

Teilprojekt 15/02:  
GEOCHRONOLOGISCHE DATIERUNG FRÜHALPINER METAMORPHOSE-  
VORGÄNGE IN DEN OSTALPEN (JAHRESBERICHT 1980 DES GEO-  
CHRONOLOGISCHEN LABORS)

W.FRANK, Wien

Inhalt:

- KRECZY und FRANK: Die Grenze zwischen Phyllitgneiszone und Silvrettakristallin SW Landeck.  
FRANK, FREY und JUNG: Strukturgeologische und geochronologische Neuergebnisse aus Stub- und Koralpe.  
KROHE und FRANK: Gesteine vom Koralmtypus mit Plattengneisstruktur bei Steinbach/Burgenland.  
SLAPANSKY: Mehrphasige Metamorphose und Deformation im Permoskyth der nördlichen Radstädter Tauern (Preuneggatal).  
THÖNI: Arbeiten im Ostalpin W des Tauernfensters.  
KRALIK, THÖNI, FRANK: Metamorphoseuntersuchungen in den feinklastischen und karbonatischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen im Salzburger Bereich.

DIE GRENZE ZWISCHEN PHYLLITGNEISZONE UND SILVRETTA-  
KRISTALLIN SW LANDECK

L.KRECZY & W.FRANK, Wien

Diese Grenze soll eine bedeutende kretazische Fernüberschiebungsbahn markieren, es sollte daher untersucht werden, in welcher Relation diese Grenze zu den alpinen Metamorphoseereignissen steht.

Zunächst konnte festgestellt werden, daß das schwach metamorphe Permoskyth der Thialspitzserie, das an dieser Grenze eingeklemmt ist, keine erhaltene Primärauflage- rung auf dem Kristallin darstellt wie bisher angenommen,

sondern von der Basis des Silvrettakristallins, das hier schüsselförmige Lagerung besitzt, überschoben wurde. Das mit der Thialspitzserie korrelierbare Permomesozoikumsvorkommen von Puschlin E des Inn zeigt Hinweise auf eine Primärverbindung mit der Phyllitgneiszone.

Es liegen aus dem Gebiet 28 neue K/Ar-Daten von Hellglimmern vor. In der Quarzphyllitzone ergeben sich noch variszische Alter. Die Phyllitgneiszone an der Grenze zum Silvrettakristallin zeigt Mischalter und auch die grobkörnigen Hellglimmer aus dem Silvrettakristallin zeigen schon stark verjüngte K/Ar-Mischalter, während ihre Rb/Sr-Alter noch rein variszisch sind. In der Fraktion  $< 2\mu$  zeigen die Permoskythgesteine an der Kalkalpenbasis Alterswerte von 90-59 Mio. Jahren mit einer Häufung um 80 Mio.J. Die tektonisch im Quarzphyllit eingeklemmten Vorkommen ergaben Werte zwischen 70 - 55 Mio.J. und in der Thialspitzserie wurden Werte von 40 - 50 Mio. J. gefunden. Auffällig ist, daß die Alterswerte der Fraktion 6-11 $\mu$  desselben Handstückes durchwegs höhere, z.T. bis zu 40 Mio.J. höhere Alter als die feinkörnige Fraktion aufweist. Auch in der Thialspitzserie sind in der Fraktion 6-11 $\mu$  noch K/Ar-Alterswerte von 80 Mio.J. anzutreffen.

Die jungalpine Metamorphose war demnach weiträumig wirksam aber nicht intensiv genug um die gröberkörnigen Anteile dieser phyllitischen Gesteine deutlich zu verjüngen. Diese Verhältnisse sind somit ganz ähnlich wie sie von SLAPANSKY (siehe diesen Bericht) aus den Nördlichen Radstädter Tauern beschrieben wurden.

Für die Ausbildung der Mischalterszone im Kristallin mit seinen sehr viel grobkörnigeren Glimmern kommt daher die jungalpine Metamorphose nicht in Frage, sondern diese entstand daher während der etwas intensiveren kretazischen Metamorphose.

Von größter Bedeutung ist, daß unter Berücksichtigung der Ergebnisse von THÖNI (siehe diesen Bericht) die kretazische Metamorphose mit ihrer Ausdehnung bis in die Kalkalpenbasis N Landeck die bedeutsame Grenze zwischen Phyllitgneiszone und Silvrettakristallin schräg und ohne nennenswerte Versetzung überschreitet. Berücksichtigt man den

frühen Beginn der kretazischen Metamorphose, so ist damit ein gewichtiger Hinweis gegeben, daß der Kalkalpensüdrand und der Silvrettanordteil schon seit der Unterkreide eine ähnliche Position zueinander hatten wie heute.

Literatur:

KRECZY, L. 1981: Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol.- Diss. Form. und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien, 125p., 80 Abb., 10 Beil., Wien (unpubl.).

STRUKTURGEOLOGISCHE UND GEOCHRONOLOGISCHE NEUERGERBNISSE  
AUS STUB- UND KORALPE

W.FRANK, I.FREY & G.JUNG, Wien

Die Arbeiten konzentrierten sich auf eine weitere Abklärung der schon früher (FRANK et al. 1980) ausgesprochenen Vermutung, daß die Plattengneistektonik eine kretazische Deformation sein könnte.

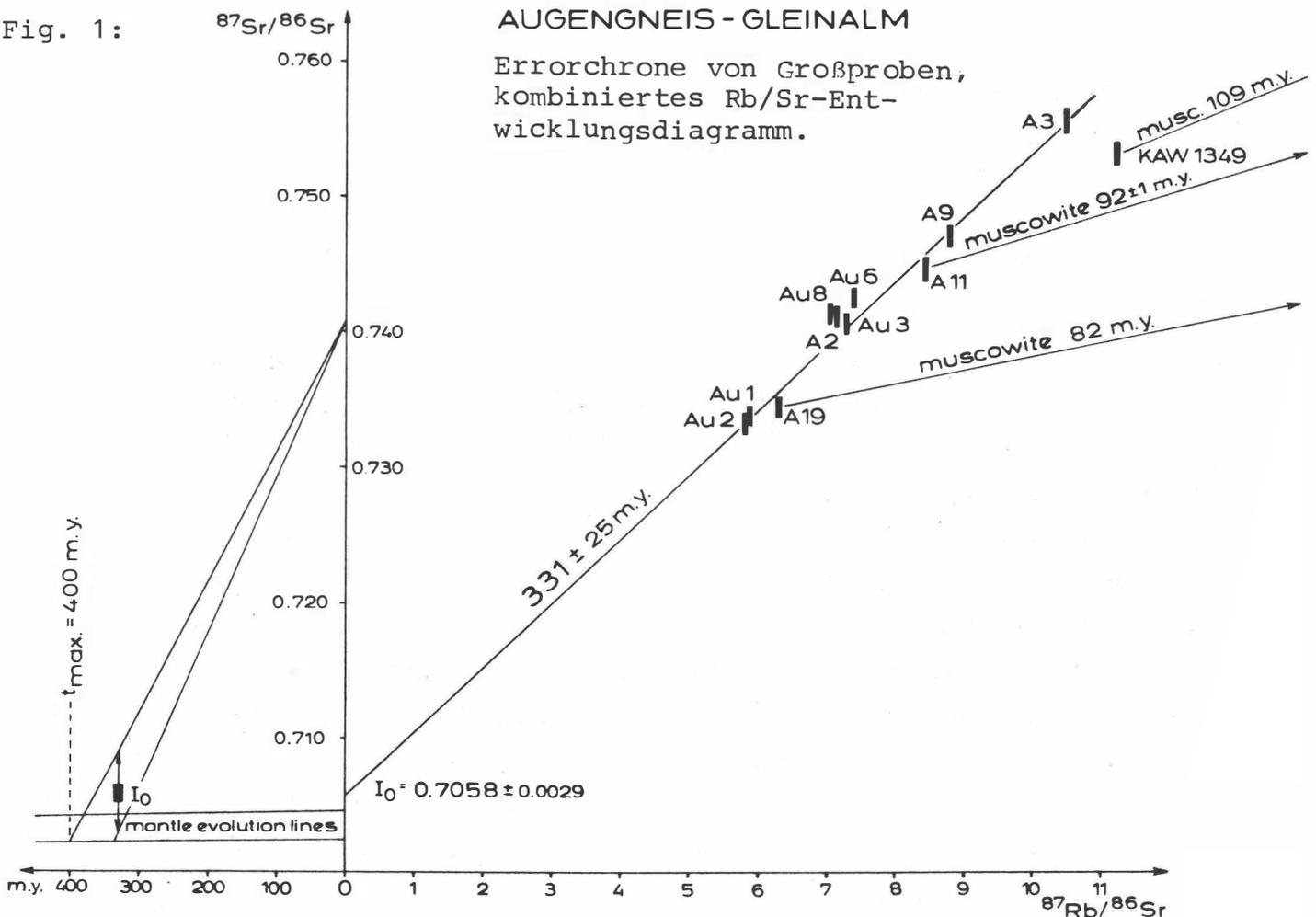
Nach der bisherigen Literaturübersicht über die Strukturprägung dieses Raumes (vgl. BECKER 1976, 1980) wäre es denkbar, daß die etwa N-S orientierte Plattengneislineation und die ältere Hauptachsenrichtung der Gleinalpe, die in der Stubalpe auch in eine N-S Richtung umschwenkt, strukturell und damit auch zeitlich zusammenhängende Deformationen darstellen. Untersuchungen im fraglichen Grenzbereich ergaben, daß das N-S-gerichtete Streckungslinear der Plattengneistektonik einen grundsätzlich jüngeren Prägungsakt darstellt.

Die ältere Hauptachsenprägung in Glein- und Stubalpe entstand synkinematisch mit der progressiven älteren (variszischen) Amphibolitfazies und wurde von dieser überdauert. Die Plattengneislineation hingegen erfaßte schon in Amphibolitfazies metamorphe Gesteine mit älterer Strukturprägung und ist in ihren nördlichsten Vorkommen postkristallin in bezug auf Staurolith, Disthen, Granat. Im

Grenzbereich der beiden Großeinheiten hatte schon BECKER eine weitere jüngere Deformation als meist offene Faltung mit rhombischer bis monokliner Symmetrie festgestellt und als alpin (vorgosauisch) interpretiert.

Im zentralen Bereich der Koralpe wurden die Quarzgefüge der Plattengneise an vielen Aufschlüssen untersucht. Es zeigte sich über das ganze Gebiet eine sehr einheitliche Regelung, wobei vereinfacht dargestellt meist unvollständige Grtelgefge mit einfachem, häufiger doppeltem c-Achsen-Maximum im Abstand bis zu  $40^{\circ}$  zu s vorherrschen. Die Symmetrie ist pseudorhombisch, wobei die lückenhaft besetzten Grtelste um Z eine mehr oder weniger ausgeprägte Asymmetrie zur Lineation zeigen. Diese Asymmetrie und damit die Schräglage des Quarzgefüges zur Lineation ist im gesamten Gebiet der Plattengneislineation einheitlich sdfallend (in Beziehung zu flachliegenden Lineation). Damit ist eine nordvergente "simple shear" Komponente in der Deformation belegt. Auch im Hinblick auf die symmetrologische Definition SANDERS entsprechen die Gesteine "a-Tektoniten", in dem die Symmetrieebene des Gesamtgefüges  $\perp$  zu s und  $\parallel$  zu L (=x) verläuft.

Fig. 1:



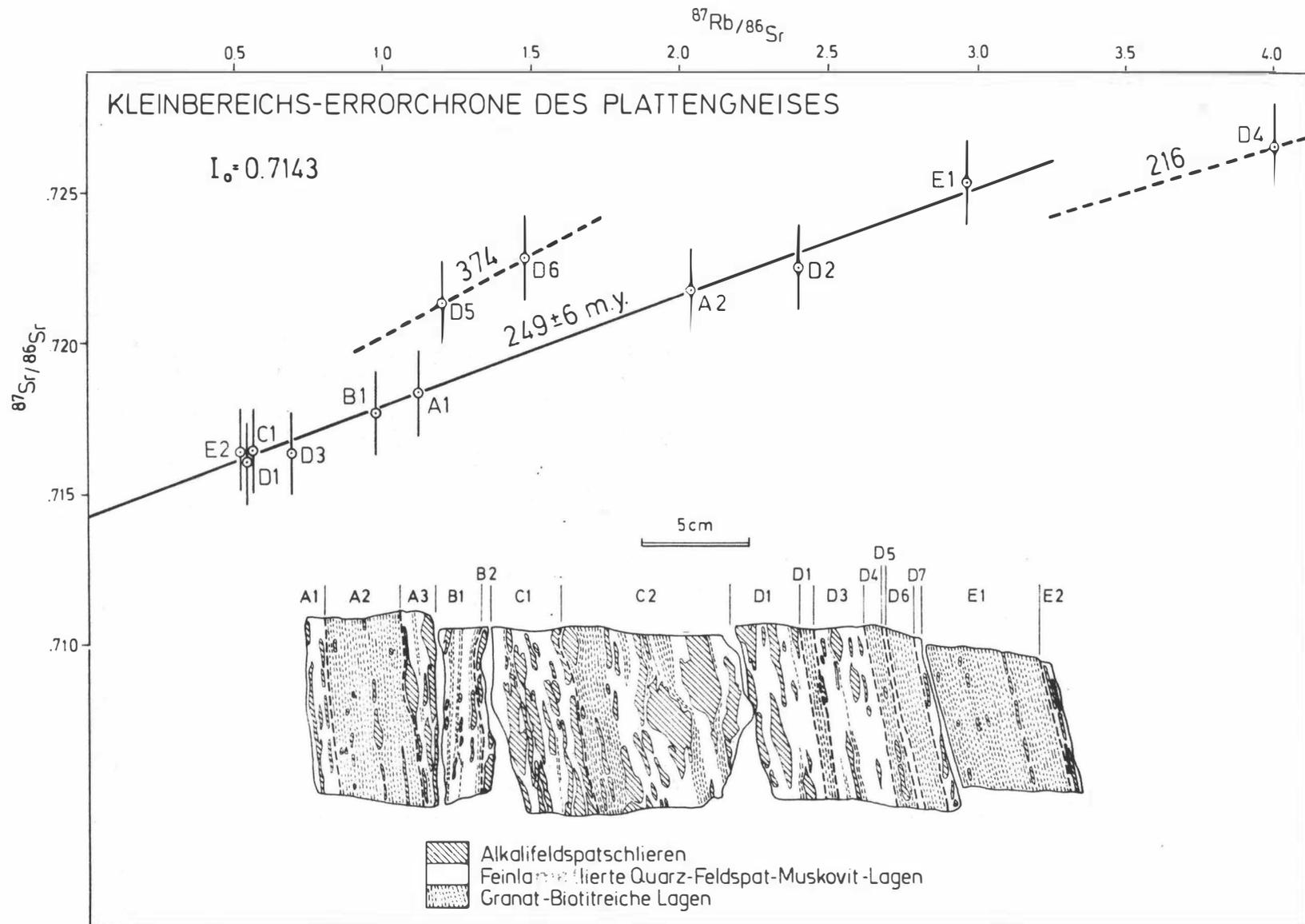


Fig. 2 : Rb/Sr-Entwicklungsdiagramm eines Kleinbereiches aus dem Plattengneissteinbruch SW Wald bei Stainz.

Nach LISTER & WILLIAMS (1979) weisen die Quarzregelungstypen im zentralen Bereich der Koralpe darauf hin, daß nach einer Scherbewegung // zur L auch noch eine gewisse Plättung erfolgte. Dies steht in gutem Einklang mit den hier ausschließlich vorhandenen gut rekristallisierten Mosaikgefügen und den aus den Paragenesen abgeleiteten hohen Temperaturen (HERITSCH 1980), die die Deformation noch überdauerten. Im Nordteil der Koralmgesteine (Bundschuhgebiet und E Salla) herrschten dagegen offensichtlich niedrigere Temperaturen während der Plattengneistektonik (Zerfall der Plagioklase zu Albitkleinkornpflaster, bereichsweise Verglimmerung von Staurolith und Disthen und z.T. fehlende Quarzrekristallisation). Damit ist anscheinend auch eine Änderung im Quarzgefüge zu einfachen Schiefgürteln bzw. asymmetrischen Kreuzgürteln verbunden.

Die Verhältnisse sprechen dafür, daß die Plattengneisdeformation ein nach  $\delta$  absteigender Bewegungshorizont war, der schräg durch verschiedene Temperaturzonen lief (im N schon kühl, im S noch warm).

Gefügeuntersuchungen an einer in die Plattengneistektonik einbezogenen Eklogitamphibolitlage (Steinbruch Weckbecker) zeigten, daß auch Klinopyroxen und Amphibol eine deutliche, auf die Plattengneistektonik zu beziehende Regelung aufweisen und die Diablastikbildung hier ein späteres statisches Ereignis darstellt. Strukturelle Felduntersuchungen an dem Eklogitvorkommen von Hohl (vgl. HERITSCH 1980) weisen auf zwei Akte der Eklogitbildung hin, wobei die jüngere mit der Plattengneistektonik interferieren könnte.

Im Gebiet der Steinplan (Stubalpe) können in den Granatglimmerschiefern zwei Generationen von Staurolith, eventuell auch Disthen, und jüngere Säume um Granat festgestellt werden. Die jüngere frische Staurolithgeneration wird als alpin neugebildet betrachtet.

Insgesamt liegen im Gebiet der Stub- und nördlichen Koralpe 23 neue Glimmerdaten (Rb/Sr- und K/Ar) vor. Nur grobkörnige Muskowite aus Pegmatiten haben mit der Rb/Sr-Methode noch voralpine (variszische) Alter bewahrt,

die feinkörnige Generation bzw. metamorph entstandene Hellglimmer zeigen mit der Rb/Sr-Methode stark verjüngte Mischalter bzw. rein kretazische Alter und dokumentieren so die amphibolitfazielle Aufwärmung dieses Gebietes. Das Errorchronen-Alter des Augengneiszuges der Gleinalpe (Fig.1) weist mit 331 Mio.J. auf eine "feuchte" progressive variszische Metamorphose hin. Da das Initial nur sehr ungenau bestimmbar war, könnte das Bildungsalter dieses Gesteins durchaus noch in den üblichen Bereich der "kaledonischen" Magmatite fallen.

Um das Ergebnis der im Jahresbericht 1980 publizierten Kleinbereichsisochrone aus den Plattengneisen zu prüfen, wurde eine weitere Kleinbereichsisochrone untersucht. Es ergab sich ein ähnliches Ergebnis (Fig.2) wobei einzelne Lagen an dem Austausch nicht teilgenommen haben, bzw. stärker verjüngt wurden, ohne daß dafür eine Interpretation aufgrund der Petrographie der einzelnen Lagen angegeben werden könnte. Daß der Alterswert von 250 Mio. J. die Plattengneistektonik erfaßt, halten wir für unrealistisch, da keinerlei Hinweise vorliegen, daß im Oberperm eine derartige Tektonik stattfand. Wiederum wurde jedoch bestätigt, daß die kretazische Metamorphose hier ein recht "trockenes" Kristallin erfaßte, denn die Kleinbereichsisochronen stellen eine außerordentlich sensitive Methode dar, um die Anwesenheit einer mobilen fluiden Phase zu erkennen. Unter so "trockenen" Bedingungen erscheint es möglich, daß auch die intensive alpine Deformation der Plattengneistektonik nur eine Teilhomogenisation des Gesteins verursachte. Der Alterswert von 249 Mio.J. würde demnach ein Mischalter sein und kein unmittelbares geologisches Ereignis bedeuten. Solche Teilverjüngungen des Rb/Sr-Isotopensystems durch die alpine Metamorphose, die zu geologisch bedeutungslosen permischen Gesamtgesteinsisochronen führen, wurden von CLIFF (1981, im Druck) auch im km-Bereich für die Tauern-Zentralgneise belegt.

Streng genommen, gibt es trotz vieler und eindeutiger kretazischer Glimmeralter in der Koralpe keinen unmittelbaren und unabhängigen geochronologischen Beweis für das alpine Alter der Plattengneistektonik. Somit sind zwei

Alternativen denkbar:

1. Die Plattengneistektonik ist voralpin (älter als 250 Mio.J.) Dann bedeutet dies wegen der perfekt erhaltenen Kornregelungen, daß trotz der gesicherten hohen kretazischen Temperaturen über 10 Mio.J. keine Mineralreaktionen stattfanden, also in Gefüge und Paragenese rein variszische Gesteine vorliegen, deren Minerale nur auf diffusivem Weg verjüngt wurden.
2. Die Plattengneistektonik ist kretazisch mit allen damit verbundenen Konsequenzen wie sie im Jahresbericht 1979 skizziert wurden.

Berücksichtigt man alle Aspekte wie Gefüge und Kinematik sowie Metamorphoseverhältnisse und regionale und geomechanische Aspekte, so meint FRANK, daß sich eine eindeutige Aussage zugunsten der Alternative 2 ergibt.

Daß deutliche alpine Deformationen auch im ostalpinen Kristallin stattfanden, belegen unserer Erachtens auch die Ergebnisse von NEUBAUER & STATTEGGER (siehe dieses Heft) im Kristallin von Radegund, obwohl zwar hier noch keineswegs alle Daten befriedigend interpretierbar sind. Die Rb/Sr und K/Ar-Altersergebnisse der beiden Hellglimmergenerationen aus den deformierten Pegmatiten an der Schöckelstraße sind derart, daß bloße Diffusionsvorgänge zu kretazischer Zeit als Erklärung ausscheiden und eine Neubildung der jüngeren Generation während einer kretazischen Deformation angenommen werden muß.

Als Einwand gegen die hier diskutierte Meinung wird immer darauf hingewiesen, daß die uns bekannten Mächtigkeiten nicht ausreichen, um so hochtemperierte Metamorphose- und Deformationsvorgänge in kretazischer Zeit im Kristallin zuzulassen. Der Einwand ist wesentlich, aber nicht stichhältig, gibt es doch in den kritischen Bereichen keine erhaltenen Primärmächtigkeiten der kretazischen Metamorphoseprofile. Gerade unter dem Paläozoikum von Graz und im Bereich der Gurktaler Decke (vgl. NEUBAUER 1980) gab es späte kräftige Bewegungen, die ältere kretazische Verbandsverhältnisse wieder zerstörten.

So ist z.B. S von Scheifling zwischen dem Altkristallin und den Phylliten der Murauer Decke ein deutlicher Metamorphosesprung gegeben. Die letzte prägende Metamorphose im Altkristallin war jedoch offensichtlich alpinen Alters wie kretazische Rb/Sr-Alter der jüngeren Hellglimmergeneration in Pegmatiten zeigen. Dieser Metamorphosesprung weist somit auch auf späte kretazische Tektonik hin.

Alle diese Beobachtungen machen es wahrscheinlich, daß nach einer vermutlich schon frühzeitig einsetzenden Temperatursteigerung und erneuten Metamorphose im Altkristallin und Deckgebirge, verbunden mit der orogenen Einengung die Abscherung der Sedimenthaut vom kristallinen Untergrund begann. Die nordvergente Plattengneistektonik, die eine außerordentliche Verkürzung des Kristallins im Ostteil der Ostalpen bewirkte, fand nach unserer Vorstellung erst am Ende der kretazischen Metamorphose statt und interferierte auch noch mit der intragosauischen Abkühlung. In höheren Stockwerken, vor allem an der Basis des phyllitischen Paläozoikums kam es in der Folge zu ausgedehnten nordvergenten Gleitbewegungen.

Literatur (gemeinsam mit dem folgenden Beitrag von KROHE und FRANK):

- BECKER, L.P. 1976: Gefügetektonische Studien an pegmatoiden Gneisen mit Plattengneistextur aus dem Gebiet östlich des Wölkerkogels (Stubalm, Steiermark).- Mitt.naturw.Ver.Steiermark, 106, 39-49, Graz.
- 1980: Erläuterungen zu Blatt 162 Köflach.- Geol. Bundesanstalt Wien, 57 p.
- CLIFF, R.A. 1981: Pre-Alpine History of the Pennine Zone in the Tauern Window, Austria - U-Pb and Rb-Sr Geochronology.- Contributions (in press).
- FRANK, W., FREY, I., JUNG, G., ROETZEL, R. & THÖNI, M.  
1980: Wie intensiv war die altalpine Metamorphose und Strukturprägung im SE-Teil des ostalpinen Kristallin.- Jahresbericht 1979, Hochschulschwerpunkt S15, 13-20, Leoben.

- HERITSCH, H. 1980: Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe.- Mitt.Abt.Geol.Paläont.Bergb.Joanneum, 41, 9-44, Graz.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. 1979: Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena.- Journal of Structural Geology 1, 1979, 283-297.
- MORAU, W. 1979: Isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen der Koralpe und Saualpe, SE-Österreich.- Inauguraldissertation Phil.naturw.Fak.Univ.Bern, 3 Teile, 115 p., 20 Abb., 11 Tab., Bern.
- NEUBAUER, F.R. 1980: Die Geologie des Murauer Raumes - Forschungsstand und Probleme.- Mitt.Abt.Geol.Paläont. Bergb.Joanneum, 41, 67-78, Graz.
- ROETZEL, R. 1979: Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transportrichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation. Ein Vergleich Bittescher Gneis (Moravikum) - Plattengneis Koralpe und Sieggrabener Serie.- Unveröff.Vorarbeit Inst.f.Geologie Univ.Wien, III, 137 p., 69 Abb., 4 Taf., Wien.

## GESTEINE VOM KORALMTYPUS MIT PLATTENGNEISTEKTONIK BEI STEINBACH/BURGENLAND

A.KROHE & W.FRANK, Wien

Aufbauend auf erste Untersuchungen von ROETZEL (1979), zusammenfassend dargestellt bei FRANK et al. (1980), wurden die Gesteine der Deckscholle von Steinbach/Burgenland systematisch auf ihre tektonische Entwicklungsgeschichte hin untersucht. Die besten Aufschlüsse in dieser Gesteinsserie finden sich entlang des Güterweges Steinbach-Gschorholz.

Die Deckscholle umfaßt folgende Gesteinstypen: "Plattengneis", Schiefergneis, grobkörnige Glimmerschiefer, Marmore, Amphibolitfelse und Amphibolite, Eklogite (-amphibolite), Pegmatite und Serpentin. Der auffälligste Unterschied dieser Gesteinsserie zum liegenden Unterostalpin ist ihre höhere Metamorphose, ihre

andere Struktur und vor allem das Fehlen jeglicher schwach temperierter Überprägung, während im unterostalpinem Kristallin eine schwache bis mittlere Grünschieferfazies die Gesteine bis in den Kornbereich prägt. In Abhängigkeit von den Deformationseigenschaften zeigen vor allem die gneisigen Gesteine eine intensive Deformation, die makroskopisch und im Korngefüge der Plattengneistektonik der Koralpe entspricht. Es wurden jedoch nicht alle Bereiche der Deckenscholle von dieser Deformation erfaßt.

Vereinfacht können zwei Metamorphoseereignisse in dieser Gesteinsserie auseinandergelassen werden. Während älterer Metamorphoseereignisse entstanden Zweiglimmergneise mit Feldspatäugen, durchzogen von Pegmatiten metamorpher Entstehung, vermutlich war Andalusit die herrschende  $Al_2SiO_5$  - Modifikation. Auch die Eklogitbildung zählt zu den älteren Ereignissen. Ein jüngeres Metamorphoseereignis korreliert mit der Plattengneistektonik, während der Biotit, Plagioklas, Mikroklin und Disthen stabil waren, hingegen weisen die Granate häufig Biotitsäume auf.

Die Gesteine mit Plattengneisstruktur haben eine ausgeprägte plattige Struktur mit Zeilenbau infolge ausgewalzter Feldspäte und eine markante, etwa N-S gerichtete Lineation. Mit Korngefügeuntersuchungen sollte geprüft werden, ob eine einheitliche Gefügeprägung vorliegt, oder ob Hinweise auf zeitlich und kinematisch unterschiedliche Deformationsakte vorliegen. In Gesteinen mit Plattengneisstruktur wurden bei gleichem makroskopischen Habitus zwei verschiedene Rekristallisationsgrade des Quarzgefüges festgestellt, die im 10m Bereich abwechseln.

1. Eine plastische Deformation der Quarze mit nur synkinematischer (oder auch fehlender) Rekristallisation.
2. Eine gute Rekristallisation, die zu einem Mosaikgefüge führte.

In beiden Fällen sind die Quarzgefüge grundsätzlich gleichartig, nur der Regelungsgrad ist beim plastischen Deformationstyp geringfügig besser. Alle untersuchten Quarzgefüge lassen sich auf Schiefgürtel (bzw. auch auf asymmetrische Kreuzgürtel) beziehen. Die Schiefgürtel haben eine allgemeine Schräglage zur Lineation und zwar derart, daß in N-S Schnitten der Schiefgürtel einen spitzen Winkel zur Lineation im hangenden N-Quadranten aufweist. Die Deformation ist im Schlifffbereich und darüber hinaus homogen, es gibt keine Lagenabhängigkeiten. Die Besetzungsdichte der Schiefgürtel ist im allgemeinen gleichmäßig, die Maxima in der Schieferungsebene oder im Winkel von ca.  $40^{\circ}$  dazu, wie sie für die zentrale Koralpe typisch sind, treten hier zurück. Diese Unterschiede sind möglicherweise durch höhere Temperaturen während der Durchbewegung in der zentralen Koralpe bedingt.

Die allgemeine Schräglage der Schiefgürtel (vgl. Fig.1), weiters mit dieser Hauptdeformation interferierender nordvergente Scherflächen in Glimmerschiefer und Schiefergneisen, sowie auch vereinzelte nordvergente Mikrofalten, sind entscheidende Argumente (vgl. ROETZEL 1979, LISTER & WILLIAMS 1979), daß auch hier die Plattengneistektonik mit einer nordvergenten "simple shear"-Bewegungskomponente verbunden war. ("a-Tektonite").

Die Gefügeuntersuchungen haben keine Hinweise auf unterschiedliche Deformationsakte (etwa voralpine oder alpine Deformation) geliefert. Es spricht vielmehr alles dafür, daß eine zeitlich zusammenhängende, durchwegs nordvergente progressive Deformation vorliegt, die bei hohen Temperaturen ( $500^{\circ}\text{C}$ ) begann und vermutlich im Zuge einer raschen Abkühlung, bei niedrigeren erlahmte. Als relativ jünger sind geringmächtige (mm-cm-Bereich) Mylonitbahnen anzusehen. Zur zeitlichen Einstufung der (Plattengneis) Hauptdeformation als vermutlich kretazischer Gefügeprägung gilt das bei FRANK et al. (1980: 16/17) Gesagte.

Bei der Deckscholle von Sieggraben, die nun näher untersucht wird, zeigen sich ähnliche Verhältnisse, wobei die Aufschlüsse schlechter, die Verbandsverhältnisse der Gesteine komplexer und vor allem die Plattengneisdeformation nicht mehr so intensiv ausgeprägt ist.

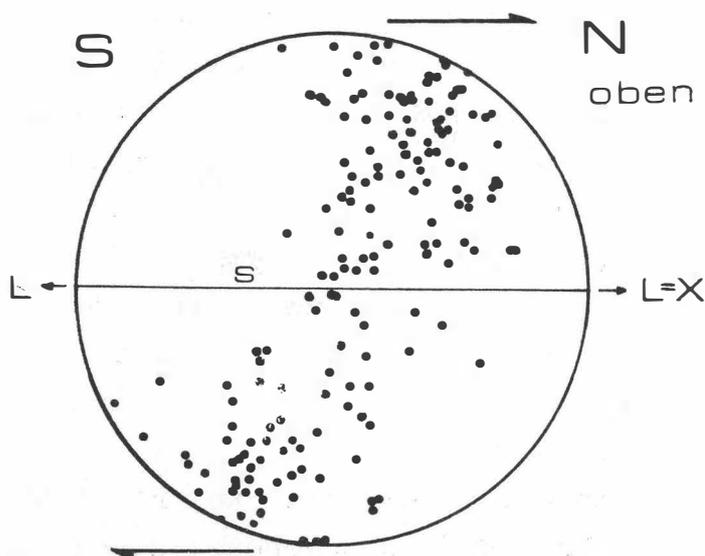


Fig. 1: Charakteristische Quarzregelung der Plattengneise von Steinbach. 210 Quarz c-Achsen, Schnitt parallel zur Lineation, Plattengneis vom Hutkogel (S-Kirchsschlag), Typ mit mangelnder Quarzrekristallisation.

Literatur: siehe vorhergehender Beitrag von FRANK et al.

#### MEHRPHASIGE DEFORMATION UND METAMORPHOSE IM PERMOSKYTH DER NÖRDLICHEN RADSTÄDTER TAUERN (PREUNEGGTAL)

P.SLAPANSKY

G.VOLL (1976, 1977) konnte im Gebiet um den Hochwurzten und im Uran-Prospektionsgebiet Forstau durch detaillierte Untersuchungen zeigen, daß hier Schladminger Kristallin und Permoskyth ein mehrphasige alpine Deformation und

Metamorphose erlitten haben, wobei die ältere Metamorphosephase eine höher temperierte Grünschieferfazies erreichte und die jüngere einen niedrigeren Metamorphosegrad. Es handelt sich hier um einen Bereich nahe dem ehemaligen aktiven Kontinentalrand des Ostalpins zur Kreidezeit, wobei die transportierte kretazische Metamorphose später noch von der Tauernmetamorphose überprägt wurde. Es sollte untersucht werden, inwieweit die verschiedenen Deformationsakte geochronologisch datierbar sind. Die Untersuchungen wurden vor allem im Bereich um die Ursprungalm im Preuneggatal vorgenommen. Vier Deformationsphasen konnten unterschieden werden:

- D<sub>1</sub> älteste liegende Falten, nur relikthaft.
- D<sub>2</sub> liegende Falten mit starker Scheitelverdickung, ausgeprägte s<sub>2</sub>, interferierend mit älterer Hauptmetamorphose.
- D<sub>3</sub> intensive Einengungstektonik, Knickfalten (E-W) mit meist steilstehender Achsenebene, s<sub>3</sub> oft als "crenulation cleavage" entwickelt, interferierend mit Abkühlung.
- D<sub>4</sub> kleine flachwellige Falten, keine Quarzrekristallisation mehr.

Mit den Ergebnissen von VOLL ergibt sich eine gute Korrelation. Eine Änderung im Gefüge ist insofern gegeben als D<sub>3</sub> im hier untersuchten Gebiet das Gesteinsgefüge überwiegend prägt und ältere Stadien nur relikthaft erhalten sind, während im Bereich Hochwurzen im N die älteren Stadien dominieren und D<sub>3</sub> nur schwach entwickelt ist. Die Untersuchungen bestätigen, daß schon in den ersten Stadien des älteren (kretazischen) Ereignisses die Inversion von Kristallin und Permoskyth erreicht wurde. Die Überschiebung der aufrechten Radstädter Decken scheint demnach ein jüngerer Akt zu sein.

Es liegen 24 K/Ar-Daten von Hellglimmern ( $< 2\mu$  6-11 $\mu$ ) aus dem Profil des Preuneggtales vor. Am Hochwurzen ergeben sich höhere Alter von 90-70 Mio. Jahren, die auf eine kretazische Metamorphose hinweisen. Ab dem mittleren Preuneggatal ergeben sich Alterswerte von 75-42 Mio. J. mit jeweils weiter lokaler Streuung und Tendenz zu jüngeren Werten im S. Charakteristisch ist, daß die Fraktion  $< 2\mu$

in allen Fällen - auch am Hochwurzen - ein um 10-20 Mio. Jahre geringeres Alters aufweist als die Fraktion  $6-11\mu$  desselben Handstückes. Bei den untersuchten Hellglimmern handelt es sich ausschließlich um metamorph neu gebildete, die im Gestein eine durchschnittliche Korngröße von  $30-60\mu$  aufweisen. Die Fraktion  $< 2\mu$  stellt demnach - durch die Aufbereitungstechnik bedingt - überwiegend den mechanisch abgespaltenen Rand der viel größeren Gesteinsglimmer dar, während die gröberen Fraktionen mehr deren Kernbereich repräsentieren.

Bei weitgehender Abkühlung nach einer Metamorphose sind die Alterswerte unterschiedlicher Korngrößen üblicherweise gleich. Der hier gefundene markante Unterschied zwischen den Korngrößen weist daher darauf hin, daß alle Glimmer, unabhängig von der jeweiligen Deformationsintensität im Handstück, einen deutlichen diffusiven Ar-Verlust durch eine allgemeine schwache Erwärmung des gesamten Gebietes während der späteren Tauernmetamorphose erlitten haben, der vermutlich zu einer konzentrischen Verteilung der K/Ar-Alter führte: Höhere Alter (Mischalter) im Kern und jüngere Alter im Randbereich der Gesteinsglimmer. Das thermische Ereignis der Tauernmetamorphose dürfte demnach gleichalt oder noch etwas jünger als die jüngsten Alterswerte von 42 Mio. Jahren gewesen sein. Für die Rb/Sr-Methode sind nur schwer geeignete Proben zu finden, vorläufige Ergebnisse zeigen auch hier einen Einfluß der Tauernmetamorphose.

Nach den bisherigen Ergebnissen erscheint daher in diesem Gebiet die direkte geochronologische Erfassung einzelner Deformationsakte kaum eindeutig möglich.

#### Literatur:

SLAPANSKY, P. 1980: Gefügeentwicklung, Metamorphose und deren altersmäßige Einstufung durch radiometrische Datierungen im metamorphen Permoskyth der nordöstlichen Radstädter Tauern.- Unveröffentlichte Vorarbeit am Institut f. Geologie der Universität Wien, 45 p., Wien.

- VOLL, G. 1976: Bericht über petrologisch-gefügekundliche Untersuchungen im Gebiet des Uranvorkommens von Forstau.- (Unveröffentl. Manuskript, 95 S), Bonn.
- 1977: Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstädter Tauern, zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. In: H.BÖGEL (Hrsg.): Geodynamics and Geotraverses around the Alps. Beil. S 1-2, Salzburg etc. (vervielfältigtes Manuskript).

## 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.

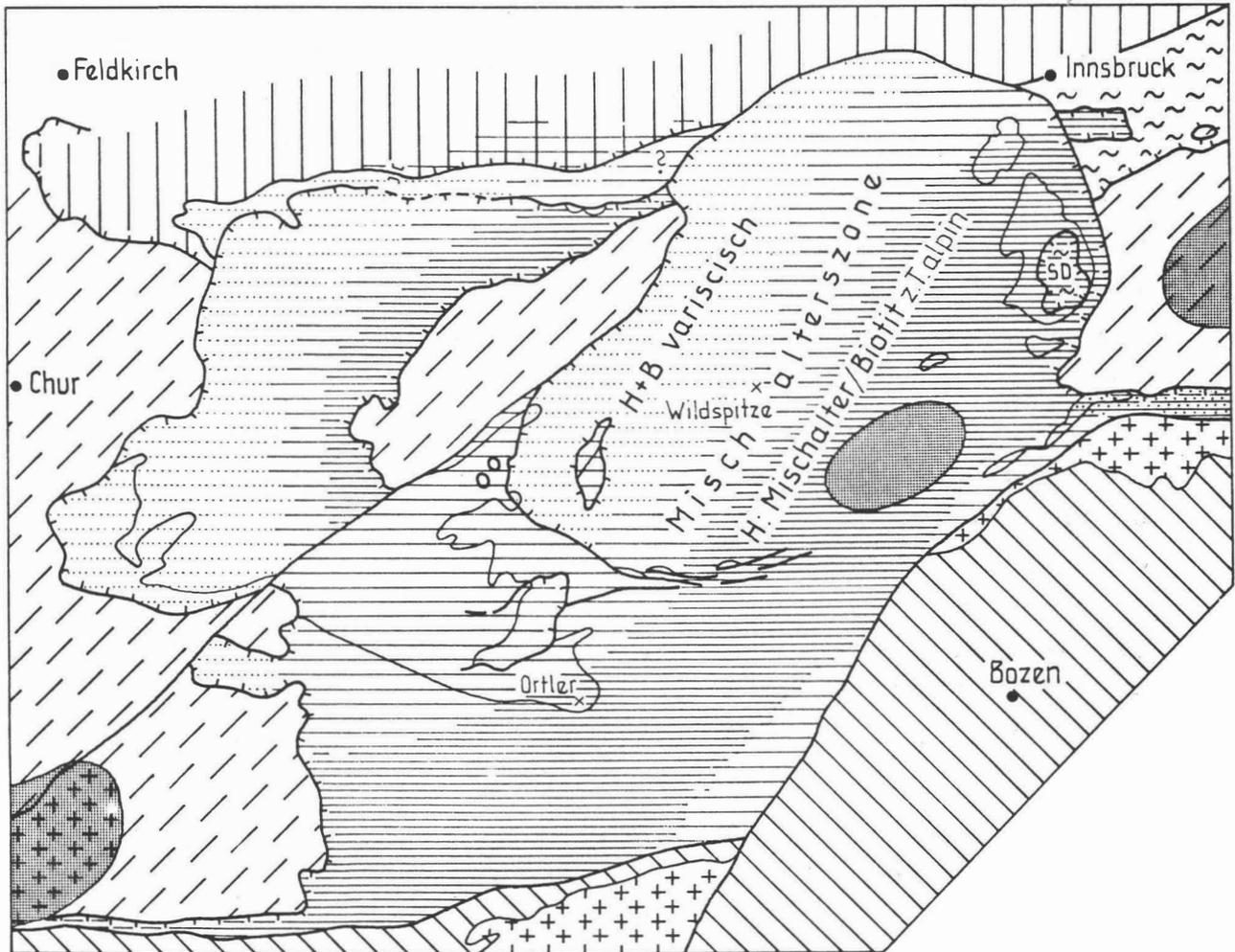
Die "phyllitischen" Glimmerschiefer bis Paragneise der Phyllitgneiszone aus dem Arlberggebiet (das Material wurde größtenteils von J.KAISER und F.KUNZ während der Erbauung des Arlbergstraßentunnels aufgesammelt) zeigen im allgemeinen noch gut erhaltene voralpine Paragenesen. Postkristalline Deformation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

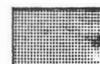
Die K/Ar-Alter der Glimmer aus dem Arlbergtunnel fallen in ein sehr enges Zeitintervall von 301-308 Mio. J. (3 Biotite, 4 Hellglimmer). Fassen wir alle bisherigen K/Ar- und Rb/Sr-Analysen an Biotit und Hellglimmer aus der Phyllitgneiszone zwischen St. Anton/Arlberg und dem Montafon (Rellstal) zusammen, 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 frühalpiden 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 frühalpiden 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 cm<sup>3</sup> Gestein aus den zentralen

Bereichen solcher Gänge herausgeschnitten und kurz (20 sec.) mit der Scheibenschwingmühle gemahlen. Aus diesem Brechgut wurde die Siebfraktion 150 - 250  $\mu$  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  $^{40}\text{Ar}$ ).
- 3) Die Pseudotachylitentstehung ist tertiär und die höheren Alter werden durch  $^{40}\text{Ar}$ -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).

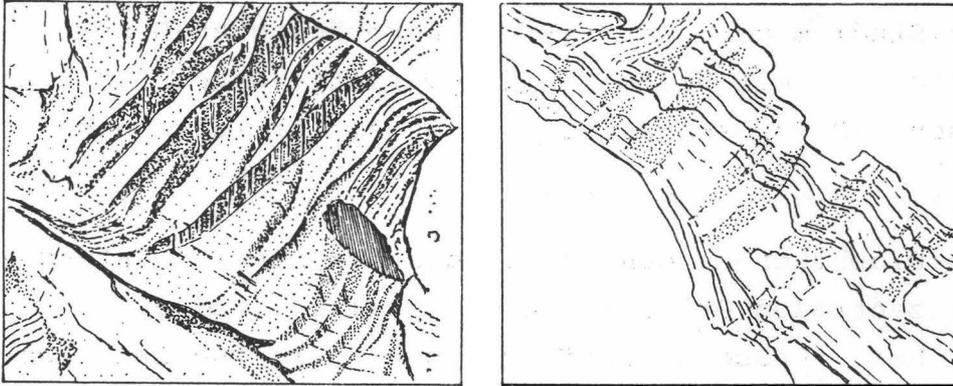


Fig. 2: Gekinkte Biotite aus Probe T 598/W Weißkugel  
K/Ar: 286 ± 12; Rb/Sr: 319 ± 13 Mio. J. (nicht  
einschlußfrei!)

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  $^{40}\text{Ar}$ -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.

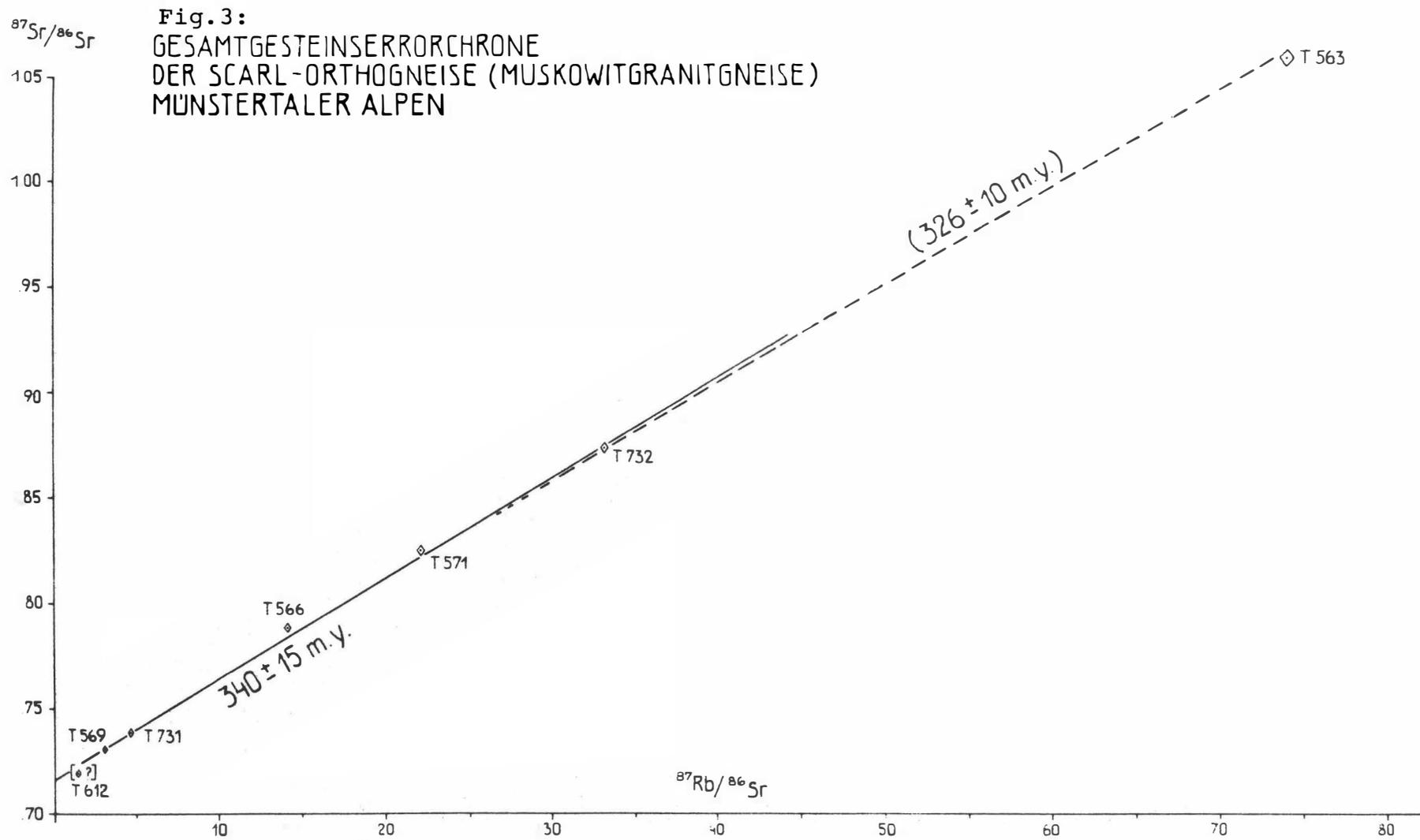
Im südlichen Ötztalkristallin wurden mit alpinem Staurolith (FRANK et al. 1979) im zentralen Schneeberger Zug die höchsten Metamorphosebedingungen erreicht. Betrachten wir das regionale Bild, so könnte man von einem Abtauchen dieser Schneeberger "Wärembeule" gegen SW sprechen. Auch im Südteil des Altkristallins 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 (Sesvennagruppe) 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  $340 \pm 15$  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, amphibolitfaziellen, 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  $340 \pm 15$  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  $\mu$ -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  $^{87}\text{Sr}$ . 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 -  $6\mu$ ) des Verrucanos an der Umbrailstraße S Sta. Maria ergaben ein Rb/Sr-Errorchronenalter von  $90 \pm 20$  Mio. J., während sieben Proben (Fraktion  $< 2\mu$ ) des Verrucanos von Cierfs/Münstertal ein Rb/Sr-Errorchronenalter von  $92 \pm 26$  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  $89 \pm 7$  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  $115 \pm 3$  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 Dünnschlibfbildern 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).

## METAMORPHOSEUNTERSUCHUNGEN IN DEN FEINKLASTISCHEN UND KARBONATISCHEN SEDIMENTEN DER NÖRDLICHEN KALKALPEN IM SALZBURGER BEREICH

M.KRALIK, M.THÖNI & W.FRANK, Wien

### Einleitung

Im Rahmen des Teilprojektes der absoluten Altersdatierung frühalpiner Metamorphosevorgänge in den Ostalpen wurde im September ein neues Programm begonnen, das den Einfluß dieser Metamorphose auf die Nördlichen Kalkalpen aufzeigen soll. Als Grundvoraussetzung dafür wurde begonnen, das Mineralseparierungslabor den Bedürfnissen der Mineraltrennung an Sedimentgesteinen (auch Karbonatgesteinen) anzupassen, wobei noch wesentliche Investitionen erforderlich sind.

Um geeignete Ansatzpunkte für die geplanten Studien zu finden, wurden Proben an vier Profilen nach Gesichtspunkten der vorhandenen Metamorphoseanzeichen und petrologischen Vorkenntnisse~~r~~ im salzburgisch-steirischen Raum ausgewählt und übersichtsmäßig beprobt.

Auf Grund von Erfahrungen der erst hier im Anschluß publizierten K/Ar-Daten an Illitproben ( $< 2 \mu$ ), die von J.M.SCHRAMM zur Verfügung gestellt wurden, und bloß Mischalter ergaben, wurden die Tonfraktion der aufgesammelten Proben in drei Korngrößen von 1 - 2, 0,5 - 1 und 0,1 - 0,5  $\mu$  m aufgetrennt und deren Illitkristallinität entsprechend KÜBLER (1966) gemessen.

Lokalität Nr.*	Stratigraphische Einheit*	Mineralogie* ( $< 2 \mu\text{m}$ )	IK *	d (060)* (Å)	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ( $10^{-6} \text{cc/g}$ )	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/^{40}\text{Ar}$	Alter** (Ma)
Entachenalm südlich Hinterthal; Sch 31	weinroter Mergelschiefer des Permoskyth	Qz, Mu	3,6	1.5039	6.94	43.73	0.910	$155 \pm 9$
Filzensattel-Pichlalm, S Hochkönig, Sch 35	grüner Serizitquarzit (= Grüne Serie von Mitterberg) O.Perm?	Qz, Chl, Mu, Pa	4.0	1.5055	6.33	26.89	0.786	$106 \pm 7$
Pichlalm S-Hochkönig, Sch 36	graugrüner Sandstein (Werfener Schichten, O. Skyth)	Qz, Mu, Pa?	4.2	1.5086	6.80	36.31	0.914	$132 \pm 7$
Helbersbergtunnel (W- Röhre östlich Werfen; Sch 270	violetter Serizitquarzit (Werfe- ner Schichten; Skyth)	Mu	4.6	1.5063	7.19	35.73	0.952	$124 \pm 7$
Helbersbergtunnel, E- Röhre östl. Werfen Sch 286	grünlicher Serizitquarzit (Wer- fener Schichten, Skyth)	Qz, Mu	4.0	1.5079	6.76	30.14	0.838	$111 \pm 7$
Salzachtal Bundesstr., nördl. Bischofshofen Sch 167	grünlichgrauer Quarzit (Werfe- ner Schichten; Skyth)	Qz, Mu	3.9	1.5059	7.74	34.88	0.897	$112 \pm 6$
Salzachbundesstr., nördl. Bischofshofen, Sch 168	grauer serizitischer Quarzit (Werfener Schichten; Skyth)	Qz, Chl, Mu, Ab	4.9	1.5082	6.62	32.28	0.878	$121 \pm 7$
Salzachbundesstr., nördl. Bischofshofen; Sch 169	weinroter „tonreicher“ Quar- zitschiefer (Werfener Schich- ten; Skyth)	Qz, Chl, Mu, Häm	4.3	1.5082	7.25	38.87	0.932	$133 \pm 7$
Kaisersteig, Hinternaß- wald, Sch 253 b	weinroter Tonschiefer (Werfener Schichten; Skyth)	Chl, Mu, Häm	5.4	1.5055	4.88	36.15	0.416	$181 \pm 22$
Kaisersteig, Hinternaß- wald, Sch 254	graugrünlicher Tonschiefer (Werfener Schichten, Skyth)	Chl, Mu	4.9	1.5048	4.77	36.44	0.953	$187 \pm 9$

K/Ar-Daten an Feinfraktionen ( $< 2 \mu\text{m}$ ) der Permo-Skyth  
Sedimente der Nördlichen Kalkalpenbasis

Hauptsächlich aus Illit bestehende Feinfraktionen ( $< 2 \mu\text{m}$ ) des von Dr. SCHRAMM stammenden Probenmaterials wurden wie in FRANK et al. (1977) beschrieben mit der K/Ar-Methode untersucht (Tab. 1).

Sieht man von den Proben von Hinternaßwald ab, so weisen die Illitkristallinitäten der an mehreren Stellen der südlichen salzburgischen Kalkalpen gesammelten Proben auf eine tief anchizonale bis epizonale Metamorphose hin. Die Feinfraktion der Hinternaßwaldproben (Niederösterreich, Sch 253 b, Sch 254) besitzen eine weniger gut ausgeprägte Kristallinität und könnten demzufolge auch noch als Produkte einer spät-diagenetischen Konsolidierung gedeutet werden.

Während diese letzteren Proben Alterswerte um 180 Mio. J. geliefert haben, ergaben sich aus den schwach metamorphen Proben im Gebiet Bischofshofen-Werfen Alterswerte im Zeitraum 106 - 133 Mio. J. (Sch 31 155 Mio. J.). Nach unseren bisherigen Erfahrungen ist anzunehmen, daß diese Alterswerte noch nicht einem definierbaren Stadium im Metamorphoseablauf entsprechen. Daraus ergeben sich folgende zwei Möglichkeiten. Entweder wurde Überschußargon aus der Grauwackenzone bei der alpinen Metamorphose aufgenommen oder die Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$  enthält noch unvollständig verjüngte (detritäre) Mineralphasen bzw. -kerne.

JUNG (1980) analysierte die Feinfraktion ( $< 2 \mu\text{m}$ ) von Werfener Schieferen der Radmer und des Steirischen Erzberges und errechnete Mischalter zwischen 130 - 190 Mio. J. Seine bevorzugte Interpretation, daß bei beginnender Grünschieferfazies (nach der Illitkristallinität) auch in der Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$  noch keine vollständige Verjüngung der Mineralalter (Rb/Sr, K/Ar, Serizit) erreicht wurde, dürfte auch hier zutreffen.

---

Tab. 1: K-Ar und mineralogische Daten der Feinfraktion

+ Mineralogie von Dr. J.M. Schramm - ++ K-Ar Messungen von M. Thöni und W. Frank - Qz=Quarz, Chl=Chlorit, Mu=Muskowit, Ab=Albit, Pa=Paragonit, Häm=Hämatit, IK=Illit Kristallinität; Alter wurden mit den IUGS-Konstanten (STEIGER und JÄGER, 1977) berechnet.

Immerhin dürften die drei am stärksten verjüngten Proben mit einem Alter um 110 Mio. J. und einer relativ guten Illitkristallinität ( $\sim 4$ ) Hinweis genug sein, dies als maximales Alter der schwach metamorphen Beeinflussung zu werten. Der thermische Höhepunkt entspricht dem Bildungsalter der frühalpiner Metamorphose dieses Raumes, kann allerdings noch erheblich jünger als diese Alterswerte sein.

#### Illit-Kristallinitätsmessungen an vier Profilen im salzburgisch-steirischen Raum

Vier Profile wurden übersichtsweise beprobt, um die am besten geeigneten Proben zur Erfassung der "Bildungsalter" der frühalpiner Metamorphose zu erhalten.

1. Profil Hochkönig (vom Hochkeil bis hinauf zur Mandlwand) WEBER et al. (1972, Beil.1)
2. Profil Blühnbachtal (Hundskarlgraben) TICHY und SCHRAMM (1979, Abb.2)
3. Profil Tennengebirge (Pailwand E-Scholle) HAMILTON (1981)
4. Profil Dachstein (Lehnachriedel, Stmk.) ERKAN (1977, Beil.30)

Der salzburgisch-steirische Raum der Kalkalpenbasis wurde ausgewählt, da SCHRAMM (1977, 1980) schwache Metamorphose anzeigende Mineralien wie Paragonit, Pyrophyllit und Chloritoid beschrieben hatte.

Jüngste Untersuchungen von KRALIK und COMPSTON (1981) lassen auch die Datierung von unreinen Karbonatgesteinen hoffnungsvoll erscheinen. Sie konnten zeigen, daß bei schonender Separierung der Tonfraktion mit Ionenaustauschern und 5 % EDTA-Lösungen diese für die Rb/Sr-Altersdatierung geeignet ist. Aufgrund dieser Erfahrungen und da in einer Karbonatfazies ein geringerer detritischer

Einfluß zu erwarten ist, sowie der Möglichkeit eine Metamorphosezonierung in einem mächtigeren Profil leichter erkennen zu können, wurde die Beprobung bis in die triadische Karbonatabfolge ausgedehnt. Möglicherweise ergeben die schwach metamorphen Karbonatgesteine verlässlichere Daten zur Festlegung des Bildungsalters der Metamorphose als die klastischen Werfener Schichten.

Die mit Hilfe einer Zentrifuge gewonnenen drei Fraktionen (2-1, 1.0-0.5, 0.5-0.1  $\mu\text{m}$ ) des Tonanteiles sollen helfen, den Einfluß der detritischen Mineralphasen und den der Korngröße auf die Illitkristallinität zu klären.

Alle auf die Illitkristallinität hin ausgewertete Proben von den oben angeführten Profilen fallen in den anchizonalen Bereich (4-6.5, geeicht nach Standards von Prof. KUBLER). Die feinste Fraktion (0.1-0.5  $\mu\text{m}$ ) weist fast ausnahmslos größere Halbwertszeiten auf als die entsprechend größeren Fraktionen (0.5-1 und 1-2  $\mu\text{m}$ ), wobei erst die geochronologische Untersuchung weisen wird, ob es sich tatsächlich um detritusfreie Fraktionen handelt oder ob durch die kleineren Korngrößen bloß eine schlechtere Ordnung des Kristallgitters vorgetäuscht wird. In das von ESQUEVIN (1969) vorgeschlagene Diagramm eingetragen, verteilt sich das Gros der feineren Fraktionen mehr auf die Seite der Fe-Mg-reicheren Illite ( $^{1002}/_{1001} = 0.3$ ).

Bekanntlich hat der vermehrte Einbau von Fe und Mg eine asymmetrische Verbreiterung des  $10 \text{ \AA}^{\circ}$  Reflexes zur Folge, die in keinem direkten Zusammenhang mit der steigenden Metamorphose steht (ESQUEVIN, 1969). Immerhin zeigen diese oben angeführten K/Ar-Messungen, die von JUNG (1980) erhaltenen Werte in den Werfener Schiefen der Radmer, die K/Ar-, Rb/Sr-Daten an Pennsylvanian Tongesteinen (HOFMANN et al., 1974) und eigene Erfahrungen des Autors an australischen Sedimenten, daß detritischer Anteil bis in die Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$  keine Seltenheit ist. Sicherlich werden bei manchen Proben auch bei der Aufbereitung ein geringerer Teil der größeren detritischen Glimmer zerbrochen, sodaß man sie in den Ton-

fraktionen wiederfindet.

Die Illitkristallinitäten der drei untersuchten Tonfraktionen zeigen in den Karbonatgesteinen eine geringere Variationsbreite als in den Werfener Schiefern. Dies weist - wie erwähnt - auf einen geringeren detritären Einfluß in den Karbonaten hin.

Von den bislang petrologisch untersuchten Profilen wird als aussichtsreichstes das mehr oder minder zusammenhängende Profil südlich des Hochkönigs, das vom Silur-Devon der grauen Serie in die Mitteltrias reicht, derzeit mit der Rb/Sr-Methode bearbeitet.

#### Literatur:

- ERKAN, E. 1977: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen.- Jb.geol.Bundesanst., 120/2, 343-400, Wien.
- ESQUEVIN, J. 1969: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité.- Bull.Cent.Rech. Pau.- SNPA, 3/1, 147-153, Pau.
- FRANK, W., ALBER, J. & THÖNI, M. 1977: Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauls-Penser Joch (Südtirol).- Sitz.Ber.österr.Akad. Wiss., math.-naturwiss.Kl., 1977/7, 102-107, Wien.
- HAMILTON, W. 1981: Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologische Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördl.Kalkalpen, Salzburg).- Diss.Formal-Naturwiss.Fak.Univ.Wien (in Vorbereitung).
- HOFMANN, A., W., MAHONEY, Jr.J.W. & GILETTI, B.I. 1974: K-Ar and Rb-Sr Data on Detrital and Postdepositional History of Pennsylvanian Clay from Ohio and Pennsylvania.- Bull.Geol.Soc.Amer., 85, 639-644, Boulder/Col.
- JUNG, G. 1980: Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am steirischen Erzberg.- In: FLÜGEL, H. (Hrsg.): Die frühalpene Geschichte der Ostalpen, 156 p. (20-27) Jber. 1979

Hochschulschwerpunkt S 15/1, Graz-Leoben.

- KRALIK, M. & COMPSTON, W. 1981: Leaching of Fithian illites with acid, Amberlite, and EDTA.- in Vorbereitung.
- KUBLER, B. 1966: La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme.- In: Colloque sur les Etages Tectonique, 105-122, A la Baconnière, Neuchâtel, Suisse.
- SCHRAMM, J.M. 1977: Über die Verbreitung epi- und anchi-metamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) - ein Zwischenbericht.- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 7/2, 3-20, Innsbruck.
- 1980: Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der nördlichen Kalkalpen.- Mitt. österr.geol.Ges., 71-72, 379-384, Wien.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. 1977: Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.- Earth.planet.Sci.Letters, 36, 359-362, Amsterdam.
- TICHY, G. & SCHRAMM, J.M. 1979: Das Hundskarl-Profil, ein Idealprofil durch die Werfener Schichten am Südfuß des Hagengebirges, Salzburg.- Karinthin, 80, 82-117, Salzburg.
- WEBER, L., PAUSWEG, F. & MEDWENITSCH, W. 1972: Zur Mitterberger Kupfervererzung.- Mitt.geol.Ges.Wien, 65, 137-158, Wien.