

Mitt. Österr. Miner. Ges. 138 (1993)

**KONJUGIERTE SCHERZONEN IN DER SÜDLICHEN BÖHMISCHEN MASSE:
VARISISCHE UND ALPIDISCHE KINEMATISCHE ENTWICKLUNGEN**

Projekt S4713

von

**Eckart Wallbrecher, Michael Brandmayr, Robert Handler, Jürgen Loizenbauer,
Friederike Maderbacher und Reinhard Platzer⁺**

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. Die Scherzonen werden 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 Muskoviten 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 hatte, 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). The shear zones are 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.

⁺ Prof. Dr. Eckart Wallbrecher, Mag. Michael Brandmayr, Mag. Robert Handler, Jürgen Loizenbauer, Friederike Maderbacher und Reinhard Platzer
Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

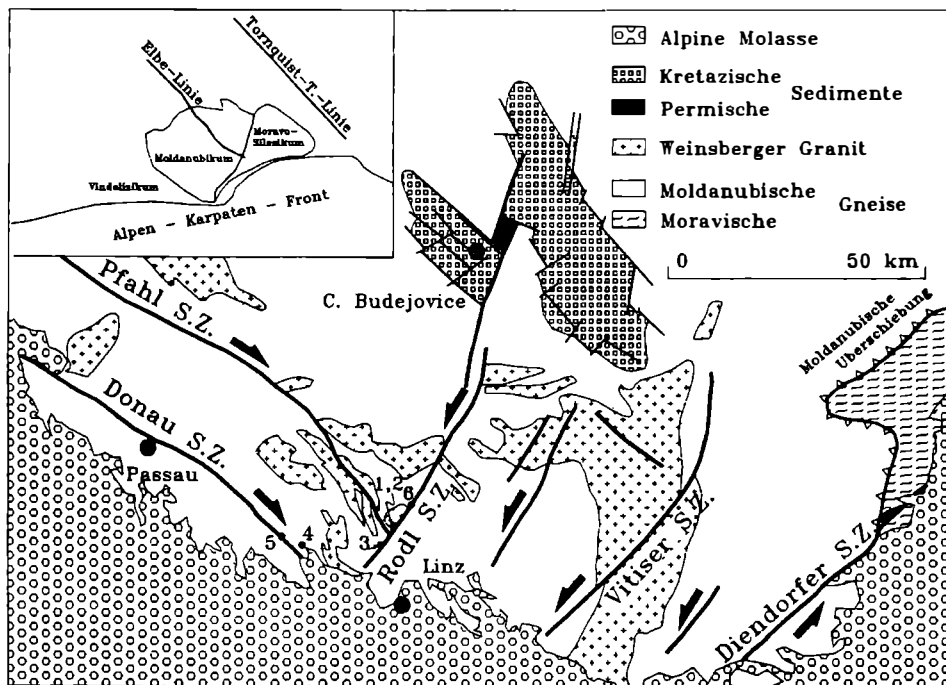


Abb. 1: Stark schematisierte geologische Karte der Südlichen Böhmisches Masse.

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).

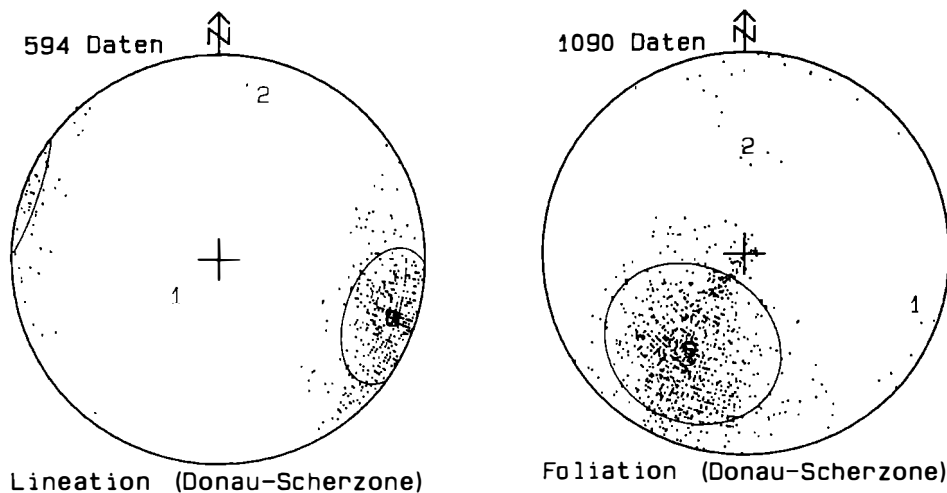


Abb. 2: Foliationen (a) und Streckungslineationen (b) in der Donau-Scherzone zwischen Eferding und Niederranna. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (WALLBRECHER, 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

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 ($> 500\text{ °C}$) lief die Deformation konzentriert in den feinkörnigen Bändermyloniten ab, was syntektonisch gebildete Feldspatrekristallite belegen. Es treten in diesen Myloniten ebenfalls Kern-Mantel-Texturen bei Feldspäten auf. Bei sinkenden Temperaturen ($< 500\text{ °C}$) 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. 2). Meso- und mikroskopische S-C-Gefüge (Abb. 3) 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. 4). Röntgen-

texturaufnahmen des Quarzgefüges zeigen dextrale Schiefgürtel der c-Achsen und eine Clusterregelung der a-Achsen in der S-Richtung des S-C-Gefüges (Abb. 5).

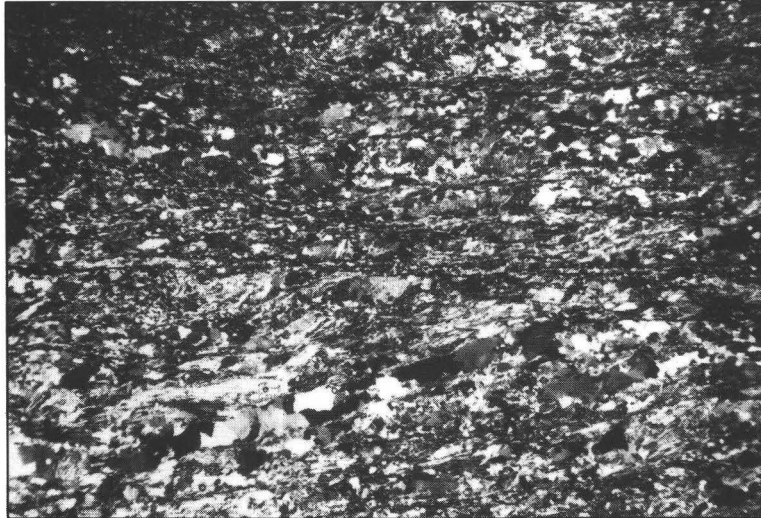


Abb. 3: Dünnschliffaufnahme eines S-C-Gefüges aus einem Mylonit der Donau-Scherzone (xz-Schnitt), Donauschlinge bei Schlögen, Nicols x.

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° , 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 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.

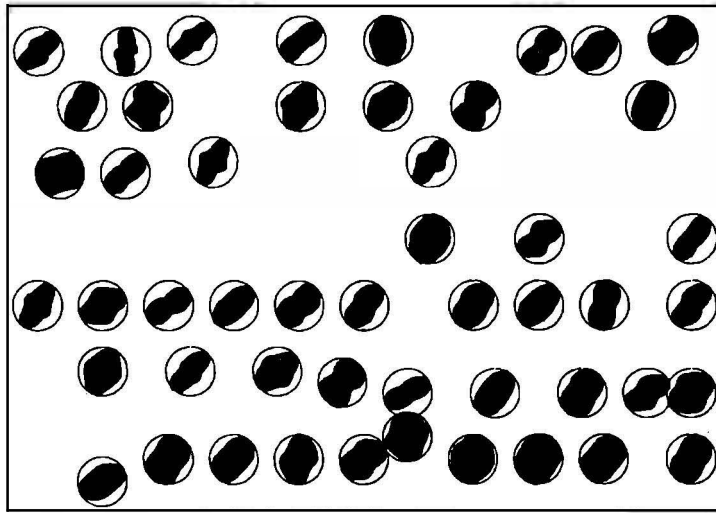


Abb. 4: Richtungsrosen von Quarz-c-Achsen-Azimuten in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Photometer, Pergneis, Donauschlinge bei Schlögen.

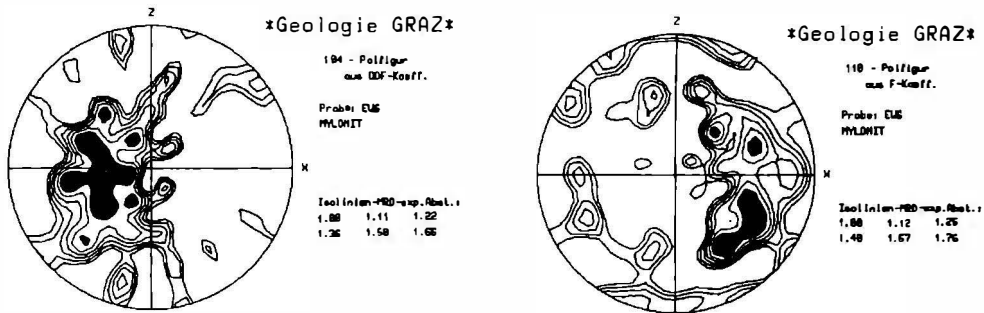


Abb. 5: a) Polfigur der c-Achsen (104), berechnet aus ODF Koeffizienten; b) Polfigur der a-Achsen (110) von Quarz, Mylonit, Donauschlinge bei Schlögen; die schwarzen Bereiche kennzeichnen Richtungen maximaler Dichte. Logarithmische Abstufung in Vielfachen der Gleichverteilung (MRD).

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. 7).

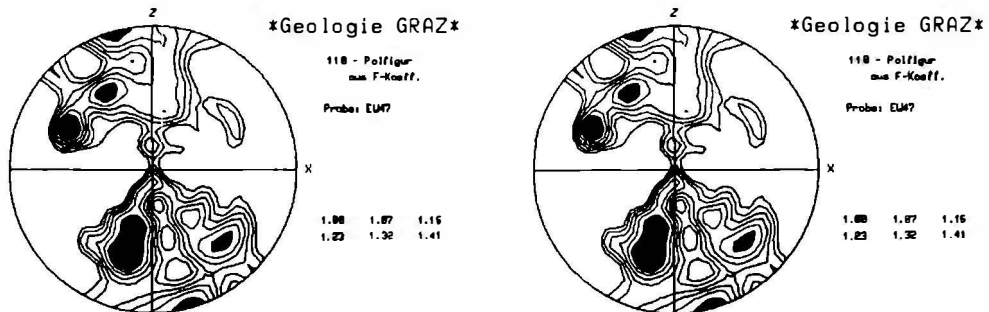


Abb. 6: a) Polfiguren der c-Achsen (104), berechnet aus ODF-Koeffizienten; b) der a-Achsen (110) von Quarz, zentraler Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlthal; die schwarzen Bereiche kennzeichnen Richtungen maximaler Dichte. Logarithmische Abstufung in Vielfachen der Gleichverteilung (MRD).

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. 8). Die Korngröße der einzelnen Minerale nimmt in Richtung zur Scherzone deutlich ab, was vor allem durch das kataklastische Verhalten der Kalifeldspäte bedingt ist (Abb. 9a, b). 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 Muskovitkörner 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.

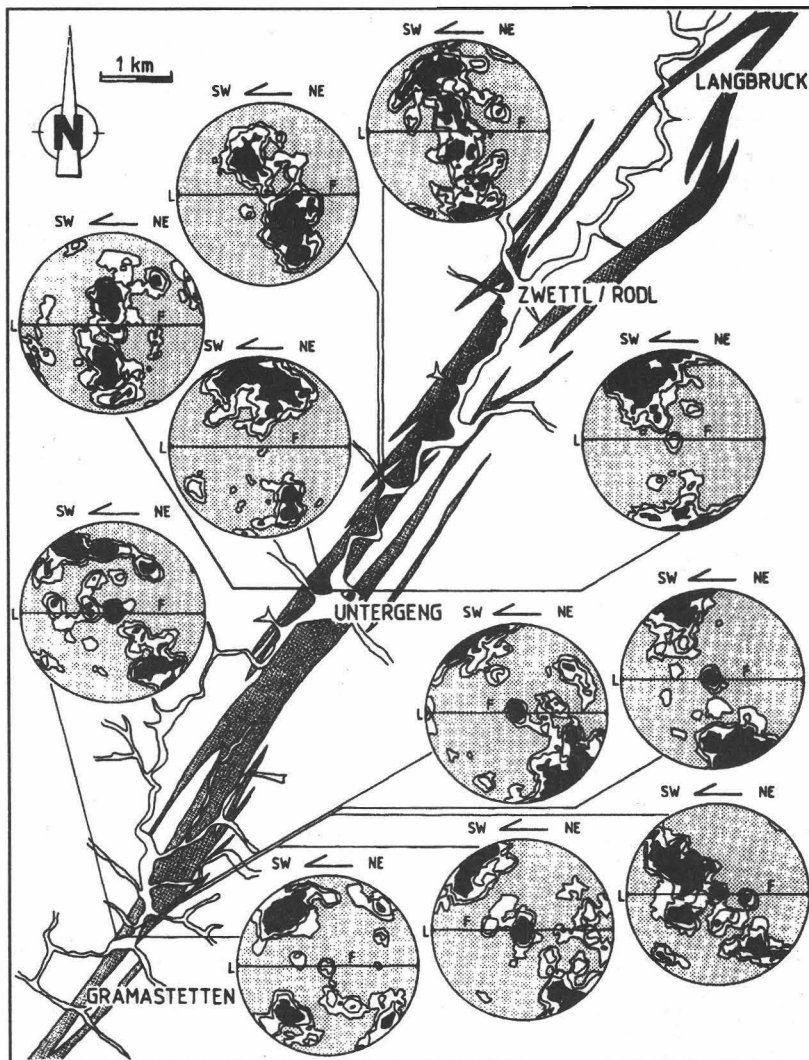


Abb. 7: Die Rodl-Scherzone im Mühlviertel. Die hochdeformierten Gesteine (Mylonite und Phyllonite) sind durch die Punkt-Signatur gekennzeichnet, außerdem sind Quarz-c-Achsen-Diagramme verschiedener Mylonite dargestellt. Logarithmische Abstufung in Vielfachen der Gleichverteilung (MRD).

Die am häufigsten beobachteten Quarzgefüge sind äquidimensionale Rekristallisationskörner, die durch ihre gut ausgebildeten Korngrenzen mit Tripelpunkten von $90 - 120^\circ$ auffallen (Abb. 9a). Die Größe der Rekristallisationskörner schwankt von 0,05 bis 0,15 mm. Meist treten solche Rekristallisationskörner 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).

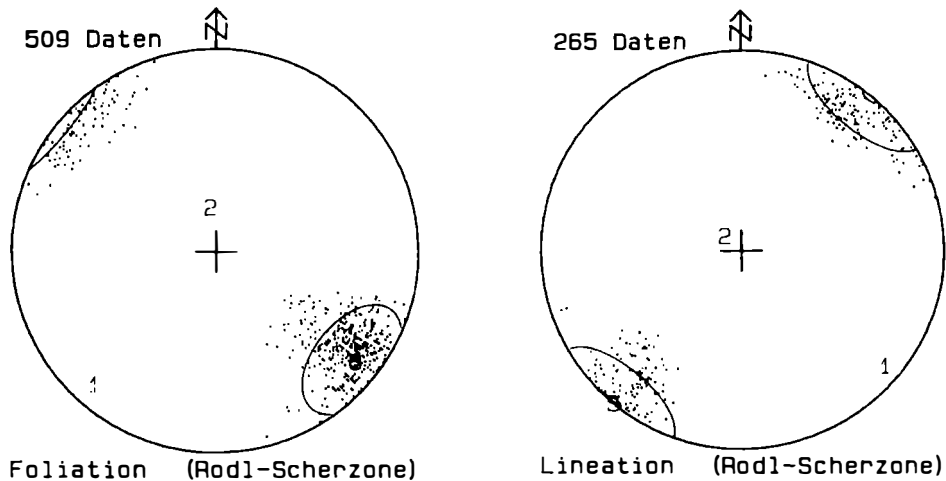


Abb. 8: Foliationen (a) und Streckungslineationen (b) in der Rodl-Scherzone. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (WALLBRECHER, 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

Zur Erstellung der Polfiguren in Abb. 7 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 (Abb. 10). Auffallend sind die unterschiedlichen Verteilungen der Quarz-c-Achsen in den Diagrammen (Abb. 7). 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 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.

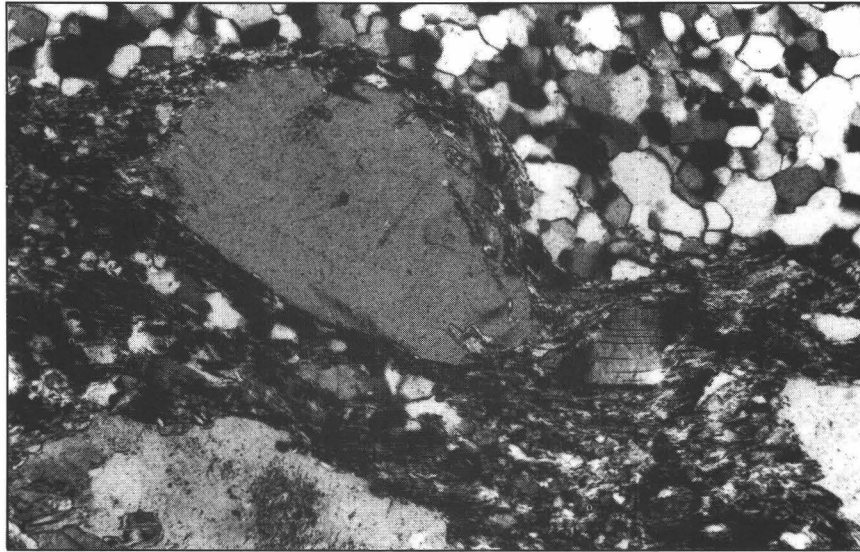


Abb. 9: Dünnschliffaufnahmen eines Mylonits aus der Rodl-Scherzone, südlich von Untergeng. (a) asymmetrischer Feldspatklast (Mitte) mit äquidimensionalen Quarzrekristallisaten, (b) kataklastisch deformierter Feldspatklast.

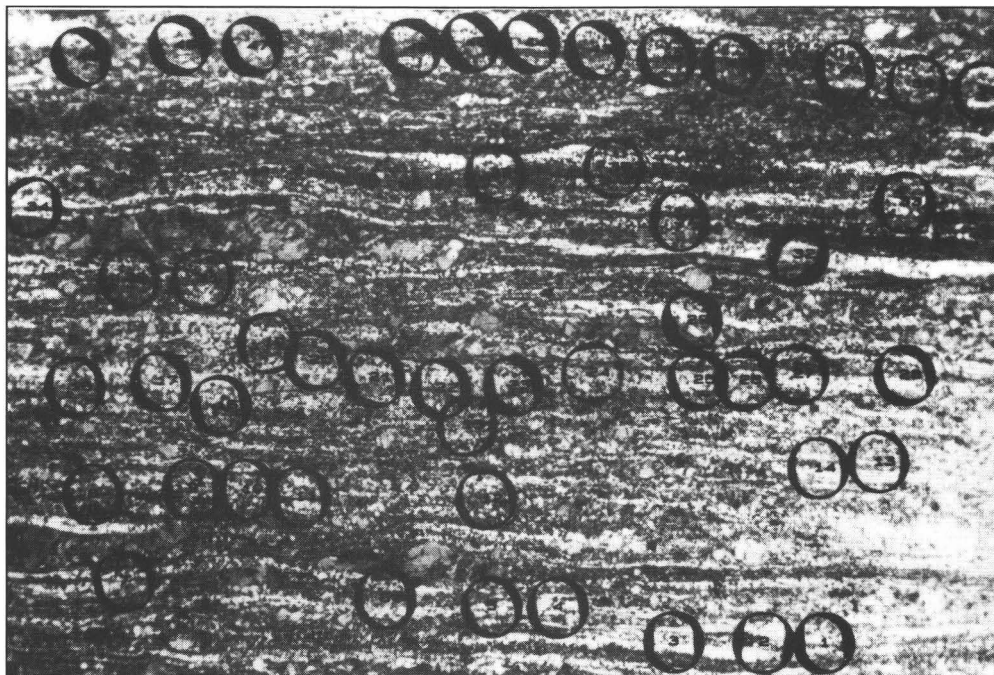


Abb. 10: Richtungsrosen von Quarz-c-Achsen-Azimuten in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Photometer, Mylonit aus der Rodlstörung, südlich von Untergeng.

Die Scherzonen zwischen Weitra und Freistadt

In den auf den Blättern Großpertholz und Königswiesen kartierten Mylonitonen 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. 11), 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 (Abb. 12). 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 Gesteines soweit herabgesetzt haben, daß es zu hydraulischen Brüchen gekommen sein könnte.

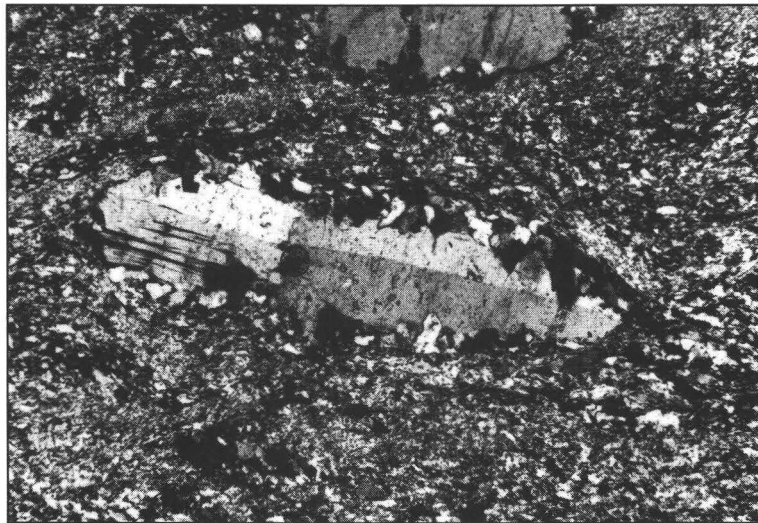


Abb. 11: Rekristallisationsbildungen an Feldspat, Steinbruch bei Hörndlwies, östlich des Nebelstein, Nicols x, Vergrößerung 234 fach.

Alter der duktilen Deformation

Über das Alter der Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse gibt es kontroversielle 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).

Eine Probe eines Mylonits 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 ± 2 Ma für Hellglimmer (Abb. 13). Dieses Alter ist wahrscheinlich zu hoch, da immer

noch geringe K-Feldspatreste aus dem Weinsberger Granit (349 ± 4 Ma; SCHARBERT, 1987) im Pulverdiffraktogramm zu bemerken waren; somit ist eine post-paläozoische Reaktivierung wahrscheinlich.

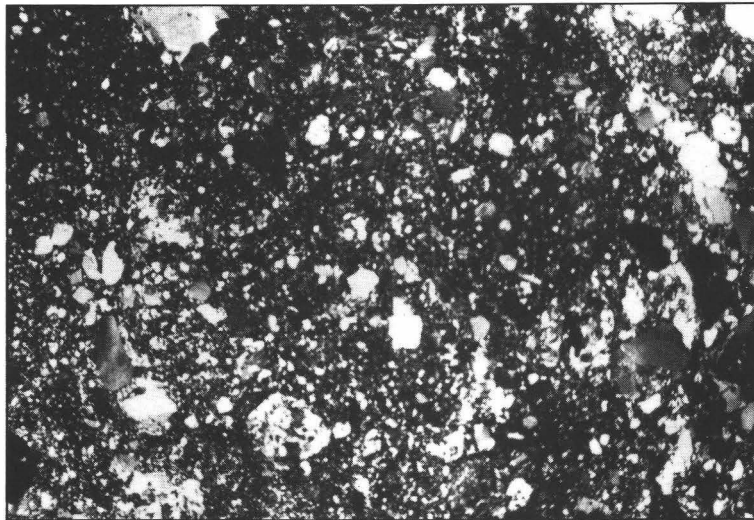


Abb. 12: Dünnschliffaufnahme eines Kataklastits aus der Vitiser-Scherzone, Rappottenstein, Nicols x.

Weitere 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 Plateaualter zwischen $294,5 \pm 0,8$ und $260,3 \pm 1,1$ Ma (BRANDMAYR et al., 1993).

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. 14).

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 räumliche

Anordnung, wie das aus den konjugierten duktilen Scherzonensystemen ableitbare spätpaläozoische Spannungsfeld.

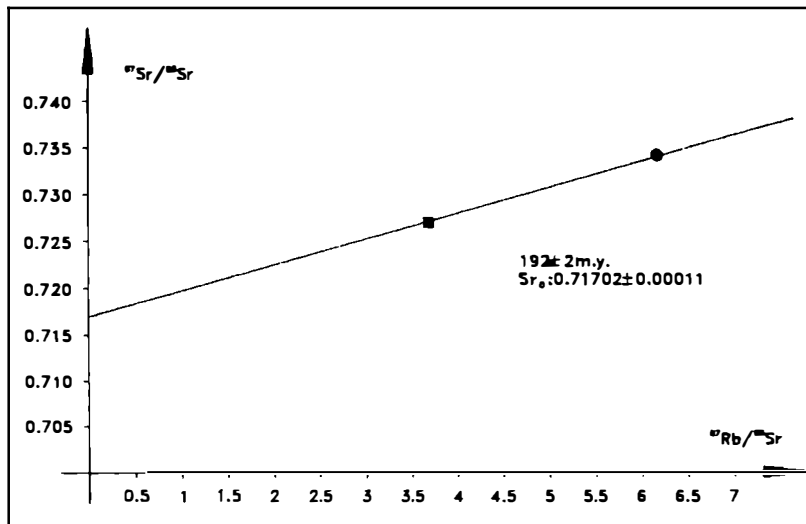


Abb. 13: Rb-Sr-Zweipunkt-Isochrone, mylonitischer Weinsberger Granit, Rodl-Scherzone, 1.4 km NNE Untergang; Quadrat: Gesamtgestein ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 3,69098$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,72708$), Kreis: Glimmerkonzentrat ($< 0,002\text{mm}$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 6,17946$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,73414$).

Diskussion

Die Scherzonen in der südlichen Böhmischer 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 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-Teyssere-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).

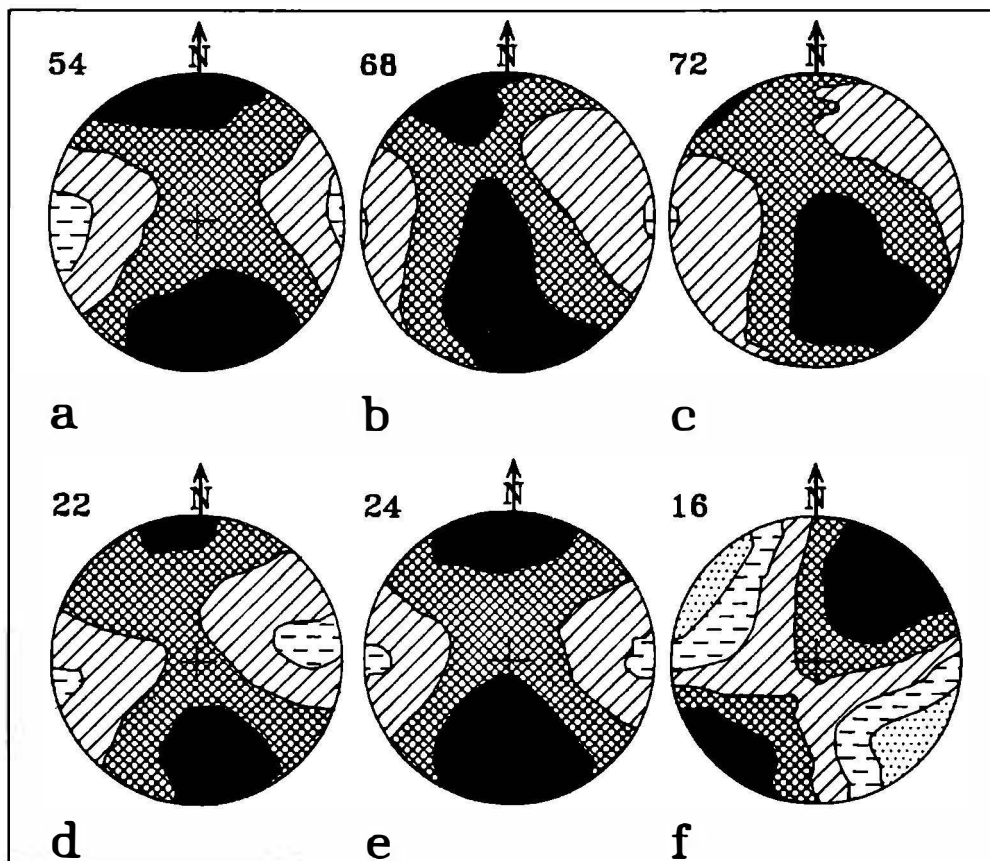


Abb. 14: Orientierung der Hauptnormalspannungen während der jungen Sprödeformation, geplottet mit einem Programm, das die Methode von ANGELIER & MECHLER (1976) benutzt. Zahlen geben die Anzahl der Kompressionsdieder für jedes Diagramm wieder. Isolinien stellen Schnittmengen der Kompressions-Dieder dar: 0 - 20% gepunktet, 20 - 40% gestrichelt, 40 - 60% schräge Linien, 60 - 80% Waben, 80 - 100% Kreuzschraffur

- a) Pfahl-Scherzone, Steinbrüche bei Aigen, Mühlal.
- b) Donau-Scherzone, westlicher Teil zwischen Schlöggen und dem Rannachtal.
- c) Donau-Scherzone, östlicher Teil, zwischen Schlöggen 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.

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 " σ - und β -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 (STACKE-BRANDT & FRANZKE, 1989).

Literaturverzeichnis

- 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.
- BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., WALLBRECHER, E. (1993): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan vs. Alpine tectonothermal activity. - in prep.
- 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 grain size 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. - 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, 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, 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. - Stuttgart: Ferdinand Enke, 244 S.
- 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 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, Mauretania, Abstracts, 213 - 214.
- WHITE, S.H. (1977): Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz.- Tectonophysics, 39, 143 - 177.