

## 2.5. Kinematik und Alter der Blattverschiebungszonen in der südlichen Böhmisches Masse

Von ECKARD WALLBRECHER, R. DAVID DALLMEYER, MICHAEL BRANDMAYR, ROBERT HANDLER,  
FREDERIKE MADERBACHER & REINHARD PLATZER

Mit 10 Abbildungen

### Zusammenfassung

Mylonitische Gefüge der NW-SE und NE-SW streichenden Blattverschiebungen in der südlichen Böhmisches Masse zeigen dextralen Schersinn an den NW-SE verlaufenden Störungen und sinistralen an den NE-SW streichenden Blattverschiebungen. Die Mylonitisierung ist in den meisten Scherzonen unter grünschieferfaziellen Bedingungen abgelaufen.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an verschiedenen Korngrößenfraktionen von Muskowiten, die während der Mylonitisierung gebildet wurden, ergeben Alter von 287.3 +/- 0.6 Ma (NW-SE-System) und 294.5 +/- 0.8 - 260.3 +/- 1.1 Ma (NE-SW-System). Die Scherzonen werden deshalb als ein spätvariszisches konjugiertes System gedeutet, das durch einen sich in E-W-Richtung erstreckenden Indenter im Zuge einer N-S-Konvergenz entstanden sein könnte. Rb-Sr-Datierungen an Muskowiten ergeben ein Alter von 190 Ma, das mit einer teilweisen alpinen Verjüngung des konjugierten Systems interpretiert wird. Spröddeformationen in den Scherzonen stellen wahrscheinlich Vorlanddeformationen während der alpinen Orogenese dar, die durch einen Indenter hervorgerufen wurden, der eine ähnliche Form und Orientierung gehabt hat, wie der variszische.

### Abstract

Mylonitic fabrics developed in conjugate wrench fault systems of the Southern Bohemian Massif display dextral shear sense (NW-SE striking systems) and sinistral shear sense (NE-SW trending systems).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of various size fractions of muscovite formed during associated mylonitization yield ages of 287.3 +/- 0.6 Ma (NW-SE system) and 294.5 +/- 0.8 - 260.3 +/- 1.1 Ma (NE-SW system). The shear zones are, therefore, interpreted as a late Variscan conjugate system which may have been generated by indentation of an E-W elongated crustal unit during north-south convergence. Rb-Sr dating of muscovites yields an age of c. 190 Ma which is interpreted to indicate partial Alpine rejuvenation of the conjugate system. Brittle deformation within the shear zones likely represents foreland deformation during the Alpine orogeny which was probably caused by a similar type of indentation as during Variscan orogenesis.

### Einleitung

Dank der guten Kartierung und geologischen Bearbeitung der Umgebungen der meisten der Blattverschiebungszonen (FUCHS & MATURA, 1976; FUCHS, 1976; MATURA, 1976; THIELE, 1984) und neuerer petrographischer Detailbearbeitung (FINGER, 1986; FINGER & HÖCK, 1987) sind die Lage der Scherzonen und die Ver-

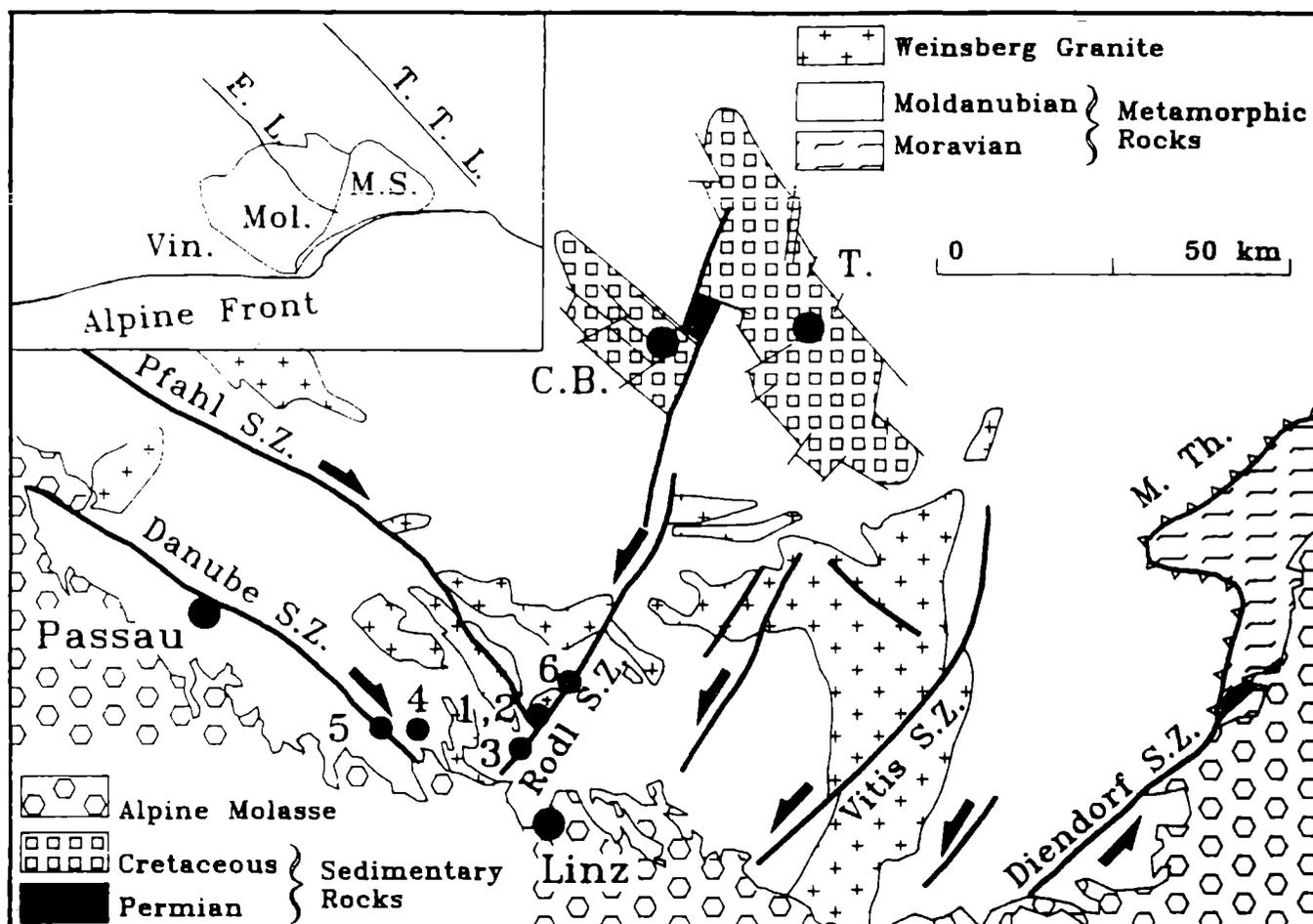


Abb.1 Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse

satzrichtungen bekannt und gut kartiert. Sie werden als spätvariszische Bildungen betrachtet (z.B. THIELE, 1961; FUCHS, 1976; FUCHS & MATURA, 1976; TOLLMANN, 1985), einige Autoren betrachten sie jedoch als jünger (GRABER, 1928; THIELE, 1970; SCHEIDEGGER, 1976). Abb. 1 stellt die Verteilung der Scherzonen und die Versatzrichtungen an ihnen dar. Sie lassen sich nach Streichrichtung und Bewegungssinn in zwei Gruppen gliedern:

- 1) NW-SE bis WNW-ESE streichende Störungen mit dextralem Schersinn (Pfahl-, Donau-Scherzone und kleinere Scherzonen).
- 2) NE-SW bis NNE-SSW streichende Scherzonen mit sinistralen Schersinn (Rodl-, Vitiser-, Diendorfer-Scherzone und kleinere Scherzonen).

### Duktile Deformationen

#### Die Donau-Scherzone

Hier sind Perlgneise und Perldiatexite duktil in Protomylonite (sensu HIGGINS, 1971) umgewandelt. Die mylonitische Foliation hat ein mittleres Einfallen von 25/58. Sie weist ein deutliches Streckungslinear in der Streichrichtung auf (Abb. 2). Mesoskopische S-C-Gefüge zeigen einen sehr deutlichen einheitlichen dex-

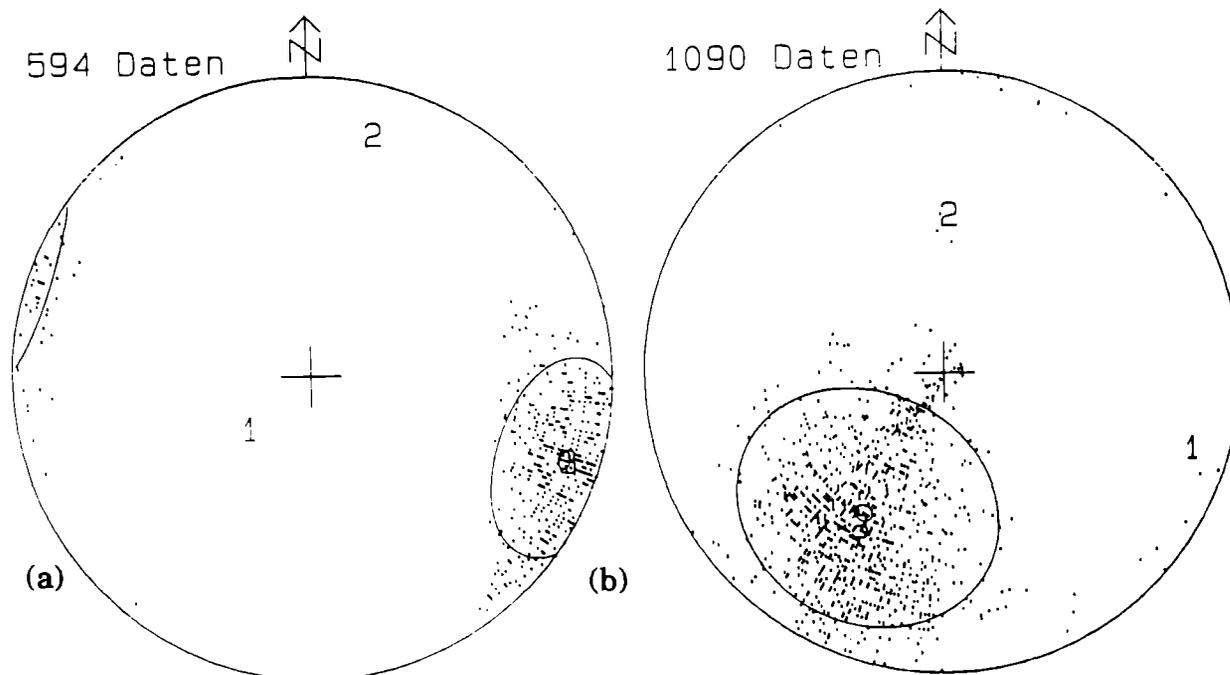


Abb.2 Streckungslineationen (a) und Foliationen (b) in der Donau-Scherzone zwischen Eferding und Niederranna. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (WALLBRECHER, 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

tralen Schersinn. Quarzgefüge aus den zentralen Bereichen der Scherzone, die mit der integralen Messung der Quarz-c-Achsen-Azimute (Photometermethode, WALLBRECHER, 1988) erfasst und als Richtungsrosen dargestellt wurden, zeigen dextrale Schiefregelungen bei sehr großer Strain-Homogenität (Abb. 3). Röntgentexturaufnahmen des Quarzgefüges zeigen dextrale Schiefgürtel der c-Achsen und eine Clusterregelung der a-Achsen in der S-Richtung des S-C-Gefüges (Abb. 4).

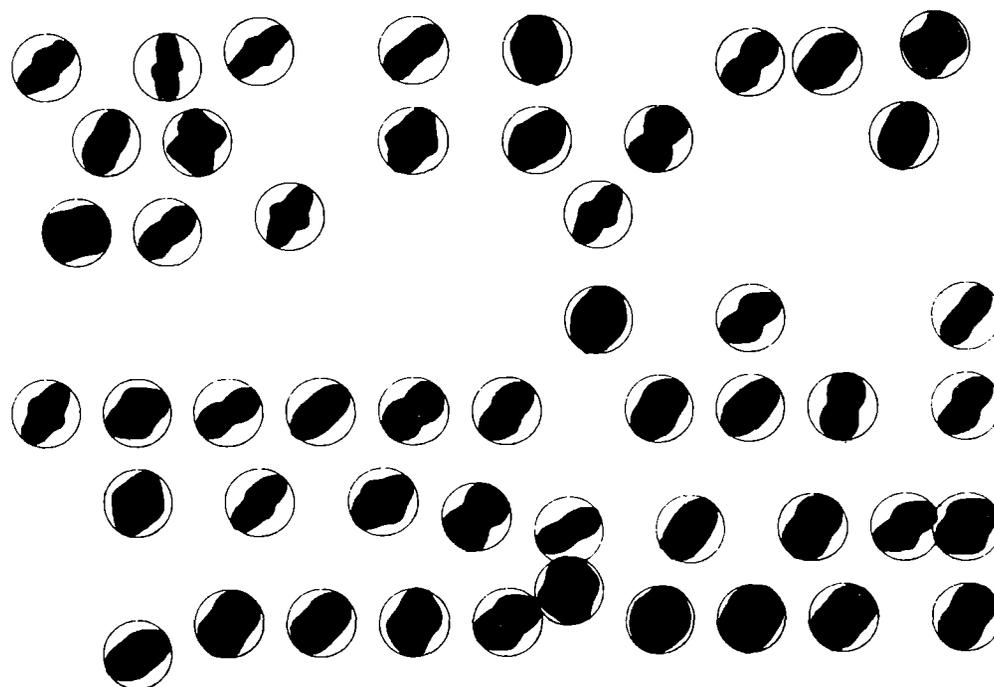


Abb.3 Richtungsrosen von Quarz-c-Achsen-Azimuten in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Photometer, Perlgneis, Donauschlinge bei Schlögen.

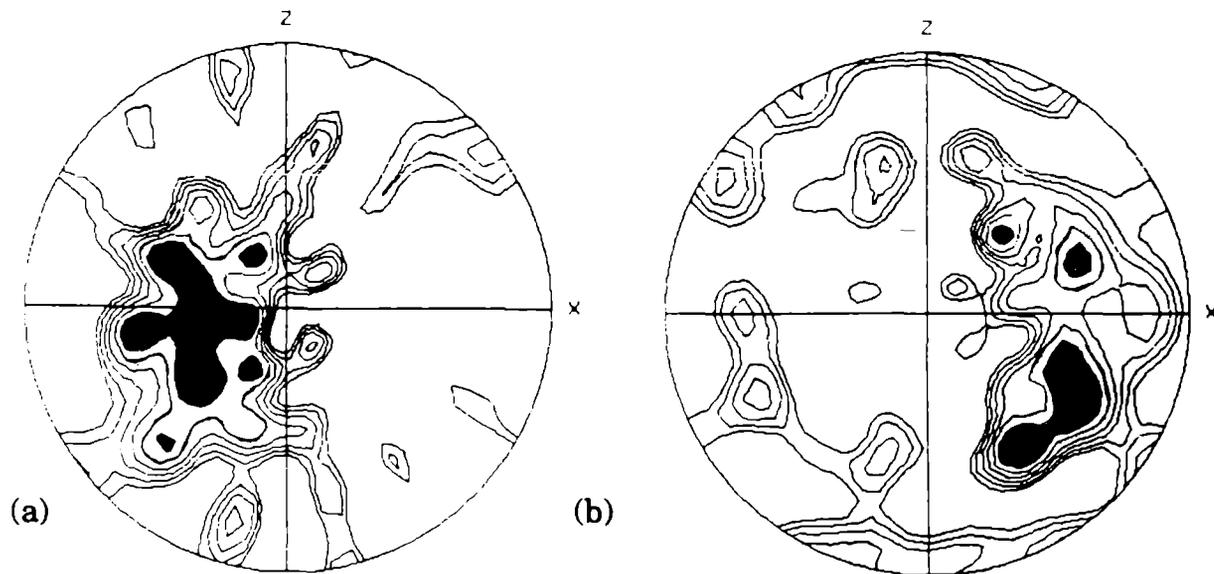


Abb.4 a) Polfigur der c-Achsen (104), b) Polfigur der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, Mylonit, Donauschlinge bei Schlögen.

#### Die Pfahl-Scherzone

In der Pfahl-Scherzone sind Protomylonite aus einem Granit- bzw. Orthogneisprotolithen (Weinsberger Granit, Eisgarner Granit und Grobkorngneis) die häufigsten Gesteine an den Scherzonenrändern. Zum Zentrum der Scherzone hin entwickeln sich hieraus Mylonite und Ultramylonite. Duktile Scherbänder und langgezogene asymmetrische Druckschatten und syn- oder antithetisch zerscherte Feldspatklasten weisen auf eine dextrale Scherung hin. Quarz zeigt Rekristallisationsgefüge mit Tripelpunktkorngrenzen von nahezu  $120^\circ$ , die für eine Bildung während dynamischer Rekristallisation sprechen (ETHERIDGE & WILKIE, 1981).

Röntgertexturanalysen des Quarzgefüges im Zentrum der Scherzone zeigen Gitterregelungen mit einem sehr deutlichen Maximum der c-Achsen in der x-Richtung des finiten Strainellipsoides und mit einer Verteilung der a-Achsen in einem Gürtel um diese Richtung (Abb. 5). Eine solche Gitterregelung kann nur mit einer Aktivie-

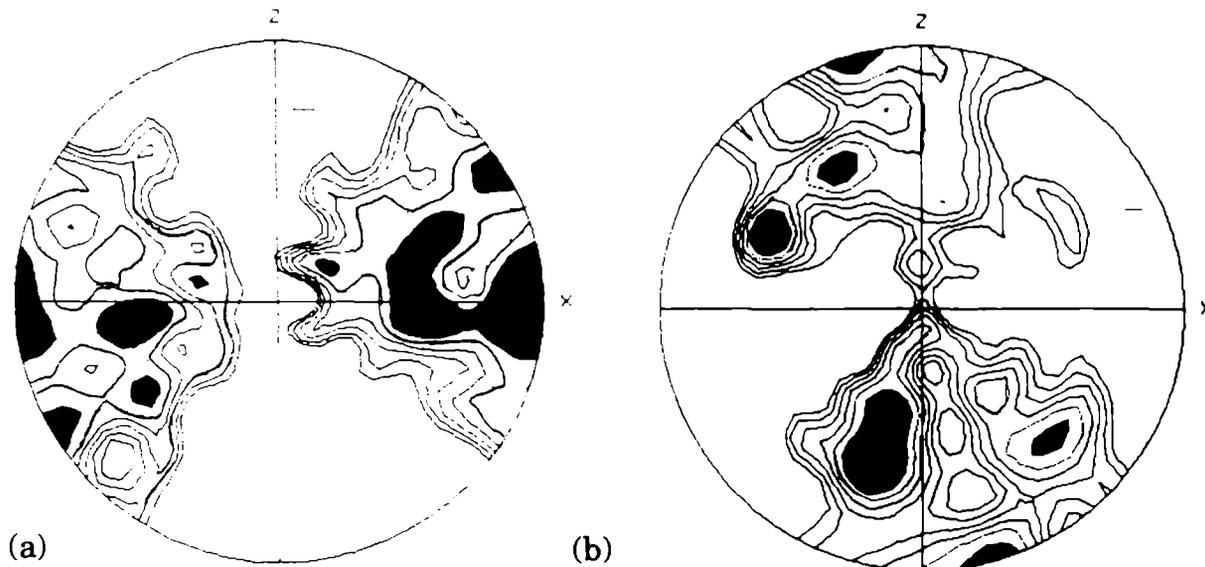


Abb.5 a) Polfiguren der c-Achsen (104) und b) der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, zentraler Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlthal.

rung der Prismenflächen als Gleitflächen und der c-Achsen als Gleitrichtung unter relativ hohen Temperaturen (ca. 700°C: MAINPRICE et al. 1986) gedeutet werden. Eine mögliche Erklärung für diese hohen Temperaturen könnte ein sehr früher Beginn der Scherdeformation, unmittelbar nach der Intrusion des spätvariszischen Eisgarner Granites sein.

### Die Rodl-Scherzone

Die Rodl-Scherzone ist südlich von Untergang sehr kompakt und einheitlich, nach Nordosten hingegen spaltet sie sich zunehmend in zahlreiche Äste auf, sodaß schwächer deformierte linsenförmige Bereiche fast vollständig von stärker deformierten Gesteinen umhüllt werden (Abb. 6).

Bei den Gesteinen, die von Mylonitisierung und Phyllonitisierung erfaßt wurden, handelt es sich um Perlgneise, Perldiatexite, Weinsberger Granit und Schlierengranit (Nomenklatur nach FINGER, 1986). Eine Korngrößenreduktion und die Ausbildung einer penetrativen Schieferung und Lineation sind ebenso vorhanden, wie die Beschränkung der Mylonite auf relativ schmale Zonen. Die Schieferungsflächen fallen generell mit etwa 80° nach NW ein, die Streckungslineation streicht in Richtung NE-SW und liegt nahezu horizontal (Abb. 7). Die Korngröße der einzelnen Minerale nimmt in Richtung zur Scherzone deutlich ab, was vor allem durch das kataklastische Verhalten der Kalifeldspäte bedingt ist. Aus S-C-Gefügen, ecc-Gefügen und asymmetrischen Feldspatäugen läßt sich ein sinistraler Schersinn ableiten. Aufgrund des kataklastischen Verhaltens der Feldspäte kommt es zu einer starken Kornzerkleinerung, die eine Serizitbildung erleichtert, sodaß in hochdeformierten Myloniten schließlich eine vollständige Umwandlung der Feldspäte in Serizit erfolgt. Auch dürfte der erhöhte Fluiddurchsatz, der im unmittelbaren Scherzonenbereich wegen der Erhöhung der Durchlässigkeit der Gesteine ansteigt, für die verstärkte Umwandlung verantwortlich sein. Große Muskowitalkörner zeigen an ihren Rändern ebenfalls einen schmalen Serizitsaum. Granat, Hornblende und Biotit reagieren auf die Bedingungen während der Deformation in der Art, daß sie sowohl randlich als auch entlang von Spaltflächen in Chlorite umgewandelt werden. Diese Mineralreaktionen sind Zeugen einer retrograden Metamorphose unter grünschieferfaziellen Bedingungen während der Aktivität der Scherzone.

Die am häufigsten beobachteten Quarzgefüge sind äquidimensionale Rekristallisationskörner, die durch ihre gut ausgebildeten Korngrenzen mit Tripelpunkten von 90-120° auffallen. Die Größe der Rekristallisationskörner schwankt von 0.05 bis 0.15 mm. Meist treten solche Rekristallisate lagenförmig oder in Form von Nestern auf. Sie lassen somit auf die ehemalige Existenz eines großen Altkornes schließen. Daß Rekristallisationskörner aus solchen deformierten Altkörnern entstehen, wird an Kern-Mantel-Texturen deutlich. Dabei handelt es sich um einen meist langgezogenen Mantel aus äquidimensionalen Rekristallisaten, die noch nicht rekristallisierte Bereiche des Altkornes umgeben. Diese Kerne bestehen aus stark gelängten, undulös auslöschenden Körnern oder aus einem Verband von Subkörnern. Solche Texturen sind typisch für den Wechsel der Deformationsmechanismen in Quarz von einer niedrigtemperierten Plastizität zu Bedingungen des 'power-law creep'. Die deformierten Altkörner verheilen anschließend durch den Prozeß einer syntektonischen Rekristallisation (ETHERIDGE & WILKIE, 1979; GOTTSTEIN & MECKING, 1985; WHITE, 1977).

Zur Erstellung der Polfiguren in Abb. 6 wurden pro Dünnschliff jeweils 200-300 Quarzrekristallisate mit Hilfe eines U-Tisches eingemessen, daneben wurde auch die Photometermethode eingesetzt, die sinistrale Schiefregelungen der Quarz-c-Achsen-Azimute in Bezug auf das kinematische Koordinatensystem und eine große strain-Homogenität ergab. Auffallend sind die unterschiedlichen Verteilungen der Quarz-c-Achsen in den Diagrammen (Abb. 6). Clusterverteilungen an der Peripherie sind durch die Aktivierung der Basisfläche entstanden. Cluster in Richtung der y-Achse müssen als Prismen-a-Gleitung und durchgehende Schiefgürtelverteilungen, die durch das Zentrum gehen, mit der Aktivierung einer der beiden Rhomboederflächen zusammen mit Basis-a-Gleitung und Prismen-a-Gleitung erklärt werden. Der Wechsel

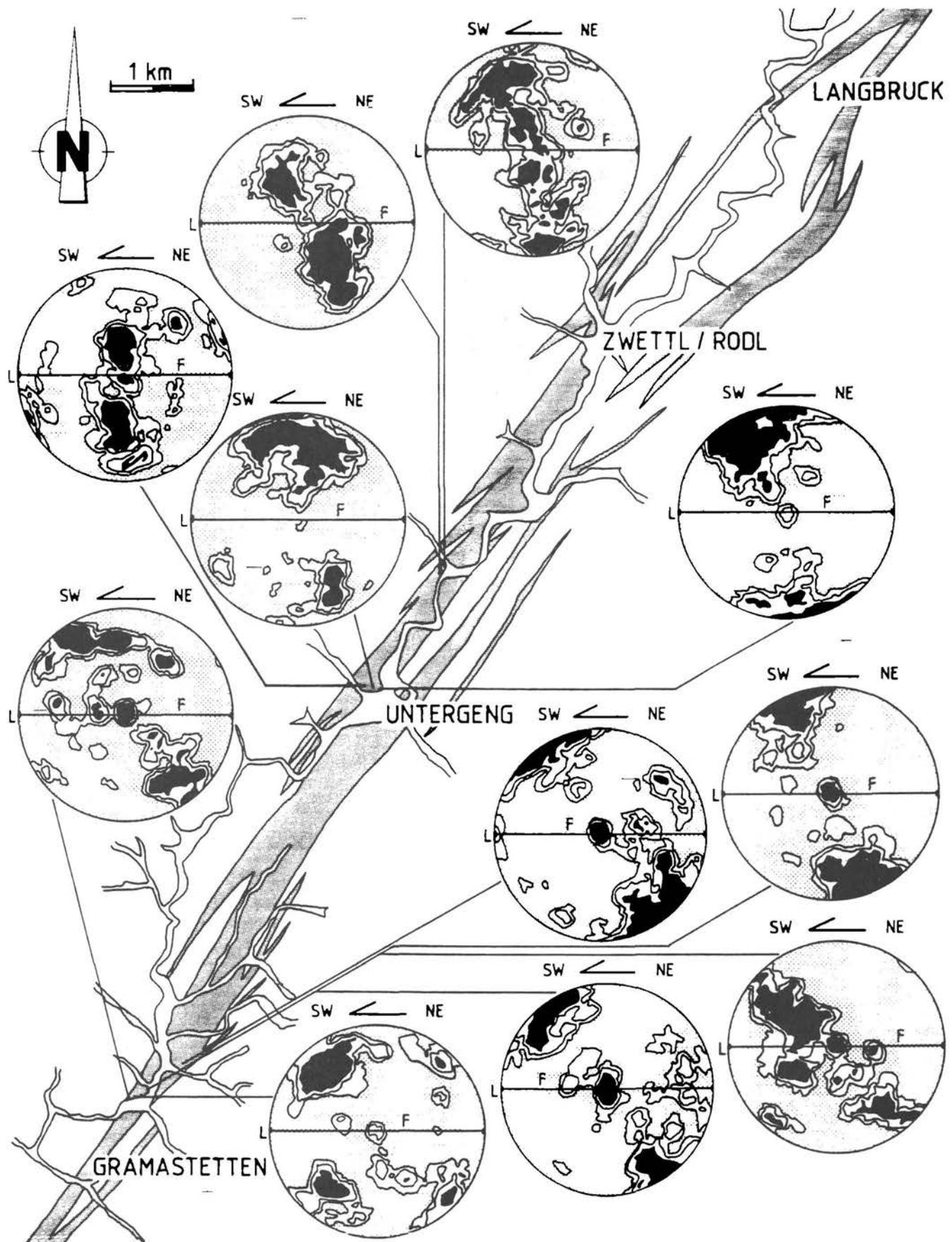


Abb.6 Die Rodl-Scherzone im Mühlviertel. Die hochdeformierten Gesteine (Mylonite und Phyllonite) sind durch die Punkt-Signatur gekennzeichnet, außerdem sind Quarz-c-Achsen-Diagramme verschiedener Mylonite dargestellt. Logarithmische Abstufung in Vielfachen der Gleichverteilung (MRD).

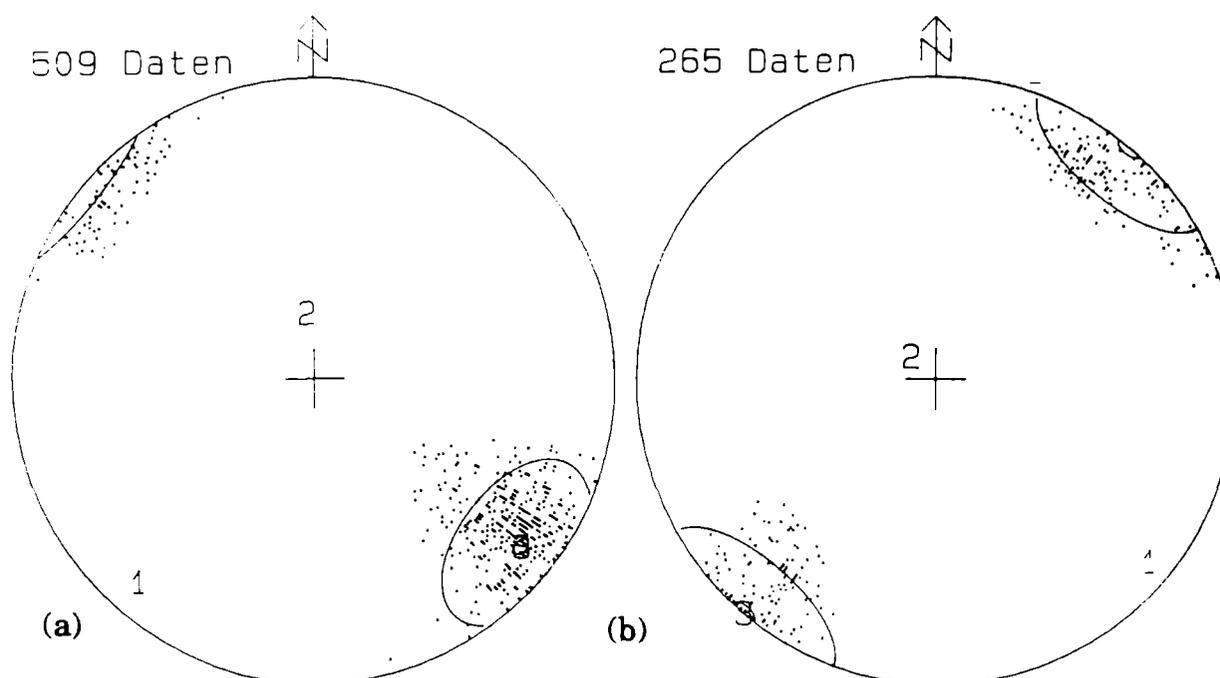


Abb.7 Foliation (a) und Lineation (b) in der Rodl-Scherzone. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (WALLBRECHER, 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

von einer Basisgleitung zu einer Rhomboedergleitung setzt die Überschreitung einer höheren kritischen Scherspannung voraus. Da in den Dünnschliffen oftmals eine Korrelation von feinkörnigen Quarzmikrogefügen mit einer Rhomboedergleitung der Quarzrekristallisate zu beobachten ist, scheinen eine lokale Aufheizung des Gesteins durch die Deformationswärme und ein erhöhter Fluiddurchsatz die wesentlichen Faktoren zu sein, die zu diesem Wechsel der Betätigung der aktiven Gleitsysteme geführt haben.

#### Die Scherzonen zwischen Weitra und Freistadt

In den auf den Blättern Großpertholz und Königswiesen kartierten Mylonitzonen konnte nur ein Aufschluß mit anstehenden Myloniten bei Hörndlwies, östlich vom Nebelstein, gefunden werden. Dieser Aufschluß ist bislang der einzige, in dem mit Kern-Mantel-Texturen auch eine duktile Deformation an Feldspäten nachgewiesen werden konnte. Diese Deformation äußert sich in einer Rekristallisationsbildung an den Feldspäten, was als Hinweis für eine höhere Temperatur ( $>600^{\circ}\text{C}$ ) während der Deformation gedeutet werden muß (TULLIS & YUND, 1987). Als Erklärungsmöglichkeit könnte man auch hier an eine Deformation unmittelbar im Anschluß an die Intrusion des Protolithen (spätvariszischer Feinkorngranit) denken oder an freigewordene Deformationswärme.

#### Die Vitiser und die Diendorfer Scherzone

Beide Scherzonen zeigen bislang ausschließlich eine spröde Deformation, die sich darin äußert, daß nur Kataklastite gefunden wurden. Bei der Vitiser Störung, die in den Aufschlüssen bei Rappottenstein und südwestlich von Zwettl im Weinsberger Granit und Granitgneis verläuft, deutet jedoch nichts darauf hin, daß hier die Deformation in einem höheren Krustenstockwerk als in den bisher beschriebenen Scherzonen stattgefunden haben sollte. Eine mögliche Erklärung könnte in einem besonders hohen Fluiddurchsatz gefunden werden, der mit der Intrusion des Granites im Zu-

sammenhang stehen könnte. Ein besonders hoher Porenfluiddruck könnte die Scherfestigkeit des Gesteines soweit herabgesetzt haben, daß es zu hydraulischen Brüchen gekommen sein könnte.

### Alter der duktilen Deformation

Über das Alter der Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse gibt es kontroverielle Meinungen. Prädevonische Aktivität an den NW-SE streichenden Störungen wurde von DVORAK (1985) in Erwägung gezogen. Ein alpines Alter wurde von GRABER (1928) vorgeschlagen. Alpine Reaktivierung einer ursprünglich variszischen Struktur wurde von THIELE (1961), FUCHS (1976), FUCHS & MATURA (1976) und von TOLLMANN (1985) vermutet. Eine untere Altersgrenze ist durch die Intrusion des Weinsberger Granites gegeben, für den eine 349 +/- 4 Ma Gesamtgesteinsisochrone aufgestellt wurde (SCHARBERT, 1987).

### <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Mineralalter

Die angewandten Methoden sind im Detail in DALLMEYER & GIL IBARGUCHI (1990) beschrieben. Es wurden Proben von der Rodl-Scherzone und von der Donau-Scherzone aufgesammelt. Die Probenpunkte sind in Abb.1 dargestellt. Mineralkonzentrate wurden in Aluminiumfolie eingewickelt, in Quarzröhrchen eingeschmolzen und für 40 Stunden im TRIGA Reaktor des U.S. Geological Survey in Denver bestrahlt. Die Alters- und K/Ca-Spektren sind in Abb. 8 dargestellt.

### Die Rodl-Scherzone

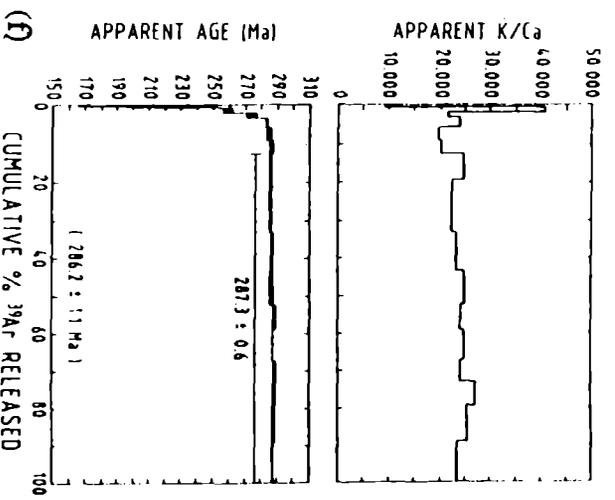
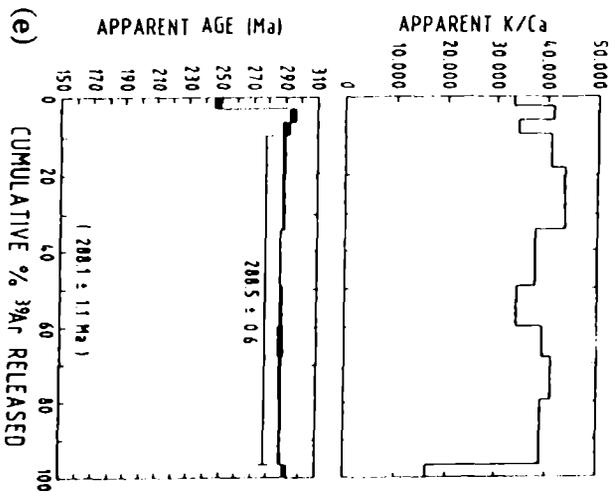
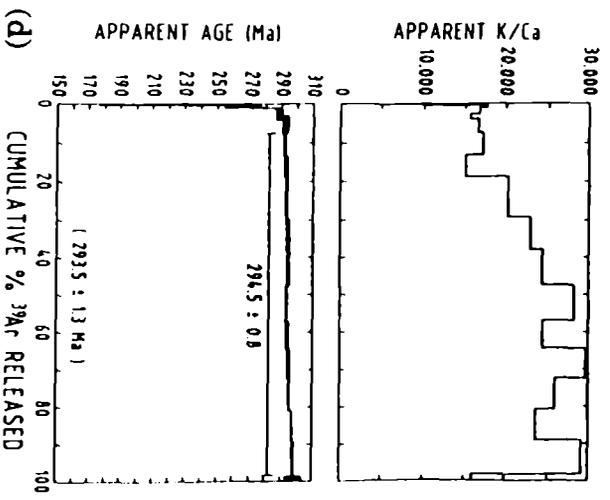
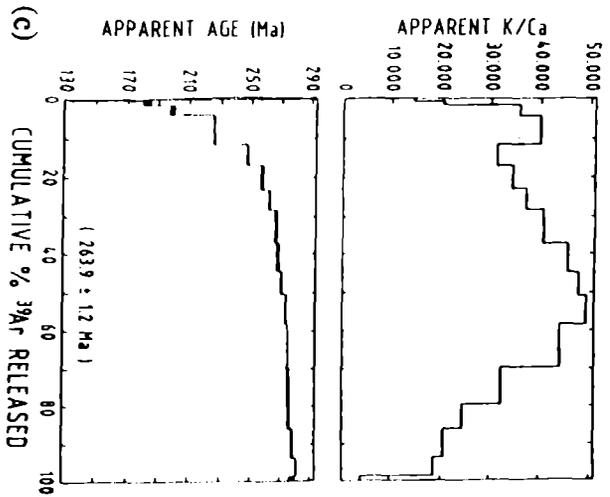
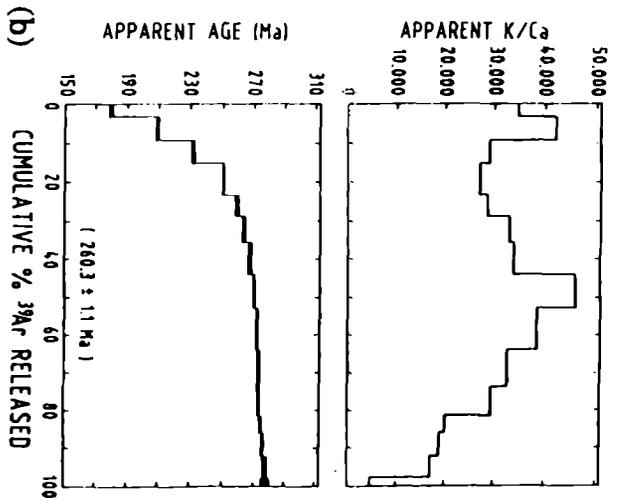
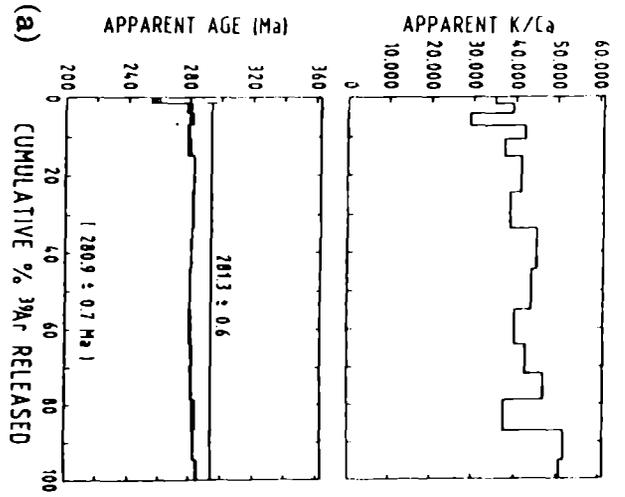
Eine Probe (1) von nahezu undefor miertem muskowithaltigem Granit wurde an der Rodl-Scherzone in einem Steinbruch nahe Untergeng aufgesammelt. Ein Konzentrat von großen magmatischen Muskowiten wurde aus dieser Probe angefertigt. Es zeigt ein konkordantes <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Altersspektrum (Abb. 8a) mit einem Plateau-Alter von 281.3 +/- 0.6 Ma. Die Variation der K/Ca-Verhältnisse ist gering. Das Plateau-Alter wird als postmagmatisches Abkühlungsalter gedeutet, wobei eine Schließungstemperatur des Muskowites von 375 +/- 25°C angenommen wird.

Eine weitere Probe (2) wurde in einem protomylonitischen Granit in ca. 3m Entfernung von (1) gewonnen. Das Gefüge dieser Probe wird bestimmt durch sehr feinkörnigen, offensichtlich rekristallisierten Muskowit (Serizit), der von den Foliationsflächen herunter gekratzt und in zwei Fraktionen getrennt wurde (A = 0.13 - 0.15 mm; B = 0.11 - 0.09 mm). Beide Fraktionen ergeben ähnliche diskordante <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Altersspektren (Abb. 8b,c), in denen die Alter (180 Ma) vom niedrigen

---

Abb.8 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Alters- und K/Ca-Spektren von Konzentraten verschiedener Korngrößen feinkörniger Hellglimmer von den mylonitischen Foliationen der Rodl- und der Donau-Störung (Lokalitäten s. Abb.1).

- a) Probe 1, große magmatische Muskowite, Granit, Rodl-Scherzone, Untergeng
- b) Probe 2, Hellglimmer (Fraktion 0,15-0,13 mm) aus protomylonitischem Granit; 3m von Probe 1
- c) Probe 2, Hellglimmer (Fraktion 0,11-0,09 mm) aus protomylonitischem Granit; 3m von Probe 1
- d) Probe 3, Muskowit aus einem Protomylonit, Rodl-Scherzone, Gramastetten
- e) Probe 4, Muskowit aus dem geschiefertem Haibacher Granit, außerhalb der Donau-Scherzone, Haibach
- f) Probe 5, Muskowit aus mylonitischem Paragneis, Donau-Scherzone, Schlögen/Donau



Temperaturbereich bis zu 270 Ma bei mittleren und hohen Temperaturen systematisch ansteigen. Die K/Ca-Spektren der beiden Fraktionen sind ebenso diskordant. Die systematische Veränderung des K/Ca-Verhältnisses zeigt an, daß während der beiden Analysen Argon von verschiedenen Mineralphasen abgegeben wurde. Eine mit einem relativ hohen K/Ca-Verhältnis ist vermutlich der sehr feinkörnige Hellglimmer, der während einer Phyllonitierung neu gewachsen ist. Die mittleren Temperaturbereiche der Analysen werden beherrscht von zunehmenden K/Ca-Verhältnissen, die wahrscheinlich von porphyroklastischen Fragmenten ehemaliger magmatischer Muskowite herrühren. Die relativ niedrigen K/Ca-Verhältnisse im hohen Temperaturbereich der Analysen stammen vermutlich von porphyroklastischem magmatischem Feldspat. Für die sehr feinkörnige Fraktion von phyllonitisch neugebildetem Hellglimmer kann somit ein maximales Alter von 170-180 Ma angegeben werden.

Ein weiteres Muskowitkonzentrat (3) wurde aus einer protomylonitischen Probe gewonnen, die bei Gramastetten genommen wurde. Dieses Konzentrat gibt ein konkordantes  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektrum (Abb. 8d), das sich in einem Plateau-Alter von 294.5  $\pm$  0.8 Ma äußert. Das K/Ca-Spektrum ist verhältnismäßig konkordant, damit kann das Plateau-Alter als Abkühlungsalter nach einer spätpaläozoischen Metamorphose interpretiert werden.

### Die Donau-Scherzone

Eine Probe (4) eines geschieferten Zweiglimmergranites wurde außerhalb der Donau-Scherzone aus dem Haibacher Granit gewonnen. Das Muskowitkonzentrat zeigt ein konkordantes  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektrum, das ein Plateau-Alter von 288.5  $\pm$  0.6 Ma ergibt. Es wird interpretiert als postmagmatisches Abkühlungsalter (Abb. 8e).

Eine weitere Probe (5) wurde in mylonitischen Paragneisen in der Nähe von Schlögen aufgesammelt. Das Muskowitkonzentrat zeigt eine leichte Altersdiskordanz bei sehr niedrigen Temperaturen (Abb. 8f), allerdings bilden 90% der Gesamtentgasung an Argon ein Plateau-Alter von 287.3  $\pm$  0.6 Ma. Das K/Ca-Spektrum zeigt, daß die Plateau-Anteile der Analyse eine chemische Homogenität anzeigen. Das hohe K/Ca-Verhältnis bei niedrigen Temperaturen und die korrespondierenden niedrigen Alter lassen eine geringe thermische Verjüngung während der duktilen Deformation in der Scherzone vermuten.

### Rb-Sr-Mineralalter

Eine Probe (6) wurde in der Rodl-Scherzone, 1.4 km NNE Untergang aufgesammelt. Das Verhältnis von  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  zu  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  für das Gesamtgestein und für die sehr feinkörnige Hellglimmerfraktion ergibt ein Modellalter von 192  $\pm$  2 Ma für Hellglimmer (Abb. 9). Dieses Alter ist wahrscheinlich zu hoch, da immer noch geringe K-Feldspatreste aus dem Weinsberger Granit (349  $\pm$  4 Ma; SCHARBERT, 1987) im Pulverdiffraktogramm zu bemerken waren, somit ist eine post-paläozoische Reaktivierung wahrscheinlich.

### Junge Störungen

In allen duktilen Scherzonen durchsetzen jüngere Spröddeformationen die Mylonite. Richtungen von Harnischflächen, Striemungen und Versatzsinn dieser jungen Störungen wurden für eine Paläospannungsanalyse herangezogen. Hierfür wurde ein von uns entwickeltes Computerprogramm eingesetzt, das auf der Methode der Ermittlung der Schnittmenge der Kompressionsdieder (ANGELIER & MECHLER, 1977) beruht. Die Linien gleicher Schnittmängendichte werden dabei in eine Lagenkugelprojektion geplottet (Abb. 10a-f).

Für beide Scherzonenrichtungen (NW-SE und NE-SW) ergaben sich dabei identische Anordnungen der Hauptnormalspannungen. Die größte Hauptnormalspannung

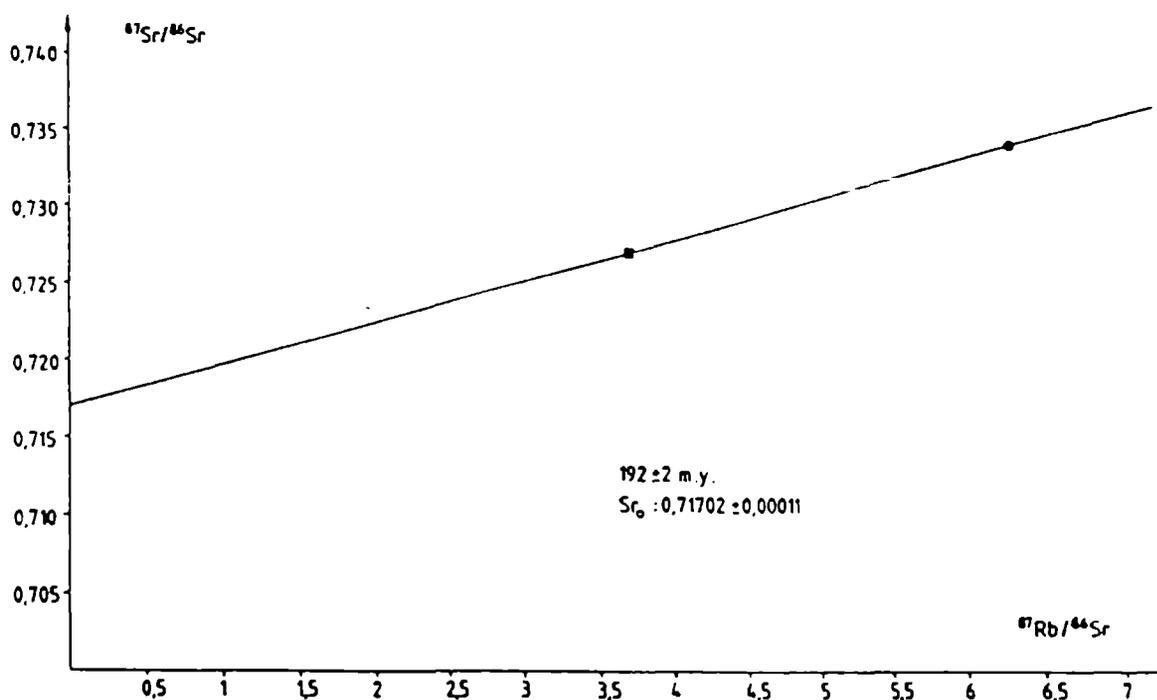


Abb.9 Probe 6, Rb-Sr-Zweipunkt-Isochrone, mylonitischer Weinsberger Granit, Rodl-Scherzone, 1.4 km NNE Untergang; Quadrat: Gesamtgestein, Kreis: Glimmerkonzentrat (<0.002mm).

( $\sigma_1$ ) verläuft N-S, die kleinste ( $\sigma_3$ ) E-W und die mittlere ( $\sigma_2$ ) steht senkrecht darauf. Dieses einheitliche jüngere Spannungsfeld hat die gleiche räumliche Anordnung, wie das aus den konjugierten duktilen Scherzonensystemen ableitbare spätpaläozoische Spannungsfeld.

## Diskussion

Die Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse stellen Blattverschiebungen dar, die in Krustenbereichen unterhalb der Übergangszone zwischen spröder und duktiler Deformation angelegt wurden. Einige entstanden unter sehr hohen Temperaturen (Pfahl-Scherzone), was auf eine gleichzeitige Intrusion des Eisgarner Granites hindeutet.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen zeigen, daß beide Systeme (NW-SE und NE-SW) gleichzeitig zu spätvariszischer Zeit entstanden. Sie können deshalb als ein orthogonal-konjugiertes System von Blattverschiebungen angesehen werden. Dieses System setzt sich in die CSFR fort und bildet deshalb ein regelmäßiges großräumiges Muster. Eine Richtung (NW-SE) verläuft parallel zu Grenzen großer Krustenblöcke in Mitteleuropa (Elbe-Lineament und Tornquist-Teysseire-Linie, parallel zur SW-Begrenzung der Russischen Tafel, das andere System steht senkrecht darauf. In der Moldanubischen Zone könnten die dextrale Scherung an NW-SE-Scherzonen und die sinistrale Scherung an NE-SW-Systemen dadurch erklärt werden, daß das Moldanubikum einen keilförmigen Indenter zwischen Vindelizischem Block im Westen und Moravikum im Osten bilden würde (Abb. 1), der bei einer spätpaläozoischen variszischen Konvergenz wirksam gewesen wäre (WEBER, 1987). Da jedoch das gleiche orthogonale System von Scherzonen mit den gleichen Schersinnen auch im Moravikum gefunden wurde (DVORAK, 1985), scheint es wahrscheinlicher, daß sich dieses Scherzonensystem nach der variszischen Konvergenz von Laurasia und Gondwana in einer breiten Konvergenzzone entwickelte. Das Muster von dextralen und sinistralen Scherzonen

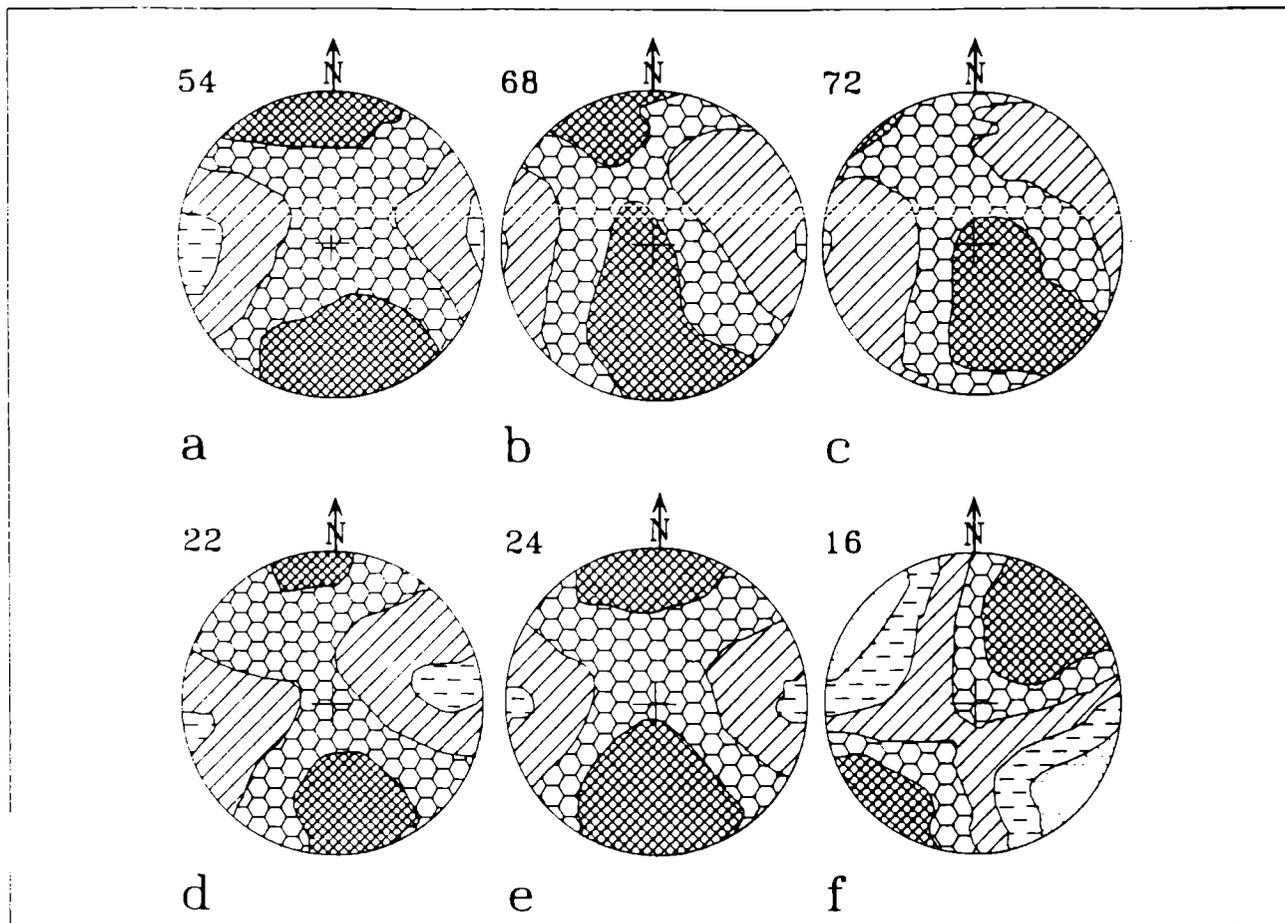


Abb.10 Orientierung der Hauptnormalspannungen während der jungen Sprödeformation, geplottet mit einem Programm, das die Methode von ANGELIER & MECHLER (1976) benutzt. Zahlen geben die Anzahl der Kompressionsdieder für jedes Diagramm wieder. Isolinien stellen Schnittmengen der Kompressionsdieder dar: 0-20% gepunktet, 20-40% gestrichelt, 40-60% schräge Linien, 60-80% Waben, 80-100% Kreuzschraffur  
 a) Pfahl-Scherzone, Steinbrüche bei Aigen, Mühlthal  
 b) Donau-Scherzone, westlicher Teil zwischen Schlögen und dem Rannach-Tal  
 c) Donau-Scherzone, östlicher Teil, zwischen Schlögen und Eferding  
 d) Rodl-Scherzone zwischen Untergeng und Langzwettl  
 e) Scherzone zwischen Vitiser und Rodl-Scherzone, Steinbrüche in der Umgebung von Karlstift  
 f) Diendorfer Scherzone, nahe Zöbing.

könnte als ein System von " $\alpha$ - und  $\beta$ -slip-lines" sensu TAPPONNIER & MOLNAR (1976) verstanden werden, das die Trajektorien maximaler Scherspannungen darstellt, die sich auf der Nordflanke eines in E-W-Richtung langgestreckten Indenters entwickelten.

Während der alpinen Orogenese (die das Ergebnis einer gleichartigen Konvergenz von nördlichen und südlichen Krustenblöcken darstellt) war die Böhmisches Vorland. Während dieser Orogenese hat sich im Vorland ein Spannungsfeld aufgebaut, das sehr ähnlich dem variszischen war. Das bedeutet, daß die variszischen Scherzonen in höheren spröden Krustenteilen reaktiviert wurden. Der Graben von Ceske Budejovice (Abb. 1) ist gefüllt mit kretazisch-miozänen Sedimenten und begrenzt von Störungen, die die gleiche Orientierung haben, deshalb wird diese Struktur als alpidisch gedeutet (FUCHS & MATURA, 1976). Die reaktivierten Scherzonen gehören einem System von jungen Scherzonen an, die in ganz Mitteleuropa verbreitet sind und durch alpine N-S-Konvergenz erklärt werden (STACKEBRANDT & FRANZKE, 1989).

## Literatur

- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. - Bull. Soc. géol. France, **19** : 1309-1318.
- DALLMEYER, R.D. & GIL IBARGOCHI, J.I. (1990): Age of the amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of Morais (North Portugal). Implications for the early stages of the Hercynian Orogenesis in the Iberian Massif.- J. Geol. Soc. London, **147**.
- DVORAK, J. (1985): Horizontal movements on deep faults in the proterozoic basement of Moravia.- Jb. Geol. B.-A., **127** : 551-556.
- ETHERIDGE, M.A. & WILKIE, J.C. (1979): Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites.- Tectonophysics, **58** : 159-178.
- ETHERIDGE, M.A. & WILKIE, J.C. (1981): An assessment of dynamically recrystallized grainsize as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones.- Tectonophysics, **78** : 475-508.
- FINGER, F. (1986): Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Jb. Geol. B.-A., **128**: 383-402.
- FINGER, F. & HÖCK, V. (1987): Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich.- Jb. Geol. B.-A., **129** : 641-642.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., **119** : 45-61.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., **119** : 1-43.
- GOTTSTEIN, G. & MECKING, H. (1985): Recrystallization.- in: WENK, H.-R. (Hrsg.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis : 183-218, London (Academic Press).
- GRABER, H.V. (1928): Das Alter der herzynischen Brüche.- Mitt. Geol. Ges. Wien, **19**: 1-17.
- HIGGINS, M.W. (1971): Cataclastic rocks.- US. Geol. Surv. Prof. Pap., **687**, 97 S.
- MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J.L., BLUMENFELD, P. & TUBIA, J.M. (1986): Dominant c-slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature.- Geology, **14** : 819-822.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel.- Jb. Geol. B.-A., **119**: 63-74.
- SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich.- Mitt. Österr. Min. Ges., **132**: 21-37
- SCHEIDEGGER, A.E. (1976): Untersuchungen des Beanspruchungsplanes im Einflußgebiet der Diendorfer Störung.- Jb. Geol. B.-A., **119**:83-95
- STACKEBRANDT, W. & FRANZKE, H.J. (1989): Alpidic reactivation of the variscan consolidated lithosphere: The activity of some fracture zones in Central Europe.- Z. geol. Wiss., **17** : 699- 712.
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1976): Slip-line field theory and large scale continental tectonics.- Nature, **264** : 319-324.
- THIELE, O. (1961): Zum Alter der Donaustörung.- Verh. Geol. B.- A., **1961** : 131-133.
- THIELE, O. (1970): Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen.- Geologie **19**: 17-24.
- THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- Jb. Geol. B.-A., **26** : 5513-523.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2, Wien (Deuticke).
- TULLIS, J. & YUND, R.A. (1987): Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures.- Geology, **15** : 606-609.
- WALLBRÉCHER, E. (1986): Tektonische und gefügekundliche Arbeitsweisen.- 244 S. Stuttgart (Ferdinand Enke)

- WALLBRECHER, E. (1988): A ductile shear zone in the Panafrican Basement on the northwestern margin of the West African Craton.- in: JACOBESHAGEN, V. (Hrsg.): The Atlas Systems of Morocco, studies on its geodynamic evolution.- Lecture Notes in Earth Sc., 15 : 19-42**
- WEBER, K. (1987): The development of the Mid-European Variscides interpreted in terms of allochthonous terranes.- IGCP 233 Meeting 1987, Nouakchott, Mauritania, Abstracts :213-214.**
- WHITE, S.H. (1977): Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz.- Tectonophysics, 39 : 143-177.**

---

Raum für Notizen

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: [1991](#)

Autor(en)/Author(s): Wallbrecher Eckard, Dallmeier Robert D., Brandmayr M., Handler Robert, Maderbacher Friederike, Platzer Reinhard

Artikel/Article: [Kinematik und Alter der Blattverschiebungszonen in der südlichen Böhmisches Masse 35-48](#)