

ISOTOPENGEOLOGISCHE NEUERGERBNISSZE ZUR ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER BÖHMISCHEN MASSE PROTEROZOISCHE GESTEINSSERIEN UND VARISZISCHE HAUPTOROGENESE

W.FRANK, St.HAMMER, F.POPP, S.SCHARBERT und M.THÖNI

Zusammenfassung

Die verschiedenen isotopengeologischen Untersuchungen konzentrierten sich vorwiegend auf den südöstlichen Teil der Moldanubischen Zone in Österreich.

Das Sr-Isotopenverhältnis massiger reiner Marmore der Bunten Serie ist durch niedrige Werte von 0,7060 charakterisiert, die als nahezu unveränderte Meerwasser-Isotopenverhältnisse zur Zeit der Sedimentation interpretiert werden. Entsprechend dem gegenwärtigen Stand des Wissens deuten die Ergebnisse auf ein proterozoisches Alter (etwa 800 bis 900 Ma) dieser Teile der Bunten Serie.

Rb/Sr-Daten an Paragneisen und Glimmerschiefern der Monotonen und der Bunten Serie verweisen ebenso auf lange Krustenverweilzeiten. Der Granitgneis von Weiterndorf stellt einen Intrusionskörper innerhalb von Amphiboliten dar, die vermutlich dem Rehberger Amphibolit entsprechen. Seine Rb/Sr-Systematik bestätigt den S-Typ Charakter. Das Bildungsalter konnte bisher nicht festgelegt werden, könnte aber als proterozoisch angesehen werden.

Großproben von Gesamtgesteinen des Gföhler Gneises ergaben ein Alter von 490 ± 9 Ma, ein Ergebnis, das dem von Arnold und Scharbert (1973) entspricht. Aufgrund der Rb/Sr-Systematik kann diesen Gesteinen - wie dem Großteil der Granulite - ein Maximalalter von rd. 500 bis 560 Ma zugeschrieben werden. Die frühpaläozoischen Alter des Gföhler Gneises und der Granulite werden als Bildungsalter hochtemperierter migmatischer Gesteine mit geringen Anteilen granitischer Schmelze interpretiert. Die heutige Mineralparagenese des Gföhler Gneises repräsentiert offensichtlich die jüngere hochgradige, variszische Metamorphose und strukturelle Überprägung.

Der Syenitgneis von Wolfshof, ein dünner magmatischer Körper unterhalb der Granulitlage von St.Leonhard, ist in großen Teilen undeformiert. Seine magmatische Bildung entspricht der Platznahme der Granulitdecke. Eine Gesamtgesteins-Rb/Sr-Isochrone ergab ein frühpaläozoisches Alter, das als Mischungslinie interpretiert wird, da Feldspat-Gesamtgestein und Apatit auf ein variszisches Alter der magmatischen Vergesellschaftung hinweisen.

Ein anderes Charakteristikum, das dem Spätstadium der Platznahme der Gföhler Gneis-Granulitdecke entspricht, sind weitverbreitet lokale Schmelzen, insbesondere in lagigen Amphibolit-Paragneisserien an der Basis des Gföhler Gneises. Kleinbereichsisochronen dieser Gesteine belegen ein variszisches Alter dieses Hochtemperaturereignisses.

Diese Resultate liefern gute Argumente für ein variszisches Alter der gegenwärtigen Mineralparagenese aller Gesteinsserien und ihrer Deformation. Abgesehen von wenigen Relikten sind ältere Minerale und Strukturen weitgehend ausgelöscht. Der thermische Höhepunkt der Metamorphose und der strukturellen Prägung ist aufgrund partiell offener Systeme, die bis in die späten Stadien der thermischen Entwicklung hinein wirksam waren, im Detail nicht zu fixieren.

Deshalb ist das Alter der postdeformativen Intrusionsgesteine von großer Bedeutung. Sie belegen nämlich, daß die grundlegende Stapelung der tektonischen Einheiten bereits innerhalb des Unterkarbons stattgefunden hat. Der Weinsberger Granit (349 ± 4 Ma) schneidet die Monotone und die Bunte Serie. In der Nähe von Ybbs-Persenbeug durchschlagen lokale Granitgänge mit einem Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 332 ± 6 Ma alle Einheiten einschließlich der Granulite. Diese Ergebnisse lassen sich in gute Übereinstimmung mit dem Vorkommen großer Granulitgerölle und Gföhler Gneisgerölle im kristallinen Schutt der Moravischen Molassesedimente (unteres und mittleres Visé) nordwestlich von Brünn bringen.

Strukturelle Studien in einem Profil entlang des Kamptales zeigen eine kontinuierliche Rotation der Lineationen von der NS-Richtung in tieferen Stockwerken in die NW-Richtung in den höchsten tektonischen Einheiten, den Granuliten. Gelände- und Dünnschliffbeobachtungen belegen eine simple-shear-Komponente in allen Lineationen. Schersinnkriterien zeigen innerhalb der Granulite und den unmittelbar darüberliegenden Gesteinen eine Transportrichtung nach NW. In den tieferen Einheiten hingegen herrscht N-gerichteter Transport vor. In der Gföhler Gneis-Einheit nördlich der Donau ist eine einheitliche Transportrichtung weniger klar entwickelt. Dieser Bereich scheint eher durch ein pure-shear-Verformungsregime gekennzeichnet zu sein. Späte ostvergente Falten sind in entsprechenden Gesteinstypen erkennbar.

Die generelle strukturelle Entwicklung des südöstlichen Moldanubikums wird als Ergebnis einer variszischen transpressiven Konvergenz zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Bereich interpretiert, die das regionale Umbiegen der orogenen Zonen um die Böhmisches Masse verursachte. Die Gföhler-Granulitdecke ist ein Element dieser riesigen Bogenstruktur, die sich an der moldanubischen Front aus einem kräftig überprägten frühpaläozoischen metamorphen Gürtel entwickelte. Dieser wurde während der variszischen Zeit aus tiefen Krustenstockwerken in die heutige Position geschoben und überkippt. Die unmittelbar darauffolgende großräumige transpressive Tektonik wird als Ursache für die wurzellose Geometrie dieses Gebietes angesehen.

Abstract

The investigations concentrate on the Moldanubian Zone of Austria, mainly in its southeastern part. The Sr isotope ratio of massive, pure marbles of the Variegated Series are characterized by consistently low ratios of 0.7060, which are interpreted as the nearly unaltered seawater ratios at the time of sedimentation. Tests showed that the Sr isotopic exchange of the pure marbles with their Rb-rich intercalations are rather limited and there is no reasonable rock type available for lowering the Sr isotopic ratio of the carbonates. According to the knowledge of the Sr isotopic evolution of seawater during earth history, the results represent a strong argument for a Proterozoic age of the investigated part of the Variegated Series at last in the range of 800-900 Ma.

Few Rb/Sr data on paragneisses and micaschists of the Monotonous and Variegated Series give also indications for their long crustal residence time. The granite gneiss of Weiterndorf is an intrusive body within amphibolites which probably correspond with the Rehberg mafic suite. The Rb/Sr systematics of the granite gneiss underlines its S-type character. The formation age is not yet settled at present, but could be Proterozoic.

Large whole rock samples from Gföhl gneiss yielded an age of 490 ± 9 Ma, the same result as found earlier by Arnold und H.G.Scharbert (1973). From Rb/Sr systematics this rock series as well as the bulk of the granulites can only have maximum ages around 500-560 Ma. The Early Paleozoic whole rock ages of the Gföhl gneiss and the granulites are interpreted as the time of formation of high grade migmatitic rocks with minor components of granitic melts. The present mineral assemblage of the Gföhl gneiss represents obviously the younger high temperature Hercynian metamorphic and structural overprint. This can be deduced from Hercynian thin slab isochrone results from highly deformed rock types.

The syenite gneiss from Wolfshof, a thin magmatic layer just below the granulite outlier of St.Leonhard, is undeformed in large parts and its magmatic formation correlates with the emplacement of the granulite nappe. A whole rock Rb/Sr isochrone yielded an Early Paleozoic age, which is interpreted as a mixing line, as feldspar, whole rock and apatite indicate a Hercynian age for this magmatic assemblage.

Another feature correlated with last stages of emplacement of the Gföhl-Granulite nappe are widespread local melts, especially in layered amphibolite/paragneiss series at the base of the Gföhl gneiss. Thin slab investigations of such rocks prove the Hercynian age of this high temperature event.

These results give strong arguments for a Hercynian age of the present mineral assemblages of all rock series as well as for their deformations. Older events have been more or less obliterated, except from very local remnants. Due to partial open systems until late thermal stages, the data do not allow to fix the thermal peak of metamorphism or structural phases in detail.

In this respect, the ages of postdeformational intrusive rocks are of great importance. They underline, that the fundamental stacking of the tectonic units took place within the Lower Carboniferous. The Weinsberg granite (349 ± 4 Ma) crosscuts the Monotonous and Variegated Series. Near Ybbs-Persenbeug leucogranite dikes crosscut all tectonic units including the granulites. Their Rb/Sr whole rock age was determined with 332 ± 6 Ma. These results are in good agreement with occurrences of large boulders of granulites and Gföhl gneisses among other crystalline debris within the Moravian Lower and Middle Visean Molasse type deposits NW of Brno.

Structural investigations of a cross section along the Kamp valley show a continuous rotation of stretching lineations from N/S in deeper levels to NW in the highest tectonic unit, the granulites. Observations in the field and in thin sections prove a simple shear component in all this lineations. Shear sense criteria show a transport direction to NW within the granulites and especially in the immediately underlying rocks. In lower levels a N-directed transport prevails. In the Gföhl gneiss area N of the Danube a uniform transport direction is less clear, this area seems to be more dominated by pure shear deformational regime. Late E-vergent buckle folds are recognizable in appropriate rock types.

The general structural evolution of the southeastern Moldanubicum is therefore interpreted as the result of the Hercynian transpressional convergence between the Moldanubian/Moravian realms, which caused the regional bending of orogenic zones around the Bohemian Massif. The Gföhl-Granulite nappe system is one element of this giant syntaxes structure. It has developed at the Moldanubian front from a strongly overprinted Early Paleozoic metamorphic belt. It was thrust and overturned in Hercynian times from deep crustal levels into the present position. The immediately following large scale transpressional tectonics is the reason for the rootless geometry in the investigated area.

1. EINLEITUNG

Innerhalb des variszischen Orogens nimmt die Böhmisches Masse eine Schlüsselstellung ein, indem hier ähnlich wie im armorikanisch-iberischen Bogen eine große Verkrümmung der Orogenzonen gegenüber dem Vorland der osteuropäischen Tafel eintritt. Im aufgeschlossenen Bereich am Ostrand der Böhmisches Masse streichen die Strukturen in südlicher Richtung. Über ihre allfällige Fortsetzung in den variszischen Kristallinanteilen des Alpen-Karpatenbereichs gibt es viele spekulative Überlegungen.

Während die geologische Kartierung der Böhmisches Masse durch die ausgereifte Bearbeitung großer Teile durch Fuchs, Matura, Thiele, Frasl und Höck einen weitgehenden Abschluß erfahren hat, hat die moderne methodische Bearbeitung dieses Grundgebirges mit dem Kartierungsfortschritt nicht im gleichen Maß Schritt gehalten. Dadurch ist es verständlich, daß zum Alter des Baumaterials und der Einordnung von Metamorphose und strukturprägenden Prozessen noch sehr kontroverse Vorstellungen in der Literatur existieren (vgl. Fuchs 1976; Fuchs und Matura 1976; Thiele 1976 a, 1984; Tollmann 1982; Matte et al. 1985). Dieser Mangel gilt insbesondere für die Zonen der metamorphen Gesteinsserien, während für den Südböhmisches Pluton der Ablauf der variszischen Prozesse in geochemisch-genetischer und altersmäßiger Hinsicht durch die Arbeiten von Finger und Höck (1987) und S.Scharbert (1987, 1990) und anderen Autoren eine weitgehende Klärung erfahren hat.

Diese offenen und in der Literatur sehr kontrovers beurteilten Fragen zu klären, ist ein wesentliches Ziel des Projektes "Präalpidische Kruste in Österreich". Die ersten isotopengeologischen Ergebnisse dieses Untersuchungsprogrammes werden in diesem Bericht vorgestellt und ein Versuch einer entwicklungsgeschichtlichen Darstellung unternommen.

1.1 Methodisches

Rb und Sr Konzentrationen wurden mit der Isotopenverdünnungsmethode mit gemischten Spikes bestimmt. Zur Berechnung der Konzentrationen und der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse wurden die von Steiger and Jäger (1977) angegebenen Konstanten verwendet. Wo nicht eigens vermerkt, wurden die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse aus den gespikten Proben errechnet. Die Isotopenverhältnisse wurden auf einem VG MM30 Festkörpermassenspektrometer gemessen. Alle im Text angegebenen Werte wurden mit der Zerfallskonstante für ^{87}Rb von $1.42 \times 10^{-11}/\text{a}$ berechnet. Die in unserem Labor erarbeiteten Alter wurden nach der Isochronenmethode von York (1969) mit einem Programm nach McSavenny in Faure (1977) gerechnet, wobei alle Analysenpunkte im Sr-Entwicklungsdiagramm gleich gewichtet wurden. Die Fehler der Alter sind 2 σ -Fehler, auf $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ wird ein Fehler von 1% angenommen, die Fehler der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse sind 2 σ Standardfehler des Mittelwertes.

2. DAS ALTER DER SERIEN

2.1. Monotone Serie

Das Alter der Monotonen Serie am Ostrand des Südböhmischen Plutons wird in der Regel als (ober) proterozoisch, möglicherweise noch in das Altpaläozoikum reichend betrachtet. Wie im folgenden Kapitel gezeigt wird, weist die überlagernde Bunte Serie ein gesichertes proterozoisches Alter auf. Da alle Seriengrenzen in diesem tiefen Grundgebirge auch als tektonische Bewegungsbahnen aufgefaßt werden können, wofür z.T. sehr eindeutige Argumente vorliegen (z.B. Gföhler Gneis-Granuliteinheit), kann aus der Überlagerung der Monotonen durch die Bunte Serie noch nicht auf ein gesichert höheres Alter der Monotonen Serie geschlossen werden.

Die Erfassung des Sedimentationsalters metamorpher klastischer Folgen ist schwierig und jedenfalls mit großen Fehlern behaftet. Kommen in einer Serie häufig hohe Rb/Sr-Verhältnisse vor, so kann versucht werden, innerhalb großer Bandbreiten ein Serialalter aufgrund der Sr-Isotopenentwicklung abzuschätzen.

Für diesen Zweck wurden Proben der Monotonen Serie aus dem Hölltal südlich von Ottenschlag verwendet. Benachbarte Lagen (wenige kg, Abstand im dm-m-Bereich) geben einen Hinweis auf (alt) paläozoische Metamorphoseprozesse. Die Initialwerte weisen mit 0,714 auf keine drastische Erhöhung der Sr-Isotopenverhältnisse hin. Eine verlässliche Altersberechnung erscheint in Anbetracht der Streuung und geringen Anzahl der Datenpunkte nicht sinnvoll. Es ergibt sich jedoch der Hinweis, daß das Maximalalter der Serie nicht älter als 800-1000 Ma ist. Bezeichnenderweise sind die wenigen bisher untersuchten Proben aus der Bunten Serie bei gleichen Rb/Sr-Verhältnissen höher radiogen als die der Monotonen Serie. Ob dies auch von geologischer Bedeutung ist und auf ein eventuell höheres Alter der Bunten Serie hinweist, kann nur durch eine größere Probenanzahl bzw. den Einsatz weiterer Methoden geklärt werden.

2.2. Bunte Serie

Über das Alter der Bunten Serie, die aus Paragneisen, Glimmerschiefern, quarzitischen Gesteinen mit häufig graphitreichen Lagen und verbreiteten Marmorvorkommen besteht, wurde in letzter Zeit am meisten spekuliert. Dachte man ursprünglich an proterozoische bzw. an kambrische Karbonate, wurde durch Berichte über palynologische Mikrofossilien etc. aus der Bunten Serie von Pacltova (1981) aus dem Gebiet der CSFR ein silurisch-devonisches Alter postuliert. Diese Vorstellungen wurden von Tollmann (1982, 1985 a,b) und Thiele (1984) auch auf das Alter der Bunten Serie im östlichen Moldanubikum Österreichs übertragen.

Es wurde versucht, die Altersstellung der Karbonate mit Hilfe der nun schon gut bekannten Sr-Isotopenentwicklungskurve des Meerwassers im Lauf der Erdgeschichte zu erfassen (vgl. Fig.1). Diese Versuche erschienen aussichtsreich, da

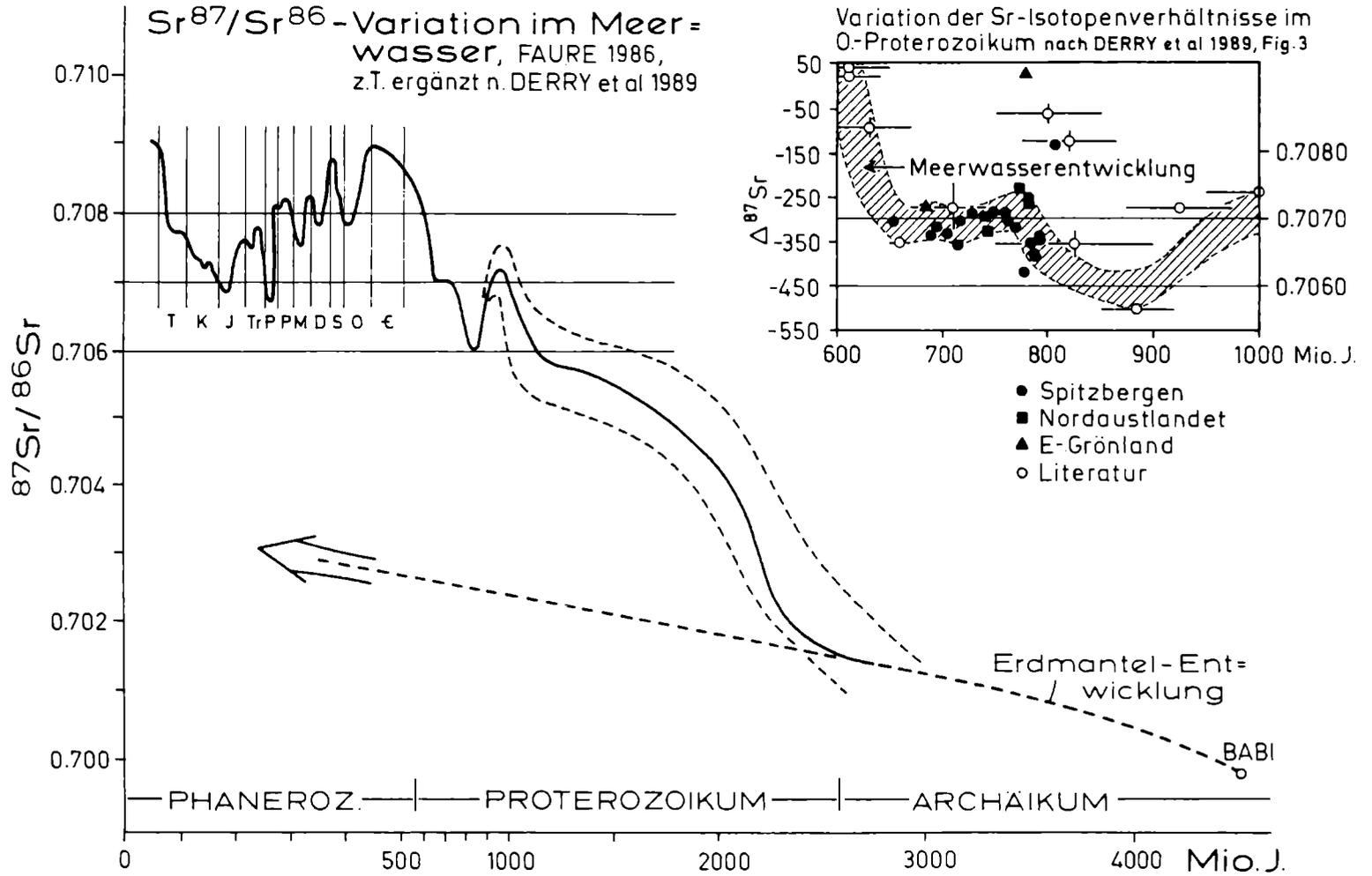


Fig. 1: Sr - Entwicklungskurve des Meerwassers im Lauf der Erdgeschichte.

schon mehrfach die Erfahrung gemacht wurde, daß reine Karbonatgesteine ihre ursprünglichen Meerwasserisotopenverhältnisse für Sr auch bei Metamorphoseprozessen nur unwesentlich verändern (vgl. Frimmel 1988; Gorzowski et al. 1989). Schon die ersten Isotopenmessungen an reinen Karbonaten aus dem Weintal haben $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von .7060 geliefert, die durch eine Reihe weiterer gleichartiger Ergebnisse von regional weit gestreuten Probenlokalitäten bestätigt wurden. So niedrige Sr-Isotopenverhältnisse treten im gesamten Phanerozoikum nicht auf. Somit ist sehr eindeutig belegt, daß die Marmore der Bunten Serie und natürlich auch ihre Nebengesteine, in denen sie auftreten, ein proterozoisches Alter haben.

2.2.1. Diskussion der Datierung von Karbonaten mit Hilfe der Sr-Isotopenentwicklung des Meerwassers.

Die Sr-Isotope sind im offen marinen Bereich gut gemischt und zeigen regional keine Unterschiede. Dies rührt daher, daß die durchschnittliche Verweilzeit des Sr im Meerwasser groß im Vergleich zur Mischungszeit des Meerwassers ist. Die Sr-Isotopenentwicklungskurve des Meerwassers im Lauf der Erdgeschichte spiegelt in ihrem präkambrischen Anteil vorwiegend das Wachstum der Kontinente und die zunehmend höher radiogenen Verhältnisse im Flußwasser wieder. Der oszillierende Teil der Kurve im Phanerozoikum wurde wesentlich beeinflusst vom Eintrag niedriger Sr-Isotopenverhältnisse aus basischen Gesteinen (Bildung ozeanischer Räume und ihrer nachfolgenden hydrothermal - metamorphen Umwandlung) in das Meerwasser. Daneben sind noch eine Reihe weiterer Faktoren wie Klima (Eiszeiten), Höhe des Meerwasserspiegels, Zusammensetzung der dominierenden Erosionsgebiete etc. maßgeblich.

Der erste massive Einbruch in der zunächst sukzessive ansteigenden Kurve findet etwa zur Zeit von 800-900 Ma statt und wurde zuletzt durch Derry et al. (1989) in einer Untersuchung nicht metamorpher Karbonate von Grönland und Spitzbergen eingehend dokumentiert und in seinen Ursachen interpretiert.

Die von uns gemessenen einheitlich niedrigen Sr-Isotopenverhältnisse der Karbonate der Bunten Serie entsprechen dem tiefsten Niveau dieses Kurvenminimums. Das Alter dieser Karbonatgesteinsserie ist daher mit mindestens ca. 800-900 Ma. anzunehmen, da im gesamten Phanerozoikum keine so tiefen Verhältnisse bekannt sind.

Aus der geochronologischen Untersuchung ist in zahlreichen Fällen bekannt, daß es bei Metamorphosen zur Neuverteilung (mehr oder weniger vollständige Homogenisierung) der Sr-Isotope in den Gesteinen kommt, wobei der nachweisliche Stofftransport normal zum Lagenbau im dm-m-10m(?) - Bereich liegen kann. Könnte ein solcher Prozeß die gefundenen Verhältnisse beeinflusst haben? Dazu ist zunächst festzustellen, daß die die Marmore begleitenden Glimmerschieferfolgen heute hoch radiogene Sr-Isotopenverhältnisse von 0.730 - 0.750 aufweisen. Sofern die Rb/Sr-Verhältnisse nicht deutlich geändert wurden, hatten die Gesteine zur Zeit der variszischen oder kaledonischen Metamorphose schon eine we-

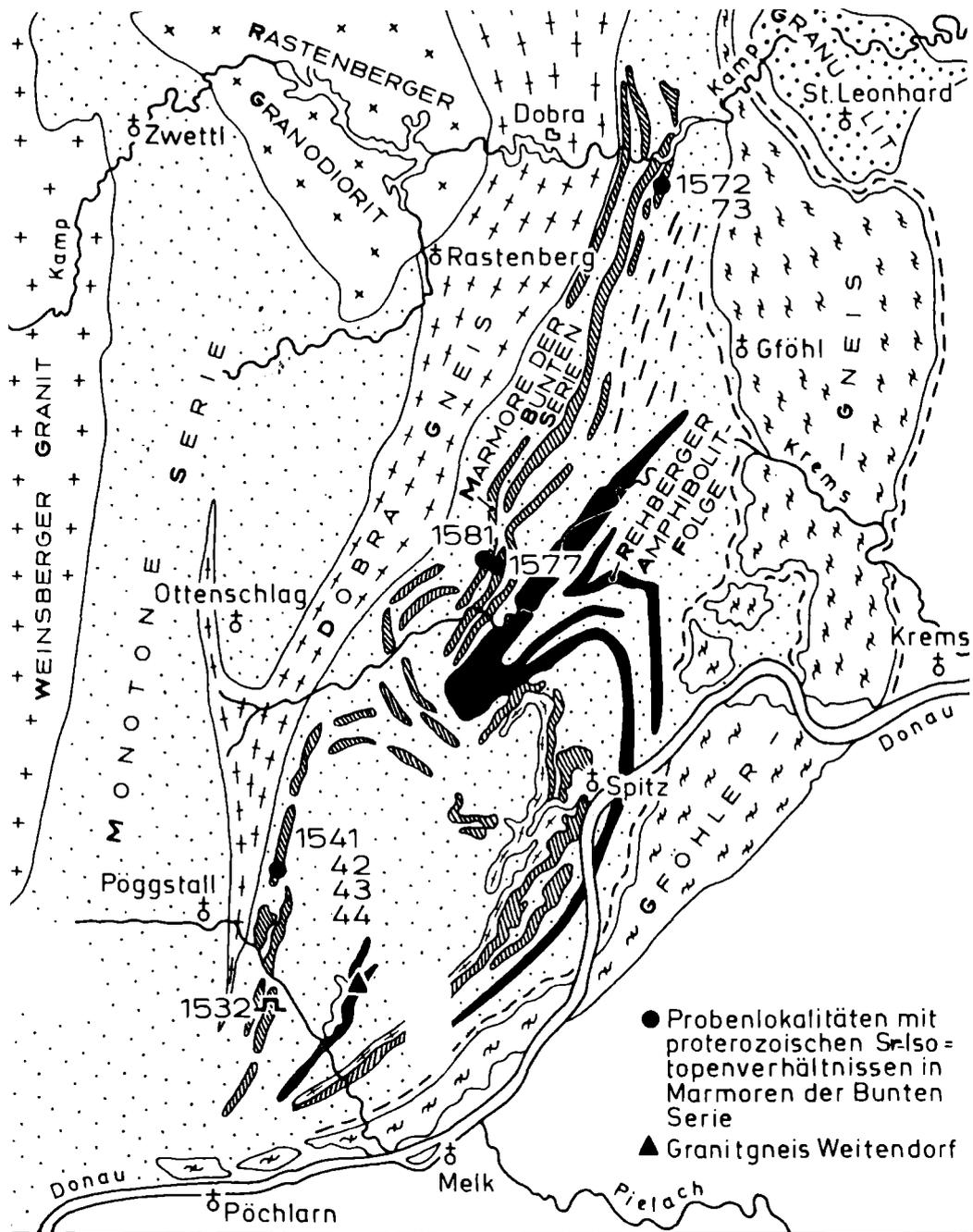


Fig. 2: Probelokalitäten mit proterozoischen Sr - Isotopenverhältnissen in Marmoren der Bunten Serie.

sentlich höhere Isotopie als die Marmore, ein Austausch zu dieser Zeit ist daher auszuschließen.

Denkbar wäre allenfalls, daß eine erste noch sehr fluidreiche Metamorphose einen Austausch mit damals möglicherweise noch sehr niedrig (ca. 0.706) radiogenen Peliten verursacht hätte. Auch diese Interpretation ist unrealistisch. Einerseits sind die begleitenden Folgen typisch kontinental-detritisch und Einschaltungen von basischen Gesteinen kommen kaum vor. Ihre ursprünglichen Verhältnisse werden daher kaum so niedrig gewesen sein, darauf weisen auch Rb-reiche Lagen in den Marmoren hin, die vor 900 Ma schon ein höheres Verhältnis als 0.706 aufgewiesen haben. Weiters haben die Karbonate Sr-Gehalte von durchschnittlich 500ppm, in Einzelfällen bis 1700ppm, somit im Durchschnitt 2-3 mal höher als in den Begleitserien. Diese hohen Gehalte weisen auf geringen diagenetischen Sr-Austausch hin. Detailuntersuchungen zeigen weiters, daß die gefundene niedrige Sr-Isotopie einheitlich im Gestein verteilt ist, und auch unmittelbar neben unreinen Lagen ein abrupter Wechsel und keine allmähliche Angleichung stattfindet, die auf einen diffusiven Isotopenaustausch hinweisen würde (vgl. Fig.2). Im Grenzbereich der Marmore zu ihren Nebengesteinen kommt es auf kurze Distanz (cm-dm-Bereich, vgl. Fig.3) sehr wohl zu einem diffusiven Austausch durch die Migration von

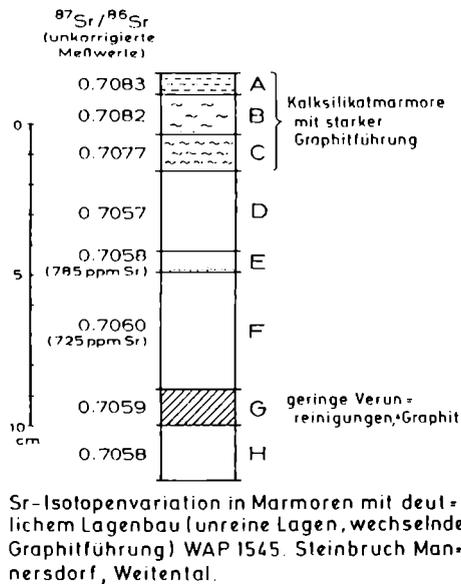


Fig. 3: Sr - Isotopenverhältnisse im Grenzbereich einer Marmorlage zu Paragneisen. Lokalität Steinbruch bei Heiligenblut, Mannersdorf, Weital. Die Ergebnisse zeigen, daß eine Erhöhung der Sr-Isotopenverhältnisse in den Marmorlagen nur auf sehr kurze Distanz im cm-Bereich stattfindet. Reine, mächtige Marmorlagen mit Abständen von höher radiogenen Nebengesteinen im m-Bereich sind offenbar von keiner nennenswerten Verschiebung der primären Sr-Isotopenverhältnisse betroffen.

radiogenem Sr in den Marmor. Ähnliche Prozesse haben auch im Nahbereich von Pegmatit/Aplitgängen bzw. von basischen Gängen stattgefunden. Reine, mehrere m mächtige Marmore sind jedoch für diese Untersuchungen sehr gut geeignet. Dies ist ein deutlicher Beleg dafür, daß ein Sr-Stoffaustausch über mächtigere Marmorlagen hinweg nicht stattfindet.

Die gefundenen Werte entsprechen daher weitgehend den ursprünglichen Meerwasserverhältnissen und können für Altersaussagen genutzt werden, die in diesem Fall besonders eindeutig ausfallen. Die Existenz devonischer Gesteinsfolgen kann für die untersuchten Serien ausgeschlossen werden. Wir nehmen an, daß auch die unreinen Anteile dieser Serie, die mit dieser Methodik natürlich nicht sinnvoll untersucht werden können, ein ähnliches Alter aufweisen. Es soll damit jedoch nicht in Abrede gestellt werden, daß im größeren Bereich der Böhmisches Masse lokal auch paläozoische Sedimente in den älteren Untergrund eingebaut sein können (z.B. Pflug und Reitz 1988; Pacltova 1981).

2.3. Rehberger Amphibolit

Über dem marmorreichen basalen Teil der Bunten Serie folgt ein Komplex verschiedener basischer Gesteine, die dem Rehberger Amphibolit in der Regel gleichgestellt werden und mit klastischen Metasedimenten wechsellagern. Diese Serie ist zu beiden Seiten des Gföhler Gneiszuges des südlichen Moldanubikums vertreten. In den Übersichtskarten werden diese Serien zur Raabs-Meislinger Einheit zusammengefaßt (Tollmann 1985; Thiele 1984, Fig.1).

In der Amphibolitfolge östlich des Weitentalles tritt bei Weiterndorf ein größerer Muskowitgranitgneiskörper auf, der - schon im Kartenbild sichtbar - diskordante Kontakte zu seiner Umgebung erkennen läßt, obwohl in der Regel die Gesteine gut geschiefert sind. Solche Granitgneise treten auch häufig als s-parallele Lagen in ihren Nebengesteinen auf.

Erste Ergebnisse von Gesamtgesteinsuntersuchungen mit der Rb/Sr-Methode haben sehr radiogene Isotopenverhältnisse erbracht (vgl. Fig.4). Die Analyseergebnisse belegen zusammen mit dem hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Initial Schmelzen vom S-Typ, was in guter Übereinstimmung mit dem Mineralbestand dieser Gesteinsfolge ist. In jedem Fall hat auch das Ausgangsmaterial der Schmelze dieses Körpers eine hohe Krustenverweilzeit von ca 700 Ma.

Da erst 5 Proben analysiert wurden, sollte das Altersergebnis (vgl. Fig.4) noch sehr vorsichtig beurteilt werden. Nimmt man alle Datenpunkte zusammen, so ergibt sich eine Steigung, die etwa dem theoretischen Maximalalter dieses Gesteinskomplexes entspricht. Vier Proben von eng benachbarten Lokalitäten liegen auf einer Geraden mit dem sehr hohen Initial von .743, ihre Steigung entspräche einem kambrischen Alter. Es könnte sich um eine (Teil-)Verjüngung im Zuge der variszischen Metamorphose handeln.

Es erhebt sich die Frage, ob bei dieser Gesteinsserie eine Magmenmischung mit stark unterschiedlichen Isotopenverhältnissen eingetreten ist und damit eine altersmäßig bedeutungslose "Mischungslinie" im Sr-Entwicklungsdiagramm vorliegt. Eine kurze quantitative Überlegung zeigt, daß, wenn man von den vier Proben mit linearer Anordnung ausgeht, die Zumischung einer Schmelze mit dem Isotopenverhältnis von .770 erforderlich wäre, um ein Alter von z.B. 420 Ma zu erreichen. Ein variszisches Alter würde die Zumischung großer Anteile einer noch höher radiogenen Schmelze erfordern. Da es sich um einen ziemlich großen Körper von einigen km³ handelt, scheint ein solcher Vorgang unwahrscheinlich.

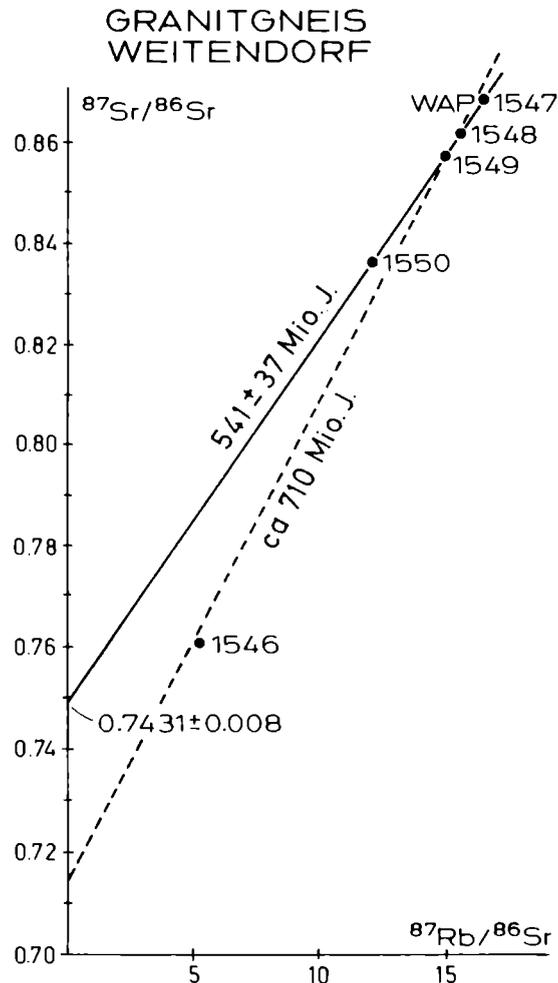


Fig. 4: Sr - Entwicklungsdiagramm (Granitgneis Weitendorf). Muskovitgranitgneisintrusiv innerhalb der Rehberger Amphibolitserie. Die vorliegenden Ergebnisse weisen auf ein hohes Krustenverweilalter des Ausgangsmateriales hin. Ein Bildungsalter von ca. 700 Mio. J. ist wahrscheinlich.

Zur Vorsicht mahnt die Probe WAP 1546, ein Muskowitgranitgneis, der bis zu 5% Muskowit führt, wobei noch unklar ist, ob der Muskowit zur metamorphen Hauptparagenese zählt oder sekundär gebildet wurde. Alle Gesteinsserien der weiteren Umgebung führen keinen zur Hauptparagenese zählenden Muskowit. Es war hier offensichtlich überall die Stabilität von Muskowit und Quarz überschritten. Muskowit tritt nur untergeordnet und in der Regel in späten Bewegungszonen und auch im Schlibfbereich sehr engbegrenzter Scherzonen auf. Dies gilt jedenfalls für die unterlagernden Paragneise der Bunten Serie und auch noch für große Teile des Dobra Gneises und der Monotonen Serie.

Die übrigen Proben des Granitgneises, WAP 1547 bis WAP 1550, zeigen eine rein metamorphe, äquigranulare Textur und führen nur geringe Mengen an Hellglimmer, der jedoch ausschließlich als "gepanzertes" Relikt im Inneren von Feldspäten auftritt, während der verbreitete Biotit in stabiler Korngrenzenbeziehung zu allen Mineralphasen steht. Somit kann als gesichert gelten, daß zumindest Teile des Weiterndorfer Granitgneises voll von der variszischen Hauptmetamorphose erfaßt wurden. Eine Klärung der Altersstellung dieses Gesteinskörpers soll durch eine systematische Detailstudie, allenfalls durch Zirkonuntersuchungen erreicht werden.

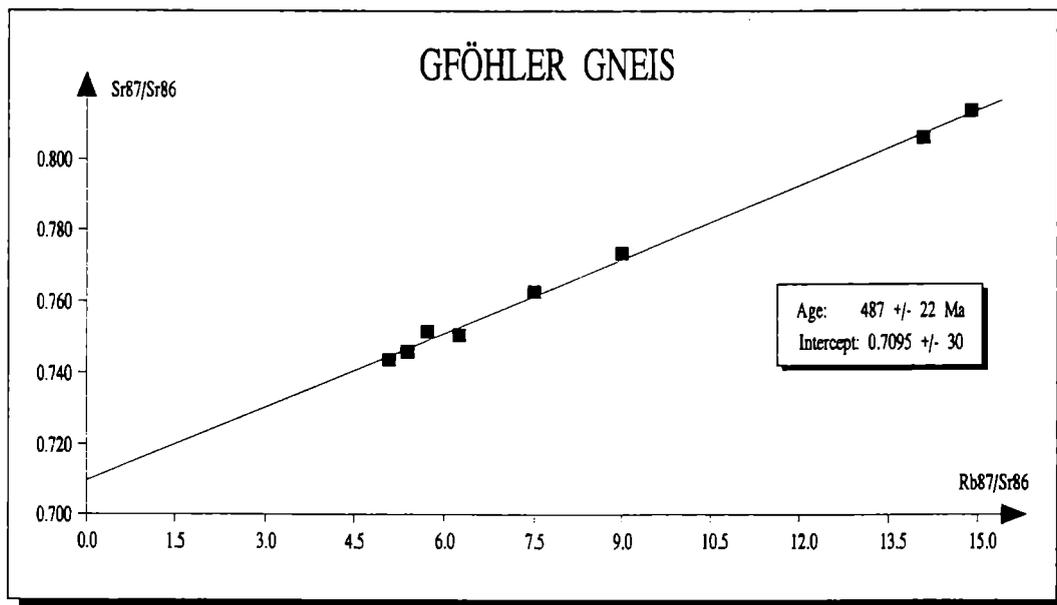


Fig. 5: Sr - Entwicklungsdiagramm des Gföhler Gneises.
(Gesamtgesteinsproben >20kg)

2.4. Gföhler Gneis-Granulit

Der Gföhler Gneis stellt einen großen, sehr einheitlichen Gesteinskomplex dar. Es sind Gneise mit granitischem Mineralbestand und migmatischen Strukturen, die mehr oder weniger durch spätere Deformationsprozesse überarbeitet wurden. Gesteine, die textuell eindeutig auf ehemalige Granite zurückgehen, kommen nur sehr lokal vor.

Zur Altersstellung des Gföhler Gneises liegen in der Literatur verschiedene Daten vor (vgl. Arnold und H.G.Scharbert 1973; Arnold in S.Scharbert 1977; van Bree-
men et al. 1982). Gut definiert ist die von Arnold gemessene Rb/Sr-Gesamtge-
steinsisochrone von 491 ± 24 Ma. Eine neuerliche Datierung von Großproben aus
dem Kremstal und dem großen Strombausteinbruch am Donausüdufer hat ein
gleichartiges Ergebnis von 487 ± 22 Ma erbracht (Fig.5). Wie schon Arnold und
H.G.Scharbert (1973) ausgeführt haben, läßt der hohe Spread der Analysendaten
die Aussage zu, daß das Maximalalter der Serie nicht viel älter sein kann, jeden-
falls kann ein Proterozoikum mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Gleiche Aus-
sagen konnte Arnold auch für die Hauptmasse der Granulite treffen.

Während man früher geneigt war, die kaledonischen Altersergebnisse von Arnold
auch als starkes Argument für eine kaledonische Strukturprägung des heutigen
tektonischen Baues zu werten (Fuchs 1976), so werden vielfach heute die Argu-
mente für eine variszische Hauptmetamorphose (vgl. nächstes Kapitel) dazu be-
nutzt, um kaledonische Alterswerte als in ihrer geologischen Bedeutung höchst
fraglich anzusehen. Da jedoch durch die obigen Daten gezeigt werden konnte,
daß die Analysenergebnisse der Großproben sehr gut reproduzierbare Ergebnisse
liefern, dürfte diesen kaledonischen Alterswerten doch ein sehr konkretes geologi-
sches Ereignis zugrunde liegen (vgl. v.Quadt and Gebauer 1988)

Makroskopische und mikroskopische Beobachtungen können hier weiter helfen:
Offensichtlich sind in diesem so einheitlichen Gesteinskörper zwei hochtemperier-
te Metamorphoseereignisse enthalten. Eine ältere Migmatisation, die ziemlich ein-
heitliche Paragneisserien erfaßte und wohl auch in gewissen Grenzen
geochemisch veränderte. Ein so großräumiger Prozeß sollte jedenfalls zu einer
Sr-Homogenisation führen. Wir nehmen an, daß die Alterswerte um 490 Ma die-
sem Ereignis entsprechen. Strukturell ist dieses Ereignis durch den großräumigen
schlierigen Gesteinscharakter noch erkennbar. Bei genauerer Betrachtung er-
kennt man jedoch, daß diese großräumige migmatische Struktur im Kleinbereich
durch Deformations- und (Re-)Kristallisationsvorgänge recht intensiv überprägt
wurde. Diese hochtemperierte Überprägung, in der der heutige charakteristische
Mineralbestand - ohne Muskowit und mit Sillimanit - entstand, dominiert mit ihrem
zumeist recht grobkörnigem Gefüge (auch bei Quarz) den Schliffbefund der mei-
sten Vorkommen des Gföhler Gneises. Die Verformung des Gföhler Gneises wäh-
rend dieser Phase erscheint - von den Rändern abgesehen - nicht besonders in-
tensiv gewesen zu sein. Zeilenbau im Gefüge ist sehr selten. Dieser Prozeß wird
mit der variszischen Hauptmetamorphose korreliert. Der Sr-Isotopenaustausch
war währenddessen offenbar nur sehr beschränkt möglich, sodaß das Alter der
Großproben im wesentlichen nicht geändert wurde.

Eine intensivere Deformation ist jedoch in den Bereichen erkennbar, wo die sonst flache schüsselförmige Lagerung des Gföhler Gneises im Bereich Krems in nördlicher Richtung in eine enggepreßte W-vergente Lamelle im Kamptal übergeht. Es handelt sich um kornverkleinernde N- bis WNW-vergente Scherbewegungen, die ein neues s und einen neuen Lagenbau, z.T. auch mit neuen, geringmächtigen Mobilisatlagen erzeugen. Diese Gefügeprägung interferiert mit der granulitfaziel-

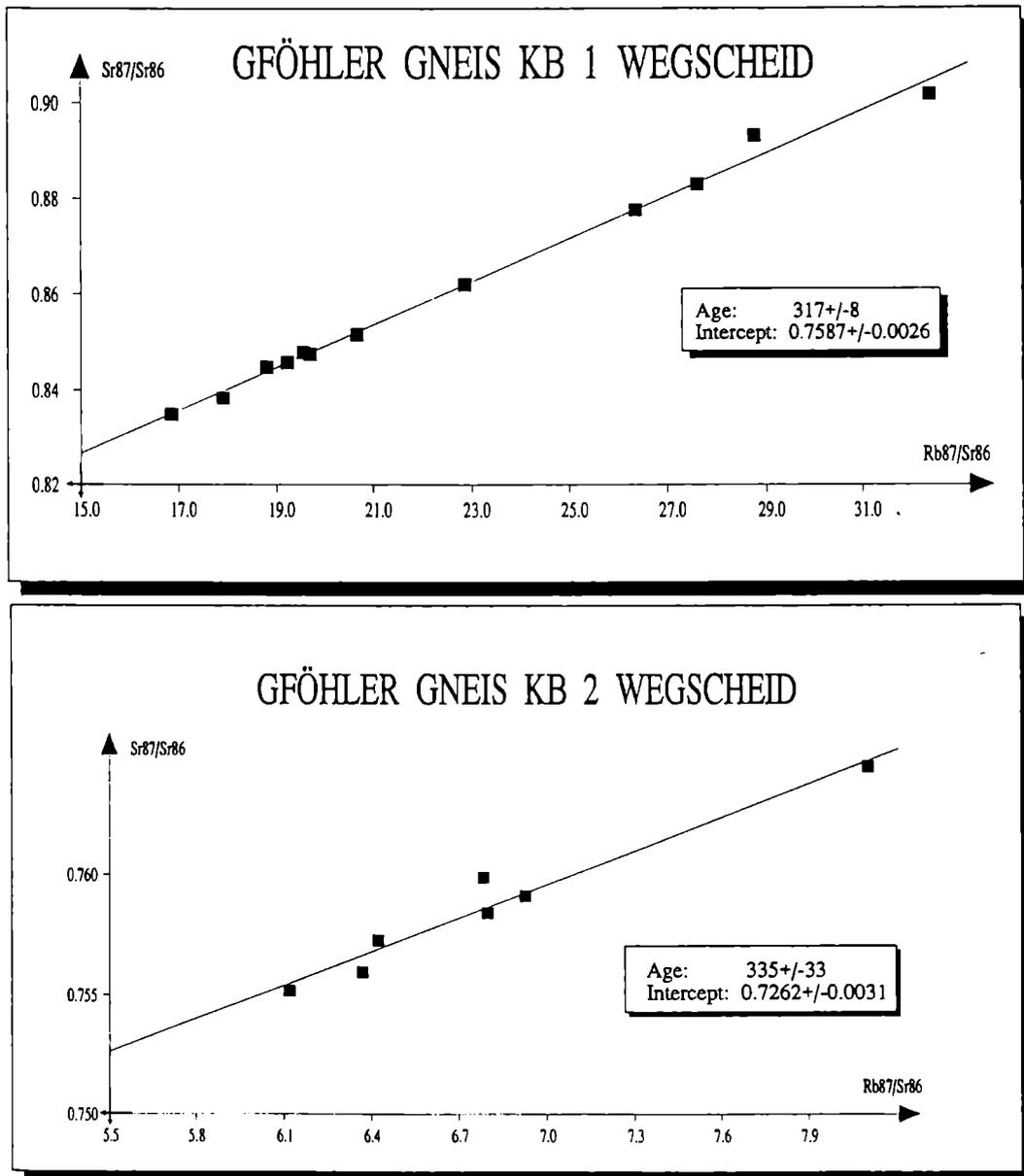
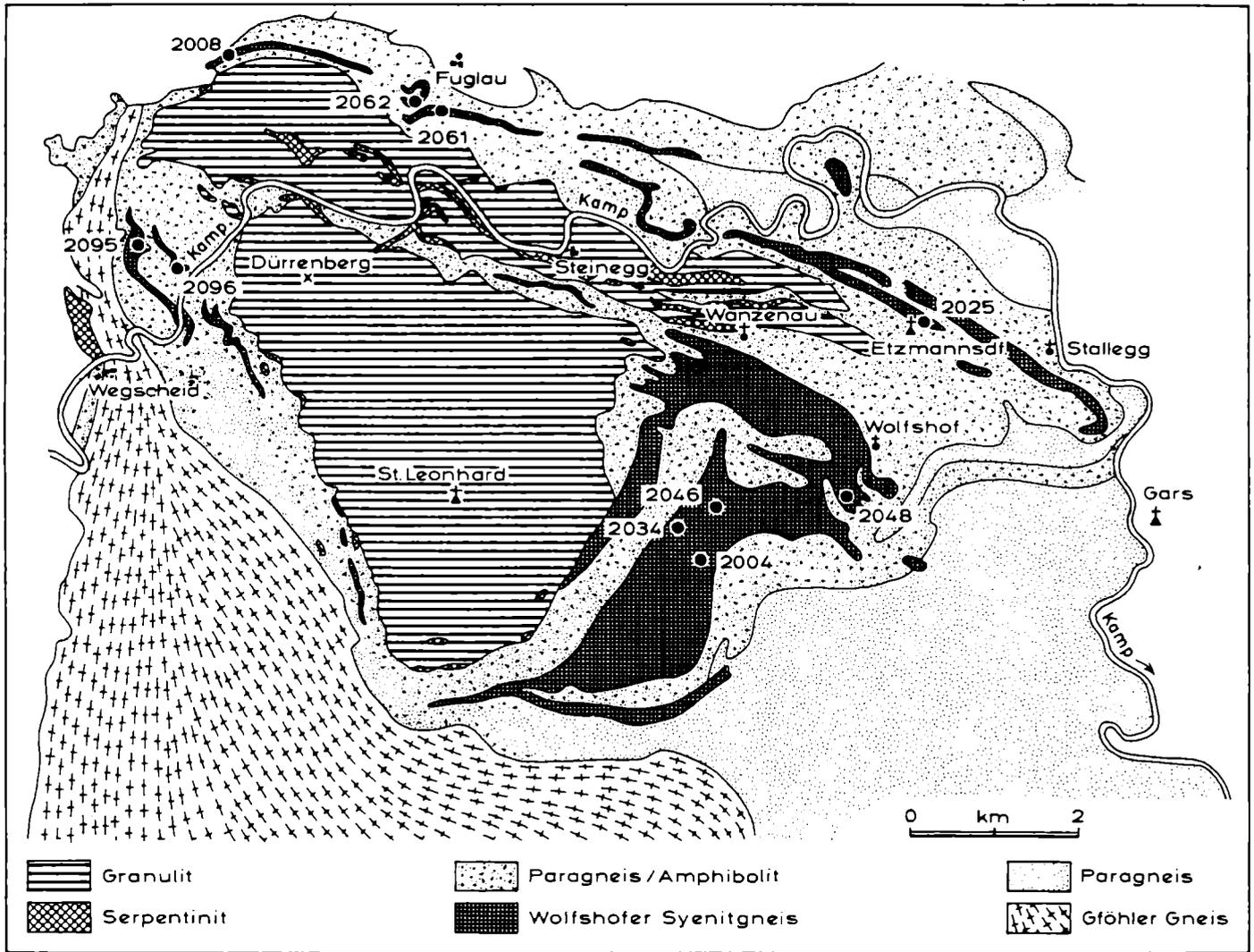


Fig. 6: Kleinbereichsisochronen aus intensiv deformiertem Gföhler Gneis, Wegscheid am Kamp.

Fig. 7: Probelokalitäten Wolfshofer Syenitgneis.



len Metamorphose, wie einzelne Granulitbänder (ohne Biotit) im Gföhler Gneis zeigen, und sie dauert mit derselben Vergenz noch bis zu kühleren Metamorphosestadien (z.B. Neubildung von Muskowit in Zugrissen) an.

Kleinbereichsisochronen aus dieser intensiven Deformationszone haben variszische Alterswerte geliefert (Fig.6). Damit ist auch schon ein wesentliches Argument für die Aussage des nächsten Kapitels gegeben.

3. DAS VARISZISCHE ALTER DER HAUPTMETAMORPHOSE UND DER PLATZNAHME DER GFÖHLER GNEIS - GRANULITDECKE.

3.1. Wolfshofer Syenitgneis

Der Wolfshofer Syenitgneis (vgl. Fig.8,9) tritt in zumeist konkordant eingeschalteten Lagen in der Amphibolit/Paragneissserie im Liegenden der Granulitsschüssel von St.Leonhard auf. Das Gestein wurde zuletzt von Aliasgari (1988) neu bearbeitet. Ein Mineralbestand von Kalifeldspat (60-70%), Plagioklas (4-20%) Biotit (3-12%) und Quarz (8-20%) charakterisieren das Gestein. Muskowit ist selten vorhanden, zählt jedoch zum primärmagmatischen Bestand. Entscheidend für die besondere Bedeutung, die diesem Gestein zukommt, ist die deutlich geringere Schieferung, die bereichsweise sogar fehlen kann. Dies steht in deutlichem Kontrast mit der sehr straffen Schieferung der Gesteinsserien im Liegenden und Hangenden. Wie schon von Fuchs (1986) ausgesprochen, interferieren somit Schmelzbildung und Kristallisation dieses Gesteins mit der Platznahme der Granulitdecke in ihrer heutigen Position.

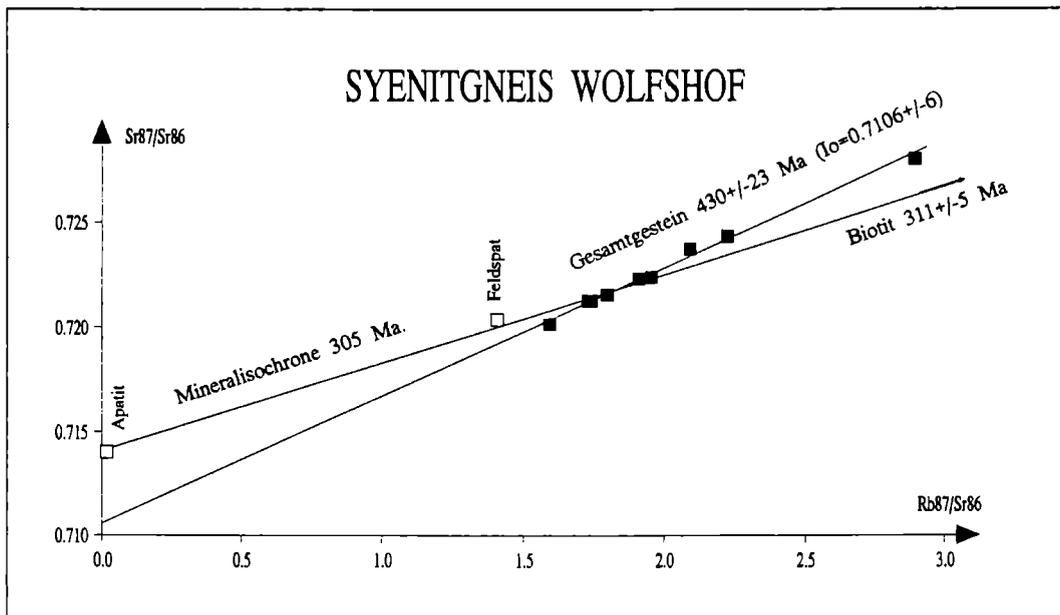


Fig. 8: Sr - Entwicklungsdiagramm Wolfshofer Syenitgneis. Der Alterswert der Gesamtgesteinsisochrone stellt das Ergebnis einer Mischungslinie dar und entspricht nicht dem geologischen Alter der Schmelzbildung.

Das Ergebnis von 430 ± 23 Ma der Rb/Sr Datierung von Großproben zeigt die Fig.8. Von der untersuchten Probenserie wurden nur 2 Proben (2025, 2034), die durch ihre unmittelbare Nähe zu Amphiboliten kontaminiert worden sind, nicht in die Altersberechnung einbezogen. Der erhaltene kaledonische Alterswert verschiebt sich zu einem noch höheren Wert von 463 ± 20 Ma, wenn die Probe 1/83 weggelassen wird, die als einzige nicht aus dem Bereich Fig.7, sondern aus einem etwas südlicheren Vorkommen stammt.

Faßt man den Alterswert von 430 Ma als Zeitpunkt der Schmelzbildung und Kristallisation dieses Gesteins auf, so würde es die Vorstellung einer kaledonischen Granulitmetamorphose untermauern. Im Zusammenhang mit dem Geländebefund hätte dies auch die Konsequenz, daß die heutige Struktur ebenfalls noch weitgehend als kaledonisch betrachtet werden müßte und sich das variszische Ereignis auf eine im wesentlichen statisch wirksame thermische Überprägung beschränkt hätte. Diese Vorstellung ist jedoch unrealistisch.

Aus den Untersuchungen von van Breemen et al. (1982), Kröner et al. (1988) und Carswell (1989) geht klar hervor, daß die Granulitmetamorphose erst in variszischer Zeit stattfand. Wir nehmen an, daß der Alterswert der Wolfshofer Syenitgneise von 430 Ma das Ergebnis einer Magmenmischung darstellt. Ein Hinweis darauf sind die ungewöhnlich hohen Rb- und Sr-Gehalte (vgl. Tab.1). Auch die Spurenelementuntersuchungen von Aliasari (1988) weisen darauf hin.

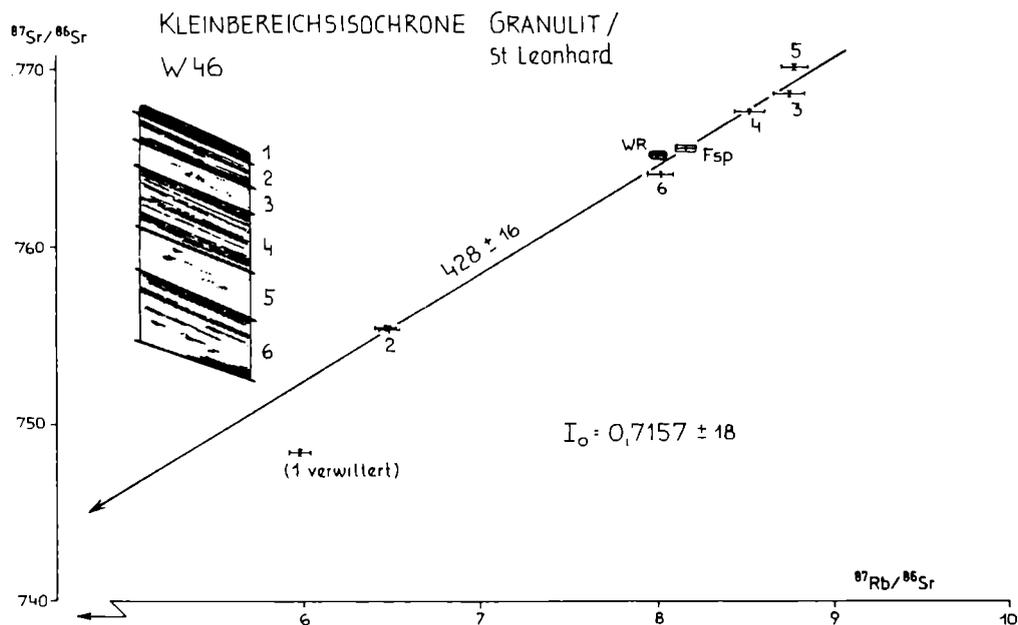
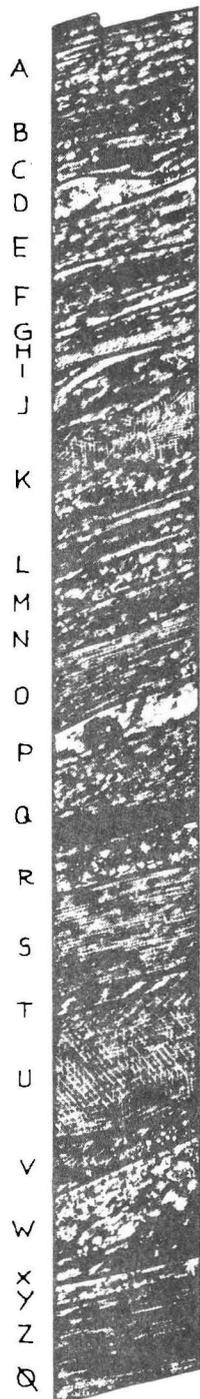


Fig. 9: Kleinbereichsisochrone Granulit St.Leonhard. Lokalität W Dürrenberg S Kamp-
tal. Das Ergebnis wird als ein wegen der "trockenen" Bedingungen der Granu-
litmetamorphose nur teilverjüngtes Alter aufgefaßt, das zwischen dem
Alterswert von Großproben aus dem Granulit und dem variszischen Metamor-
phoseereignis liegt.



AGGSBACH 108

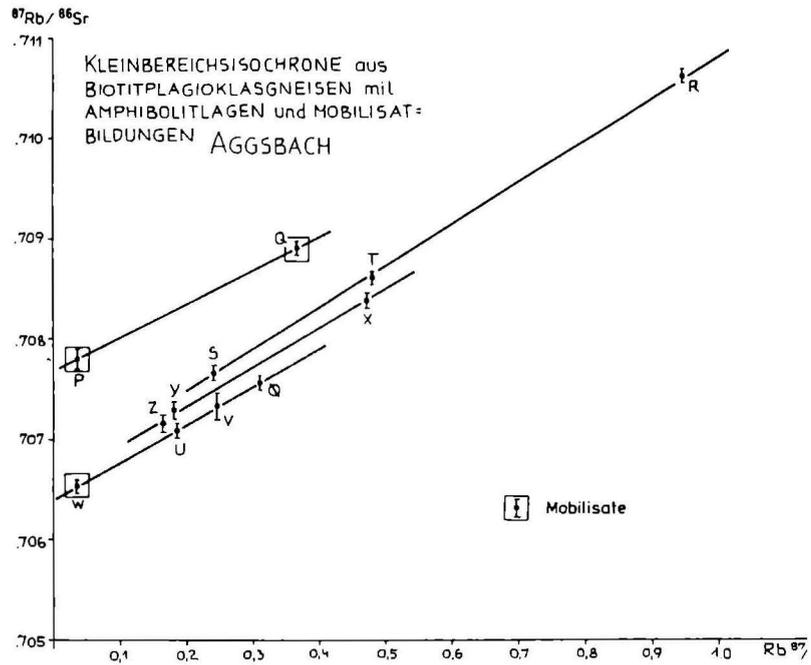


Fig. 10: Kleinbereichsisochrone aus Paragneis mit Mobilisaten, N Aggsbach. Die Analyseergebnisse zeigen deutlich, daß unmittelbar benachbarte Lagen annähernd parallele Isochronen bilden. Dies entspricht ein Alterswert von ca. 295 Ma. Für dieses junge Alter ist der Gehalt an Biotit und Kalifeldspat verantwortlich, die bis zu ca. 300°C offene Systeme darstellen. Die lokalen Mobilisatlagen haben nach ihrer Bildung keinen grundlegenden Austausch mit den übrigen Lagen gehabt, woraus sich ein klarer Argument für ihre variszische Bildung ableitet.

Ein Argument für eine magmatische Bildung in variszischer Zeit sind weiters Mineralisochronen. Apatit und Feldspat der Probe 2048 ergeben zusammen mit dem Gesamtgestein eindeutig einen variszischen Alterswert. Daß der Alterswert des Paares Apatit/Gesamtgestein den offensichtlich zu jungen Wert von 295 ± 10 ergibt, hängt vermutlich mit einer geringfügigen randlichen Kontamination der Apatite durch ihre Wirtsminerale, die hochradiogenen Biotite zusammen. Die Biotitalter der Proben 2048 und 2046 liegen bei 310 ± 3 bzw. 295 ± 3 Ma.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß Argumente für ein variszisches Alter des Wolfshofer Syenitgneises vorliegen, wenn auch der Alterswert noch nicht genau bekannt ist. Wir vermuten ein Bildungsalter und damit auch Alter der Platznahme der Granulitdecke zwischen 360 und 340 Ma. Zirkondatierungen könnten hier weiterhelfen. Mikroskopische Untersuchungen haben allerdings ergeben, daß diese Gesteine viele übernommene Zirkontypen aufweisen und nur sehr wenig magmaeigene, die außerdem meist nur wenige μm groß sind.

3.2. Kleinbereichsisochronen in Granulit

Schon Arnold und H.G.Scharbert haben 1973 einen Alterswert von 450 ± 30 Ma für Kleinbereichsisochronen gefunden, die seinerzeit als Argument für ein kaledonisches Alter der Granulitmetamorphose aufgefaßt wurden. Eine neuerliche Bearbeitung einer Kleinbereichsisochrone mit besonders engem Lagenbau im mm-Bereich aus dem St-Leonharder Granulitvorkommen (Lokalität N Dürrenberg, S des Kamp) hat ein ähnliches Ergebnis von 428 ± 16 Ma erbracht (vgl. Fig.9).

Dies zeigt, daß auch diese Untersuchungen zu analytisch einwandfrei reproduzierbaren Ergebnissen führen. Allerdings darf auch - unter Berücksichtigung der oben dargelegten Ergebnisse - dieser Alterswert nicht als geologisches Ereignis aufgefaßt werden. Diese Alterswerte stellen nach unserer Meinung das Ergebnis einer geringfügigen variszischen Teilverjüngung des ordovizischen Alters, das Arnold und H.G.Scharbert an Großproben der Granulite gefunden haben, dar.

Daß in Gesteinen mit geringer Verfügbarkeit von fluider Phase auch eine sehr extreme Durchbewegung nicht zu einer Sr-Isotopenhomogenisation führt, ist nicht ungewöhnlich, wie das Beispiel der Plattengneise im Koralmkristallin zeigt. Daß in diesen Fällen bei fast vollständiger Rekristallisation der gesamten Paragenese immer wieder gleichartige teilverjüngte Alterswerte gefunden werden, spricht dafür, daß in diesen Gesteinen auch die Verfügbarkeit der fluiden Phase großräumig gleichartig gewesen ist.

Es erscheint sinnvoll festzuhalten, daß die Ergebnisse der bisherigen Rb/Sr-Untersuchungen an Gföhler Gneis und Granuliten die Vermutung unterstützen, daß die Ausgangsgesteine der Granulite zumindest zum großen Teil eine ähnliche Lithologie wie die Gföhler Gneise hatten. Allerdings ist die Bandbreite der lithologischen Variation der Granulite und ihrer Einschaltungen in einzelnen Bereichen deutlich größer.

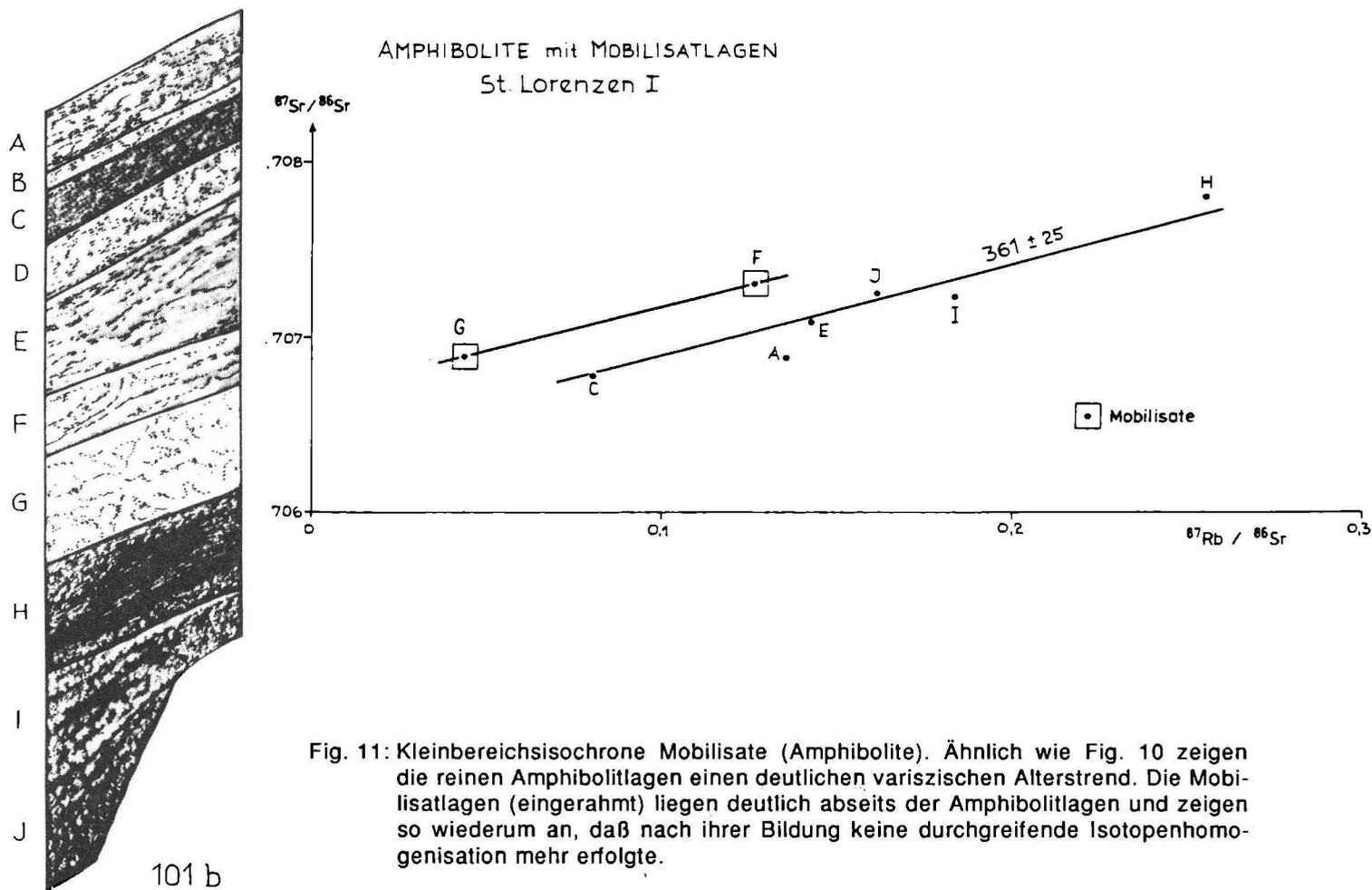


Fig. 11: Kleinbereichsisochrone Mobilisate (Amphibolite). Ähnlich wie Fig. 10 zeigen die reinen Amphibolitlagen einen deutlichen variszischen Alterstrend. Die Mobilisatlagen (eingerahmt) liegen deutlich abseits der Amphibolitlagen und zeigen so wiederum an, daß nach ihrer Bildung keine durchgreifende Isotopenhomogenisation mehr erfolgte.

3.3. Das Alter der Mobilisate in der Amphibolitserie an der Basis des Gföhler Gneises

In der unmittelbaren Unterlagerung des Gföhler Gneises treten in den Amphiboliten und Paragneisen lagenhaft Mobilisate auf, die meist nur einige cm bis wenige dm mächtig sind. Es sind offensichtlich in situ Mobilisate, die aus ihren umgebenden Begleitserien entstanden sind. Makroskopisch und aus dem Schlibbfund ist klar zu erkennen, daß nach ihrer Entstehung in der Regel keinerlei Durchbewegung mehr erfolgte. Offensichtlich handelt es sich um ein Druckentlastungsschmelzen bei der Platznahme der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit aus größerer Tiefe. Da bei dieser Mobilisatbildung offensichtlich ausreichend Fluid involviert war, bieten sich diese Beispiele für die Datierung dieses Ereignisses an, das im Prinzip der Entstehung des Wolfshofer Syenitgneises entspricht. Instruktive Aufschlüsse zu diesem Problem bieten etwa die Felswände entlang der Donauuferbahn östlich von Weißenkirchen und bei St.Lorenzen S der Donau.

Fig.10 und 11 stellen die Analysenergebnisse des Lagenbaues in Paragneisen (N Aggsbach) und in Amphiboliten (W Lorenzen) im Sr-Entwicklungsdiagramm dar, wobei jeweils auch helle Mobilisatlagen eingeschaltet sind. Die Fig.10 zeigt deutlich das Ergebnis von parallelen Sets von Isochronen aus Zonen von wenigen cm-Dicke. Die Steigung der Isochronen entspricht einem Alter von 295 Ma. Dieser junge Wert ist wesentlich durch den Gehalt von Biotit und Kalifeldspat bedingt, die bis zu 300° C offene Systeme bleiben. Für die Interpretation wesentlich ist, daß die Mobilisatlagen deutlich abseits (höher radiogen, aber mit niedrigerem Rb/Sr-Verhältnis) der Gesteinslagen im Sr-Entwicklungsdiagramm angeordnet sind. Sie haben jedoch eine ähnliche Steigung wie die Gesteinslagen, eine Altersberechnung ist allerdings nicht immer sinnvoll, da nicht erwartet werden kann, daß alle Mobilisatlagen untereinander einen hinreichenden Isotopenaustausch hatten. Das bedeutet, daß die Mobilisate in spätem Stadium der variszischen Metamorphose entstanden sind und mit benachbarten keinen Isotopenaustausch mehr hatten, der bei einer kaledonischen Bildung zu erwarten wäre.

Die Aussage der Kleinbereichsisochrone aus den Amphiboliten ist ähnlich (vgl.Fig.11), trotzdem der Spread hier deutlich geringer ist. Auch hier liegen die Mobilisate deutlich abseits der Gesteinslagen, zeigen jedoch gleiche Steigung wie diese. Der erhaltene Alterswert in den Amphiboliten ist höher, was u.a. auf die höher temperierte Schließung des Isotopenaustausches in diesem Material zurückgehen dürfte.

Insgesamt zeigen diese Ergebnisse klar, daß die Hauptmetamorphose der Serien und die entscheidende Ausformung der heutigen tektonischen Struktur mit dem späten Druckentlastungsschmelzen (Zerfall von z.B. Hornblende bei rascher Druckentlastung, dadurch Fluidproduktion und lokale Schmelzbildung) bei der Platznahme der Gföhler Gneis-Granulitdecke ein variszischer Prozeß ist, wie Thiele (1976 a, 1984) postuliert hat, der zwischen 360 und 340 Ma stattgefunden haben dürfte.

Tab. 1: Rb/Sr Analysen von metamorphen Gesteinen des Moldanubikums.

Marmore**

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Steinbruch S Nasling				
1531	3.78	538	0.020	0.70748± 5
1532	5.34	504	0.030	0.70662± 9
1524				0.70669± 7*
1525				0.70692± 7*
1527				0.70785± 5*
1528				0.70734± 9*
1530A				0.7070 ±15*
1530B				0.70644± 5*
Steinbruch N Schuß				
1537	7.07	426	0.48	0.71233±12
1539	31.6	399	0.23	0.70936±11
Steinbruch bei Mannersdorf				
1541	1.51	542	0.008	0.70608± 9*
				0.70592± 5*
1542	3.85	591	0.018	0.70618± 4
1543	3.52	1723	0.005	0.70594± 7
				0.70591± 4*
1544	7.26	567	0.037	0.70666± 7
1545A				0.70845± 7*
1545B				0.70838± 5*
1545C				0.70788±11*
1545D				0.70591± 6*
1545E	1.00	785	0.003	0.70596± 7
1545F	0.47	725	0.001	0.70619± 6
1545G				0.70606± 5*
1545H				0.70594± 4*
Steinbruch S Scheulz				
1574				0.71191±13*
1575				0.71128± 8*
1576				0.71115±11*

Steinbruch S Els

1577	0.70694±10*
1581	0.70565± 4*

Hartenstein

1584	0.70754± 6*
1585	0.70717± 7*
1586	0.70768± 4*

Steinbruch W Preinreichs

1571	0.70545± 6*
1572	0.70594± 5*
1573	0.70582± 6*
1568	0.71369± 9*
1569	0.71122± 6*
1570	0.71208± 8*

* – aus ungespikten Proben gemessen.

↔ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bezogen auf NBS 987 .71014

Granitgneis Weiterndorf

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1546	266	146	5.3	0.76107± 4
1547	283	50.4	16.6	0.86951± 5
1548	273	52.4	15.3	0.86263± 6
1549	279	55.8	14.7	0.85758± 9
1550	253	61.3	12.1	0.83612± 8

Paragneise Bunte Serie

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^*$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1552			2.96	0.73675± 7
1554			3.48	0.75333±13
1556			4.76	0.75053± 5

* – XRF Daten

Paragneise Monotone Serie

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^*$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1560			3.36	0.73360± 8
1561			13.3	0.84879±10
1563			3.81	0.73674± 4
1564			1.64	0.72254± 7
1565			3.09	0.73423± 6

* - XRF Daten

Gföhler Gneis (Gesamtgesteinsproben > 20Kg)

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1637	230	74.6	9.0	0.77356± 7
1638	208	106	5.73	0.7517 ±13
1639	305	59.7	14.99	0.81347±20
1640	234	91.0	7.51	0.76279±15
1641	256	52.8	14.19	0.8060 ±10
1660	204	110	5.40	0.74625±10
1658	198	113	5.098	0.74378± 9
1659	213	99.5	6.25	0.75081±11

Kleinbereichsproben Gföhler Gneis KB-I, Wegscheid

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
WAP1653A	332	35.6	27.6	0.8827 ± 6
WAP1653B	309	44.0	20.6	0.85137±15
WAP1653D	348	39.1	26.2	0.8773 ± 2
WAP1653E	306	28.0	32.3	0.9014 ± 2
WAP1653F	309	46.2	19.7	0.84742±14
WAP1653G	314	47.2	19.5	0.84752± 8
WAP1653H	293	45.8	18.8	0.8444 ± 2
WAP1653J	326	33.5	28.7	0.8930 ± 2
WAP1653K	317	48.5	19.2	0.84562± 8
WAP1653L	311	40.1	22.8	0.86175± 7
WAP1653N	313	51.4	17.9	0.83825±10
WAP1653O	305	53.2	16.8	0.83471±14

Kleinbereichsproben Gföhler Gneis KB-II, Wegscheid

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
WAP1655A	221	100	6.42	0.75726±19
WAP1655C	219	100	6.36	0.75593± 3
WAP1655D	216	103	6.11	0.75515± 6
WAP1655F	230	97.5	6.92	0.75908±13
WAP1655H	212	91.2	6.79	0.75838± 5
WAP1655I	248	107	6.78	0.75989±11
WAP1655J	211	76.2	8.10	0.76445±12

Wolfshofer Syenitgneis

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2004	350	566	1.800	0.72158± 9
2008	451	671	1.956	0.72235±10
2046	394	658	1.741	0.72127±10
2048	362	608	1.730	0.7215 ±10
2061	424	554	2.223	0.72429± 5
2062	443	616	2.090	0.72369±10
2095	433	659	1.908	0.72233± 9
2096	344	628	1.586	0.72013± 9
1/83	429	435	2.869	0.7280 ± 7
2048/Ap	1.87	320	0.170	0.71398± 6
2048/Bi	952	5.39	660	3.6348 ± 2
2048/Fsp	371	765	1.409	0.72033±12

Kleinbereichsisochrone Paragneise Aggsbach

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
88/108B/P	5.34	415	0.037	0.70779±10
88/108B/Q	50.6	400	0.367	0.70892± 7
88/108B/R	85.1	261	0.945	0.71061± 6
88/108C/S	36.6	440	0.241	0.70766± 6
88/108C/T	47.8	287	0.483	0.7086 ± 7
88/108C/U	28.7	449	0.185	0.70713± 7
88/108S/V	32.7	389	0.244	0.70735±13
88/108S/W	5.45	445	0.035	0.70654± 7
88/108S/X	52.3	322	0.471	0.7084 ± 7
88/108S/Y	24.4	393	0.180	0.7073 ± 8
88/108S/Z	24.9	435	0.166	0.70717± 8
88/108S/O	32.6	305	0.309	0.70759± 6

Kleinbereichsisochrone St. Lorenzen (Amphibolite mit Mobilisatlagen)

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
88/101b/A	38.7	809	0.139	0.70687± 5
88/101b/C	16.1	575	0.081	0.70678± 8
88/101b/E	33.0	670	0.143	0.70709± 5
88/101b/F	30.4	686	0.128	0.7073 ± 4
88/101b/G	14.9	952	0.045	0.70689± 4
88/101b/H	38.4	435	0.256	0.7078 ± 5
88/101b/I	29.6	466	0.184	0.70723± 4
88/101b/J	23.9	427	0.162	0.70725± 4

4. STRUKTURBEOBACHTUNGEN IM BEREICH KAMPTAL UND DIE FRAGE DER HERKUNFT DER GFÖHLER GNEIS-GRANULITDECKE.

Zur Frage der Herleitung der Gföhler Gneis-Granulitdecke wurden sehr unterschiedliche Meinungen geäußert. Fuchs (1976) hat für eine Herkunft und Wurzelzone am Ostrand des Moldanubikums plädiert. Thiele (1976 a,b 1984), Tollmann (1982, 1985 a,b) haben für eine Herleitung aus westlicher Richtung, z.T. mit sehr großen Transportweiten argumentiert. Diesen Vorstellungen sind auch Matte et al. (1985) aufgrund von einigen Schersinnbeobachtungen gefolgt.

In Anbetracht der intensiven variszischen Hauptmetamorphose und Strukturprägung ist es nicht verwunderlich, daß im Feld heute im wesentlichen nur mehr die relativ späten Stadien der Strukturprägung und nicht die ersten variszischen Stadien bzw. noch ältere erfaßt werden können. Folgende Aspekte sind für die Frage der Herkunft dieser tektonisch hohen Einheit zu berücksichtigen:

- In dieser Einheit herrschten hochtemperierte Metamorphosebedingungen bei hohen Drucken bis zu einem Zeitraum von vermutlich 340 Ma. Die strukturelle Überprägung und damit der Transportweg unter schwächer metamorphen Bedingungen ist vergleichsweise bescheiden geblieben. Gleichartige Feststellungen können auch für die Liegendeinheiten getroffen werden. Die Monotone Serie am Ostrand des Südböhmischen Plutons ist durch eine Niederdruckmetamorphose mit Cordierit charakterisiert. Relikte von Hochdruckmetamorphose sind hier noch nicht beschrieben worden. Es ist allerdings der Übergang zwischen den beiden PT-Regimen noch nicht hinreichend untersucht. Die Verteilung dieser Metamorphosezonen muß mindestens schon um 350 Ma (Alter des Weinsberger Granites) in ähnlicher Form wie heute existiert haben. Diese Verteilung der Metamorphosebedingungen ist im Verein mit den Alterseingrenzungen ein starkes Argument dafür, daß die Mittel- bis Hochdruckmetamorphose (und damit auch die Gföhler Gneis-Granulitdecke), die ja auch noch in der Bunten Serie großteils wirksam war, schon immer in dem Bereich, der heute den Ostrand des Moldanubikums darstellt, beheimatet war. Das Fortwirken einer Metamorphose mit so bedeutender Druckkomponente (vgl. Petrakakis, dieser Band) im Stirnbereich einer großen Deckenmasse bis an den Ort der - im Sinne Tollmanns (1982) - weit entfernten Platznahme erscheint unrealistisch.

- Ein weiteres Argument ergibt sich aus der Großform des Gföhler Gneises, der aus einer ruhigen schüsselförmigen Lagerung im Bereich Krems gegen N im Bereich N von Gföhl, insbesondere im Kamptal in eine enggepreßte Lamelle übergeht, die große Verformungsintensität zeigt und wo eindeutig eine N- WNW-Vergenz dominiert.

- Die von Tollmann (1982) für eine Herleitung aus Westen angeführten ostvergente Faltenstrukturen stellen zumeist späte Stauchfalten mit geringer Deformationsintensität dar, die häufig erst nach der Bildung der dominanten Schieferung entstanden sind und ältere groß- und kleinräumige Isoklinalfalten überprägen (vgl. Fuchs 1989). Dieser Verformungsakt ist als relativ bescheidene Deformation nach

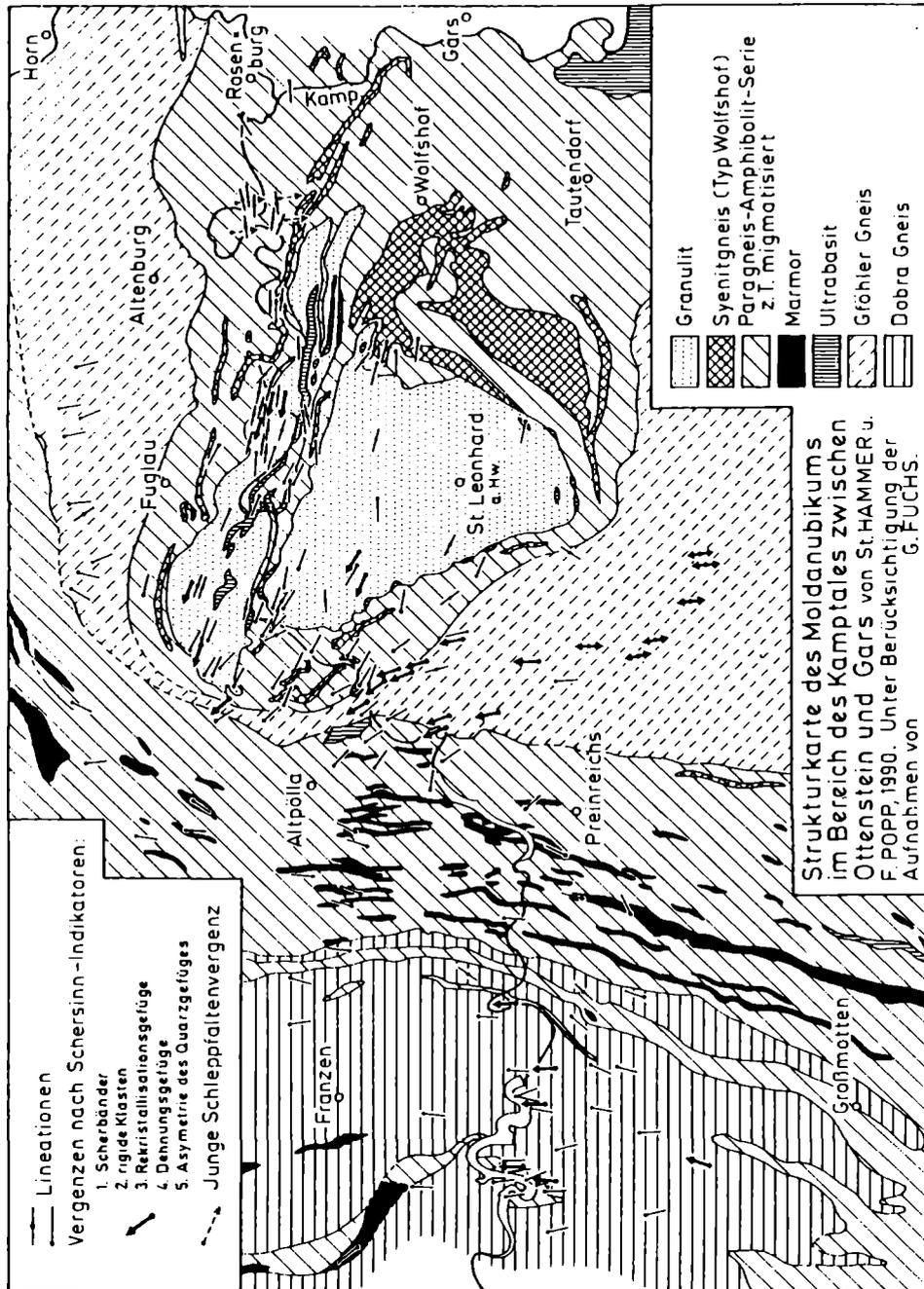


Fig. 12: Streckungs- und Vergenzrichtungen im Kampalquerschnitt. Kontinuierliche Änderung der Streckungs- und Vergenzrichtung von N-Vergenz im tiefen Stockwerk zu einer WNW-gerichteten Streckung und Vergenz in der höheren Granuliteinheit von St. Leonhard. Dies wird als Argument für eine zeitlich zusammengehörige Stockwerkstektonik während der transpressiven Verformung am E-Rand des Moldanubikums betrachtet.

den viel intensiveren synmetamorphen Scher- und Plättungsprozessen immer wieder feststellbar. Er korreliert mit der Spätphase der Aufschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum nach der transpressiven Phase.

- Die im folgenden dargestellten, heute noch studierbaren Strukturen im Bereich des Kamptales unterstützen in ihrer kinematischen Aussage das oben entwickelte Bild und stehen im Einklang mit den Ergebnissen von Fritz (dieser Band) über die Platznahme des Blumauer Granulitvorkommens nördlich des hier dargestellten Gebietes.

Die Fig.12 zeigt die dominierende Streckungsrichtung in den verschiedenen Gesteinsserien. Auffällig ist, daß eine kontinuierliche Änderung in den Richtungen der Streckungslinearen von Dobragneis und Gföhler Gneis in den Granulit hinein erfolgt, wobei die WNW-Richtung, die im Granulit dominiert, auch noch in die Gföhler Gneislamelle hineinreicht. Ausgedehnte Feld- und mikroskopische Beobachtungen (Druckschatten um rigide Körner, Scherbänder, Quarzorientierung, Dehnungsrisse) ergaben im Bereich des Kamptales deutliche Argumente für einen NNW-vergente Schersinn während dieser Hauptdeformation. Dieser eindeutig nordgerichtete Schersinn dreht in den hangenden Serien (Granulit) in die WNW-Richtung ein. In der Granuliteinheit fehlen makroskopische Scherindikatoren weitgehend, jedoch treten im nördlichen Granulitzug entlang des Kamptales stärker deformierte Bereiche auf, die durch plattige Gefüge und Quarzzeilen mit Diskenquarzen charakterisiert sind. In diesem Gesteintyp wurden Quarzgefüge gemessen, die auf eine kombinierte W-vergente Scherung und Plättung hinweisen (vgl. Fig.13).

Im übrigen Granulitvorkommen treten diese Quarzzeilen stärker zurück, und die Orientierung der Quarzgefüge weist auf eine dominierende Plättung hin.

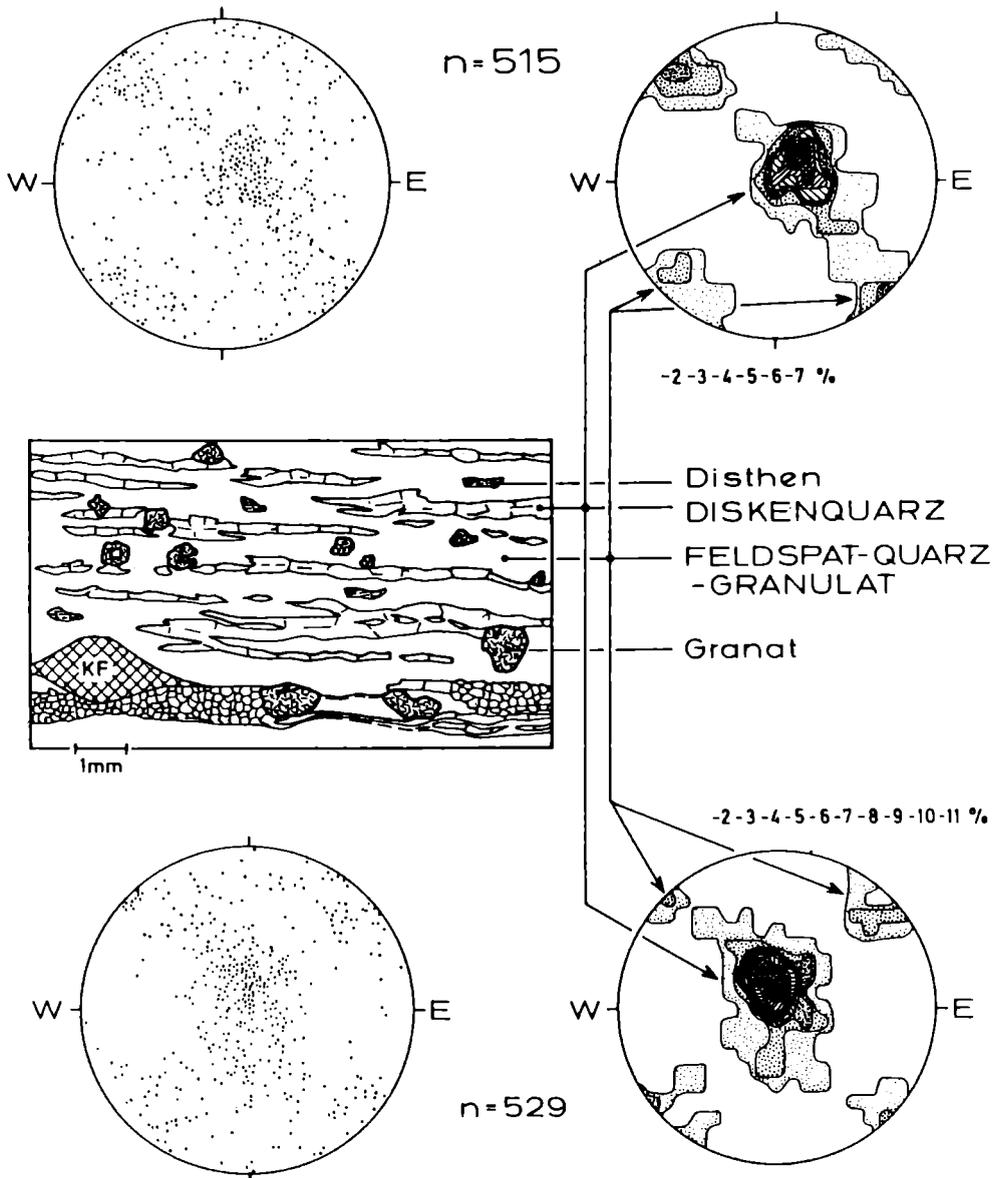
In der den Granulit unterlagernden Amphibolitserie können häufig mit der Großform korrelierende Faltenstrukturen mit wechselnder, jedoch dominierender S-Vergenz beobachtet werden. In der Streckungsrichtung zeigen sich häufig Dehnungsrisse, die mit Mobilisaten ausgefüllt wurden. Diese Dehnungsstrukturen geben Hinweise auf eine W-gerichtete Bewegungstendenz.

Als letztes Deformationsereignis können lokale, kleinräumige E-vergente Strukturen (Scherbänder etc.) beobachtet werden, die in der Regel mit retrograden Metamorphosevorgängen korrelieren (Alumosilikate --> Muskovit).

5. NEUE DATEN ZUR INTRUSIONSFOLGE DES SÜDBÖHMISCHEN PLUTONS

Der Südböhmische Pluton setzt sich aus mehreren Intrusionen zusammen, die kartennmäßig getrennt ausgeschieden und mit Lokalnamen belegt worden sind (Frasl 1960; Fuchs und Thiele 1951; 1968).

W 22: Steinbruch W neben Str. Steinegg - Fuglau



W 19: Steinbruch E neben Str. Steinegg - Fuglau
(bei Ortstafel Steinegg)

Fig. 13: Quarzgefüge im Granulit. Beispiele für Quarz C-Achsenregelung im Granulit mit deutlichem Quarzzeilen im Bereich Kamptal. Die C-Achsenregelung ist offensichtlich das Ergebnis einer Überlagerung von simple shear Verformung mit einer Plättung, wobei die Diskenquarze für die noch erkennbare Asymmetrie im Gefüge verantwortlich sind.

Die modernste Gliederung von Finger und Höck (1987) beruht auf der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung und der Intrusionsabfolge in Bezug zur Orogenese. Ziel der Untersuchungen war, die orogenen Vorgänge durch die Datierung von Graniten, die zu verschiedenen Phasen von Krustenumformungen gebildet werden, zeitlich einzuklammern.

In diesem Bericht wird die Gliederung von Liew, Finger and Höck (1989) übernommen und kurz wiederholt. Die Autoren unterscheiden:

- 1 A synorogene S-Typ Granite (Peuerbacher, Schärddinger Granit)
- 1 B synorogene I- und "transitional" Typ Granite (Weinsberger Granit, Schlierengranit)
- 2 A Spät- bis postorogene S-Typ Granite (Altenberger, Haibacher, Eitzendorfer, Eisgarner Granit)
- 2 B Spät- bis postorogene I- und "transitional" Typ Granite (u.a. Freistädter Granodiorit, Mauthausener Granit, Granit vom Typ Karlstein, Plöckinger Granit)

Als dritte Gruppe von Intrusivgesteinen, die für die zeitliche Abgrenzung tektonischer Vorgänge wichtig sind, werden Ganggesteine angegliedert. Sie durchschlagen alle tektonischen Einheiten und geben Aufschluß über das Mindestalter des Deckenbaues. Sie umfassen Leukogranite, Granitporphyre und Lamprophyre.

5.1. Bisherige Isotopengeologische Untersuchungen an Gesamtgesteinen

Schlüssige Rb-Sr-Daten liegen vom Weinsberger und Eisgarner Granit vor (S.Scharbert 1987; S.Scharbert and Vesela 1990, im Druck). Der zur Gruppe 1 B gehörige Weinsberger Granit hat ein Alter von rund 350 Ma, das in diesem Bericht durch weitere Untersuchungen abgestützt wird (s.u.). Die Untersuchungen am Eisgarner Pluton (2 A Granit) haben ergeben, daß der Pluton aus einer multiplen Intrusion aufgebaut ist, deren S-Teil ein Alter von 318 ± 7 Ma bei einem Sr-Initial von 0.7143 ± 7 . Der Nordteil ist mit 303 ± 6 Ma (Sr-Initial 0.7176 ± 7) signifikant jünger und ist auch durch geringere Rb- und Sr-Gehalte geochemisch vom Eisgarner Granit s. str. zu unterscheiden.

Untersuchungen an 2 B Graniten haben nachgewiesen, daß sich bei der Schmelzbildung komplexe Vorgänge abgespielt haben (S.Scharbert 1990, im Druck). So kann z.B. der relativ hohe Rb-Gehalt im Sr-reichen Granit vom Typ Karlstift kein primäres geochemisches Merkmal eines I-Typ Granits sein. Eine Mischung dieses Granits mit dem Weinsberger Granit über Schmelzen ergab das Magma des Mauthausener Granits und ähnlicher Feinkorngranite, die perfekte Isochronen mit Altern von 365 bzw. 378 Ma vortäuschen (S.Scharbert 1990, im Druck). Der Weinsberger Granit ist seinerseits durch Aufnahme von Nebengesteinsmaterial stellenweise kontaminiert, wie Feldbefunde und eine Parallelisochrone mit erhöhtem initialem Sr-Verhältnis dokumentieren (S.Scharbert 1987). Die Aufnahme von großen Anteilen krustalen Materials in den I-Typ und "transitional"-Typ Graniten wird auch durch die Nd-Isotopen Untersuchungen von Liew et al. (1989) klar dokumentiert.

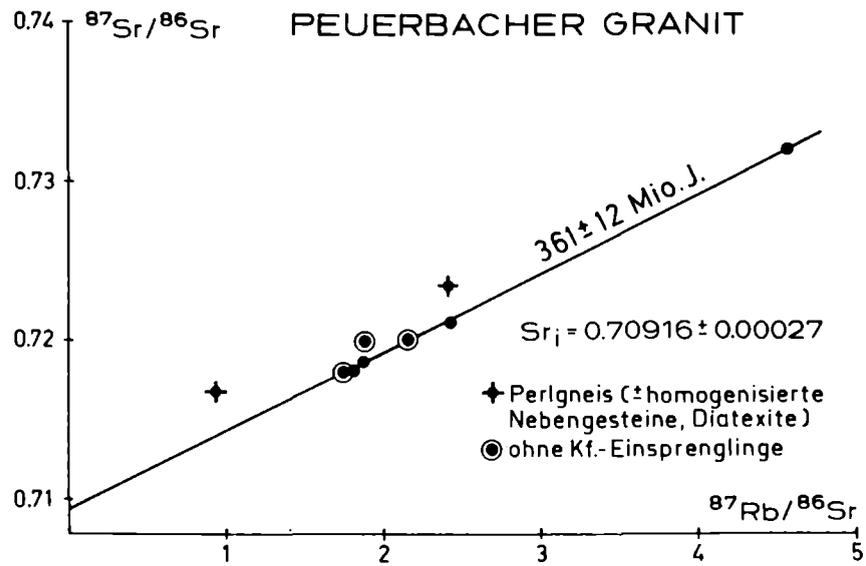


Fig. 14: Sr-Entwicklungsdiagramm des Peuerbacher Granits.

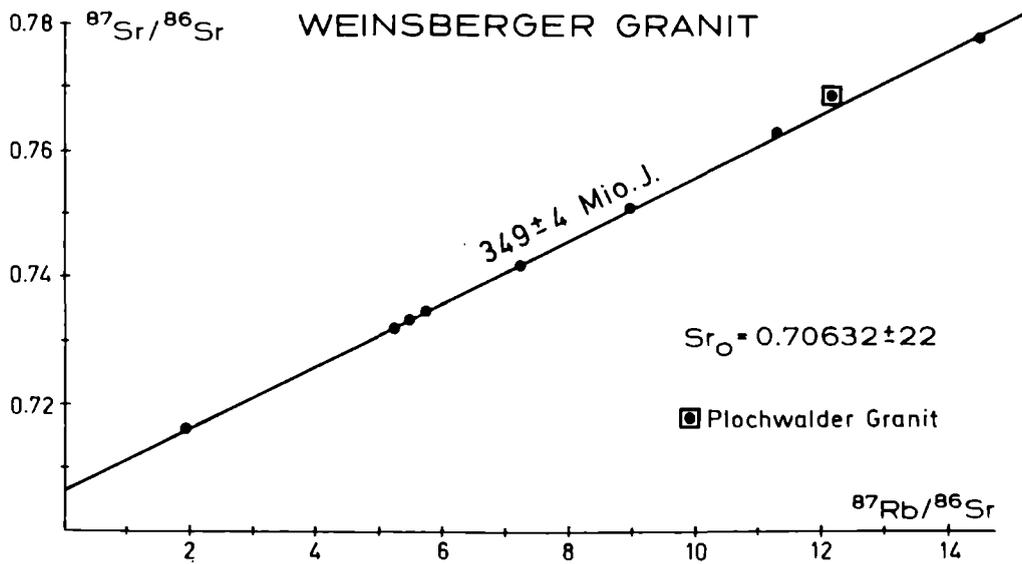


Fig. 15: Sr-Entwicklungsdiagramm des Weinsberger Granits

5.2. Neue Ergebnisse

I A Granite. Der Peuerbacher Granit (Tab. 2, Fig. 14)

Der synorogene Peuerbacher Granit im südlichen Sauwald ist ein S-Typ-Granit. Er ist textuell uneinheitlich und seine Rb-Sr Chemie recht variabel. Das Alter von 361 ± 12 Ma wurde an Hand von vier Proben errechnet, die Kalifeldspateinsprenglinge führen. Die anderen Proben sind frei von Einsprenglingen, zwei liegen \pm auf der Isochrone. Das initiale Sr-Isotopenverhältnis ist 0.70916 ± 27 . Diatexite aus der Nachbarschaft des Peuerbacher Granits sind deutlich radiogener. Daraus ergeben sich Hinweise, daß das Ausgangsmaterial des Granits aus tieferen Krustenabschnitten mit niedrigeren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und nicht aus der unmittelbaren Umgebung stammt.

I B Granite. Der Weinsberger Granit (Tab.2, Fig.15)

Zusätzliche Proben von unkontaminiertem Weinsberger Granit, charakterisiert durch hohe Rb- bzw. niedere Sr-Gehalte, ergänzen die bereits publizierten Daten (S.Scharbert 1987). Das Alter, errechnet aus 8 Proben, beträgt 349 ± 4 Ma. Aufgrund des Initials mit 0.70632 ± 22 ist der Weinsberger Granit als I-Typ Granit zu klassifizieren.

2 A Granite. Der Altenberger Granit (Tab. 2)

Der zweiglimmerführende Altenberger Granit ist durch seine niederen Sr- (max. 124 ppm) und hohen Rb-Gehalte (bis 320 ppm) schon auf Grund seiner Geochemie als S-Typ Granit anzusprechen. Vorläufige Altersberechnungen weisen auf ein sehr fragliches junges Alter hin. Die Bildung von reichlich pegmatitischem Material könnte wohl ein Hinweis auf eine relative späte Intrusion in eine relativ abgekühlte Umgebung sein. Muskowitabkühlalter an dem bisher untersuchten Material könnten Aufschlüsse geben und das in dem von v.Gärtner et al. (1967) veröffentlichten Zwischenbericht (324 ± 4 Ma) überprüfen.

Saure Nachschübe im Weinsberger Granit (Tab.2)

Im Weinsberger Granit kommen kleine Körper von Graniten vor, deren Textur sehr variabel ist. Auffallend in allen Varianten sind große rundliche Quarze, die besonders deutlich durch die Verwitterung hervortreten. Der Granit im Steinbruch vom Plochwald ist eine grobkörnige Variante. Haunschmid (1989) interpretiert in einer ausführlichen Studie diesen Granit als höher differenziertes Endglied der Weinsberger Granitschmelze. Da unsere Analysenwerte von beiden Granittypen voneinander abweichen, möchte ich die genetische Deutung noch offen lassen. Die Probe 6/88 vom Plochwalder Granit liegt über der Weinsberger Isochrone (Fig.15), ein Modellalter wurde mit einem Initial von .71014 gerechnet (Tab.2) und ist als Einzelalter nicht aussagekräftig.

Ein anderer grobkörniger Typ kommt im Weinsberger Granit südlich der Donau

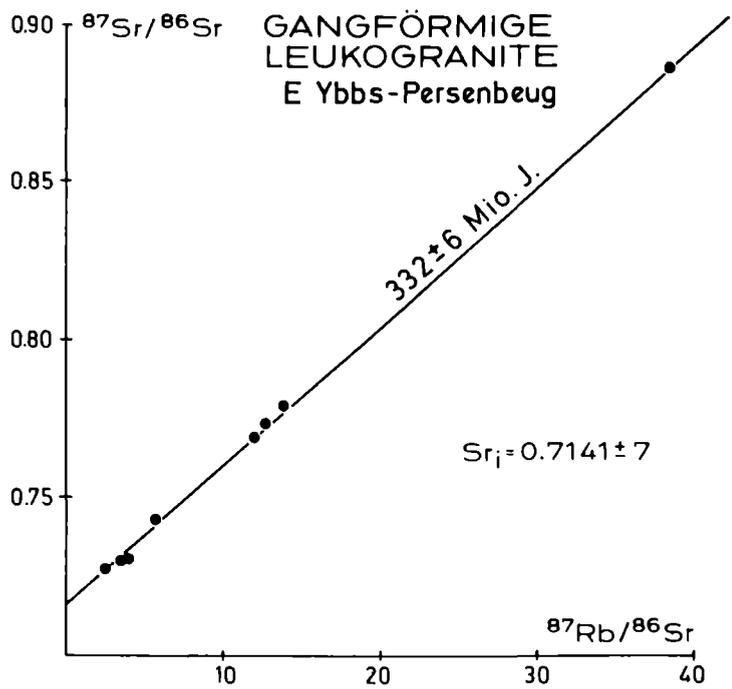


Fig. 16: Sr-Entwicklungsdiagramm der Leukogranitgänge.

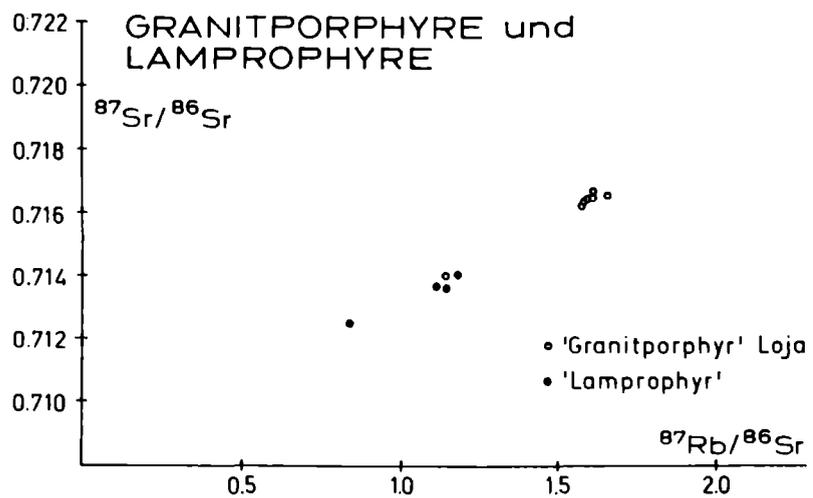


Fig. 17: Sr-Entwicklungsdiagramm der "Granitporphyre" und Lamprophyre.

und nördlich von Amstetten vor (14/87). Helle feinerkörnige Typen mit großen Bioteinsprenglingen finden sich im Randbereich des Weinsberger Granits auf Blatt 36 Ottenschlag (29/89, 30/89). Sie sind hochdifferenzierte Granite, deren Modellalter auf Grund ihres hohen Rb/Sr-Verhältnisses (Tab.2) vermutlich weitgehend dem Intrusionsalter entsprechen und bei ca. 325 Ma liegen.

Der Eisgarner Granit von Unterlembach

NE von Weitra tritt eine Variante von Eisgarner Granit auf, der eine starke Uranvererzung führt (Göd 1989). Die Analysendaten sind in Tab.2 enthalten. Im Vergleich zum Eisgarner Granit ist dieses Gestein an Rb angereichert und an Sr extrem abgereichert. Das Einzelalter von 323 ± 12 Ma liegt zwar innerhalb der Fehlergrenze des Eisgarner Granit-Alters (318 ± 7 Ma); die Daten lassen aber vermuten, daß im Zuge der Vererzung starke Verschiebungen im Stoffbestand erfolgt sind. Nimmt man ein gleiches oder jüngeres Alter wie für den Eisgarner Granit an, so müßte das eingebaute Sr wesentlich radiogener gewesen sein und einen Mindestwert des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von etwa 0.732 gehabt haben.

Ganggesteine

In der Umgebung E von Ybbs-Persenbeug treten zwei Generationen von Gängen auf, die zuletzt Matura (1984) kartiert und beschrieben hat. Sie intrudieren sowohl die Monotone und die Bunte Serie als auch die tektonisch höchst gelagerte Gföhler-Gneis-Granulit-Einheit. Die älteren Gänge sind flach bis mittelsteil N fallende Leukogranite, die durch abschiebende Bewegungen der hangenden Nebengesteine meist verschiefert worden sind. Saigere nordoststreichende basische Gänge folgen der Richtung der Diendorfer Störung. Sie durchschlagen ebenfalls alle tektonischen Einheiten und durchsetzen auch die Leukogranitgänge.

Die Leukogranitgänge (Tab.2; Fig.16)

Sie variieren in ihrer Mächtigkeit von cm zu mehreren m. Ihre Rb- und Sr-Gehalte schwanken stark, und es ist fraglich, ob sie alle aus einer einheitlichen Schmelze auskristallisiert sind bzw. wie stark der Einfluß durch Nebengesteinskontaminationen war. Die untersuchten Proben streuen um eine Trendlinie, aus der sich ein Alter von 332 ± 6 Ma errechnen läßt. Das Initial von 0.7141 ± 7 macht wahrscheinlich, daß die Granitgänge aus aufgeschmolzenem Paragneismaterial entstanden sind.

Die basischen Gänge (Tab.2; Fig.17)

Untersucht wurden Lamprophyre und "Granitporphyre", letztere sind etwas heller, gröber körnig und SiO_2 reicher als die Lamprophyre. Stellenweise führen sie Schollen von Lamprophyren; häufig bilden beide Gesteinstypen zusammengesetzte Gänge, wobei die Lamprophyre immer die Randzonen bilden (Matura 1984, Fig.1). Bei den Untersuchungen hat sich herausgestellt, daß sich die beiden aufgesammelten Gesteinstypen mineralogisch kaum voneinander unterscheiden und echte Granitporphyre offensichtlich selten sind.

Beide Typen unterscheiden sich deutlich in ihrer Rb/Sr-Chemie: Die Granitporphyre haben höhere Gehalte an Rb und weniger Sr. Im nördlichsten Steinbruch des Lojagrabens wurde ein "Granitporphyrgang" beprobt, der auf der oberen Etage sehr Sr reich ist, am Steinbruchboden, wo er von Lamprophyren ummantelt wird, den durchschnittlichen Sr Gehalt hat. Festzustellen ist, daß beide Gesteinstypen jeweils sehr homogen in Bezug auf die untersuchten Spurenelemente sind und sich mit der Rb/Sr Methode nicht datieren lassen.

Auffallend ist wieder der hohe Rb-Gehalt dieser basischer Gesteine. Ähnlich wie bei den 1 B Graniten muß auf recht heterogen gebildete Schmelzen geschlossen werden, wobei der Anteil von Krustenmaterial beträchtlich gewesen sein muß. Er bringt vermutlich reichlich Rb und radiogenes Sr ein. Dabei werden die nach Feldbefunden jüngeren "Granitporphyre" offensichtlich stärker kontaminiert. Das Ausmaß der Kontamination läßt sich auf Grund der vorliegenden Untersuchungen noch nicht quantifizieren.

5.3 Schlußfolgerungen auf Grund der Datierungsergebnisse der Magmatite

Die Ergebnisse der Altersbestimmungen an Magmatiten läßt vorläufig folgende zeitliche Einordnung der variszischen orogenen Ereignisse im Südteil der Böhmisches Masse zu. Auf Grund des Alters der synorogenen Granite muß die Strukturprägung und Metamorphose vor 360-350 Ma erfolgt sein. Das ist in Übereinstimmung mit den Resultaten von Kröner et al. (1988), die an Zirkonfraktionen einer Paragneisprobe aus der Monotonen Serie Metamorphosealter von 367 ± 20 Ma angeben.

Zu dieser Zeit muß auch bereits die Bunte Serie auf die Monotone Serie geschoben worden sein, da der Weinsberger Granit als "stitching pluton" die beiden tektonischen Einheiten intrudiert (Geologische Karte Blatt 35 Königswiesen von Thiele 1984 b). Über die zeitliche Dauer der Umformung kann man auf Grund der Untersuchungen der postorogenen Granite wenig aussagen. Die älteren 2 B (I Typ) Granite täuschen zu alte, geologisch bedeutungslose Alter vor. Aufschlußreich ist das Alter der Leukogranitgänge. Zur Zeit ihrer Intrusion vor rund 330 Ma muß die Decke der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit bereits über der Bunten Serie gelegen haben. Das läßt nur einen kurzen Zeitraum zwischen dem Ende der variszischen Metamorphose des Gföhler Gneises und Granulits (347 bzw. 340 Ma; Kröner et al. 1988; van Breemen et al. 1982) und ihrer Platznahme in der heutigen Position zu.

Relativ spät differenzieren die Schmelzen aus metamorphen Sedimenten (2 A Granite), die das Eisgarner Granitmassiv aufbauen, wobei die Intrusion in zwei Phasen erfolgt. Einer Phase um 318 Ma folgt eine rund 15 Ma jüngere, die bereits ein kühleres Stockwerk angetroffen haben muß. (S.Scharbert and Vesela 1990, im Druck)

Tab. 2: Rb/Sr Analyseergebnisse von magmatischen Gesteinen des Moldanubikums.

Peuerbacher Granit

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
36/89	190	318	1.735	0.7182 ± 6
37/89	257	402	1.862	0.7202 ± 8
38/89	299	405	2.143	0.72042 ± 9

mit porphyrischen Kalifeldspäten

39/89	186	291	1.856	0.71893 ± 8
40/89	179	289	1.796	0.71834 ± 5
41/89	241	157	4.463	0.73218 ± 11
42/89	210	252	2.418	0.72147 ± 6

Diatexite

34/89	161	509	0.920	0.71692 ± 10
35/89	153	186	2.394	0.7237 ± 8

Weinsberger Granit

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
5/84	280	143	5.686	0.73451 ± 13
6/84	268	144	5.409	0.73334 ± 9
17/85	349	91.4	11.19	0.76242 ± 10
17a/85	157	31.9	14.40	0.77768 ± 12
22/85	290	117	7.20	0.74199 ± 7
28/85	206	317	1.88	0.71575 ± 13
15/87*	285	93.2	8.92	0.75027 ± 5
21/87*	254	142	5.20	0.73211 ± 11

* neue Analysen

Altenberger Granit

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
29/85	322	126	7.427	0.74456 ± 13
16/87	313	127	7.14	0.74385 ± 10
17/87	304	60.2	14.7	0.77489 ± 8
18/87	265	61.7	12.5	0.76374 ± 11
4/85*	251	76.2	9.59	0.75241 ± 3

* LIEW et al. 1989

Saure Nachschübe im Weinsberger Granit

Probe	Einzelalter	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
6/88	335 ± 87	177	42.4	12.17	0.7683 ± 9
14/87	324 ± 72	381	75.0	14.88	0.77892 ± 12
29/89	327 ± 17	444	18.19	73.3	1.05209 ± 14
30/89	327 ± 14	356	11.91	90.4	1.13162 ± 14

Eisgarner Granit von Unterlembach

Probe	Einzelalter	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1/89	323 ± 12	502	7.30	219	1.7272 ± 2

"Granitporphyre"

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3/89	205	373	1.599	0.71652 ± 7
7/89	211	390	1.571	0.71637 ± 6
11/89	209	366	1.659	0.71651 ± 5
12/89	203	519	1.136	0.71398 ± 6
13/89	208	378	1.601	0.71671 ± 6
15/89	210	389	1.568	0.71633 ± 4
17/89	208	385	1.574	0.71639 ± 6

Lamprophyre

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
4/89	175	594	0.856	0.71244 ± 6
8/89	170	433	1.138	0.71364 ± 11
14/89	188	490	1.116	0.71372 ± 5
16/89	180	441	1.184	0.7141 ± 6

Leukogranitgänge E Ybbs–Persenbeug

Probe	Rbppm	Srppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2/89	184	96.3	5.59	0.74255 ± 12
5/89	139	156	2.597	0.72747 ± 6
6/89	218	16.78	38.5	0.8960 ± 13
9/89	215	46.2	13.58	0.77947 ± 9
10/89	213	49.3	12.64	0.77251 ± 8
25/89	96.0	83.2	3.358	0.72888 ± 8
27/89	139	108	3.725	0.73035 ± 6
28/89	139	34.6	11.75	0.76902 ± 9

6. ELEMENTE FÜR EIN ENTWICKLUNGSMODELL DER BÖHMISCHEN MASSE.

Abgesehen von den variszischen Intrusiva stellen kontinentaldetritische Serien den größten Teil des Baumaterials der Böhmisches Masse dar. Aufgrund der Häufigkeiten in der Altersverteilung detritischer Zirkone konnte Gebauer (Vortrag in Wien Nov.1989) sehr klar die Herkunft der Paraserien im Bayrischen Wald und vergleichbarer Gebiete auf den Gondwanakontinent zurückführen. Eine Herkunft vom Nordkontinent Fennoarmatien kommt für diese Serien nicht in Betracht.

Ein interessantes Ergebnis dieses Berichtes stellt die Einstufung der reinen Marmore der Bunten Serie des niederösterreichischen Moldanubikums in das Proterozoikum mit einem Alter von (mindestens) 800-900 Ma dar. Altersgleiche Karbonatfolgen sind in den mit dem Moldanubikum vergleichbaren Einheiten der Varisziden nicht bekannt.

In diesem Zusammenhang wird die Frage zu prüfen sein, ob auch für diesen Teil der Böhmisches Masse d.h. Dobragneis und Bunte Serie eine Herleitung als Bruchstück des Gondwanakontinents belegt werden kann. Folgende Überlegung sollte kritisch geprüft werden:

Für das Brunovistulikum (einschließlich des heutigen Moravikums) wurden von Suk et al. (1984,p.68) und Frasl (1989) Überlegungen angestellt, die auf eine engere Beziehung mit der Osteuropäischen Plattform hinweisen. Ein charakteristisches Element des Moravikums stellt jedenfalls der Bittescher Gneis dar. Auf auffällige Gemeinsamkeiten des Bittescher Gneises mit dem Dobragneis des Moldanubikums haben seinerzeit schon Fuchs (1971) und Frasl (1970) hingewiesen. Wenn auch die Ergebnisse von S.Scharbert (1977) nicht unwesentliche geochemische Unterschiede zwischen beiden Gesteinen ergeben haben, so liegen doch keine Argumente vor, die gegen eine Korrelation dieser beiden Gesteinstypen sprechen. Auch die stark streuenden Rb/Sr Ergebnisse des Dobragneises von S.Scharbert (1977), die zwar keine verlässliche Altersberechnung zulassen, stehen nicht im Widerspruch zu einem ähnlichen Alter des Dobragneises wie S.Scharbert (1977) für den Bittescher Gneis mit 796 ± 49 Ma ermitteln konnte. Dieses hohe Alter des Bittescher Gneises konnte seither an anderen Proben nicht verifiziert werden (vgl. van Breemen et al. 1982) und muß daher als noch nicht endgültig gesichert betrachtet werden. Es ist jedoch zu bemerken, daß bei der seinerzeitigen Probenauswahl besondere Sorgfalt darauf verwandt wurde von lokalen Alterationen freie Proben zu finden. Überdies ist das proterozoische Alter der Marmore der Bunten Serie eine weitere Unterstützung dafür, daß in diesem Bereich mit so hohen Bildungsaltern von Orthogesteinen zu rechnen ist. Auch die von Kröner et al. (1988) bekannt gemachten E_{Nd} -Werte für den Dobra- und Bittescher Gneis sprechen für eine hohe Krustenverweilzeit des Ausgangsmaterials dieser Gesteine, wie sie sonst im Moldanubikum nicht bekannt sind.

Durch diese Ergebnisse wird angedeutet, daß die oben diskutierte Gesteinsfolge ein selbständiges Element, ein "suspect terrane" darstellen könnte, dessen Verbindung zu größeren Einheiten erst aufzuklären sein wird. Heute erscheint diese Folge, durch die moldanubische Überschiebung später getrennt, in beiden Großeinheiten der Böhmisches Masse eingebaut.

Das nächste Ereignis, das in der Lithologie dokumentiert erscheint, könnte die intensive Zerrung dieses alten Basements sein, in der die basischen Gänge, die später s-parallel eingeschichtet wurden, entstanden sind. Bislang liegen allerdings keinerlei Informationen über ihre Geochronologie vor. Ähnliches gilt derzeit auch für die Amphibolite, Gabbros und Ultrabasite aus der Raabs-Meislinger Einheit. Es wäre denkbar, daß darin auch Anteile eines paläozoischen Ozeanbodens enthalten sind. Welche Bedeutung den Rb/Sr-Ergebnissen des Weiterndorfer Granitgneises zukommt, muß derzeit offen bleiben. Auf die hohe Krustenverweilzeit des Ausgangsmaterials der Schmelze wurde zu Beginn dieser Arbeit hingewiesen.

Gföhler Gneis und die Hauptmasse des Granulits können in ihrer heutigen geochemischen Zusammensetzung nicht älter als altpaläozoisch sein. Für diese Gesteine liegen deutliche Argumente vor, daß hier eine hochgradige kaledonische Metamorphose wirksam war, die bis zur Migmatisation und lokalen Bildung granitischer Gesteine reichte. Allerdings wurde dieses ältere Ereignis im Zuge der variszischen Ereignisse intensiv strukturell und metamorph überprägt. Von der Existenz der alten Orthogneise abgesehen, sehen wir derzeit keine weiteren Hinweise auf vor- oder altpaläozoische orogenetische Prozesse.

Derzeit ist auch die geotektonische Rahmensituation für das kaledonische Ereignis und seine räumliche Konfiguration noch völlig ungeklärt.

Der heutige Bau wird nach den Daten in der Literatur und den Ergebnissen dieser Arbeit völlig von der variszischen Tektonik und Metamorphose beherrscht. Insbesondere erfolgte die Platznahme der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit mit Schmelzbildung durch Druckentlastung in verschiedenen Niveaus in diesem Zyklus. Auch hier sind noch etliche Fragen im Detail zu klären, da die gesicherte Interpretation mancher Daten, wie z.B. die jungen Nd-Alter der Granulitgranate (Granat/Gesteins-Mineralalter) noch offen ist. Wir vermuten aufgrund des Datenmaterials den Beginn der Hochschürfung der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit knapp vor und während des Beginns der magmatischen Aktivität des moldanubischen Plutonits, d.h. frühestens etwa um 360 Ma. Die letzte Ausgestaltung zur heutigen Situation mag noch 20-30 Ma länger andauert haben. Auf ein rasches Hochbringen zumindest von Teilen dieser Einheit weisen auch Granulitgerölle im Kulm (unteres und mittleres Visé) von Mähren hin.

Aus der Verteilung der hochgradigen und druckbetonten Metamorphose am Ostrand des Moldanubikums und der stärker temperaturbetonten Metamorphoseentwicklung im zentralen Bereich des Moldanubikums sowie aus dem strukturgeologischen Befund ergeben sich starke und eindeutige Argumente für eine Herleitung dieser tektonisch hohen Einheit aus - auf die heutige Anordnung bezogen - östlicher Richtung.

Aus der Gesamtsituation der strukturellen Entwicklung der Böhmisches Masse ergibt sich daher die Vorstellung einer ersten Kollision mit dem osteuropäischen Vorland, die noch in einer mehr geradlinigen Konfiguration und mit einer Trans-

portrichtung in "südlicher" Richtung erfolgte. Unmittelbar darauf setzte das Eindringen des rigiden Vorlandspornes des Brunovistulikums ein, wodurch am Ostrand des Moldanubikums die Moldanubische Überschiebung sich als transpressive Großstruktur mit großem linksseitigen Verschiebungsbetrag entwickelte (Rötzel 1979; Fritz, dieser Band). Im Zuge dieses Prozesses kam es im niederösterreichischen Anteil auch zu einer völligen Abtrennung der Gföhler Gneis-Granulit-Einheit von ihren ehemaligen Wurzelbereichen.

Die großräumige Verkrümmung der Orogenzonen am Außenrand der Böhmisches Masse findet ihr Pendant im umlaufenden Streichen der Paraserien um den moldanubischen Plutonkomplex. Dieser Vorgang ist auch aus Raumgründen in zeitlicher Hinsicht mit der Entstehung dieser Schmelzen zu korrelieren, bei der tiefliegende, vermutlich auch ältere Metabasitfolgen mit mannigfacher Wechselwirkung mit Metasedimenten die großen Mengen Schmelzen mit I-Typ-Charakter lieferten und zuletzt auch die S-Typ Granite entstanden.

7. LITERATUR

- Aliasgari, H., 1988: Petrologie und Geochemie des Wolfshofer Syenitgneises und Untersuchungen an den begleitenden Amphiboliten, Gföhler Einheit im Moldanubikum des niederösterreichischen Waldviertels. Diss. formal. naturwiss. Fakultät Univ. Wien.
- Arnold, A. und H.G. Scharbert, 1973: Rb-Sr Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. S.M.P.M., 53, 61-78.
- Carswell, D.A., 1989: Metamorphic evolution of garnetiferous peridotites in the Moldanubian zone, Lower Austria. Terra Abstracts, 1, 2, 5, 3rd Int. Eclogite Conference, Würzburg.
- Derry, L.A., L.S. Keto, St.B. Jacobsen, A.H. Knoll and K. Swett, 1989: Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 2331-2339.
- Faure, G., 1977: Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York.
- Finger, F. und V. Höck, 1987: Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. Jb. Geol. B.-A, 129, 641-642.
- Frasl, G., 1960: Bericht 1959 über die Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). Verh. Geol. B.-A, 1960 (3), A23-A27.
- Frasl, G., 1970: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. Nachr. Dt. Geol. Ges., 2., 35-60
- Frasl, G., 1989: Zur Entstehung der Moravischen Zone. Abstract Arbeitstagung S47, "Variszisches Orogen und Präalpine Kruste in Österreich".
- Frimmel, H., 1988: Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. Minerala deposita, 23, 268-275.
- Fritz, H., 1990: Structures and kinematics along the Moravian-Moldanubian Boundary - preliminary results; dieser Band.
- Fuchs, G., 1971: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NÖ). Verh. Geol. B.-A, 1971, 424-440.

- Fuchs,G., 1976: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. Jb.Geol.B.-A, **119**, 45-61.
- Fuchs,G., 1986: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A, **129**, 1, 41-49.
- Fuchs,G. und A.Matura, 1976: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. Jb. Geol. B.-A, **119**, 1-43.
- Fuchs,G. und O.Thiele, 1968: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald,Oberösterreich. Geol.B.-A.
- Gärtner,H.R. von, W.Harre, H.Kreuzer, H.Lenz und P.Müller, 1967: Datierungsbericht 5/67. Bundesanstalt.f.Bodenforschung.Hannover.
- Gebauer,D., 1989: Vortrag Öst. Geol. Ges. in Wien.
- Göd,R., 1989: A Contribution to the Mineral Potential of the Southern Bohemian Massif. Archiv für Lagerst. Forsch. Geol. B.-A, **11**, 147-153.
- Gorzowski,H., L.Fontboté, J.F.Sureau and J.Y.Calvez, 1989: Strontium isotope trends during diagenesis in ore-bearing carbonate basins. Geol. Rundschau, **78/1**, 269-290.
- Haunschmid,B., 1989: Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich: Mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwalder Granittyps und des Pseudokinzigits. Diplomarbeit. naturwiss. Fak. Univ. Salzburg.
- Kröner,A., I.Wendt, T.C.Liew, W.Compston, W.Todt, J.Fiala, V.Vankova and J.Vanek, 1988: U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massiv, Czechoslovakia. Contrib. Mineral. Petrol., **99**, 257-266.
- Liew,T.C., F.Finger and V.Höck, 1989: The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their enviromental setting. Chem. Geol., **76**, 41-55.
- Matte,Ph., H.Maluski and H.Echtler, 1985: Cisaillements ductile varisques vers l'Est-Sud Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohème, Autriche).Données microtectoniques et radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. C.R. Acad. Sc. Paris , **301**, Série 2, n° 10, 721-726,
- Matura,A., 1984: Das Kristallin am Südrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St.Pölten. Jb. Geol. B.-A, **127**, 1, 13-27.
- Pactova,B., 1981: Die Bedeutung der Mikropaläobotanik und Paläopalynologie für die Kristallinuntersuchungen. Zemny plin a nafta, **26**, 4, 550-560
- Petrakakis,K. und W.Richter, 1990: Gföhler Gneise und Granulite aus dem mittleren und südlichen NÖ Moldanubikum: eine paragenetische und texturale Gegenüberstellung; dieser Band.
- Pflug,H.D. und E.Reitz, 1988: Zur Evolution des eukaryotischen Phytoplanktons im Riphäikum - Neue Ergebnisse aus der Belt-Serie von Nordamerika. Geol. Rundschau, **77**, 2, 417-427.
- Quadt,A.von und D.Gebauer, 1988: Sm/Nd,U-Pb and Rb-Sr dating of high pressure ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria(FRG) and the Saxonian Granulite Massif(GDR). Chem.Geol., **70**, II,p 15.

- Rötzel, R., 1979: Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transportrichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation. Ein Vergleich Bittescher Gneis (Moravikum)-Plattengneis (Koralpe, Siegraber Serie). Vorarb. Inst.f. Geol. Univ. Wien.
- Scharbert, S., 1977: Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels. Arbeitstagung Geol. B.-A 1977, 11-15.
- Scharbert, S., 1987: Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. Mitt. Österr. Miner. Ges., **132**, 21-37.
- Scharbert, S., 1990: Rubidium-Strontium Systematics of Granitoid Rocks of the South Bohemian Pluton. Proceed. Conf. Bohemian Massif. In Druck.
- Scharbert, S. and M. Vesela, 1990: Rb-Sr Systematics of Intrusive Rocks from the Moldanubicum around Jihlava. Proceed. Conf. Bohemian Massif. In Druck.
- Steiger, H.J. and E. Jäger, 1977: Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth Plan. Sci. Letters, **36**, 359-362
- Suk, M. et al., 1984: Geological History of the Territory of the Czech Socialist Republic. Geological Survey Prague-Academia/Czechoslovak. Academy of Sciences.
- Thiele, O., 1976 a: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (südliche Böhmisches Masse): Nova Acta Leopoldina N. F., **45**, Nr. 224, 67-82.
- Thiele, O., 1976 b: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel ?. Jb. Geol. B.-A, **119**, 75-81.
- Thiele, O., 1984 a: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der südlichen Böhmisches Masse (Österreich). Jb. Geol. B.-A, **126**, 513-523.
- Thiele, O., 1984 b: Geologische Karte 1:50000 Blatt 35 Königswiesen.
- Tollmann, A., 1982: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. Geotekt. Forsch., **64**, 291S.
- Tollmann, A., 1985 a: Das Ausmaß des variszischen Deckenbaues im Moldanubikum. Krystalinikum, **18**, 117-132.
- Tollmann, A., 1985 b: Der österreichische Anteil der Böhmisches Masse, in: Geologie von Österreich Bd. 2, Deuticke, Wien.
- Van Breemen, O., M. Aftalion, D. Bowes, A. Dudek, Z. Misar, P. Povondra and S. Vrana, 1982: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. Transaction Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences, **73**, 89-108.
- Waldmann, L., 1951: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs, in F.X. Schaffer: Geologie von Österreich. 2. Auflage, 1-105, Deuticke Wien.

Adresse der Autoren:

Univ. Prof. Dr. W. Frank

St. Hammer

Dr. F. Popp

Dr. S. Scharbert

Dr. M. Thoni

Institut für Geologie der Universität Wien

Universitätsstraße 7

A-1010 Wien