

II) KONJUGIERTE SCHERZONEN IN DER SÜDLICHEN BÖHMISCHEN MASSE: VARISZISCHE UND ALPIDISCHE KINEMATISCHE ENTWICKLUNGEN

E. Wallbrecher, M. Brandmayr, R. Handler, J. Loizenbauer, R. D. Dallmeyer

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 Versatzrichtungen 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).

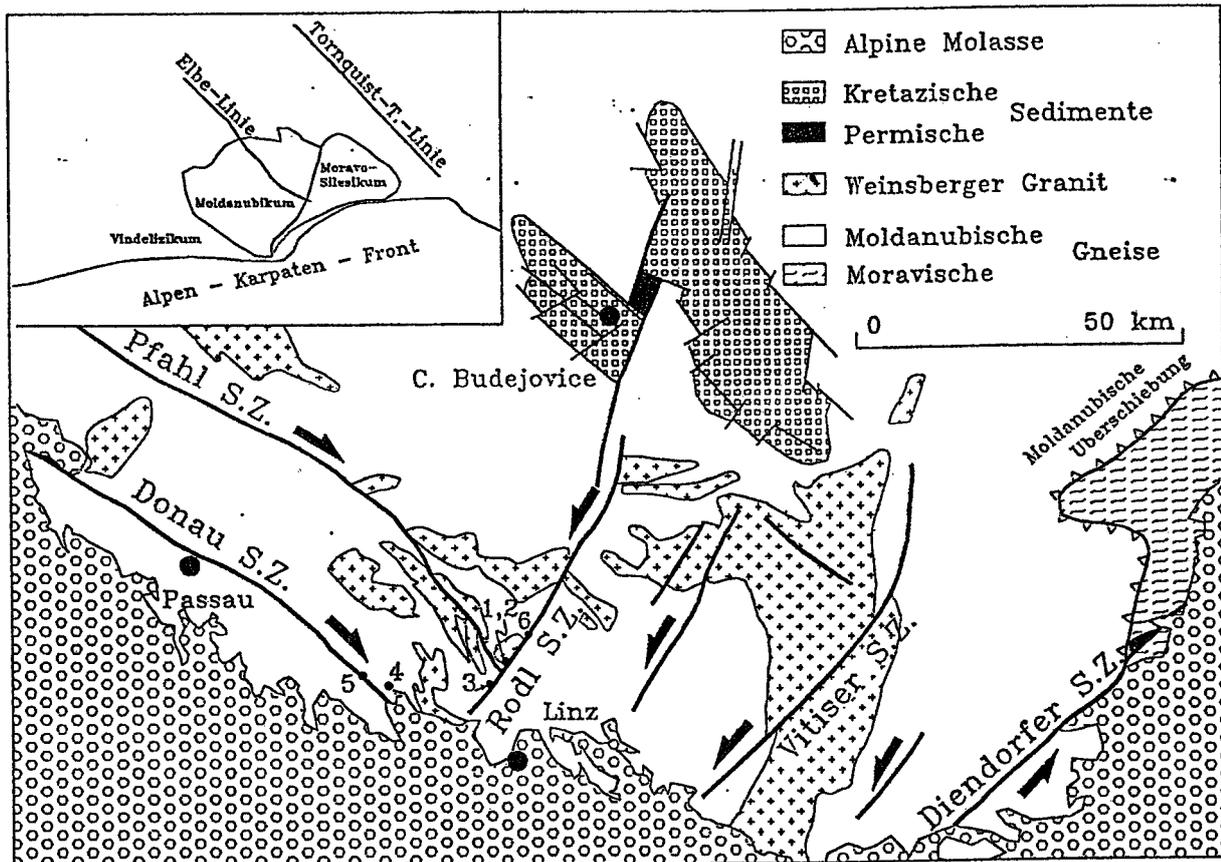


Abb. 2: Stark schematisierte geologische Karte der südlichen Böhmisches Masse

Duktile Deformationen

Die Donau-Scherzone

Generell läßt sich eine polyphase Deformationsentwicklung feststellen, wobei die Deformation in zwei dünnen Mylonithorizonten konzentriert ist. Unter Temperaturen der Amphibolitfazies ($>500\text{ }^{\circ}\text{C}$) lief die Deformation konzentriert in den feinkörnigen Bändermyloniten ab, was syntektonisch gebildete Feldspatrekristallisate belegen. Es treten in diesen Myloniten ebenfalls Kern-Mantel-Texturen bei Feldspäten auf. Bei sinkenden Temperaturen ($<500\text{ }^{\circ}\text{C}$) konnten die Bändermylonite nicht mehr duktil reagieren, dabei verlagerte sich die Deformation zum porphyroklastischen Perlgneismylonitzug. Bei diesem zweitem Zug handelt es sich um Protomylonite (sensu HIGGINS, 1971). Ihre typische Grünfärbung geht auf charakteristische Mineralumwandlungen, wie Chloritisierung der Biotite und Serizitisierung der Feldspäte, zurück.

Die mylonitische Foliation hat ein mittleres Einfallen von 25/58. Sie weist ein deutliches Streckungslinear in der Streichrichtung auf (Abb. 3).

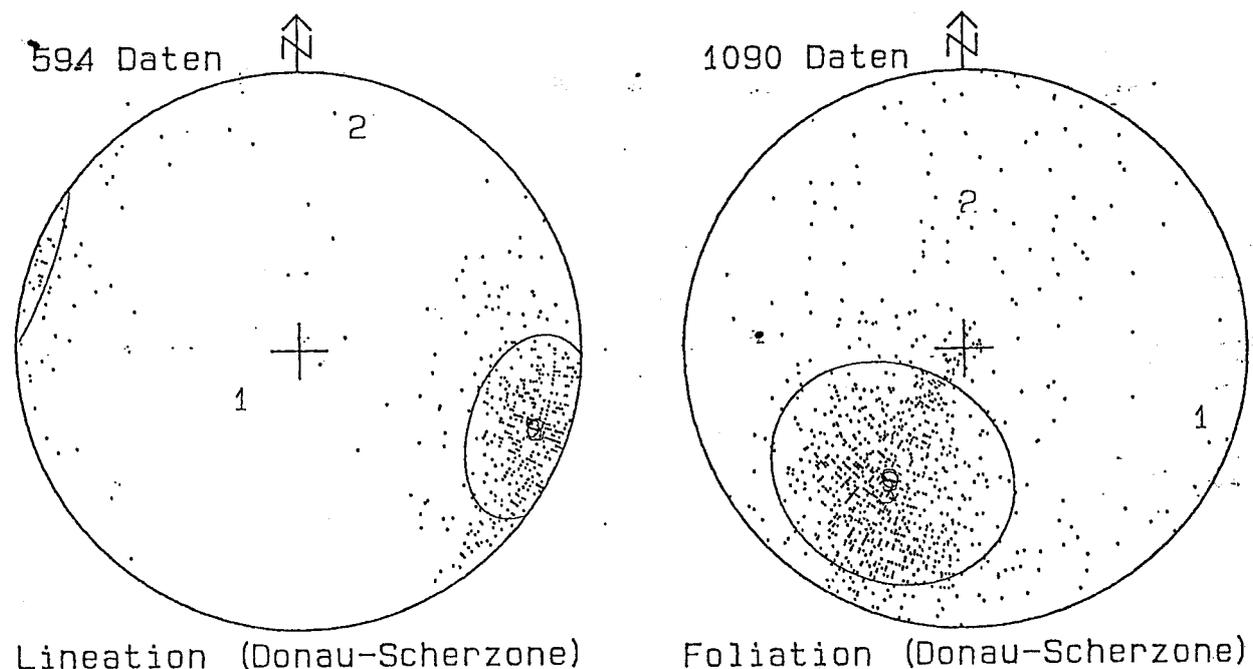


Abb. 3: Foliationen (a) und Streckungslineationen (b) in der Donau-Scherzone zwischen Eferding und Niederranna. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenvektoren (WALLBRECHER, 1986), Lambertische Projektion, untere Halbkugel

Meso- und mikroskopische S-C-Gefüge (Abb. 4) zeigen einen sehr deutlichen einheitlichen dextralen 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. 5). Röntgentexturaufnahmen des Quarzgefüges zeigen dextrale Schiefgürtel der c-Achsen und eine Clusterregelung der a-Achsen in der S-Richtung des S-C-Gefüges (Abb. 6).

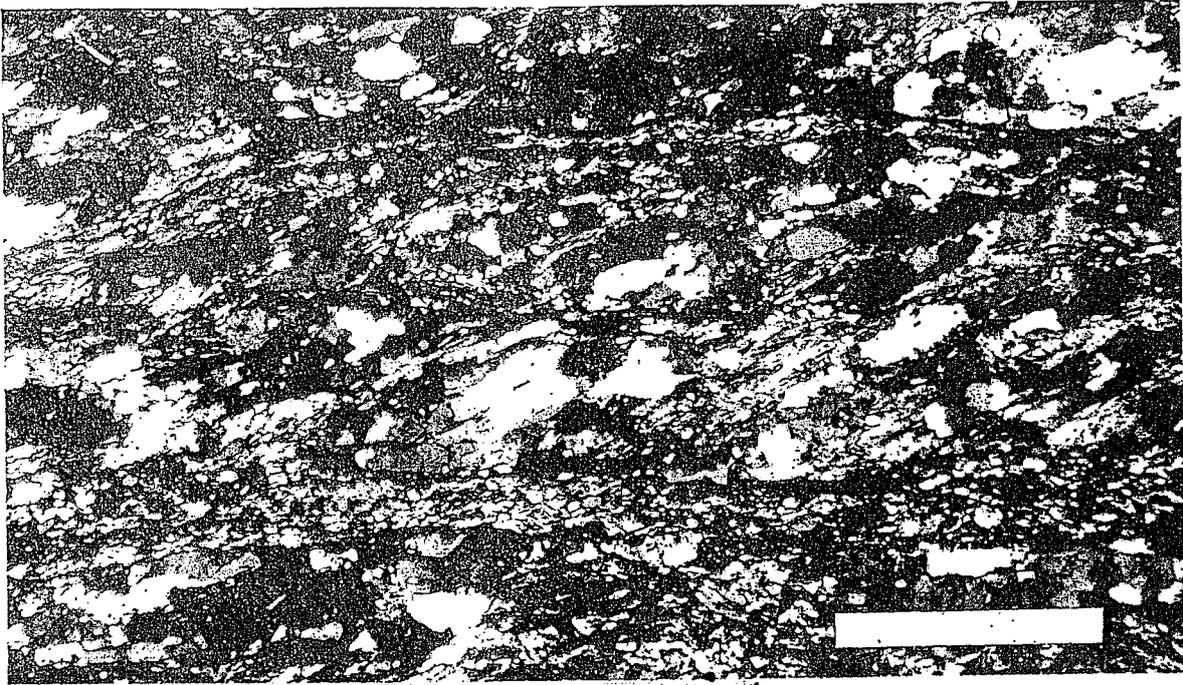


Abb. 4: Dünnschliffaufnahme eines S-C-Gefüges aus einem Mylonit der Donau-Scherzone (xz-Schnitt), Donauschlinge bei Schlögen, Nicols x.

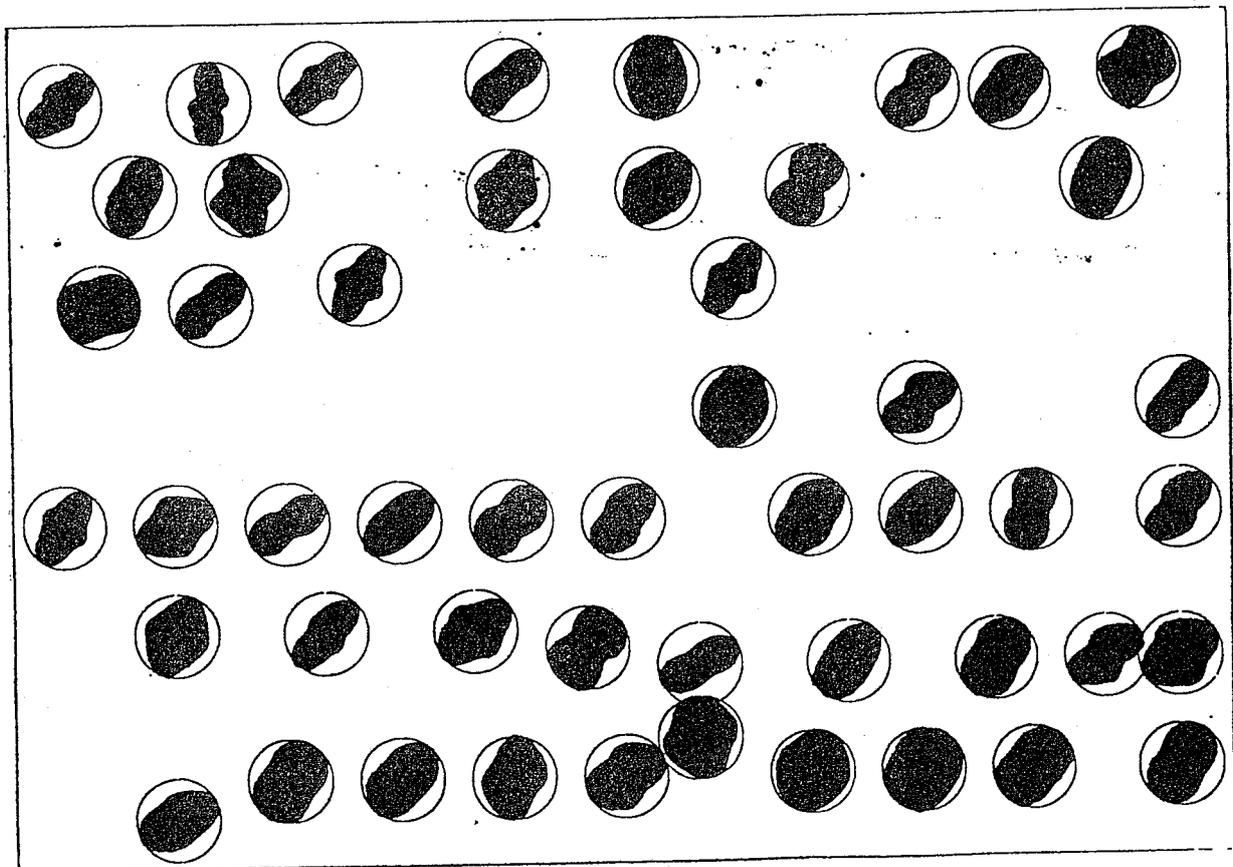


Abb. 5: Richtungsrosen von Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen-Azimuthen in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Fotometer, Perlgneis, Donauschlinge bei Schlögen

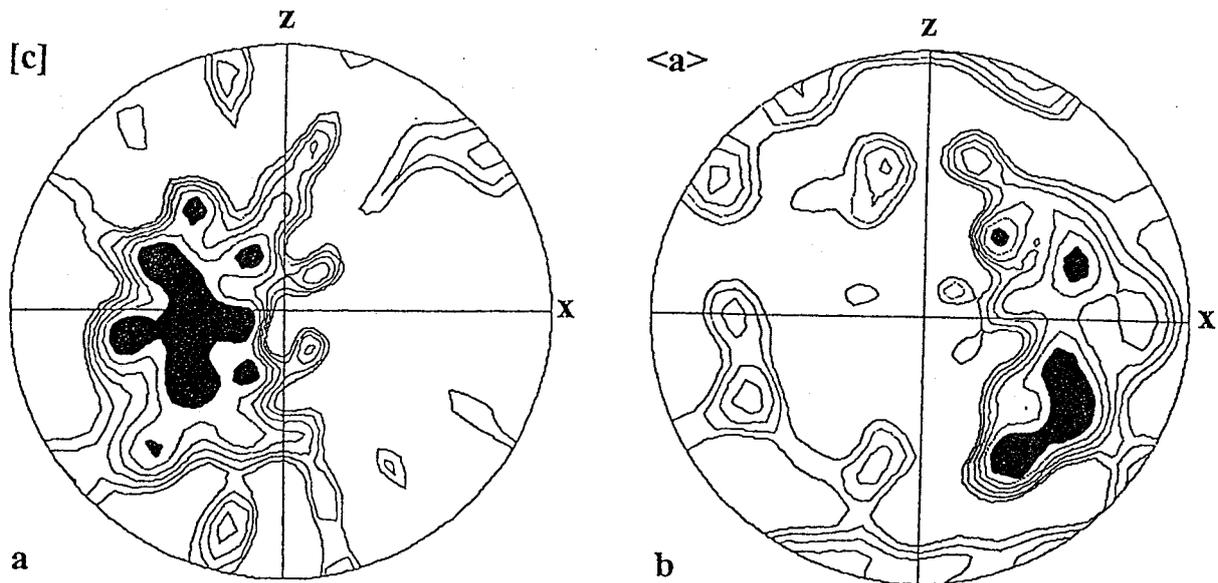


Abb.6: a) Polfigur der $\langle c \rangle$ -Achsen (104), berechnet aus ODF-Koeffizienten; b) Polfigur der $\langle a \rangle$ -Achsen (110) von Quarz, Mylonit, Donauschlinge bei Schlögen; logarithmische Abstufung in Vielfachen der Gleichverteilung.

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 zerschnittene Feldspatklasten weisen auf eine dextrale Scherung hin.

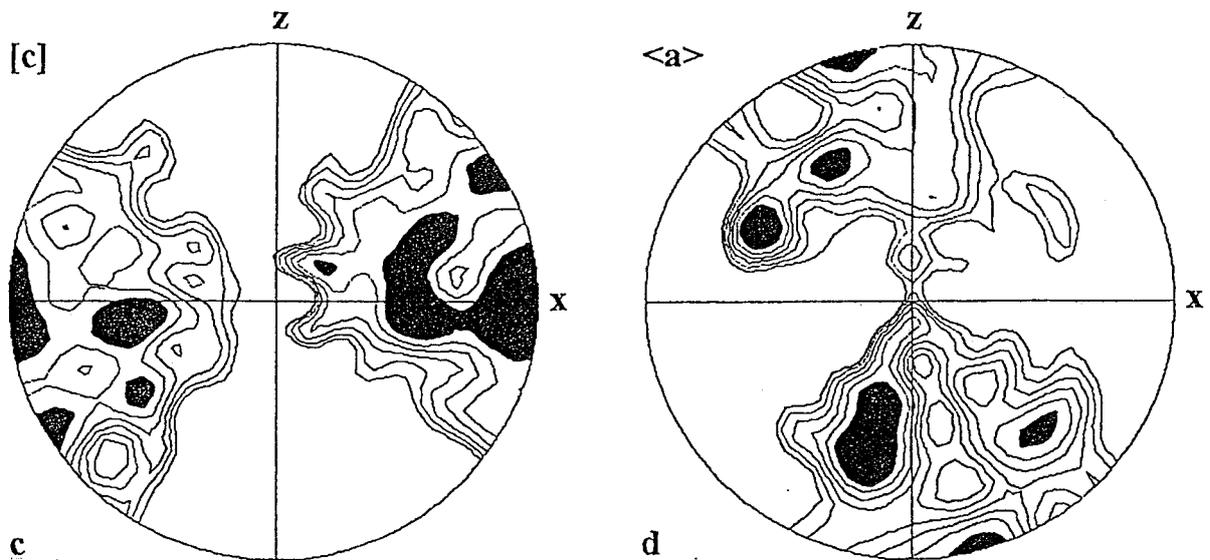


Abb. 7: a) Polfiguren der $\langle c \rangle$ -Achsen (104), berechnet aus ODF-Koeffizienten; b) der $\langle a \rangle$ -Achsen (110) von Quarz, zentraler Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlthal

Quarz zeigt Rekristallisationsgefüge mit Tripelpunktkorngrenzen von nahezu 120° , die für eine Bildung während dynamischer Rekristallisation sprechen (ETHERIDGE & WILKIE, 1981). Röntgentexturanalysen 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. 6). Eine solche Gitterregelung kann nur mit einer Aktivierung der Prismenflächen als Gleitflächen und der $\langle c \rangle$ -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. 8).

Bei den Gesteinen, die von Mylonitisierung und Phyllonitisierung erfaßt wurden, handelt es sich um Perlgnese, 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. 9). Die Korngröße der einzelnen Minerale nimmt in Richtung zur Scherzone deutlich ab, was vor allem durch das kataklastische Verhalten der Kalifeldspäte bedingt ist (Abb. 10a, b). Aus S-C-Gefügen, ecc-Gefügen und asymmetrischen Feldspätaugen 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 Muskovitalkörner 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 $90 - 120^\circ$ auffallen (Abb. 10a). Die Größe der Rekristallisationskörner schwankt von 0,05 bis 0,15 mm. Meist treten solche Rekristallisationsgefüge 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 Rekristallisationskörnern, 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 'powerlaw creep'. Die deformierten Altkörner verheilen anschließend durch den Prozeß einer syntektonischen Rekristallisation (ETHERIDGE & WILKIE, 1979; GOTTSTEIN & MECKING, 1985; WHITE, 1977).

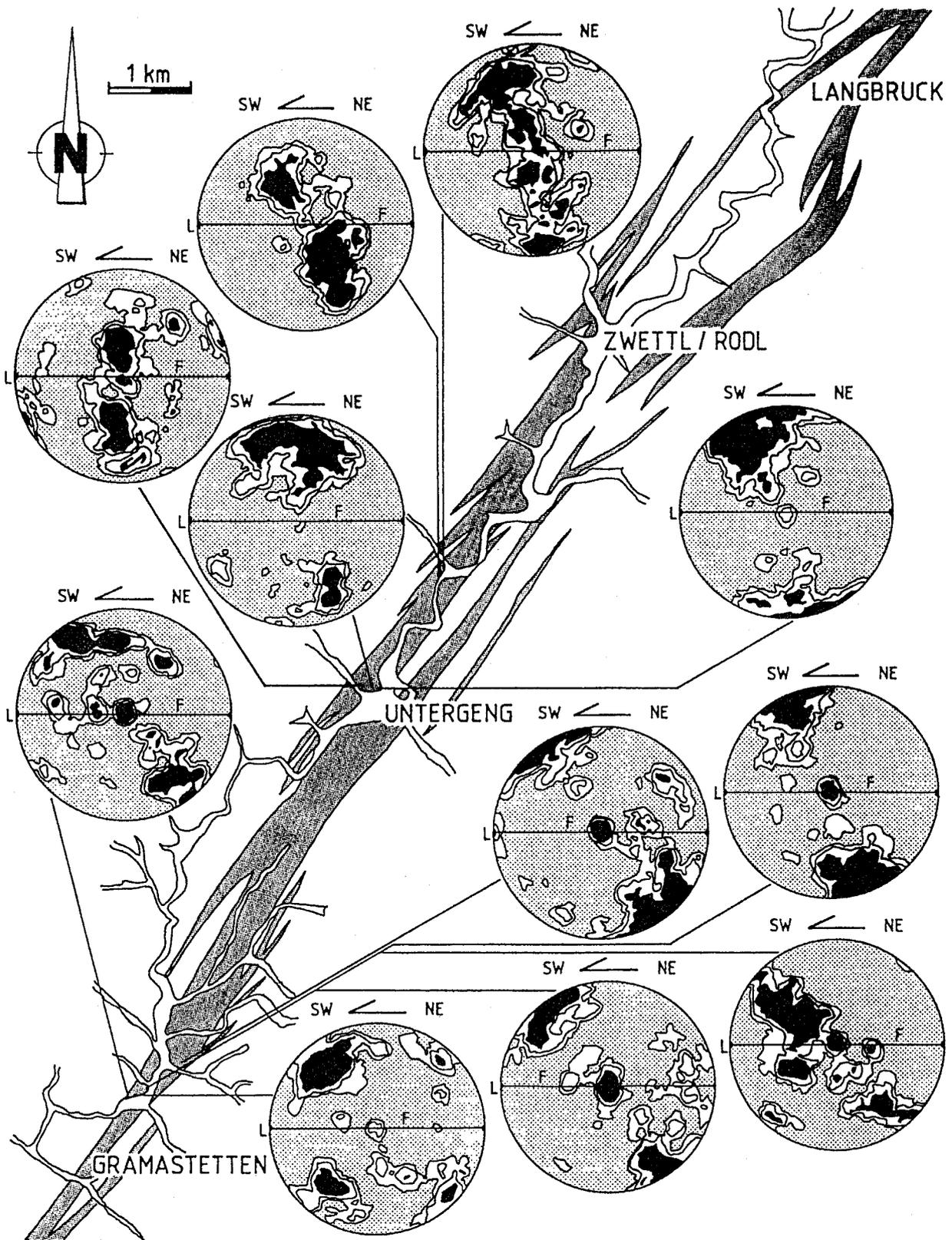


Abb. 8: Die Rodl-Scherzone im Mühlviertel: Dargestellt sind Quarz $\langle c \rangle$ - Achsen - Regelungen in den Rodl-Myoniten.

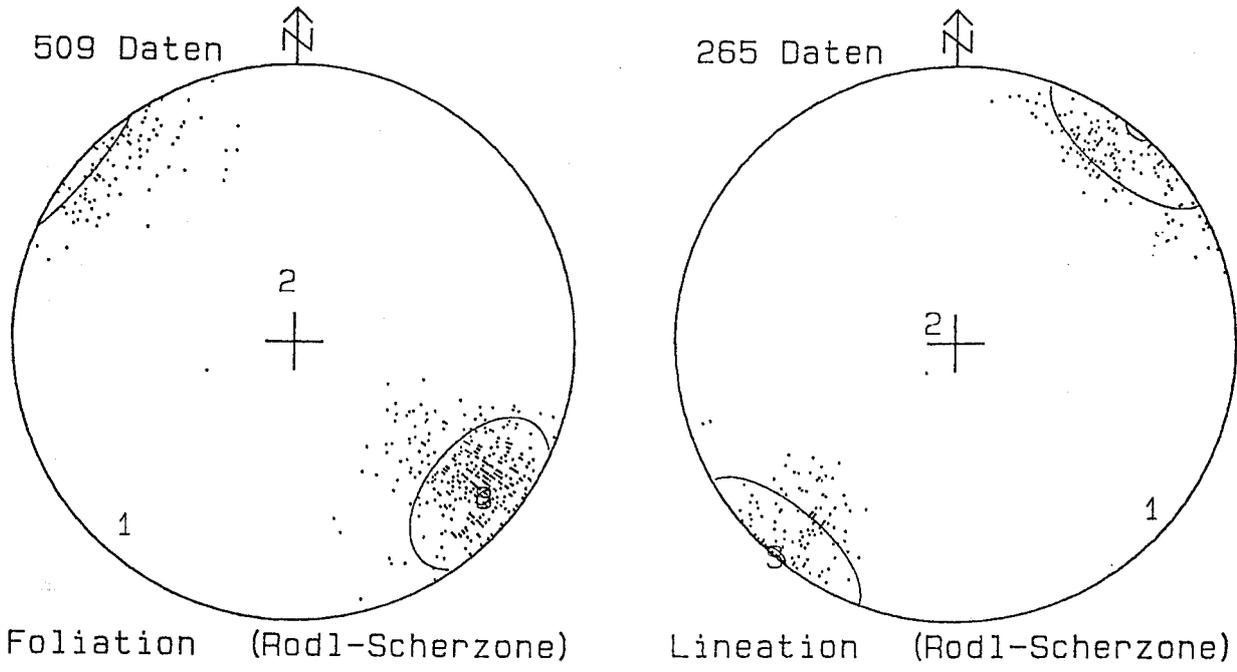


Abb. 9: Foliationen (a) und Streckungslineationen (b) in der Rodl-Scherzone. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (WALLBRECHER, 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

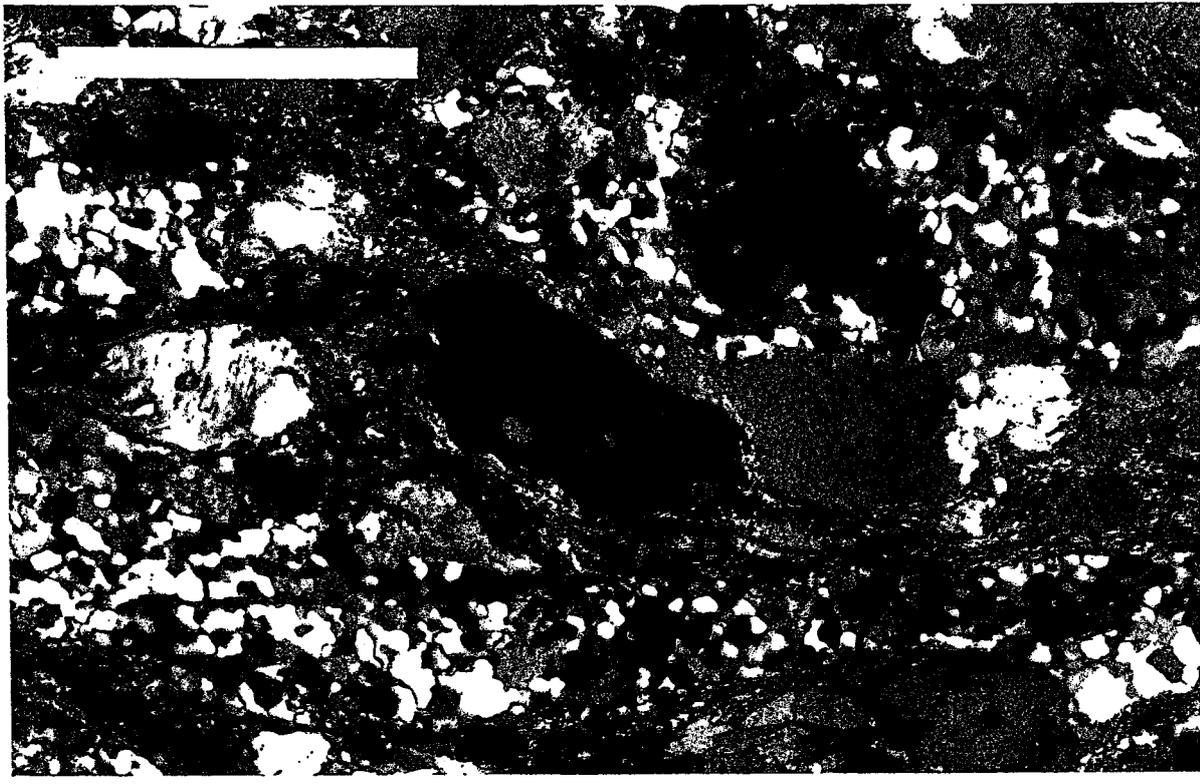


Abb. 10 a: Dünnschliffaufnahmen eines Mylonits aus der Rodl-Scherzone, südlich von Untergeng. Asymmetrischer Feldspatklast (Mitte) mit äquidimensionalen Quarzrekristalliten.

Zur Erstellung der Polfiguren in Abb. 8 wurden pro Dünnschliff jeweils 200 - 300 Quarzrekristallisate mit Hilfe eines U-Tisches eingemessen; daneben wurde auch die Photometermethode eingesetzt, die sinistrale Schiefregelungen der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen-Azimute in Bezug auf das kinematische Koordinatensystem und eine große strain-Homogenität ergab (Abb. 11).



Abb. 10 b: Dünnschliffaufnahmen eines Mylonits aus der Rodl-Scherzone, südlich von Untergeng, kataklastisch deformierter Feldspatklast.

Auffallend sind die unterschiedlichen Verteilungen der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen in den Diagrammen (Abb. 8). Clusterverteilungen an der Peripherie sind durch die Aktivierung der Basisfläche entstanden. Cluster in Richtung der y -Achse müssen als Prismen- $\langle a \rangle$ -Gleitung und durchgehende Schiefgürtelverteilungen, die durch das Zentrum gehen, mit der Aktivierung einer der beiden Rhomboederflächen zusammen mit Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung und Prismen- $\langle a \rangle$ -Gleitung erklärt werden. Der Wechsel 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.

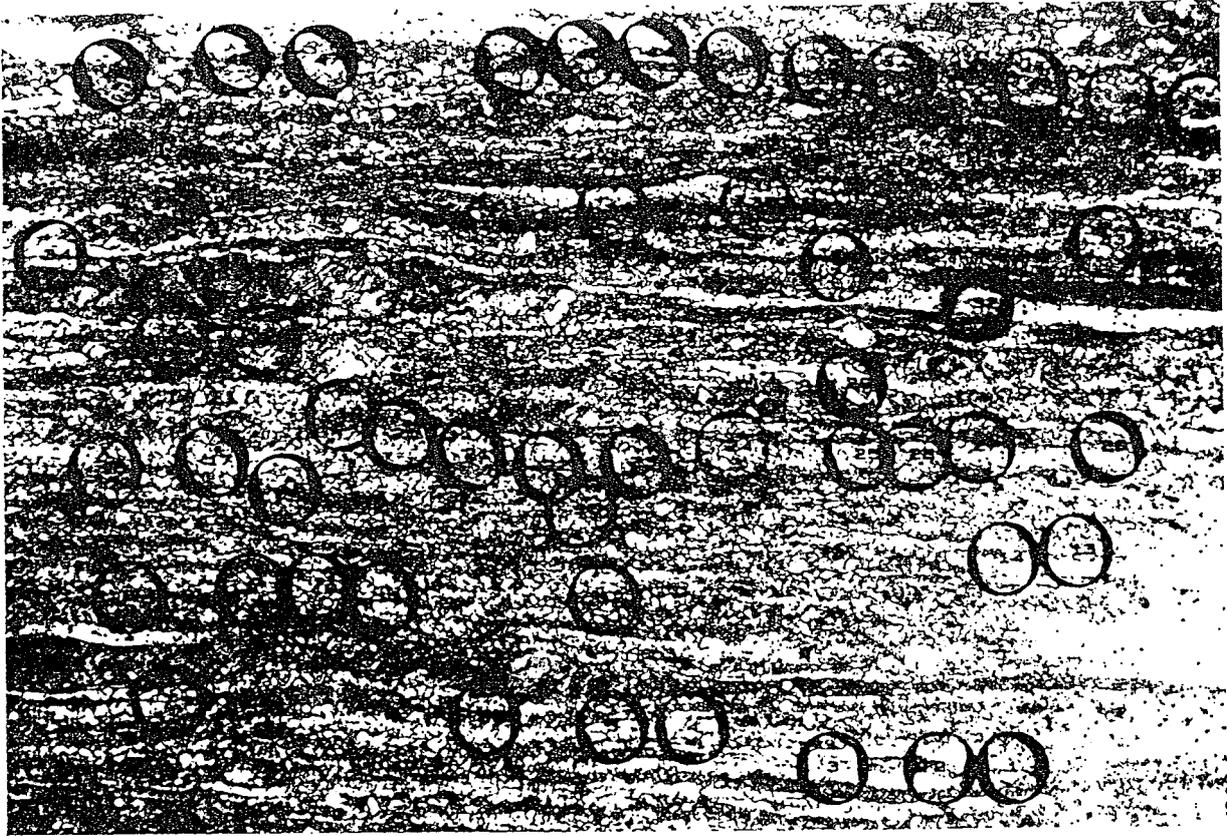


Abb. 11: Richtungsrosen von Quarz c -Achsen-Azimuten in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Fotometer, Mylonit aus der Rodl-Störung, südlich von Untergeng

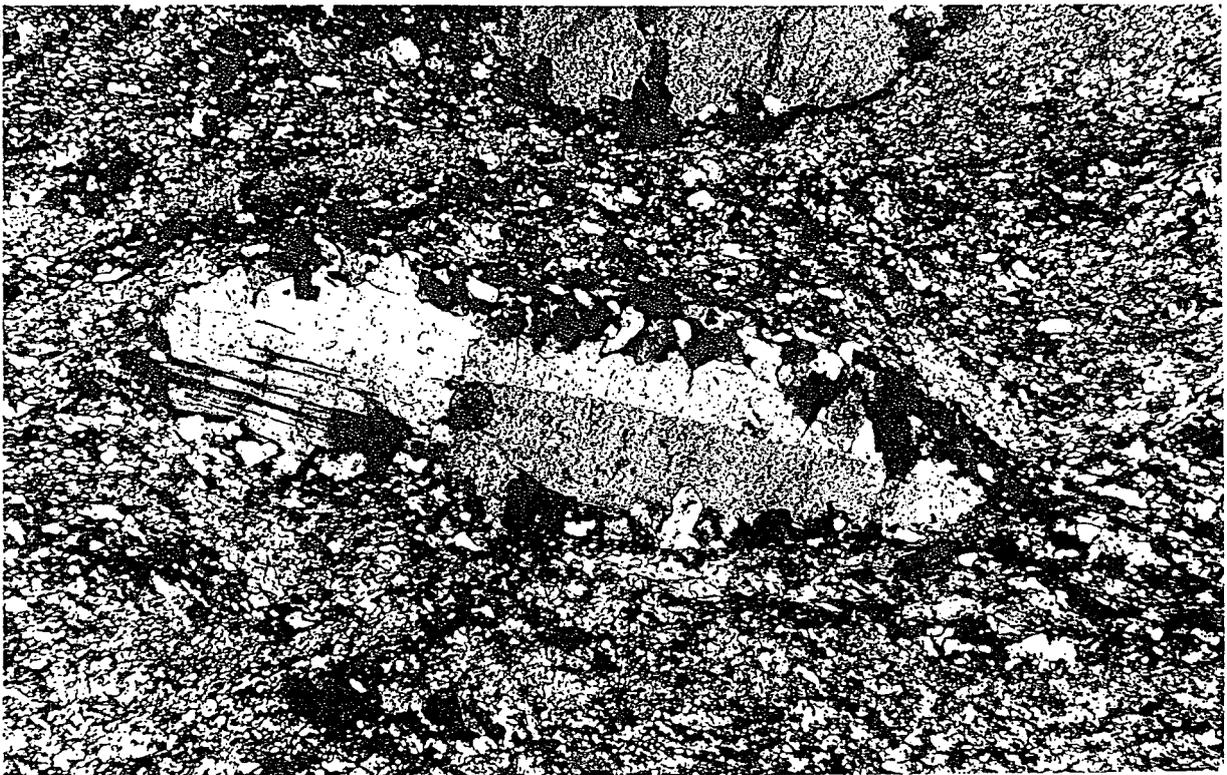


Abb. 12: Rekristallisationsbildungen an Feldspat, Steinbruch bei Hörndlwies, östlich vom Nebelstein, Nicols x, Vergr. 234

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. In diesem Aufschluß konnte anhand von Kern-Mantel-Texturen auch eine duktile Deformation an Feldspäten nachgewiesen werden. Diese Deformation äußert sich in einer Rekristallisation an den Feldspäten (Abb. 12), was als Hinweis für eine höhere Temperatur (450°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 ausschließlich eine spröde Deformation, die sich darin äußert, daß nur Kataklastite gefunden wurden (Abb. 13). 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 Zusammenhang stehen könnte. Ein besonders hoher Porenfluiddruck könnte die Scherfestigkeit des Gesteins soweit herabgesetzt haben, daß es zu hydraulischen Brüchen gekommen sein könnte.

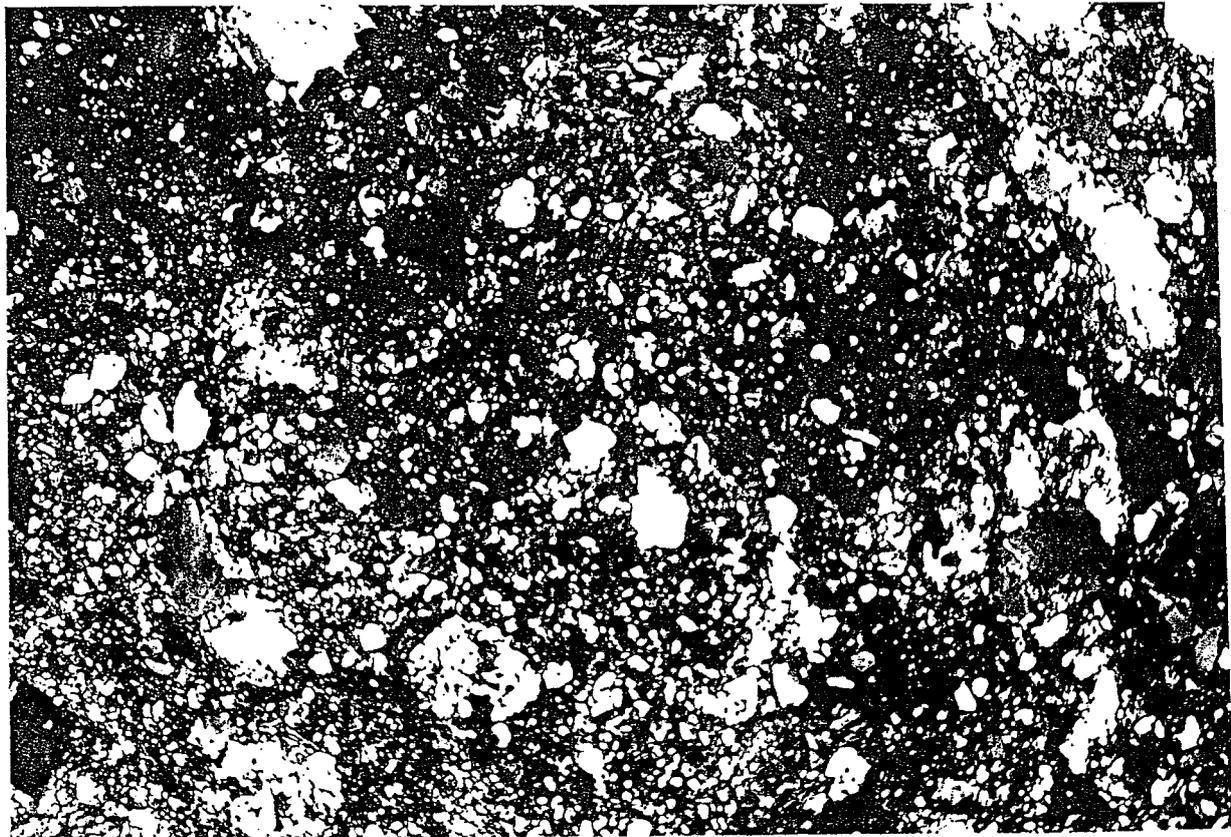


Abb.13: Dünnschliff eines Kataklastits (Vitiser-Scherzone), Rappottenstein, Nicols x

Alter der duktilen Deformation

Über das Alter der Scherzonen in der südlichen Böhmischer 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). Datierungen an Hellglimmern aus Myloniten der Rodl-Scherzone und der Donau-Scherzone wurden mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode durchgeführt und ergeben Plateaulalter zwischen $294,5 \pm 0,8$ und $260,3 \pm 1,1$ Ma (Abb. 14).

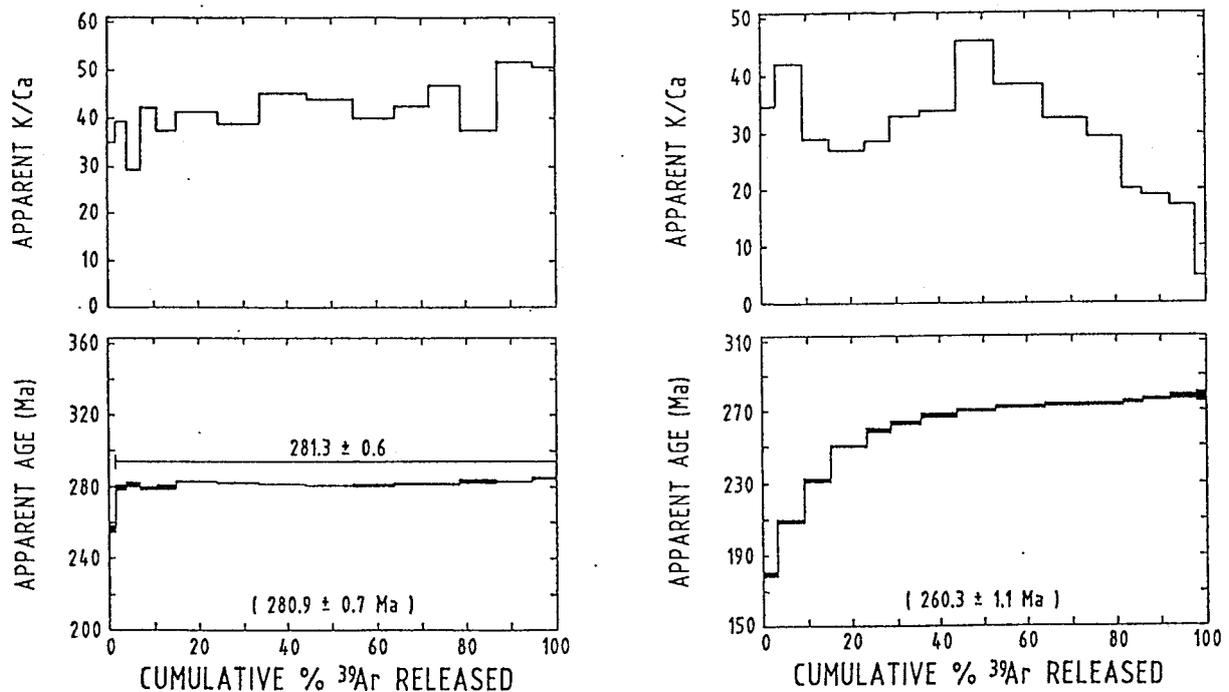


Abb. 14: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter und K/Ca Spektren von Konzentraten verschiedener Kornfraktionen feinkörniger Hellglimmern mylonitischer Foliationen der Rodl- und der Donau-Scherzone.

- a) Probe 1, große magmatische Muskovite, Rodl-Scherzone bei Untergang
 b) Probe 2A, Hellglimmer der Fraktion 0.15-0.13 mm eines protomylonitischen Granites, 3m von Probe 1

Eine Probe (1) eines deformierten muskovitführenden Granites wurde in einem Steinbruch bei Untergang in der Rodl-Scherzone genommen. Eine niedrigtemperierte metamorphe Überprägung zeigt sich an einer Serizitisierung großer Kalifeldspäte und an einer Chloritisierung des Biotits. Kleine rekristallisierte Quarzkörner sind in dünnen Bändern parallel zur Foliation entwickelt. Kern-Mantel-Texturen zeigen an, daß die Deformation des Quarzes durch niedrigtemperierte Plastizität unter Potenzkriechen erfolgte. Ein Konzentrat großer magmatischer Muskovitkörner, das aus der Probe angefertigt wurde, zeigt ein intern konkordantes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektrum (Abb. 14a), das einem Plateaulter von $281,3 \pm 0,6$

Ma entspricht. Hierbei wird eine Schließungstemperatur von $375 \pm 25^\circ\text{C}$ angenommen. Eine penetrativ deformierte Probe (2) eines protomylonitischen Granites wurde in 3m Entfernung von (1) genommen. Sehr feinkörnige neu gewachsene Serizite wurden von den Schieferungsflächen in zwei Korngrößenklassen separiert (2A = 0.13-0.15 mm; 2B = 0.11-0.09 mm) REM-Untersuchungen (Abb. 15) zeigen zwei morphologisch deutlich unterscheidbare Korntypen: Große porphyroklastische Körner (Abb. 14B) und Aggregate kleiner Einzelkörner (Abb. 15 C und D). Beide Kornfraktionen zeigen diskordante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektren (Abb. 14b und c), in denen die Alter systematisch im niedrigen Temperaturbereich zunehmen. Im mittleren und hohen Temperaturbereich herrschen Alter von ca. 270 Ma.

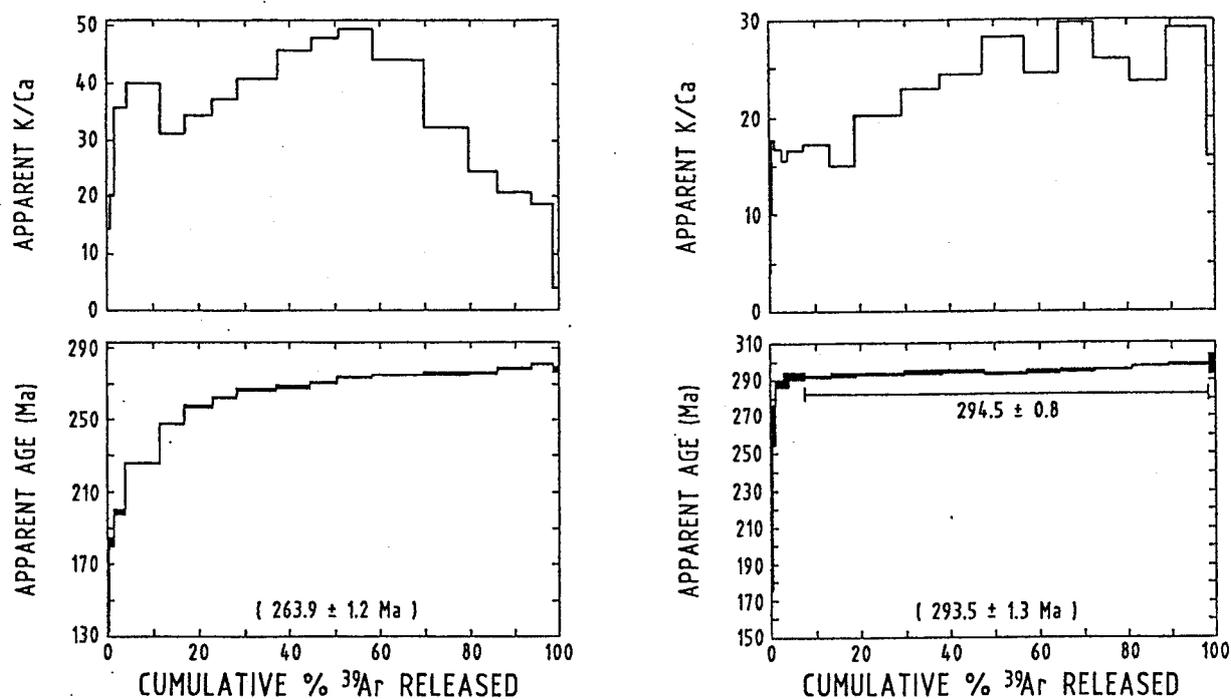


Abb. 14: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter und K/Ca Spektren von Konzentraten verschiedener Kornfraktionen feinkörniger Hellglimmern mylonitischer Foliationen der Rodl- und der Donau-Scherzone.

c) Probe 2B, Hellglimmer der Fraktion 0.11-0.09 mm eines protomylonitischen Granites, 3m von Probe 1

d) Probe 3, Muskovit eines protomylonitischen Granites, Rodl-Scherzone, Gramastetten

Ein Konzentrat (3) porphyroklastischer Muskovite wurde aus einem protomylonitischen Granit in der Nähe von Gramastetten gewonnen. Feldspäte dieser Probe verhielten sich während der Deformation als rigide Klasten, eingebettet in eine Matrix aus Serizit, Biotit, Quarz, Feldspat und Klinozoisit. Reste von großen Hellglimmern sind umgeben von neugewachsenem feinkörnigen Serizit. Das Hellglimmerkonzentrat ergibt eine progressive Zunahme des Alters mit der Temperatur. Wir nehmen deshalb an, daß ein Muskovit, der ursprünglich älter als 298 Ma war, bei 288 Ma verjüngt wurde (Abb. 14 d).

Eine Probe (4) eines nicht penetrativ geschieferten Zweiglimmer-Granites wurde außerhalb der Donau-Scherzone bei Haibach aufgesammelt. Das Deformationsgefüge wird mit einer

geringen synmagmatischen Beeinflussung durch die Scherzone gedeutet. Ein Konzentrat grobkörniger Hellglimmer zeigt ein konkordantes Altersspektrum (Abb 14e) mit einem Plateau-Alter von 288.5 ± 0.6 Ma.

Eine Probe (5) eines mylonitischen Paragneises (Abb. 4) wurde in der Donau-Scherzone bei Schlöggen genommen. Das Konzentrat porphyroklastischer Muskovite zeigt eine geringe Altersdiskordanz bei den niedrigsten Temperaturen (Abb. 14f). Mehr als 90% des gesamten freigesetzten Argons ergibt jedoch ein Plateau-Alter von 287.3 ± 0.6 Ma. Das gesamte Altersspektrum zeigt eine geringe Verjüngung an.

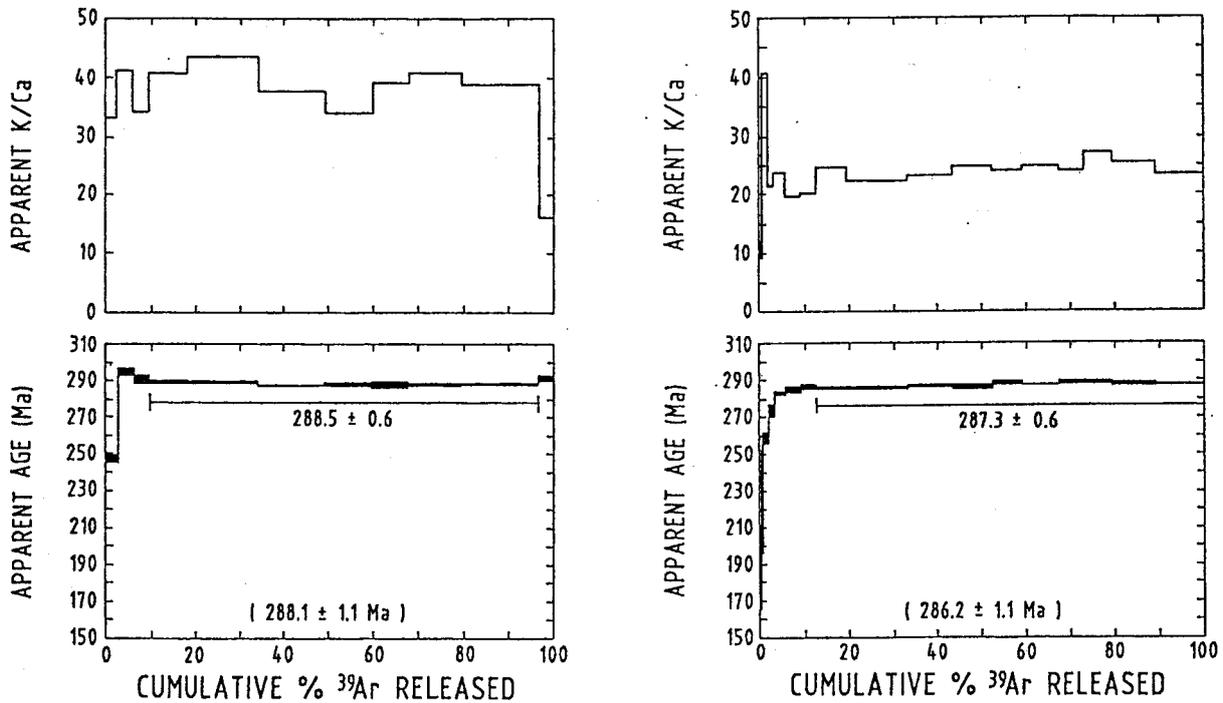


Abb. 14: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter und K/Ca Spektren von Konzentraten verschiedener Kornfraktionen feinkörniger Hellglimmern mylonitischer Foliationen der Rodl- und der Donau-Scherzone.

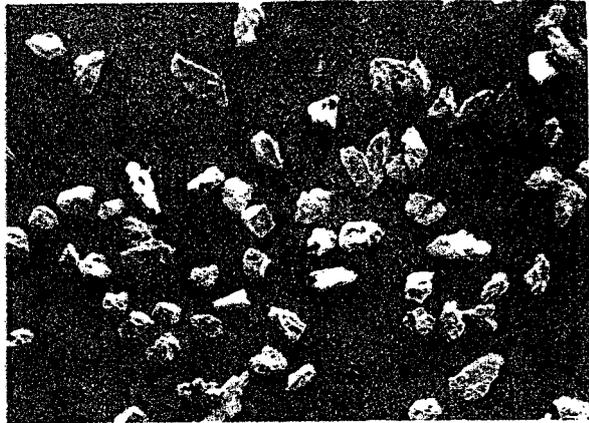
e) Probe 4, Muskovit aus geschiefertem Zweiglimmer-Granit von Haibach, außerhalb der Donau-Scherzone

f) Probe 5, Muskovit aus einem mylonitischen Paragneis, Donau-Scherzone, Schlöggen

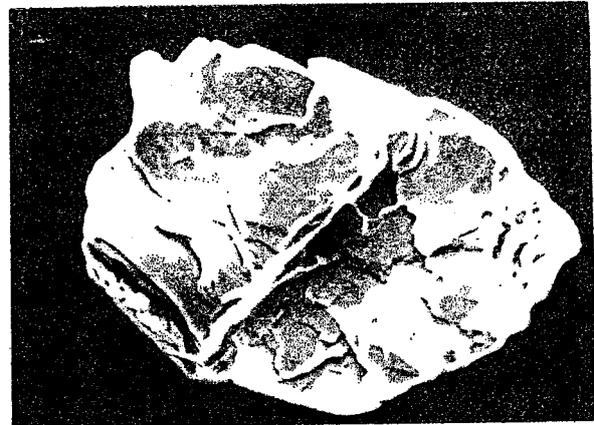
Die Altersdatierungen zeigen insgesamt eine zeitgleiche tektonothermale Entwicklung an. Die Plateau-Alter der großen magmatischen Muskovite von (1) und (4) (281.3 ± 0.6 Ma für die Rodl-Scherzone und 288.5 ± 0.6 Ma für die Donau-Scherzone) interpretieren wir als postmagmatische Abkühlungsalter. Die Minimalalter von 288 Ma (Probe 3) für die Rodl-Scherzone und das Plateau-Alter von 287.3 ± 0.6 Ma (Probe 5) für die Donau-Scherzone werden als Abkühlungsalter interpretiert, die einer spätpaläozoischen Mylonitisierung folgen. Ein Hinweis auf eine signifikante anschließende Verjüngung, möglicherweise bei einer alpinen Deformation, kann nur aus den niedrigen Temperatur-Inkrementen der Altersspektren und aus dem systematischen Altersanstieg in Probe 5 abgelesen werden. In beiden Scherzonen, Rodl und Donau, erfolgte die Abkühlung gleichzeitig auf die mylonitische Deformation. Dies ist gut vereinbar mit der Anlage der Scherzonen als ein konjugiertes

System.

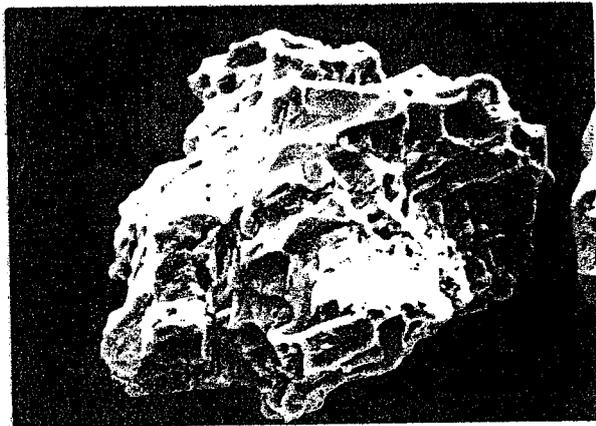
Ein Hinweis auf postvariszische Reaktivierung ist durch die Alter von 180-170 Ma der niedrigen Inkremente der Probe 2 (Rodl) gegeben.



A



B



C



D

Abb. 15: Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen der $\approx 1-0.09$ mm Fraktion der Probe 2
A) Überblick über die Kornmorphologie (Strich ist 1.0 mm lang)
B) großer porphyroklastischer Muskovit (Korn 1 in Abb A, Strich gleich 0.1 mm)
C) Aggregate von neugewachsenem sehr feinkörnigen Hellglimmer (Korn 2 in Abb. A, Strich gleich 0.1 mm)
d) Vergrößerung von Korn 2 (Strich gleich 0.01 mm)

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 Schnittmengendichte werden dabei in eine Lagenkugelprojektion geplottet (Abb. 16). Für beide Scherzonenrichtungen (NW-SE und NE-SW) ergaben sich dabei identische Anordnungen der Hauptnormalspannungen. Die größte Hauptnormalspannung (s_1) verläuft N-S, die kleinste (s_3) E-W und die mittlere (s_2) steht senkrecht darauf. Dieses einheitliche jüngere Spannungsfeld hat die gleiche räumlich Anordnung, wie das aus den konjugierten duktilen Scherzonensystemen ableitbare spätpaläozoische Spannungsfeld.

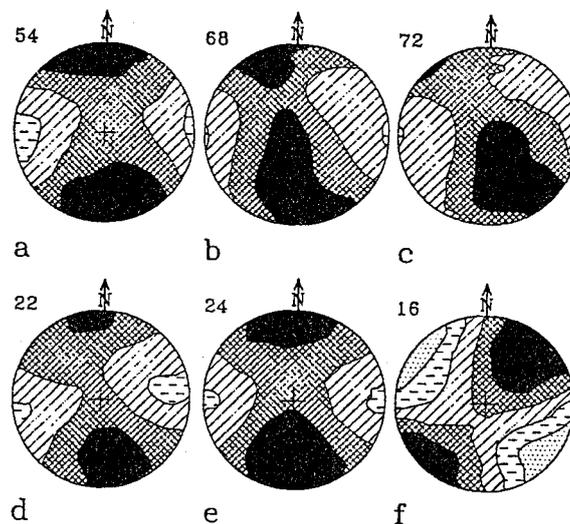


Abb. 16: Orientierung der Hauptnormalspannungen während der jungen Spröddeformation, geplottet mit einem Programm, das die Methode von ANGELIER & MECHLER (1976) benutzt. Zahlen geben die Anzahl der Kompressionsdieder für jedes Diagramm wieder. Isolinien stellen Schnittmengen der Kompressions_Dieder dar: 20-40% gestrichelt, 40-60% schräge Linien, 60-80% Kreuzschraffur, 80-100% schwarz

- a) Pfahl-Scherzone, Steinbrüche bei Aigen, Mühlthal
- b) Donau-Scherzone, westlicher Teil, zwischen Schlögen und dem Rannach-Tal
- c) Donau-Scherzone, östlicher Teil, zwischen Schlögn 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

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.

40Ar/39Ar-Datierungen zeigen, daß beide Systeme (NW-SE und NE-SW) gleichzeitig zu spätvariszischer Zeit entstanden sind (BRANDMAYR et al., 1993). Sie können deshalb als ein orthogonal-konjugiertes System von Blattverschiebungen angesehen werden. Dieses System setzt sich nach Tschechien 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. 2), 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 Scherzonenmuster nach der variszischen Konvergenz von Laurasia und Gondwana in einer breiten Konvergenzzone entwickelte.

Das Muster von dextralen und sinistralen Scherzonen könnte als ein System von "- und -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 Masse 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:

- ANGÉLIER, 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.
- BRANDMAYR, M, DALLMEYER, R.D., HANDLER, R. WALLBRECHER, E. 1995: Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and alpine tectonothermal activity.- *Tectonophysics*, 248:97-116
- DVORAK, J., 1985. Horizontal movements on deep faults in the proterozoic basement of Moravia.- *Jb. Geol. B.-A.*, 127: 551-556, *Vienna*.
- ETHERIDGE, M.A., WILKIE, J.C. 1979: Grain size reduction, grain boundary sliding and flow strength of mylonites.- *Tectonophysics*, 58:159-178
- ETHERIDGE, M.A., WILKIE, J.C. 1981: An assesment of dynamically recrystallized grainsize as a paleopiezometer in quatz 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, *Vienna*
- 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, *Vienna*.

- FUCHS, G. & MATURA, A., 1976. Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- *Jb. Geol. B.-A.*, 119: 1-43, Vienna.
- GOTTSTEIN, G., MECKING, H. 1985: Recrystallization.- in: Wenk, H.R. (Hrsg.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis.- London: Academic Press, 183-218
- 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, 97S.
- Mainprice, D., Bouchez, J.-L., Blumenfeld, Ph. & 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 den 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.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.- *Earth Planet. Sci. Let.*, 36: 359-362
- 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, Vienna
- 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.*, 26:513-523
- 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
- WALLBRECHER, E. 1986: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen.- 244pp. *Stuttgart (Ferdinand Enke)*
- WALLBRECHER, E. 1988: A ductile shear zone in the Panafrican basement on the northwestern margin of the west African craton.- in: Jacobshagen, V. (Hrsg.): The Atlas System of Morocco, studies on its geodynamic evolution.- *Lecture Notes in Earth Sci.* 15:19-42
- WEBER, K., 1987: The development of the Mid-European Variscides interpreted in terms of allochthonous terranes.- *IGCP 233 Meeting 1987, Nouakchott, Mauretania, Abstracts:* 213-214.
- WHITE, S.H. 1977: Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz.- *Tectonophysics*, 39:143-177

Adressen der Autoren:

- Eckart Wallbrecher, Michael Brandmayr, Jürgen Loizenbauer: Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens Universität Graz, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26, Austria
- Robert Handler: Institut für Geologie und Paläontologie Paris-Lodron-Universität Salzburg, A-5020 Salzburg, Hellbrunner Straße 34A., Austria
- R. D. Dallmeyer: Department of Geology, University of Georgia, Athens, Ga 3060, USA