

Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen der Maggia-Decke (Penninikum der Zentralalpen)

Autor(en): **Steiner, H.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **64 (1984)**

Heft 1-2

PDF erstellt am: **17.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-49543>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen der Maggia-Decke (Penninikum der Zentralalpen)

von *H. Steiner**

Abstract

The Pennine Maggia Nappe consists of Premesozoic granitoid core gneisses, the Matorello-Gneisses and their Premesozoic polymetamorphic country rocks (two mica plagioclase gneisses, augengneisses and amphibolites).

In the frontal parts of the Maggia Nappe, the Alpine event led to the opening of the Rb-Sr whole rock system. While the polymetamorphic country rocks show Sr disequilibrium, the Matorello-Gneisses reached partial Sr equilibrium over small distances (up to 500 m).

The whole rock Rb-Sr isochron age of 60 ± 11 Ma found in the Matorello-Gneisses probably dates a tectonic phase, with possible fluid transport from the neighbouring Mesozoic sediments into the crystalline core of the nappe. During the Tertiary metamorphic phase under amphibolite facies conditions ($p = 6-7$ kb, T around 600°C) all the rocks suffered recrystallisation, preserving their original chemistry to a great extent. Rb-Sr and K-Ar determinations on micas as well as Fission Track data on zircon and apatite document the postmetamorphic Tertiary cooling history of the area.

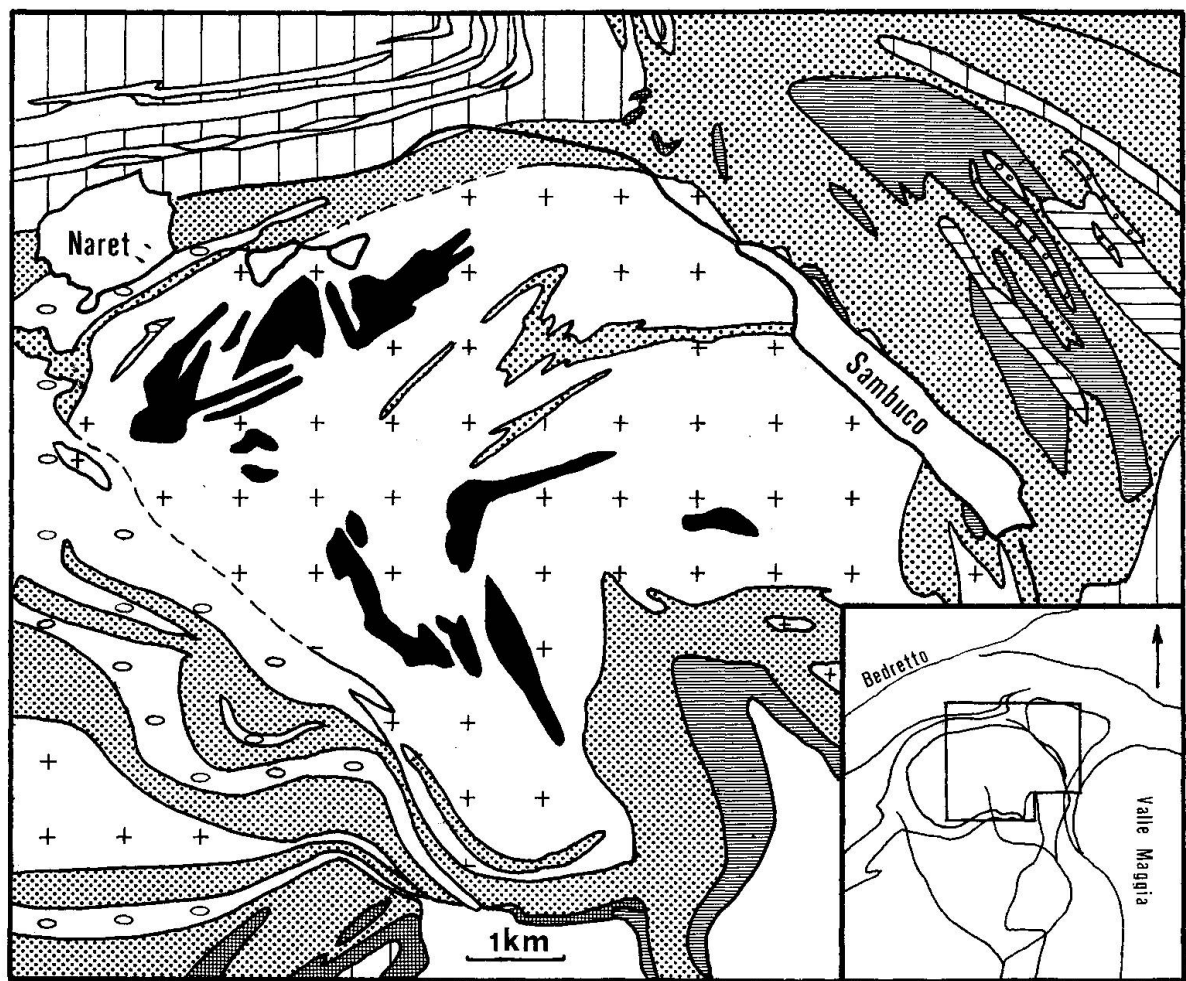
Keywords: premesozoic gneisses, Rb-Sr ages, K-Ar ages, fission track ages, Pennine Alps

1. Einleitung

1.1 GEOLOGIE UND TEKTONIK

Die Maggia-Decke ist Bestandteil des penninischen Deckensystems der Zentralalpen. Ihre weit nach Norden vorgeschobenen steilstehenden Stirnteile werden praktisch allseitig von mesozoischen Gesteinen umschlossen und unterteuft.

* Abteilung für Isotopengeologie, Universität Bern, Erlachstr. 9a, CH-3012 Bern



- | | | | |
|-----|--------------|---|------------------|
| | Diorite |) | Matorello-Gneise |
| + + | Granodiorite | | |
| o o | Augengneise | | |

- | | |
|--|--------------------------------|
| | Zweiglimmer-Plagioklasgneise |
| | Augengneise (Alpe Scheggia) |
| | Hornblendegneise / Amphibolite |
| | Bändergneise |

- | | |
|--|-----------------|
| | Trias |
| | Bündnerschiefer |

Fig. 1 Geologische Karte der nördlichen Maggia-Decke, Ticino. Nach C. SIMPSON, 1982, und H. STEINER, 1980.

Im Untersuchungsgebiet lassen sich folgende lithologische Einheiten unterscheiden:

1. Mesozoische Metasedimente (Marmore, Kalkglimmerschiefer)
2. Prämesozoische polymetamorphe Rahmengesteine (Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite).
3. Prämesozoische granitoide Kerngesteine (Granite, Granodiorite und Diorite).

Kern- und Rahmengesteine bilden zusammen den kristallinen prämesozoischen Deckenkern.

Während der alpinen Regionalmetamorphose unterlagen sämtliche Gesteine den Bedingungen der tieferen Amphibolitfazies. FREY et al. (1980) geben maximale Druck- und Temperaturwerte von 6–7 kb und 600–650 °C an.

Von RAMSAY & GRAHAM (1970), RAMSAY & ALLISON (1979), HUBER et al. (1980), KLAPER (1982), und SIMPSON (1982) werden drei alpine Hauptdeformationsphasen beschrieben:

1. Durch Vergneisung in duktilen Scherzonen wurden die Kerngesteine teilweise in geschieferte und gebänderte Gneise transformiert. Diese Deformation wird mit der Deckenbildung parallelisiert.
2. Eine zweite Faltungsphase führt zur Bildung von isoklinalen Falten.
3. Nach dem Höhepunkt der tertiären Metamorphose in Amphibolitfazies wird während einer dritten Phase (Rückfaltung) der gesamte Deckenstapel erneut verfaltet.

Durch diese Deformationen und die Metamorphose sind die primären Kontakte zwischen den Kern- und Rahmengesteinen weitgehend verwischt worden.

Die bisherigen absoluten Altersbestimmungen im untersuchten Gebiet beschränken sich auf U-Pb Analysen an Zirkon und Monazit. Nach KÖPPEL et al. (1981) ergeben die idiomorphen Zirkone des Matorello-Gneises ein \pm konkordantes Alter um 300 Ma, das als Bildungsalter interpretiert wird. Die xenomorphen gerundeten Zirkone der polymetamorphen Rahmengesteine zeigen stark diskordante Alter mit Pb-Verlust zu herzynischer und/oder alpiner Zeit. Ein U-Pb Monazitalter von 22 Ma aus den Paragneisen wird als Bildungsalter interpretiert. Nach neueren Auffassungen datiert der Monazit die Abkühlung auf 400–450 °C, vorausgesetzt dass er oberhalb seiner Schliessungstemperatur gebildet worden ist (JÄGER in Vorb.).

Zur Frage der Entstehung der Matorello-Granitgneise wurden im Laufe der Zeit sehr unterschiedliche Meinungen geäußert. Abgesehen von der ungeklärten Altersfrage (alpin oder herzynisch) wurden alle Möglichkeiten der Granitgenese in Erwägung gezogen. So die magmatische Intrusion, die anatektische Bildung und auch die metasomatische Granitisierung.

1.2 PROBLEMSTELLUNG

Es ist das Ziel dieser Arbeit, mit verschiedenen isotopengeologischen Methoden (Rb-Sr, K-Ar, Spaltspuren) weitere Beiträge zum Verständnis der komplexen Entwicklungsgeschichte des bearbeiteten Gebietes zu liefern.

Das Untersuchungsgebiet liegt in einer Zone intensivster alpiner Deformation, woraus sich erfahrungsgemäss Probleme für die isotopengeologischen Datierungen ergeben können.

Folgende Fragen sollen diskutiert werden:

Hat die alpine Metamorphose zu einer Öffnung des Rb-Sr Systems im Gesamtgestein geführt?

Kann mit der Rb-Sr Systematik die Genese der Kerngesteine sowie ihre Beziehung zu den umgebenden Rahmengesteinen erklärt werden?

Neben den granodioritischen Matorello-Gneisen eignen sich zur Datierung in den Kerngesteinen allenfalls noch die auftretenden Aplite, sofern sie eine minimale Mächtigkeit erreichen. Aus den Rahmengesteinen werden leukokrate Augengneise und dunkle, verschieferte Zweiglimmer-Plagioklasgneise untersucht.

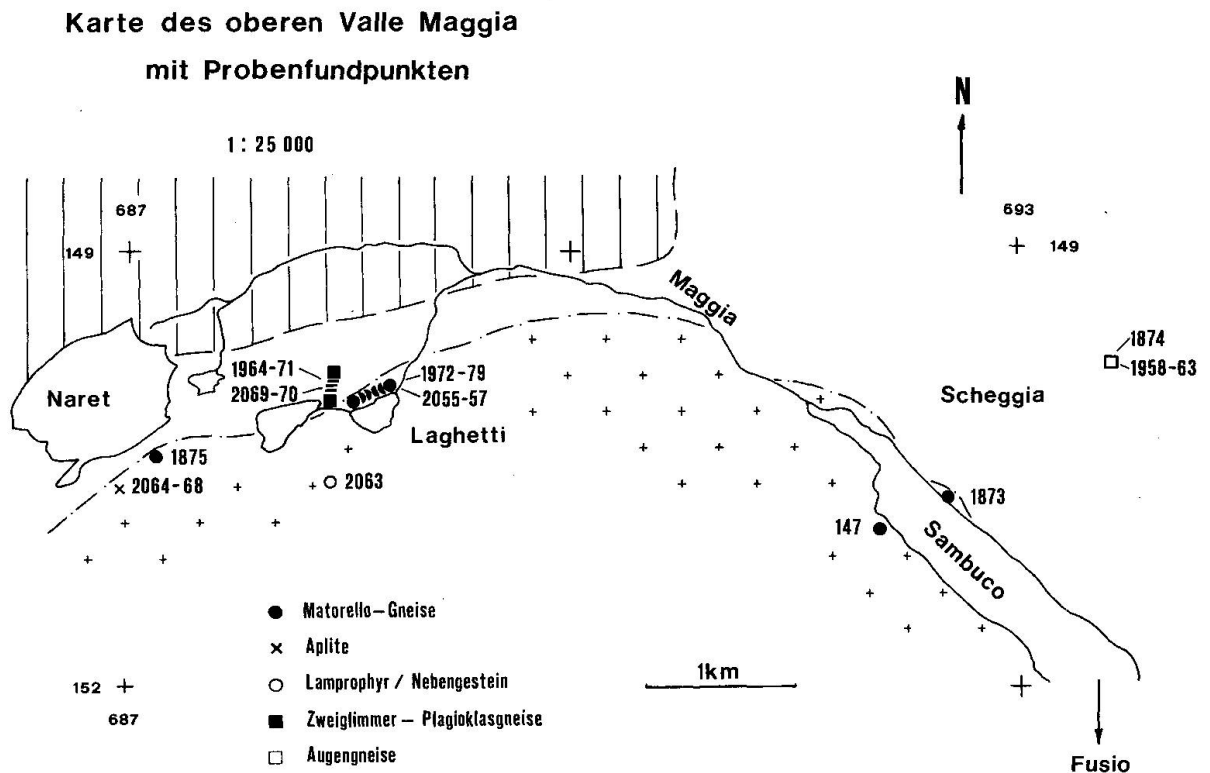


Fig. 2 Detailkarte des oberen Valle Maggia mit eingezeichneten Probenpunkten. Signaturen: Kreuze = Kerngesteine, ohne Signatur = Rahmengesteine, gestreift = Bündnerschiefer.

Durch Rb-Sr und K-Ar Analysen an Glimmern sowie Spaltspurdaterungen an Zirkon und Apatit soll der Verlauf der postmetamorphen Abkühlung dokumentiert werden.

2. Mineralogie und Petrographie

2.1 KERNGESTEINE

Die granitoiden Matorello-Gneise, bestehend aus Graniten, Granodioriten und Dioriten bauen den Kern der Maggia-Decke auf.

Im Bereich von Laghetti sind sie in ihrem ursprünglichen intrusiven Verband erhalten. Durch den Einfluss der alpinen Metamorphose und die intensive Deformation sind allenfalls primär vorhandene Intrusivkontakte zu den prämesozoischen polymetamorphen kristallinen Rahmengesteinen verwischt worden. In den Kerngneisen lassen sich keine Anzeichen einer herzynischen Deformation erkennen (RAMSAY & GRAHAM, 1970, RAMSAY & ALLISON, 1979). In frühalpiner Zeit führt eine erste Deformation zur Bildung grossräumiger Scherzonen, die innerhalb der Kerngneise Bereiche geringerer Deformation rautenförmig umschliessen (RAMSAY & ALLISON, 1979). Durch diese Zerschering werden massige Matorello-Gneise in geschieferte und gebänderte Gneise transformiert (SIMPSON, 1982).

2.1.1 Matorello-Gneise

Der gesamte Mineralbestand ist alpin rekristallisiert. Die typische, durch Biotitnester verursachte nidoblastische Struktur (GÜNTHERT, 1954) der massigen Granitgneise geht über in ein ausgeprägtes Kornzeilengefüge in den zerscherten Partien. Der nur schwach undulös auslöschende Quarz weist gebogene bis buchtige Korngrenzen auf. Plagioklas liegt einerseits als Albit, andererseits als inverszonarer Oligoklas vor. Viele zonierte Körner enthalten spindel- oder fetzenartige, ausgerichtete antiperthitische Relikte. Grössere Alkalifeldspatindividuen zeigen verschwommene Mikroklingitterung. Daneben tritt Alkalifeldspat intersertal zwischen Quarz und Plagioklas oder polygonal rekristallisiert in Nestern angehäuft auf. In den zerscherten Partien wird der sonst leistung ineinandergreifende, unorientierte Biotit eingeregelt. Häufig ist er randlich oder parallel den Spaltrissen in Chlorit umgewandelt. Im Bereich der Biotitnester konzentrieren sich körniger Titanit und Epidot-Klinozoisit, der bisweilen einen Orthitkern aufweist. Hellglimmer bildet feine Leisten. Sericit besetzt umgewandelte Plagioklase. Akzessorien sind: Carbonat, Apatit, Zirkon und Granat. Der Granat ist als Atollgranat ausgebildet, wobei das isolierte, gerundete Zentralkorn von einem hypidiomorphen Saum umgeben wird.

2.1.2 Aplite

Die Aplite sind in der Regel geringmächtige Gangfüllungen im Granitgneis. Sie werden teilweise von noch jüngeren basischen Gängen abgeschnitten. In tektonisch beanspruchten Zonen werden sie in die Deformation einbezogen und eingeschlichtet, ohne dabei ihr massiges, richtungsloses Mineralgefüge zu verlieren.

Grosse perthitische Alkalifeldspatporphyroklasten setzen sich als Relikte eines alten Korngefüges von der gleichkörnigen granoblastischen Matrix, bestehend aus Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas ab. Myrmekitische Verwachsungen sind verbreitet. Biotit tritt als Nebengemengteil in vereinzelten unorientierten Blättchen auf. Er wird seinerseits unter Ausscheidung von Sagenit in Chlorit umgewandelt. Hellglimmer kann nicht in allen Proben nachgewiesen werden.

2.2 RAHMENGESTEINE

Die Rahmengesteine der Maggia-Decke setzen sich zusammen aus Zweiglimmer-Plagioklasgneisen, hornblendeführenden Gneisen, Amphiboliten und Glimmerschiefern. Das dominierende Gestein ist der von PREISWERK (1918) als brauner Gneis bezeichnete Zweiglimmer-Plagioklasgneis. Seine sedimentäre Herkunft bestätigen die überwiegend detritischen, gerundeten Zirkone.

Von allen untersuchten Gesteinstypen bilden die Paragneise die komplexen Deformationen am deutlichsten ab. Nach SIMPSON (1982) ist es ausgeschlossen, die Strukturen der alpinen Deformation streng von den Resten eines herzynischen Gefüges zu trennen.

Zusätzlich treten in den Paragneisserien einzelne geringmächtige Einschaltungen von leukokraten Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneisen und Augengneisen auf. So im Bereich der Alpe Scheggia, wo kompetente, paralleltexturierte Augengneisbänke in stark deformierten Bändergneisen und Hornblendegneisen stecken.

2.2.1 Zweiglimmer-Plagioklasgneise

Die Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas und Biotit bilden durch ihren Lagenbau die Schieferung ab. Quarz-Plagioklasbänder alternieren mit parallelen Glimmerbahnen. Der Plagioklas tritt als Albit oder als inverszonar Oligoklas auf. Biotit ist häufig parallel c mit Hellglimmer verwachsen. Die spärlichen, von Einschlüssen durchsetzten Alkalifeldspatkörner zeigen eine Kornlängung in Richtung des S-Gefüges. Daneben tritt er intersertal richtungslos zwischen

Quarz- und Plagioklaskörnern auf. Lokal findet sich skelettartig von Quarz durchsetzter Staurolith, bisweilen Disthen und Granat. Grauer bis olivgrüner Chlorit ersetzt Biotit. Nebengemengteile sind Granat, Carbonat, Titanit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Epidot-Klinozoisit, Hornblende.

2.2.2 Augengneise

Die bis 5 cm grossen, häufig in s ausgeschwänzten Augen können sowohl aus monomineralischen wie auch aus polymineralischen Kornaggregaten bestehen. Dabei sind die Alkalifeldspatgrosskristalle oft einfach verzwillingt und weisen neben schwacher Mikroklingitterung und spindelperthitischen Entmischungen grössere, unregelmässig begrenzte, mit Hellglimmern besetzte Domänen polysynthetisch verzwillingter Plagioklaseinschlüsse auf. Die Alkalifeldspatporphyroklasten werden von einer feinkörnigen Matrix umflossen, deren Komponenten Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit und Hellglimmer in Kornzeilen angeordnet die Hauptschieferung abzeichnen. Die Zirkone sind überwiegend idiomorph und farblos.

Eingehende Beschreibungen der übrigen, im Untersuchungsgebiet auftretenden Gesteine geben BURCKHARDT (1942), HASLER (1949), BUCHMANN (1953), GÜNTHERT (1954 und 1976), STEINER (1980).

3. Geochemie

Die chemischen Analysen beschränken sich auf die für die radiometrischen Datierungen gesammelten Proben der Grösse 20–30 kg.

Die Haupt- und Spurenelemente wurden mit einer automatischen Röntgenfluoreszenzanlage bestimmt.

3.1 KLASSIFIKATION

Die Parameter Q' und ANOR für die Klassifikation der Gesteine nach STRECKEISEN & LE MAITRE (1979) ergeben sich aus der Normberechnung nach BARTH & NIGGLI (Katanorm).

Mit Ausnahme der Aplite fallen alle untersuchten Kerngesteine ins Feld der Granodiorite.

Die untersuchten Rahmengesteine weisen granitischen bis monzogranitischen Chemismus auf. Diese wenigen Analysen repräsentieren nicht den durchschnittlichen Chemismus aller Rahmengesteine, da die Hornblendegneise, die Amphibolite und die Bändergneise nicht untersucht worden sind.

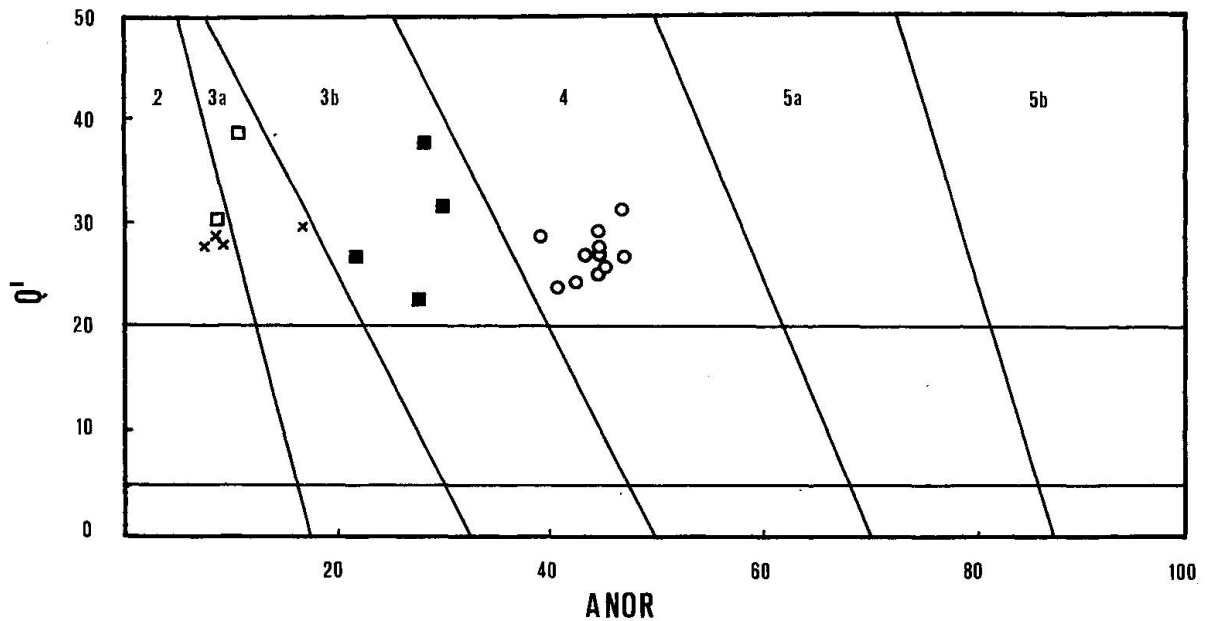


Fig. 3 Das Diagramm Q' - ANOR nach STRECKEISEN & LE MAITRE, 1979. Signaturen: Kreise = Matorello-Gneise, gefüllte Quadrate = Zweiglimmer-Plagioklasgneise, offene Quadrate = Augengneise, Kreuze = Aplite.

3.2 ZUR GEOCHEMIE VON K, CA, RB, SR, BA

Innerhalb der einzelnen Gesteinstypen variieren die Haupt- und Spurenelementgehalte nur sehr gering. Die kritischen Hauptkomponenten K und Ca weisen normale, gesteinspezifische Werte auf. Generell trifft dies auch für die Spurenelemente Rb, Sr und Ba zu.

Die Matorello-Gneise und die Zweiglimmer-Plagioklasgneise weisen lediglich im Sr-Gehalt einen nennenswerten Unterschied auf. Obwohl die Aplite vergleichsweise die höchsten K- und Ca-Gehalte besitzen, sind die Konzentrationen von Rb (um 100 ppm), Sr (80–150 ppm) und Ba (100–450 ppm) durchwegs tiefer als in den übrigen Gesteinen.

Die alpine Metamorphose ist im wesentlichen isochemisch abgelaufen.

Die Elementkonzentrationen in den verschiedenen Gesteinstypen bleiben konstant und bilden die präalpine Stoffverteilung ab. Ein Beweis dafür sind die präalpinen Rb-Sr Gesamtgesteinsalter der untersuchten Gesteine.

In den Variationsdiagrammen Rb-Sr, K-Rb, Ba-Rb sind die darstellenden Punkte der massenspektrometrisch analysierten Proben eingezeichnet.

Als mengenmässig dominierender Gesteinstyp repräsentieren die Zweiglimmer-Plagioklasgneise am ehesten die mittlere chemische Zusammensetzung der Rahmengesteine, die in ihrer Gesamtheit das potentielle Ausgangsmaterial der eventuell anatektisch entstandenen Kerngneise sind.

Das K/Rb-Verhältnis von ca. 250 für Kern- und Rahmengesteine liegt nach WEDEPOHL (1969) innerhalb der Grenzwerte für kontinentale Gesteine

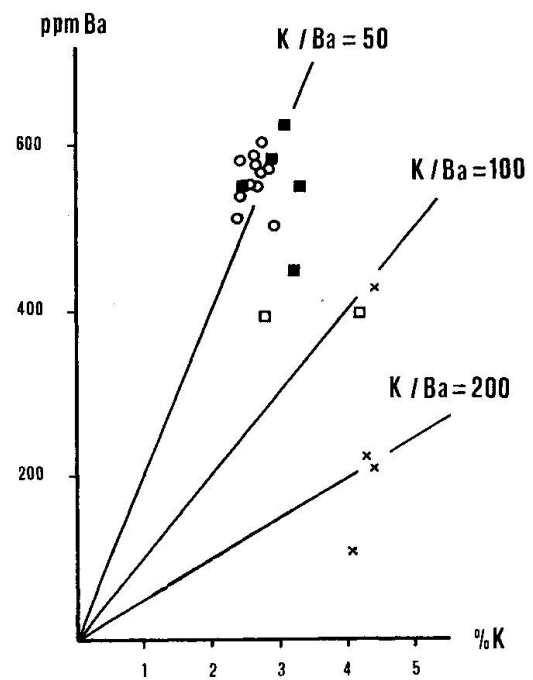
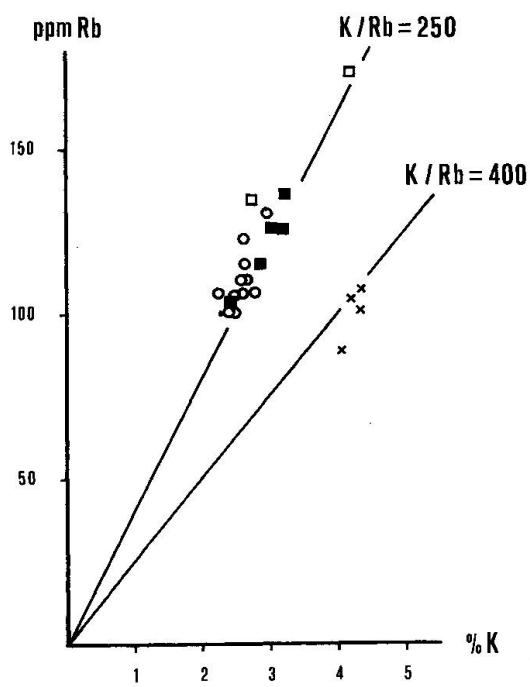
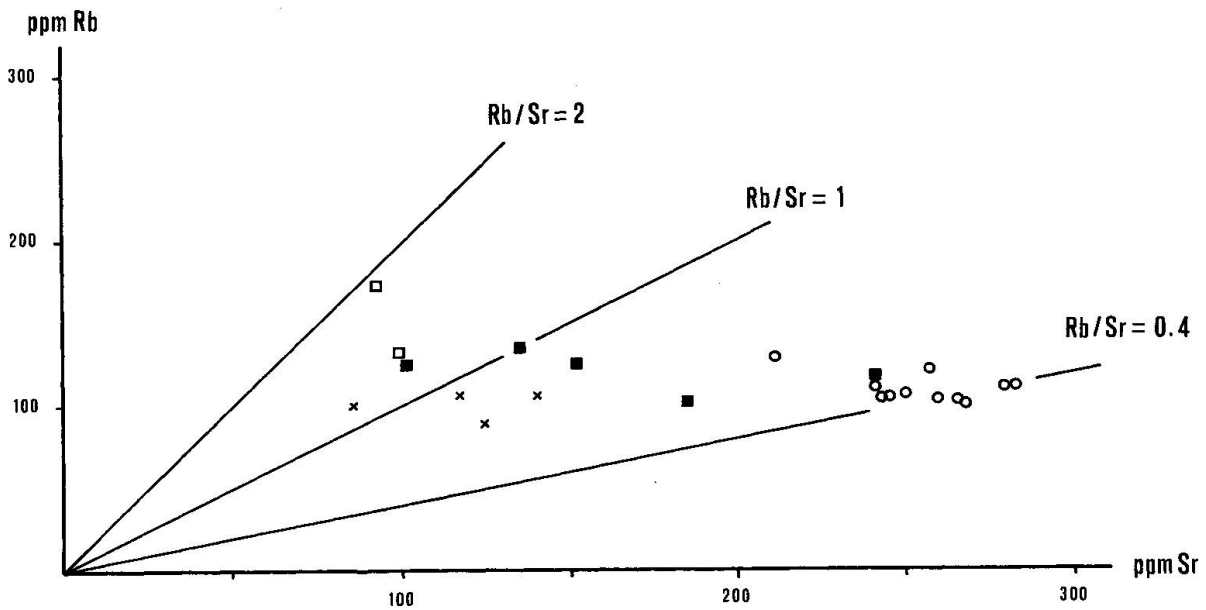


Fig. 4 Variationsdiagramme Rb-Sr, K-Rb, K-Ba. Kreise = Granodiorite (Matorello-Gneise), Kreuze = Aplite, gefüllte Quadrate = Zweiglimmer-Plagioklasgneise, Quadrate = Augengneise.

(160–300). Ein erheblich höheres K/Rb-Verhältnis um 400 zeigen die untersuchten Aplite aus den Kerngneisen. Dies ist ein Hinweis dafür, dass sie nicht ein spätes Differentiat der Kerngneise sein können. Bei zunehmender Differentiation eines Magmas wird Rb gegenüber K angereichert. Demnach sollten spätere Differentiate niedrigere K/Rb-Werte aufweisen. Im vorliegenden Fall muss für die Aplite eine unabhängige partielle Aufschmelzung angenommen werden.

Ähnlich wie im Diagramm K-Rb nehmen auch im Diagramm K-Ba die Aplite eine Sonderstellung ein.

3.3 ZUSAMMENFASSUNG

Die geochemischen Untersuchungen haben gezeigt, dass die Aplite nicht ein spätes Differentiat der Matorello-Gneise sind, sondern das Produkt einer möglicherweise zeitlich wie räumlich unabhängigen partiellen Anatexis.

Bezüglich der Elemente Ba, Rb und Sr lassen sich für Kern- und Rahmengesteine keine unterschiedlichen Tendenzen feststellen. Dies entspricht den Ergebnissen von GÜNTHERT et al. (1976). Hier wird aufgrund fehlender Stoffgefälle im Übergangsbereich Matorello-Gneis/granitisches Nebengestein eine isochemisch und isomodal verlaufende Granitgneisbildung postuliert.

Die alpine Metamorphose erfolgte im Untersuchungsgebiet zu niedrigeren P-T-Bedingungen als die herzynische. Im Herzynikum führte ein thermisches Ereignis zur Bildung intrusionsfähiger Magmen. Innerhalb der Kerngneise lässt sich eine Intrusivabfolge Diorit – Granodiorit nachweisen. Das Fehlen von Intrusivkontakten zwischen den Kerngneisen und den Rahmengesteinen kann verschiedene Gründe haben.

Die heute aufgeschlossenen Teile können als Anschnitt eines durch Hebung und Erosion freigelegten tieferen Stockwerkes eines Intrusivkörpers betrachtet werden. In diesen Tiefenlagen hinterlässt die Intrusion in ein Nebengestein ähnlicher chemischer Zusammensetzung ohne grosses Temperaturgefälle kaum scharfe Intrusivkontakte. Zudem können durch nachträgliche Ereignisse wie Metamorphosen und Deformationen allenfalls vorhandene primäre Intrusivkontakte verwischt werden.

4. Geochronologie-Methoden

4.1 GESTEINSAUFBEREITUNG

Für die radiometrischen Untersuchungen werden Proben der Grösse 20 bis 30 kg gesammelt. Im Backenbrecher werden die gereinigten Gesteinsstücke gebrochen. Davon wird mit dem Probenteiler etwa 1 kg abgetrennt und zur weiteren Bearbeitung als Gesamtgesteinsprobe (Rb-Sr) beiseitegestellt. Das verbleibende Material gelangt in die Scheibenmühle. Über ein Förderband wird das Ge-

steinspulver zu einem Siebstock geleitet, der die Aufteilung in Kornfraktionen vornimmt. Aus der Fraktion < 100 Mesh wird am Wilfley-Tisch ein Schweremineralkonzentrat gewonnen. Die Mineraltrennung in den größeren Fraktionen erfolgt aufgrund der magnetischen und morphologischen Eigenschaften der Mineralien mittels Magnetscheider und Schütteltisch.

4.2 DIE RB-SR METHODE

Ein Aliquot der Gesamtgesteinsprobe (ca. 100 g) wird während mehreren Stunden in einer Achatmühle gemahlen und danach der chemischen Aufbereitung zugeführt. Detaillierte Angaben zur chemischen Aufbereitung gibt JÄGER (1979).

Einer Teilmenge der aufgeschlossenen Gesamtgesteinsprobe mit der unbekanntenen Isotopenzusammensetzung wird nach der Isotopenverdünnungsmethode eine definierte Menge eines «Spikes» bekannter Isotopenzusammensetzung beigegeben. Als Vergleichsisotope werden für Rb und Sr hochangereicherte «Spikes» verwendet (^{87}Rb -Spike; ^{84}Sr -Spike).

Da die Glimmer oft sehr geringe Sr-Gehalte aufweisen, wird der Sr-Spike dem Glimmerkonzentrat bereits vor dem Aufschliessen beigegeben (direktes Spiken).

Rb und Sr wurden auf einem Festkörpermassenspektrometer der Firma AVCO mit einer Dreibandionenquelle gemessen. Die Berechnung der Isotopenverhältnisse, deren Mittelwerte und Standardabweichung besorgte ein on-line PDP-11 Rechner nach einem von R. SIEGENTHALER erstellten Programm.

Für die Altersberechnung wurden folgende Konstanten verwendet (STEIGER JÄGER, 1977):

Zerfallskonstante $^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}/\text{a}$

$^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70989$

$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.056584$

$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2.59265$

Die Isochronenberechnung erfolgte nach dem in FAURE (1977) publizierten Programm. Der maximale Fehler auf dem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis beträgt 0.2%, derjenige auf dem $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis 1%.

4.3 DIE K-AR METHODE

Auf eine Beschreibung der Methode wird verzichtet. Diesbezügliche Angaben geben PURDY (1972), HUNZIKER (1974) und HAMMERSCHMIDT (1981).

Die Extraktion und Reinigung des Argons erfolgte in einer von M. FLISCH 1982 konzipierten «line». Für die Argonmessungen stand ein Massenspektrometer Micromass 1200 zur Verfügung.

K-Ar Datierungen wurden an reinen Glimmerpräparaten einiger Proben durchgeführt. Gemeinsam mit den jeweiligen Rb-Sr Analysen geben sie Anhaltspunkte zum Verlauf der postmetamorphenen Abkühlung im untersuchten Gebiet.

4.4 DIE SPALTSPURMETHODE AN ZIRKON UND APATIT

Fission-Tracks (Spaltspuren) sind Defekte im Kristallgitter uranhaltiger Mineralien, die durch den spontanen Zerfall des ^{238}U -Isotops entstehen. Die Anzahl der spontanen Spaltspuren pro Flächeneinheit ist abhängig von der Urankonzentration im Kristall und vom Alter.

Durch die Bestrahlung der Mineralien mit thermischen Neutronen entstehen aus dem Zerfall des ^{235}U ebenfalls Spaltspuren (induzierte Spaltspuren). Spontane und induzierte Spaltspuren wer-

den durch Anätzen sichtbar gemacht und können unter dem Mikroskop ausgezählt werden. Aus dem konstanten Isotopenverhältnis $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ lässt sich dann der totale U-Gehalt der Probe ermitteln.

Die Anreicherung von Apatit und Zirkon aus dem Schweremineralkonzentrat geschieht mittels Schwereflüssigkeiten und Magnetseparator.

Das Verfahren bei der weiteren Probenaufbereitung ist für die beiden Mineralien grundsätzlich verschieden.

Apatit:

Spaltspurdattierungen an Apatit werden gewöhnlich mit der Populationsmethode durchgeführt. Sie beruht auf der Annahme, dass zwei Aliquots, bestehend aus einer Vielzahl Apatitkörnern einer Population, statistisch den gleichen Urangehalt aufweisen. Spontane und induzierte Spaltspuren werden also an zwei getrennten Aliquots derselben Probe bestimmt. Das Spaltspuralter von Apatit datiert die Abkühlung auf 120 °C (WAGNER et al., 1977).

Zirkon:

Für die Zirkone eignet sich die Populationsmethode nicht, da selbst innerhalb eines Kornes die Uranverteilung sehr inhomogen sein kann. Für die eigentliche Datierung werden aus dem Körnerpräparat nur einige wenige Individuen ausgewählt. Dabei werden die spontanen Spaltspuren im angeätzten Kristall, die induzierten in einem externen Detektor (U-arter Muskovit) ausgezählt. Diese Methode wird als Externdetektormethode bezeichnet. Mit dem Zirkonspaltspuralter wird die Abkühlung auf ca. 230 °C datiert (HURFORD in Vorbereitung).

5. Geochemie-Resultate

5.1 RB-SR GESAMTGESTEINSANALYSEN

5.1.1 Matorello-Gneise

Alle isotopengeologisch untersuchten Grossproben stammen aus dem peripheren nordöstlichen Teil des Kerngneiskörpers (siehe Fig. 2).

Die Proben KAW 1972–79 und 2055–57 werden im folgenden als Laghetti-Proben bezeichnet. Sie liegen im Gelände maximal 500 m auseinander.

Die Rb-Sr Analysen der Laghetti-Proben ergeben folgende Resultate:

9 der 11 Gesamtgesteinsproben definieren im Nicolaysen-Diagramm eine Isochrone mit dem Alter von 60 ± 11 Ma und einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0.7122 ± 0.0002 . Auffällig ist die geringe Variation der Rb/Sr-Verhältnisse. Die Proben KAW 1973 und KAW 1978 ergeben selbst nach wiederholtem Messen reproduzierbare, von der Isochrone signifikant abweichende Werte. Für die Isochronenberechnung werden sie nicht berücksichtigt.

Die Proben sind generell massig und unzerschert. Einzig KAW 1972, ein Punkt der Isochrone, zeigt eine stärkere Verschiebung.

Weder die chemische Analyse noch die Rb-Sr Daten zeigen bedeutsame Unterschiede zwischen der zerscherten und den unzerscherten Proben.

Das berechnete Isochronenalter zeigt, dass zu alpiner Zeit das Rb-Sr System im Gesamtgestein der Matorello-Gneise umgestellt worden ist.

Durch die Probenwahl (massige, unzerscherte Proben) hätte der obgenannte Effekt möglichst ausgeschaltet werden sollen. Es zeigt sich aber, dass die alpinen Ereignisse selbst in den unzersicherten Partien des Matorello-Gneises zu einer Verjüngung der Rb-Sr Gesamtgesteinsalter geführt haben.

Die Analysenpunkte der geographisch weit auseinanderliegenden Proben KAW 1875 (Lago di Naret), KAW 147 und KAW 1873 (Lago Sambuco) liegen weit ausserhalb der für Laghetti berechneten Isochrone alpinen Alters. Dagegen bestimmen sie zusammen mit dem aus den Laghetti-Proben gemittelten Schwerpunkt im Nicolaysen-Diagramm eine Referenzlinie mit dem Alter von 260 Ma bei einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.7086. Die Proben KAW 1973 und 1978 liegen ebenfalls im Bereich dieser Referenzlinie, welche im Folgenden als Primärisochrone bezeichnet wird.

Interpretation

Durch das Überleben der «alten» Primärisochrone wird eine den gesamten Kerngneiskörper erfassende Sr-Homogenisierung zu herzynischer Zeit angedeutet. Unklar bleibt, ob diese Homogenisierung durch eine Intrusion oder durch eine Metamorphose verursacht wurde.

Zum Zeitpunkt der Schliessung des Rb-Sr Systems wird im Gestein ein einheitliches $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis eingefroren. Gleichzeitig konsolidiert sich eine Variation der Rb/Sr-Verhältnisse über den Körper derart, dass Bereiche mit niedrigen Rb/Sr-Verhältnissen von Bereichen mit hohen Rb/Sr-Verhältnissen räumlich getrennt bleiben. Mit der Zeit nimmt das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des Gesteins gemäss dem radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb proportional zum jeweiligen Rb/Sr-Verhältnis zu. Teilbereiche des Körpers mit unterschiedlichen Rb/Sr-Verhältnissen sind nun bezüglich ihrer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte im Ungleichgewicht. Ein erneutes Gleichgewicht kann sich nur durch eine nachträgliche, den ganzen Körper erfassende Sr-Homogenisierung während eines geologischen Ereignisses einstellen. Dies ist offensichtlich nicht der Fall.

Die alpinen Ereignisse vermögen wohl das Rb/Sr System im Gesamtgestein des Matorello-Granitgneises zu öffnen, eine Sr-Homogenisierung über den ganzen Körper tritt jedoch nicht ein.

Sr-Reequilibrierung wird nur in Teilbereichen erreicht (Beispiel Laghetti). Diese Teilbereiche zeichnen sich dadurch aus, dass sie nicht identisch sind mit dem Volumen, welches das mittlere Rb/Sr-Verhältnis des Körpers repräsentiert. Neben der sekundären Überprägung kann somit auch das primäre Ereignis angenähert datiert werden.

Im vorliegenden Fall ist also damit zu rechnen, dass eine Anzahl eng beieinander liegender Proben aus einem beliebigen Bereich des Körpers ebenfalls ei-

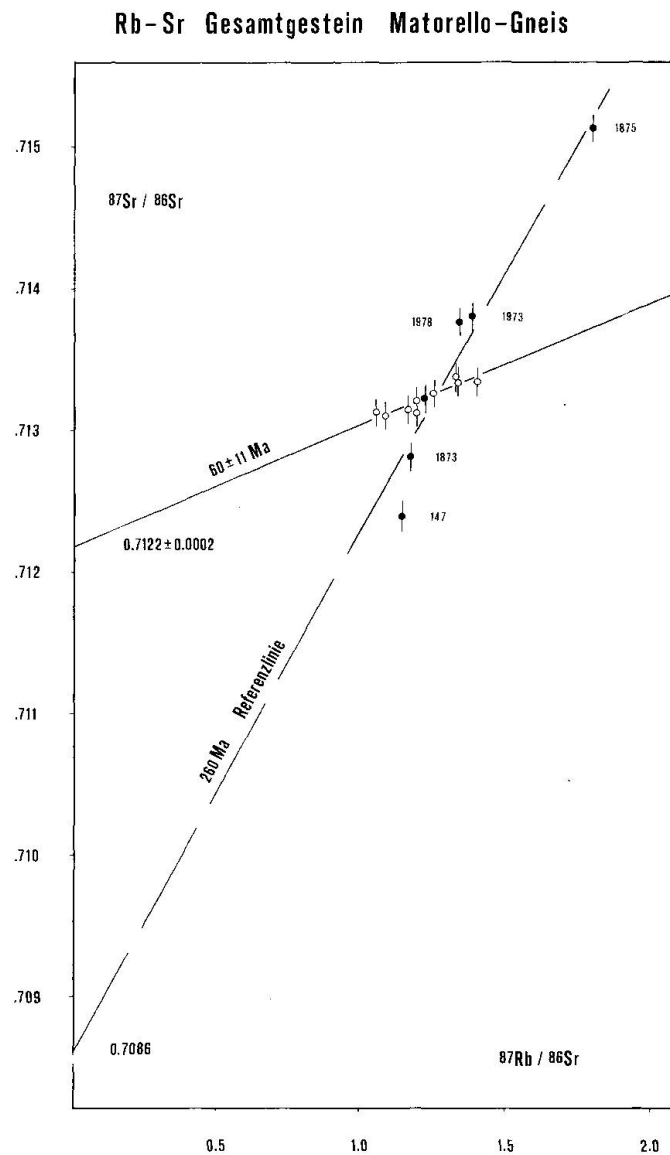


Fig. 5 Rb-Sr Gesamtgesteinsalter der Matorello-Gneise. Leere Kreise = Laghetti-Proben.

ne Sekundärisochrone alpinen Alters definieren, wobei ihr geochemischer Schwerpunkt jeweils ein Punkt der herzynischen Primärisochrone wäre.

Die Streuung der Analysenpunkte der Primärisochrone erklärt sich dadurch, dass diese Proben kaum die Schwerpunkte von hypothetischen Sekundärisochronen darstellen.

Im folgenden soll der Versuch einer Fehlerabschätzung für die Primärisochrone unternommen werden, unter der Voraussetzung, dass die Punkte KAW 1875, 1873 und 147 nicht Schwerpunkte hypothetischer Sekundärisochronen sind.

Die Streuung der Analysenpunkte auf der Sekundärisochrone Laghetti wird

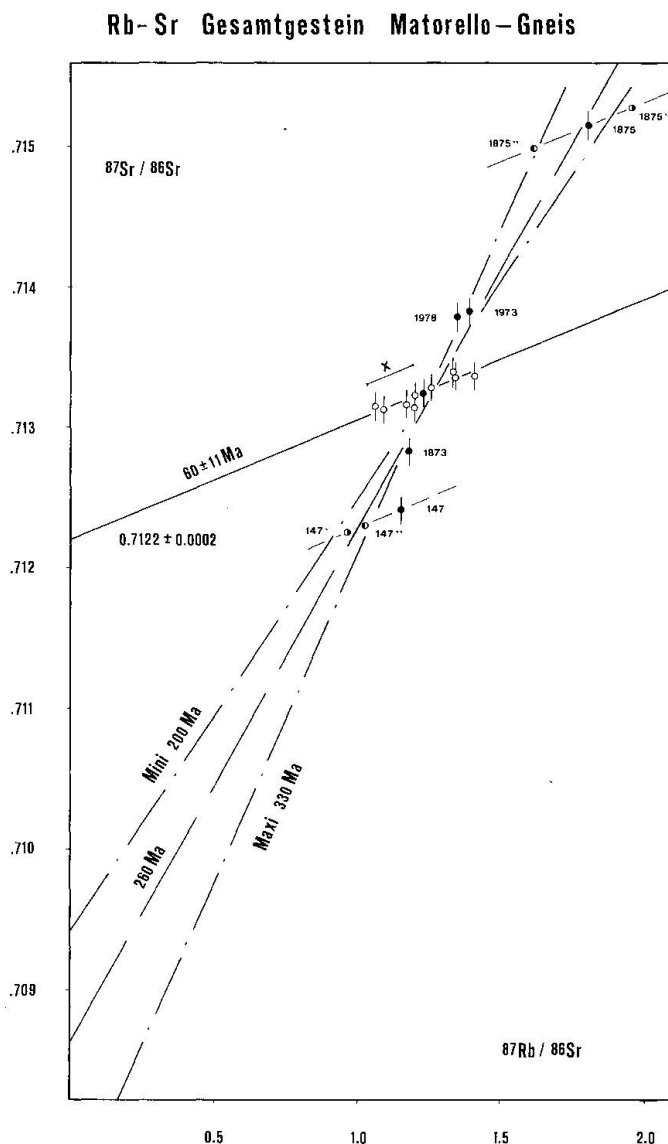


Fig. 6 Rb-Sr Gesamtgesteinsalter der Matorello-Gneise. Mit Fehlerangabe für die Primärisochrone.

als Mass für den möglichen Fehler, ihr Schwerpunkt als echter Punkt der Primärisochrone angenommen.

Eine Altersverschiebung für die Primärisochrone ergibt sich durch Abtragung des vorgegebenen Fehlers bei den Extrempunkten KAW 875 und KAW 147.

Minimalalter

Durch Verschieben des Punktes KAW 1875 auf einer parallelen Geraden zur Sekundärisochrone um den Betrag x nach rechts 1875', und die entsprechende Translation für den Punkt KAW 147 nach links (147'), ergibt sich unter Beibe-

haltung der übrigen Punkte ein Minimalalter für die Primärisochrone von 200 Ma. Das initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis beträgt ca. 0.7097.

Maximalalter

Der Punkt KAW 1875 wird um den Betrag x nach links verschoben (1875''). Die entgegengesetzte Operation für den Punkt KAW 147 wird nicht durchgeführt, da dies sofort zu unrealistisch tiefen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerten führen würde.

Zur Festlegung von (147'') wird der Schwerpunkt der Sekundärisochrone mit dem neuen Punkt (1875'') verbunden. Der Durchstosspunkt dieser Geraden mit der Hilfsgeraden parallel zur Sekundärisochrone durch KAW 147 ergibt (147''). Das so berechnete Maximalalter beträgt 330 Ma bei einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0.7074.

Die bereits erwähnten Proben KAW 1973 und 1978 liegen nahe der Primärisochrone, obschon sie aus dem Verband der Laghetti-Proben stammen. Möglicherweise erfolgte die Sr-Umverteilung während der alpinen Metamorphose sehr selektiv unter Anwesenheit einer fluiden Phase. Jedenfalls lassen sich weder strukturelle, geochemische noch petrographische Kriterien für das aberrante Verhalten dieser zwei Proben finden.

In der Gewissheit, dass die vorangehenden Fehlerabschätzungen sehr hypothetischen Charakter haben, bleiben folgende Fakten erhalten:

In herzynischer Zeit hat ein geologisches Ereignis zu einer Sr-Homogenisierung im Gesamtgestein des Matorello-Gneises und zur Zirkoneubildung geführt.

Das berechnete Minimalalter für dieses Ereignis unterscheidet sich signifikant vom Alter der alpinen Sekundärisochrone.

Zusammenfassung

Mit der Rb-Sr Methode kann im Gesamtgestein des Matorello-Gneises ein präalpines Ereignis nachgewiesen werden.

Es ist naheliegend, dass die herzynische Sr-Homogenisierung mit der Zirkonkristallisation um 300 Ma zusammenhängt und den Zeitpunkt der anatektischen Bildung der Matorello-Gneise angibt.

Während der alpinen Überprägung wird in Teilbereichen des Kerngneiskörpers ein neues Sr-Gleichgewicht eingestellt. Ein Transport fluiden Phasen aus den benachbarten mesozoischen Sedimenten in die Kerngneise des Maggia-Kopfes während einer tektonischen Phase muss als Ursache für die Mobilität des radiogenen Strontiums angenommen werden.

Tab. 1 Messdaten der Rb-Sr Gesamtgesteinsanalysen an Gesteinen der Maggia-Decke.

KAW Nr	87Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Sr/86Sr	$\pm(1\text{Sigma})$	87Rb/86Sr
Augengneise					
1874	50.908	69.397	0.753203	0.000111	7.2605
1958	51.140	93.543	0.752966	0.000132	5.6131
1959	62.941	72.105	0.776849	0.000034	8.9833
1960	67.253	49.698	0.798757	0.000035	13.9842
1961	38.155	97.600	0.736796	0.000090	4.0075
1962	61.426	50.607	0.767934	0.000096	10.2922
1963	47.880	71.247	0.758180	0.000085	6.9034
Matorello-Gneise					
1873	34.669	255.452	0.713797	0.000075	1.3881
1875	38.018	216.495	0.715121	0.000101	1.7964
1972	27.163	253.960	0.713113	0.000070	1.0939
1973	28.737	247.050	0.712806	0.000147	1.1896
1974	24.581	236.167	0.713126	0.000088	1.0645
1975	28.773	252.030	0.713126	0.000040	1.1676
1976	28.766	220.039	0.713365	0.000116	1.3371
1977	30.271	246.451	0.713254	0.000050	1.2562
1978	30.410	230.476	0.713757	0.000066	1.3495
1979	33.373	242.864	0.713339	0.000112	1.4054
2055	32.170	246.441	0.713343	0.000126	1.3351
2056	32.433	277.514	0.713110	0.000064	1.1953
2057	32.099	274.228	0.713195	0.000034	1.1972
147	29.976	266.116	0.712391	0.000024	1.1520
Aplite					
2064	29.284	87.524	0.723132	0.000032	3.4254
2065	31.194	120.335	0.719379	0.000095	2.6529
2066	31.544	144.586	0.718768	0.000076	2.2325
2067	31.646	115.922	0.720900	0.000032	2.7942
Zweiglimmer-Plagioklasgneise					
1964	34.092	184.296	0.724584	0.000094	1.8941
1965	30.527	184.993	0.724617	0.000099	1.6896
1970	36.943	153.867	0.726183	0.000059	2.4587
1971	39.398	133.475	0.729874	0.000112	3.0238
2069	50.542	106.930	0.734413	0.000036	4.8443
2070	40.243	172.898	0.727501	0.000031	2.3839

5.1.2 Aplite

Die Probenpunkte der Aplite befinden sich unweit der Lokalität von KAW 1875 (Matorello-Gneis) südlich des Lago di Naret am Kontakt zu den Paragneisen des Rahmens (siehe Fig. 2).

Es sind geringmächtige (2–4 dm), eingeschichtete Aplite, die in wenig deformierten Matorello-Gneisen stecken.

Im Sr-Entwicklungsdiagramm bezeichnen die 4 Aplitproben eine Referenzlinie mit dem Alter von 258 Ma bei einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0.7106.

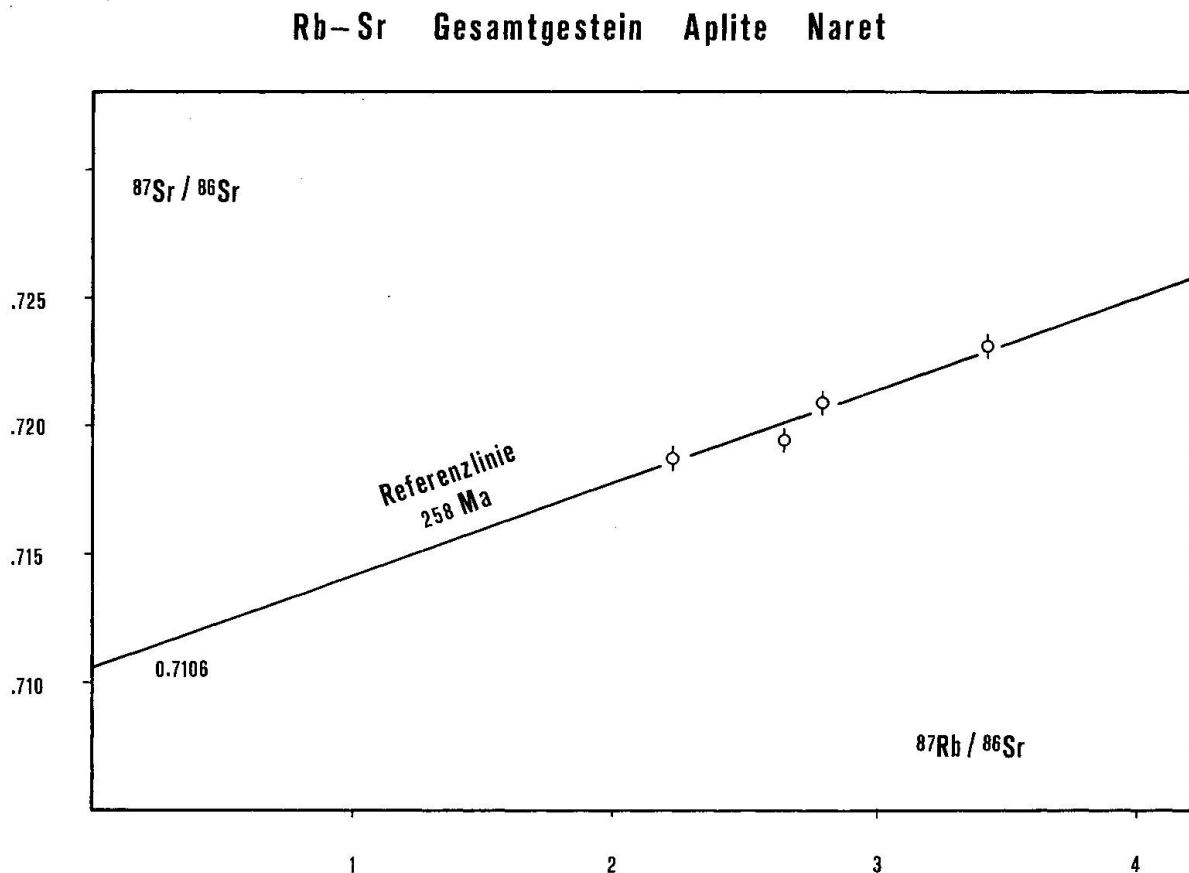


Fig. 7 Rb-Sr Gesamtgesteinsalter der Aplite (Naret).

Auffällig ist die Übereinstimmung des Aplitalters mit dem Alterswert der Primärisochrone aus den Matorello-Gneisen.

Durch die verschiedenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnisse resultieren für die beiden Gesteine im Nicolaysen-Diagramm zwei annähernd parallele Geraden.

Es stellt sich nun die Frage, warum die beiden Gesteine bei \pm identen Alterswerten unterschiedliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initials aufweisen.

Diese Tatsache verunmöglicht die Annahme einer gemeinsamen Sr-Homogenisierung.

Unter Berücksichtigung der für die Primärisochrone der Matorello-Gneise gemachten Fehlerabschätzung besteht durchaus die Möglichkeit, dass die Aplite spätherzynisch nach der Sr-Homogenisierung der Matorello-Gneise eingedrungen sind.

Das Rb-Sr System der Aplite bleibt zu alpiner Zeit geschlossen, da die zur Bildung von fluiden Phasen benötigten Glimmer praktisch fehlen.

Mit 90–150 ppm Sr liegt der Sr-Wert der Aplite beträchtlich über dem mittleren Sr-Gehalt der späten Differentiate von Graniten (55 ppm Sr, WEDEPOHL). Die Rb-Konzentrationen entsprechen mit 100–120 ppm in etwa denjenigen der Matorello-Gneise.

Beides sind Argumente gegen eine gemeinsame Entstehung der Aplite und der Matorello-Gneise durch Differentiation aus einer Schmelze.

5.1.3 Augengneise

Die datierten Augengneise sind im Bereich der Alpe Scheggia, am Nordoststrand des Untersuchungsgebietes aufgeschlossen. Sie bauen kompetente, bis 20 m breite und über 100 m lange Bänke auf. Die Kontakte zu den umgebenden, zum Teil stark deformierten Bändergneisen, hornblendeführenden Plagioklasgneisen und Amphiboliten sind generell scharf.

Die aus sieben Proben berechnete Rb-Sr-Referenzlinie ergibt ein Alter von 409 Ma mit dem hohen initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.7161.

Als einzige der radiometrisch datierten Gesteine bewahren die Augengneise ein vorherzynisches Gesamtgesteinsalter.

Die stark streuenden Analysenpunkte definieren im Nicolaysen-Diagramm keine Isochrone. Das bedeutet, dass durch ein späteres geologisches Ereignis das präherzynisch eingestellte Sr-Gleichgewicht im Gesamtgestein gestört wurde.

Wird die primäre Sr-Reequilibrierung einer durchgreifenden Metamorphose zugeschrieben, erlaubt das kombinierte Compston-Jeffery / Nicolaysen-Diagramm eine Aussage über den Zeitpunkt der Differentiation aus dem oberen Mantel oder die Sedimentation des Ausgangsmaterials.

Die Steigung der Geraden im Compston-Jeffery-Diagramm ergibt sich aus dem mittleren Rb/Sr-Verhältnis der Gesamtgesteinsproben und dem berechneten Alter der Referenzlinie, als Mass für die Zunahme des radiogenen ^{87}Sr mit der Zeit.

Der Schnittpunkt der Geraden mit der Sr-Entwicklungslinie des oberen Mantels resp. des Meerwassers gibt den Zeitpunkt der Differentiation aus dem Mantel im ersten, denjenigen der Sedimentation im zweiten Falle an.

Rb-Sr Gesamtgestein Augengneis Alpe Scheggia

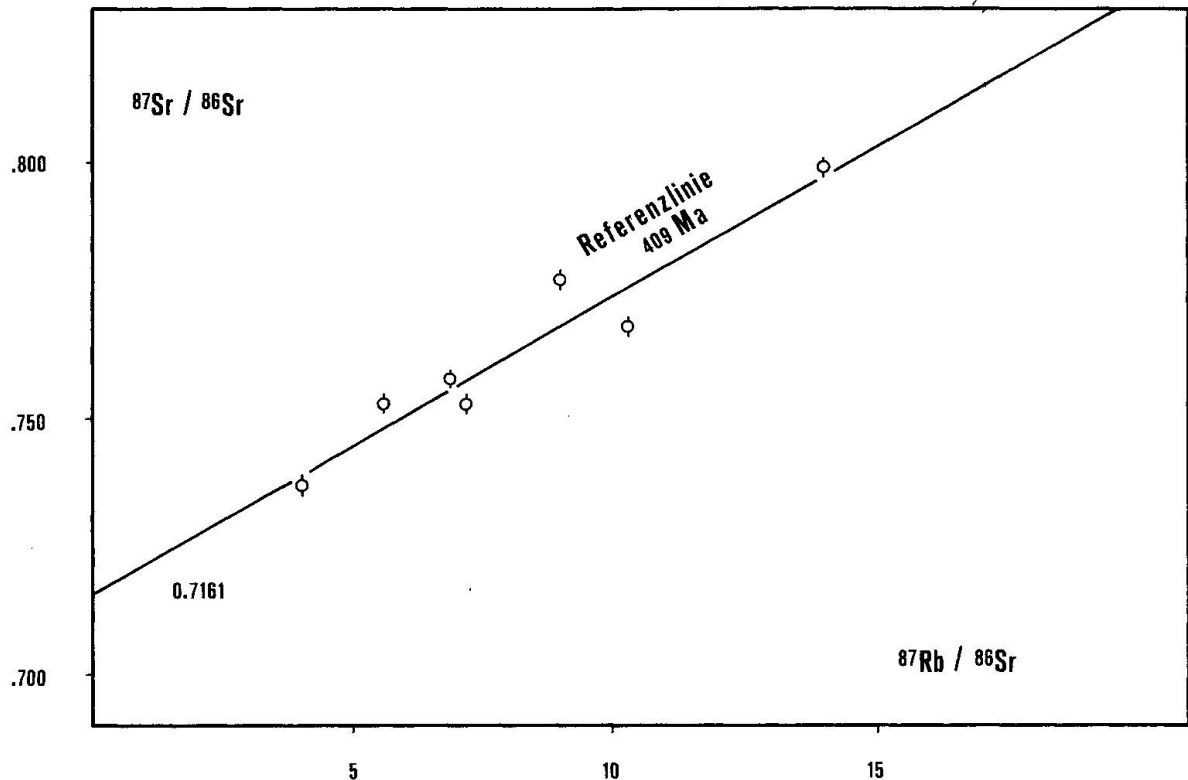


Fig. 8 Rb-Sr Gesamtgesteinsalter der Augengneise (Alpe Scheggia).

Zusammenfassung

Die Mehrheit der Kriterien, insbesondere das bevorzugte Auftreten idiomorpher Zirkone, deutet auf eine orthogene Herkunft der Augengneise hin.

Das präherzynische Rb-Sr Gesamtgesteinsalter wird durch den Einfluss der herzynischen und/oder alpinen Metamorphose teilweise verjüngt. Es zeigt eine kaledonische Sr-Homogenisierung an.

Ist diese Homogenisierung während einer Metamorphose eingetreten, fällt die magmatische Bildung der Augengneise in den Zeitraum 430–580 Ma.

5.1.4 Zweiglimmer-Plagioklasgneise

Nördlich von Laghetti werden durch die Werkstrasse, die in zwei Kehren ein Steilstück überwindet, die Gesteinsschichten senkrecht zur Streichrichtung angeschnitten. Dies gibt Einblick in die intensive Wechsellagerung von defor-

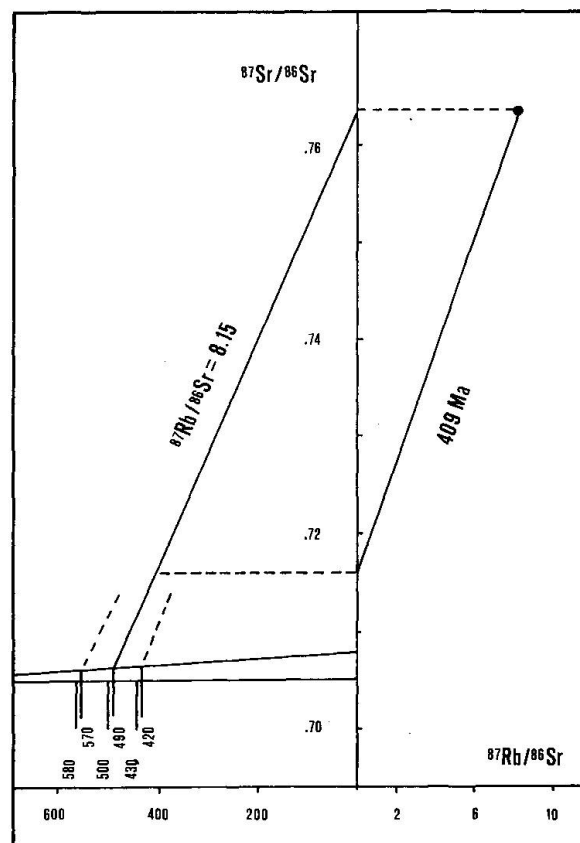


Fig. 9 Die Augengneise der Alpe Scheggia, dargestellt im kombinierten COMPSTON-JEFFREY / NICOLAYSEN Diagramm.

mierten Kerngneisen, augigen Gneisen und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen der Hülle.

Von den dunklen Zweiglimmer-Plagioklasgneisen wurden sechs Grossproben zur Bestimmung des Rb-Sr Gesamtgesteinsalters analysiert. Die streuenden Analysenpunkte bezeichnen eine Referenzlinie mit dem Alter von 228 Ma bei einem $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0.7191.

Im Gegensatz zu den übrigen isotopengeologisch untersuchten Gesteinen sind die stark deformierten Zweiglimmer-Plagioklasgneise bezüglich ihrer mineralogischen Zusammensetzung sehr heterogen (Glimmergehalt). Dies mag mit ein Grund für die starke Streuung der Analysenpunkte im Sr-Entwicklungsdiagramm sein.

Es ist anzunehmen, dass in den polymetamorphen paragenen Rahmgesteinen sowohl herzynisch wie alpin Rb- und Sr-Umverteilungen stattgefunden haben. Dabei vermögen namentlich auch die alpinen Ereignisse keine neuen Gleichgewichte zu schaffen. Das datierte Gesamtgesteinsalter von 228 Ma zeigt an, dass herzynisch oder kaledonisch homogenisierte Gesteine alpin teilweise auch verjüngt worden sind.

Rb-Sr Gesamtgestein Zweiglimmer - Plagioklasgneise Laghetti

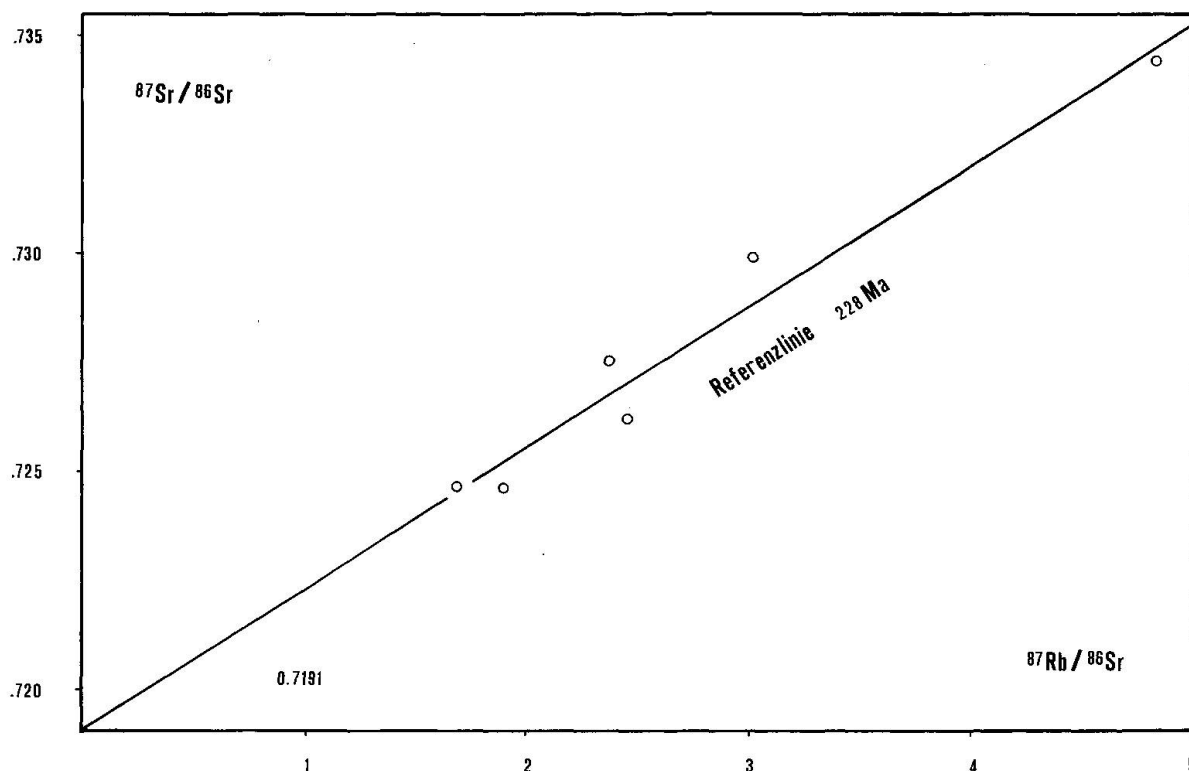


Fig. 10 Rb-Sr Gesamtgesteinsalter der Zweiglimmer-Plagioklasgneise.

5.2 MINERALANALYSEN RB-SR UND K-AR

Da das Untersuchungsgebiet innerhalb der Staurolith-Zone der alpinen Metamorphose liegt, sind für die datierten Glimmer durchwegs junge Abkühlalter zu erwarten.

5.2.1 Biotit

Beim Biotit bestätigen sich die Erwartungen. Die Alterswerte (Rb-Sr) liegen zwischen 14.3 und 17.3 Ma und stimmen innerhalb der Fehler mit den entsprechenden K-Ar Alterswerten überein. Sie werden als Abkühlalter interpretiert.

5.2.2 Hellglimmer

K-Ar

In Übereinstimmung mit PURDY & JÄGER (1976), wonach das K-Ar Hellglimmeralter die Abkühlung auf 350°C datiert, weisen die analysierten Hellglimmer

verglichen mit den Rb-Sr und K-Ar Daten der jeweiligen Biotite leicht erhöhte K-Ar Alterswerte auf (17.7 und 19.0 Ma).

Rb-Sr

Auffällig ist die grosse Streuung der Alterswerte. Das Spektrum reicht von 19.1 bis 35.8 Ma, wobei gehäuft Werte um 21.0 Ma auftreten.

Da die Differenz zwischen Biotit- und Hellglimmeralter in der Grössenordnung 6 Ma liegt, könnte gefolgert werden, dass die Hellglimmeralter ebenfalls Abkühlalter sind. Bei einem normalen geothermischen Gradienten von 30°C/km würde dies einer realistischen Erosionsrate von ca. 1 mm/a entsprechen.

Für vier der sechs Proben, nämlich KAW 1873, 1877, 1972, 1974 dürfte dies zutreffen. Hingegen lassen sich die Hellglimmeralter der Proben KAW 1874 und 1875 nicht vorbehaltlos als Abkühlalter interpretieren. Insbesondere die Hellglimmer der Augengneisprobe KAW 1874 fallen gänzlich aus dem Rahmen, ergeben doch zwei Hellglimmerfraktionen derselben Probe zwei verschiedene Alterswerte. Die Kornfraktion 35–50 mesh liefert ein Alter von 35.8 Ma, die Fraktion 50–80 mesh 25.8 Ma.

Wie ist dies zu erklären?

Die naheliegendste Erklärung ist zweifelsohne die Existenz von zwei Hellglimmergenerationen. Tatsächlich ist im Augengneis KAW 1874 eine Sericitisierung der Feldspäte zu beobachten. Sie ist allerdings nur lokal ausgebildet, wobei lediglich einige wenige Feldspatkörner von der Umwandlung betroffen sind. Der Sericit aus den Feldspäten konnte nicht separiert werden.

Interpretation

Vom quantitativ unbedeutenden Gemengteil Sericit ist keine Beeinflussung des Rb-Sr Systems in den Hellglimmern zu erwarten. In beiden Kornfraktionen werden ausschliesslich Hellglimmer einer Generation datiert, die sich röntgenographisch nicht unterscheiden. Die Altersvergenz zwischen den beiden Kornfraktionen muss mit dem Korngrössenunterschied zusammenhängen.

Bei der progressiven Temperaturentwicklung kommt es zur Kristallisation von Hellglimmer nahe dem thermischen Maximum der Metamorphose. Die Temperatur steigt knapp über 500°C und bleibt für längere Zeit \pm konstant erhalten. Während der langsamen Abkühlung wird selektiv fortschreitend vom Rand zum Kern radiogenes Sr durch Diffusion aus den Hellglimmern herausgelöst. So wird im Kern von grossen Individuen das Tochterprodukt des Rb-Zerfalls ungestört akkumuliert. Die Kornränder hingegen verlieren weiterhin radiogenes Sr und werden dadurch verjüngt. Weil durch die mechanische Zerkleinerung bevorzugt die Randpartien grosser Körner als Abrieb in die feineren Fraktionen gelangen, wird deren Alter zunehmend herabgesetzt. In der Frak-

Tab. 2 Messdaten der Glimmeranalysen (Rb-Sr und K-Ar) aus Gesteinen der Maggia-Decke.

KAW Nr.	Gestein	Lokalität	Rb-Sr				Alter * Ma	
			Mineral Fraktion	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
1873	Mto-Gneis	Sambuco	Bio 35/50	651.480	15.054	0.740938	125.6145	15.4 ± 0.2
1873			Hg1 50/80	251.124	76.687	0.715988	9.4822	19.1 ± 1.3
1874	Augengneis	Scheggia	Bio 35/50	812.212	3.749	0.881449	637.4554	14.3 ± 0.2
1874			Hg1 35/50	547.318	11.515	0.820132	139.0329	35.8 ± 0.4
1874			Hg1 50/80	533.553	12.826	0.795008	121.3850	25.8 ± 0.3
1875	Mto-Gneis	Naret	Bio 35/50	702.722	14.634	0.749030	139.4938	17.3 ± 0.2
1875			Hg1 50/80	382.446	23.455	0.731210	47.2839	24.9 ± 0.3
1877	Gneis	Lago Bianco	Bio 35/50	394.629	7.537	0.750049	152.1102	15.4 ± 0.2
1877			Hg1 50/80	240.923	51.876	0.720852	13.4542	22.5 ± 1.9
1972	Mto-Gneis	Laghetti	Bio 50/80	583.172	12.129	0.742876	139.5929	15.1 ± 0.2
1972			Hg1 50/100	295.235	69.664	0.716606	12.2723	22.0 ± 0.9
1974	Mto-Gneis	Laghetti	Bio 50/80	563.624	12.752	0.741717	128.3095	15.8 ± 0.2
1974			Hg1 50/80	290.183	36.510	0.719712	23.0229	21.1 ± 0.5

KAW Nr.	Gestein	Lokalität	K-Ar				Alter Ma	
			Mineral Fraktion	40Ar rad (%)	ccm *10 ⁻⁵	40Ar rad/g		%K
1873	Mto-Gneis	Sambuco	Bio 50/80	71.37	4.404	4.404	7.52	15.0 ± 0.2
1874	Augengneis	Scheggia	Bio 35/50	50.15	4.231	4.231	7.26	14.9 ± 0.1
1874			Hg1 35/50	82.25	6.545	6.545	8.81	19.0 ± 0.2
1875	Mto-Gneis	Naret	Bio 35/50	71.52	4.802	4.802	7.71	16.0 ± 0.2
1875			Hg1 50/80	79.29	6.056	6.056	8.77	17.7 ± 0.2

Die Mineralfraktionen sind in mesh angegeben.

* Jedes Rb-Sr Mineralalter wurde mit dem entsprechenden Gesamtgestein korrigiert.

tion 35–50 mesh verbleiben grösstenteils die nicht verjüngten Kerne der Grosskörner. Das datierte Alter ist ein Minimalalter für die Hellglimmerkristallisation. Das Alter der feinen Fraktion ist ein Mischalter.

Dort wo die Temperatur wesentlich über 500°C ansteigt und die nachträgliche Abkühlung schnell erfolgt, wird für den Hellglimmer das Abkühlalter datiert.

Wie KAW 1874 zeigt auch KAW 1875 ein «zu hohes» Rb-Sr-Hellglimmeralter. Der Argumentation für KAW 1874 folgend, könnte hier ebenfalls ein Mischalter vorliegen.

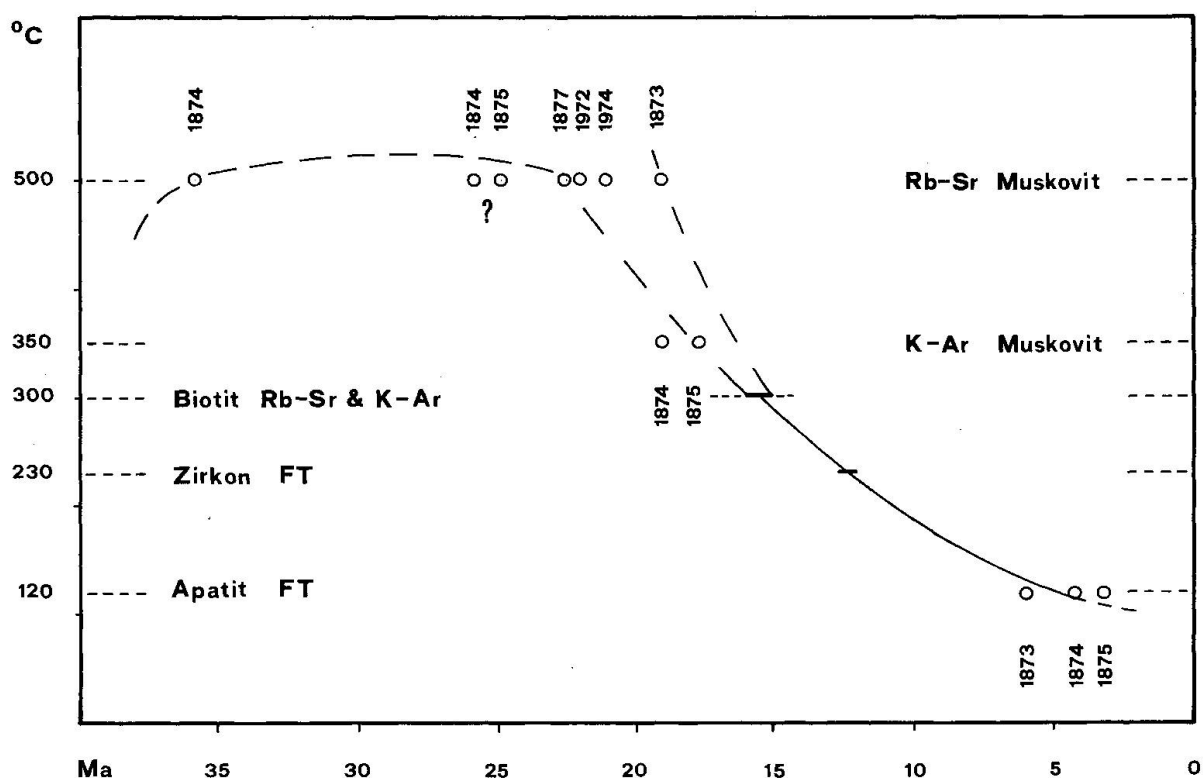


Fig. 11 Postleptine Abkühlgeschichte einiger Proben aus der Stirnregion der Maggia-Decke.

5.3 SPALTSPURDATIERUNGEN AN ZIRKON UND APATIT

5.3.1 Einführung

Beim spontanen Zerfall des ^{238}U -Isotops hinterlassen die entstehenden Kernfragmente Defekte im Gitter eines Kristalls. Diese Spaltspuren (Fission Tracks) können mittels geeigneter, mineralspezifischer Ätzmethoden sichtbar gemacht und ausgezählt werden.

Die Anzahl spontaner (natürlicher) Spaltspuren pro Flächeneinheit ist abhängig vom Urangehalt und vom Alter der untersuchten Probe.

Zur Bestimmung des Urangehaltes werden durch Bestrahlung mit thermischen Neutronen künstlich Spaltspuren des Uran ^{235}U erzeugt (induzierte Spaltspuren). Ihre Anzahl ist proportional zur vorhandenen Menge ^{235}U und zum Neutronenfluss. Durch das Verhältnis $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ kann die totale U-Konzentration der Probe berechnet werden.

Die Altersgleichung für die Spaltspurmethode lautet:

Gleichung 1:

$$T = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left[1 + \frac{\lambda_D \varphi \sigma I g \varrho_s}{\lambda_f \varrho_i} \right]$$

λ_D = totale Zerfallskonstante von ^{238}U = $1.55125 \times 10^{-10}\text{a}^{-1}$
(JAFNEY et al., 1971)

λ_f = Zerfallskonstante der spontanen Spaltspuren von ^{238}U

I = Isotopenverhältnis $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ = 7.2527×10^{-3}
(COWAN & ADLER, 1976)

σ = Spaltquerschnitt des ^{235}U für thermische Neutronen =
 $580.2 \times 10^{-24}\text{cm}^2$

φ = Neutronenfluss (n/cm^2) (HANNAH et al., 1969)

g = Geometriefaktor

ϱ_s = Dichte der spontanen Spaltspuren (tr/cm^2)

ϱ_i = Dichte der induzierten Spaltspuren (tr/cm^2)

Einige Schwierigkeiten bereiten die Absolutbestimmungen von φ und λ_f . Für λ_f werden in der Literatur gewöhnlich zwei um 20% verschiedene Werte verwendet:

ca. $8.4 \times 10^{-17}\text{a}^{-1}$ (SPADAVECCHIA & HAHN, 1967)

ca. $7.0 \times 10^{-17}\text{a}^{-1}$ (ROBERTS et al., 1968)

Der Versuch, λ_f anhand des gemessenen Neutronenflusses zu berechnen, führte nicht zur gewünschten Genauigkeit, da bereits die Bestimmung von φ mit grossen Fehlern behaftet ist.

HURFORD & GREEN (1983) umgehen diese Schwierigkeit mit der Berechnung von Zeta-Werten für Standardgläser bekannten U-Gehaltes, die bei der Bestrahlung die Funktion eines Dosimeters übernehmen. Da der Neutronenfluss proportional zur Anzahl der induzierten Spaltspuren im Dosimeterglas ist, gilt: $\varphi = B \times \varrho_d$ (ϱ_d = Spaltspurendichte im Dosimeterglas, B = empirisch festgelegte Konstante).

Im neu definierten Ausdruck ζ sind λ_f und φ als Faktoren enthalten.

Gleichung 2:

$$\zeta = \frac{\sigma I B}{\lambda_f}$$

Wiederholte Kalibrierungen von drei Dosimetergläsern (SRM 612, CN1, CN2) gegen vier verschiedene Altersstandards liess für erstere einen Wert berechnen.

In Gleichung 1 ersetzt ζ die Konstanten λ_f , I , σ , und B , $T = T_{\text{STD}}$.

Der Faktor ζ für ein gegebenes Dosimeterglas berechnet sich mit dem Altersstandard gemäss der Gleichung:

Gleichung 3:

$$\zeta_{\text{DOSI}} = \frac{[e^{\lambda_D T_{\text{STD}}} - 1]}{\lambda_D [\rho_s / \rho_i] g \rho_{d \text{ DOSI}}}$$

Da jede unbekannte Probe gleichzeitig mit drei Dosimetergläsern bestrahlt wird, kann aus den ζ -Werten und den Spaltspurendichten ρ_d der Dosimeter das Alter der Proben dreimal berechnet werden.

Gleichung 4:

$$T_{\text{UNB}} = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left[1 + \lambda_D \zeta_{\text{DOSI}} \frac{\rho_s}{\rho_i} g \rho_{d \text{ DOSI}} \right]$$

5.3.2 Spaltspuralter an Zirkonen

Für die Bestimmung der Zirkonspaltspuralter wird hier die Externdetektormethode angewendet. Die separierten Zirkone werden in Teflon eingebettet und poliert. Durch die nachträgliche Ätzung in einer eutektischen Schmelze von NaOH/KOH bei 230°C während 24 Stunden werden die spontanen Spaltspuren des ^{238}U (ρ_s) sichtbar gemacht (GLEADOW et al., 1976). Jede Probe wird danach mit einem orientierten externen Detektor (Glimmerplättchen) bedeckt. Nach der Bestrahlung im Reaktor wird der externe Detektor mit den induzierten Spaltspuren (ρ_i) angeätzt (40% HF, 20°C, 35 Minuten). Vollständige Angaben zur Präparation finden sich bei HURFORD (1982).

Von jeder unbekanntem Probe werden mindestens 12 Einzelzirkone ausgezählt. Die spontanen Spaltspuren werden im Kristall, die induzierten im Detektor gezählt. Dabei muss streng darauf geachtet werden, dass jeweils derselbe Bereich im eingebetteten Kristall (ρ_s) und im Detektor (ρ_i) verglichen wird.

Zur Auszählung unter dem Mikroskop eignen sich Körner, welche folgende Bedingungen erfüllen:

1. Nicht zu hohe Spaltspurdichte, d. h. niedriger Urangehalt (Grenzen der Zählbarkeit interferierender Spaltspuren).

2. Unzonierte Individuen.
3. Möglichst einschlussfreie Zirkone (Gefahr der Verwechslung Einschluss - Spaltspur).

Problemstellung und Resultate

An den Proben KAW 1873, 1874 und 1875 wurden die Spaltspuralter der Zirkone bestimmt. Nach HURFORD (in Vorbereitung) datiert das Zirkonspaltspuralter die Abkühlung auf $230 \pm 50^\circ\text{C}$.

Die Auszählung von verschiedenen Dosimetergläsern und eines Altersstandards (Fish Canyon Tuff Zircon) erlaubte die Festlegung individueller ζ -Werte.

ζ (SRM 612) = nicht berechnet

ζ (CN1) = 114.55 n = 5

ζ (CN2) = 123.82 n = 5

Diese Werte liegen innerhalb der Fehlergrenzen von HURFORD & GREEN (1983). Somit wurde bei der Altersrechnung auf die Verwendung eigener ζ -Werte verzichtet.

ζ (SRM 612) = 337.5 ± 3.8 (1 Sigma) n = 25

ζ (CN1) = 112.75 ± 2.84 (1 Sigma) n = 12

ζ (CN2) = 120.58 ± 3.14 (1 Sigma) n = 12

Die nachfolgende Tabelle enthält die Daten der drei untersuchten Proben.

Tab. 3 Zirkonspaltspurdaterungen an drei Proben aus der Maggia-Decke.

	KAW 1873 AA (Mto-Gneis)	KAW 1874 ZB (Augengneis)	KAW 1875 AA (Mto-Gneis)
Bestrahlung	Bern-5	Bern-5	Bern-6
Kristalle	12	12	12
ns	1062	525	1230
ps (tr/cm ²)	2.2505×10^6	2.1596×10^6	2.2528×10^6
ni	2020	1055	2336
pi (tr/cm ²)	4.2806×10^6	4.3398×10^6	4.2784×10^6
ps/pi	0.526 ± 0.020	0.498 ± 0.027	0.527 ± 0.019
pd 612	1.425×10^5	1.425×10^5	1.390×10^5
pd CN1	4.292×10^5	4.292×10^5	4.411×10^5
pd CN2	3.995×10^5	3.995×10^5	3.991×10^5
ζ (SRM 612)	12.6 ± 0.6 Ma	12.0 ± 0.7 Ma	12.3 ± 0.6 Ma
ζ (CN1)	12.7 ± 0.6 Ma	12.0 ± 0.7 Ma	13.1 ± 0.6 Ma
ζ (CN2)	12.7 ± 0.6 Ma	12.0 ± 0.7 Ma	12.7 ± 0.6 Ma
Mittel	12.7 ± 0.6 Ma	12.0 ± 0.7 Ma	12.7 ± 0.6 Ma

5.3.3 Spaltspuralter an Apatiten

Bei der postmetamorphen Abkühlung ist die temperaturabhängige Stabilität der Spaltspuren in Apatit eine Funktion der Abkühlgeschwindigkeit. Für Abkühlraten wie sie in den Zentralalpen typisch sind, datiert das Apatitspaltspuralter die Abkühlung auf $120 \pm 20^\circ\text{C}$ (WAGNER, et al., 1977). Da die Apatitspaltspuralter eine Abhängigkeit von der topographischen Höhenlage zeigen, werden die Alterswerte einheitlich auf eine Höhe von 1000 Meter umgerechnet. Wichtiger Parameter bei dieser Alterskorrektur ist die regionale Hebungsrate. Sie ergibt sich aus der Darstellung der Probenpunkte im Diagramm Apatitspaltspuralter gegen topographische Höhenlage der Probe (siehe Fig. 12).

Die Apatitspaltspurdaturierungen wurden mit der Populationsmethode durchgeführt.

Ein Präparat wird während 24 Stunden bei 450°C ausgeheizt. Dabei werden die spontanen Spaltspuren instabil und verheilen. Diese Teilprobe wird im Reaktor mit thermischen Neutronen bestrahlt. Die Anzahl der induzierten Spuren ist proportional zum Neutronenfluss und zur vorhandenen Menge ^{235}U .

Die beiden Präparate werden separat eingebettet und poliert, dann gleichzeitig unter gleichen Bedingungen geätzt (5% HNO_3 , 20°C , 45 sec).

Für die Bestimmung der induzierten und spontanen Spaltspuren einer Probe werden je 900 Körner ausgezählt, die Alter mit der Zerfallskonstante $\lambda_f = 8.46 \times 10^{-17}\text{a}^{-1}$ berechnet (GALLIKER et al., 1970, WAGNER et al., 1977). Der Fehler auf dem berechneten Alter beträgt 10% (1 Sigma).

In WAGNER et al. (1977) wird die postleptontine Abkühl-Hebungsgeschichte in den Zentralalpen mit Spaltspurdaturierungen an Apatit bestimmt. Die berechneten Hebungsraten sind regional verschieden und stimmen mit den Werten überein, welche vordem durch die radiometrische Datierung von Mineralien (Rb-Sr, K-Ar) ermittelt worden sind.

Resultate und Interpretation

Tab. 4 Apatitspaltspurdaten von drei Proben aus der Maggia-Decke.

	KAW 1873 (Mto-Gneis)	KAW 1874 (Augengneis)	KAW 1875 (Mto-Gneis)
ns	244	164	303
ps (tr/cm^2)	1.582×10^4	1.063×10^4	1.964×10^4
ni	1118	775	1583
pi (tr/cm^2)	7.248×10^4	5.024×10^4	1.023×10^5
ps/pi	0.218	0.212	0.191
Alter (Ma)	6.9	6.7	6.1
Alter red. auf 1000m *	6.0	4.2	3.2

* mit Hebungsrate $0.5\text{mm}/\text{a}$

Im Diagramm Apatitspaltspuralter gegen topographische Höhenlage (aus WAGNER et al., 1977, Seite 9) sind neben den neuen Proben KAW 1873, 1874 und 1875 auch die Proben KAW 384 und 386 (Lago Scuro) aus der zitierten Arbeit eingezeichnet.

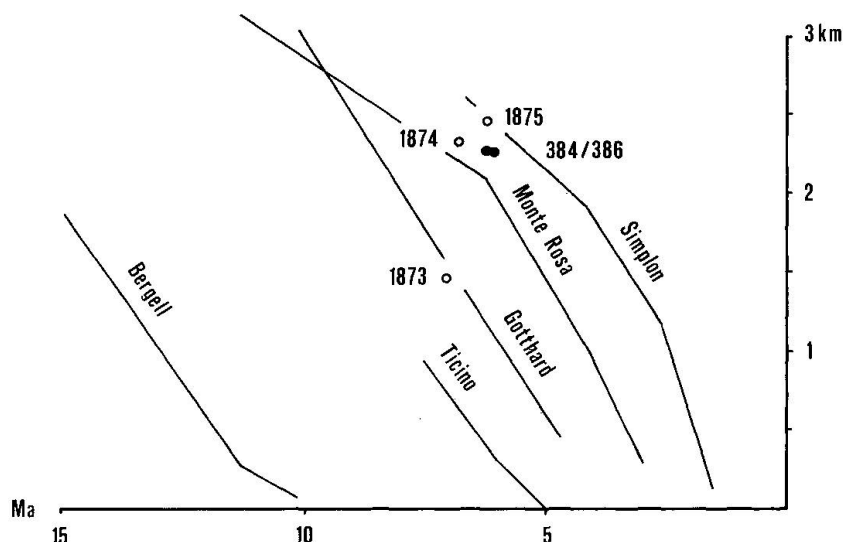


Fig. 12 Diagramm Apatitspaltspuralter gegen topographische Höhenlage der Proben (aus WAGNER et al., 1977). Neben den neuen Proben KAW 1873, 1874, 1875 sind auch die Proben KAW 384 und 386 aus der zitierten Arbeit eingezeichnet.

Das Alter der Probe KAW 1875 ist identisch mit demjenigen der Proben KAW 384 und 386. Sie liegen im Glänze bei praktisch gleicher Höhenlage nur etwa 2 km auseinander. Entgegen der Theorie weist die tiefste Probe KAW 1873 den höchsten Alterswert auf.

KAW 1873 liegt im Bereich der Gotthardproben, für die eine Hebungsrate von 0.47 mm/a ermittelt wurde. KAW 1874 und 1875 fallen gemeinsam mit KAW 384 und 386 in den Bereich der Simplonproben. Selbst unter Berücksichtigung eines 10% Fehlers auf den Alterswerten gelingt es nicht, für die untersuchten Proben eine gemeinsame, geologisch vertretbare Hebungsrate zu definieren.

Es ist nicht ausgeschlossen, dass wegen der sehr tiefen Urankonzentration in den untersuchten Apatiten (10–15 ppm) vermehrt Fehler beim Auszählen der Spuren entstehen. Der angegebene Fehler von 10% dürfte also eher zu klein sein.

Ein anderer möglicher Grund für die bestehenden Diskrepanzen zwischen Theorie und Wirklichkeit könnte eine junge Störungszone sein. Durch die Vertikalverschiebung von Gesteinspaketen entlang einer tektonischen Störung würden für benachbarte Gesteine sehr verschiedene Hebungsraten resultieren.

6. Entwicklungsgeschichte

Durch die Anwendung radiometrischer Methoden der Altersbestimmung ergeben sich für die Entwicklungsgeschichte der Gesteine der tiefpenninischen Maggia-Decke wichtige Anhaltspunkte.

Das erste zeitlich erfassbare Ereignis wird mit der U-Pb Methode an xenomorphen Zirkonen der polymetamorphen, paragenen Rahmengesteine datiert. Der obere Einstichpunkt weist gegen 2000 Ma hin, d.h., dass Teile dieser Zirrone die Erinnerung an ein präkambrisches Ereignis bewahrt haben. Zei U-Pb Analysen an Zirkonen aus Konglomeratgneisen ergeben für die Matrix und das Geröll identische, diskordante Alterswerte um 400–450 Ma. Um 450 Ma führt eine Metamorphose, die sich bis zur partiellen Aufschmelzung steigert, zu einem Pb-Verlust in bestehenden Zirkonen und zur Zirkonneubildung (KÖPPEL et al., 1981).

Dasselbe Ereignis wird wahrscheinlich mit dem Rb-Sr Gesamtgesteinsalter der Augengneise aus der Hülle (409 Ma) datiert.

Die anatektische Bildung der Matorello-Gneise und ihre Intrusion zu herzynischer Zeit wird durch \pm konkordante U-Pb Alterswerte an Zirkon und eine präalpine Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone (Primärisochrone) belegt.

Während der alpinen Metamorphose werden die Gesteine mehrfach deformiert. Im Gegensatz zu den Rahmengesteinen können in den Kerngesteinen nur alpine Deformationen nachgewiesen werden. Der hauptsächlichste Deformationsmechanismus ist der einer heterogenen einfachen Scherung. Die Ausbildung duktiler Scherzonen in den Kerngneisen wird mit der Deckenstapelbildung parallelisiert.

Durch die alpine Metamorphose wird das Rb-Sr System im Gesamtgestein aller Gesteinstypen gestört. Eine vollständige Sr-Homogenisierung tritt nur in Teilbereichen der Kerngneise auf. Das Alter einer Rb-Sr Gesamtgesteinsisochrone (Sekundärisochrone) in den Matorello-Gneisen von 60 ± 11 Ma datiert eine tektonische Phase.

Alle übrigen Gesteine zeigen eine unvollständige Sr-Homogenisierung zu alpiner Zeit an.

Durch die Metamorphose in Amphibolitfazies ($P = 6-7$ kb, T um 600°C) werden sämtliche Gesteine umkristallisiert. Dabei bleibt die präalpine Stoffverteilung erhalten.

Ein Rb-Sr Hellglimmeralterswert von 35 Ma datiert den Höhepunkt der Lepontinphase. Die Zirkonspaltspuralter dreier Proben liegen zwischen 12 und 13 Ma. Sie datieren die postmetamorphe Abkühlung auf $230 \pm 50^\circ\text{C}$.

Verdankungen

Frau Prof. E. Jäger und PD Dr. J.C. Hunziker danke ich für die Anregungen und zahlreichen Diskussionen.

Die Einführung in die Spaltspurmethode verdanke ich Dr. A.J. Hurford. Datenerfassung, Auswertung und Speicherung (Datenbank) fiel in den Wirkungsbereich von R. Siegenthaler. Die Argonmessungen wurden auf einer von M. Flisch konzipierten Line durchgeführt.

Die Arbeit am Massenspektrometer überwachte R. Brunner. Im Chemielabor durfte ich auf die Unterstützung von Frau E. Sauton zählen.

Weiteren Anteil am Gelingen dieser Arbeit hatten: Dr. K. Hammerschmidt, Dr. I. Mercolli, Dr. P. Stille, Dr. B. Stöckhert.

Dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung danke ich für die finanzielle Unterstützung.

Literaturverzeichnis

- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin. – Diss. Basel.
- BURCKHARDT, C.E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (NW-Tessin). – SMPM 22, 99–186.
- COWAN, G.A., ADLER, H.H. (1967): The variability of the natural abundance of ^{235}U . – *Geochem. Cosmochim. Acta.* 40, 1487–1490.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E., MULLIS, J. (1980): Alpine Metamorphism along the Geotraverse Basel–Chiasso – a review. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527–546.
- GLEADOW, A.J.W., HURFORD, A.J., QUARFIE, R.D. (1976): Fission Track Dating of Zircon: Improved Etching Techniques. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 33, 273–276.
- GÜNTHERT, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). – SMPM 34, 1–159.
- GÜNTHERT, A., STERN, W.B., SCHWANDER, H. (1976): Isochemische Granitgneisbildung im Maggia-Lappen (Lepontin der Zentralalpen). – SMPM 56/1, 105–143.
- HAMMERSCHMIDT, K. (1981): Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. – *Mem. Ist. geol. Uni. Padova* 34, 273–300.
- HANNAH, G.C., WESCOTT, C.H., LEMMEL, H.D., LEONHARD, B.R., STORY, J.S., ATTREE, P.M. (1969): Revision of values for the 2200 m/s neutron constants for four fissile nuclides. – *Gen. Electr. Co. (G.E.C.), At Energy Rev.* 7, 3–92.
- HANSON, G.N., GRÜNENFELDER, M., SOPTRAJANOVA, G. (1969): The Geochronology of a Recrystallized Tectonite in Switzerland – the Roffna Gneiss. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 413–422.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Leventina und Valle Maggia. – SMPM 29, 50–155.
- HOERNES, S., FRIEDRICHSEN, H. (1980): Oxygen and hydrogen-isotopic composition of Alpine- and pre-Alpine minerals of the Swiss Central Alps. – *Contr. Mineral. Petrol.* 72, 19–32.
- HUMBER, M., RAMSAY, J.G., SIMPSON, C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73, 593–606.
- HUNZIKER, J.C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 63, 151–161.
- HURFORD, A.J., GREEN, P.F. (1982): A users' guide to fission track dating calibration. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 343–354.
- HURFORD, A.J., GREEN, P.F. (1983): The Zeta Age Calibration of Fission-Track Dating. – *Isotope Geoscience* 1, 285–317.

- JAFFEY, A.H., FLYNN, K.F., GLENDENIN, L.E., BENTLEY, W.C., ESSLING, A.M. (1971): Precision measurements of the half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . – *Phys. rev.* 4, 1889–1906.
- Jäger, E. (1983): Detailed history of tectonic movements in the Alps determined by cooling ages of minerals. – (in press).
- JÄGER, E. (1970): Rb-Sr Systems in Different Degrees of Metamorphism. – *Eclogae geol. Helv.* 63, 163–172.
- JÄGER, E., HUNZIKER, J.C. (1979): *Lectures in Isotope geology.* – Springer Verlag.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz N.F.*, 134, 67 S.
- KLAPER, E.M. (1982): Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone. – *SMPM* 62/1, 47–76.
- KÖPPEL, V., GÜNTHER, A., GRÜNENFELDER, M. (1981): Patterns of U-Pb zircon and monazite in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. – *SMPM* 61, 97–120.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. 2. Teil. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz* 26.
- PURDY, J.W. (1972): The Varian Mat GD 150 for Argon Analyses in connections with K-Ar dating. – *Eclogae geol. Helv.* 65, 317–320.
- PURDY, J.W., JÄGER, E. (1976): K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. – *Mem. Ist. geol. Univ. Padova* 30.
- RAMSAY, J.G., GRAHAM, R.H. (1970): Strain variations in shear belts. – *Canad. J. Earth Sci.* 7, 786–813.
- RAMSAY, J.G., ALLISON, I. (1979): Structural analysis of shear zones in an Alpinised Hercynian Granite. – *SMPM* 59/3, 251–279.
- ROBERTS, J.H., GOLD, R., ARMANI, R.J. (1968): Spontaneous fission decay constant of ^{238}U . – *Phys. Rev.* 174, 1482–1484.
- RODDICK, J.C., COMPSTON, W. (1977): Strontium isotopic equilibration: a solution to a paradox. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 34, 238–246.
- SIEGENTHALER, R. (1981): *Lebendun-Decke im Basodino-Gebiet: Kartierung, geologisch-petrographische, geochemische und isotopengeologische Untersuchungen.* – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Bern.
- SIMPSON, C. (1981): *Ductile shear zones: a mechanism of rock deformation in the orthogneisses of the Maggia nappe, Ticino, Switzerland.* – Diss. ETH Zürich.
- SIMPSON, C. (1982): The structure of the northern lobe of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 75/3, 495–516.
- SPADAVECCHIA, A., HAHN, B. (1967): Die Rotationskammer und einige Anwendungen. – *Helv. Phys. Acta* 40, 1063–1079.
- STEIGER, R.H., JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.
- STEINER, H. (1980): *Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Maggia-Lappens (Ostseite des Val Sambuco, Ticino).* – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Bern.
- STEINITZ, C., JÄGER, E. (1981): Rb-Sr and K-Ar studies on rocks from the Suretta Nappe; Eastern Switzerland. – *SMPM* 61/1, 121–131.
- STRECKEISEN, A., LE MAITRE, R.W. (1979): A Chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. – *N. Jb. Miner. Abh.* 136/2, 169–206.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M., JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. – *Mem. Ist. geol. Univ. Padova* 30.