

ARBEITEN IM OSTALPIN W DES TAUERNFENSTERS

M.THÖNI, Wien

Die Untersuchungen der Jahre 1979/80 hatten sich vor allem mit der alpidischen Metamorphose (Überprägung) in der Scarl-Einheit und in der südwestlichen Ötz-Einheit befaßt. Im Berichtsjahr wurden nun auch das Kristallin der Phyllitgneiszone im Arlberggebiet, das Silvretta-Kristallin und vor allem das Campo-Languard-Kristallin und die östliche Tonalezone in diese Betrachtungen einbezogen, um einen Gesamtüberblick über die alpinmetamorphe Beeinflussung im Ostalpin W der Hohen Tauern zu bekommen. Neben den Dünnschliffuntersuchungen wurden vor allem Glimmer mit der K/Ar- und mit der Rb/Sr-Methode untersucht. Einen Überblick über die bisherigen Daten gibt Figur 1.

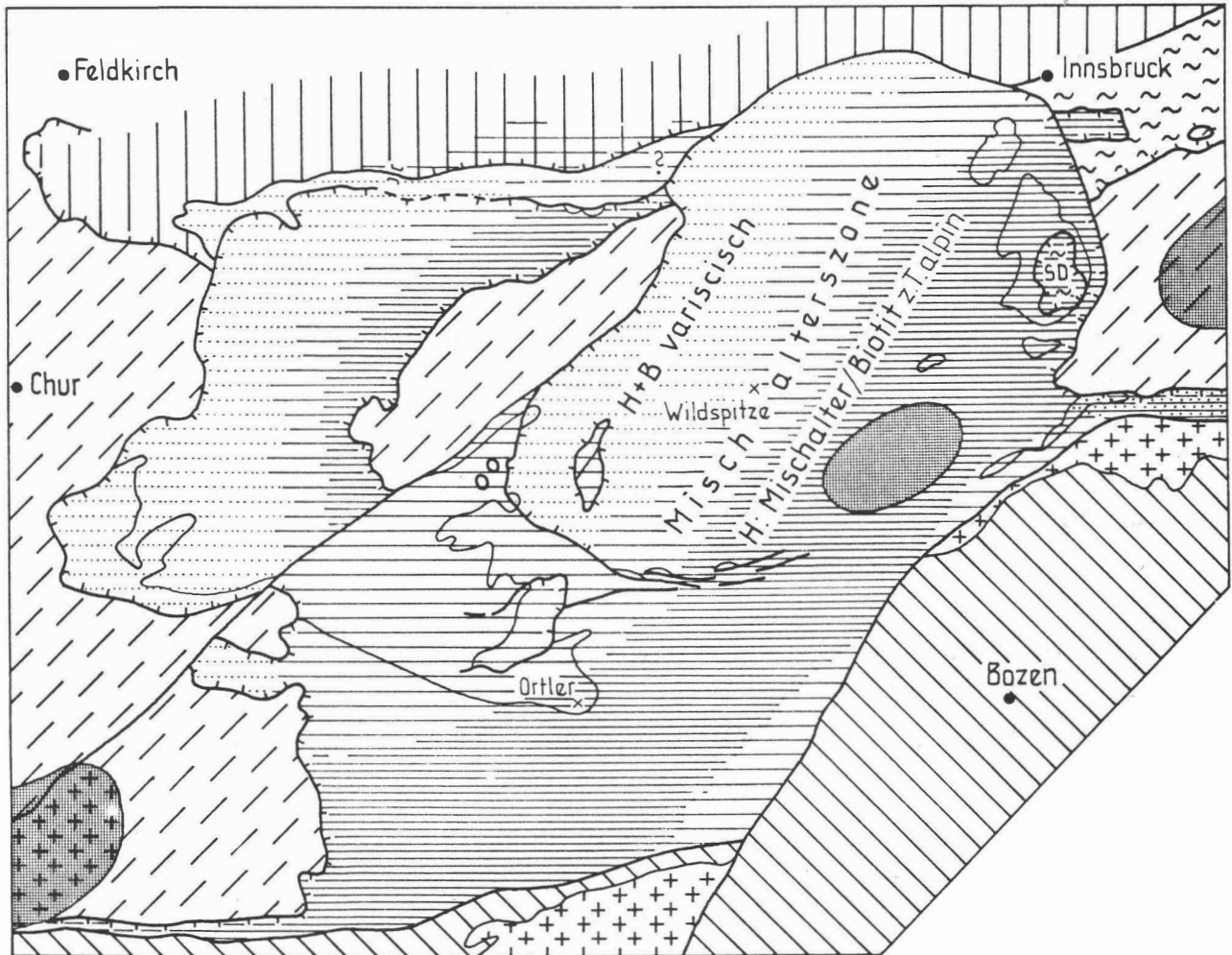
Die "phyllitischen" Glimmerschiefer bis Paragneise der Phyllitgneiszone aus dem Arlberggebiet (das Material wurde größtenteils von J.KAISER und F.KUNZ während der Erbauung des Arlbergstraßentunnels aufgesammelt) zeigen im allgemeinen noch gut erhaltene voralpine Paragenesen. Postkristalline Deformation im Korngefüge ist vorhanden. Diaphthoreseerscheinungen bleiben offenbar auf lokale Zonen beschränkt und fallen vor allem im Ostabschnitt des Tunnels auf.




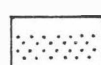

Die K/Ar-Alter der Glimmer aus dem Arlbergtunnel fallen in ein sehr enges Zeitintervall von 301-308 Mio. J. (3 Biotite, 4 Hellglimmer). Fassen wir alle bisherigen K/Ar- und Rb/Sr-Analysen an Biotit und Hellglimmer aus der Phyllitgneiszone zwischen St. Anton/Arlberg und dem Montafon (Rellstal) zusammen, so schwanken die errechneten Modellalter zwischen 280 und 320 Mio. J. (11 Analysen). Die Daten werden als variszische Abkühlalter aufgefaßt.

Fig.1:

SCHEMATISCHE DARSTELLUNG DER ALPINEN METAMORPHOSE —
ZONIERUNG IM OSTALPIN W DER HOHEN TAUERN

• M. THÖNI • 81



- | | | | |
|---|--|---|---|
|  | Alpine Anchizone bis schwächste Grünschiefer-Fazies (± Stilpnomelan) Glimmer in Kristallingesteinen variscisch |  | Alpine Amphibolit-Fazies (Staurolithzone) Alle Glimmer ± alpin |
|  | Schwächste Grünschiefer-Fazies (Stilpnomelanzone) Glimmer in Kristallingesteinen z.T. leicht verjüngt |  | Jungalpine Überprägung im Bereich Mauts - Pustertal (sonst nicht ausgeschieden) |
|  | Schwache bis höhere Grünschiefer-Fazies ('Chloritoidzone'). Mischalter bei Glimmern. Biotit zum Teil alpin | | |

H.MOSTLER (1972: 172) beschrieb diaphthoritische Phyllitgneisgerölle aus den Permokarbon-Konglomeraten des Montafon und leitete aus diesen Beobachtungen eine voralpidische (? spätvariszische) Diaphthorese in der Phyllitgneiszone ab. Unsere geochronologischen Untersuchungen stehen nun nicht im Widerspruch zu dieser Auffassung. Allerdings fallen die Glimmeralter ins gleiche Zeitintervall wie die anderer vergleichbarer Kristallingebiete des Ostalpins (Silvretta, westliche Ötztal, Languard), die keine oder nur eine sehr schwache alpidische Überprägung aufweisen.

Silvrettakristallin. Für die südliche Silvretta hatte GRAUERT (1966, 1969) das Ausklingen der herzynischen Metamorphose mit Rb/Sr-Glimmerabkühlaltern um 300 Mio. J. belegt. Mit Annäherung an das Engadiner Fenster bzw. an das Engadiner Lineament zeigten die Biotite jedoch deutlich jüngere Modellalter (Mischalter; bis 124 Mio. J. im Raum Zernez). Diese Biotitverjüngung schrieb GRAUERT (1969: 4) derselben frühalpiner Metamorphose zu, die in den südlichen Ötztaler Alpen kurz zuvor von mehreren Autorengruppen erstmals nachgewiesen worden war (MILLER et al., 1967, SCHMIDT et al. 1967, HARRE et al. 1968). In der nördlichen Silvretta nun finden wir ein durchaus ähnliches Bild. Querend die zentrale Silvretta von Partenen im Montafon her kommend über die Bieler Höhe (Silvrettahochalpenstraße) ins hintere Patznauntal, so finden wir vorerst mit der K/Ar-Methode an Hellglimmern noch variszische Alter (315 Mio. J.), E der Bieler Höhe spätherzynische Alter (240 Mio. J.) und schließlich in der basalen Silvretta E Mathon stark verjüngte Mischalter (178 Mio. J.). Ähnliches gilt für Biotit. Alle datierten Glimmer entstammen grobkörnigen, deformationsresistenten Granitgneisen bzw. Pegmatiten. L.KRECY (1981, unpubl. Diss. Univ. Wien) hat in der nordöstlichen Silvretta mit der K/Ar-Methode an Biotit und Hellglimmer ebenfalls nur Mischalter zwischen 140 - 240 Mio. J. gefunden (siehe nächster Abschnitt). Damit begleitet eine "Mischalterszone" von Zernez im SW das Penninikum des Unterengadiner Fensters an seinem NW-Rahmen bis nach

Landeck im NE. Diese Verjüngung der Glimmeralter in der basalen Silvretta ist eine Folge der alpidischen Metamorphose, jedoch ist vorerst von den Modellaltern her nicht zu entscheiden, wann in alpidischer Zeit diese Verjüngung stattgefunden hat. Vom regionalen Verteilungsbild dieser alpidischen Metamorphosezonierung wäre man vielleicht eher geneigt, diese Überprägung in der basalen Silvretta als einen Effekt der Aufwärmung während der jungalpinen tertiären Metamorphose des Unterengadiner Fensters aufzufassen und nicht als eine transportierte Metamorphose. Die Metamorphosebedingungen im Engadiner Fenster waren jedoch nach LEIMSER & PURTSCHELLER (1980: 136) mit 350°C bei 4 - 5 kbar wohl zu niedrig, um das K/Ar-System vor allem in den grobschuppigen Hellglimmern so deutlich zu beeinflussen. Es ist daher wahrscheinlich, daß die alpidische Überprägung im basalen Silvrettakristallin ein Produkt der frühalpidischen Metamorphose darstellt (vgl.

Um den eventuellen Einfluß der tertiären Metamorphose im Penninikum auf das postkretazisch aufgeschobene Altkristallin zu prüfen, können vielleicht Glimmeranalysen aus dem westlichsten, das Engadiner Fenster unmittelbar überlagernden Ötztalkristallin (zwischen Nauders und Prutz) weiterhelfen. Dieses Kristallin scheint nach den bisherigen Untersuchungen in seinem Westabschnitt von der frühalpidischen Metamorphose nicht beeinflusst worden zu sein.

Die Entstehung der Pseudotachylite im basalen Silvrettakristallin (weit verbreitet in der oben beschriebenen Zone) wurde verschieden interpretiert (HAMMER 1930, MASCH 1974, TOLLMANN 1977 a). Die letzte eingehendere Bearbeitung durch MASCH (1974) hat ergeben, daß diese Pseudotachylite "nach der Deckengleitung" der Silvretta entstanden sind. Als geologische Ursache wird "die Aufwölbung der Schichten des (Engadiner) Fensters zu der Antiklinale" angegeben (l.c., p.507). Um etwas mehr über das absolute Alter (die Aufschmelzung) dieser Gesteine zu erfahren, wurden mehrere dieser Gangmylonite aus dem Gebiet Fimbartal/Idalpe mit der K/Ar-Methode untersucht. Es wurden jeweils 2 - 3 cm³ Gestein aus den zentralen

Bereichen solcher Gänge herausgeschnitten und kurz (20 sec.) mit der Scheibenschwingmühle gemahlen. Aus diesem Brechgut wurde die Siebfraktion 150 - 250 μ isoliert und als Gesamtgestein mit der K/Ar-Methode analysiert.

Die errechneten Modellalter liegen bei 4 Proben zwischen 52-59 Mio. J. (Fehler 2,5 Mio. J.), zwei Proben liegen bei 74 bzw. 77 Mio. J., während eine Probe ein Alter von 114 \pm 4 Mio. J. ergab. Vereinfacht betrachtet, sind unter der Voraussetzung, daß bei der Pseudotachylitbildung eine weitestgehende Entgasung des Gesteins stattfand, folgende Interpretationen möglich:

- 1) Die Modellalter sind wahre Alter. Die Pseudotachylitbildung ist mehrphasig und insgesamt frühalpidischen bis alttertiären Alters.
- 2) Die Pseudotachylite sind frühalpidischer Entstehung und sind durch die tertiäre Metamorphose im Fenster thermisch beeinflusst und dadurch teilweise verjüngt worden (Verlust von radiogenem ^{40}Ar).
- 3) Die Pseudotachylitentstehung ist tertiär und die höheren Alter werden durch ^{40}Ar -Überschuß erzeugt.

Nach unseren Erfahrungen und aufgrund der Gesamtsituation erscheint die Interpretation (3) am wenigsten zuzutreffen. Das erhöhte Alter der Probe T840 (114 Mio.J.) ist wohl auf mangelnde Entgasung zurückzuführen, da hier auch im Dünnschliff noch Biotitrelikte in der Matrix enthalten sind. Die Variation der Alterswerte der verbleibenden Proben scheint am besten mit Interpretation 2) erklärbar zu sein. Auch KRECZY (1981) konnte im Thialspitzgebiet zeigen, daß die jungalpine Metamorphose den feinkörnigen Anteil der Gesteine zu verjüngen imstande war.

Sucht man nach einer plausiblen geologischen Ursache für die Entstehung der Pseudotachylite, so kann man folgendes Bild heranziehen:

Im Zuge der kretazischen Abscherung des heutigen Silvrettakristallins von seinen ehemaligen tieferen Anteilen kam es in dem relativ hohen tektonischen Niveau zu

erheblichen lokalen Scherspannungen, die in der Folge zur Pseudotachylitentstehung durch lokale Aufschmelzung Anlaß gaben. Die heute erhaltenen Pseudotachylite müssen nach dieser Vorstellung nicht notwendigerweise während der ersten Ausbildung der Basalscherfläche entstanden sein, sondern korrelieren eventuell auch mit einer späteren Abscherung weiterer Kristallinkeile zu einer Zeit, als die Silvretta schon zum Teil durch Serien des Engadiner Fensters unterlagert war. Der Zeitraum 77 Mio. J. (T642) entspricht interessanterweise auch dem Zeitintervall, in dem die Plattengneistektonik im Osten der Ostalpen angenommen wird.

Ötztalkristallin. Im südwestlichen Ötztalkristallin hatten die Untersuchungen der vergangenen Jahre eine deutliche Metamorphosezonierung ergeben, die einer Zunahme der frühalpidischen Metamorphose von W nach E entspricht. Die Einteilung in a) eine variszische (alpidisch nicht beeinflusste) Zone, b) eine Mischalterszone (Überprägungszone) und c) eine alpidische Zone (alpidisch weitgehend rekristallisierte Mineralparagenesen und fast ausschließlich altalpidische Mineralalter) wird beibehalten und konnte vor allem durch Rb/Sr-Analysen an Glimmern weiter bestätigt werden. Folgende Punkte sollen hier noch besonders hervorgehoben werden.

In Zone a) ist die Diaphthorese auf lokale und leichte Serizitisierung bei Plagioklas beschränkt. Die postkristalline Durchbewegung ist jedoch sehr verschieden und erfaßt zonenweise sehr intensiv das gesamte Korngefüge (vor allem Glimmer, Quarz, Disthen).

Auch bei sehr starker Deformation im Kleinbereich hat der Biotit noch seine voralpidischen K/Ar- und Rb/Sr-Alter bewahrt (Probe T 598, siehe Fig. 2).

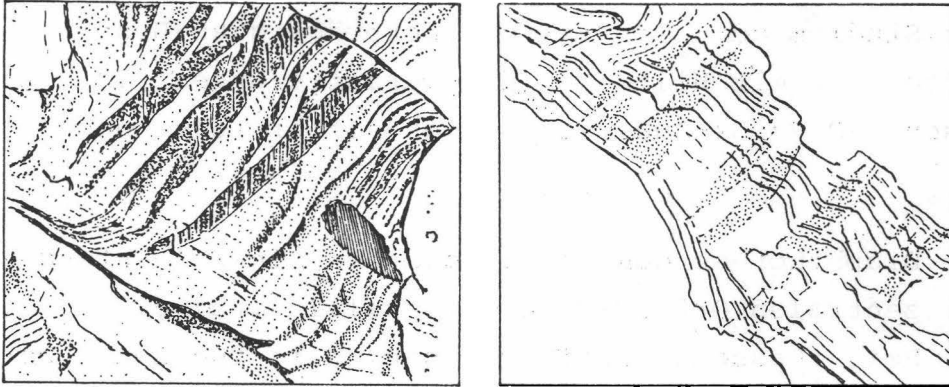


Fig. 2: Gekinkte Biotite aus Probe T 598/W Weißkugel
K/Ar: 286 ± 12; Rb/Sr: 319 ± 13 Mio. J. (nicht
einschlußfrei!)

Die sukzessive Verjüngung der Glimmeralter in der Mischalterszone b) ist gut mit beobachteten retrograden Mineralreaktionen (Dünnschliff) zu korrelieren (Biotit: Bleichung, Ausscheidung von Fe-Ti-Phasen vor allem an korninternen "Scherflächen" = kinks, zunehmende Chloritisierung; Staurolith: Umwandlung zu Serizit, Chlorit, Chloritoid, etc.). In dieser Zone sind nur die variszischen Rb/Sr-Alter in Hellglimmern unbeeinflusst geblieben. Sie fallen, ähnlich wie in den benachbarten Kristallgebieten, in den Zeitraum 300 - 340 Mio. J. Biotite, vor allem solche, die große ^{40}Ar -Überschussmengen führen, ergaben mit der Rb/Sr-Methode wesentlich stärker verjüngte und z.T. schon altalpidische Modellalter (80 - 130 Mio. J.).

Campo-Ortler-Komplex, Tonalezone und Languardkristallin. Der Campo-Ortler-Komplex besteht aus einem "mesozonalen" Kristallin, das über weite Flächen von mächtigen Phylliten (Typ Quarzphyllit) und im Norden von der mächtigen Ortlertrias überlagert wird (ANDREATTA 1951, 1953). Im S wird das hochmetamorphe, "katazonale" Tonalekristallin durch die steile Peio-Linie abgetrennt bzw. ist dem nördlich vorgelagerten Kristallin nord-

vergent aufgeschoben. Die Hauptmetamorphose in diesem gesamten Kristallin galt bisher als voralpin (variszisch, mit ? prävariszischen Relikten in der Tonalezone).

Das Studium der alpidischen Überprägung an Dünnschliffen und mit Hilfe von Glimmerdatierungen (37 K/Ar-Analysen, 10 Rb/Sr-Analysen) ergab bisher folgendes Bild:

Die Diaphthorese des voralpidischen Mineralbestandes ist im zentralen Ortler-Campo-Kristallin (Val di Rabbi, Val di Peio, Passo di Gavia und nach W fortsetzend über die obere Valtellina hinweg bis zum Unterostalpin) am stärksten und ist gut vergleichbar mit den Verhältnissen in der "Mischalterszone" (siehe oben) im Ötztaler Block. Die retrograde Umwandlung betrifft den gesamten Mineralbestand (Biotit, Hellglimmer, Granat, Disthen, Staurolith, Sillimanit, Plagioklas), wobei als Neubildungen vor allem Serizit/Phengit, Chlorit und Chloritoid zu beobachten sind.

Alle K/Ar-Analysen an Biotit und Hellglimmer und die Rb/Sr-Analysen an Biotit ergaben Mischalter zwischen variszisch und altalpin, wobei die jüngsten Werte auch hier wieder mit der Rb/Sr-Methode an Biotiten festgestellt wurden, die hohe Argonüberschußmengen führen (z.B. Biotit aus Probe T854, K/Ar: 589 Mio. J., Rb/Sr: 99 Mio.J.). Aus dem hinteren Martelltal sind von GRAUERT et al. 1974 altalpidische Rb/Sr-Alter an Biotit bekannt. Die Hellglimmer, mit der Rb/Sr-Methode untersucht, lieferten jedoch auch in diesem Kristallin (mit einer Ausnahme) nur variszische Alter von 310 - 325 Mio. J.

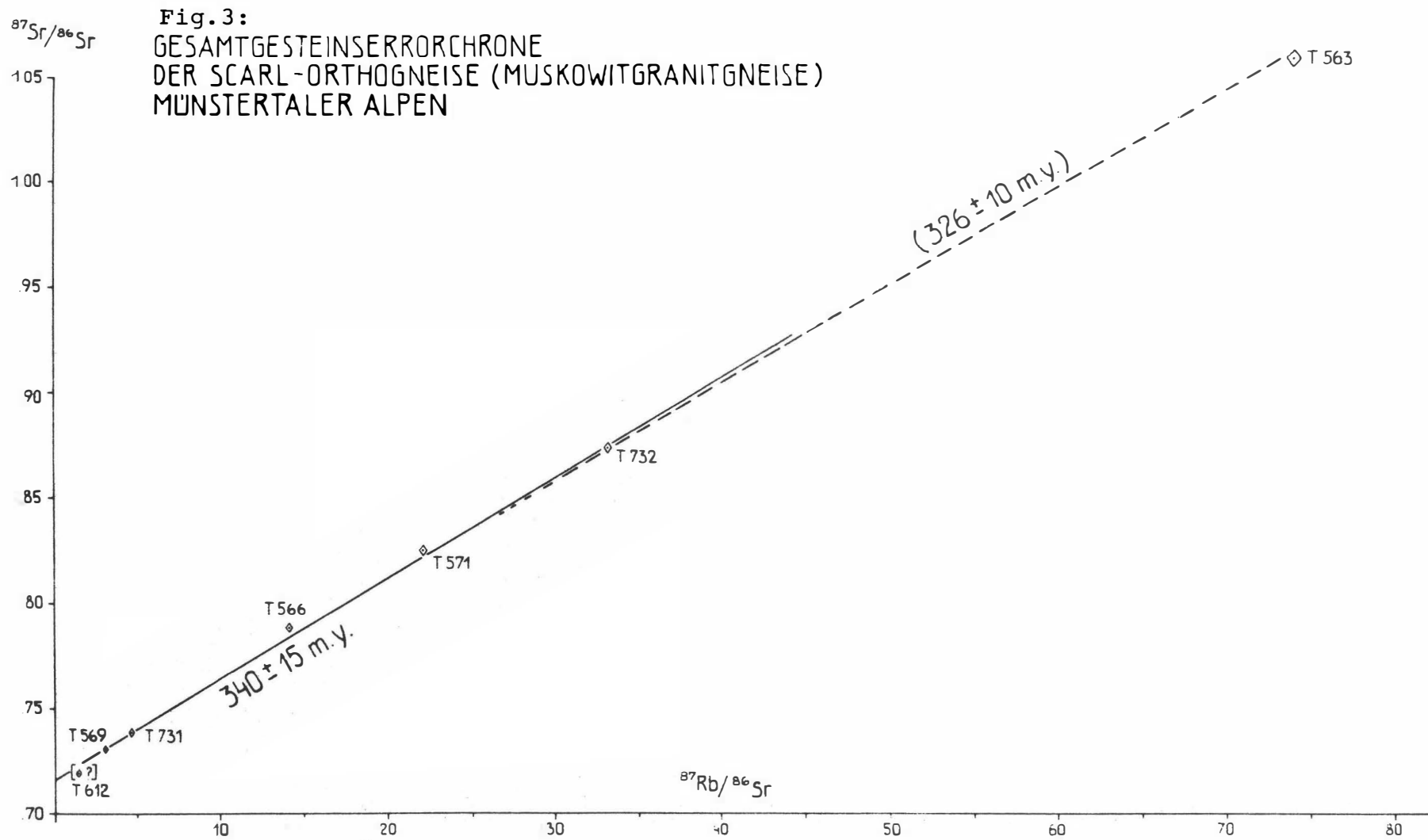
Im südlichen Ötztalkristallin wurden mit alpinem Staurolith (FRANK et al. 1979) im zentralen Schneeberger Zug die höchsten Metamorphosebedingungen erreicht. Betrachten wir das regionale Bild, so könnte man von einem Abtauchen dieser Schneeberger "Wärembeule" gegen SW sprechen. Auch im Südteil des Altkristallins südlich des Schneeberger Zuges (Merano- Mules-Komplex der italienischen Bearbeiter) ist die alpidische Beeinflussung ver-

mutlich nicht höher als in die schwächste Grünschieferfazies einzustufen. Eine Biotitanalyse aus einem Staurolith-Disthen-Glimmerschiefer vom Penserjoch ergab noch ein herzynisches Rb/Sr-Alter, das K/Ar-Alter derselben Probe liegt bei 250 Mio. J. Eine ähnlich schwache Beeinflussung zeigt die östliche Tonalezone S des Ultentales. Die K/Ar-Hellglimmeralter sind hier noch variszisch bzw. schwach verjüngt. In Granitgneisen wurde neugebildeter Stilpnomelan beobachtet.

Eine noch deutlichere Abnahme dieser alpidischen Überprägung ist im nordwestlichen Campo-Kristallin gegen das Languard-Kristallin hin zu beobachten. Biotite und Hellglimmer aus dem stark geschieferten Parakristallin bei Pontresina ergaben variszische Alter (Biotit, K/Ar 287/277 Mio. J., Biotit Rb/Sr 277 Mio. J., Hellglimmer K/Ar 308 Mio. J.). Auch hier wurde in einem Schliff sehr feinspießiger Stilpnomelan beobachtet.

Das Ortlermesozoikum zeigt in den pelitischen Anteilen eine epimetamorphe Prägung mit Neubildung von Hellglimmern und Chlorit und guter Rekristallisation der Quarz-Kleinkornpflaster. In einem braunen Kalkschiefer (Rollstück NW Innersulden), der vermutlich der Obertrias (? Raibler Schichten) entstammt, ist jedoch im Gegensatz zu den vergleichbaren Gesteinen der Scarl-Einheit schon rege Biotitneubildung vorhanden. Zwei K/Ar-Alter an Feinfraktionen ($< 2 \mu$) der Ortlertrias liegen bei 86 Mio. J. und fallen damit in dasselbe Zeitintervall wie entsprechende Daten des Münstertaler Verucanos (s.u.).

Scarl-Einheit. Das Scarl-Ortho-Kristallin zeigt zahlreiche Reaktionen bei Quarz (Teilrekristallisation) bzw. Umwandlungen bei Hellglimmern, Feldspäten und Biotiten. Diese metamorphe Überprägung wird in Analogie mit der metamorphen Beeinflussung in den überlagernden Sedimenten der frühalpidischen Metamorphose zugeteilt. Während die Biotite aus dem Sesvenna-Kristallin z.T.



leicht verjüngt sind, (Modellalter 230 - 270 Mio. J.), ergaben grobschuppige Hellglimmer aus dem Scarl- und Umbrailkristallin variszische K/Ar- und Rb/Sr-Alter (vier Analysen an drei Proben: 291 - 306 Mio. J.).

Fig. 3 zeigt eine Darstellung von sechs Gesamtgesteinsanalysen aus dem Val d'Avigna bzw. dem oberen Val Sesvenna (Sesvennagrube) in einem Sr-Entwicklungsdiagramm. Die Probe T 612, ein Biotitgranitgneis, führt Disthen im Dünnschliff und ist möglicherweise mit Paramaterial verunreinigt. Sie wurde nicht in die Berechnung der Linie einbezogen. Dasselbe gilt für die Probe T 563, einen stark geschieferten Muskowitgranitgneis, der etliche Kilometer weit entfernt von den restlichen Proben aufgesammelt wurde. Die übrigen fünf Proben reihen sich etwas undeutlich entlang einer Geraden, die ein Alter von 340 ± 15 Mio. J. definiert.

Es stellt sich nun die Frage, ob mit diesem Alter die Intrusion dieser Metagranite oder aber ein Metamorphoseereignis erfaßt wurde. Die regionale Verteilung der Glimmeralter in der weiteren Umgebung des ostalpinen Kristallins weist darauf hin, daß eine weiträumige Abkühlung nach der intensiven, amphibolitfazialen, variszischen Thermodynamometamorphose etwa um 320 - 300 Mio. J. begann. Das K/Ar- und Rb/Sr-System in Biotit wurde etwa um 270 Mio. J. regional geschlossen. Das bedeutet, daß der Höhepunkt dieser variszischen Metamorphose vor 320 Mio. J. stattgefunden hat. Die Münstertaler Orthogneise weisen z.T. eine sehr straffe Schieferung auf. Aus dem Makrogefüge wie auch aus den metamorphen Mineralgefügen dieser Gesteine ist abzuleiten, daß sie nach ihrer Intrusion eine intensive variszische Strukturprägung erlitten haben. Das relativ hohe Initial von 0.7175 weist zudem eher auf ein metamorphes als auf ein primär-magmatisches Ereignis hin. Das Errorchronenalter von 340 ± 15 Mio. J. fällt nach unserer Vorstellung also in den Zeitraum, wo der Höhepunkt der variszischen Metamorphose zu erwarten ist.

Die Frage, ob es sich bei den Münstertaler Orthogneisen um eine vorvariszische oder um eine frühvariszische Intrusion handelt, muß zunächst offen bleiben. Auf jeden Fall wurden diese Gesteine vom variszischen Metamorphoseereignis noch weitgehend erfaßt und von der alpidischen Metamorphose wiederum schwach überprägt. Den Münstertaler Orthogneisen sehr ähnlich sind die von GRAUERT 1969 aus der südlichen Silvretta beschriebenen "alpidisch-pegmatitischen Muscovitgranitgneise" (l.c., p.113), die ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 350 Mio. J. ergaben. GRAUERT interpretiert diese Gesteine als Restdifferenziate des kaledonischen Petrogenesezyklus, die erst durch die variszischen Krustenbewegungen als späte Nachkömmlinge aufdrangen und erstarrten.

Die alpidische Metamorphose in den Scarl-Metasedimenten erreichte die schwächste Grünschieferfazies. Die neugebildeten Hellglimmer aus dem Permoskyth ergaben eine deutliche Gruppierung in den K/Ar-Altern der 2 μ -Fraktionen: Nördlicher Bereich: 90,- Mio. J. (24 Analysen), südlicher Bereich: 80,- Mio. J. (20 Analysen). Während die südliche Gruppe mit der frühalpidischen Abkühlung in Zusammenhang gebracht wird, wird die Bedeutung der nördlichen Gruppe noch diskutiert. Zur weiteren Aufklärung dieser Problematik wurden Rb/Sr-Analysen an den Feinfraktionen (Hellglimmerkonzentrate) aus dem Münstertaler Verrucano durchgeführt. Da für das Rb/Sr-System im Hellglimmer deutlich höhere Schließungstemperaturen gelten als für das K/Ar-System, kann erwartet werden, daß bei der im Münstertal vorhandenen schwachen Metamorphose Bildungsalter erfaßt werden, die in etwa dem thermischen Höhepunkt dieser Metamorphose entsprechen. Bei geeigneten Voraussetzungen können gerade Kleinbereichsisochronen (Beprobung verschiedener Lagen im Meterbereich) eine gute Information über das Ende der progressiven Metamorphose (= thermischer Höhepunkt) geben.

Die bisherigen Ergebnisse sind nicht sehr verlässlich und für eine endgültige Interpretation keineswegs ausreichend. Folgende Tatsachen erschweren diese Untersuchungen stark:

- a) Eine möglicherweise ungenügende Sr-Homogenisation bei der schwachen alpidischen Metamorphose auch im Kleinbereich (Meterbereich).
- b) Mögliche Verunreinigung der Feinfraktionen durch geringe Mengen an detritischem Material (detritische Hellglimmerkerne) mit unterschiedlichen und jedenfalls stark erhöhten Werten an radiogenem ^{87}Sr . Eine solche geringe Verunreinigung mit detritischem Material könnte sich auf die K/Ar-Alter nur unwesentlich, auf die Rb/Sr-Alter jedoch merklich auswirken.
- c) Ungenügender Spread in den Rb/Sr-Verhältnissen der im Kleinbereich mineralogisch-geochemisch sehr ähnlichen Feinfraktionen. Damit ergeben sich sehr große Fehler im Alter und im Initial.

Die bisherigen Analysenergebnisse unterstützen jedoch die Vermutung, daß die K/Ar-Altersgruppe um 90 Mio. J. Bildungsalter darstellt und damit dem Höhepunkt der früh-alpidischen Metamorphose nahekommt. Sechs Proben (Fraktion 2 - 6μ) des Verrucanos an der Umbrailstraße S Sta. Maria ergaben ein Rb/Sr-Errorchronenalter von 90 ± 20 Mio. J., während sieben Proben (Fraktion $< 2\mu$) des Verrucanos von Cierfs/Münstertal ein Rb/Sr-Errorchronenalter von 92 ± 26 Mio. J. ergaben. Trägt man beide Gruppen (die ein sehr ähnliches Initial aufweisen und im Mineralbestand gut vergleichbar sind) in ein Rb/Sr-Entwicklungsdiagramm ein, so ergibt sich ein Errorchronenalter von 89 ± 7 Mio. J. Für den Bereich der Scarl-Einheit scheinen demnach alle bisherigen Daten darauf hinzuweisen, daß die frühalpidische Regionalmetamorphose um 90 Mio. J. ihren thermischen Höhepunkt erreichte.

Hinweise auf wesentlich frühere tektonische Vorgänge ergaben jedoch die Untersuchungen an einem Mylonit des Jaggl-Gebietes. Die Gesteine stehen in tektonischem Kontakt zum überlagernden Ötztalkristallin. Sie zeigen metamorphe Neubildung von Phengit, Chlorit und Stilpnomelan und werden als stark deformiertes Permoskyth aufgefaßt. Zur Zeit wird noch untersucht, ob auch schon Biotit als metamorphe Neubildung vorliegt. Die Gesamtgesteine (5 Proben) aus einem 4m-Profil dieses Mylonites reihen sich mit großer Streuung entlang einer Geraden mit einem Rb/Sr-Errorchronenalter von 181 Mio. J. Dieses Datum wird in Übereinstimmung mit den Schlibfbefunden (es sind grobdetritische Komponenten von Quarz, Plagioklas und Hellglimmer vorhanden) als geologisch bedeutungsloses Mischalter aufgefaßt. Sechs mit der Rb/Sr-Methode analysierte Feinfraktionen ($< 2 \mu$) derselben Proben definieren dagegen eine verlässliche Isochrone von 115 ± 3 Mio. J. Die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen, jedoch darf als gesichert gelten, daß dieses Isochronenalter von 115 Mio. J. ein geologisches Ereignis reflektiert. Es wird vermutet, daß die gute Sr-Isotopenhomogenisation im Feinkornbereich (die sich zumindest über mehrere Meter erstreckt) mit der eigentlichen Mylonitbildung zusammenhängt, ja, durch diese intensive tektonische Durchbewegung überdauert hat, was aus den Dünnschliffbildern abzuleiten ist. Dies bedeutet, daß das thermische Maximum erst später als der Alterswert von 115 Mio. J. erreicht wurde, wie es auch aus K/Ar-Daten nicht so stark deformierter Metasedimente der unmittelbaren Umgebung abgeleitet wird. Damit ist gezeigt, daß das Datum von 115 Mio. J. zwar nicht unmittelbar mit dem Höhepunkt der kretazischen Regionalmetamorphose des Untersuchungsgebietes (Scarl-Einheit) in Zusammenhang steht, daß wir aber andererseits schon mit sehr frühen tektonischen und metamorphen Vorgängen im Ostalpin und hier im speziellen an der Schliniglinie zu rechnen haben.

Literatur:

- FRANK, W., ALBER, H., SATIR, M. & THÖNI, M. 1979: Jahresbericht 1977. Geochronologisches Labor.- Zentralanst. Meteorol.Geodyn. Wien, H.7, Wien.
- GRAUERT, B. 1966: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland).- Earth and Planetary Sci.Letters, 1, 139-147, 9 Fig., Amsterdam.
- 1969: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung.- Diss. phil.Fak.Univ.Bern, 166 S., 42 Abb., 5 Tab., 2 Kt., München (Photodruck).
- HAMMER, W. 1930: Über Pseudotachylite in den Ostalpen.- Jb.geol.B.-A., 80, 571-585, 2 Fig., Wien.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I. & SCHMIDT, K. 1968: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen).- Geol. Jb. 86, 797-826, 3 Abb., 7 Tab., Hannover.
- KRECZY, J. 1981: Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol.- Diss.Formal.- u.Naturwiss.Fakultät Univ.Wien, 125 S., 80 Abb., 10 Beil., Wien (unpubl.).
- LEIMSER, W. & PURTSCHELLER, F. 1980: Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters.- Mitt.österr.geol.Ges., 71/72, 129-137, 2 Abb., 3 Tab., Wien.
- MASCH, L. 1974: Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz).- N.Jb.Mineral.Mh., 1973, H.11, 485-509, 16 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- MILLER, D.S., JÄGER, E. & SCHMIDT, K. 1967: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskowitzgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen).- Ecl.Geol.Helv. 60, 537-541, 3 Fig., 1 Tab., Taf.1, Basel.
- MOSTLER, H. 1972: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg).- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.Österr. 20, 171-174, 2 Abb., Wien.

- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N.
1967: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben
des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges.-
Ecl.Geol.Helv. 60 (2), 529-536, 3 Tab., Taf.I, Basel.
- TOLLMANN, A. 1977a: Geologie von Österreich, Bd.I, 766 S.,
200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).