

Das korr. Mitglied Helmut W. FLÜGEL legt für die Aufnahme in den Anzeiger folgende Arbeit vor:

„EIN MODELL ZUR ALPIDISCHEN DECKGEBIRGSDEFORMATION IM OSTAB-SCHNITT DER OSTALPEN, BASIEREND AUF EINER VOLLSTÄNDIGEN GEFÜGEANALYSE: EIN VORBERICHT“

Von Lothar RATSCHBACHER (Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz)

Einleitung:

Diskussionen über wahrscheinlich alpidische ‚high strain‘, ‚simple shear‘ Deformation im ostalpinen Altkristallin (FRANK et al., 1980, 1981) ist Anlaß Art, Grad und Ausbildung der Deformation in den Deckgebirgsdecken, insbesondere im Grenzbereich Basement-Deckgebirge zu untersuchen. Das Ziel ist u. a.:

- a) In allen Größenordnungen die Stile der Deformationsstrukturen, die mit den Deckenüberschiebungen assoziiert sind, zu referieren,
- b) kurz die tektonische Bedeutung der wichtigsten Gefügemerkmale zu deuten,
- c) zu zeigen, wie die Deckgebirgsdeformation als überwiegend duktile Scherzone erklärt werden kann und
- d) ein Beispiel für die einfache Verflechtung zwischen Mikrostrukturen und Großstrukturen zu liefern, wobei die Deckenstapelung auf ein plattentektonisches Geschehen bezogen wird.

Vier Einheiten, die zu drei Deckenkörpern gehören, wurden untersucht: der Hangendabschnitt des Altkristallins, seine permomesozoische Hülle (Alpiner Verrucano-sensu TOLLMANN 1964), die Veitscher und Norische Decke, beides Anteile der Grauwackenzone.

Die heute vorliegende alpidische Struktur ist im wesentlichen das Resultat einer tektonischen Phase, die für die Überschiebungstektonik verantwortlich war. Die damit assoziierte duktile Deformation verlief synchron mit der oberkretazischen Metamorphose (K/Ar Datierung, — Labor Universität Wien) in der höheren Grünschieferfazies. Für die kinematische Analyse dieser Deformation wurden Profilstreifen zwischen Lassing südlich Liezen im W und Bruck/Mur im E (Obersteiermark, Österreich) ausgewählt. Im folgenden wird das Ergebnis dieser Untersuchung an Hand eines Querprofiles (Triebener Tauernpaßareal, Paltental, Stmk) beschrieben, soweit die Aussagen Gültigkeit für den Gesamttraum haben.

Geometrie der Strukturen:

a) Großstrukturen: Dominierendes Strukturelement ist eine durchdringende Schieferung (s_1). Sie liegt parallel den Überschiebungsbahnen, löscht primäre Gefüge weitgehend aus und wird gegen die Hangendanteile weniger durchdringend. Sie wurde initial subhorizontal angelegt, steht damit in Übereinstimmung mit Vorstellungen über

tangentiale Tektonik und wurde wiedergefaltet (D_2 - D_4). Die Deckenkörper (Altkristallin und Verrucano, Veitscher Decke, Norische Decke) haben Linsengeometrie, und insbesondere Verrucano und Veitscher Decke zeigen bei linsenförmigem An- und Abschwellen gegenseitigen Ersatz. Beide letztgenannten Einheiten wurden nur alpidisch deformiert.

b) Mesoskopische Strukturen: Die alpidischen Hauptstrukturen, die die gesamte Abfolge betreffen, sind eine regionale Schieferung (s_1) und eine Streckungsfaser (str_1), die NW—SE gerichtet ist. In Altkristallin und Norischer Decke ist s_1 Achsenebene zu isoklinalen B_1 -Falten. Diese wurden in der Norischen Decke näher untersucht: sie liegen in der Größenordnung bis dm, mit Achsen annähernd parallel zu str_1 , zeigen stark zusammengepreßte Form und hohe Ähnlichkeit mit Falten, wie sie in ‚simple shear‘ Experimenten (z. B. COBBOLD & QUINQUIS 1980) erzeugt wurden. S_1 wird nach ihrer vollständigen Ausgestaltung im cm-bis 100 m-Bereich durch Parallel- bzw. ‚chevron‘-Falten (RAMSAY 1967, 1974) wiedergefaltet. Diese haben Achsen um str_1 und sind NE—N vergent. Str_1 und s_1 geben den Gesteinen das Aussehen von LS-Tektoniten.

c) Mikroskopische Strukturen: Eine Zwei-Schieferungskonfiguration, ähnlich der z. B. von BERTHÉ et al., 1979, PONCE de LEON & CHOUKROUNE 1980 und BOUCHEZ & PECHER 1981 beschriebenen, kann in einigen weniger deformierten Gebieten beobachtet werden. In den meisten Fällen ist das zweite (steilere) Schieferungsflächenset (S-Flächen nach BERTHÉ et al., 1979) in das stärkere Set (C-Flächen nach BERTHÉ et al., 1979) einrotiert, wodurch s_1 ein netzförmiges Aussehen erlangen kann. Meist liegt nur eine flächige Anisotropie vor. Im Dünnschliff ist die Schieferung durch metamorphe Mineralien, rekristallisierten Altbestand und deformierte Relikte gekennzeichnet. In Restquarzgeröllen aller Einheiten sind die Quarzkörner rekristallisiert, mit subrechteckiger Gestalt, manchmal mit einem Winkel zur stärkeren Flächenschar. Undulöse Auslöschung, Subkörner und Deformationsbänder, serierte Kornkontakte und starke kristallographische Regelung weisen auf starke Dislokationsdeformation in Quarz (vgl. z. B. WHITE 1976, 1977). Quarz-c-Achsendiagramme zeigen Typ-I Gürtel mit monokliner Symmetrie. In der Matrix sind im Gegensatz dazu Diffusion (Drucklösung) und Korngrenzgleitung die dominierenden Deformationsmechanismen. Druckschatten zeigen mit häufiger asymmetrischer Form die Lage der X-Achse ($X > Y > Z$) des ‚last incremental strain‘ Ellipsoides an. Str_1 bildet sich durch orientierte Mineralneubildungen, gedehnte oder verdriftete starre Einlagerungen (Feldspäte, Schwermineralien), gelängte Gerölle, Druckschatten, plastisch elongierte Mineralien und ein polfreies Areal in den Quarz-c-Achsendiagrammen ab.

‚Finite strain‘ Ellipsoid:

Verschiedene strain-Analysemethoden (z. B. MILLER & OERTEL 1979) wurden angewandt, um qualitative und quantitative An-

haltspunkte über die Deformation zu gewinnen. Als Grundlage dienten Gerölle, wobei es einige Methoden erlauben, Aussagen über die primäre (sedimentär-diagenetische) Vorzugsorientierung der Marker zu gewinnen. Die erhaltenen Daten zeigen, daß str_1 parallel X und s_1 parallel XY des ‚finite‘ strain Ellipsoides liegen. Seine Form ist im Gesamtraum sehr nahe der ‚plane strain‘ Linie, im Triebener Tauernpaßgebiet durch Überlagerung einer deutlichen initialen lagenparallelen Verkürzung im Anfangsstadium der Bildung der B_2 - ‚chevron‘ Falten (Achsen parallel str_1) teilweise auch im ‚constriction‘ Feld. Die Daten aus den Geröllanalysen ergeben eine durchschnittliche Dehnung in X um ca. 100% und eine Verkürzung in Z um ca. 40%. X bzw. str_1 bleiben über den Gesamt-raum sehr konstant.

Deformationsregime:

Folgende Kriterien

- sigmoidale klastische Glimmer bzw. deren Zergleitung entlang (001)
- zerstückelte spröde Mineralien; während der Klastrotation auseinandergezogen
- stark zusammengepreßte, rotierte Falten (B_1)
- zwei, nahezu parallele Schieferungen
- asymmetrische Druckschatten
- ein ‚plane strain‘ Deformationsellipsoid
- rotierte Einschlußspuren
- ausnahmslos asymmetrische Quarz-c-Achsendiagramme
- asymmetrische Subkornorientierung

sprechen dafür, daß die Deformation fortlaufend rotational erfolgte. Die einfachste Art einer progressiven Deformation, die gleichzeitig fortlaufend nichtgleichachsig und rotational ist, ist ein progressiver ‚simple shear‘. Die angeführten strukturgeologischen Belege zugrunde legend, schlage ich vor, den untersuchten Bereich des Ostalpenabschnittes durch ein Modell einer progressiven Deformation mit einer wesentlichen Komponente an ‚simple shear‘ zu erklären, wobei die Scherrichtung parallel der Streckungsrichtung (und X) ist und die Scherflächen beinahe parallel dem metamorphen Lagenbau sind. Str_1 ist damit parallel zur Deckentransportrichtung und zur Richtung des plastischen Fließens in den Deckenkörpern. Dies steht in Übereinstimmung mit anderen geologischen Daten (z. B. ESCHER & WATTERSON 1974, BEHRMANN & PLATT 1982). Obige Kriterien zeigen NW-gerichtete Rotation an.

Modellpräzisierung:

Die S-Flächengeometrie der D_1 -Schieferung korrespondiert mit der Scherflächenkonfiguration im duktilen Scherzonenmodell von RAMSAY & GRAHAM 1970. Im Großbereich stellt die Abfolge eine halbe Scherzone dar. Ihre Fortsetzung in tiefere Anteile des Altkristallins bleibt offen, ist aber zu erwarten. Die stärkere Flächenschar (C-Flächen nach BERTHÉ et al., 1979) bildet Schergleitflächen, in denen die Deformation gesteigert ist, im Großbereich stellen sie die ‚flats‘ (vgl. BUTLER 1982)

der Decken dar. Das Deformationsmodell im Übergangsbereich Basement-Deckgebirge wird demnach durch ein erweitertes duktilen Scherzonenmodell mit NW-gerichteter Scherung und einer Intensitätszunahme gegen das Liegende repräsentiert. Die Gesamtdeformation ist einem ‚simple shear‘ angenähert, doch zeigen erwartungsgemäß Teile der Bewegungszone (z. B. Mineralkörner bis Teile einer Decke) eine Fluktuation dieser Deformation.

Die S-Flächenkonfiguration läßt sich nach dem duktilen Scherzonenmodell von RAMSAY & GRAHAM 1970 erklären, nicht aber die Zwei-Schieferungskonfiguration! Eine Möglichkeit einer Klärung kann im Rahmen des PT-Regimes und des in Sedimentdecken vorgegebenen primären Lagengefüges gesehen werden. Beim Versatz eines Deckgebirgsstapels durch einen ‚simple shear flow‘ einer décollement-Zone von mehreren 100 m Mächtigkeit (im Sinne von KEHLE 1970) werden bevorzugt vorgegebene Anisotropien betätigt (vgl. auch RAMSAY 1980). Das duktile Verhalten von wesentlichen Mineralphasen, die durch ihren relativen Gehalt zusammen mit der zu ihrem plastischen Fließen notwendigen Temperaturschwellen zu einem fortlaufend-unterbrochenen Deformationsmechanismus (vgl. z. B. BERTHÉ et al., 1979) führen, bewirken eine variierende strain-Rate, die für die hier vorgestellte Form des duktilen Scherzonenmodelles verantwortlich gemacht wird. Ein Beispiel dafür kann im Mesobereich in den geröllführenden Klastika gegeben werden. Semiquantitative strain-Ratenberechnungen nach den festgestellten Deformationsmechanismen ergeben in den Restquarzgeröllen eine strain-Rate von ca. $1 \cdot 10^{-13} \text{ sec}^{-1}$ (Differenzstress nach CHRISTIE et al., 1980: ca. 10 MPa, ‚flow low‘ nach KOCH et al., 1980). In der Matrix ist die Rate infolge eines Wechsels in den Deformationsmechanismen höher.

In tieferen Teilen des Ostalpins, wo bei erhöhten PT-Bedingungen weitere, in den Sedimentdecken noch spröde Mineralien plastisch werden können, ist ein Wandel des Scherzonenmodelles zu einem rein duktilen zu erwarten. Der in den Querprofilen bestimmte alpidische Metamorphosegradient (z. B. ca. 480° C an der Verrucanobasis im Triebener Tauernpaßgebiet und ca. 450° C im Profil Bruck/Mur) läßt solche hochduktilen alpidische Scherzonen im ostalpinen Altkristallin mit hoher Wahrscheinlichkeit erwarten (FRANK et al., 1980, 1981).

Zusammengefaßt ergeben sich folgende Aspekte:

¹ Ein modifiziertes Scherzonenmodell dient zur Beschreibung der Deformation; der Basement-Deckgebirgskontakt ist eine décollement-Zone mit einem dominanten ‚simple shear flow‘.

² Geometrische Implikationen, das strain-Ellipsoid und rotationale Kriterien weisen darauf hin, daß ein Scherregime, annähernd ‚simple shear‘ mit lokalen Komplikationen, den Deformationszustand beschreibt.

³ Die Streckungsfaser gibt die Richtung des plastischen Fließens in den Deckenkörnern und die Deckentransportrichtung an.

⁴ Die Deckenbewegungen wurden zu einem großen Maße durch die Interdeformation in den einzelnen Deckenkörpern getragen, die Bewegungen wurden dabei durch das Fließen plastischer Minerale (vorwiegend Quarz), durch Lösung, Bruch etc. nichtplastischer Minerale (Feldspäte etc.) bestimmt. Die Deckengrenzen zeigen dabei Erhöhung der meßbaren quantitativen plastischen Deformation.

⁵ Alle beschriebenen Deckenbahnen sind alpidisch, so auch die Norische Überschiebungsfäche; die Veitscher Decke ist nur alpidisch deformiert worden.

⁶ Eine Fortsetzung der Scherzone in das Altkristallin, damit duktile alpidische Scherdeformation im Altkristallin ist zu erwarten.

Es besteht kein Zweifel, daß das gewonnene Bild, als begründeter Rahmen, durch detaillierte Untersuchungen in Schlüsselgebieten ergänzt und modifiziert werden wird.

Die diskutierten Aspekte werden in in Vorbereitung befindlichen Arbeiten weiter erläutert. Sie umfassen einerseits Grundlagen und Aspekte des Modelles, andererseits die nichtgleichachsige Verformung als direkte Konsequenz tangentialer Tektonik mit NW-gerichteter Bewegung bezogen zu großtektonischen Vorstellungen.

Dank:

Professor Dr. H. W. FLÜGEL und Herrn J. NIEVOLL danke ich für Diskussion und Durchsicht des Manuskriptes. Professor Dr. W. FRANK und Mitarbeitern danke ich für die Möglichkeit von Altersbestimmungen.

Literatur

- Behrmann, J. H. & Platt, J. P., 1982. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 208—215.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979. *J. Struct. Geol.*, 1: 31—42.
- Bouchez, J. L. & Pecher, A., 1981. *Tectonophysics*, 78: 23—50.
- Butler, W. H., 1982. *J. Struct. Geol.*, 4: 239—245.
- Christie, J. M., Ord, A. & Koch, P. S., 1980. *Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 377.
- Cobbold, P. R. & Quinquis, H., 1980. *J. Struct. Geol.*, 2: 119—126.
- Escher, A. & Watterson, J., 1974. *Tectonophysics*, 22: 223—231.
- Frank, W., Frey, I., Jung, G., Roetzel, R. & Thöni, M., 1980. *Jber. 1979, Hochschulschwerp.*, S15: 13—20.
- Frank, W., Frey, I. & Jung, G., 1981. *Jber. 1980, Hochschulschwerp.*, S15: 11—18.
- Kehle, R. O., 1970. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 81: 1641—1664.
- Koch, P. S., Christie, J. M. & George, R. P., 1980. *Trans. Am. Geophys. Union*, 61: 376.
- Miller, D. H. & Oertel, G., 1979. *Tectonophysics*, 55: T11—T13.
- Ponce de Leon, M. I. & Choukroune, P., 1980. *J. Struct. Geol.*, 2: 63—68.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. MacGraw-Hill, New York, N.Y., 568pp.
- Ramsay, J. G., 1974. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 83: 1741—1754.
- Ramsay, J. G., 1980. *J. Struct. Geol.*, 2: 83—99.
- Ramsay, J. G. & Graham, R. H., 1970. *Can. J. Earth Sci.*, 7: 786—813.
- Tollmann, A., 1964. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1964: 270—299.
- White, S., 1976. *Phil. Trans. R. Soc.*, A283: 69—86.
- White, S., 1977. *Tectonophysics*, 39: 143—170.