

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

Band: 41 (1961)

Heft: 2

Artikel: Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen

Autor: Jäger, Emilie / Geiss, Johannes / Niggli, Ernst

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-31900>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 07.10.2024

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

Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen

Von *Emilie Jäger*¹⁾, *Johannes Geiss*²⁾, *Ernst Niggli*³⁾, *Albert Streckeisen*³⁾,
*Eduard Wenk*⁴⁾ und *Hans Wüthrich*¹⁾

Zusammenfassung

Es wurde an fünf gesteinsbildenden Glimmern der Schweizer Alpen das Rb-Sr-Alter bestimmt.

Das jungtertiäre Rb-Sr-Alter des Biotites des *Cocco-Gneises* (16 ± 1 Millionen Jahre) lässt sich gut mit der petrogenetischen Interpretation von E. WENK vereinbaren. Das Alter des grobblättrigen Muskowites (295 ± 14 Millionen Jahre) eines *Pegmatites* aus dem *Tavetscher Zwischenmassiv* lässt auf herzynische Bildung der Pegmatitgänge dieses Massives schliessen; es bestätigt aufs neue, dass grosse Muskowite ihr radiogenes Strontium auch bei metamorpher Überprägung gut zurückbehalten. Der Biotit eines *Granat-Biotit-Andesin-Gneises* aus dem nördlichen, herzynischen *Gotthardmassiv* dagegen ergab ein Alter von 42 ± 5 Millionen Jahre. Zwei Interpretationen sind zur Diskussion gestellt: entweder fand im Gotthardmassiv zu diesem Zeitpunkt die letzte stärkere Metamorphose-Phase der alpinen Gebirgsbildung statt (also wesentlich früher als in den Tessiner Gneisen), oder es ist, was uns wahrscheinlicher erscheint, das berechnete Alter ein Mischalter: der ursprünglich wohl herzynisch gebildete Biotit hätte während der spättertiären Metamorphose, vor ca. 16 Millionen Jahren, einen Teil seines radiogenen Strontiums verloren. Mikroskopisch ist im Biotit dieses Gneises Sagenit- und Ilmenit-Bildung zu konstatieren.

Der Muskowit (293 ± 12 Millionen Jahre) eines *Orthogneises* und der Biotit (306 ± 13 Millionen Jahre) eines *Biotit-Paragneises* aus der oberostalpinen *Silvretta-decke* zeigen, dass die Gneisbildung in der Silvrettadecke in die herzynische Orogenese zu stellen ist. Gleichzeitig wird damit bestätigt, dass die Silvrettadecke eine vortriadische Gneismasse darstellt, die auf die zum Teil fossilführenden liegenden mesozoischen Gesteine überschoben ist.

1) Laboratorium für Altersbestimmungen, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.

2) Physikalisches Institut der Universität Bern.

3) Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.

4) Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Basel.

Abstract

In the Mineralogical-Petrographical Institute of the University of Berne (Switzerland) a laboratory for Rb-Sr-age work has been established in the last two years. Special care was taken in mineral separation to get very clean mica concentrates with low common Sr contents in view of the Tertiary age of many Alpine micas. Rb and Sr were measured at the Physical Institute Berne with an Atlas CH 4 mass-spectrometer. We measured first the Hurley standard biotite B 3203 to check our laboratory procedure and to prove our spike solutions. Our results are Rb⁸⁷: 125 ppm; Sr_{rad.}⁸⁷: 1,73 ppm; total common Sr: 11,1 ppm. The correction for the Rb blank is less than 0,02 ppm. Then five Rb-Sr ages of Alpine rock-forming micas were measured. The biotite of the quartzdioritic Cocco-gneiss (Ticino, Lepontic region) gave an age of 16 ± 1 m. y. The result is in agreement with the view of E. WENK, that the Cocco-rocks crystallized during the Alpine orogeny at the same time as the other gneisses of the lower penninic nappes. The Rb-Sr-age of a biotite from a paragneiss (306 ± 13 m. y.) and of a muscovite from an orthogneiss (293 ± 12 m. y.) of the "Eastern-Alpine" Silvretta-nappe indicate, that these rocks were formed during the Hercynian orogeny. Furthermore the ages confirm that the Silvretta-mass has been overthrust in Alpine time, because it overlies mesozoic fossil-bearing series.

The Rb-Sr-age (295 ± 14 m. y.) of muscovite-flakes of a pegmatite from the small Tavetsch massif confirm the view of E. NIGGLI that the intrusion is Hercynian; the rock underwent an epizonal Alpine metamorphism, which apparently did not influence the Rb-Sr-age. The age-value of 42 ± 5 m. y. for biotite from a garnet gneiss (Gotthard massif) may represent an older metamorphic phase during the Alpine orogeny, but we rather think that it represents a mixed age. During epizonal Alpine metamorphism (ca. 16 m. y. ago) the biotite, formed in Hercynian time, lost the greater part of its radiogenic strontium. Microscopically, we observed in the light brown biotite sagenite and ilmenite-inclusions, which are considered to be an Alpine neof ormation.

Im Jahre 1959 publizierten E. JÄGER und H. FAUL die ersten Rb-Sr- und K-Ar-Alter an gesteinsbildenden Mineralien aus den Alpen. Als wichtigste Resultate ergaben die Untersuchungen, dass die aus den Messungen berechneten Alterswerte der Glimmer aus Gneisen der Tessinerdecken mit der Annahme der Alpenpetrographen vereinbar sind, dass diese Gesteine während der alpinen Metamorphose kristallisierten resp. völlig oder fast völlig umkristallisierten. Ferner konnten die genannten Autoren zeigen, dass der Baveno-Granit spätherzynisches Alter besitzt. Schliesslich deuteten die Resultate an Gesteinen aus dem Aarmassiv darauf hin, dass auch in den Zentralmassiven ein Teil der Biotite jung, das heisst tertiär sein dürfte und dass dieses Mineral sich dort während der alpinen Gebirgsbildung neu bilden konnte.

In den Jahren 1960 und 1961 richtete die erstgenannte Autorin im Mineralogisch-petrographischen Institut Bern ein Laboratorium für Altersbestimmungen ein. Die nachstehenden Untersuchungen stellen die erste Serie von Altersbestimmungen dar, die in diesem Laboratorium durchgeführt wurden.

In Ergänzungen der Messungen von E. JÄGER und H. FAUL an Tessiner Gesteinen bestimmten wir das Rb-Sr-Alter an Biotit des gneisigen Cocco-Quarzdiorites, der nach E. KÜNDIG (1934) und E. WENK (1943) junges, alpines Alter besitzen soll. Als zweites neues Problem nahmen wir die Altersbestimmung der Glimmer der Gneise des prätriadischen Altkristallins der oberostalpinen Silvrettadecke in Angriff. Schliesslich untersuchten wir das Rb-Sr-Alter eines Muskowites aus einem Pegmatit des vortriadischen, wohl herzynischen Tavetscher Zwischenmassivs und des Biotites eines Gneises aus dem Gotthardmassiv. Anlass hiezu gaben die Resultate der Messungen an Biotiten der Granite des Aarmassivs (E. JÄGER und H. FAUL, 1959); es stellte sich nämlich die Frage, ob in den Zentralmassiven überhaupt noch „alte“, vortriadische, Glimmer erhalten geblieben sind und ihr radiogenes Strontium seit dem Spätpaläozoikum bewahrt haben.

Die Mineralseparationen (mit Ausnahme des Cocco-Gneises), die Reinigung der Glimmerfraktionen, die gesamte chemische Aufbereitung und die Herstellung der „Spike“-Lösungen führte E. Jäger, unter Mitwirkung von H. Wüthrich, im Laboratorium für Altersbestimmungen Bern durch; die massenspektrometrischen Messungen konnten im Physikalischen Institut Bern von E. Jäger und J. Geiss ausgeführt werden. H. Wüthrich untersuchte die gereinigten Glimmerfraktionen unter dem Mikroskop. Die Probe „Coccogneis“ sammelte E. Wenk; die erste grobe Separierung des Biotites dieses Gesteins führten J. Hunziker und W. Stern (Basel) durch. Die Gesteinsproben aus der Silvrettadecke sammelten A. Streckeisen und E. Jäger; diejenigen aus den Zentralmassiven E. Niggli, E. Kempfer und G. della Valle. Die petrographischen Angaben und Diskussionen verfassten A. Streckeisen, E. Wenk, E. Niggli und E. Jäger.

Der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Kommission für Atomwissenschaften) ermöglichte in grosszügiger Weise durch Kredite unsere Untersuchungen; die Autoren sind ihm hierfür zu grossem Dank verpflichtet. Die Regierung des Kantons Bern ermöglichte uns die Einrichtung eines staubfreien chemischen Laboratoriums, das sich bei unseren Arbeiten sehr bewährt hat. Für manche anregenden Diskussionen gebührt unser Dank Herrn Prof. Dr. F. G. Houtermans (Bern), sowie den Herren Dr. G. Tilton und Dr. H. Faul (USA), beide zur Zeit Gastdozenten an der Universität Bern. Nicht zuletzt sind wir Herrn Dr. N. Grögler zu Dank verpflichtet für seine Mithilfe bei den massenspektrometrischen Messungen; ferner danken wir Frl. R. Burkhalter, Herrn H. Huber und Herrn H. Hafner für ihre Hilfe im Laboratorium.

Methodische Bemerkungen zu den Altersbestimmungen

Besondere Beachtung schenken wir der Mineralseparation, um möglichst reine Konzentrate mit niedrigem Gehalt an gewöhnlichem Strontium zu erhalten. Unser Vorgehen hinsichtlich der Mineralseparation ist von E. JÄGER, 1960, beschrieben worden; für Einzelheiten verweisen wir auf diese Publikation. Reine Konzentrate sind besonders wichtig im Hinblick auf die zu erwartenden jungen Alter mancher Gesteine der Alpen. Die chemische Aufbereitung erfolgte nach dem Vorgehen von L. T. ALDRICH et al. (1956), wobei in Abweichung der Methode dieser Autoren für das Eindampfen der Rb- und Sr-Lösungen nur „Teflon“-Gefäße verwendet wurden. Für die Isotopen-Verdünnungs-Methode verwendeten wir einen Sr⁸⁶-Sr⁸⁴-Misch-„Spike“ (Sr⁸⁴ geliefert von Harwell, England, und Sr⁸⁶ von Oak Ridge, USA) und für Rb einen Rb⁸⁷-„Spike“ (Harwell, England).

Die „Spike“-Konzentration kontrollierten wir durch Mischen mit spektralreinem Rubidium und Strontium der Firma Johnson, Matthey & Co., London. Die Kalium-Verunreinigung im Rb-„spike“ wurde mittels Isotopen-Verdünnung mit K⁴¹ gemessen. Im Blindversuch erhielten wir 0,02 Mikrogramm Rb für die Prozedur, welche für 1 g Biotit notwendig ist.

Die massenspektrometrischen Messungen erfolgten an einem „Atlas“-CH₄-Gerät mit Vakuum-Schleuse des Physikalischen Institutes Bern, das von J. Geiss und N. Grögler in Einzelheiten modifiziert wurde.

Zur Kontrolle des ganzen Vorgehens massen wir zuerst den „Hurley Standard Biotite B 3203“; die Resultate sind in Tabelle 2 mit den anderen Daten zusammengestellt. Sie stimmen in befriedigender Weise mit den Werten überein, die in anderen Laboratorien gemessen wurden (HURLEY, 1960).

Tabellarische Zusammenstellung der Resultate

Wir verwendeten für die Berechnungen die folgende Zerfallskonstante:

$$\text{Rb}^{87}: \lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$$

Da in der Arbeit von E. JÄGER und H. FAUL (1959) eine andere Zerfallskonstante für Rb⁸⁷ (nämlich $\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$) verwendet worden ist, geben wir im folgenden zuerst in Tab. 1 die alten und die neu berechneten Rb-Sr-Alterswerte für die in der genannten Arbeit untersuchten Mineralien.

Tabelle 1

| Probe Nr. | Gestein, Mineral | Rb/Sr-Alter $\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ | Rb/Sr-Alter $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1*}$ |
|-----------|------------------------------------|---------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|
| A 8 | Mont-Orfano-Granit: Biotit | 290 | 274 |
| A 8s | Kalifeldspat | 291 | 275 |
| A 3 | Mittagfluh-Granit Biotit | 77 | 73 |
| A 7 | Platten-Gneis von Brione Biotit | 17 | 16 |

*) In vorliegender Arbeit benutzte Konstante.

In Tabelle 2 sind die neuen Analysendaten und die berechneten Alterswerte zusammengestellt (für Rb^{87} : $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$).

Tabelle 3 schliesslich stellt die optischen Untersuchungen an den Glimmerkonzentraten zusammen. Die Bestimmung der Farbe im Durchlicht erfolgte mit Hilfe der „Rock Color Chart“, herausgegeben vom National Research Council, Washington, D. C. (1948). Diese ist zwar eigentlich nur für die Bestimmung von Gesteinsfarben gedacht; es zeigte sich aber, dass sie sich auch für die Farben der Biotite recht gut eignet.

Geologie und Mineralogie der Gesteinsproben und Diskussion der Alterswerte

a) Allgemeine Bemerkungen

Ein Fundamentalproblem der chemisch-physikalischen absoluten Altersbestimmungen ist die Frage der geologischen Deutung der aus den Messungen berechneten Alterswerte. Bei später nicht metamorphosierten Eruptivgesteinen werden wir meistens den Zeitpunkt der Kristallisation des Minerals aus dem Magma bestimmen. Bei metamorphen Gesteinen ist die Deutung schwieriger. Wir wissen a priori nicht, ob wir den Zeitpunkt einer der letzten Metamorphose vorangegangenen Kristallisation (bei Eruptiva zum Beispiel den Zeitpunkt der vormetamorphen Erstarrung) oder den Zeitpunkt der letzten Metamorphose oder sogar nur den Zeitpunkt einer späteren, nicht zu eigentlichen Neubildungen führenden Aufwärmung bestimmen. Wie neuere Arbeiten zeigen (Zusammen-

Tabelle 2

| Proben Nr. | Gestein | Lokalität ¹⁾ Geolog. Einheit | Mineral | Rb ⁸⁷ ppm | Sr ⁸⁷ ppm | $\frac{\text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}}{\text{Sr}_{\text{gew.}}^{87} + \text{Sr}_{\text{rad.}}^{87}}$ | Totales gew. Sr ppm | Rb-Sr-Alter in Millionen Jahren |
|------------|---------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|------------------------------------------|
| B 3203 | | | Standard biotite „Hurley, B 3203“ | 125 | 1,73 | | 11,1 | |
| We 1 | Gneisiger Cocco- Quarzdiorit (helle Varietät) (= „Cocco-Gneis“) | Grat Pizzo Cocco- Forcarello Cocco (Tessin) Maggia-Zone, untere penninische Decken | Biotit | 187 | 0,0444 ²⁾ 0,0438 ²⁾ | 0,265 ²⁾ 0,265 ²⁾ | 1,79 ²⁾ 1,79 ²⁾ | 16,0 ± 1 |
| KAW 55 | Muskowit-Gneis (= aplitisch-pegma- titischer Gneis, STRECKEISEN) | Frauenkirch bei Davos, Graubünden Silvrettadecke | Musko- wit | 287 | 1,24 | 0,738 | 6,38 | 293 ± 12 |
| KAW 57 | Biotitgneis (Paragneis) | Radönt (Nähe Flüela- passhöhe, Graubünden) Silvrettadecke | Biotit | 110 | 0,496 | 0,414 | 10,2 | 306 ± 13 |
| KAW 41 | Muskowit-Pegmatit | Val Nalps, nördlich Pardatsch (Graubünden) Tavetscher Zwischen- massiv | Musko- wit | 108 | 0,470 | 0,371 | 11,6 | 295 ± 14 |
| KAW 39 | Granat-Biotit-Ande- sin-Gneis | Garves de Nual, SW Sedrun (Graubünden) Gotthardmassiv | Biotit | 103 | 0,0633 | 0,126 | 6,4 | 42 ± 5 |

1) Genaue Lokalitätsangabe siehe petrographischer Teil!

2) Unabhängige Messungen mit verschiedenem Probe/„Spike“-Verhältnis.

Tabelle 3

| Proben-Nr. | Gestein | Mineral | Farbe von dünnen Spaltblättchen bei senkrechtem Lichtdurchfall | n_{β} | n_{γ} | $2 V_{Na}$ | Verunreinigungen im Konzentrat, geschätzte Volumenprozent |
|------------|-----------------------------------------------|----------|----------------------------------------------------------------|------------------|------------------|---------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| We 1 | Cocco-Gneis | Biotit | „light olive-brown“ 5 Y 5/6 | 1,651 ± 0,001 | | 0° selten schwach 2achsige | ca. 1/2% Chlorit ca. 0,3 ^{0/100} Plagioklas |
| KAW 55 | Muskowit-Gneis (Silvretta) | Muskowit | farblos | 1,593 ± 0,001 | 1,595 + 0,001 | 36° | 2% der Muskowitblättchen mit Epidot-einschlüssen ferner: ca. 1 ^{0/100} Biotit ca. 1 ^{0/100} Feldspat weniger als 0,1 ^{0/100} Zirkon und Apatit |
| KAW 57 | Biotit-Gneis (Silvretta) | Biotit | „moderate reddish-brown“ 10 R 4/6 | 1,650 ± 0,001 | | 0° selten bis 10° | ca. 1/2% Chlorit ca. 1/2% Epidot weniger als 1 ^{0/100} Quarz, Feldspat weniger als 0,01 ^{0/100} Apatit und Zirkon |
| KAW 41 | Muskowit Pegmatit (Tavetscher Zwischenmassiv) | Muskowit | farblos | 1,595 ± 0,001 | 1,599 ± 0,001 | 46° | sehr rein; ca. 1 ^{0/100} der Blättchen pigmentiert |
| KAW 39 | Granat-Biotit-Andesin-Gneis | Biotit | „moderate yellowish-brown“ 10 YR 5/4 | 1,644 ± 0,002 | | 0° bis ganz schwach 2achsige | ca. 80% der Blättchen führen Sagenit zahlreiche Ilmenitblättchen im Biotit ca. 1 ^{0/100} Feldspat weniger als 0,01 ^{0/100} Apatit |

fassung siehe in L. T. ALDRICH et al., 1959), können vor allem Biotit und Muskowit durch metamorphe Überprägung ihr radiogenes Sr bzw. Ar ganz oder teilweise verlieren, wobei wir den Zeitpunkt der Metamorphose oder nur ein Mischalter bestimmen. Wir können von vorneherein nicht einmal sagen, welches Mineral in welcher Hinsicht die Metamorphose am besten überdauert. So sind zum Beispiel die Uran-Blei-Alter der Zirkone im allgemeinen weniger empfindlich auf metamorphe Einflüsse als die Rb-Sr- und K-Ar-Alter der Glimmer. Man kennt jedoch andererseits den Fall, dass selbst K-Ar-Alter an Biotit grösser waren als zum Beispiel das Pb^{206} - U^{238} -Alter in Zirkon. Nach HART (1960) verhalten sich K-Ar-Alter und Rb-Sr-Alter an Glimmern bei Kontaktmetamorphose ziemlich ähnlich. Bei hochmetamorphen Gesteinen der Meso- und Katazone ist nach den mikroskopischen Befunden allerdings der Mineralbestand (insbesondere die Glimmer) meist völlig neu kristallisiert, was dort eine Datierung der Metamorphose ermöglicht.

Um das Bild zu klären, muss man erstens die verschiedenen Methoden auf möglichst viele Mineralien eines Gesteins anwenden; die Deutung der Resultate wird jedoch auch dann nicht unabhängig vom allgemeinen geologischen und petrographischen Bild sein. Vor allem bei jungen Gesteinen kommt noch eine weitere Unsicherheit hinzu:

Wenn ein Mineral bei höheren Temperaturen (Meso- bis Katazone) entstanden ist, können bei der nachfolgenden, unter Umständen sehr langsamen Abkühlung vorerst noch während längerer Zeit Strontium- und Argon-Verluste auftreten, das heisst das chemische System des Minerals ist in bezug auf diese Elemente noch während längerer Zeit nach der Kristallisation nicht geschlossen.

Für nicht sehr grosse Eruptivgesteinskörper, welche nicht später noch einmal stark erwärmt worden sind und welche in höheren, kühlen Teilen der Kruste erstarrten, gilt allerdings wohl im allgemeinen, dass die Abkühlungszeit gegenüber dem Alter der Erstarrung sehr klein ist, so dass wir mit dem gemessenen Alter recht genau das Erstarrungsdatum datieren.

Auch bei epi-metamorphen Gesteinen (die bei relativ tiefen Temperaturen kristallisierten) ist es wahrscheinlich, dass der erhaltene Alterswert dem Alter der metamorphen Kristallisation entspricht, falls es sich wirklich um eine Neubildung des Minerals handelt.

Bei regionalmetamorphen Gesteinen der Meso- und Katazone liegen die Dinge etwas anders. Hier ist denkbar, dass die Gesteine noch während sehr langer Zeit nach der Umkristallisation unter den gleichen PT-Bedingungen verblieben, die während der Kristallisation herrschend waren.

Dies gilt insbesondere dann, wenn die Temperaturerhöhung durch eine starke, zum Beispiel tektonische Überlagerung durch Gesteinsmassen erklärt wird. Der Zeitpunkt, zu welchem das Mineral zu einem geschlossenen System wurde, kann mehrere Millionen Jahre nach der eigentlichen Kristallisation liegen. Für Gesteine, deren letzte Metamorphose älter als 300 Millionen Jahre ist, liegt diese zu erwartende Zeitspanne allerdings wohl innerhalb der Fehlergrenze der Altersbestimmung; bei jungen Altern (z. B. den Altern der tertiär-metamorphen alpinen Gesteine) könnte sie grösser als die Fehlergrenze sein. Die berechneten Alterswerte können dann um Millionen Jahre jünger sein als das Alter der eigentlichen Kristallisation. Dies muss bei alpinen Gesteinen im Auge behalten werden.

b) Cocco-Gneis (Maggia-Querzone; lepontinische Region)

Die meist gneisartigen, an manchen Stellen aber vollständig massigen, mittel- bis grobkörnigen, schwarz-weiss gesprenkelten Cocco-Gesteine⁵⁾ von granodioritischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung sind charakteristisch für den saigeren zentralen Teil der Maggia-Querzone. Die Gesteine wurden zuerst von B. STUDER (1851, S. 233), dann von G. HENNY (1920, S. 33) erwähnt, aber erst durch H. PREISWERK (1931) eingehend beschrieben, der auch ihre Ausdehnung in einer Karte festhielt. PREISWERKS Darstellung darf heute dahin ergänzt werden, dass der Cocco-Zug auch östlich der Verzasca über Pozzoli hinaus verfolgt werden kann. Er ist auf Alpe di Ruscada im Val Cugnasco vorzüglich aufgeschlossen, und Gerölle dieses Leitgesteins findet man auch im Oberlauf von Val di Gorduno NW Bellinzona. Die stockartige und intrusive Gesteinszone zeichnet somit den sichelförmigen Verlauf der Maggia-Querzone ab. Die als Matorello-Gneis bezeichneten Typen der obersten Maggia-Täler sind identisch mit dem Cocco-Gneis.

Angesichts der Verbandsverhältnisse müssen die Cocco-Gesteine als intrusive Kerngesteine aufgefasst werden. GRÜTTER und PREISWERK (1936) zählten sie zu den „teils frühestens oberkarbonischen, teils älteren Intrusionen“. KÜNDIG (1934) verglich sie hingegen mit den spätalpinen Tonaliten der Valle Morobbia, wollte aber auch Zusammenhänge mit den mesozoischen Ophiolithen nicht ausser Betracht lassen. Im Jahre 1936 formulierte der gleiche Autor klar, dass der Cocco-Diorit jünger sei als die alpine Hauptphase. Auf Grund von gefügeanalytischen und

⁵⁾ Benannt nach dem Val Cocco.

strukturellen Untersuchungen konnte WENK (1943, 1955) beweisen, dass die gneisigen Cocco-Varietäten alpidische Paralleltexturen aufweisen, dass aber die Kristallisation der massigen Typen tatsächlich die letzten grossen Deformationen überdauerte. Die Cocco-Gesteine werden, wie bereits PREISWERK wusste und BUCHMANN (1953) nachwies, von leukokrater, mikroklinreichem Material durchadert, das in Beziehung steht zum Ruscada-Gneis.

Die für die Altersbestimmung verwendete Probe wurde durch Sprengung eines grossen Bergsturzblockes bei Koord. 697.17/132.47 gewonnen, der aus der Ostflanke des Verbindungsgrates Pizzo Cocco-Forcarella Cocco stammt. Die Fundstelle liegt in der Nähe des Pfades, der Alpe Osola und Fornaro mit Alpe Sambuco verbindet. Beim untersuchten Gestein handelt es sich um einen etwas schlierigen, flatschigen *Biotit-Andesingneis* mit schwach angedeuteter Paralleltexur, so dass das Gestein auch als gneisartiger Biotit-Quarzdiorit bezeichnet werden könnte. Charakteristisch ist die Tendenz aller Hauptgemengteile, im granoblastischen Gefüge monominerale Aggregate zu bilden. Schon makroskopisch fällt diese Eigenschaft beim grobschuppigen, randlich spiessig ausgefranstem *Biotit* auf, der grobe Nester aufbaut. Pleochroismus: n_γ kräftig kastanienbraun mit Olivton, n_α hell strohgelb. Spärlich sind kleine Chloritblättchen eingestreut. Der reich verzwilligte *Plagioklas* (30 bis 45% An) bildet ein kleinkörniges, polygonales Pflaster, während *Quarz* in Linsen mit gröberem Korn und verzahntem Verband auftritt. Nebengemengteile sind etwas Mikroklin, kleine Granatkörner, Epidot-Klinozoisit und einige grosse, zonare Orthitkristalle mit dem Pleochroismus dunkelrotbraun—schwach bräunlich, neben Titanit, Zirkon und Apatit. Zirkon erzeugt auch dort, wo er in grösseren Körnern vorkommt, keine deutlichen pleochroitischen Höfe.

Im Körnerpräparat des zur Altersbestimmung verwendeten Biotit-Konzentrates zeigen die Blättchen eine ziemlich deutliche Farbvariation von oliv zu mehr bräunlich. Sie dürfte aber nur scheinbar sein; der subjektive Farbeindruck hängt auch stark von der Blättchendicke ab. Immerhin können wir nicht mit Sicherheit die Möglichkeit ausschliessen, dass der Biotit nicht völlig homogen ist.

Die Altersbestimmung ergab für den Biotit innerhalb der Fehlergrenze den gleichen Wert ($16,0 \pm 1$ Mill. Jahre) wie für die früher bestimmten Glimmer der Gneise von Brione und Corippo. Dieser Befund kann sehr gut mit den vorstehend skizzierten Resultaten der Untersuchungen von WENK vereinbart werden. Es sei immerhin noch betont, dass das gemessene Alter der Tessiner-Glimmer nicht notwendigerweise

das Kristallisationsalter genau angibt; während der nachfolgenden Abkühlung können bei höheren Temperaturen noch Sr-Verluste eingetreten sein.

c) Gneise der Silvrettadecke (oberostalpin)

Das Altkristallin der Silvretta besteht zu ungefähr gleichen Teilen aus einer Serie von Paragneisen und Amphiboliten und aus Orthogneisen von granitischer Zusammensetzung. Paragneise und Amphibolite sind zu langen Zügen angeordnet. Die Orthogneise schalten sich an manchen Stellen konkordant diesen Zügen ein, an andern Stellen durchbrechen sie dieselben diskordant mit Aufschmelzungs- und Injektionserscheinungen. Die Bearbeiter des Gebietes sind zur Auffassung gekommen, dass Tektonik, Granitintrusion und Regional-Metamorphose ungefähr gleichzeitig stattgefunden haben und miteinander in Zusammenhang stehen (Intrusionstektonik). Die Strukturen der Orthogneise werden dabei als primär angesehen und mit der Intrusionstektonik in Zusammenhang gebracht (WENK, 1953, p. 14). Das Altkristallin wird an alter Abtragungsfäche diskordant überlagert von Verrucano (Permo-Werfénien, mit Quarzporphyren) und einer mächtigen Serie triadischer Sedimente, die nicht metamorph sind. Innenbau, Granitintrusion und Metamorphose des Altkristallins sind also jedenfalls vorpermisch. STRECKEISEN (1928), SPAENHAUER (1932) und WENK (1934) haben diese Vorgänge zur herzynischen Faltung gestellt. Später haben WENK und STRECKEISEN (1951) die Vermutung ausgesprochen, dass diese Vorgänge auch präkambrisch sein könnten⁶⁾.

Das Silvretta-Kristallin ist bei der alpinen Faltung als Ganzes über tieferliegende Einheiten verfrachtet worden. Unter seiner Basis folgen die verschuppten Schichtserien der Aroser Schuppenzone, dann Sulzfluhdecke und Falknisdecke, und noch tiefer die penninischen Bündnerschiefer von Prätigau und Schanfigg. Es sei erwähnt, dass zum Beispiel die Sedimente der Falknisdecke Tristelschichten (Urgo-Aptien) mit *Diplopora (Salpingoporella) Mühlbergi* und Couches rouges mit Globotruncanen und Globorotalien führen (freundliche Mitteilung von Herrn

⁶⁾ Am Nordrand des Silvrettakristallins hat I. PELTZMANN (1931) in Kiesel-schiefern, die dem Silvrettakristallin vorgelagert sind, silurische Graptolithen gefunden. Nach den Untersuchungen von O. REITHOFER (1935, 1937) und entgegen der Darstellung bei J. CADISCH (1953, 249) gehören diese Gesteine in die Grauwackenzone, die vom Altkristallin der Silvretta an einer Überschiebungsfäche überfahren worden ist. Sie fallen daher für die Altersbestimmung des Silvrettakristallins nicht in Betracht.

Prof. J. Cadisch). Daher ist evident, dass die Überschiebung der Silvretta-Masse über die tieferliegenden Einheiten in die alpine Faltung zu stellen ist.

Zur Untersuchung gelangten die folgenden Gesteine:

1. *Feinkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis* (Radönt) aus der Serie der Paragneise („Hornfelsartiger Paragneis“, SPAENHAUER, 1932, p. 46; BEARTH, 1932, p. 266; WENK, 1934, p. 204).

Das aufgesammelte Material stammt aus der Gegend von Radönt südöstlich vom Flüelapass. Es wurde von einem Block genommen, der in einer Gruppe von anscheinend frisch abgestürzten Blöcken 20 m unterhalb des Schwarzhorn-Fussweges auf Moräne liegt (Koord. 792.92/179.88). Die Blöcke stammen mit grösster Wahrscheinlichkeit aus den Felsen östlich vom Schwarzkopf (P. 2605.7) (LEUPOLD, EUGSTER, BEARTH, SPAENHAUER und STRECKEISEN, 1935).

Das feinkörnige, plattig splitternde Gestein von braunvioletter Farbe besteht fast ausschliesslich aus Quarz, Plagioklas und Biotit in schwach verzahntem granoblastischem Gefüge. Der Quarz ist schwach undulös.

Der Plagioklas (25—33% An) ist leicht serizitisiert und leicht zonar gebaut. Der frische Biotit zeigt starken Pleochroismus von rotbraun nach hellgelb; er zeigt häufig radioaktive Höfe um mikrolithische Einschlüsse (Zirkon u. a.). Die röntgenographische Untersuchung des Biotits mit Hilfe von Pulveraufnahmen ergab, dass es sich um ein Gemisch von 1 M/3 T und 2 M-Typen handelt, wobei 1 M/3 T überwiegt. Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Magnetit, dazu wenig Titanit, Muskowit und Chlorit (aus Biotit). Rb-Sr-Alter des Biotites: 306 ± 13 Millionen Jahre.

2. *Flaseriger Muskowitgneis* (Frauenkirch) aus der Serie der Orthogneise („Aplitisch-pegmatitischer Gneis“, STRECKEISEN, 1928, p. 189; SPAENHAUER, 1932, p. 33; WENK, 1934, p. 206; „flaseriger pegmatitischer Muskowit-Kalifeldspat-Oligoklasgneis“, WENK, 1953, p. 8).

Das untersuchte Gestein stammt aus dem Steinbruch von Frauenkirch (Koord. 780.2/182.8). Der mittelkörnige, flaserige, helle Gneis besteht vorwiegend aus Quarz, Kalifeldspat, Albitoligoklas (0—6% An), Muskowit und etwas Biotit. Der Quarz ist schwach undulös. Der leicht bräunlich bestäubte Kalifeldspat ist meist schummerig, bisweilen leicht perthitisch ausgebildet. Der Albitoligoklas ist bald frisch, bald leicht serizitisiert und zeigt oft etwas verbogene Albitlamellen (protoklastisch?). Der Muskowit tritt in breiten Schuppen und langen Strähnen auf; er besitzt etwas abweichendes $2V = 36^\circ$ mit $n_g = 1,593$. Es handelt sich wohl um einen phengitischen Muskowit. Der Biotit ist fast immer stark

ausgebleicht unter Abscheidung von limonitischer Substanz. Neben gemengteile: Zirkon, Apatit, etwas Titanit und sekundärer Calcit. Rb-Sr-Alter des Muskowites: 293 ± 12 Millionen Jahre.

Interpretation: Sowohl der Biotit des Paragneises von Radönt wie auch der Muskowit des Orthogneises von Frauenkirch ergeben ungefähr das gleiche Alter von 300 Millionen Jahren (Oberkarbon). Für den Paragneis ist dies wohl das Alter der letzten stärkeren Metamorphose; für den Orthogneis, der nach den geologischen Befunden wahrscheinlich als solcher primär erstarrt ist, wäre es das Alter seiner Erstarrung.

Nach den vorliegenden Messungen sind beide Glimmer während der herzynischen Orogenese entstanden.

d) Muskowit-Pegmatit (Tavetscher Zwischenmassiv)

Das sich östlich Andermatt zwischen Aar- und Gotthardmassiv einschaltende Tavetscher Zwischenmassiv wird von E. NIGGLI (1944) als vortriadisches Zentralmassiv gedeutet, das allerdings von der tertiären, alpinen Metamorphose epizonal überprägt wurde. In diesen Gneisen und Schiefnern kommen, stellenweise gehäuft, Pegmatitgänge vor, denen E. NIGGLI (1944, p. 168) herzynisches Alter zuschrieb. Da E. JÄGER und H. FAUL (1959) zeigen konnten, dass schon im nördlich anschließenden Aarmassiv (das weniger stark von der alpinen Metamorphose beeinflusst wurde) Biotit zum Teil alpin rekristallisierte, schien es von Interesse, abzuklären, ob überhaupt in den Zentralmassiven noch Glimmer vorkommen, die ein vortriadisches Rb-Sr-Alter besitzen. Da in den letzten Jahren mehrfach gezeigt worden ist, dass insbesondere grobblättrige Muskowite das radiogene Strontium auch bei späterer Metamorphose gut zurückhalten, wurde an einem Muskowitpegmatit der Muskowit separiert und auf das Rb-Sr-Alter hin untersucht.

Die Probe KAW 41 stammt von den guten Aufschlüssen (Koord. 702.150/168.800) an der neuen Strasse Sedrun-Alp Nalps nördlich Par-datsch. Hier durchsetzen sehr zahlreiche, bis mehrere Meter mächtige Pegmatitgänge zum Teil diskordant Muskowitgneise und Muskowit-Biotitgneise.

Makroskopisch zeigt das weisse bis leichtgrünliche, grobkörnige, z. T. leicht schiefrige Gestein Muskowit (bis 1 cm lang und bis 2 mm breit), Feldspäte (bis 6 cm gross) und Quarz.

U. d. M. ist die alpine, epizonale Überprägung unverkennbar. *Muskowit* tritt in mindestens zwei Generationen auf: einmal als grosse, mehrere Millimeter lange Tafeln, die manchmal etwas verbogen sind.

Diese grossen Muskowite sind fast einschlussfrei; selten enthalten sie grössere, idiomorphe Zirkonkörner. Daneben tritt aber feinstblättriger serizitischer Muskowit (0,01—0,04 mm lang) als Füllung in Plagioklasen und auch in etwas grösseren Blättchen (bis 0,25 mm lang) an Korngrenzen der übrigen Mineralien und als Anwachsungen an den grossen Muskowiten auf. *Quarz*, *Na-Kaliumfeldspat* und *Plagioklas* (7% An) bilden die Hauptmasse des Gesteins. Die früher wohl homogenen Quarzmassen sind heute kataklastisch-granoblastisch in Kleinkörneraggregate zerlegt, manche Körner löschen stark undulös aus.

Der Na-Kaliumfeldspat zeigt in der untersuchten Probe keine Mikroklingitterung; er ist nur schwach perthitisch. Er besitzt eine u. d. M. bräunliche Pigmentierung, ist aber meist frei von Serizit-Füllung. Neben Grosskörnern kommen auch kleine, völlig xenomorphe Na-Kaliumfeldspat-Körner vor. In stärker beanspruchten Partien ist er zu Schachbrettalbit umgewandelt. Der Plagioklas ist in wechselndem Masse serizitisiert. Stellenweise verdrängt er unter Myrmekitbildung den Na-Kaliumfeldspat. Nebengemengteile sind Calcit, Pyrit und vereinzelte Zirkone.

Bei der Separierung des Muskowits wurde darauf geachtet, dass nur die grobblettrigen Körner ins Konzentrat eingingen. Nach mehrmaligem Pulverisieren und Sieben wurde nur die grösste Fraktion verwendet, die nun von feinkörnigem Serizit und von den feinkörnigen Muskowitanwachsungen befreit war. Bei der analysierten Fraktion handelt es sich also nur um die alten, pegmatitogenen Glimmer. Mit Hilfe der röntgenographischen Pulvermethode bestimmten wir den Muskowit als zum 2-M-Typus gehörig.

Das zu 295 ± 14 Millionen Jahren bestimmte Rb-Sr-Alter bestätigt aufs neue, dass tatsächlich grosse Muskowite bei späterer Metamorphose das radiogene Strontium gut zurückbehalten. Ferner ist der Alterswert im Einklang mit der Annahme herzynischen Alters der Pegmatitintrusion. Die durchschlagenen Gneise müssen älter sein als der Pegmatit, sind also ebenfalls mit Sicherheit vortriadisch.

e) Granat-Biotit-Andesin-Gneis (Gotthardmassiv)

Das Gotthardmassiv wird von den meisten Petrographen als prätriadisches, wohl herzynisches Massiv gedeutet, das aber während der alpinen Orogenese in der Epi- bis Mesozone metamorphosiert wurde (siehe z. B. E. NIGGLI, 1944). Der alte, voralpine Mineralbestand der Gneise und ihrer Einlagerungen gehörte, wie die Relikte zeigen, der

Mesozone an; die überprägende alpine Metamorphose ist im nördlichen, hier interessierenden Teil des Massivs von epizonalem Charakter, wie die herzynischen Eruptiva dartun, die im wesentlichen nur die letzte Metamorphose erlitten.

E. NIGGLI (1944, p. 79) beschrieb nun aus dem Gebiete der Garves de Nual, südwestlich von Sedrun, eine Serie von Mesogneisen, die den voralpinen Mineralbestand besonders gut bewahrt haben sollen. Insbesondere sind die zum Teil sehr basischen, alten Plagioklase noch wenig umgesetzt. Es handelt sich nach E. NIGGLI um Paragneise. Die Serie wird von jüngeren Gängen (Porphyrite etc.) diskordant durchsetzt, die älter als die alpine Metamorphose sind und von E. NIGGLI in den herzynischen magmatischen Zyklus gestellt worden sind.

Es schien nun von Interesse, festzustellen, ob in den Gneisen die Biotite noch das vortriadische Rb-Sr-Alter zeigen oder ob auch hier die alpine Metamorphose das Rb-Sr-Alter schon beeinflusst hat.

Bei der untersuchten Probe handelt es sich um einen dem Anstehenden entnommenen Granatbiotitandesin-Gneis aus den Garves da Nual⁷⁾ (südwestlich Sedrun, ca. 1 km nordöstlich P. dil Maler; Koord.: 699.350/165.950, 2600 m Höhe ü. M.). Das schwarzweissrot gesprenkelte, mittel- bis grobkörnige Gestein besitzt ausgeprägte gneisige Paralleltexur und eine sehr deutliche Lineation, die durch zu Streifen angeordnete Biotitaggregate und längliche Quarz-Plagioklas-Linsen markiert wird. Einzelne Biotite liegen quer oder schief zur Schieferung. Die roten Granate sind bis 7 mm gross, die Quarz-Plagioklaslinsen haben eine Breite von 8 mm und eine Dicke von 3 mm. Einzelne Biotite können bis 3 mm lang werden. Die Lineation liegt im Gelände fast horizontal; sie entspricht in ihrer Lage der Streifengneislineation, die vom Medelser-Granit diskordant abgeschnitten wird.

Unter dem Mikroskop bilden Quarz und Plagioklas ein granoblastisches, mosaikartiges Gefüge (Grösse der Einzelkörner 0,1—0,45 mm). Quarz löscht nur schwach oder gar nicht undulös aus. Der recht frische Plagioklas hat einen An-Gehalt von 38% An und führt als nicht sehr reichliche alpine Neubildungen Serizit und Klinozoisit. Klinozoisit tritt auch ausserhalb der Plagioklase auf. Die Plagioklase zeigen schwach ausgebildeten, inversen Zonenbau. Die grossen Granate zeigen recht unregelmässige Umgrenzung und sind manchmal in Inseln zerlegt. Nach E. NIGGLI (1944, p. 82) handelt es sich um einen almandinreichen Granat.

Der recht helle, gelbbraune Biotit (Länge der Einzelkristalle um 0,4 mm,

⁷⁾ Name nicht auf Landkarte, siehe E. NIGGLI, 1944, Kartenskizze 1 : 25 000.

Breite um 0,06 mm) führt Einschlüsse eines opaken Minerals (Ilmenit) und meistens auch Sagenit. E. NIGGLI beschrieb Titanit als Biotit-Einschlüsse in solchen Gneisen; im hier beschriebenen Fall ist aber nur Sagenit und Ilmenit vorhanden. *Chlorit* ist nur in ganz geringer Menge in Klüftchen im Granat vorhanden.

Nebengemengteile sind Apatit und rundliche Zirkone, die im Biotit von nur sehr schwachen pleochroitischen Höfen umgeben sind. Geschätzte Volumenprocente: Plagioklas 45%, Quarz 30%, Biotit 15%, Granat 10%.

Der vortriadische Mineralbestand war wohl aus Andesin, Quarz, Biotit und Granat zusammengesetzt; die Serizit-, Klinozoisit- und Sagenitbildung kann der alpinen Überprägung zugeschrieben werden.

Das gemessene Rb-Sr-Alter (42 ± 5 Millionen Jahre) zeigt, dass es uns mit *dieser* Gesteinsprobe nicht gelungen ist, einen Biotit im Gotthardmassiv zu finden, der noch ein herzynisches Rb-Sr-Alter besitzt. Der Alterswert liegt andererseits wesentlich höher als der Wert für die alpin-hochmetamorphen Tessinergneise (um 16 Mill. Jahre), aber auch höher als das K-Ar-Alter des Biotites im nur schwach (Epizone) metamorphen zentralen Aaregranit (23 Mill. Jahre).

Man könnte das berechnete Alter in der Weise interpretieren, dass im Gotthardmassiv eine Metamorphose-Phase zu einem Zeitpunkt vor ca. 40 Millionen Jahren angenommen wird; die letzte Metamorphose der Tessiner Gneise wäre dann wesentlich später erfolgt. Wahrscheinlicher erscheint uns die Interpretation als Mischalter, wobei angenommen wird, dass die letzte alpine Metamorphose im Gotthardmassiv, im Aarmassiv und im Tessin ungefähr zur gleichen Zeit erfolgt ist. Bei der alpinen Überprägung (die unter anderem die Sagenitbildung verursacht hat) wäre ein wesentlicher Teil des radiogenen Strontiums der ursprünglich wohl herzynisch gebildeten Glimmer aus dem Biotit entfernt worden.

Trotz der mikroskopisch recht guten Erhaltung des alten Mineralbestandes gibt also hier der Biotit mit der Rb-Sr-Methode nicht mehr das Alter der ersten Kristallisation, während der nur wenige Kilometer von diesem Gestein entfernte Muskowit aus dem Tavetscher Zwischenmassiv noch ein herzynisches Rb-Sr-Alter geliefert hat.

Literaturverzeichnis

- ALDRICH, L. T., WETHERILL, G. W., BASS, M. N., TILTON, G. R. and DAVIS, G. L. (1959): Mineral age measurements and earth history. Carnegie Institute of Washington, Year Book 1959, p. 208.

- AMPFERER O. und REITHOFER, O. (1937): Geol. Spezialkarte von Österreich, Blatt Stuben I : 75 000.
- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin. Diss. Basel 1948.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. Wepf, Basel.
- GRÜTTER, O. und PREISWERK, H. (1936): in P. NIGGLI, H. PREISWERK u. a.: Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F., 71. Lfg., p. 1.
- HART, S. R. (1960): A study of mineral ages in a contact metamorphic zone; NYO-3941. Eighth annual progress report for 1961 US Atomic Energy Commission. Contract AT (30-1)-1381 (Dept. of Geol. and Geophysics, Cambridge, Mass.), p. 131.
- HENNY, G. (1920): Essai sur la tectonique du Tessin. Proc. verb. Soc. Vaudoise Sc. nat. avril, p. 33.
- HURLEY, P. M. (1960): Standard Biotite B-3203; NYO-3941 Eighth annual progress report for 1960 US Atomic Energy Commission. Contract AT (30-1)-1381 (Dept. of Geol. and Geophysics, Cambridge, Mass.), p. 273.
- JÄGER, E. und FAUL, H. (1959): Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. Bull. Geol. Soc. of America 70, p. 1553.
- (1960): Altersbestimmungen an einigen Schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 40, p. 10.
- JÄGER, E. (1960): Age determinations by the Rb-Sr-method on young micas. Summer Course on Nuclear Geology, Varenna.
- KÜNDIG, E. (1934): Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner Tektonik. Eclogae geol. Helv. 27, p. 333.
- (1936), in: P. NIGGLI, H. PREISWERK u. a. Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 71. Lfg., p. 101.
- LEUPOLD, W., EUGSTER, H., BEART, P., SPAENHAUER, F. und STRECKEISEN, A. (1935): Erläuterungen zu Blatt 423, Scaletta, Geol. Atlas der Schweiz.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 24, p. 58.
- PELTZMANN, I. (1932): Silurnachweis durch einen Graptolithenfund in der Grauwacke Vorarlbergs. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 81, p. 160.
- PREISWERK, H. (1931): Der Quarzdiorit des Cocommassives (zentrale Tessiner Alpen) und seine Beziehungen zum Verzascagneis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, p. 27.
- REITHOFER, O. (1935): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. Jb. der Geol. Bundesanst. Wien, 85, H. 3/4, p. 228 u. Taf. XI.
- SPAENHAUER, F. (1932): Geologie und Petrographie der Vadret-Sursura-Gruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12, p. 27.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 8, p. 87.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz, Bd. 1, Bern.
- WENK, E. (1934): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14, p. 196.
- (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23, p. 265.

272 E. Jäger, J. Geiss, E. Niggli, A. Streckeisen, E. Wenk u. H. Wüthrich

WENK, E. und STRECKEISEN, A. (1951): Bericht über die geologisch-petrographische Exkursion ins östliche Graubünden. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 31, p. 330.

WENK, E. et al. (1953): Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz, Blatt 424, Zernez.

— (1955): Eine Strukturkarte der Tessinalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, p. 311.

Manuskript eingegangen 2. Juni 1961.