

279

Stenose Gokata

KONRAD HAMMERSCHMIDT

ISOTOPENGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AM AUGENGNEIS
VOM TYP CAMPO TURES BEI RAIN IN TAUFERS, SÜDTIROL
RICERCHE GEOLOGICO - ISOTOPICHE SULLO GNEISS OCCHIADINO
DEL TIPO CAMPO TURES PRESSO RIVA DI TURES IN ALTO ADIGE

(mit 9 Abbildungen, 4 Tabellen, 2 Tafeln und 1 geologischen Karte)



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI
DI PADOVA
BIBLIOTECA DI GEOSCIENZE

554

538

(46)

PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1981



KONRAD HAMMERSCHMIDT *

ISOTOPENGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AM
AUGENGNEIS VOM TYP
CAMPO TURES BEI RAIN IN TAUFRERS, SÜDTIROL
RICERCHE GEOLOGICO-ISOTOPICHE SULLO GNEISS
OCCHIADINO DEL TIPO CAMPO TURES PRESSO
RIVA DI TURES IN ALTO ADIGE

INHALTSÜBERSICHT

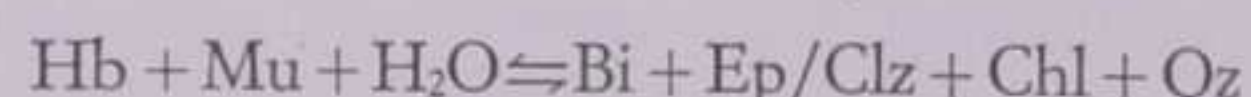
ABSTRACT	273
ZUSAMMENFASSUNG	274
RIASSUNTO	274
EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG	274
GEOLOGISCHE SITUATION	275
PETROGRAPHIE DES ALTKRISTALLINS	276
ZUR TEKTONIK IM ARBEITSGEBIET	281
ZUR MINERALOGIE IM ARBEITSGEBIET	284
RB/SR- UND K/AR-UNTERSUCHUNGEN	285
SCHLUSSFOLGERUNGEN	295
VERDANKUNGEN	296
LITERATURVERZEICHNIS	296

Key words: Austroalpine crystalline basement, augengneiss, geochronology, white mica rejuvenation model, Eastern Alps.

ABSTRACT

An area in the Austroalpine Basement, situated south of the Tauern window, near Riva di Tures (Rain in Taufers) in the Alto Adige (Southern Tyrol) has been mapped on a scale of 1:10.000. An outline is given of the petrography and structural geology. The Augengneiss of the type « Campo Tures » is orthogenic in origin contrary to the opinion of BORSI *et al.* (1973). It is found within paragneisses consisting of fine grained two-mica-plagioclase gneiss, garnet-bearing white mica gneiss and mica schist. In addition there exist amphibolites, some as extended layers, others as small boudins, and dolomitic marbles with diopside, phlogopite, tremolite and plagioclase.

The mineralogy of the augengneiss shows the white micas to be of phengitic composition with the mean value of $b_0 = 9.0360 \text{ \AA} \pm 0.0111$, whereas the white mica of both the mica schist and the two-mica-plagioclase gneiss have a mean value of $b_0 = 9.0072 \text{ \AA} \pm 0.0135$ indicating them to be muscovites. These observations disagree with the conclusions of BORSI *et al.* (1978), who consider that in this area only phengitic micas are possible. Albite is seen to grow at the expense of white mica. Careful microscopy shows that the new growth of biotite in hornblende garnet gneiss may be described by the reaction:



The zeolite heulandite is found on s-planes and joints. A schematic profile from the Malghe Dossi (Knuttenalm) to the Val Sorgiva (Ursprungtal) outlines the structural geology.

Rb/Sr isotope analyses carried out on six whole rock samples from the augengneiss yield an isochrone whose slope corresponds to an age of 445 ± 24 my with an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7078 ± 0.0013 .

Geochemical differences between the small extended augengneiss bodies and the large orthogneiss bodies in the Eastern Alps permit the development of the following model. A common magma evolution is proposed for the ortho- and augengneisses of the Austroalpine Basement in the region north of Brunico (Brunneck), with an initial differentiation from the mantle and/or lower crust 570 my ago. Division of the magma 500 my ago resulted in separate intrusion at two distinct crustal levels 450 my ago. Contamination with the crust led to the geochemical variation of the Rb/Sr ratio.

Rb/Sr white mica ages show considerable variations: from the whole augengneiss body from 200 to 25 my, within a single whole rock sample from 200 to 100 my. K/Ar ages similarly are variable but within the narrower range of 81 to 30 my. These are

(*) Abteilung für Isotopengeologie, Universität Bern, Erlachstrasse 9a, CH - 3012 BERN.

mixing ages, which may be detected by analysing different grain size fraction from one 30 kg whole rock sample. The smaller the grain size, the younger the « age ». In an area clearly below the blocking temperature of Rb/Sr white mica (500°C), deformation appears to be the most important factor for disturbing the isotopic system, liberated deformation energy causing the re-organisation of the white mica lattice accompanied by the annealing of lattice defects. Under suitable conditions the radiometric clock will be reset completely and concordant K/Ar and Rb/Sr ages obtained.

For resetting during retrograde metamorphism in polymetamorphic terrains the following model is discussed. The radiogenic strontium is located in the mica lattice as lattice defects in the interlayers. The deformation energy repairs the lattice defects, with the resulting loss of radiogenic strontium. Deformation effects the octahedral sites more seriously than the interlayer sites and this is indicated by the transition from the muscovite to phengite; common strontium may be incorporated at the octahedral sites of the mica lattice during the transition. Therefore the existence of Hercynian phengite is only apparently possible.

The concordant K/Ar and Rb/Sr ages on biotites in the Austroalpine Basement date the cooling below the 300°C isotherm at 22 my - 26 my. This is interpreted as the effect of the Tauern metamorphism. Metamorphic events occurring before this date were insufficient to completely reset the Hercynian mica ages.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Petrographie und Tektonik eines im Masstab 1 : 10000 kartierten Gebietes im Oberostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters bei Rain in Tauern (Riva di Tures) wird beschrieben. Der Augengneis vom Typ Campo Tures wird als orthogen erkannt.

Rb/Sr-Analysen an Grossproben der Augengneise ergeben ein mögliches Intrusionsalter von 445 ± 24 my bei einem initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.7078 ± 0.0013 . Die geochemischen Unterschiede zwischen Orthogneis vom Typ Anterselva und dem Augengneis werden betont und in einem Modell genetisch gedeutet.

Die Biotite aus verschiedenen Gesteinen ergeben Rb/Sr- und K/Ar- Abkühlalter der Tauernmetamorphose zwischen 22 und 26 my. Die Hellglimmer zeigen Alterswerte zwischen 200 und 25 my. Diese werden als Mischalter gedeutet. Ein Modell zur Verjüngung von Hellglimmern, wenn die Metamorphosetemperaturen deutlich unter 500°C bleiben, wird vorgeschlagen. Die von verschiedenen Seiten festgestellten frühalpiden « Phasen » (120 my und 60 - 80 my) waren in unserem Untersuchungsgebiet nicht so durchgreifend, dass die Hellglimmer verjüngt worden wären, wie dies BORSI *et al.* (1973, 1978) aus unserem Arbeitsgebiet beschreiben.

RIASSUNTO

Sono descritti i caratteri petrografici e la tettonica di un settore del Cristallino antico appartenente all'Austroalpino superiore a Sud della finestra dei Tauri.

L'area studiata si trova presso Riva di Tures ed è stata cartografata alla scala 1 : 10000. Viene riconosciuta l'origine magmatica degli gneiss occhiadini tipo Campo Tures.

Analisi Rb/Sr su campioni di grandi dimensioni di gneiss occhiadini forniscono una possibile età di intrusione di 445 ± 24 m.a. con un rapporto iniziale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ di 0.7078 ± 0.0013 . Sono sottolineate ed interpretate in un modello genetico le differenze geochimiche tra ortogneiss tipo Anterselva e lo gneiss occhiadino.

Per le biotiti di varie rocce risultano età di raffreddamento Rb/Sr e K/Ar comprese tra 22 e 26 m.a., modello per il ringiovanimento delle miche chiare, forniscono valori di età tra 200 e 25 m.a., che vengono interpretati come età miste. È presentato un modello per il ringiovanimento delle miche chiare, quando le temperature del metamorfismo rimangono chiaramente sotto i 500°C. Le « fasi » eoalpine accertate da più parti (120 e 60-80 m.a.) non sono state tanto energiche, nell'area studiata, da ringiovanire le miche chiare, come descritto da BORSI *et al.* (1973, 1978) per la stessa area.

EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

In den letzten Jahren ist das Altkristallin im Süden des westlichen Tauernfensters besonders von italienischen Arbeitsgruppen intensiv bearbeitet worden. In dieser Arbeit soll speziell die Geochronologie dieses Raumes an Hand neuer Daten diskutiert werden.

SATIR (1975) hat den Höhepunkt der Tauernmetamorphose bei ungefähr 35 my (Millionen Jahre) postuliert. Rb/Sr-Analysen im Zentralgneis des Tauernfensters ergeben Abkühlalter um 14-16 my, welche von BORSI *et al.* (1978) bestätigt wurden. Auf das Tauernfenster mit seinen Zentralgneisen und Schieferhüllen folgt nach Süden das oberostalpine Altkristallin (die Zone der alten Gneise). BORSI *et al.* (1973, 1978) zeigten, dass das Altkristallin durch die Tauernmetamorphose intensiv beeinflusst worden war. So liegen die Rb/Sr-Biotitalter zwischen 17 und 27 my. Ausserdem zeigten sie auch, dass die Hellglimmer aus dem Augengneis vom Typ Campo Tures auf 51 bzw. 65 my verjüngt worden seien (1973).

Zum Problem dieser Verjüngung zitieren wir aus BORSI *et al.* (1973) wörtlich:

« ... during the younger Alpine phase, these rocks underwent temperatures certainly higher than 300°C, as indicated by the biotite ages, and probably near 500°C, as can be supposed starting from the fact that the muscovites do not give ages around 80 my but around 60 my, suggesting a further rejuvenation if this supposition is correct, a temperature of approx. 450°C can be estimated ... »

« ... during the early Alpine phase, the augengneisses underwent a temperature higher than approx.

500°C, seeing that hercynian muscovite ages have completely disappeared in them ... » (BORSI *et al.*, 1973, S. 565).

Betrachtet man die Augengneise, so zeigt sich makroskopisch ihre intensive Beanspruchung. Es fallen sofort zwei Hellglimmergenerationen auf. Es sind Hellglimmerblättchen in Millimetergrösse und daneben ein feiner Hellglimmerfilz. Wir wollen nachprüfen, inwieweit sich nicht durch Altersbestimmungen mehrere Hellglimmergenerationen nachweisen lassen, oder ob beide Generationen durch die 60-80 my-Phase verjüngt wurden, wie BORSI und Mitarbeiter annehmen.

Neben den Mineralaltern wurde unsere Aufmerksamkeit auf den Augengneiszug bei Campo Tures (Sand in Taufers) gelenkt. Vor allem dadurch, weil TROLL und Mitarbeiter (1978) in der Schobergruppe Mikroklinaugengneise mit 454 ± 20 my bei einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0.7107 ± 0.0016 datiert haben. Da der Augengneis vom Typ Campo Tures tektonisch die ähnliche Stellung hat wie die Mikroklinaugengneise der Schobergruppe, musste es uns befremden, dass BORSI *et al.* (1973) von einer « paragneissic matrix » sprechen und die orthogene Natur des Augengneises, wie sie von SANDER (1925) und GB. DAL PIAZ und BIANCHI (1934, 1939) angenommen wurde, anzweifeln.

Deshalb habe ich in einem ausgewählten Gebiet oberhalb Riva di Tures (Rain in Taufers) den Augengneis und seinen Nebengesteinsrahmen im Masstab 1:10000 kartiert, um Hinweise auf die Natur des Augengneises zu gewinnen.

Die geochronologischen Daten an diesem Augengneis waren bisher unbefriedigend und bei weitem nicht schlüssig (BORSI *et al.*, 1973). Deshalb wurden erneut Proben aufgesammelt und der Versuch unternommen, den Augengneis zu datieren.

GEOLOGISCHE SITUATION

Das Oberostalpine Altkristallin zwischen dem Penninikum im Norden und der Puster-Linie im Süden, erfuhr durch SANDER (1925), BIANCHI (1934) und DAL PIAZ (1934) eine erste Bearbeitung. BIANCHI und DAL PIAZ (1939) unterteilten das Altkristallin in drei Einheiten, die durch Störungen von einander getrennt wurden. BORSI *et al.* (1973) übernahmen dieses Schema. Demgemäss ergibt sich für das Altkristallin von Norden nach Süden folgendes Schema:

Grenze Penninikum/Altkristallin
Nordblock (= Zona del Monte Nevoso, DAL PIAZ 1934 e 1939, pag. 165)

DAV-Linie (Deferegggen - Anterselva - Valles-Linie)

Mittelblock (= Zona della Croda Rossa, DAL PIAZ)

KV-Linie (Kalkstein - Vallarga - Linie)

Südblock (= Zona del Corno Alto, DAL PIAZ)

Puster-Linie (Fortsetzung der Insubrischen Linie nach Osten)

STÖCKHERT (1979) klärte den Zusammenhang zwischen der DAV-Linie, der KV-Linie und den dazwischenliegenden Altkristallin-Blöcken. Die Ergebnisse dieser Arbeit seien hier kurz skizziert.

Im Südblock, also im Altkristallin zwischen der Puster-Linie und der KV-Linie (Abb. 1), liegt in weiten Bereichen der variszische Mineralbestand und das variszische Gefüge unverändert vor. Der Mittelblock erlitt eine starke Kaltdeformation (unter 300°C) begleitet von einer Suturierung der Quarze und Diaphthorese von Staurolith, Biotit u.a. Die DAV-Linie selbst ist eine bis 600 m breite Mylonitzone. Nördlich dieser Linie beginnt der Nordblock mit Blastomyloniten. Im Nordblock beginnt Quarz, Biotit und Hellglimmer zu rekristallisieren. Die Temperaturen liegen deutlich über 300°C.

Das Kartiergebiet liegt geographisch im Talchluss des Raintales (Valle di Riva), welches ein Seitental des Ahrntales (Valle Aurina) ist. Die östliche Begrenzung wird durch die Staatsgrenze Österreich/Italien gegeben. Durch die Täler Knutental (Valle dei Dossi) im NW und Bachertal (Val di Rio) im S wird ein Dreieck aufgespannt, das das Kartiergebiet umgrenzt.

Geologisch liegt unser Kartiergebiet im wesentlichen im Nordblock des Altkristallins und umfasst einen kleinen Teil der Oberen Schieferhülle einschliesslich der Matreier Zone, und das Oberostalpine Altkristallin, das hier im Norden als Cima Dura Serie und südlich anschliessend als Anterselva Serie bezeichnet wurde (BIANCHI und DAL PIAZ, 1934, 1939). Im Süden wird noch die tertiäre Rieserferner-Intrusion berührt.

BAGGIO *et al.* (1971) führten in der Cima Dura Serie Untersuchungen durch und kamen zu folgender Gliederung:

- Granatführende Glimmerschiefergneise
- « litotipi di transizione » unter denen Quarzitzgneise hervortreten
- Gneise mit konglomeratischem Aspekt
- graue feinkörnige Paragneise
- Einschaltungen von Amphibolit

Diese Gliederung ist jedoch nicht immer und überall regional auf die Cima Dura Serie anwendbar. Für die tektonische Entwicklung geben BAGGIO *et al.* (1971) folgendes Schema:

- zwei Anisotropieflächen s_1 und s_2

- präkinematische Bildung von Plagioklas und Albit
- Kristallisation des Granats der s_2 -Bildung vorausgehend
- Albit, Granat, Hellglimmer, Chlorit und Biotit sprossen syndeformativ zu s_2
- retrograde Metamorphose von Granat und Biotit zu Chlorit, und Staurolit zu Serizit.

Wir sind mit diesem Schema nicht einverstanden, vergleiche dazu auch Kapitel Tektonik. Zunächst wollen wir die Petrographie des Arbeitsgebietes darstellen.

dem Weg zur Capanna dei Sassi auf Höhe 2125 m ü NN treten eckige Quarzkomponenten auf, die als Konglomerate gedeutet werden können.

Nimmt der Glimmergehalt zu, werden die planparallelen s -Flächen gerunzelt, zugleich geht die gute Spaltbarkeit verloren.

Mikroskopische Beschreibung

Die Quarze sind undulös, die Korngrenzen suturiert. Eine extreme Längung der Körner in das s -Gefüge kann beobachtet werden. In die Quarzmatrix eingestreut, liegen Plagioklase (0-8% An) mit Zwillingslamellen. Alle Plagioklase zeichnen sich durch eine serizitische Hellglimmerfülle aus.

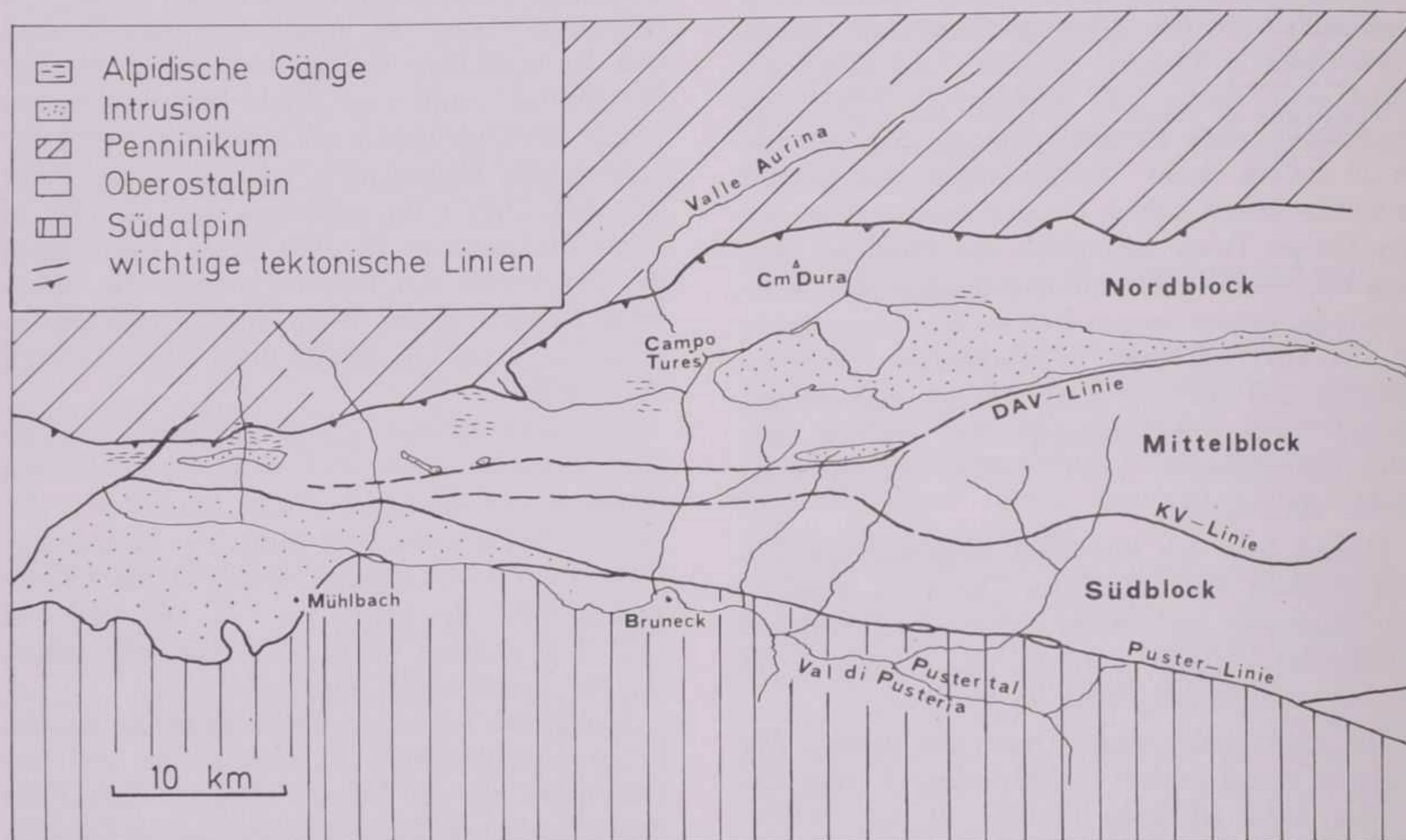


ABB. 1 - Geologische und tektonische Gliederung des Altkristallins südlich des Tauernfensters zwischen den Schieferhüllen des Penninikums und dem Südalpin. Gliederung des Altkristallins nach BIANCHI und DAL PIAZ (1934), nach SASSI *et al.* (1978) und ergänzt nach eigenen Beobachtungen.

PETROGRAPHIE DES ALTKRISTALLINS

ZWEIGLIMMER-PLAGIOKLAS-GNEISE

In typischer Ausbildung treten die Gneise auf dem Weg von der Unteren Kofleralm (Malghe del Covolo di sotto) zur Oberen Kofleralm (Malghe del Covolo di sopra) auf. Es sind plattige, rotbraun anwitternde Gneise. Auf den s -Flächen spiegeln Hellglimmer und Biotit. Deutlich entwickelt ist eine strenge Lineation. Im Querbruch sind die Gneise feinkörnig (< 0.1 mm). Helle und dunkle Lagen können im mm-Bereich alternieren. Gelegentlich steigt die Korngrösse bis auf 1 mm an. Der erhöhte Quarzgehalt führt zu einem muscheligen Bruch. Eingeschaltet sind Quarzknuern, die mehrfach rotiert sein können. Auf

Glimmer liegen als grosse Scheiter im s -Gefüge. Hellglimmer zeichnen polygonal Faltscharniere nach. Die Schenkel dieser Falten sind weitgehend reduziert, oder überhaupt nicht mehr erkennbar. Die randlichen Teile einer Hellglimmerfalte sind serizitisiert. Biotit weist einen braunen bis hellbräunlichen Pleochroismus auf. Überwiegt der Chloritgehalt, ändert sich der Pleochroismus nach olivbraun. Zwischen den einzelnen Glimmerindividuen kommt es zur Bildung eines serizitischen Filzes.

Der Pleochroismus des Chlorits variiert von einem kräftigen grün nach hellgrün bis fast farblos. Anomal braune Interferenzfarben sind die Regel. Diese Chlorite ersetzen meist Biotit. Chlorite im Granat oder als Saum um Granat zeigen anomal blaue und violette Interferenzfarben.

Als Übergangsteil tritt immer Granat auf. Die z.T. gerundeten Körner können zu einem Pflastergefüge rupturiert sein. Die einzelnen Bruchstücke sind dann mehr oder weniger weit parallel dem s -Gefüge verfrachtet. Die dadurch entstehenden Zwischenräume sind mit Chlorit und Quarz ausgefüllt. Die Säume um den Granat bestehen aus Chlorit, feinstkörnigem Albit (< 0.01 mm) und z.T. aus Biotit.

Klinozoisit und Epidot treten als kleine hypidiomorphe Körner auf. Zoisit ist selten und auf Nester beschränkt.

Zirkon, Apatit, eine opake Erzphase, Titanit und Turmalin bilden Akzessorien. Turmalin zeigt einen deutlichen Zonarbau

mit einem blauen Kern und einem grünen Rand. Im Bereich des Augengneises (N° Costa dei Sassi) ist der Turmalin Gehalt in den Paragneisen um einen Faktor 100 erhöht.

HELLGLIMMER - GRANAT - GNEIS

Die Typuslokalität für diesen Gesteinstyp liegt am Südrand des Costa dei Sassi (Sosseneck) (2350 m) und des Triangolo di Riva (Dreieckspitze) (3031 m). Die hellgrauen, plattigen Gneise zeigen eine gute Spaltbarkeit entlang den s-Flächen. Diese geht jedoch bei den gefalteten Typen verloren. Die plattige Absonderung dieser Gneise ist für die Ausbildung der Bergkämme und -gipfel verantwortlich. Die s-Flächen der Gneise fallen nach Süden ein und formen damit hangparallele Platten. Die Nordabdachung der Berge weist durch das Ausheben der s-Flächen eine gezackte Kammlinie auf.

Mikroskopische Beschreibung

Die Hauptgemengteile sind Quarz, Hellglimmer und Granat. Gelegentlich treten Klinozoisit und Hornblende auf.

Quarz löscht undulös aus, die Korngrenzen sind suturiert. Mörtelquarze treten bei extremer Längung in s auf.

Hellglimmer liegen als Scheiter im s-Gefüge, die Korngrenzen sind zu einem serizitischen Filz zerlegt. Biotit kann in Zwickeln, die durch Hellglimmerscheiter gebildet werden, auftreten. Chlorit ist in diesem Gesteinstyp auf den Saum um den Granat beschränkt. Er zeigt grünen Pleochroismus. Die Interferenzfarbe ist anomal braun oder blau.

Granat liegt als Skelettgranat vor. Der Kern ist durch Chlorit und Quarz ersetzt. Kleine Granate in Quarzmatrix werden nicht aufgelöst, sie besitzen auch keinen Chloritsaum. Quarz könnte diese Granate als Relikt vor Chloritisierung gepanzert haben. Neben den Skelettgranaten kommen auch einige mit einem sigmoidalen Interngefüge vor. Dieser Granatkern wird von einem einschlossfreien Granatsaum umgeben. Das gesamte Granatkorn wiederum wird durch einen Chloritsaum abgelöst.

Plagioklase mit Zwillinglamellen sind von einer Hellglimmerfülle durchsetzt. Albit kommt als Neuspaltung vor und begleitet die Chloritsäume um den Granat.

Hypidiomorphe Klinozoisit- bis Epidotafeln sind in s geregelt. Der Kern dieser Tafeln besteht aus zitronengelbem Epidot, der randlich in die anomal blau interferierenden Farben des Klinozoisits übergeht. Aufgrund der Lage der Achsenebene und der Dispersion der optischen Achsen konnte neben Epidot auch β -Zoisit erkannt werden.

Apatit, Zirkon und opake Erzminerale treten als Nebengemengteile auf. Gelegentlich kann Turmalin beobachtet werden.

Der Gehalt der Hauptgemengteile Quarz, Hellglimmer und Granat kann sehr variieren, so dass innerhalb dieses Gesteinstyps einzelne Lagen von cm- bis dm - Stärke als Quarzite oder als Granat - Glimmerschiefer angesprochen werden müssten.

HORNBLende-GRANAT-GNEISE

Die hellgrauen, grobblockigen Gneise kommen unterhalb des Cadini (2510 m NN) vor. Wegen des kleinen Aufschlusses (1 m²) konnten sie nicht in die Karte eingetragen werden. Granat, Hornblende und Biotit neben Hellglimmer lassen sich makroskopisch erkennen.

Mikroskopische Beschreibung

Die Amphibole sind in das s-Gefüge eingeregelt. Der Pleochroismus variiert von grün nach grüngelb. Die Auslöschungsschiefe $Z \wedge c$ beträgt im Mittel 22.5°. Es dürfte sich um eine aktinolithische Hornblende handeln. Plagioklas ist verzwillingt. Im Plagioklas wachsen entlang den Spaltbarkeiten Hellglimmer und, kristallographisch nicht orientiert, Zoisite.

Hellglimmer und Biotit sind als grosse Scheiter in s geregelt. Der hellbräunlich bis braun pleochroitische Biotit wächst aber auch in der c-Richtung der Hornblenden (Taf. I, Fig. 1) weiter.

Quarz ist suturiert und undulös. Nimmt der Gehalt an Quarz zu, so werden Hellglimmer und Biotit zu einem serizitischen Filz zerlegt und in die Quarzmatrix eingebaut. Chlorit ist innig mit Biotit verwachsen. Zirkon, Apatit, Turmalin und Rutil sind Akzessorien. Titanit umwächst opake Erzpartikel.

GLIMMERSCHIEFER

Generell können zwei Typen unterschieden werden, nämlich Granat - Glimmerschiefer und Albit - Granat - Glimmerschiefer. Im italienischen Schrifttum werden sie als « micascisti filladici » beschrieben und einer Cima Dura Serie zugeordnet (BIANCHI 1934, DAL PIAZ 1934). In Österreich auf der Karte Deferegggen - St. Jakob (SENAR-CLENS-GRANCY, 1934) werden sie als diaphthoritische Hellglimmerschiefer ausgeschieden. In meinem Arbeitsgebiet nehmen sie vorwiegend den Nordteil ein. Weniger häufig kommen sie im Süden vor. Auf dem Weg von der Oberen Kofleralm (Malghe del Covolo di sopra) zur Capanna della Fonte können bis zu 5 cm grosse Granate in einem 50 m mächtigen Glimmerschieferhorizont auftreten.

Die hellbraun bis hellgrau verwitternden Glimmerschiefer, die an exponierten Stellen silbrig glänzen, brechen unregelmässig entlang den vorgezeichneten Glimmerbahnen. Die s-Flächen sind häufig gewellt. Kennzeichnend für diese Glimmerschiefer sind bis 3 cm grosse Hellglimmerflatschen auf den s-Flächen.

Wenn die Granate von blossen Auge erkannt werden konnten, wurden sie in der Karte mit einer Übersignatur eingezeichnet. Im Querbruch fallen Albite auf. Sie haben etwa die Grösse der Granate (1 mm). Das Auftreten von Albit wurde ebenfalls mit einer Übersignatur in der Karte vermerkt.

Je nach Art der Glimmer und nach Glimmergehalt variiert das Aussehen der Glimmerschiefer. So tritt bei hohem Chloritgehalt ein dunkelgrüner Glimmerschiefer auf. Die Glimmerschiefer am Kontakt zum Rieserferner Pluton sind durch Grössenzunahme der Minerale ausgezeichnet.

Mikroskopische Beschreibung

Quarz zeigt undulöse Auslöschung mit Subkornbildung. Die Korngrenzen sind suturiert. Der Kontakt Quarz/Quarz ist intergranular von Mörtelquarzen belegt. Die Quarze sind in das s-Gefüge gelangt. Quarzanhäufungen in Linsen und Knauern dagegen sind nur schwach undulös mit gebogenen bis buchtigen Korngrenzen.

Hellglimmer liegt mit den Basisflächen im s-Gefüge. Einzelne Hellglimmerpakete können gebogen sein. Andererseits treten isolierte Faltenscharniere in polygonaler Ausbildung auf. Nach röntgenographischen Untersuchungen handelt es sich meist um aluminiumreiche Muskovite.

Biotit tritt selten auf. Er ist hellbraun bis hellbräunlich pleochroitisch und mit Chlorit verwachsen. Häufig ist er im Saum um Granat anzutreffen.

Chlorit mit grünem bis farblosem Pleochroismus zeigt anomal braune bis blaue Interferenzfarben. Chlorit ist meist im Hellglimmergefüge geregelt. Im Druckschatten von Granat kann er büschelig bis rosettenförmig wachsen.

Granat misst im allgemeinen 1 mm im Durchmesser. Jedoch können bis 5 cm grosse Individuen auftreten. Die Ausbildung und Erscheinungsformen des Granats sind vielfältig. Die Kernregion der Granate beinhaltet häufig Einschlüsse, die sigmoidal angeordnet sein können. Die Randzone ist in Farbe und Kornform von der Kernregion abgesetzt. Die Kernregion ist gerundet und bräunlich, während die Randzone rosafarben und häufig hypidiomorph ist. Alle Granate sind jedoch zerbrochen, wobei die Bruchstücke auseinanderdriften können. Die entstehenden Zwischenräume sind von strahlig gewachsenem Chlorit ausgefüllt. Alle Granate besitzen Säume aus Chlorit, z.T. aus Hellglimmer, der durch Albit ersetzt sein kann, und gelegentlich Biotit.

Plagioklas tritt selten auf, ist dann aber von Hellglimmer und Zoisit durchsetzt. Die Korngrenzen sind buchtig und zeigen Korrosion durch Calcit, Quarz und Hellglimmer. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 3 bis 11%. Häufig ist *Albit* besonders in den Albit-Granat-Glimmerschiefern anzutreffen. Er wächst pseudomorph nach dem Hellglimmergefüge und übernimmt Erz und Rutil als Einschlüsse aus dem ehemaligen Hellglimmergefüge. Vom Plagioklas ist er sehr leicht zu unterscheiden, da er niemals Hellglimmer oder Zoisit als Einschluss führt.

Hypidiomorpher *Epidot* mit Übergängen zu Klinozoisit ist als Übergangsgestein zu bezeichnen. *Zirkon* ist in unterschiedlichen Grössen anzutreffen. *Turmalin* ist zonar mit einem blauen Kern und einem olivbraunen Rand gebaut. Er ist immer idiomorph entwickelt ebenso wie *Apatit*. Opake Erzstengel liegen in der (001)-Ebene der Hellglimmer und sind mit dieser verborgen. *Titanit* ist selten, *Hämatit* nur gelegentlich anzutreffen.

AMPHIBOLITE UND GRANAT - HORNBLENDE - FELSE

Entsprechend ihrem Auftreten können wir drei Typen unterscheiden:

- Amphibolitlagen von 1 - 10 cm Mächtigkeit, die im Paragneis liegen und z.T. als Boudin perlschnurartig im s-Gefüge aufgereiht sind;
- Amphibolitlagen mit Mächtigkeiten über 1 m, die als ausgedehnte Gesteinskörper Leithorizonte bilden, so z.B. im Val Sorgiva, unterhalb des Sasso Rosso Grande (3147 m) und dann am Westgrat des Costafontana (2803 m);
- grobkörnige Granat - Hornblende - Felse im Liegendkontakt des Augengneises am Bergfuss des Cima di Riva - Grates (2737 m). Dieser Gesteinstyp wurde auch als Fallblock auf der Höhe 2700 m westlich des Höhenpunktes 2845 m aufgefunden.

Die dunkelgrünen feinkörnigen Amphibolite der 1 - 10 cm mächtigen Lagen weisen ein gutes Parallelgefüge auf. Sie verwittern mit einer dunkelroten bis rotbraunen Farbe und werden deshalb häufig mit Zweiglimmer - Plagioklas - Gneisen verwechselt.

Die Variation der Amphibolite der mächtigen Lagen (> 1 m) ist gross. Feinkörnige, dunkelgrüne und gut spaltende Amphibolite mit feinsten Plagioklas - Lagen (< 0.1 mm) wechseln mit massigen Amphibolitfelsen, die dann makroskopisch erkennbar, bis zu 2 cm grosse Granate führen. Hornblendeblasten können aber auch einzeln in einer weissen Matrix mit ihrer c-Achse parallel im s-Gefüge « schwimmen ». Diese Matrix besteht aus Plagioklas, Klinozoisit und Epidot. Die einzelnen Hornblendeblasten können Fläsern in der weissen Matrix bilden, so dass das Gestein das Aussehen eines Fläsergneises bekommt. Diese Art der Ausbildung deutet auf ein gabbroides Ausgangsgestein hin, das durch den verschiedenen Grad der Deformation zu einem Fläsergneis bis hin zu einem massigen Amphibolit umgeformt sein könnte. Nähere Angaben zur Genese dieser Gesteine sind beim jetzigen Stand der Untersuchungen noch verfrüht. Jedoch vermutet BIANCHI (1934) für Amphibolite der Croda Nera (Schwarze Wand oberhalb des Vedrette di Val Fredda) orthogene Herkunft.

Im Bereich der Überschiebung des Oberostalpins auf das Tauernfenster (Amphibolitlagen südlich der Malghe Dossi) sind hellgrüne und massige Amphibolite zu beobachten. Auf den dunklen Anwitterungsflächen treten 1 - 2 cm grosse Amphibole hervor, die mit ihrer c-Achse mehr oder minder streng in die Lineation eingeregelt sind.

Im 80 - 100 m mächtigen Amphibolitkomplex im Val Sorgiva zeigen 1 bis 2 mm grosse Granate weisse Säume aus Plagioklas. Da dieser Amphibolit unmittelbar im Kontakt zur Rieserferner Intrusion steht, könnten diese Säume als kontaktmetamorphe Bildungen gedeutet werden, zumal die Granate aus den anderen Amphibolitkörpern diese Säume nicht zeigen.

Die Granat - Hornblende - Felse sind grobkörnige (5 - 10 mm), zähe Gesteine. Im Querbruch erkennt man die zeilige Anordnung von Granat und grüner Hornblende umgeben von Quarz und Plagioklas. Der Quarzreichtum ist auffällig. Daneben treten Hellglimmer hervor. Entsprechend ihrem Auftreten am Rand des Augengneises können sie als ehemalige kontaktmetamorphe Bildungen gedeutet werden.

Mikroskopische Beschreibung

Der Mineralbestand ist in der Tab. 1 aufgeführt. *Hornblende* bildet den wichtigsten Gemengteil. Nach den optischen Daten handelt es sich um eine aktinolithische Hornblende:

n_x = hell gelbgrün

n_y = hell bläulichgrün bis kräftig grün.

$2V_x$ liegt um 80° . Die Doppelbrechung variiert um 0.020, die Auslöschungsschiefe $n_y \wedge c$ wurde mit 13.5° und 17° bestimmt.

Die Elongation ist positiv. Das Gefüge ist granoblastisch (gabroider Typ) oder nematoblastisch. Die grossen Hornblende-blasten sind deutlich zonar gebaut. In der Nähe der Überschiebung sind grosse Hornblenden als kleine idiomorphe Hornblende Körner rekristallisiert.

Plagioklas ist ein Albit bis Oligoklas. Makroskopisch erkennbare Feldspat-Augen sind in kleinere Plagioklaskörner aufgelöst. Diese Auflösung geht aus parkettartig gefelderten Plagioklasen hervor. Die Korngrenzen sind konkav. Intergranular tritt an Zwickeln Calcit auf.

Chlorit ist meist farblos und von grauer normaler Interferenzfarbe. Büschelige und strahlige Aggregate sitzen häufig in der Klinozoisit / Plagioklas Matrix. Die in s geregelten Chlorite sind wassergrün bis leicht gelblichgrün und weisen dagegen braune Interferenzfarben auf. In der Umgebung von Granat und Biotit ändert diese Interferenzfarbe nach blau und/oder violett.

Hellglimmer tritt in den Granat-Hornblende-Felsen häufig auf und ist im s-Gefüge eingeregelt. In den übrigen Amphiboliten ist er nur akzessorisch vertreten.

TAB. 1 - Mineralbestand der Amphibolite und Granat-Hornblende-Felse

	Hb	Plag	Klino	Ep	Bio	Chl	Ga	Q	Tit	Rut	Erz	Zir	Ap	Cc	Hellgli
Boudin und Amphibolitlagen bis 10 cm mächtig															
106/78	+	+		++	+	+		+	+			+			
100/78	+	+			+	+			+						
68/78	+	+			+	+		+	+					+	
129/78	+	+				+		+	+	+					
17/77	+	+			+			+			+				
91/78	+				+	+								+	
16/77	+	+		+	+		+				+		+		
18/77	+	+		+	+	+		+			+				
20/77	+	+		+	+			+			+	+	+		
21/77	+	+		+	+		+		+		+	+	+		
Amphibolitlagen: Mächtigkeit grösser 1 m															
17a/76	+	+	+	+	+	+			+					+	+
102/78	+	+	+	+	+	+			+						
101/78	+	+	+		+	+			+						
58/78	+	+	+		+	+			+						
57/78	+		+		+	+			+						+
68/78	+	+	+					+	+						
88/78	+		+	+	+	+	+		+						
123/78	+	+	+	+		+					+				
112/78	+	+	+		+	+	+	+	+				+		
95/78	+				+	+	+		+						
35/76		+		+	+	+			+		+		+		
64/78	+		+	+	+	+			+						+
49/76	+	+	+			+		+							+
14/76	+	+	+	+		+									
Granat-Hornblende-Felse															
36/78	+	+	+		+		+	+	+			+		+	+
35/78	+	+	+		+		+	+	+			+		+	+
Hb = Hornblende Chl = Chlorit Erz = alle opaken Gemengteile Plag = Plagioklas Ga = Granat Zir = Zirkon Klino = Klinozoisit Q = Quarz Ap = Apatit Ep = Epidot Tit = Titanit Cc = Calcit Bio = Biotit Rut = Rutil Hellgli = Hellglimmer															

Klinozoisit und Epidot sind tafelig oder stengelig entwickelt, wobei sich die einzelnen Leisten parkettartig kreuzen. Die Minerale sind mehrfach zonierte, wobei anomal blau auslöschender Klinozoisit im Kern sitzt, der von zitronengelbem Epidot umgeben ist. Der äusserste Rand wird wieder von Klinozoisit gebildet. Diese Erscheinungsform konnte nur in den mächtigen Amphibolitkörpern beobachtet werden. In den Amphibolitlagen bis 10 cm und in den Boudins tritt kein Klinozoisit auf, sondern nur gelegentlich kleiner idiomorpher Epidot. RATH *et al.* (1976) diskutieren die Mischbarkeit von Klinozoisit und Epidot und machen für den Zonarbau in Epidoten unterschiedliche Druck- und Temperaturbedingungen bei progradierender Metamorphose verantwortlich.

Die Grösse der Biotite ist sehr unterschiedlich. Zum einen treten sie als kleine Körner im Plagioklas auf, zum anderen sind 1-2 mm grosse Scheiter in s geregelt. Sie sind sowohl intragranular in der Hornblende, wie sie sie auch umgeben können. Häufig sind sie in Kink-bands gelegt. Der Pleochroismus wechselt von einem kräftigen braun bis zu blassgrünlich. Tritt Chlorit vermehrt auf, ändert der Pleochroismus nach olivbraun bis olivgrün. Einzelne Lamellen können durch Chlorit ersetzt sein. In den Granat-Hornblende-Felsen ist er parallel (001) mit Hellglimmer verwachsen.

Die hypidiomorph ausgebildeten Granate zeigen ein Pflastergefüge. Das Intragranular wird von einem Chlorit-Biotit-Filz ausgefüllt. Die zerbrochenen Granateile können auseinander driften und vollkommen xenomorph werden. Biotit, Klinozoisit, Erz und Quarz sind Füllmaterialien in den Dehnungsfugen. Plagioklassäume um Granat finden sich nur in den Amphiboliten im Val Soriga.

Quarz fehlt in den mächtigen Amphibolitkörpern, oder wenn er anwesend ist, dann nur im Zersetzungssaum um Granat. Sehr viel Quarz findet sich in den Granat-Hornblende-Felsen. Die Quarze sind sehr stark undulös, suturiert und neigen zur Bildung von Mörtelquarzen. Quarz in den Amphibolitlagen (<10 cm) und in den Boudins ist immer weniger stark beansprucht als der im umgebenden Nebengestein. Häufig ist er von Rutilnadelchen durchschwärmt.

Titanit kommt xenomorph und als bis zu 1 mm grosse Stengel vor, die in s geregelt sind. Titanitanhäufungen, die aus kleinen rautenförmigen idiomorphen Titanitkristallen bestehen, können als Rekristallisation gewertet werden. Für Rekristallisation spricht auch, dass Titanit von Titanit umwachsen sein kann. Gelegentlich werden Titanitkristalle von einem opaken Erzsaum umgeben. Mengenmässig ist Titanit in den mächtigen Amphibolitkörpern häufiger als in den Amphibolitlagen und

in den Boudins. Dort kann er zuweilen ganz fehlen. Die Erzphase wird dort von opaken Gemengteilen ersetzt. *Zirkon* tritt selten aber meist säulig auf. Idiomorphe *Apatite* werden bis zu 0.1 mm gross, sind aber akzessorisch.

DOLOMITMARMOR

Ein Dolomitmarmorvorkommen findet sich auf der leicht geneigten Almweise unterhalb der Capanna della Fonte (Brunner-Hütte). Es ist etwa 0.5 bis 1 m mächtig. Unterhalb des Höhenpunktes 2636 m liegt annähernd horizontal ein zweites Marmorvorkommen. Die Vorkommen am Kontakt der Rieserferner-Intrusion sind grobkörniger und kontaktmetamorph beeinflusst. Diese wurden nicht näher untersucht. Die weissen, hellgrau bis hellbräunlich anwitternden Dolomitmarmore sind von dunkelgrauen Lage durchsetzt. Makroskopisch erkennbar, sind die Dolomite von einem farblosen Amphibol garbig durchsetzt, daneben tritt in den s-Flächen ein lichtbrauner Glimmer auf.

Mikroskopische Beschreibung

Der Gehalt an *Dolomit* beträgt über 90%. Die Korngrenzen sind konkav bis konvex. In Zwickeln tritt *Calcit* auf. *Tremolit* (Bestimmung mit der Bradley Kamera) liegt idiomorph vor. *Diopsid* kann vereinzelt auftreten. Die Körner sind 0.1 mm gross. In den s-Flächen eingeregelt erscheint *Phlogopit*. *Quarz* ist suturiert und am Kornrand als Mörtelquarz entwickelt. Die *Plagioklase* sind 1-2 mm gross. Sie werden von *Calcit* korrodiert.

AUGENGNEIS VOM TYP CAMPO TURES

Im Kartiergebiet teilt sich der Augengneis vom Typ Campo Tures in zwei Äste auf. Ein Ast zieht auf halber Talhöhe mit E-W Streichen durch das Val Sorgiva. Etwa auf der Höhe 2775 m wird er von Paragensteinen sattelförmig überlagert. Der zweite Ast ist nur lückenhaft aufgeschlossen. Bei den Passübergängen (Höhe 2597 m und Höhe 2703 m), sowie am Nordhang des Triangolo di Riva zieht ein nach Süden einfallender Augengneiskörper durch, um dann die Grenze Italien/Österreich zu queren (s. Geologische Karte 1 : 10 000).

Weitere Augengneislamellen sind bei der Malghe Dossi (Knuttenalm) und in der Nordabdachung des Cadini (2510 m) zu beobachten. Diese Augengneislamellen sind stark tektonisiert und liegen heute als Mylonite vor. Im Liegenden dieser Augengneislamellen finden sich Leukophyllite, die nur noch aus Hellglimmer, farblosem Chlorit (? Leuchtenbergit), Quarz und einer Anreicherung von Schwermineralen bestehen.

Der Augengneis ist hell- bis mittelgrau. Im Querbruch erkennt man Kalifeldspat und Plagioklasaugen, die in der B-Achse bis auf ein 10-faches ihres Korndurchmessers gelangt sind. Der Durchmesser der Augen kann bis 10 cm erreichen.

Innerhalb des Augengneiskörpers treten aber auch helle und dunkle Lagen auf. Die dunklen Lagen waren Anlass an der orthogenen Herkunft des Augengneises zu zweifeln (BORSI *et al.*, 1973). Es handelt sich jedoch um extrem deformierte Lagen. Bei der Deformation entsteht eine Korngrösse unter 0.005 mm. Diese reflektiert einfallendes Licht weniger stark. Die Lagen erscheinen deshalb dunkel.

Oft durchziehen über 100 m im Streichen, 1 bis 5 cm mächtige, quarzreiche Lagen konkordant im s-Gefüge den Augengneis. Unter dem Mikroskop entpuppen sich diese Lagen als Quarz-Kalifeldspatlagen. Diese dürften ebenfalls orthogen im Sinne einer Ganggefölschaft zu interpretieren sein. Dies auch besonders deshalb, weil südlich der Höhe 1998 m ein Aplitgang aufgefunden werden konnte. Pegmatite konnten ebenfalls südlich der Malghe Bacher im Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis, sowie 20 m westlich der Capanna della Fonte ausgeschieden werden. Es sind weissliche Gneise mit einer deutlichen Feinrunzelung. Rosa farbener Granat neben Hellglimmerpaketen, Quarz und Kalifeldspat kennzeichnen diesen Gesteinstyp.

Weitere Hinweise auf die orthogene Natur des Augengneises sind die Übergangsgneise besonders im Liegenden des Augengneises unterhalb der Cima di Riva Wand. Es sind dunkelgraue Gneise mit intensivster Verfältelung.

Im Mikroskop führen sie sehr viel Biotit, wenig Kalifeldspat und Plagioklas neben Hornblende. Intrusionsgefüge konnten nur im Schuttfeld unterhalb des Augengneises am Triangolo di Riva gefunden werden. Granitisches Material durchdringt den Paragneis unter Auflösung seines Korngefüges. Einzelne Nebengesteinsschmitzen werden von der Schmelze umgeben. Sie liegen xenolithisch im granitischen Material (Taf. I, Fig. 2).

Kontaktmetamorphe Bildungen können heute nicht mehr direkt beobachtet werden. Jedoch zeigen die für gewöhnlich hornblendefreien Paragneise im Bereich der Augengneise Hornblende und Granat. Im Mikroskop ist die Grenze Augengneis/Paragneis durch eine perlschnurartige Aufreihung von Granat und Hornblende gekennzeichnet. Dies kann als eine reliktsche Kontaktzone gedeutet werden (Taf. I, Fig. 3). Obwohl heute der Kontakt zwischen Augengneis und Paragneis meist ein tektonischer ist, kann doch in geschonten Partien der intrusive Charakter des Augengneises erkannt werden. Auf die Deutung der Granat-Hornblende-Felse als kontaktmetamorphe Bildung wurde schon hingewiesen.

Mikroskopische Beschreibung

Eine mikroskopische Beschreibung der Augengneise muss neben dem Mineralbestand auch das Gefüge der Körner untereinander berücksichtigen.

Quarz ist in *s* gelängt, stets in Subkörner zerlegt. Die Korngrenzen sind suturiert und mit Mörtelquarzen belegt. Böhmsche Streifung ist immer zu beobachten. Quarze in den ausgeheilten Rupturen im Feldspat erscheinen wenig undulös, die Korngrenzen sind nur gelappt.

Kalifeldspat tritt als Mikroklin mit Mikroklingitterung und einer feinverteilten Trübe auf. Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig. Bei Verbreiterung der entmischten Domänen ergeben sich Flammen- und Streifenperthite. Die Korngrenzen sind buchtig, teils durch Plagioklas, teils durch Quarz korrodiert. Durch die intensive Deformation entstehen Subbereiche mit Kristallisation von Quarz.

Plagioklas. Der Anorthitgehalt konnte wegen der intensiven Hellglimmerfülle nicht am U-Tisch bestimmt werden. Nach der Lichtbrechung und nach der Methode von MICHEL-LEVY liegt ein Albit bis Oligoklas vor. Zwillinge sind häufig.

Hellglimmer liegen als 0.1 bis 1 mm grosse Scheiter im *s*-Gefüge. Sie sind jedoch immer von einem mehr oder weniger breiten, serizitischen Filz umgeben. Verwachsungen mit Biotit parallel (001) sind häufig zu beobachten. Entsprechend den Röntgenaufnahmen dürften aluminiumarme Hellglimmer vorliegen.

Die Grösse der *Biotite* variiert sehr stark, so zwischen 0.1 mm und 0.01 mm. Der Pleochroismus schwankt zwischen braun und hellbraun. Bei Anwesenheit von Chlorit ändert der Pleochroismus nach olivbraun bis olivgrün.

Chlorit tritt immer pseudomorph nach Biotit auf und kann ihn völlig verdrängen. Der flaschengrüne Pleochroismus bei braunen Interferenzfarben ist charakteristisch.

Übergemengteile: der im Mittel etwa 0.01 mm grosse Granat tritt stets xenomorph auf. Er ist von Hellglimmer, Chlorit, Biotit und Albit umsäumt. *Epidot* und *Klinozoisit* treten durch Übergänge in einem Korn auf. Sie sind konzentriert unter Einregelung der Säulen in das *s*-Gefüge und in Glimmerbahnen. *Calcit* ist zusammen mit *Titanit* im Intergranularraum des Plagioklasgefüges ein Übergemengteil. Säulige z.T. idiomorphe bis 0.05 mm grosse *Zirkone* bilden mit *Erz* und *Apatit* akzessorische Gemengteile.

ALPIDISCHE GÄNGE

Sie treten im Südteil des Kartiergebietes auf. Sie könnten als Ganggefolgschaft der Rieserfener Intrusion gedeutet werden. Es ist aber anzumerken, dass diese Gänge selbst *nicht* im Pluton auftreten. Untersuchungen zu diesem Problemkreis sind bereits angelaufen. Der Kontakt Gang/Nebengestein ist scharf. Ein Salband kann nicht beobachtet werden. Häufig bleicht der Gang zum Nebengestein hin aus. Die Gänge durchschlagen mehr oder minder diskordant das *s*-Gefüge der umliegenden Gesteinsserien. So streicht ein Gang N 82°E und fällt mit 30° nach Norden ein, während das *s*-Gefüge des Nebengesteins 70°/55°N ergibt. Die Biotit- und Hellglimmertafeln zeigen das gleiche Streichen und Einfallen wie der Gang selbst. Da das Quarzgefüge im Schliff sehr stark suturiert ist, was auf eine Deformation hinweist, kann noch nicht entschieden werden, ob es sich bei der Glimmerregelung um ein altes Einströmgefüge handelt oder um eine tektonische Überprägung, oder gar um die Verknüpfung beider Erklärungen. SCOLARI und ZIRPOLI (1972) zeigen, dass alpidische Gänge im Norden des Rensengranits nach der Tauernmetamorphose metamorph überprägt wurden.

Makroskopisch können zwei Typen unterschieden werden: Ein feinkörniger mittelgrauer Typ und ein grobkörniger hellgrauer, bis weisser Gesteinstyp. Beim feinkörnigen Typ lassen sich im Querbruch nur Biotit (2 mm) und Plagioklas (1 mm) erkennen. Beim grobkörnigen Gesteinstyp erscheinen 3 mm breite und bis zu 3 cm lange Biotitschmitzen. Die bis zu 0.5 cm grossen Plagioklase sind milchig weiss und zoniert. Grosse (1 mm) Quarze sind bipyramidal und erscheinen durchsichtig.

Unter dem Mikroskop sind die grossen Plagioklase idiomorph mit korrodierten Buchten vom Grundgewebe her. Sie sind vielfach zoniert (Taf. I, Fig. 4). *Biotit* ist rotbraun bis braun pleochroitisch, kann aber auch braun bis gelbbraun sein. *Hellglimmer* ist mit Biotit zusammen parallel geregelt. *Klinozoisite* mit einem epidotreichen Kern scheinen die Regel zu sein. *Granat*, *Calcit* und *Zirkon* erscheinen als Akzessorien. Die Grundmasse ist rekristallisiert. Die Quarze sind undulös mit amöbenartig ineinander verzahnten Korngrenzen.

ZUR TEKTONIK IM ARBEITSGEBIET

DER BAU DES ALTKRISTALLINS ZWISCHEN MATREIER ZONE UND DER RIESERFENER INTRUSION

Anhand eines schematisierten Strukturprofils zwischen der Malghe Dossi (Knuttenalm) über Costa dei Sassi und Val Sorgiva (Ursprungtal) ergeben sich folgende Verhältnisse (Abb. 2).

Eine erste Faltung mit einhergehender Schieferung lässt sich aus den Quarzexsudaten, die heute mehrfach rotiert vorliegen, und aus den Boudins ableiten. Sie können als Streckungslineare einer ersten Faltung gedeutet werden. Dadurch wird aber auch eine erste Schieferung *s*₁ impliziert, da es in diesem Faltungsstockwerk bereits zur Drucklösung und damit zur stofflichen Bänderung kommt.

Eine zweite Faltung *B*₂ faltet die stofflichen Anisotropien isoklinal, wobei eine Regionalmetamorphose die stofflichen Anisotropien weiter ausarbeitet. Hellglimmer, Biotit und Granat können in den Glimmerschiefern und Paragneisen syndeformativ in der neu entstehenden zweiten Schieferung *s*₂ gesprosst sein.

Diese Anlage wird durch eine dritte Faltung *B*₃ wiedergefaltet unter Ausbildung einer Runzelschieferung. Die Isoklinalfalten der zweiten Faltung werden erneut gefaltet.

Eine vierte Faltung B_4 schafft einen weitspannigen Faltenbau mit Wellenlängen im 10 bis 100 m-Bereich. Senkrecht zu dieser Faltung reissen ac-Klüfte auf, die mit Albit und Chlorit verheilen.

Falten

Immer wieder treten singuläre Falten (z.B. Malghe Dossi) auf. Die B-Achsen stimmen in der Richtung mit den Falten des Penninikums überein. Jedoch sind Amplitude und Wellenlänge verschieden.

Mylonite

Im Bereich der Überschiebung, Altkristallin auf Penninikum, treten W-E streichende Mylonite auf, die wir sehr schön am Strassenprofil der Forststrasse zum Speikboden studieren können. Aber nicht nur in der Deckenbahn, sondern auch weiter nach Süden im Altkristallin können wir W-E streichende Mylonitzonen verfolgen. So können Augengneise zu einem Filz aus Chlorit und Phengit in einer Quarzmatrix zerrieben sein. Diese Leukophyllite (MODJTAHEDI und WIESENEDER, 1974) sind im Liegenden von Augengneislammellen anzutreffen. An der Überschiebung selbst gleichen sich die Gefügeelemente denen des Penninikums an. Das Haupt-s fällt bei einem Streichen von N 70° bis 90°E mit 70°-90° nach Süden ein. Die Lineationen auf den s-Flächen streichen N 70°-90°E und tauchen generell nach Westen ab.

Im Profil über den Cima dell'Orso Grat werden die mit 60° nach Süden und Südosten einfallenden s-Flächen der Paragneise in einer etwa 10-50 m breiten Zone versteilt. Die Glimmerschiefer dieser Mylonitzone zeigen auf den s-Flächen deutlich ein Biotitwachstum.

Abschiebungen

In der Nähe der Rieserferner Intrusion werden die Paragneise durch den Vorgang der Platznahme selbst in Mitleidenschaft gezogen. Die Flächen der Abschiebung stehen annähernd senkrecht zum Ausbiss des Intrusionskörpers.

Die Verhältnisse sollen anhand des Aufschlusses im Val Sorgiva näher diskutiert werden. Die Abschiebung (18°/45°E) verbiegt die Lineation der s-Flächen. Die s-Flächen liegen parallel zur Bildebene (Taf. II, Fig. 1). Die Lineation wird in Fächerstellung bezüglich der verschleppten ac-Klüfte rotiert. Durch die Beanspruchung werden die latent vorhandenen ac-Klüfte akzentuiert und an der Abschiebung verschleppt. Sie geben somit den Bewegungssinn der Abschiebung an. Die B-Achse der verschleppten ac-Klüfte liegt dann 146°/30°SE.

Im Val Sorgiva tritt mehrfach diese Achsenrichtung auf. Die Richtung stimmt formal mit den postulierten variszischen Achsenrichtungen überein, ist jedoch in unserem Arbeitsgebiet alpidisch möglicherweise durch die Intrusion induziert.

Kink-bands

In den Glimmerschiefern sind häufig Kink-bands zu beobachten. Die Achse der Kink-bands stimmt mit der aus der Oberen Schieferhülle überein (80°/15° W). Am Übergang von der Capanna dei Sassi in die Alpe del Covolo bei 2597 m treten Kinks in den Augengneisen auf, die sich in Abständen von 10 - 20 cm wiederholen. Diese in Form und Aussehen andersgearteten Kinks werden eher einem voralpidischen Geschehen zuzuordnen sein.

ac-Klüfte

Die ac-Klüfte streichen N-S und fallen mit 70°-90° nach Osten oder Westen ein. Diese Klüfte sind besonders auffällig in den Augengneisen, mit Chlorit und Albit verfüllt. Im Streichen und in der Ausbildung sind sie denen der Oberen Schieferhülle gleich.

Blattverschiebungen

Aus der Kartierung kommt in der Nähe der Knuttenalm (Malghe Dossi) eine grosse Blattverschiebung zum Ausdruck. Ihr Bewegungssinn ist dextral. Die horizontale Relativverschiebung beträgt 1 km. Die Vertikalbewegung wird mit 300 m abgeschätzt. Sie versetzt die Deckenüberschiebung des Oberostalpins. Diese Blattverschiebung besitzt mehrere parallel verlaufende Störungen. Im Aufschlussbereich werden die s-Flächen des Oberostalpins an den Blattverschiebungen verschleppt.

DIE MIKROSKOPISCHEN GEFÜGE

Auch bei den mikroskopischen Gefügen soll auf eine detaillierte Beschreibung verzichtet werden. Es werden hier nur an ausgewählten Beispielen einige Angaben zum Mineralgefüge gemacht. Es werden die Granate, das Glimmer- und das Feldspatgefüge besprochen.

Granat

Der Kern der Granate umschliesst ein sigmoidales Interngefüge, das vornehmlich aus Quarz besteht. Daneben kommt aber auch ein zeiliges Interngefüge vor. Daraus schliesse ich, dass die Granate statisch bei einer Thermometamorphose gewachsen sind, so dass sie ein s-Gefüge überneh-

men konnten. Gleichzeitig gab es aber Bereiche mit einer Scherung des Externgefüges. Dadurch wurden die Granate rotiert und übernahmen das Externgefüge sigmoidal.

Danach erfolgte eine Korrosion der Granatkörner, denn der Kern der Granate ist gerundet, z.T. korrodiert. Teilweise kommt es zur völligen Kornauflösung unter Ausscheidung von Plagioklas, Calcit und Schichtsilikaten.

In einem weiteren Schritt müssen wieder Bedingungen geherrscht haben, die ein Granatwachstum ermöglichten. Die Granate erhalten Anwachsäume, die frei von Einschlüssen sind. Die korrodierten Skelettgranate können so wieder umschlossen werden, so dass der ehemalige Kern heute aus Fremdmineralen besteht. Die Anwachsäume sind hypidiomorph und werden bei der

werden (Taf. II, Fig. 2). Im Dünnschliff ist nicht zu erkennen ob ältere Faltengefüge durch die Glimmer abgebildet werden. Ältere Anlagen sind sicher vorhanden, werden jedoch alpidisch wieder benutzt und dadurch modifiziert. So muss aufgrund der Altersbestimmung die Bildung des Hellglimmerfilzes auf den s-Flächen zu alpidischer Zeit erfolgt sein.

Das Feldspat-Gefüge

Die Mikrokline der Augengneise sind rupturiert. Entlang der Rupturen scheidet sich Albit und Quarz aus. Schachbrettalbitisierung und Vergrößerung der perthitischen Domänen unter Entwicklung diffuser Korngrenzen sind häufig in den kleineren Aggregaten zu beobachten. Nur in den

Schematisiertes Strukturprofil im Altkristallin zwischen Matreier Zone und Rieserferner

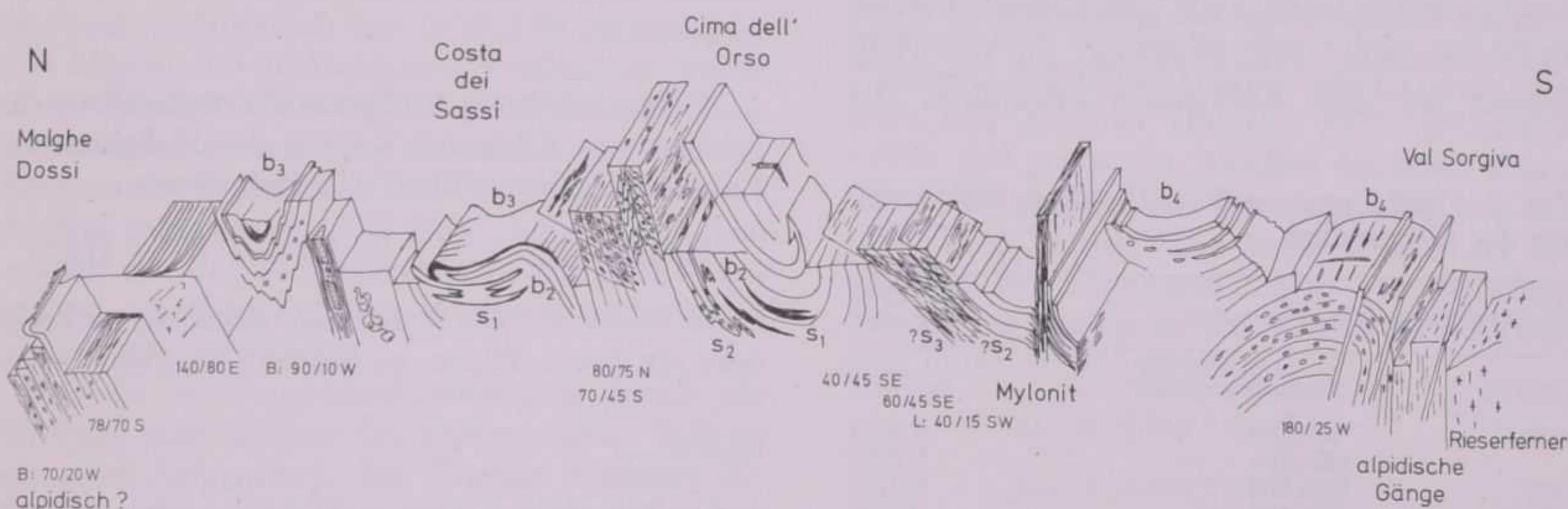


ABB. 2 - Schematisiertes Strukturprofil durch die Geologische Karte von der Knuttenalm (Malghe Dossi) bis zum Ursprungtal (Val Sorgiva); Erläuterungen im Text.

alpidischen Beeinflussung von Chlorit gebildet. Die Schieferungen und Scherflächen finden Granat als «Hindernis» vor. Die Schieferung «umfließt» den Granat, wobei einzelne Teile vom Granat abgelöst und im Druckschatten gestreckt werden.

Das Glimmergefüge

Sichere Neusprossung von Biotit kann nur im Hornblende - Granat - Gneis der Probe KAW 1794 beobachtet werden. Biotit wächst randlich und in der Fortsetzung der c-Achse der Hornblende weiter. Häufiger sind innige Verwachsungen mit Hellglimmer parallel (001). Umwandlungen zu Chlorit und Klinozoisit sind zahlreich. Die Hellglimmer selbst treten als grosse Scheiter parallel zu den s-Flächen auf, können in diesen postkristallin verbogen sein, wobei es in der Scharniermitte zur Rekristallisation von Hellglimmer kommt. Die Hellglimmerscheiter im s-Gefüge sind meist von einem serizitischen Filz umgeben. Klare Korngrenzen dieser Hellglimmer können nicht erkannt

grossen Individuen bleibt die Mikroklingitterung unter Beibehaltung der Zwillinge (Karlsbader Gesetz) erhalten.

Die Plagioklase sind stark von suturiertem Quarz korrodiert. Hellglimmer wachsen entlang der beiden Spaltbarkeiten (001) und (010). Polysynthetische Zwillinge werden gekinkt und bei weiterer Beanspruchung springen Subgrenzen winkelig gegen das Korn vor, so dass es zu einer Kornzerlegung der grossen Plagioklase kommt (Taf. II, Fig. 3).

In den Glimmerschiefern kommt es zur Neusprossung von Albit. Das Albitkorn wächst bevorzugt pseudomorph nach dem Hellglimmergefüge, und hier wiederum in beanspruchten Bereichen des Hellglimmerkorns, so z.B. im Zentrum der Hellglimmerscharniere. Die Korngrenze des Albits wird vom Hellglimmergefüge gesteuert. Parallel zu den Basisflächen der Hellglimmer erscheinen gerade, senkrecht dazu gezahnte Korngrenzen (Taf. II, Fig. 4).

ZUR MINERALOGIE IM ARBEITSGEBIET

HELLGLIMMER

Zwischen Muskovit und Celadonit besteht eine Mischreihe, die sich durch eine gekoppelte Substitution auszeichnet. In den Tetraederschichten des Muskovits kann Aluminium gegen Silizium ausgetauscht werden. Das Si/Al-Verhältnis in den Tetraederschichten des Muskovits ändert sich damit von 3:1 auf 3.5:1 im Phengit (Celadonitreiches Glied der Mischreihe). Wegen des Ladungsausgleichs muss in den Oktaederschichten Fe und Mg eingebaut werden. Diese gekoppelte Substitution macht sich in dem b_0 Gitterparameter bemerkbar (RADOSLOVICH, 1969). Kleine b_0 -Werte weisen auf eine muskovitische Zusammensetzung und grosse b_0 -Werte weisen auf eine phengitische Zusammensetzung hin.

In der Tabelle 2 sind die gemessenen b_0 -Werte (Guinier-Kamera; FeK α -Strahlung) für die Hellglimmer aus dem Altkristallin aufgeführt. Die

TAB. 2 - Hellglimmer und ihre b_0 -Werte aus Gesteinen des Altkristallins

Hellglimmer aus dem Augengneis		Fehler ± 0.0005
KAW Nr	Korngrösse (mesh)	b_0 - Wert
1154	80 - 100	9.0432
	100 - 200	9.0486
1555	100 - 200	9.0354
1556	80 - 100	9.0390
	100 - 200	9.0390
1796	60 - 100	9.0264
1797	35 - 60	9.0402
	60 - 100 aus 35 - 50	9.0384
	80 - 100 aus 50 - 80	9.0372
	200 - 270 aus <100	9.0282
	100 - 200 aus <100	9.0348
	<100 aus 35 - 50	9.0336
	80 - 100	9.0414
	60 - 80 aus 50 - 60	9.0348
	100 - 200 aus 80 - 100	9.0288
	100 - 200 aus 50 - 80	9.0288
1798	60 - 80 aus 50 - 80	9.0324
	100 - 200 aus <100	9.0282
	100 - 150 aus 80 - 100	9.0366
1799	100 - 150	9.0450
1557	50 - 60	9.0432
	60 - 80	9.0390
	100 - 200	9.0432

Hellglimmer (b_0 Werte) aus den Paragneisen

KAW Nr	b_0 - Wert
1561	9.0090
1562	9.0222
1563	9.0012
1564	9.0030
1565	8.9952
1566	9.0174
1567	9.0114
1568	8.9988

Hellglimmer (b_0 - Werte) aus Ab-Ga-Gneis

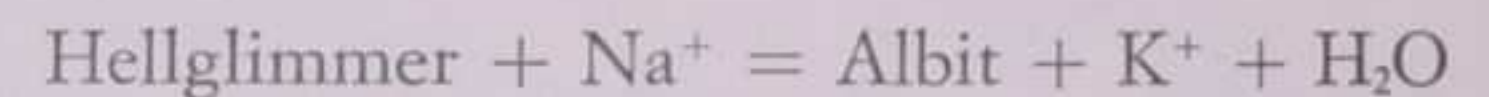
1794	80 - 100	9.0018
------	----------	--------

Hellglimmer im Augengneis zeigen einen mittleren b_0 -Wert bei $9.0360 \text{ \AA} \pm 0.0111$ während die Hellglimmer aus den Glimmerschiefern der Cima Dura Serie einen mittleren b_0 -Wert von $9.0072 \text{ \AA} \pm 0.0135$ aufweisen. Die Grenze zwischen Muskovit und Phengit wird mit CIPRIANI *et al.* (1971) bei $b_0 = 9.024 \text{ \AA}$ festgelegt.

Damit treten wir der Behauptung entgegen (BORSI *et al.*, 1978), südlich der DAV-Linie gäbe es nur muskovitische und nördlich der DAV-Linie nur phengitische Hellglimmer. Innerhalb des Nordblocks, also von der Überschiebung des Altkristallins auf das Penninikum bis zur DAV-Linie, gibt es, möglicherweise abhängig vom Chemismus der Gesteine, sowohl Muskovite wie auch Phengite. Phengitische Hellglimmer sind nicht in jedem Fall eindeutig Ausdruck einer alpidischen Überprägung.

ALBIT

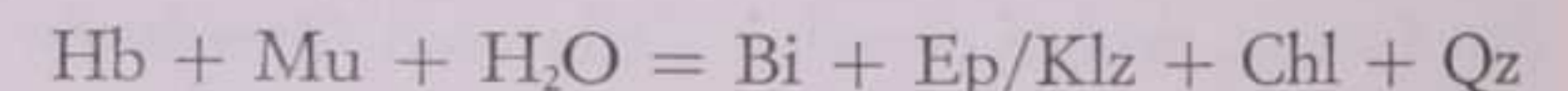
Wichtig erscheint in diesem Zusammenhang die Bildung von Albit auf Kosten des Hellglimmers. Folgende Reaktion lässt sich formulieren:



Diese Reaktion deutet an, dass Alkalien, vielleicht über die fluide Phase, mobilisiert wurden.

BIOTIT

Im Hornblende-Granat-Gneis wächst in der Fortsetzung der Längsrichtung der Hornblendes Biotit weiter. Da jedoch immer im Bereich dieser Umwandlung Muskovit, Chlorit, Klinozoisit und Quarz auftreten, kann nach sorgfältigem Mikroskopieren folgende Reaktion formuliert werden:



Wie Altersbestimmungen zeigen, ist der Biotit als Produkt der alpidischen Metamorphose aufzufassen.

ZEOLITHMINERALE

Im Bereich des Rotsteintales (V. Sasso Rosso) konnte auf s-Flächen, sowie auf Klüften ein Zeolithmineral aufgefunden werden. Wir halten dieses Mineral als Ausdruck einer tiefergreifenden Verwitterung oder späten hydrothermalen Beeinflussung.

Die Lichtbrechung n liegt um 1.50, die Doppelbrechung bei $\Delta = 0.005$. Der optische Achsenwinkel variiert zwischen $2V_z = 30^\circ$ und 35° . Die gekreuzte Dispersion der optischen Achsen an

Spaltblättchen ist deutlich. Nach den optischen und röntgenographischen Daten handelt es sich um einen Heulandit. Die Bestimmung des Heulandits erfolgte, nach der röntgenographischen Aufnahme durch eine Bradley-Kamera (Durchmesser 9 cm, FeK α -Strahlung), mit Vergleichstabellen nach Neumann und Vergleichsfilm, die in dankenswerter Weise Herr Prof. E. Niggli zur Verfügung stellte.

Rb/Sr UND K/Ar - UNTERSUCHUNGEN IM ALTKRISTALLIN

METHODIK

Neun 30-kg Proben aus dem Altkristallin wurden im Backenbrecher zerkleinert. Das Probengut wurde anschliessend gemahlen und gesiebt. Die Minerale und ihre Kornfraktionen wurden mechanisch auf eine Reinheit von >99.0% angereichert. Ein Aliquot des zerkleinerten Probenguts wurde unter Alkohol analysenfein gemahlen. Für die massenspektrometrischen Bestimmungen wurden Aliquots der Proben mit der Röntgenfluoreszenz-Analyse voranalysiert. Die Rb-Gehalte der Proben wurden mit der Isotopenverdünnungsanalyse bestimmt. Als Vergleichsisotop wurde hochangereichertes ^{87}Rb verwendet.

Für die Sr-Isotopenbestimmungen wurde ein ^{84}Sr -Spike dem Aliquot der Proben hoher Sr-Konzentration beigegeben. Bei Proben niedriger Sr-Konzentration wird der Spike dem Aufschluss zugeben. Eine eingehende Beschreibung der chemischen Aufbereitung gibt JÄGER (1979).

Die Rb/Sr-Bestimmungen wurden auf einem Festkörpermassenspektrometer (Firma Avco Corporation) mit einer Dreibandionenquelle ausgeführt (BRUNNER, 1973). Die Messkette besteht in folgender Anordnung: Faraday-Auffänger, Cary 401 MR, integrierendes Digitalvoltmeter. Die Daten wurden « on-line » mit einem PDP-11 Rechner nach einem von R. Siegenthaler erstellten Programm ausgewertet. Für den Zeitraum meiner Untersuchungen habe ich für den NBS 987 folgende $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gemessen:

27. Juli 1978	0.71029 ± 22
1. Dez. 1978	0.71030 ± 56
27. Feb. 1979	0.71031 ± 35
3. Juli 1979	0.71061 ± 30
22. Aug. 1979	0.71005 ± 25
3. Jan. 1980	0.71028 ± 31
7. Jan. 1980	0.71019 ± 27
gemittelter Mittelwert:	$0.71028 \pm 16 (1\sigma)$

Der Fehler auf dem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis wird mit maximal 0.15%, der auf dem $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis mit maximal 2.0% in Rechnung gestellt.

Diese Fehlerangaben beinhalten die einzelnen Fehler der Probenaufbereitung, des Splittens, Chemikalienblank und massenspektrometrische Analysenfehler. Zur Fehlerberechnung der korrigierten bzw. der unkorrigierten Mineralalter wurden die Angaben bei SATIR (1975) verwendet. Für die Altersberechnung wurden die folgenden Konstanten verwendet (STEIGER und JÄGER, 1977):

$$\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{y}^{-1}$$

$$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$$

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

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

Die aus der Literatur zitierten Rb/Sr-Alter wurden auf $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{y}^{-1}$ umgerechnet. Bei den U/Pb Daten wurden die Originalalter zitiert, da diese durch die neuen Konstanten wenig ändern.

Die Argonbestimmungen wurden auf dem Massenspektrometer GD 150 (Firma Varian) durchgeführt. Das extrahierte Gas wurde mit einem ^{38}Ar -Spike (99.98% ^{38}Ar -Spike von CLUSIUS) versetzt und gereinigt (PURDY, 1972, HUNZIKER, 1974) und gegen den Standard Muskovit Brione (Bern 4M) geeicht. Der Wert liegt bei $6.31 \cdot 10^{-6} \text{cm}^3 \text{STP/g } ^{40}\text{Ar}(\text{rad})$. Der 2σ -Fehler wird auf 3% geschätzt (s.a. HUNZIKER, 1974). Für die Altersberechnung wurden die Konstanten nach STEIGER und JÄGER (1977) verwendet:

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{y}^{-1}$$

$$\lambda_{\text{ec}} = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{y}^{-1}$$

Kalium wurde an Aliquots flammenphotometrisch bestimmt (PURDY und JÄGER, 1973). Die Reproduzierbarkeit liegt innerhalb 1%. Für die Konzentrationsbestimmung des ^{40}K wurde $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.194 \cdot 10^{-4} \text{g/g}$ verwendet.

Rb/Sr - ANALYSEN AN DEM AUGENGNEIS VOM TYP CAMPO TURES

Das Auftreten und die Mineralogie des Augengneises wurde schon an anderer Stelle beschrieben. Die Probenfundpunkte sind in der geologischen Übersichtskarte eingetragen (Abb. 3).

Neuerdings wurde die orthogene Herkunft des Augengneises bezweifelt. Aus dem Auftreten der « Augen », die sowohl senkrecht, als auch parallel zur Schieferung an Grösse und Häufigkeit sehr variabel sind und aus der « paragneissic matrix » schliessen BORSI *et al.* (1973) auf eine paragneise Herkunft.

Im Gegensatz dazu steht die Meinung von SANDER (1925), BIANCHI (1934) und DAL PIAZ (1934), die eine orthogene Herkunft vertreten. In dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass die

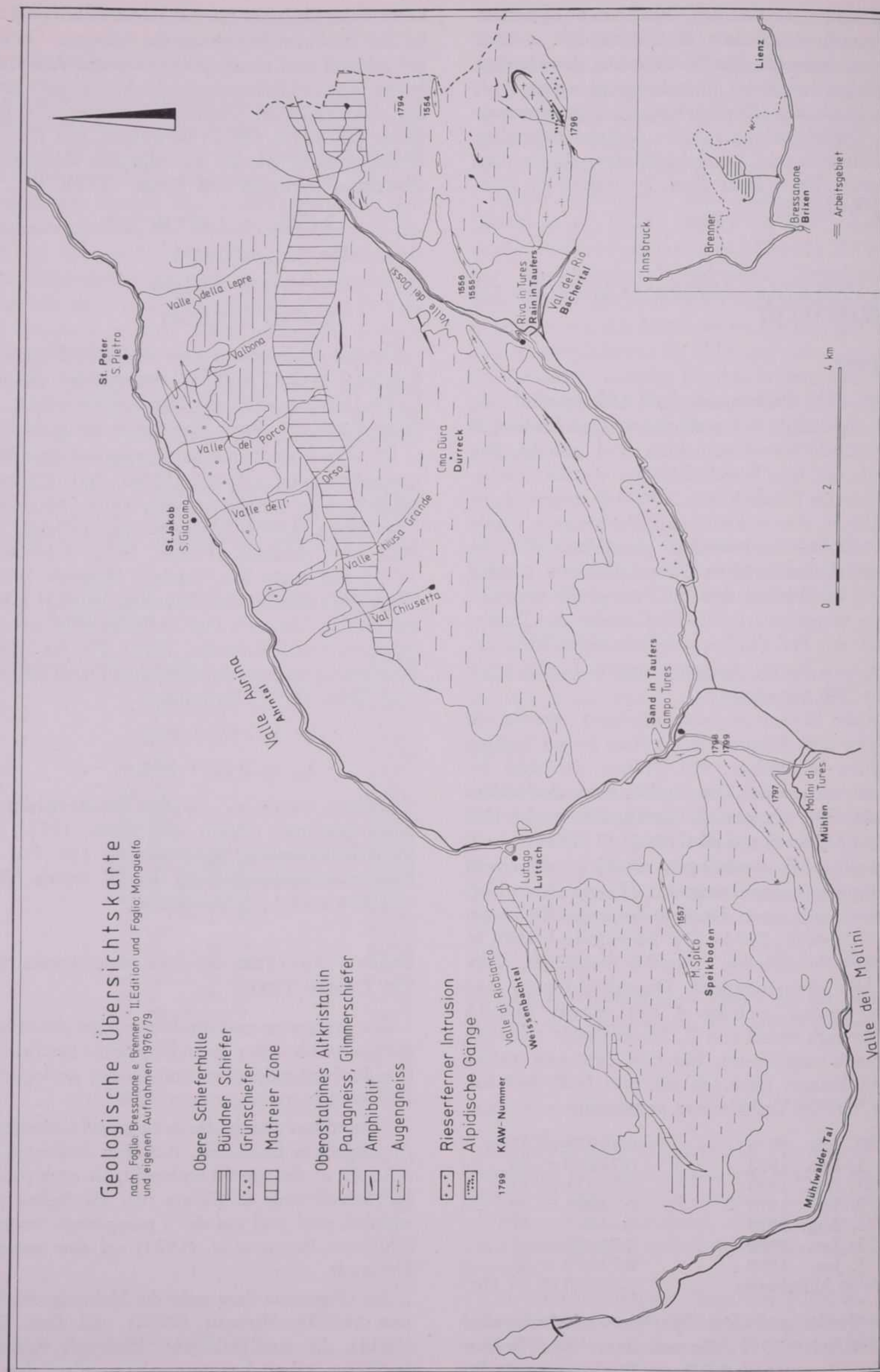


Abb. 3 - Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes und Angabe der Fundpunkte der Proben.

Interaktionen Augengneis/Paragneis auf eine orthogene Herkunft des Augengneises schliessen lassen. So können Granat-Hornblende-Felse als ehemalige, heute metamorph überprägte Kontaktbildungen gedeutet werden. Die Intrusionskontakte und die Auflösung der Nebengesteinstextur zeigen auch die orthogene Natur des Augengneises an. Innerhalb des Augengneises treten Partien intensivster Scherbeanspruchung auf und ein s-Tektonit wird entwickelt unter Zunahme des Hellglimmergehaltes auf Kosten von Plagioklas. Durch die Drucklösung von Quarz kommt es zur Anreicherung desselben in Lagen. Die extrem suturierten Quarze lassen sich makroskopisch als dunkle Lagen erkennen. Dies führte dazu, dass « paragneissic matrix » beschrieben werden konnte.

Die Analysendaten sind aus der Tab. 3 ersichtlich. Die Augengneise liegen auf einer Isochrone, die ein Alter von 445 ± 24 my definiert. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial liegt bei 0.7078 ± 0.0013 . Die Augengneise wurden vor 445 my homogenisiert und zum geschlossenen System (Abb. 4).

Zwei der aufgesammelten Proben liegen nicht auf der berechneten Isochrone. Es handelt sich dabei um Testfälle, die zeigen sollten, ob unter bestimmten Bedingungen eine 30 kg-Probe immer ein geschlossenes System darstellt, und ob kleinere Augengneiskörper, die heute vom Hauptzug getrennt sind, genetisch diesem angehören.

Bei der Probe KAW 1798 handelt es sich um einen s-Tektonit, der unter vollständiger Reduktion der Feldspatäugen ein paralleltexturiertes

TAB. 3 - Rb/Sr - Bestimmungen im Altkristallin

KAW Nr.	Lokalität Probenbezeichnung Korngrösse in mesh	^{87}Rb ppm	^{87}Sr (rad) ppm	% rad	Sr(com) ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Alter in my korr. mit Total	Alter in my *
Augengneis									
1554	T Rio dei Cadini	41.15	0.2410	5.24	62.65	0.7494	6.716		
	Hellgli 80 - 100	134.76	0.1562	20.23	8.86	0.8903	155.3	66.7 ± 2.0	81.6 ± 7.2
	Hellgli 100 - 200	135.08	0.1560	19.33	9.373	0.8803	147.3	65.4 ± 2.0	81.3 ± 7.6
1555	T Rain	40.74	0.2440	3.16	107.7	0.7333	3.867		
	Hellgli 100 - 200	138.33	0.2052	19.65	12.08	0.8838	117.1	93.6 ± 3.0	104.4 ± 9.6
1556	T Rain	44.84	0.2467	2.43	142.3	0.7278	3.220		
	Hellgli 60 - 80	132.83	0.3943	27.74	14.78	0.9828	91.86	195.8 ± 5.0	208.7 ± 12.9
	Hellgli 80 - 100	130.84	0.2680	22.11	13.59	0.9117	98.44	131.8 ± 4.0	144.1 ± 11.6
	Hellgli 100 - 200	127.67	0.2132	14.80	17.66	0.8335	73.88	101.1 ± 3.0	117.5 ± 14.7
1796	T Furscht	30.98	0.1479	1.57	132.5	0.7215	2.381		
	Biotit 35 - 60	150.65	0.0692	7.04	13.16	0.7639	116.9	26.0 ± 1.1	32.4 ± 8.8
	Biotit 80 - 100	154.79	0.0665	11.52	12.23	0.8026	215.0	26.8 ± 0.7	30.2 ± 4.9
	Hellgli 60 - 100	81.99	0.0775	5.35	19.72	0.7503	42.50	50.6 ± 2.9	66.6 ± 24.2
1799	T Mühlen	36.08	0.2058	1.71	170.6	0.7224	2.162		
	Biotit 80 - 100	184.74	0.0722	7.89	12.13	0.7709	155.6	22.2 ± 0.8	27.5 ± 6.7
	Hellgli 100 - 150	99.77	0.0471	5.88	10.91	0.7545	93.44	24.7 ± 1.3	33.4 ± 11.0
1797	T Taufers	42.20	0.2563	3.97	89.21	0.7395	4.837		
	Hellgli 35 - 60	128.38	0.1415	15.65	10.97	0.8419	119.5	62.8 ± 1.6	77.5 ± 9.0
	Hellgli 60 - 80	124.08	0.1469	9.95	19.12	0.7886	66.35	56.0 ± 2.2	83.3 ± 15.9
	Hellgli 80 - 100	127.20	0.1285	14.76	10.67	0.8332	121.7	56.4 ± 1.5	71.1 ± 8.9
	Hellgli 100 - 200	124.21	0.1092	12.13	11.38	0.8082	111.5	45.3 ± 1.4	61.9 ± 9.6
	Hellgli 200 - 270	123.67	0.1106	9.15	15.81	0.7817	79.97	39.5 ± 1.7	62.9 ± 13.0
1798	T Taufers	46.35	0.2614	6.086	58.09	0.7561	8.157		
	Hellgli 60 - 80	149.13	0.1599	19.06	9.775	0.8774	155.9	57.7 ± 1.5	75.5 ± 7.1
	Hellgli 100 - 200	175.27	0.1306	16.88	9.263	0.8543	193.4	37.3 ± 1.0	52.5 ± 5.7
Hornblende-Granat-Gneis									
1794	T Rio dei Cadini	23.31	0.1444	0.944	218.1	0.7169	1.092		
	Biotit 100 - 200	107.75	0.0407	9.226	5.775	0.7823	190.7	24.3 ± 0.8	26.6 ± 5.5
	Hellgli 80 - 100	53.31	0.2355	1.991	166.8	0.7245	3.266	247 ± 50	310
Augengneislamelle									
1557	T Mt. Spico	50.41	0.3368	6.78	66.62	0.7618	7.7377		
	Hellgli 35 - 60	177.38	0.2104	23.29	9.981	0.9257	181.7	66.3 ± 2.0	83.5 ± 6.3
	Hellgli 60 - 80	179.54	0.1954	23.68	9.066	0.9305	202.4	60.9 ± 1.3	76.6 ± 5.7
	Hellgli 80 - 100	164.80	0.1729	23.77	7.981	0.9316	211.1	58.7 ± 2.3	73.8 ± 5.5
	Hellgli 100 - 200	178.46	0.1959	21.60	10.23	0.9058	178.2	59.4 ± 2.4	77.3 ± 6.4

* berechnet mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71014$

Rb (λ) = $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ y}^{-1}$

T = Gesamtgesteinsprobe

Gefüge aufweist. Der Glimmergehalt steigt durch die Auflösung der Plagioklase um ein beträchtliches an. Durch die Wasseraufnahme muss ein Teil des radiogenen Sr das System verlassen haben, da die Probe unter der Isochrone liegt. Die Grossprobe war bezüglich der intensiven Deformation kein geschlossenes System mehr. Vielleicht erklärt eine zu kleine Probengrösse, warum BORSI *et al.* (1973) nur eine Punktwolke im Nicolaysen-Diagramm erhalten haben.

einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0.7102 ± 0.0014 als Intrusionsalter der granitischen Gneise. Im Silvretta-Kristallin postuliert GRAUERT (1969) eine Metamorphose um 450 my und datiert die Intrusion der Flüela-Granite mit 442 ± 9 my ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7119 \pm 0.0042$). TROLL und Mitarbeiter berichten von einer Isochrone an Mikroklin-Augengneisen der Schobergruppe mit einem korrespondierenden Alter von 454 ± 20 my bei einem Initial von 0.7107 ± 0.0016 .

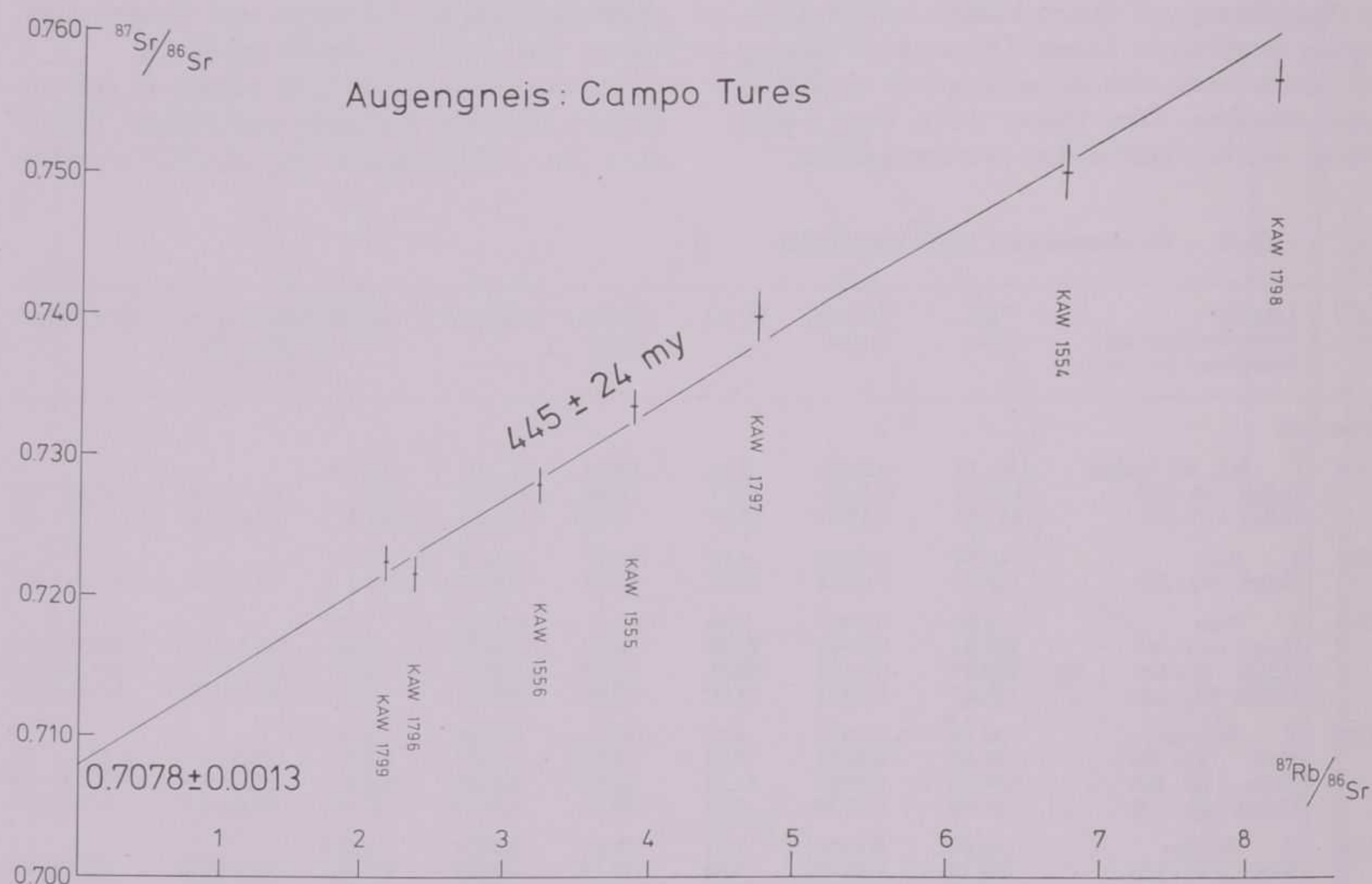


ABB. 4 - Der Augengneis vom Typ Campo Tures im Nicolaysen-Diagramm. Der Augengneis besitzt ein Intrusions- und/oder Metamorphosealter von 445 ± 24 my bei einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0.7078 ± 13 .

Die Probe KAW 1557 unterhalb des Speikbodens (Mt. Spico) liegt ebenfalls nicht auf der Isochrone. Für diese kleinen Augengneisvorkommen, die sich in der Anwitterungsfarbe, im Gefüge und im Mineralbestand von den Augengneisen vom Typ Campo Tures unterscheiden, gilt, dass sie möglicherweise genetisch nicht zu den Augengneisen gehören. Deshalb wurde diese Probe in der Abb. 4 nicht berücksichtigt.

Wir wollen zunächst festhalten, dass vorvariszische Ereignisse in den Ostalpen keine Einzelfälle mehr darstellen. SCHMIDT *et al.* (1967) fanden konkordante U/Pb-Alter an zwei Zirkonen von 480 ± 20 my (alte Konstanten) und ein Pb/Pb-Alter ergab 540 ± 25 my (alte Konstanten). SATIR (1975) deutet an Orthogneisen des Ötztalkristallins eine Isochrone von 451 ± 17 my mit

Es ergibt sich die Frage nach der Art des geologischen Ereignisses, das um 450 my zu einer Sr-Isotopenhomogenisierung führte. Sind es Intrusionen einzelner Magmenkörper, oder ist es eine weiträumige Metamorphose im Bereich des heutigen Altkristallins? Zunächst wollen wir festhalten, dass in weiten Teilen des Oberostalpinen Altkristallins (Silvretta, Ötztal, Zone der Alten Gneise) zwei Augengneistypen auftreten. Es sind dies die Orthogneise, die als leicht ins Streichen gestreckte, sonst jedoch gedrungene Körper mit meist granitischer Zusammensetzung im Altkristallin liegen. Der zweite Typ sind Augengneise, die als schmale (10 - 200 m) Gesteinszüge, im Streichen jedoch mit mehreren Zehnerkilometer Erstreckung im Altkristallin eingeschaltet sind.

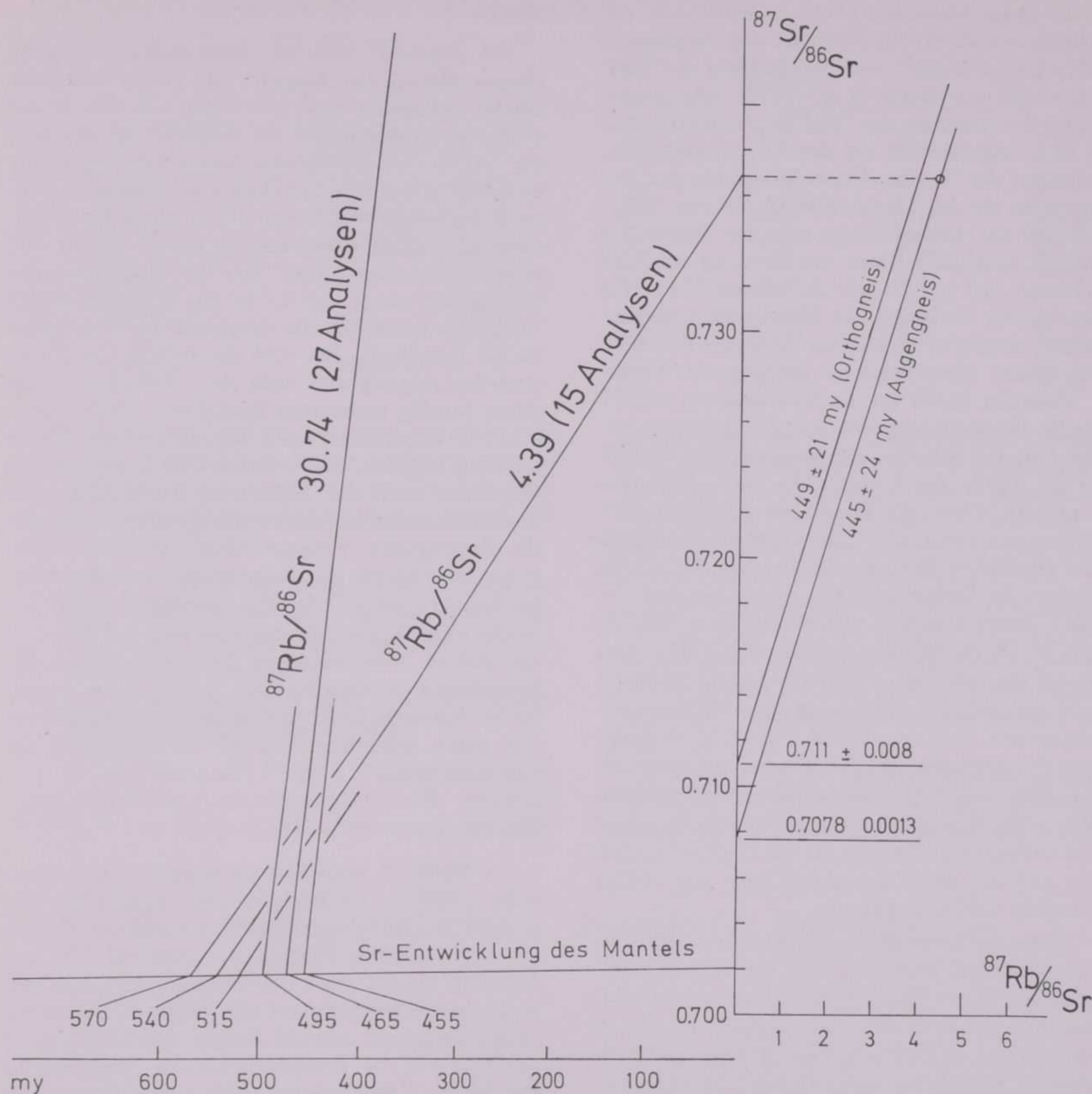


ABB. 5 - Zur Interpretation der gemeinsamen Magmenentwicklung zwischen Augengneis und Orthogneis. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Bei Würdigung der vorliegenden Ergebnisse zeigt sich, dass die *Orthogneise* eine grosse Variation im $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis aufweisen. Es variiert zwischen 5 und 120. Dagegen zeigen die *Augengneise* ein $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - Verhältnis zwischen 1 und 10.

Da die Proben für die Datierung aufgesammelt wurden, liegen die Rb/Sr - Verhältnisse gegenüber dem wahren Mittelwert zu hoch. Jedoch bleibt die Differenz zwischen Orthogneis und Augengneis signifikant.

BRACK (1977) schliesst aus der gemeinsamen Isochrone von Augengneisen und Paragneisen auf eine intensive Metamorphose bei 455 ± 13 my.

Dagegen sprechen jedoch erste U/Pb Daten (CLIFF, 1978) an Zirkonen mit einem Alter von 435 my (alte Konstanten), welches als Bleiverlust unter metamorphen Bedingungen gedeutet wird, während für die Intrusion 443 my (alte Konstanten) angegeben werden.

Ohne eine kaledonische Metamorphose bei 450 my verneinen zu wollen, möchte ich jedoch ein Modell zur Genese der Augengneise bzw. Orthogneise vorschlagen, das von einer gemeinsamen Entwicklung ausgeht. Wir wollen die Möglichkeit zur Interpretation der Daten im kombinierten COMPSTON-JEFFERY/NICOLAYSEN - Diagramm diskutieren.

In dieses Diagramm (Abb. 5) haben wir die Mittelwerte der Rb/Sr Daten für den Augengneis (Typ Campo Tures` unter Verwendung der Analysendaten von BORSI *et al.* (1973) eingetragen. Unter der Annahme das $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - Verhältnis von 4.39 sei repräsentativ für den Augengneiskörper, schneidet die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Entwicklungslinie der Augengneise die des Oberen Mantels (FAURE 1977) bei 540 my. Berücksichtigt man den Fehler des Initials, so bekommt man eine Streuung zwischen 515 und 570 my. Da wir die tiefsten Werte für das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis des Mantels eingezeichnet haben, verschiebt ein höheres Verhältnis des Mantels unsere Alterslimite nur zu jüngeren Altern.

Zusätzlich haben wir die Analysendaten von 27 Rb/Sr Bestimmungen, die von *Orthogneisen* aus der Literatur bekannt sind, gemittelt (aus HARRE *et al.*, 1968: die Proben 173, 177, 178; aus GRAUERT, 1969: die Proben der Flüelagranitischrone; aus SATIR, 1975: die Orthogneisisochrone des Ötztalkristallins; aus BORSI *et al.*, 1973: die Proben der Orthogneise von Anterselva und Cascies). Daraus errechnet sich ein mittleres $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ von 30.74, das mittlere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mit 0.9071. Das Initial der einzelnen Isochronen wurde gemittelt und der mittlere Fehler aus den Mittelwerten abgeschätzt. Aus dem Initial von 0.711 ± 0.008 und den gemittelten Rb/Sr Werten errechnet sich ein Alter von 449 ± 22 my unter Verwendung der neuen Konstanten. Die Sr-Entwicklungslinie der *Orthogneise* schneidet die des Oberen Mantels bei 465 my, unter Berücksichtigung des Fehler zwischen 495 und 455 my.

Wenn die Orthogneise aus Mantelmaterial differenziert sind, kann dies nicht vor 495 my stattgefunden haben. Eine Differentiation aus Mantelmaterial, die innerhalb von maximal 45 my zu einer Erhöhung des Rb/Sr Verhältnisses von 0.025 (Oberer Mantel) um einen Faktor 500 auf ungefähr 14 (Orthogneis) führt, scheint unwahrscheinlich.

Differenzieren die Augengneise aus Material des Oberen Mantels, so hat dies vor höchstens 570 my eingesetzt. Eine Erhöhung des Rb/Sr Verhältnisses auf etwa 1.5 bedeutet einen Faktor 60 in 120 my. Trotz der obengenannten Einwände wollen wir als Diskussionsgrundlage die Annahme treffen, die Ortho- und Augengneise sind aus Mantelmaterial differenzierte Magmen. Die Annahme einer Krustenaufschmelzung, was als wahrscheinlicher gelten dürfte, verschiebt die Altersangaben nur zu jüngeren Werten. Grundsätzlich lassen sich zwei Modelle diskutieren: Das eine Modell geht von einer genetischen Verwandtschaft der granitischen Körper aus, das andere Modell setzt zwei geologische Ereignisse voraus.

Modell 1

Vor maximal 570 my differenziert aus dem oberen Mantel ein Magma mit einem mittleren Rb/Sr Verhältnis von 1.5. Kurz vor der Intrusion, also zwischen 495 my und 450 my, hat sich ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Verhältnis von etwa 0.707 eingestellt. Gleichzeitig beginnt das Magma zu separieren. Die *Orthogneise* differenzieren weiter unter Rb-Anreicherung, vielleicht unterstützt durch Zufuhr aus dem Nebengestein. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Verhältnis der Orthogneise steigt auf 0.711 an. Während dieses Vorganges bewahren die Augengneise in etwa ihr Rb/Sr Verhältnis. Bei 450 my erfolgt die Intrusion der *Augengneise* und der *Orthogneise* mit ihrem jeweilig erreichten Initial von 0.7078 bzw. 0.711 in verschieden hohe Krustenniveaus. Es ist durchaus möglich, dass verschiedene Intrusionsmechanismen nach der Separation des Magmas für das Anheben des Initials verantwortlich sind. Seien die Augengneise weniger viskos als die Orthogneise, so können die Augengneise von der Magmenkammer schnell in das Intrusionsniveau gebracht werden. Sie hatten wenig Zeit mit Krustenmaterial zu kontaminieren. Die Orthogneise differenzierten als Granite i.s.s. während ihres langsamen Aufstiegs und resorbierten Krustenmaterial, was durch Aufnahme von Rb zur Erhöhung des Initials führte.

Modell 2

Im Modell 2 wird kein genetischer Zusammenhang zwischen Orthogneis und Augengneis angenommen. Die Augengneise intrudierten als wenig differenziertes Magma vor maximal 570 my. Die Orthogneise sind hochdifferenzierte Magmen und intrudierten maximal vor 495 my. Eine Metamorphose erfasst sowohl Augen- wie Orthogneise um etwa 450 my. Entsprechend dem Schwerpunkt des Rb/Sr Verhältnisses stellt sich während der « kaledonische Orogenese » bei den *Augengneisen* ein initiales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis von 0.7078 ± 13 und bei den *Orthogneisen* ein Verhältnis von 0.711 ± 8 ein.

Rb/Sr UND K/Ar ISOTOPENBESTIMMUNGEN AN GLIMMERN

Die Rb/Sr-Bestimmungen sind in der Tab. 3 und die K/Ar Analysen in Tab. 4 aufgeführt. Zur Übersichtlichkeit und für Vergleiche wurden die Glimmer und ihre Kornfraktionen der wichtigen Proben in NICOLAYSEN - Diagrammen eingetragen.

Biotit

Seit den Untersuchungen von BORSI *et al.* (1973, 1978) sind aus dem Untersuchungsgebiet

TAB. 4 - K/Ar - Analysen an Biotiten und Hellglimmern des Altkristallins

KAW	Lokalitaet		K %	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} \cdot 10^{-6}$ $\text{cm}^3 \text{ STP/g}$	% rad	Alter in my
1554	Rio dei Cadini	Hellglimmer 80 - 100	9.42	21.05	92.55	56.3 ± 1.8
		Hellglimmer 100 - 200	8.97	18.98	63.70	53.3 ± 2.5
1555	Rain	Hellglimmer 100 - 200	9.05	21.62	88.81	60.1 ± 2.0
1556	Rain	Hellglimmer 60 - 80	9.12	29.48	92.92	80.8 ± 2.6
		Hellglimmer 80 - 100	9.19	24.40	91.83	66.7 ± 2.2
		Hellglimmer 100 - 200	9.31	19.63	92.08	53.1 ± 1.7
1796	Furscht	Biotit 80 - 100	7.97	8.242	79.45	26.2 ± 0.9
1799	Mühlen	Biotit 80 - 100	7.79	6.761	71.01	22.0 ± 0.9
		Hellglimmer 100 - 150	9.10	10.98	75.41	30.5 ± 1.2
1557	Mt. Spico	Hellglimmer 50 - 60	9.21	18.49	92.24	50.6 ± 1.6
		Hellglimmer 60 - 80	9.08	17.96	91.02	49.9 ± 1.6

Rb/Sr-Alter an Biotiten bekannt geworden, die zwischen 20 und 30 my liegen. Dabei wurden die Biotitanalysenwerte immer mit dem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des Gesamtgesteins korrigiert. Damit stellen sich zwei Fragen:

- 1) Sind die Rb/Sr Alter an Biotit Abkühlalter oder Verjüngungen einer älteren Phase, vielleicht auch bedingt durch die Intrusion des Rieserferner-Plutons?
- 2) Ist die Korrektur mit dem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des Gesamtgesteins korrekt?

Zur Abklärung der Frage 1 wurden zwei Korngrößenfraktionen 35 - 60 mesh und 80 - 100 mesh am Biotit der Probe KAW 1796 untersucht (Abb.

6). Sie liegen mit dem Total auf einer Geraden, deren Steigung ein Alter von 26 ± 1 my definiert. Berechnet man die Alter der Biotitfraktionen mit dem heutigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis (0.71014), so ergibt sich 30 ± 5 bzw. 32 ± 8 my. Eine ältere Generation lässt sich somit nicht erkennen.

Da diese Probe etwa nur 500 m vom Kontakt zum Rieserferner Pluton entfernt liegt, und Biotite aus dem Rieserferner-Tonalit Rb/Sr-Alter um 27 my ergeben, war nicht auszuschliessen, dass die Biotite durch mögliche Kontakteinwirkungen verjüngt wurden.

Deshalb wurde aus einem Hornblende-Granat-Gneis (KAW 1794), der etwa 4 km nördlich der Rieserferner Intrusion liegt, Biotit separiert. Die-

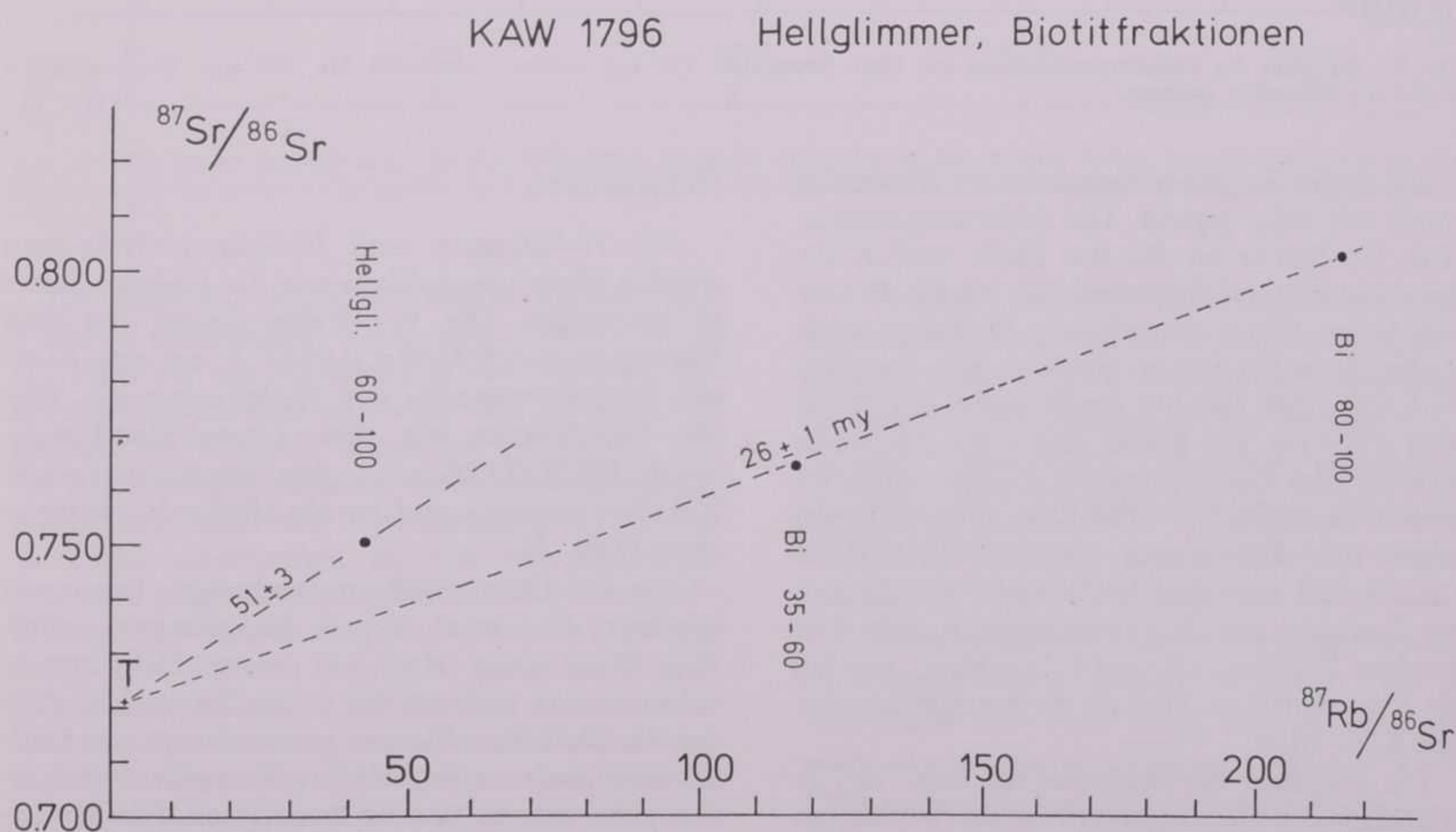


ABB. 6 - Die konkordanten Rb/Sr-Alter an verschiedenen Korngrößen der Biotite weisen auf ein Abkühlung unter 300°C vor 26 ± 1 my hin. Das K/Ar-Alter an der Biotitfraktion 80 - 100 mesh ist ebenfalls mit 26.2 ± 0.9 my konkordant.

ser Biotit geht aus einer Hornblende hervor (Taf. I, Fig. 1). Mit dem Gesamtgestein KAW 1794 korrigiert ergibt sich 24.3 ± 0.8 my. Es zeigt sich also, dass die Biotite der Augengneise durch die Regionalmetamorphose auf alpidische Abkühlalter herabgesetzt wurden.

schen 26 und 22 my. Wir können somit die Biotitalter von BORSI *et al.* (1973, 1978) gestützt auf die K/Ar Methode bestätigen. Ausserdem wollen wir festhalten, dass das Altkristallin zwischen Matreier Zone und Rieserferner die 300°C Isotherme vor frühestens 26 my durchschritten hat.

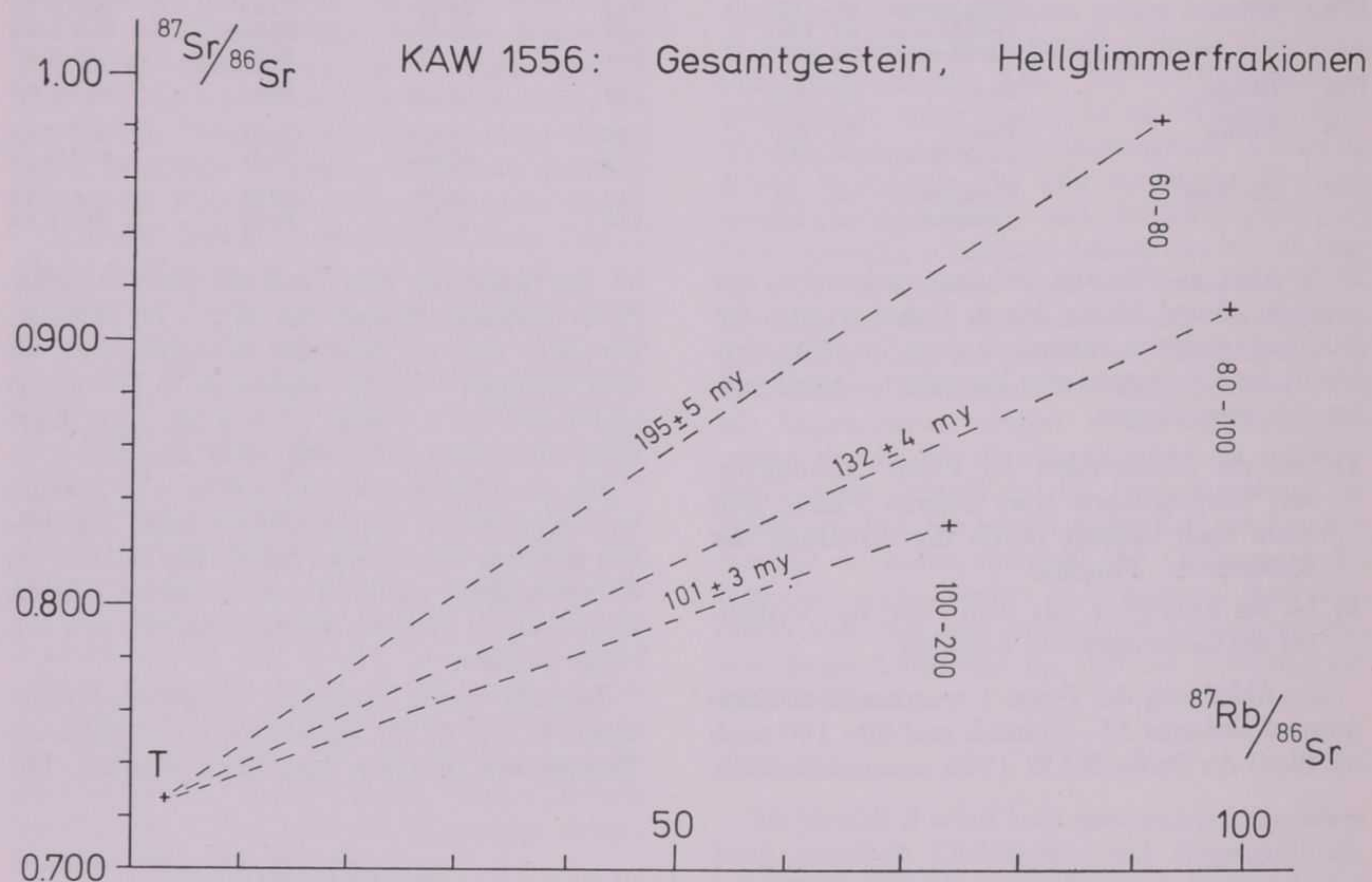


ABB. 7 - Die Alter der Hellglimmerfraktionen aus einer Grossprobe (30 kg) variieren von 200 bis 100 my. Diese «Alter» werden als Mischalter gedeutet.

Die zweite Frage zur Korrektur der Biotitalter wurde wie folgt geprüft. Die Schliessungstemperatur für Biotite ist für das Rb/Sr und K/Ar System gleich und liegt etwa bei 300°C (PURDY und JÄGER 1976), d.h. also die Biotitalter nach beiden Methoden müssen gleich alt sein. Der Biotit KAW 1799 (80-100 mesh) ergibt mit K/Ar 22.0 ± 0.9 my, mit Rb/Sr 22.2 ± 0.8 my, wenn man mit dem Gesamtgestein korrigiert. Auch im zweiten Testfall KAW 1796 Biotit (80-100 mesh) ergibt sich Konkordanz zwischen K/Ar-Alter (26.2 ± 0.9) und dem Rb/Sr-Alter von 26 ± 1 my, korrigiert mit dem Gesamtgestein. Mit dem heutigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71014$ korrigiert, werden die Alter signifikant älter als die korrespondierenden K/Ar Alter.

Die Korrektur der Biotitalter mit dem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis des Gesamtgesteins ist also berechtigt. Wir erhalten im Gebiet zwischen der Matreier Zone und dem Rieserferner Biotitabkühlalter zwi-

Hellglimmer

Alle Hellglimmer und Hellglimmerfraktionen wurden röntgenographisch mit der Guinier-Kamera untersucht. Die b_0 -Werte deuten mit dem Mittelwert $m = 9.0360 \pm 0.0111$ Å auf eine Al-arme Zusammensetzung der Hellglimmer hin. Nur der Hellglimmer aus dem Granat-Hornblende-Gneis KAW 1794 zeigt eine aluminium-reiche Zusammensetzung und ist als Muskovit anzusprechen (Tab. 3).

Aus den Dünnschliffuntersuchungen haben wir gesehen, dass zwei Typen Hellglimmer auftreten. Zum einen sind es grosse Hellglimmerscheiter, zum anderen ist es ein feiner Hellglimmerfilz. Deshalb schien es gerechtfertigt, die Hellglimmer nach verschiedenen Korngrössenfraktionen aufzutrennen und zu analysieren. Die Rb/Sr- und K/Ar-Analysen sind in den Tab. 3 und 4 aufgeführt.

Die Hellglimmeralter sind mit dem jeweiligen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Verhältnis des Gesamtgesteins korrigiert. Zum Vergleich wurden die Hellglimmeralter auch mit dem heutigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.71014 berechnet.

Trends. Diese Variationen werden von zwei Parametern kontrolliert: So spielt die ursprüngliche Korngrösse im Gestein vor der Verjüngung eine entscheidende Rolle und das Ausmass der Durchbewegung.

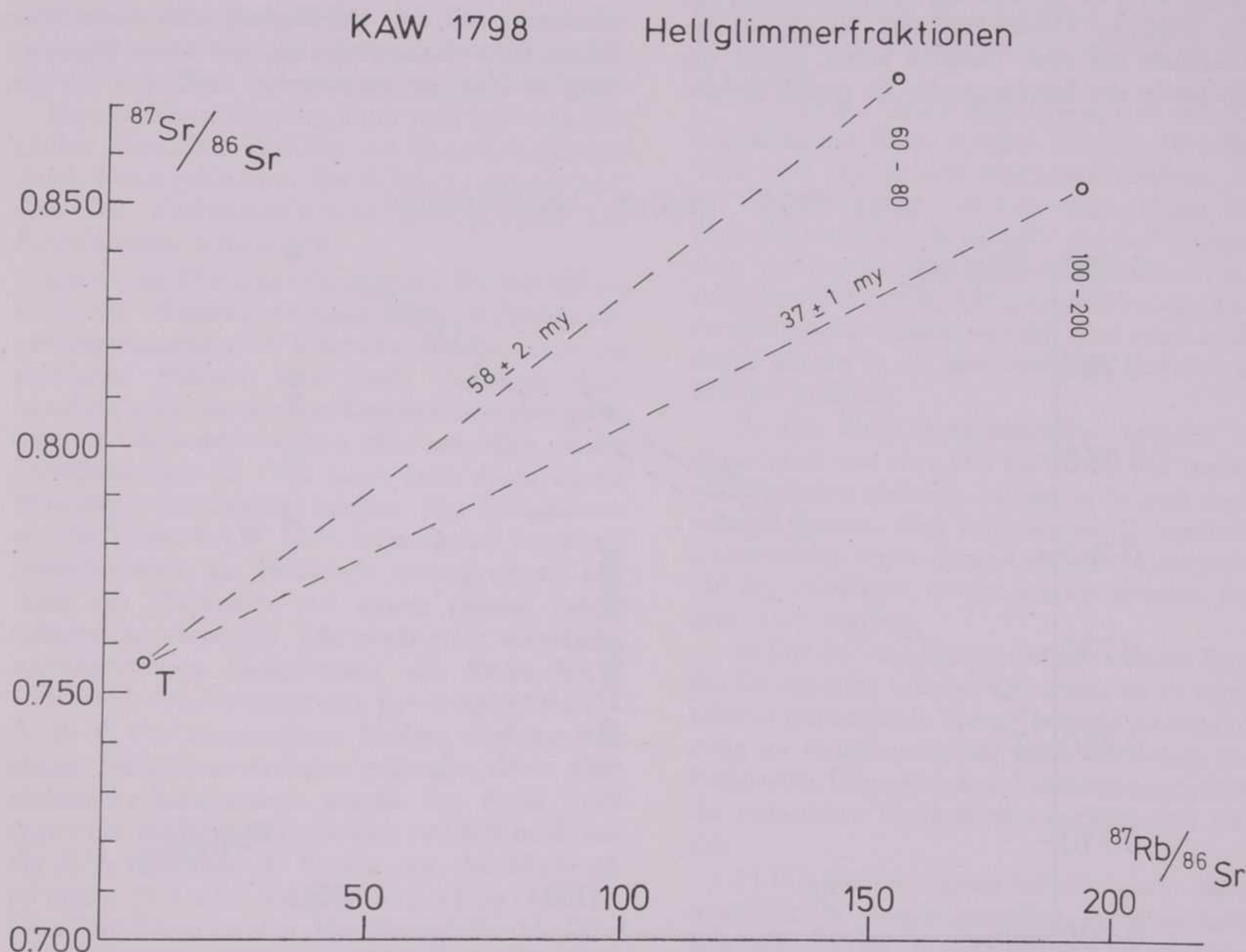


Abb. 8 - Wie dieses Beispiel zeigt, ist der Altersfächer in den Korngrößen in den einzelnen Proben unterschiedlich. Für die Verjüngung sind die primäre Korngrösse und das Ausmass der Durchbewegung in niedrigtemperierten polymetamorphen Gebieten verantwortlich.

Im folgenden Abschnitt werde ich das Wort « Alter » gebrauchen. Dies steht jedoch nur als ein Mass für die Verjüngung der Minerale zwischen variszisch und alpidisch und bedeutet *kein* geologisches Ereignis. Zunächst stellen wir fest, das Alter wird mit kleiner werdender Korngrösse jünger. Das Mass der Verjüngung ist von Probe zu Probe verschieden. So hat die Korngrösse 100 - 200 mesh in der Probe KAW 1556 ein Alter von 117 my, in der Probe KAW 1557 und KAW 1554 83 bzw. 81 my, in Probe KAW 1797 62 my und in KAW 1798 53 my. Ebenso unterschiedlich ist der Altersfächer innerhalb einer Probe, z.B. variiert er in KAW 1556 von 208 my bis 117 my (Abb. 7), in KAW 1798 von 78 bis 53 my bzw. 58 - 37 my. Die K/Ar-Alter zeigen bei gesamthaft kleineren Alterswerten die gleichen

1) Immer wieder wurde festgestellt, dass grosse Hellglimmer spätere sie verjüngende Ereignisse besser überleben als kleinere Körner. Beispiele dafür sind die Hellglimmer aus dem Pegmatit von I Mondei (FERRARA *et al.*, 1962) oder Hellglimmer aus Pegmatiten der Kor- und Saualpe (MORAUF, 1979). Es können also auch Hellglimmer aus Augengneisen jüngere Überprägungen überleben.

2) Der Einfluss der Durchbewegung lässt sich an unseren Proben abschätzen. KAW 1556 ist eine Probe aus einem wenig beanspruchten Bereich des Augengneis - Körpers, während KAW 1798 einen typischen s-Tektonit darstellt. Im ersten Fall wird die Korngrösse 100-200 auf 100 my herabgesetzt, im letzteren auf 37 my.

Diskussion der Hellglimmeralter

Die Anordnung der Analysendaten im Nicolay-
sen-Diagramm ist auffällig und bedarf einer Er-
läuterung. Wenn wir uns modellhaft ein Korn
vorstellen, das vom Kern zum Rand kontinuierlich
jünger wird, so müssten alle Kornfraktionen, die
wir durch das Mahlen erreichen, im Nicolaysen-
Diagramm auf einer Geraden liegen, wobei die
Endglieder der Mischungsreihe die jeweils grösste

(1976), um Beispiele zu nennen, unter diesem
Aspekt hin überprüft. Bei der Verjüngung der
präkambrischen Biotite durch die tertiäre Eldo-
ra-Stock-Intrusion (HART, 1964), zeigt sich eben-
falls, dass die Rb-Gehalte annähernd konstant blei-
ben und der Sr(com)-Gehalt ansteigt und $^{87}\text{Sr}(\text{rad})$
abnimmt. Bei der Verjüngung der variszischen
Monte-Rosa-Muskovite, die mit einer Umwand-
lung in Phengite einhergeht, stelle ich aus den

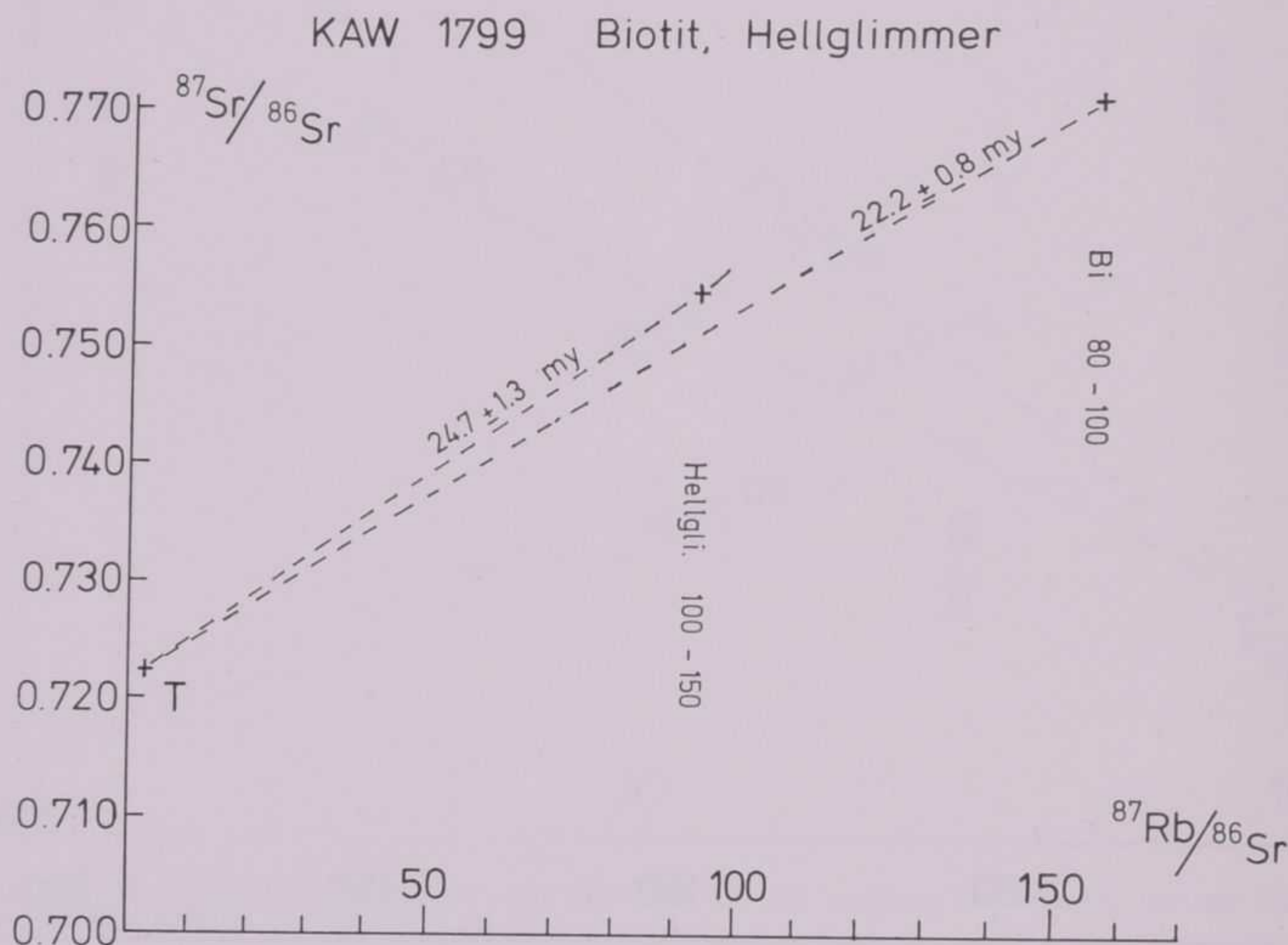


ABB. 9 - Die Rb/Sr-Alter von Biotit und Hellglimmer werden nahezu konkordant, je intensiver die Durchbewegung und infolgedessen die Rekristallisation fortgeschritten ist.

und kleinste Kornfraktion im Gestein wäre. Wir
stellen jedoch fest, dass die Analysendaten auf
keiner Geraden liegen. Somit kann kein einfaches
Diffusionsmodell die Ursache für die Verjüngung
darstellen, d.h. also die Randregion eines Korns
verarmt nicht nur an radiogenem Sr durch Diffu-
sion.

Diese einfache Vorstellung muss etwas genauer
betrachtet werden. In den Dünnschliffaufnahmen
erkennen wir die Kornverkleinerung bis in den
Mikron-Bereich. Aus Tab. 3 sehen wir, dass in der
Probe KAW 1556 der ^{87}Rb -Gehalt um etwa 4%
abnimmt. Der Sr(com)-Gehalt nimmt um 20% zu,
während der $^{87}\text{Sr}(\text{rad})$ um 45% abnimmt. Ähn-
liche Werte gelten für Probe KAW 1797. Dieses
Verhalten der Isotope zeigt sich auch, wenn man
die Daten von HART (1964) oder FREY *et al.*

Analysendaten, wenn auch nicht so ausgeprägt,
die gleichen Trends fest.

Ein Modell zum Mechanismus der Verjüngung
der Hellglimmer bei Temperaturen *unter* der
Schliessungstemperatur von 500°C muss nun ent-
wickelt werden.

Die Hellglimmerstruktur besteht aus zwei SiO_4 -
Tetraederebenen, die eine Oktaederschicht ein-
schliessen. Verknüpft werden die Schichten durch
die Zwischenschichten. In den Zwischenschichten
ist das Kalium und damit auch das Rb beheimatet.
In den Oktaederschichten befinden sich in 8er
Koordination Al, Mg und Fe.

BELL und WILSON (1977) konnten Wachstums-
defekte durch Deformation in metamorph gebil-
deten Biotiten in den Oktaederschichten nachwei-

sen, während die Zwischenschichten davon verschont bleiben.

Da sich radiogenes Strontium gegenläufig zum Sr(com) verhält, kann man davon ausgehen, dass sie *keine* äquivalenten Gitterplätze einnehmen. Durch den Zerfall von ^{87}Rb nach ^{87}Sr wissen wir, dass ein zweiwertiges Sr-Ion den Platz eines ehemaligen einwertigen Rb-Ions eingenommen hat. Sicherlich bedingt das auch einen Gitterbaufehler.

Bei der Kornzerlegung kann man sich nun vorstellen, dass diese Defekte der Zwischenschichten durch Neuorganisation des Gitters beseitigt werden. Die Zwischenschichten reinigen sich von Fremdatomen bzw.-ionen.

Durch die Deformation werden ähnlich wie im Biotit die Oktaederschichten rotiert (Glimmerverringungsgesetz im Mikro-Bereich), so dass wir annehmen können, dass auch chemische Austauschprozesse stattfinden. Das bedeutet aber auch, dass die Oktaederschichten eher umstellen als die Zwischenschichten. Dies kann auch durch unsere Messungen unterstützt werden. Der Hellglimmer aus der Probe KAW 1794 ist aufgrund der Röntgenaufnahmen als Muskovit anzusprechen. Das Alter des Muskovits mit einem grossen Fehler behaftet ist variszisch. Die noch nicht vollständig zurückgestellten Hellglimmer der Probe KAW 1556 sind 2M_1 -Phengite mit $b_0 = 9.0360 \pm 0.0111$ Å. In all den untersuchten Proben wird nur eine einzige Hellglimmerfraktion gefunden, deren Alter vollständig herabgesetzt wurde. Für KAW 1799 ergibt die Hellglimmerfraktion 100-200 mesh mit der K/Ar-Methode 30.5 ± 1.2 my, das Rb/Sr-Alter ergibt 24.7 ± 1.3 my bzw. 33 ± 11 my (Abb. 9). Damit schliessen wir an die Phengitalter der Matrie Zone an, für deren deformative Überprägung wir ein konkordantes Rb/Sr-Alter und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von 33.6 ± 0.7 my angeben können (HAMMERSCHMIDT, in Vorb.).

Bezüglich der Verjüngung von Biotiten muss ähnliches gelten. So zeigen ARNOLD und JÄGER (1965) eine direkte Abhängigkeit der Sagenit- und Ilmenitgehalte der Biotite von der alpinen Verjüngung. Je jünger der Biotit, desto vollkommener ist die Entmischung.

Wir wollen diesen Befund aus kristallographischer Sicht deuten. Auch im Biotit sitzt Kalium und Rubidium auf Zwischenschichtplätzen. Die Zerfallsprodukte (Ar und Sr) bewirken Gitterbaufehler. Titan aber ist in den Oktaederschichten des Biotitgitters beheimatet. Aus den allgemein als stabiler eingeschätzten Oktaederschichten wird bei Wärmezufuhr Titan freigesetzt, ohne dass dabei auch die Zwischenschichten neuorganisiert werden, d.h. ihre Zerfallsprodukte verlieren und das Mineralalter vollkommen zurückgestellt wird.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

1) Der Augengneis vom Typ Campo Tures wurde mit 445 ± 24 my und einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0.7078 ± 0.0013 bestimmt. Das Alter wird als Intrusionsalter gedeutet, wobei eine unmittelbar folgende Metamorphose aufgrund der U/Pb-Alter an Zirkonen nicht ausgeschlossen werden kann.

2) Für die Ortho- und Augengneise des Altkristallins im Raum nördlich Bruneck (Brunico) wird eine gemeinsame Magmenentwicklung, die bei 570 my beginnen könnte, vorgeschlagen. Die Magmen trennen sich um 500 my und gelangen über verschiedene Intrusionsmechanismen in verschiedene Stockwerke. Unterschiedlich starke Kontamination mit Krustenmaterial wird möglich, dadurch kommt es zur geochemischen Variation im Rb/Sr-Verhältnis.

3) Die Rb/Sr-Hellglimmeralter variieren im Augengneis von etwa 200 bis 25 my und werden als Mischalter gedeutet. Mischalter können daran erkannt werden, dass *verschiedene* Korngrössenfraktionen an *einem* Mineral aus *einer* Grossprobe (30 kg) mit kleiner werdendem Durchmesser jüngere Alter ergeben.

4) Für die Verjüngung wird als treibende Kraft die Deformation erkannt. Die durch sie im Mineralkorn freiwerdende Energie bewirkt die Neuordnung im Hellglimmergitter unter Ausheilung von Fehlstellen. Unter günstigen Voraussetzungen kann die radioaktive Uhr komplett zurückgestellt werden.

5) Für die Verjüngung bei retrograder Metamorphose in polymetamorphen Gebieten kann folgendes Modell für Hellglimmer vorgeschlagen werden. Sr(rad) und Sr(com) sitzen im Hellglimmergitter an verschiedenen Gitterplätzen. Durch die Deformationsenergie migriert das Sr(rad), das an einer Fehlstelle sitzt, aus den Zwischenschichten. In den Oktaederschichten, die augenscheinlich empfindlich auf Deformation reagieren, wird Sr(com) eingebaut. Bevor das Alter komplett neu eingestellt wird, kann die Umwandlung von Muskovit in Phengit bereits vollzogen sein.

6) Die Konkordanz von K/Ar- und Rb/Sr-Altern an Biotiten zeigt die Abkühlung unter $300^\circ\text{C} \pm 50$ bei 22 bis 26 my an. Die Biotite haben zum Zeitpunkt ihres Schliessens das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des Gesamtgesteins als ihr initiales Sr-Verhältnis eingebaut. Die Alterskorrektur der Biotite mit dem Gesamtgestein ist korrekt.

7) Metamorphe « Ereignisse », die vor dem Zeitpunkt der Abkühlung der Biotite unter 300°C gelegen haben [120 my-Phase, SATIR (1975), oder 60-80 my-Phase nach OXBURGH, HAWKESWORTH, SATIR, um einige zu nennen], waren nicht

so stark, dass die Hellglimmer komplett verjüngt worden wären. Wir wollen jedoch schwache Einflüsse dieser « Phasen » nicht ausschliessen.

VERDANKUNGEN

Für die finanzielle Unterstützung danke ich dem Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD), sowie dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. Für die Drucklegung der Farbkarte stellte die Provincia Autonoma di Bolzano - Bozen einen namhaften Betrag zur Verfügung. Dafür danke ich herzlich. Frau Prof. E. JÄGER danke ich für die stete Unterstützung meiner Untersuchungen. Für zahlreiche Diskussionen und Hilfe bei der Probennahme und Aufbereitung im Labor danke ich meinen Kollegen und den Mitarbeitern der Abteilung für Isotopengeologie der Universität Bern.

LITERATURVERZEICHNIS

- ARNOLD A., JÄGER E., 1965 - Rb-Sr Alterbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. *Eclogae geol. Helv.*, v. 58, pp. 369-389, Basel.
- BAGGIO P., DALLAPORTA A., ZIRPOLI G., 1971 - Il complesso austroalpino di Cima Dura nella zona di Monte Spico (Alto Adige orientale). *Studi Trent. Sc. Nat.*, v. 49, pp. 3-31, Trento.
- BIANCHI A., 1934 - Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, v. 10, 243 p.
- BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1939 - La monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige Orientale e Regioni limitrofe - Relazione dei risultati e aggiornamento critico dei problemi. *Periodico di Mineralogia*, a. X, n. 2, pp. 119-189, Roma.
- BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. e MERLA G., 1930 - Foglio Monguelfo 4b (ora Dobbiaco - già VII). Carta geologica delle Tre Venezie alla scala di 1:100.000, Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque, Venezia.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., ZIRPOLI G., 1973 - Metamorphic evolution of the Austroalpine rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 12, pp. 549-571, Pisa.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., ZANFERRARI A., ZIRPOLI G., 1978 - New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austroalpine continental margin South of the Tauern Window (Eastern Alps). *Mem. Sci. Geol.*, v. 32, 17 p., Padova.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D. and ZIRPOLI G., 1980 - On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austroalps, Eastern Alps). *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1980, H. 11, pp. 501-514, Stuttgart.
- BRACK W., 1977 - Geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Altkristallins in der Schobergruppe, Oesterreich. *Dissertationen - und Fotodruck-Frank oHG*, 98 p., München.
- BRUNNER R., 1973 - Ein neues Massenspektrometer in der Schweiz. *Der Elektroniker*, v., 1973, p. 24.
- CIPRIANI C., SASSI F.P., SCOLARI A., 1971 - Metamorphic white mica: Definition of paragenetic fields. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, v. 51, pp. 259-304, Zürich.
- CLIFF R. A., 1978 - Zircon U/Pb Isotopic Evidence for early palaeozoic tectonic activity in the australpine nappes, the Eastern Alps. *Geological Survey Open-File Report 78-701*, Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology.
- CONTINI R. e SASSI F.P., 1980 - Su alcuni effetti metamorfici alpini nel basamento austroalpino in Pusteria (Alpi Orientali). *Mem. Sc. Geol.*, v. 34, pp. 187-194, Padova.
- DAL PIAZ Gb., 1934 - Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, v. 10, 242 p., Padova.
- FERRARA G., HIRT E., JÄGER E., NIGGLI E., 1962 - Rb-Sr and U-Pb age Determinations on the Pegmatite of I Mondei. *Ecl. geol. Helv.*, v. 52, 2, pp. 443-450, Basel.
- FAURE G., 1977 - Principles of isotope Geology, 454 p., Wiley and Sons, New York.
- FREY M., HUNZIKER J. C., O'NEIL I. R., SCHWANDER H. W., 1976 - Equilibrium - Disequilibrium Relations in the Monte Rosa Granite, Western Alps: Petrological, Rb-Sr and Stable Isotope Data. *Contr. Mineral. Petrol.*, v. 55, pp. 147-179, Heidelberg.
- HARRE W., KREUZER H., LENZ H., MÜLLER P., WENDT I. und SCHMIDT K., 1968 - Rb/Sr- und K/Ar- Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). *Geol. Jahrb.*, v. 86, pp. 797-826, Hannover.
- HART S. R., 1964 - The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front range, Colorado. *J. Geol.*, v. 72, pp. 493-525, Chicago.
- HUNZIKER J. C., 1974 - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, v. 31, 55 p., Padova.
- JÄGER E., 1979 - in: JÄGER E. und HUNZIKER J. C. ed. 1979 - Lectures in isotopic geology, Heidelberg.
- MODJTAHEDI M. und WIESENEDER H., 1974 - Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weisschiefer) in den Ostalpen. *Archiv f. Lagerst. in den Ostalpen*, Sonderb. 2, pp. 189-213, Leoben.
- MORAUF W., 1979 - Isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen der Koralpe und Saualpe, SE-Oesterreich. *Unver. Dissertation*, 3 Teile, Bern.
- OXBURGH E. R., LAMBERT R. ST. J., BAADSGAARD H., SIMONS J. G., 1966 - Potassium argon studies across the south east margin of the Tauern Window, the Eastern Alps. *Verh. Geol. B.-A.*, 1966, pp. 17-33, Wien.
- PURDY J., 1972 - The Varian Mat GD 150 for Argon Analyses in connections with K-Ar dating. *Ecl. geol. Helv.*, v. 65, pp. 317-320, Basel.
- PURDY J. und JÄGER E., 1976 - K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, v. 30, 32 p., Padova.
- RADOSLOVICH E. W., 1960 - The structure of muscovite $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$. *Acta Crystallogr.*, v. 13, pp. 919-932.
- RAITH M., 1976 - The Al-Fe(III) Epidot Miscibility gap in a metamorphic profil through the penninic Series of the Tauern Window, Austria. *Contr. Min. Petr.*, v. 57, pp. 99-117, Heidelberg.
- SANDER B., 1921 - Zur Geologie der Zentralalpen. *Jb. Geol. Reichsanstalt*, v. 71, pp. 173-224, Wien.
- SANDER B., 1925 - Aufnahmebericht über Blatt Matrei. *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 12 p., Wien.
- SANDER B., 1930 - Gefügekunde der Gesteine. Springer Verlag, 352 p., Wien.
- SATIR M., 1975 - Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, v. 30, 82 p., Padova.
- SCHMIDT K., JÄGER E., GRÜNENFELDER M., GRÖGLER N., 1967 - Rb-Sr und U-Pb Altersbestimmungen an Proben des Ötztal - Kristallins und des Schneeberger Zuges. *Ecl. geol. Helv.*, v. 60, pp. 529-536, Basel.
- SCOLARI A. e ZIRPOLI G., 1972 - Filoni tardoalpini metamorfici negli scisti austroalpini e penninici della Val di Valles (Alto Adige). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, v. 29, 33 p., Padova.
- SENARCLENS-GRANCY W., 1934-1969 - Aufnahmeberichte der Geol. Bundesanst. Wien, Wien.
- STEIGER R. H. und JÄGER E., 1977 - Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 36, pp. 356-362, Amsterdam.
- STÖCKHERT B., 1979 - Petrographisch - gefügekundliche Untersuchungen im Altkristallin NW Bruneck, Südtirol. *Unveröff. dipl. Arbeit*, Erlangen.

TAFEL I

ERKLÄRUNG DER TAFEL I

FIG. 1 - Biotit wächst in der Verlängerung der c-Achse der Hornblende. Das Rb/Sr-Alter dieses Glimmers beträgt 24.3 ± 0.8 my; Schliff KAW 1794.

FIG. 2 - Intrusivkontakt zwischen Augengneis und Paragneis; die Strukturen im Paragneis werden vom Augengneis diskordant geschnitten, z.T. unter Auflösung in nebulitische Strukturen. Der Augengneis ist als Intrusion zu deuten.

FIG. 3 - Der Intrusivkontakt des Augengneises mit dem Nebengestein im Dünnschliff; der Augengneis ist grobkörnig und wird durch einen Granat/Hornblende-Saum von dem feinkörnigen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis abgetrennt. Dieser Granat-Hornblende-Saum kann als eine ehemalige Kontaktzone gedeutet werden.

FIG. 4 - Mehrfach zonierter Plagioklas in einem alpidischen Gang. Die z.T. rekristallisierte Grundmasse deutet auf eine nachträgliche intensive Deformation hin.

K. Hammerschmidt - *Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneiss vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol.*
Ricerche geologico-isotopiche sullo Gneiss occhiadino del tipo Campo Tures presso Riva di Tures in Alto Adige.

TAFEL I



FIG. 1

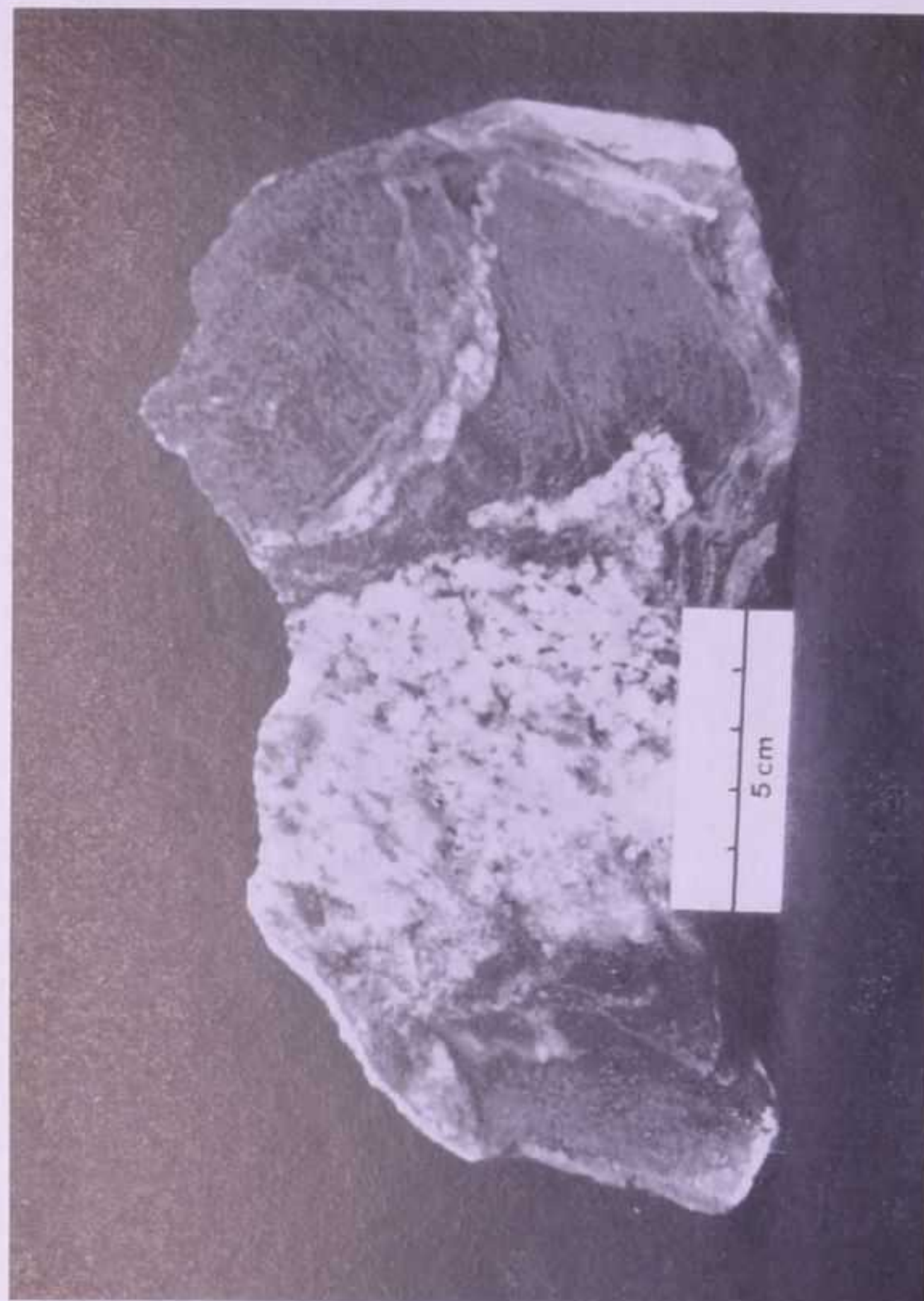


FIG. 2



FIG. 3

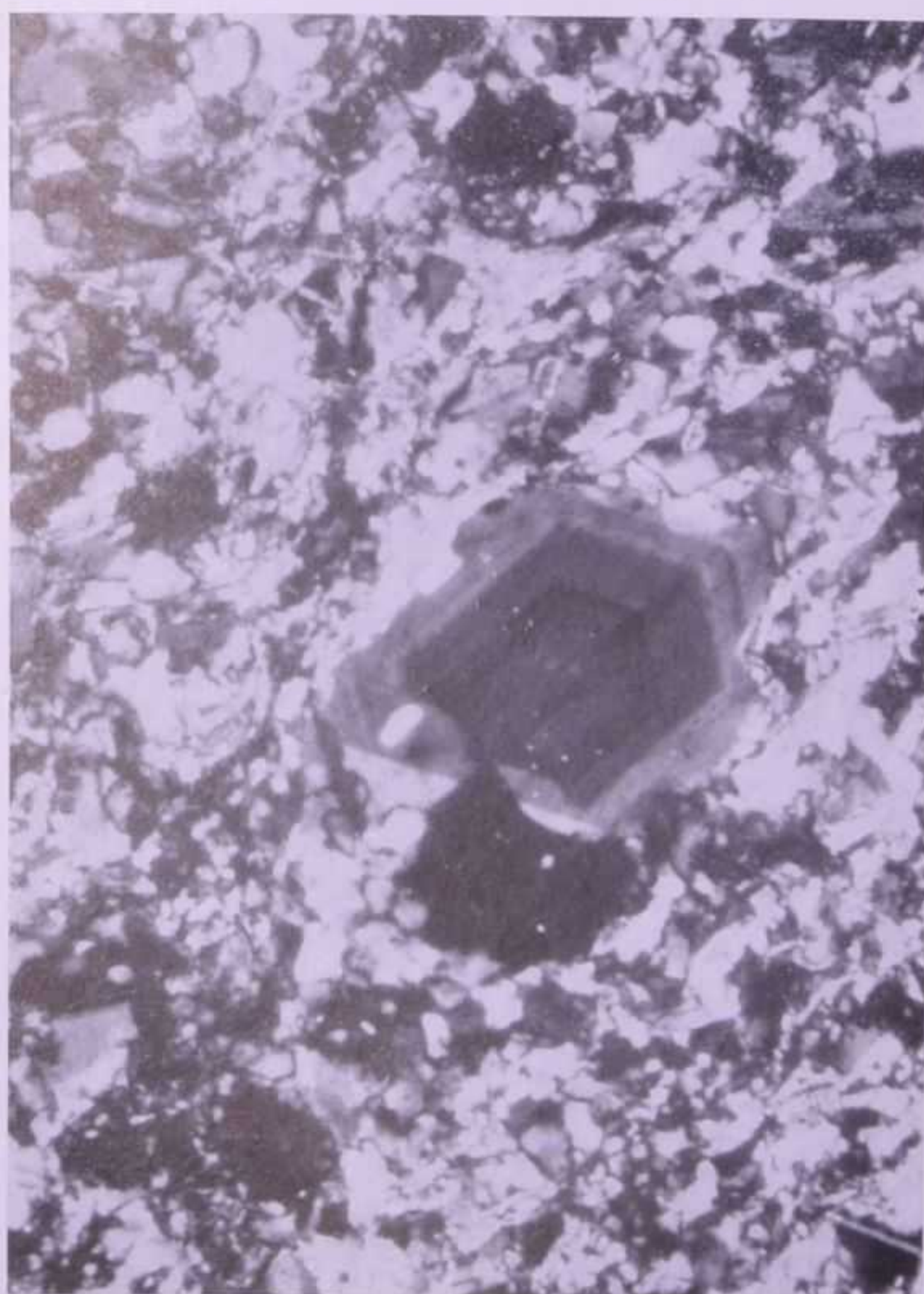


FIG. 4



T A F E L I I

ERKLÄRUNG DER TAFEL II

FIG. 1 - Die Abschiebung im Paragneis im Val Sorgiva (Ursprungtal) auf dem Weg zur Ursprungalm. In der Bildebene liegen die Ost-West streichenden s-Flächen des Altkristallins. Senkrecht dazu brechen infolge der Abschiebung die latent vorhandenen Klüfte auf und werden sinistral verschleppt, die auf den s-Flächen liegenden Lineationen machen z.T. die Rotation mit.

FIG. 2 - Grosse Hellglimmerscheiter im Augengneis, daneben durch die intensive Durchbewegung bedingt kleine Hellglimmerschüppchen parallel den s-Flächen. Die grossen Hellglimmer geben Mischalter bis zu 200 my, die serizitischen Hellglimmerschüppchen ergeben 30 my.

FIG. 3 - Zerlegung eines Plagioklaskornes mit gekinkten polysynthetischen Zwillingen, daneben einspringende neue Korngrenzen, intragranular wird das Korn in Subdomänen aufgegliedert.

FIG. 4 - Neusproung von Albit nach der Wegsamkeit des Hellglimmergefüges im Glimmerschiefer. Die Sproung von Albit wird als alpidisch betrachtet.

K. Hammerschmidt - *Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneiss vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol.*
Ricerche geologico-isotopiche sullo Gneiss occhiadino del tipo Campo Tures presso Riva di Tures in Alto Adige.

TAFEL II



FIG. 1

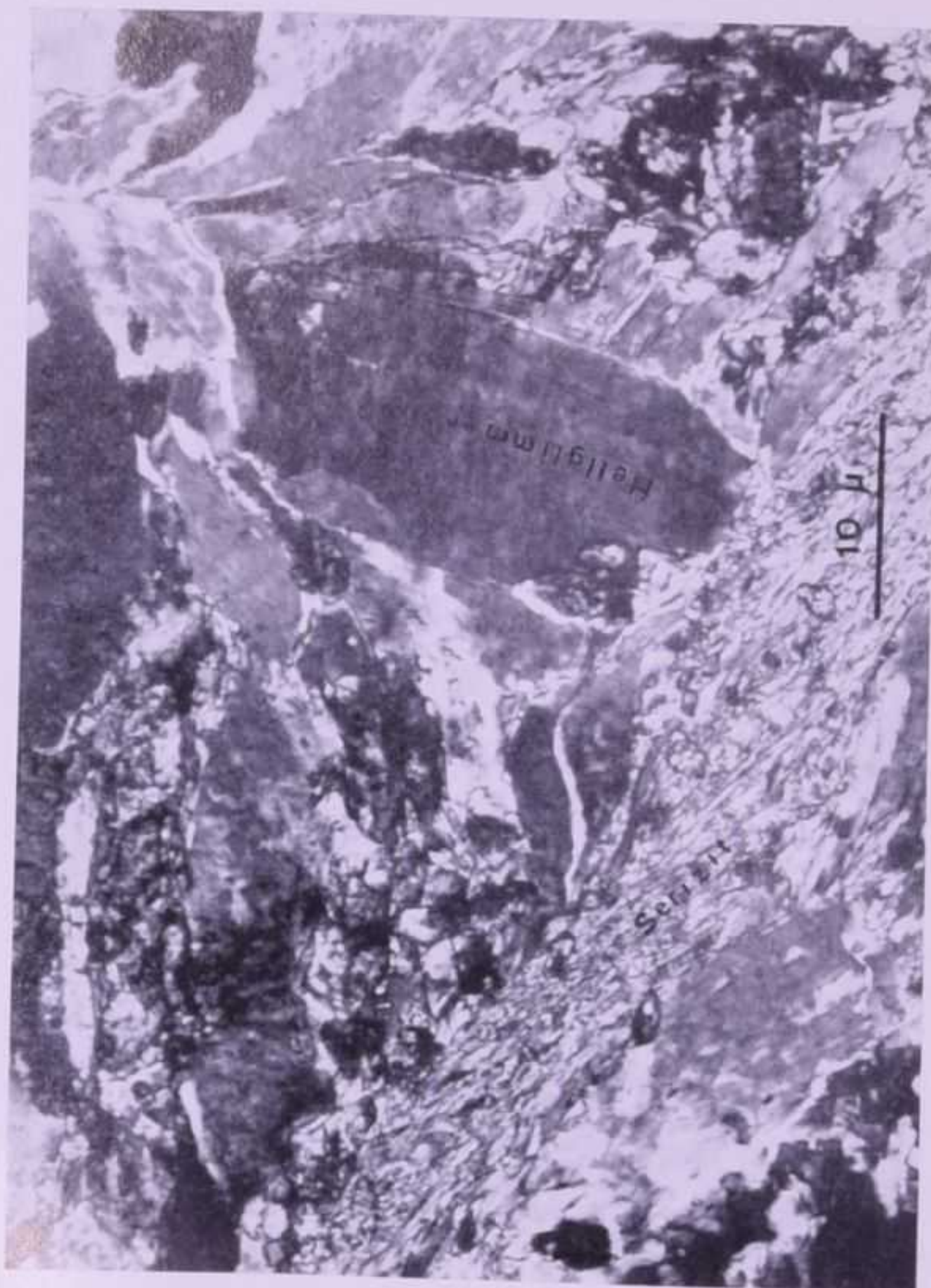


FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4