

2.4. Zur Kinematik des intramoldanubischen Deckenbaues und der Platznahme des Südböhmischen Batholiths

Von FRANZ NEUBAUER

Mit 3 Abbildungen

EINFÜHRUNG

Die moldanubische Zone der südöstlichen Böhmischen Masse ist in mehrere tektonostratigraphische Einheiten, die als Decken übereinander gestapelt sind, gliederbar (z.B., FUCHS & MATURA, 1976; MATTE et al., 1990). Über deren Grenzen herrscht im allgemeinen Einigkeit. Größere Diskrepanzen bestehen über das Alter des Deckenbaues (kaledonisch versus variszisch, siehe z.B. Zusammenfassung in FUCHS, 1990). Jüngste geochronologische, petrologische und strukturgeologische Daten geben zusammen mit älteren Daten und Argumenten ein neues, komplexeres Bild über den intramoldanubischen Bau und dessen Alter (CARLSWELL, 1990; FRANK et al., 1991; FRITZ, 1991; FUCHS, 1990; HÖGELSBERGER, 1989; MATTE et al., 1985; MATURA, 1984; NEUBAUER, 1991; THIELE, 1984; TOLLMANN, 1982). Dieser Beitrag faßt die neuesten geologisch relevanten Daten über den intramoldanubischen Deckenbau und über die Platznahme des Südböhmischen Batholiths zusammen und diskutiert diese im Sinne neuer möglicher Modelle.

ARGUMENTE FÜR DEN INTRAMOLDANUBISCHEN DECKENBAU

Die Tektonostratigraphie der moldanubischen Zone der südöstlichen Böhmischen Masse ist zusammen mit relevanten Daten zu Ausgangsgesteinen und Metamorphose in Abb. 1 zusammengefaßt. Geochronologischen Untersuchungen (FRANK et al., 1991) haben gezeigt, daß anderswo getätigte biostratigraphische Einstufungen z.B. der Bunten Serie schwerlich auf die südöstliche Masse übertragen werden können. Von unten nach oben werden folgende tektonostratigraphische Einheiten unterschieden:

1) Monotone Serie, eine Metagrauwackenserie.

2) Bunte Serie mit dem wahrscheinlich spätproterozoischen Dobragneis an der Basis, der lithologisch und altersmäßig mit dem Bittescher Gneis korrelierbar ist. Die Sr-Isotopie der Marmore (FRANK et al., 1991) und das U-Pb-Zirkonalter des Rehberger Amphibolites (ca. 600 Ma; GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1982) sprechen für ein proterozoisches Alter der Serie. Dafür spricht auch die diskordante Einschaltung des Weitener Granitgneises, für den ein zumindest frühpaläozoisches Rb-Sr-Alter gesichert ist (FRANK et al., 1991).

3) Der Gföhler Gneis ist i. w. ein Orthogneis mit einem ordovizischen Rb-Sr-Isochronenalter Alter (FRANK et al., im Druck).

4) Die auflagernden, tw. pyroxenführenden Granulite (St. Leonhard, Dunkelstein, Marbach-Wieselburg) sind i.w. aus Orthogneisen, die aus kalkalkalischen sauren magmatischen Gesteinen und deren Differentiaten abgeleitet werden, entstanden (CARSWELL,

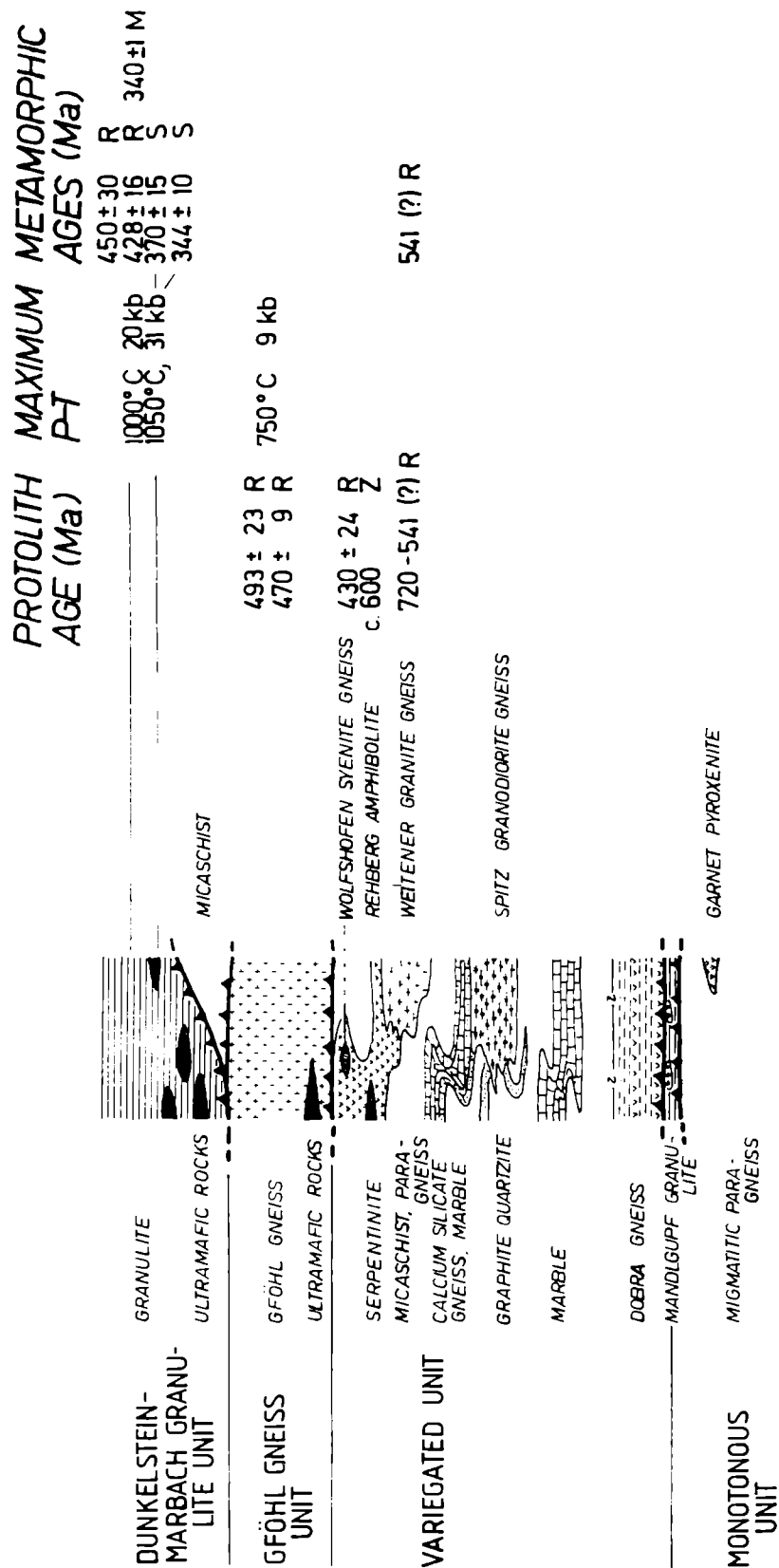


Abb. 1: Tektonostratigraphie des Moldanubikums der südöstlichen Böhmischen Masse (geochronologische und petrologische Daten von CARLSWELL (1991), CARLSWELL & JAMTVEIT (1990), CARLSWELL & O'BRIEN (1991); FRANK et al. (1991, bzw. darin zitierte Daten), PETRAKAKIS & RICHTER (1991); SCHENK & TODT (1984). R - Rb-Sr-Isochrone; S - Sm-Nd-Isochrone; M - U-Pb Monazit.

1991). Die zuletzt nachgewiesenen, extrem hohen Metamorphosetemperaturen zeigen klar, daß diese Einheit als tiefkrustale Decke über die anderen Einheiten hochgeschürft wurde.

Die Granulite wie auch seltener die Granulite beinhalten Linsen von Ultramafiten. Die Granulite des Dunkelsteiner Waldes zeigen eine Hochdruckparagenese von 31 kb und 1050°C (CARLSWELL, 1991), für die variszische Sm-Nd-Alter gefunden wurden (CARLSWELL & JAMTVEIT, 1990).

Größere Unklarheiten bestehen in der Zuordnung der Glimmerschiefer/Gneise westlich der Yspertalgranulitlamelle, die ebenfalls mit Ultramafiten assoziiert ist, und mit der Korrelation des Loosdorf-Komplexes südlich des Dunkelsteiner Wald-Granulites mit der Bunten Serie.

P-T-Bestimmungen spiegeln ein dramatische Zunahme der Metamorphosetemperaturen von unten nach oben wieder. Der wesentliche Bruch liegt an der Basis der Gföhler Gneis-/Granulit-Einheit, die damit eine, variszische intramoldanubische Suture darstellt.

KINEMATIK DES INTRAMOLDANUBISCHEN DECKENTRANSPORTES

Im Gegensatz zur einheitlichen Strukturprägung an der Moldanubikums-/Moravikumsgrenze mit generell NNE-gerichteten Deckentransport (FRITZ, 1991; FRITZ & NEUBAUER, in Vorb.) ist das südwestliche anschließende Moldanubikum ungleich komplizierter geprägt, wie man aus den unterschiedlich orientierten Streckungslineationen erkennen kann. Die eigenen Untersuchungen konzentrierten sich bisher auf die duktile Deformation, die nun längs der intramoldanubischen Deckenbahnen wie auch im Inneren der einzelnen Körper gefunden werden kann. Alle Einheiten beinhalten Gefüge mehrerer aufeinanderfolgender penetrativer hochtemperierter Deformationsereignisse, die vorläufig nur grob verschiedenen Druck-Temperatur-Bedingungen zugeordnet werden können (Abb. 2). Im großen gesehen, bleiben die sich dabei bildenden, penetrativen Schieferungsflächen ungefähr parallel zueinander.

Mehrere Deformationsereignisse können unterschieden werden:

- 1) Meist N-S orientierte Dehnungsstrukturen, die mit Hochdruckparagenesen in den Ultramafiten der Granulite assoziiert sind.
- 2) Strukturen, die Mitteldruck- und migmatitischen Paragenesen z.B. in Amphiboliten verknüpft sind. Diese sind v.a. in Amphiboliten der Bunten Serie, im Dobragneis, Spitzer Granodioritgneis und im Gföhler Gneis erhalten und zeigen eine bevorzugte NNE-SSW-Orientierung der Streckungslineation. Schersinnindikatoren weisen auf eine bevorzugte Bewegung des Hangenden gegen N (siehe Abb. 2). In der unmittelbaren Unterlagerung des Gföhler Gneises überwiegen migmatitische Gefüge mit einer ca. E-W, häufig aber auch NNE-SSW orientierten Streckungslineationen, deren Schersinne häufig auf eine Top E bzw. NNE, seltener auch SSW weisen. Granitoide Leukosome vom Typ der Wolfshofener Syenitgneise intrudieren häufig in N-S orientierten, ± saigeren Dehnungsgängen, die damit auf koachsiale E-W-Dehnung der Hangendpartien der Bunten Serie hinweisen. Die relative Abfolge dieser beiden Deformationsereignisse steht noch auf unsicherem Fundament.

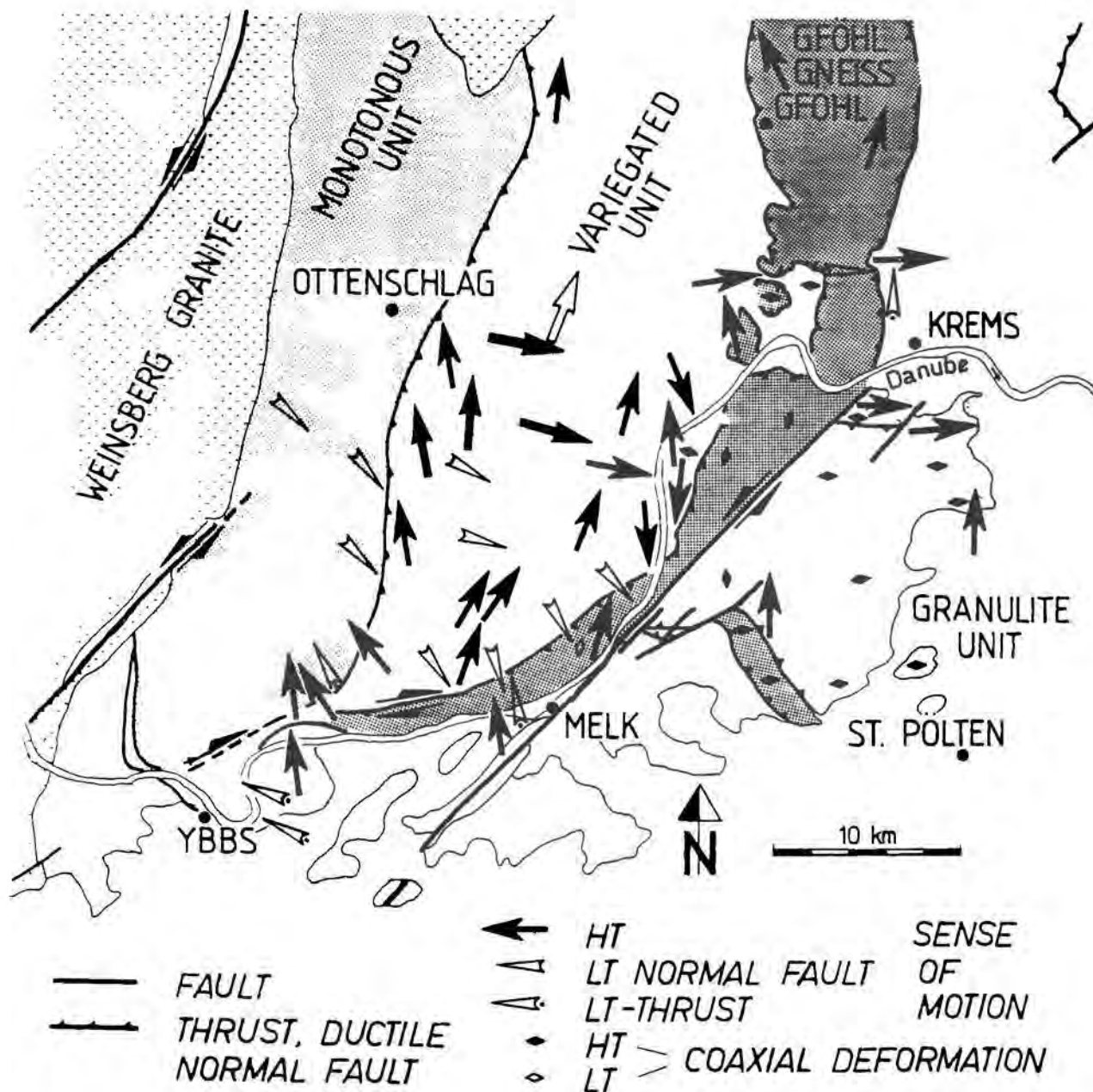


Abb. 2: Karte mit Schersinnen hoch- (mehrere Deformationsakte zusammengefaßt !) und niedrigtemperierter, duktiler Deformation.

Die St. Leonharder und Dunkelsteiner Granulite werden von einer ca. E-W streichenden Streckungslineation auf penetrativen Schieferungsflächen beherrscht. Die Streckungslineation wird u.a. durch retrograde Umbildung des Granats in Biotit in Streckungshöfen abgebildet. Alle Untersuchungen zeigen eine dominante koachsiale Deformation, seltener Scherung des Hangenden gegen E oder W an.

3) Penetrative Mylonitzonen im Inneren der Monotonen Serie und solche diskrete Zonen im Hangenden der Bunten Serie gehen auf eine Deformation unter retrograden Metamorphosebedingungen, etwa in niedrigtemperierter Amphibolit- bzw. Grünschieferfazies zurück. Diese Mylonitzonen sind v.a. durch Bildung sekundären Hellglimmers und seltener Chlorites zu erkennen. Die dazugehörige Streckungslineation ist ca. NW-SE orientiert, die Schersinne sind

dominant gegen SE gerichtet, in der Monotonen Serie dominieren im allgemeinen koachsiale Gefüge. Diese Gefüge zeigen NW-SE-Dehnung während abklingenden Metamorphosebedingungen an, wobei v.a. die Grenze zwischen Bunter Serie und Gföhler Gneis als flache Abschiebung reaktiviert wird. Dieses Ereignis scheint damit für die Einmuldung der höheren moldanubischen Decken in eine N - S streichende Synform verantwortlich.

Der großräumige Faltenbau mit offenen, ca. N-S streichenden Falten im Inneren der Bunten Serie muß jünger sein als die letzte penetrative Schieferung der Gesteine, d.h. zumindest der tw. migmatitischen Schieferung, da diese Schieferungsflächen mitverfaltet werden.

4) Das letzte großflächig faßbare Ereignis sind lokale, dm- bis m-mächtige, duktile Scherzonen, die häufig granitische Gänge erfassen. Diese Scherzonen zeigen generell eine Scherung des Hangenden gegen N bzw. NW an (Abb. 2). Diese Gängen erfassen datierte Granitgänge (Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronenalter von 332 ± 6 Ma, FRANK et al., im Druck), womit eine klare Zeitmarke gegeben ist. Mit diesem Ereignis lassen sich auch semiduktile Schergefüge des Gebietes Rehberg - Krems zuordnen, die vermutlich zeitgleich mit ähnlich orientierten, kühlen Schergefügen an der Moravikum/Moldanubikumsgrenze sind (FRITZ, 1991).

KINEMATIK DER PLATZNAHME DES SÜDBÖHMISCHEN BATHOLITHS

Der Südböhmische Batholith ist ein zusammengesetzter Batholith, der Granitoide unterschiedlichen Alters (SCHARBERT, 1987; SCHARBERT & VESELA, 1990) und unterschiedlicher Magmen enthält. Der Batholith zeigt eine längliche, ca. NNE-SSW orientierte äußere Form, die den inneren Strukturen entspricht. Der Weinsberger Granit wie Rastenberger Granodiorit (EXNER, 1969) zeigen häufig eine flachliegende magmatische Foliation, die sich durch Einregelung der plattigen Kalifeldspäte und endogener und exogener Xenolithe, und durch Biotitschlieren ergibt. Die langen Achsen der Xenolithe und Kalifeldspäte sind im östlichen Teil (ca. zwei Drittel des Weinsberger Granites) grosso modo N-S, im NW-Teil NW-SE, im Westteil ca. E-W orientiert (Abb. 3). Dies spricht für einen bevorzugten N-S-Dehnung des gesamten östlichen Weinsberger Granites während des quasiflüssigen Zustandes des Magmas. Dies wird gestützt durch die Orientierung der Granitgänge, die einen breiten, um N-S verlaufenden Gürtel abbilden, und damit einen E-W verlaufende Achse für σ_2 und ebenfalls N-S-Dehnung anzeigen (NEUBAUER, 1991).

Diese magmatischen Strukturen werden überprägt durch ein Set von Strukturen, die im festen Zustand, d.h. nach der Platznahme gebildet wurden. Solche finden sich v.a. im Westteil und im Südteil des Plutons. Im Westteil des Plutons sind diese "solid-state"-Strukturen unter der Stabilitätsbedingungen des Biotits gebildet, im Süden unter retrograder Umwandlung von Biotit in Muskowit. Die zugehörige Schieferung liegt flach, die Streckungslineation ist NW-SE orientiert. Ein Zusammenhang mit den Dehnungsstrukturen in den moldanubischen Serien wird vermutet.

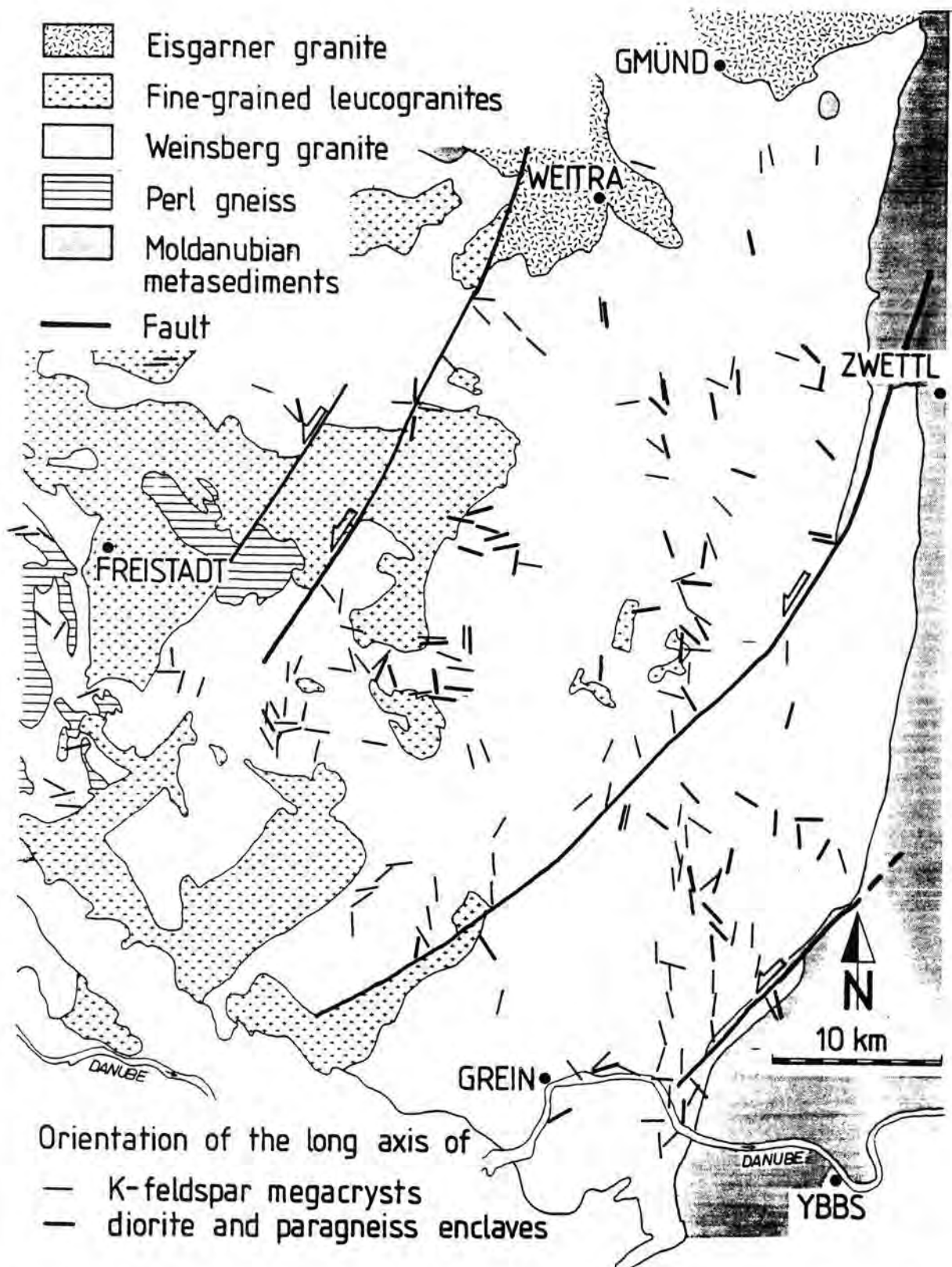


Abb. 3: Orientierung von länglichen Einschlüssen im Weinsberger Granit als Indikatoren der magmatischen Fließrichtungen.

DISKUSSION

Die neuen Untersuchungen werfen neue Fragen auf, die erst durch weitere Untersuchungen gelöst werden können. Alle signifikanten Altersdaten zeigen an, daß die besprochenen penetrativen Strukturen

zwischen ca. 370 und 330 Ma gebildet wurden (siehe auch Tab. 1). Das Alter des Deckenbaues, zumindest der Platznahme der hochtemperierten variszischen Granulitdecke muß als gesichert variszisch gelten, nachdem alle signifikanten geochronologischen Alter (Abb. 1; Tab. 1) spätes Devon und Unterkarbon anzeigen. Die tief aus dem Mantel aufgestiegenen Ultramafiten werden wohl während der Hochschürfung der Granulite von der Krustenbasis in die Granulite inkorporiert. Diese tiefreichende Zone dürfte damit eine Suture anzeigen, wenn auch echte Ophiolithe längs dieser Grenze bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen sind. Alle weiteren Verformungsakte, die Bewegung längs

Tab. 1: Sequenz der Deformationsereignisse im Moldanubikum (etwas geändert nach NEUBAUER, 1991).

- (1) **Shearing of ultramafic:**
P-T: 1050 - 900⁰ C, 31 - 20 kbar (CARLSWELL 1991)
Evidence of timing: 370 - 340 Ma (Sm-Nd garnet-WR: CARLSWELL & JAMTVEIT, 1990)
- (2) **Top NNE shearing and stacking of all units:**
P-T: 720 - 770⁰ C, 7 - 9 kbar (HÖGELSBERGER 1989, PETRAKAKIS 1986 a, b, PETRAKAKIS & RICHTER 1991)
Evidence of timing: 341 ± 4 (U-Pb zircon: BREEMEN et al. 1982)
340 ± 1 (U-Pb monazite: SCHENK & TODT 1983)
- (3) **Top E to ESE shearing:**
P-T: Start at comparable conditions to (2), later decreasing P-T
Time: Before and during regional cooling
- (4) **Intrusion of the South Bohemian pluton (Weinsberg granite) and doming of the eastern Moldanubian zone:**
P-T: ??
Time: 349 ± 4 (SCHARBERT 1987)
- (5) **Exhumation by SE-directed low angle faults:**
P-T: Amphibolite (early) to greenschist facies (late): 630 - 430⁰C, 2 - 4 kbar (PETRAKAKIS, 1986b; HÖGELSBERGER, 1989)
Time: ca. 330⁰ (⁴⁰Ar/³⁹Ar, amphibole and muscovite: DALLMEYER et al., in press)
323 ± 7 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar, biotite: MATTE et al., 1985)
- (6) **Conjugate strike slip fault activity:**
P-T: Greenschist facies conditions
Time: Late Carboniferous(?) to early Permian basin (Zöbing: FUCHS & MATURA, 1976)
ca. 290 Ma: (⁴⁰Ar/³⁹Ar, muscovite: BRANDMAYR et al., in press)

der moravischen Grenze, kann durch Aufteilung der duktilen Verformung in eine dominante orogenparallele Bewegung (Top nach NNE) und in eine orthogonale, auf das moravische Vorland gerichtete Bewegung (Top E) erklärt werden. Der Weinsberger Granitpluton dürfte noch in einer Spätphase dieser Bewegung intrudiert sein. Eine rasche Abkühlung läßt sich mit ca. 330 Ma datieren, in der die T auf unter ca. 375° C abgekühlt sind (DALLMEYER et al., im Druck). Die lokalen späten, kühlen Bewegungen, die Granitgänge betreffen, können als N-S gerichtete Kompression, die durch einen von S (Bereich der heutigen Alpen) ankommenden Indenter verursacht wird, erklärt werden. Dieser Indenter verursacht die Zerschneidung längs der NE-SW orientierten Scherzonen (BRANDMAYR et al., im Druck).

Eine Reihe von Punkten müssen als ungeklärt gelten: Dies betrifft v.a. die Bedeutung des intramoldanubischen Faltenbaus, der v.a. von FUCHS (z.B. 1990 cum lit.) herausgearbeitet wurde. Diese Falten zeigen eine linkssinnige en echelon-Anordnung, die auf eine N-S streichende sinistrale Wrench-Zone als mögliche Erklärung hinweisen. Das Alter des Faltenbaues kann mit Sicherheit als variszisch interpretiert werden, da variszisch metamorphe und geschieferte Gesteine davon betroffen werden.

ZUSAMMENFASSUNG

Die strukturelle Entwicklung der moldanubischen Zone in der südlichsten Böhmisches Masse begann mit Versenkung und krustaler Imbrikation während frühvariszischer Zeit. Vier Decken können unterschieden werden. Eine kryptische Suture könnte unterhalb der Gföhler Gneis-/Granulitdecke vorhanden sein, in welche Mantelgesteine während der frühvariszischen Versenkung der krustalen Granulite/Gföhler Gneise inkorporiert wurden. Die Stapelung krustaler Gesteine ist die Folge dextraler Transpression gegen den brunovistulischen Mikrokontinent. Die Decken wurden zuerst in einem tiefkrustalen Niveau gegen NNE transportiert, später gegen E bis ESE. Schließlich führte die Platznahme des Südböhmischen Batholiths zur Aufdomung des Deckenstapels durch ostgerichtete Kompression. Wenn man die strukturellen Daten mit solchen zur Metamorphose und geochronologischen Daten kombiniert, so muß die Deckenstapelung und anschließende Intrusion des Südböhmischen Plutons innerhalb einer kurzen Zeitspanne des späten Devons und Unterkarbons stattgefunden haben.

Späte koachsiale und vorwiegend SE-abschiebende, nonkoachsiale Dehnungsstrukturen sind Ausdruck des gravitativen Kollaps der vorher verdickten Kruste. Die duktilen Dehnungsstrukturen wurden vorwiegend unter amphibolitfaziellen und grünschieferfaziellen Bedingungen während des ausgehenden Unterkarbons gebildet. Anschließend weitere N- bis NW-gerichtete lokale Scherzonen können mit der Zerlegung der Böhmisches Masse an der Stirn des von Süden ankommenden variszischen Indenters korreliert werden.

Literatur

BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R.D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (im Druck): Conjugate shear zones in the southern Bohemian Massif: Implications for Variscan vs. Alpine tectonothermal activity.

BREEMEN, O. van, AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - *Transact. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, 89-108.

CARLSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - *Eur. J. Mineral.*, 3, 323-342.

CARLSWELL, D.A. & JAMTVEIT, B. (1990): Variscan Sm-Nd ages for the high pressure metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Lower Austria. *N. Jb. Miner. Abh.*, 162, 69-78.

CARLSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1991): High pressure granulites in Moldanubian Zone, Lower Austria. *Terra abstracts*, 3/1, S. 93.

DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HOECK, V. (in press): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age control on the chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravian zones). - *Tectonophysics*, (im Druck).

EXNER, C. (1969): Zur Rastenberger Granittektonik im Bereich der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 61 (1968), 9-39.

FRANK, W., SCHARBERT, S., THÖNI, M., POPP, F. & HAMMER, S. (1991): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptorogenese. - *Österr. Beitr. Meteor. Geophysik*, 3, 185-228.

FRITZ, H. (1991): Structures and kinematics along the Moravian - Moldanubian boundary: preliminary results. *Österr. Beitr. Geophysik Meteor.*, 3, 77-96.

FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (in Vorb.): Displacement partitioning in a transpressional orogen: the southeastern Bohemian Massif.

FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. - *Jb. Geol. Bundesanst.*, 129, 41-49.

FUCHS, G. (1990): The Moldanubicum - an old nucleus in the Hercynian mountain ranges of central Europe. - In: Minarikova, D. & Lobitzer, H., *Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*; 257- 261, Prague (Geological Survey).

FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Die Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - *Jb. Geol. Bundesanst.*, 119, 1-43.

FUCHS, G. SCHARBERT, H.G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. - *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1979/2, 29-49.

GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1982): Geological development of the Hercynian Belt of Europe based on age and origin of high-grade and high-pressure mafic and ultramafic rocks. - Abstracts Fifth International Conference on Geochronology and Isotope Geology, Japan.

HÖGELSBERGER, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. - Jb. Geol. Bundesanst., 132, 213-230.

MATTE, P., MALUSKI, H. & ECHTLER, H. (1985): Cisaillements ductiles varisques vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohême, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. - C.R. Acad. Sc. Paris, 301, II/10, 721-726.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. - Jb. Geol. Bundesanst., 127, 13-27.

NEUBAUER, F. (1991): Kinematics of the Moldanubian Zone in the southern Bohemian Massif: Preliminary results from the Danube section. Österr. Beitr. Geophysik Meteor., 3, 57-76.

PETRAKAKIS, K. (1986a): Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. - Tscherms Mineral. Petrogr. Mitt., 35, 243-259.

PETRAKAKIS, K. (1986b): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria with particular reference to the garnets. - J. Metamorphic Geol., 4, 323-344.

PETRAKAKIS, K. & RICHTER, W. (1991): Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit. Zentralbl. Geol. Paläont. Teil I, (im Druck).

SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. - Mitt. Österr. Mineral. Ges., 132, 21-37.

SCHARBERT, H.G. & FUCHS, G. (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. - Fortschr. Miner., 59, Beih. 2, 129-152.

SCHARBERT, S. & VESELA, M. (1990): Rb-Sr Systematics of intrusive rocks from the Moldanubicum around Jihlava. - In: Minarikova, D. & Lobitzer, H., Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia; 263-272, Prague (Geological Survey).

SCHENK, V. & TODT, W. (1984): U-Pb Datierungen an Zirkon und Monazit der Granulite im Moldanubikum Niederösterreichs (Waldviertel). - Fortschr. Mineral., 61, 190-191.

THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). - Jb. Geol. Bundesanst., 126, 513-523.

TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. - Geotekt. Forsch., 64, 1-91.

ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H.G. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). - Jb. Geol. Bundesanst., 126, 181-199.