontakten von alpin-metamorphen Gneisen granitischer und granodioritischer Zusammensetzung durchbrochen. Deren herzynische Alter wurden neuerdings von GRÜNENFELDER (1962) anhand von U/Pb-Zerfallsaltersbestimmungen an Zirkonen bestätigt. Dementsprechend war die Sedimentation der Paragesteine — es handelt sich ursprünglich meist um sandige Tone, kalkige und dolomitische Mergel — wie auch die Bildung der von einem magmatischen Stoffzufuhrprozess abgeleiteten Gesteine, der sogenannten Streifengneise, vorherzynisch erfolgt. Nach der von E. NIGGLI (1944) aufgestellten stratigraphischen Gliederung des Para-Altkristallins gehört dessen Hauptmasse, die sogenannten Gurschengneise, zu den ältesten Einheiten im nördlichen Gotthardmassiv. Ihre sedimentäre Bildung hätte bereits vor der Intrusion des Streifengneismagmas stattgefunden. Ausgenommen davon werden die nördlichsten Paragneise und Schiefer, deren Sedimentation erst nach der Platznahme des Streifengneismaterials erfolgt sei.

Ein neuerer Versuch, Alter und stratigraphische Stellung der altkristallinen Gesteinsserien in den Schweizer Alpen zu deuten, stammt von R. STAUB (1948). Er vertritt die Meinung, dass paläozoische Schichtserien (Kambrium-Unterkarbon), die mit dem fossilbelegten Devon, Silur und Kambrium (?) der karnischen Alpen vergleichbar wären, im alpinen Raume der Schweiz fehlen. Sedimentation und Eruptivgesteinsbildung im Altkristallin wären folglich *präkambrischen* Alters.

In dieser Arbeit wird versucht, durch möglichst vielseitige Untersuchungen an akzessorischen Zirkonen (Morphologie, H_2O-Gehalt und U/Pb-Zerfallsalter) Hinweise auf das Alter und die Geschichte einzelner Gesteine im Altkristallin zu erhalten. Bei der Deutung der gemessenen Zerfallsalter müssen berücksichtigt werden: 1. die der Zirkonsubstanz

eigene, inhärente Heterogenität, und 2., wenn nachweisbar, die durch Metamorphose bedingte Prägung der Zirkonvergesellschaftung.

Die Zirkonkonzentrate stammen aus einer Probe von Biotit-Plagioklasgneis, nach K. v. FRITSCH (1873) *Gurschengneis* bezeichnet, und aus zwei Proben von Glimmer-Alkalifeldspatgneis, dem sogenannten *Streifengneis*. Für die Diskussion erschien es zweckmässig, die von GRÜNENFELDER (1962 und 1963) und HOFMÄNNER (1962 und 1964) an Zirkonkonzentraten des benachbarten Glimmer-Alkalifeldspatgneises vom Typus *Gamsboden* bereits erzielten Ergebnisse, mit weiteren Ergänzungen, hier einzubeziehen.

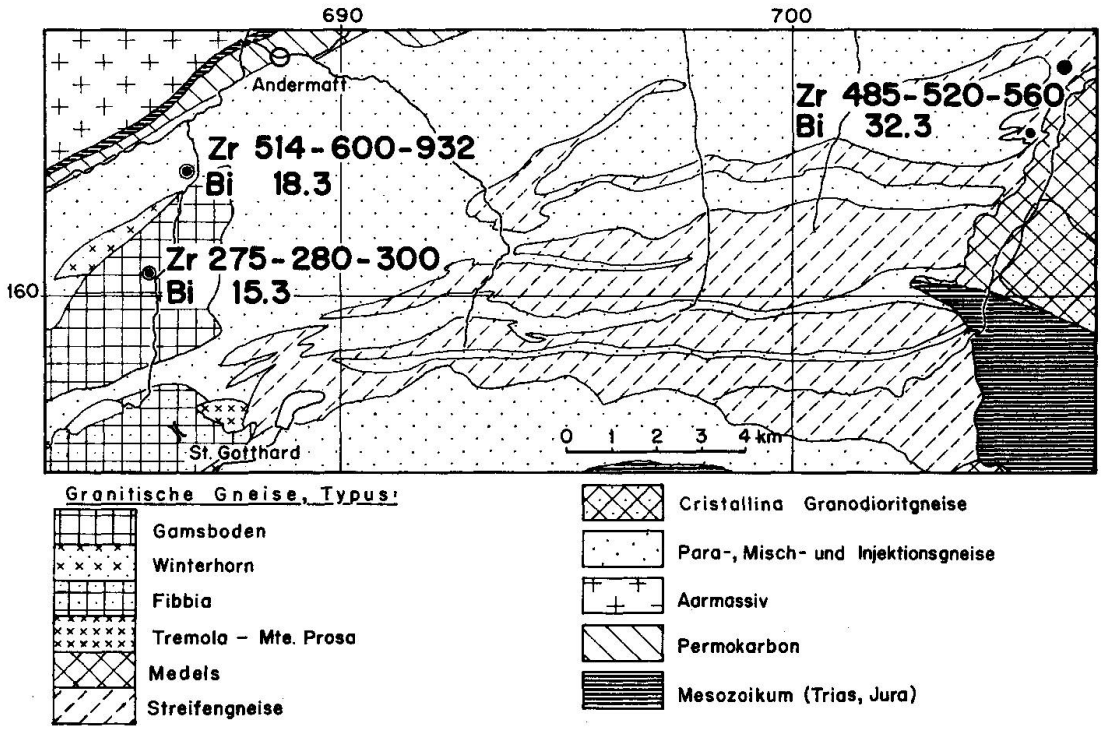

Fig. 1. Zentrales und östliches Gotthardmassiv.

Bi: Rb/Sr-Zerfallsalter der Biotite.
Zr: U/Pb-Zerfallsalter der Zirkone.

Fig. 1 orientiert über die geologische Lagerung des Altkristallins im zentralen und östlichen Teil des Gotthardmassivs. Darin sind die Fundstellen der Gesteine, *Gamsbodengneis:* Koord. 685.60/160.80, *Gurschengneis:* 686.80/162.70, *Streifengneis,* Val Draus: 705.70/164.50 und *Streifengneis,* Val davos Glatschers: 705.40/163.60 eingetragen. Des weiteren sind die gemessenen Rb^{87}/Sr^{87}-*Biotit-* und die U^{238}/Pb^{206}-, U^{235}/Pb^{207}- und Pb^{207}/Pb^{206}-*Zirkon*-Zerfallsalter der drei ersten Gesteinsproben an-

gegeben. Die radiometrischen Altersbestimmungen der Biotite verdanken wir PD. Frl. Dr. E. JÄGER, Mineralogisches Institut der Universität Bern.

II. Beschreibung der Gesteinsgefüge

Die vorliegende Zusammenstellung beschränkt sich auf Dünnschliffbeobachtungen, die an dem zur Zirkonaufbereitung verwendeten Gesteinsmaterial durchgeführt worden sind. Eingehende Beschreibungen ähnlicher Gesteinsproben in angrenzenden Gebieten des nördlichen Gotthardmassives gaben bereits E. AMBÜHL (1929), H. M. HUBER (1943) und E. NIGGLI (1944).

a) Mineralbestand

Quarz: im *Gurschengneis* bildet Quarz einerseits in die Texturfläche gut eingeregelte Lagen oder längsgestreckte Nester, worin 0,1—0,7 mm grosse, xenomorphverzahnte, nur schwach undulös auslöschende Individuen ein gleichkörniges Mosaik bilden. Anderseits tritt er als feingranulierte, undulös auslöschende Kristalle mit unscharf konturierten Korngrenzen, was wohl durch die kleine Gestalt der Körner bedingt ist, auf und entwickelt zusammen mit Plagioklas, Muskowit und Biotit ein feinkörniges Grundgewebe.

Im *Streifengneis* ordnet sich Quarz (Korngrösse: 0,2—5 mm), durchwegs undulös auslöschend, in gelängten Zeilen, Lagen und flachen Linsen an. Seine mosaikartige, verzahnte Aggregierung ist meist frei von Einschlüssen. In feldspat- und glimmerreichen Streifen und Schichten liegt Quarz in feinkörniger Ausbildung zerstreut vor.

Plagioklas: im *Gurschengneis* (An: 6—10%) bildet Albit isometrische, selten polysynthetisch verzwillingte, 0,1—0,5 mm grosse Körner mit gelappten, xenomorphen Korngrenzen. Das Albitkorn ist implikativ mit dem meist aus Quarz bestehenden Nachbargefüge verwachsen. Gelegentlich finden sich isometrische Einschlüsse von Quarz und seltener xenomorphe, kleine Kalifeldspatkristalle. Albit ist sehr häufig mit z. T. eingeregelten Serizitschuppen, vor allem im Korninnern, durchsetzt. Daneben tritt Albit mit kleinem, einschlussfreiem, xenomorphem Korn als Gemenge eines feinkörnigen Grundgewebes auf. Im *Streifengneis* ist Albit (An: 0—2%) in xenomorphen, z. T. hypidiomorphen, 0,1—0,9 mm grossen, häufig polysynthetisch verzwillingten Körnern ausgebildet, die durchwegs mit feinkörnigen Serizit- und Zoisitaggregaten gefüllt sind, stellenweise derart, dass das einzelne Korn kaum mehr erkennbar ist. Zur Hauptsache bildet er zusammen mit Muskowit und feinkörnigem Quarz selbständige, in der Texturfläche gestreckte Schichten.

Kalifeldspat: im *Gurschengneis* tritt Kalifeldspat sehr selten und nur vereinzelt im feinkörnigen Grundgewebe auf. Im *Streifengneis* handelt es sich um Mikrokline (intermediär), die bis zu 1 cm grosse, in einzelnen Augen auch grössere, xenomorph begrenzte Individuen bilden. In grösseren Kristallen ist optisch eine Albit-Periklin-

verzwillingung erkennbar, ebenso häufig eine perthitische Entmischung. Die Zersetzung des Kalifeldspates äussert sich in der weitverbreiteten Bestäubung. Ein weiteres Merkmal ist seine deutliche Umwandlung in Schachbrettalbit. Grössere Individuen, manchmal undulös auslöschend, treten als selbständiges Pflaster am Rande der glimmer- und plagioklasreichen Lagen auf; z. T. sind sie von grobkörnigem Quarz umschlossen.

Muskowit, Serizit: Im *Gurschengneis:* nebst der oben bereits erwähnten Ausbildung als serizitische Füllung der Plagioklase findet man Muskowit als schlecht eingeregelten, selbständigen Bestandteil im feinkörnigen Quarz-Feldspatgewebe. Im *Streifengneis:* als Serizit im intragranularen Interpositionsgefüge der Albite; daneben reichert sich Muskowit zeilenartig in gut eingeregelten Bändern und Lagen an, bildet ein sehr feinblättriges Gewebe zwischen den einzelnen Plagioklaskristallen und tritt vereinzelt im Quarzmosaik auf.

Biotit: im *Gurschengneis* hypidiomorphe, 0,02—2 mm grosse Kristalle, die, meist statistisch verteilt, sehr gut eingeregelt sind. Randlich tritt eine Chloritisierung sowie eine geringe Ausbleichung auf. Ihre Zersetzung ist im allgemeinen gering. Untergeordnet trifft man nesterartige Anhäufungen und Verwachsungen von Biotit-, Epidot-, Zoisit- und Erzaggregaten an. Im *Streifengneis* sind es 0,08 bis 2,5 mm grosse Individuen, die ausgezeichnet in Streifen parallel der Texturfläche eingelagert sind. Gelegentlich weisen sie eine Wellung auf. Sie enthalten sehr häufig entmischten Sagenit. Ihr Hauptanteil ist mit Epidot-Zoisit-Aggregaten verwachsen, die offenbar ein Zersetzungsprodukt darstellen. Relativ häufig anzutreffen sind einzelne Biotite, die nur mit schwacher Regelung im Quarzmosaik hypidiomorph auftreten.

Epidot, Zoisit: im *Gurschengneis* meist hypidiomorphe, stengelige Aggregate, z. T. mit Biotit vergesellschaftet. Im Längsbruch treten hie und da bänderartige, schlecht geregelte Aggregate auf, die in Rissen angereichert sind, welche die s-Flächen senkrecht durchbrechen. Im *Streifengneis* sind beide Mineralien, hypidiomorph ausgebildet, an die Biotit-Lagen und -Zeilen gebunden. In Plagioklaskörnern entwickeln sie häufig radialstrahlige, feinkörnige Aggregate.

Granat: im *Gurschengneis* (Korngrösse: 0,1—0,8 mm) bei kleiner Korngrösse meist idiomorph gewachsen. Grössere Körner enthalten häufig Einschlüsse von Epidot. Granat ist relativ häufig und in deutlichen Mengen anzutreffen.

Untergeordnete Gemengteile: im *Gurschengneis:* Chlorit (z. T. selbständig), Apatit, Zirkon, Erz. Im *Streifengneis:* Apatit, Titanit, Orthit, Zirkon, Karbonat und Erz.

b) Gesteinsgefüge

Das Gefüge beider Gesteine, des Biotit-Plagioklasgneises (Gurschengneis) wie auch des Glimmer-Alkalifeldspatgneises (Streifengneis) ist das Resultat einer *mesometamorphen, blastischen* Umkristallisation vermutlich aller Gemengteile. Der Mineralbestand ist nachträglich epifaziell überprägt worden. Eine para- bis postkristalline Deformation äussert sich einerseits im feinkristallinen Quarz-Feldspatgewebe, anderseits auch in den mosaikartigen Quarzzügen. Ein Abbild einer primär sedimentären

Struktur ist im Gefüge des Gurschengneises nicht erkennbar. Im Streifengneis kann ein Teil der Mineralkomponenten als Relikte aufgefasst werden. Dazu können die grösseren Plagioklase sowie einzelne, verbogene Biotitnester gerechnet werden. Der Entscheid, ob diese Bestandteile ein primär granitisches Gefüge abbilden oder reliktische Blasten infolge der postkristallinen Deformation darstellen, ist schwer zu fällen.

III. Zirkon

Morphologische Merkmale der Zirkonvergesellschaftungen

Das Ziel dieser Untersuchung war, festzustellen, in welchem Masse Altbestand-Zirkone in den einzelnen Zirkonkonzentraten vorhanden und ob unterschiedliche, morphologische Heterogenitäten in den Populationen der verschiedenen Vorkommen zu beobachten sind.

Von jedem Zirkonkonzentrat wurde eine repräsentative Fraktion von 300—400 Individuen entnommen. Diese Fraktionen wurden in Körnerpräparaten auf die Anwesenheit von älteren, eingeschlossenen Kernen, auf das Vorhandensein von Rundungen und auf Bruchformen hin untersucht. Die in diesem Abschnitt beschriebenen Beobachtungen beziehen sich auf das morphologische Erscheinungsbild und berücksichtigen keine Charakterisierung der Zirkonsorten hinsichtlich ihrer optischen Transparenz (vgl. GRÜNENFELDER, 1963, und diese Arbeit, S. 554). Es hat sich als zweckmässig erwiesen, die morphologischen Eigenschaften in ähnlicher Weise zu klassifizieren wie dies HOPPE (1963) getan hat. Da Zirkone mit optisch erkennbarem zonarem Wachstum in allen drei untersuchten Proben sehr selten sind, wurde auf eine diesbezügliche Unterteilung verzichtet. Innerhalb der einzelnen Gruppen wurde weiter zwischen unzerbrochenen und zerbrochenen Kristallen unterschieden. Der Bruch ist zum grössten Teil, wie aus Dünnschliffbeobachtungen ersichtlich ist, durch die Gesteinskataklase bedingt (hinzu kommt die durch die Mineralaufbereitung möglicherweise erfolgte Bruchbildung).

Folgende 6 Klassen veranschaulichen das Ausmass der Heterogenität:

1. Idiomorphe Kristallform, *ohne* ältere Kerne.

2. Idiomorphe Kristallform, *mit* optisch sichtbaren älteren Kernen. Der Zirkon-Altbestand als Kern hat in der Regel mehr oder weniger stark *gerundete* Formen. Eine Ausnahme bilden die Zirkone des Gamsbodengneises, in welchen der Kernbestand im Gegensatz zu den in den drei anderen Proben auftretenden Interpositionen durchwegs *idiomorph* aus-

gebildet ist. Der Kern kann sowohl im Zentrum als auch am Rande des Kristalles liegen.

3. Kristalle mit deutlicher Kantenrundung, *ohne* Kern, Kristallflächen noch erkennbar.

4. Kristalle mit deutlicher Kantenrundung, *mit* Kernbestand (Kerne in gleicher Ausbildung wie unter 2.), Kristallflächen noch erkennbar.

5. Gerundete Kristalle, ohne Kern, mit spindelförmiger, eiförmiger wie auch isometrischer Gestalt.

6. Gerundete Kristalle, *mit* Kern, äussere Form gleich wie unter 5.

In Tab. 1 sind die prozentualen Anteile wiedergegeben.

Tabelle 1. *Häufigkeit morphologischer Erscheinungsarten von Zirkon in den untersuchten Proben.*

	Gurschengneis	Streifengneis V. Draus	Streifengneis V. d. Glatschers	Gamsbodengneis
Idiomorph, ohne Kern	7%	11%	11%	50%
Zerbrochene Kristalle				
Idiomorph, mit Kern	11	4	7	11
Zerbrochene Kristalle				10
Kantengerundet, ohne Kern	22	40	40	2
Zerbrochene Kristalle	9	14	17	
Kantengerundet, mit Kern	22	12	12	
Zerbrochene Kristalle	8	5	7	
Gerundet, ohne Kern	10	9	4	
Zerbrochene Kristalle	3	3		
Gerundet, mit Kern	5	1	1	
Zerbrochene Kristalle	3	1	1	

Bei der Betrachtung der Häufigkeit der einzelnen Zirkonsorten muss berücksichtigt werden, dass mehr Altbestand in Form von Kernen vorhanden sein dürfte, als optisch sichtbar ist. Die Lichtbrechungsunterschiede von Kern zu Hülle können sehr klein sein und damit die Erkennbarkeit eines Altbestandes verunmöglichen.

Wir können feststellen, dass die Zirkonfraktion des Gurschengneises und des Streifengneises (Val Draus und Val davos Glatschers) eine deutliche heterogene Vergesellschaftung darstellen. Im Gamsbodengneis dagegen sind im wesentlichen nur zwei morphologische Typen vertreten.

Bemerkenswert sind ferner die Unterschiede im Gesamtanteil des *Altbestandes* in jeder Probe. Die prozentuale Häufigkeit der eingeschlossenen Kerne ist im Gamsbodengneis etwa gleich gross wie im Streifengneis. Im Gegensatz dazu enthalten die Gurschengneis-Zirkone eine fast doppelt so grosse Menge. Wenngleich auch der Anteil von Kernen im Streifen- und Gamsbodengneis etwa der gleiche ist, besteht jedoch ein wesentlicher Unterschied hinsichtlich ihres Habitus. Die Kerne sind im Streifengneis gerundet, im Gamsbodengneis hingegen idiomorph ausgebildet. Des weitern können wir beobachten, dass sowohl im Streifengneis als auch im Gurschengneis über 70% der *Zirkone gerundet* sind, während gerundete Formen im Gamsbodengneis nur einen verschwindend kleinen Betrag ausmachen. Der Anteil an *zerbrochenen* Kristallen ist im Gamsbodengneis deutlich höher als in den beiden anderen Gesteinen.

Die Untersuchung gestattet Aussagen über das im morphologischen Erscheinungsbild sich äussernde Ausmass der Heterogenität. Sie allein hingegen gibt noch keine Auskunft über eine mögliche genetische Verwandtschaft einzelner Zirkonsorten, die heute als Bestandteil der drei untersuchten Zirkonkonzentrate auftreten. Wir haben deshalb versucht, mit Hilfe statistischer Messungen der Kristall-Länge und -Breite (reduced major axis [RMA]-Methode nach LARSEN and POLDERVAART, 1957) Hinweise dafür zu erhalten.

Von jedem Zirkonkonzentrat wurden 200 Individuen ausgemessen. Die statistische Auswertung und Berechnung der RMA wurde nach LARSEN and POLDERVAART durchgeführt, wobei für die Streuung der Faktor $\frac{1}{N-1}$ gewählt wurde (vgl. HOFMÄNNER, 1963). Die statistischen Parameter sind in Tab. 2 zusammengestellt.

Zur Prüfung der Steigung (z_α) wird eine Sicherheitsschwelle $P < 0{,}05$ gefordert, woraus folgt, dass $z_\alpha > 1{,}96$ sein muss, damit die Abweichung als gesichert betrachtet werden darf.

Wie aus Fig. 2 ersichtlich, ist der Unterschied der RMA der Gamsbodengneis-Zirkone gegenüber den anderen bereits durch ihren Ort bestimmt. Eine statistische Prüfung erübrigt sich demnach. Die RMA der Streifen- und Gurschengneis-Zirkone sind hinsichtlich ihrer Steigungen und Orte ähnlich, so dass nur ein z_α-Test über mögliche Abweichungen voneinander Aufschluss gibt. Zwischen der Zirkonpopulation des Gurschengneises und der Streifengneisproben Val davos Glatschers und Val Draus ist der berechnete z_α-Wert 2,02, beziehungsweise 3,56. Die Abweichung der Gurschengneis-Zirkone von jenen der Streifengneisproben darf damit als gesichert betrachtet werden. Wäre die Gurschengneis-

Tabelle 2. *Statistische Parameter von Zirkonen der untersuchten Proben.*

	$\bar{x}$	$\bar{y}$	s_x	s_y	tg_α	σ_α	r	$\bar{x}/\bar{y}$
Gurschengneis	0,13679	0,05305	0,03671	0,01526	0,41569	0,01646	0,61323	2,71
Streifengneis V. Draus	0,14756	0,05247	0,05126	0,01694	0,33045	0,01743	0,69060	2,81
Streifengneis V. d. Glatschers	0,15793	0,05859	0,04535	0,01656	0,36509	0,01891	0,70396	2,69
Gamsbodengneis	0,11409	0,03179	0,03505	0,01038	0,29601	0,01718	0,57721	3,58

$\bar{x}$ = mittlere Länge (mm), $\bar{y}$ = mittlere Breite (mm), s_x = Streuung in x, S_y = Streuung in y, r = Korrelationskoeffizient, tg_α = Steigung der RMA, σ_α = Fehler der Steigung, $\bar{x}/\bar{y}$ = mittleres Längen-Breiten-Verhältnis.

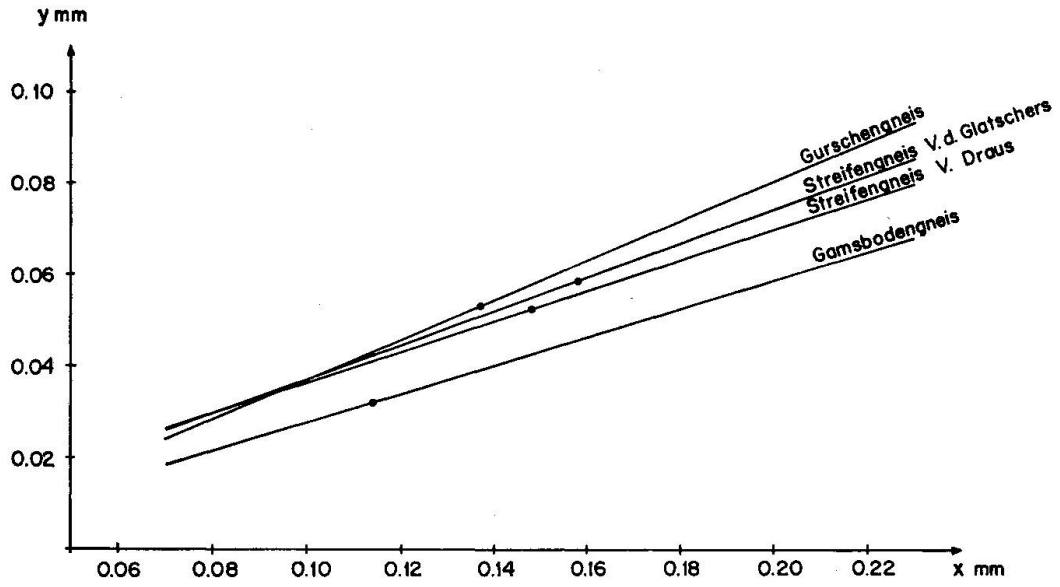

Fig. 2. RMA-Diagramm der untersuchten Zirkonproben.

Sedimentation nach der Bildung der Streifengneise erfolgt, so dürfte mit einiger Wahrscheinlichkeit ein gewisser Prozentsatz an Streifengneis-Zirkonen, deren Rundung bereits metamorph geprägt worden wäre, im Sediment erwartet werden, was sich in einer Angleichung der RMA an diejenige des Streifengneises äussern würde. Durch die Abweichung der beiden RMA, mag ein weiterer Hinweis (siehe S. 544) dafür gegeben sein, dass die Sedimentation dieser Gurschengneisprobe vor der primären Bildung der Streifengneise stattgefunden hat.

Die Abweichung der RMA-Steigung zwischen Streifengneis Val Draus und Val davos Glatschers ($z_\alpha = 1{,}35$) liegt innerhalb des statistischen Zufalls. Die beiden Streifengneispopulationen dürfen als genetisch gleichwertig betrachtet werden.

U/Pb-Zerfallsalter

Die analytischen Ergebnisse sind in Tab. 3 angegeben. Die chemischen Verfahren der Flüssigkeitsextraktion von Pb und U richten sich nach den von TILTON et al. (1955, 1957) gemachten Angaben. Die Messung der relativen Isotopenverhältnisse wurde mit dem Massenspektrometer CH4 des Physikalischen Institutes der Universität Bern ausgeführt.

Tabelle 3. *U-, Pb-Gehalt und die U/Pb-Zerfallsalter des heterogenen Zirkongemisches*

1. Biotit-Plagioklasgneis, Gurschengneis

Gehalt in ppm			Atom % Pb, 206 = 100			
U	Pb	Pb^{206}	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
812	74	59	0,164	100	9,31	15,08

Zerfallsalter in 10^6 Jahren		
Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/Pb^{206}
514 ± 20	600 ± 25	932 ± 35

2. Glimmer-Alkalifeldspatgneis, Streifengneis

Gehalt in ppm			Atom % Pb, 206 = 100			
U	Pb	Pb^{206}	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
614	59	45	0,338	100	10,77	20,74

Zerfallsalter in 10^6 Jahren		
Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/Pb^{206}
485 ± 20	520 ± 25	560 ± 30

Verwendete Zerfallskonstanten:

U^{238}: $\lambda = 1{,}54 \cdot 10^{-10}$/Jahr

U^{235}: $\lambda = 9{,}72 \cdot 10^{-10}$/Jahr

$$\frac{U^{235}}{U^{238}} = \frac{1}{137{,}8}$$

IV. Diskussion

Für die Interpretation der vorliegenden Resultate ist festzuhalten, dass jede U/Pb-Altersbestimmung einer sedimentären Zirkonvergesellschaftung, die aus verschieden alten Zirkonen zusammengesetzt ist, *diskordante* Alterswerte ergeben wird.

Sieht man zunächst von nachträglichen Veränderungen der U/Pb-Verhältnisse ab, so kennzeichnet die gemessene *Diskordanz* im Gurschengneis die primäre, sedimentäre Zirkonmischung. Die *Grössenordnung* der Zahlenwerte weist bereits darauf hin, dass im Gurschengneis *präkambrisch* gebildete Zirkone auftreten. Welches ihr Anteil an der gesamten Zirkonsubstanz ist und wieviele präkambrische Zirkonkomponenten verschiedenen Alters darin vertreten sind, kann nicht bestimmt werden. Dafür sollte die Zirkonmischung in einzelne Fraktionen unterteilt werden können, wobei jede Fraktion eine kogenetische Vergesellschaftung darstellen müsste. Eine derartige Unterteilung wird aber durch die deutliche Heterogenität des Zirkonkonzentrates und des Einzelkornes praktisch verunmöglicht.

Offensichtlich enthält die Zirkonmischung des Gurschengneises Komponenten, deren Zerfallsalter höher ist als dasjenige der Mischung. Es ist deshalb naheliegend, zu fragen, ob die vorliegenden Ergebnisse Aussagen über das Alter der *ältesten* in der Mischung vertretenen Zirkone gestatten könnten. Ein solcher Versuch kann nur auf modellartigen Vorstellungen beruhen. Er wird für unseren Fall dadurch wesentlich erschwert, dass die Matrix der Zirkonmischung, das Gestein, wiederholt und in verschiedenem Ausmass metamorphosiert worden ist (siehe S. 547). Es darf vermutet werden, dass auch die Zirkonsubstanz, beziehungsweise die ursprünglichen U/Pb-Verhältnisse, durch Metamorphose verändert worden sind. Einen unabhängigen Hinweis dafür glauben wir in der Art der Verteilung und im H_2O-Gehalt der untersuchten Zirkonmischung gefunden zu haben (siehe S. 554).

In einem Concordia-Diagramm nach Wetherill (1956) werden sich die diskordanten U/Pb-Verhältnisse eines Mehrkomponentensystems in einem *Segment* befinden, welches einerseits durch die Concordiakurve und andererseits durch die Verbindungsgeraden zwischen dem Alter der jüngsten und der ältesten Zirkonkomponente begrenzt ist. Unabhängig von der Anzahl und der Zerfallsalter der Komponenten wird ein *minimales* Segment jeweils durch eine Gerade festgelegt sein, die das jüngste in der Mischung auftretende Zirkonalter mit dem *experimentell*

bestimmten U/Pb-Mischungswert verbindet und in ihrer Verlängerung die Concordiakurve schneidet. Ein derart konstruierter Schnittpunkt gibt dementsprechend ein Minimum für das Alter der ältesten Zirkonkomponente in der Mischung an (vgl. TATSUMOTO und PATTERSON, 1964, und die darin zitierte Literatur).

Konstruiert man einen derartigen Schnittpunkt für die Zirkonmischung des Gurschengneises, so stellt sich die Frage nach dem wahrscheinlichsten Alter der jüngsten Zirkonkomponente. Es steht mit Sicherheit fest, dass die Sedimentation des Gurschengneises älter ist als die Bildung der herzynischen Gamsboden- und Medelsergneise, wahrscheinlich sogar älter als die Platznahme der Streifengneise (vgl. E. NIGGLI, 1944, und diese Arbeit, S. 551). Das Gefüge aller Gesteine des Altkristallins ist jedoch durch mehrfache Metamorphose umgebildet worden. Es ist deshalb zu erwarten, dass die Zirkonmischung ebenfalls metamorph verändert worden ist und praktisch *neugebildete* Zirkonkomponenten enthalten kann.

Ein weiterer Hinweis dafür mag der folgende Vergleich von Zirkonmischungen *rezenter Sande* und *alter*, metamorph *nicht* veränderter *Sandsteine* mit den Zirkonkonzentraten des Gurschengneises, der beiden Streifengneise und des Gamsbodengneises zeigen. Das Ausgangsmaterial des Gurschengneises war ein toniger Sand. Für die hier behandelten Zusammenhänge soll die ursprüngliche Zirkonmischung mit einer unveränderten, sedimentogenen verglichen werden. Zu diesem Zweck wurde eine Sandprobe in der Nähe der Einmündung des Ahabaches in den Schluchsee (Schwarzwald) und eine Probe triasischen Buntstandsteins von Bachtalen südöstlich Mumpf (Aargau) aufbereitet. Die Zirkonfraktionen wurden auf ihren H_2O-Gehalt und ihre optische Transparenz hin untersucht (vgl. GRÜNENFELDER, 1963). Im Histogramm der Fig. 3 sind die ermittelten Werte zusammen mit jenen der vier untersuchten Zirkonproben aus den Gneisen dargestellt.

Man erkennt, dass im Gegensatz zu den beiden Sandfraktionen der Gurschengneis in seinem H_2O-Gehaltsbereich den anderen drei Gneisproben entspricht. Bemerkenswert ist ferner, dass der *mittelste H_2O-Gehalt* der Zirkone im Gurschengneis wesentlich *kleiner* ist als in den Sandfraktionen und mit dem mittelsten Wert der Zirkonfraktionen der Streifengneise und des Gamsbodengneises vergleichbar ist. Es ist denkbar, dass der ähnliche mittelste H_2O-Gehalt und die ähnliche Verteilung der H_2O-Werte der vier untersuchten Zirkonfraktionen der Gneisproben des Gotthardmassivs eine Angleichung an die bei der Metamorphose herrschenden Bedingungen bedeuten.

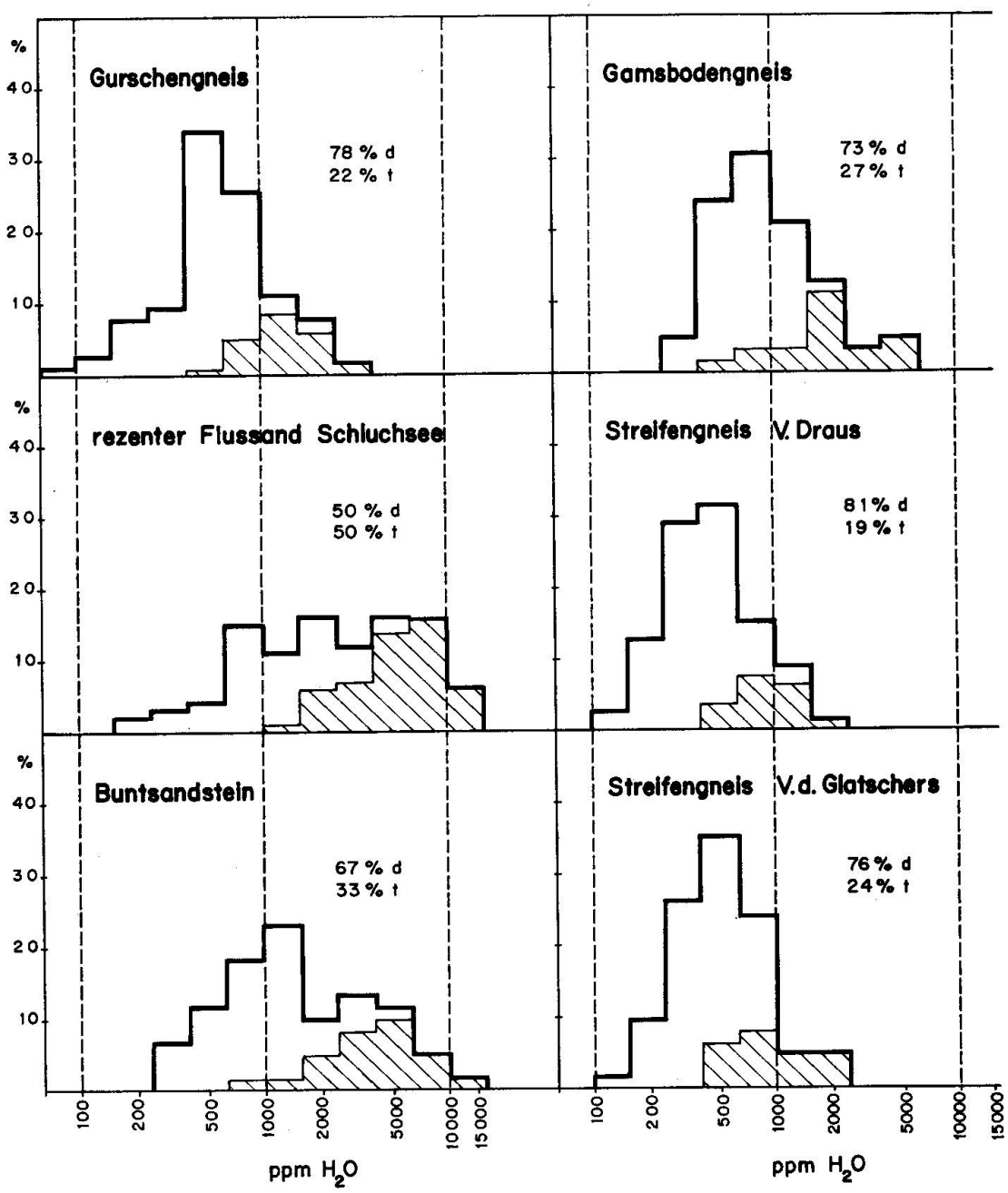

Fig. 3. Häufigkeitsverteilung der H_2O-Gehalte in Zirkonen. (d = optisch durchsichtiger, t = milchig-trüber, im Histogramm schraffiert eingetragener Anteil.)

Wann die letzte Umwandlung stattfand, die möglicherweise partielle Neubildungen in der Zirkonmischung des Gurschengneises verursachte, ist eine weitere Frage. Zunächst kann das Rb/Sr-*Biotit*alter von 18,3 ± 5,2 Millionen Jahren einen Richtwert für das *Minimalalter* der neugebildeten Zirkonkomponenten in der Mischung geben. Für die hier diskutierten

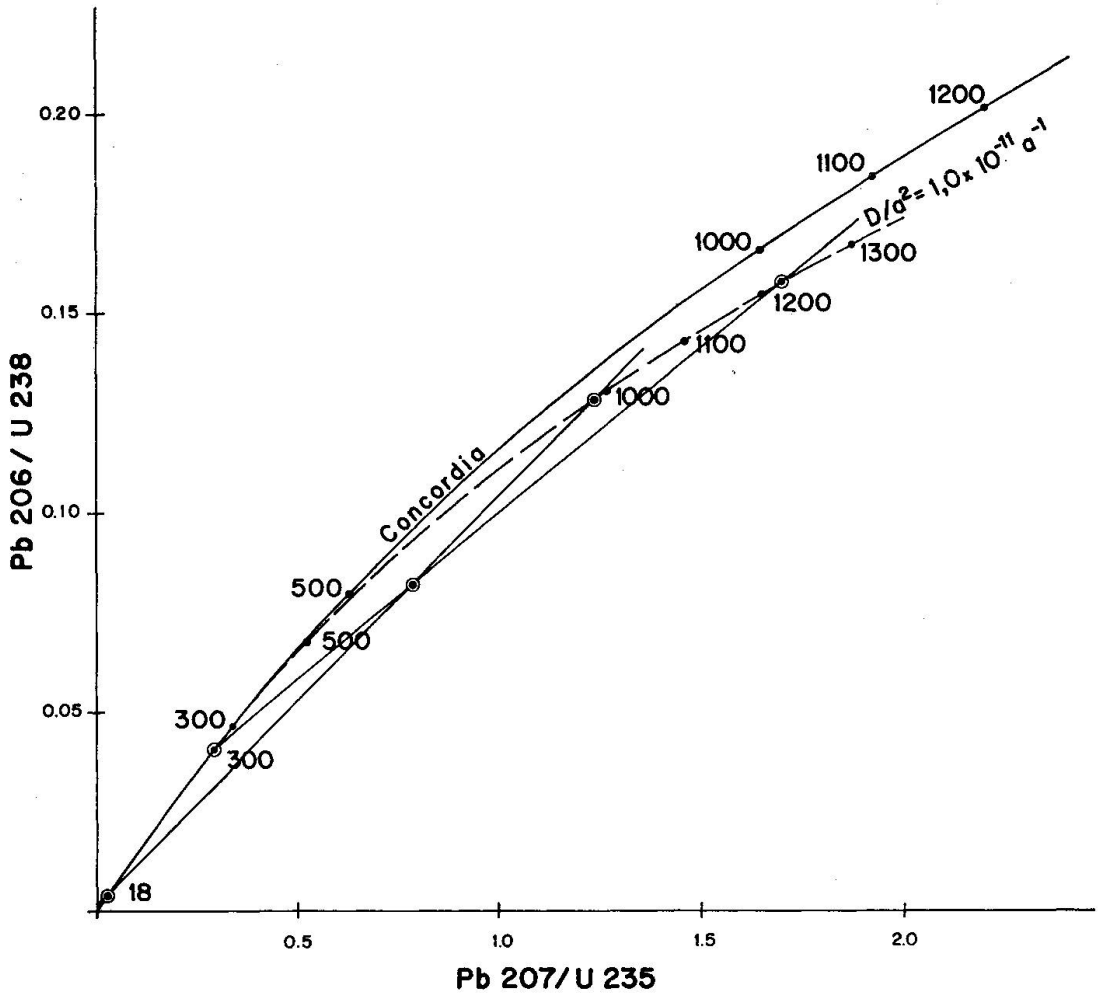

Fig. 4. Graphisches Verfahren zur Bestimmung des Alters der ältesten Zirkonkomponenten in der Mischung des Gurschengneises.

Zusammenhänge ist es unerheblich, ob dieser Wert gegenüber der Zeit der Metamorphose um mehrere Millionen Jahre zu hoch liegt.

Indessen ist es auch möglich, dass die letzte auf die Zirkonmischung wirksame Metamorphose älteren Datums ist. Eine solche Ansicht erscheint besonders plausibel, wenn man das Zirkonalter von 300 Millionen Jahren des unmittelbar angrenzenden Gamsbodengneises berücksichtigt. Wenngleich auch hier eine junge Überprägung des Gesteins durch das Rb/Sr-Biotitalter von 15,3 ± 3,4 Millionen Jahren erkennbar ist, sind die herzynischen Zirkonalter *konkordant* und weisen auf keine später erfolgte Umbildung der Zirkonsubstanz hin. Ihr Alterswert könnte ein weiteres Minimalalter für die jüngsten Zirkonkomponenten im Gurschengneis bestimmen. Allerdings muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Zirkonkonzentrate des Gurschengneises und des Gamsbodengneises nicht

unbedingt miteinander verglichen werden dürfen. Nach GRÜNENFELDER und HAFNER (1962) und GRÜNENFELDER (1963) stehen anscheinend die U/Pb-Verhältnisse, der Kristallbau und die chemische Zusammensetzung der Zirkone miteinander in Beziehung. Das Ausmass der *Heterogenität* in den beiden Proben ist deutlich verschieden (siehe S. 549). Dies dürfte in unserem Fall ein gleichartiges Verhalten beider Zirkonkonzentrate während der Metamorphose ausschliessen.

Fig. 4 gibt die graphische Lösung für die beiden hier besprochenen Fälle wieder. Im Hinblick auf eine mögliche kontinuierliche Bleidiffusion wurde die Concordiakurve für einen Konstantenwert von $D/a^2 = 1 \times 10^{-11}\ a^{-1}$ transformiert (vgl. TILTON, 1960, TATSUMOTO und PATTERSON, 1964).

Für die älteste Komponente der Zirkonmischung im Gurschengneis wird demnach eine untere Grenze von 1,0, beziehungsweise 1,22 Milliarden Jahren bestimmt.

Die U/Pb-Zerfallsalter der Zirkonfraktion des Streifengneises weisen durch ihre allerdings schwache Diskordanz ebenfalls auf *präkambrische* Zirkonbildung im Altkristallin des Gotthardmassivs hin. Das häufige Auftreten von gerundeten Zirkonkernen mag dafür sprechen, dass, wie bereits von H. M. HUBER (1943) vermutet, eine randliche Vermengung mit Nebengesteinen bei der Platzstellung des Streifengneismagmas stattfand.

Beide untersuchten Zirkonvergesellschaftungen zeigen, dass präkambrische Kristallisationen am Aufbau des Altkristallins des Gotthardmassivs beteiligt sind. Damit gewinnt die von einzelnen Bearbeitern, unter anderem von R. STAUB (1948) vertretene Ansicht über ein vorpaläozoisches Alter der altkristallinen Gesteinsserien in den Schweizer Alpen erneut an Interesse.

Die Untersuchung wurde durch Mittel der Kommission für Atomwissenschaft des Schweiz. Nationalfonds ermöglicht. Wir danken Herrn G. O. Brunner für seine freundliche Mithilfe und wertvollen Ratschläge. Ferner danken wir den Herren Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. J. Geiss, Prof. Dr. F. Laves, Prof. Dr. F. G. Houtermans und PD. Frl. E. Jäger, PD. Dr. H. U. Bambauer, Dr. P. Eberhard und Dr. N. Pavoni für ihr Interesse und Diskussionen.

Literatur

SMPM = Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Mitteilungen.

AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. SMPM 9, 265—441.

von Fritsch, K. (1873): Das Gotthardgebiet. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 15.

Grünenfelder, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. SMPM 42, 6—7.

— (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass). SMPM 43, 235—257.

Grünenfelder, M. und Hafner, S. (1962): Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits. SMPM 42, 169—207.

Hofmänner, F. (1962): Statistische Untersuchungen an Zirkonen des Gamsboden- und Fibbiagneises (Gotthardmassiv). SMPM 42, 321—325.

— (1964): Petrographische Untersuchung der granitoiden Gesteine zwischen Gotthard- und Wittenwasserenreuss (Gamsbodengneis, Cacciolagranit, Winterhornaplitgranit). Diss. Univ. Zürich.

Hoppe, G. (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. Abh. d. deutschen Akad. Wissensch. Berlin, Kl. f. Bergb., Hüttenw. und Montangeol., Jg. 1963, Nr. 1.

Huber, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südlichen Gotthardmassiv. SMPM 23, 72—260.

Larsen, L. H. and Poldervaart, A. (1957): Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin. Mineral. Mag. 31, 554—564.

Niggli, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. SMPM 24, 58—301.

Niggli, P. (1934): Das Gotthardmassiv. Geolog. Führer d. Schweiz. Basel.

Staub, R. (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. SMPM 28, 422—442.

Tatsumoto, M. and Patterson, C. (1964): Age studies of zircon and feldspar concentrates from the franconia sandstone. J. Geol., vol. 72, 232—242.

Tilton, G. R. (1960): Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. J. Geophys. Research, vol. 65, 2933—2945.

Tilton, G. R., Patterson, C., Brown, H., Inghram, M., Hayden, R., Hess, D. and Larsen Jr., E. (1955): Isotopic composition and distribution of lead, uranium and thorium in a precambrian granite. Geol. Soc. Amer. Bull. 66, 1131—1148.

Tilton, G. R., Davis, G. L., Wetherill, G. W. and Aldrich, L. T. (1957): Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites. Trans. Amer. Geophys. Union 38, 360—371.

Wetherill, G. W. (1956): Discordant uranium-lead ages. I. Trans. Amer. Geophys. Union 37, 320—326.

Manuskript eingegangen am 15. Juni 1964.