

Strukturgeologische Methoden und ihre Aussagemöglichkeiten: Eine Einführung

L. RATSCHBACHER, Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität, A-8010 Graz.

Zwei, nach der Meinung des Vortragenden zur Zeit zum Verständnis von Orogengürteln wesentliche Arbeitsrichtungen der Strukturgeologie werden vorgestellt:

- 1) Kinematische Analyse von Deckenbewegungen.
- 2) Rheologisches Verhalten der Kruste.

Eine kinematische Analyse einer Decke wird unter Berücksichtigung des Größenordnungsproblems aus der Bestimmung von finitem Strain und der Displacementrichtung durch Nachweis einer wesentlichen Komponente an simple shear in der Gesamtdeformation durchgeführt. Moderne Analysemethoden erlauben, in fast allen Gesteinen den finiten Strain zu bestimmen. Deformationsintensitätsgradienten eines oder mehrerer sich kontinuierlich überlagernder Verformungsakte und passende Mikrostrukturen erlauben, in günstigen Fällen, die Variation des Strains in der Zeit zu bestimmen.

Simple shear ist nichtgleichachsiger (rotationaler) plane Strain: Eine Annahme einer Gesamtdeformation mit einem wesentlichen Anteil an simple shear basiert auf der Gestalt des finiten Strainellipsoids und Kriterien für rationale Deformation. Einige dieser Kriterien werden diskutiert.

Das „thin-skinned-tectonic“-Konzept liefert wesentliche Ansätze zur kinematisch-geometrischen Analyse von Deckenbewegungen, Displacementstärke und Strainverteilung in Überschiebungsgebieten. Einige Grundgesetze, ihre Anwendung und Beispiele aus den Ostalpen werden vorgestellt.

Rheologische Untersuchungen über das Deformationsverhalten gesteinsbildender Minerale geben Hinweise für die Lage von Deckenbahnen, zur Größe des Stresses bei der Krustendeformation und der Strainrate. Das rheologische Verhalten einiger Minerale wird diskutiert und als im wesentlichen von der Temperatur abhängig erkannt.

Wesentliche Strain-„Softening“-Mechanismen, die zur Lokalisierung der Deformation in Zonen führen, sind: Korngrößenreduktion, Ausbildung von Texturen, dynamische Rekristallisation, metamorphe Reaktionen, Deformationsmechanismuswechsel. Letzterer Mechanismus wird für ein Beispiel aus dem Oberostalpin anhand einer Deformationsmechanismenkarte diskutiert.

Ein erweitertes Scherzonenmodell, welches Deckenbildung und Deckenkonfiguration erklärt, basiert auf rheologischen Betrachtungen, dem „thin-skinned-tectonic“-Konzept und rotationalen, duktilen Deformationskriterien.

Deformation und Mikrogefüge – eine Studie aus dem K1-Gneis (Felbertal, Hohe Tauern)

J. H. KRÜHL, Institut für Geowissenschaften der Universität, A-5020 Salzburg.

Der K1-Gneis, ein saurer Muskovit-Mikrolin-Gneis, tritt als etwa linsenförmiger Körper von mehreren 100 m Durchmesser im Bereich der Scheelitlagerstätte Felbertal auf (Finger et al., 1985; Briegleb et al., 1985). Er ist von drei Deformationsphasen betroffen worden:

- Eine 1. Phase führte unter grünschieferfaziellen Bedingungen zur Einregelung von Quarz, Klinozoisit und Hellglimmern. Bei nachfolgender statischer Temperung wurde dieses Gefüge von Albit, K-Feldspat, Granat, Klinozoisit, Beryll und Karbonat überwachsen. Diese Blastese interferiert bereits mit einer
- 2. Deformation, die bei weiter aufsteigender Temperatur unter Bedingungen der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies ablief. Feldspäte wurden zuerst rigid, dann plastisch deformiert. Zwischen auseinandergerissenen Blasten und in Streckungshöfen kristallisierten Quarz, Kf und Albit gelangt in der Schieferung (s_2). Albit und Kf polygonisierten und rekristallisierten mit beginnender Amphibolitfazies.
- Während einer dritten Deformationsphase wurden unter Bedingungen der unteren Amphibolitfazies

durchgehende mit grobem Muskovit und Biotit belegte Schieferungsbahnen (s_3) geschaffen, zwischen denen s_2 leicht rotiert ist. Die Deformation wurde von der Temperung überdauert.

Die Mikrogefüge spiegeln die Deformationsgeschichte des K1-Gneises wieder: Die Streckungsrichtung der 2. Deformation (str_2) wird durch auf s_2 gestaltgeregeltem Muskovit abgebildet. Außerdem richtet sich auch die Gitterregelung von Muskovit und Plagioklas nach str_2 . $\mu\text{-}\beta$ und $\mu\text{-}\gamma$ bilden jeweils ein Maximum parallel zu str_2 . Beim Plag regeln sich die (010)-Pole und a auf zwei unvollständigen Gürteln senkrecht zu str_2 , während die (001)-Pole ein kräftiges Maximum ungefähr parallel zu str_2 bilden. (010) und (001) orientieren sich außerdem noch bevorzugt parallel zu s_2 . Die s_3 -Flächenschar ruft im Zusammenspiel mit s_2 eine Stengellung hervor, die auf s_3 steil nach NW bis W taucht. Die Quarz-C-Achsen bilden einen unvollständigen Kreuzgürtel symmetrisch zu dieser Stengellung. Das bedeutet erstens, der Quarz reflektiert einen späten Deformationszustand, während der Plagioklas sich seine Erinnerung an eine frühere Deformation bewahrt hat, und zweitens, die aus einem Schnitteffekt entstan-

dene Stengelumstellung stellt im Spätstadium der Deformation eine Dehnungsrichtung dar. Diese Dehnung erfaßt anscheinend das ganze Gestein, denn auch der Plagioklas bildet bereits a_1 - und (001)-Maxima parallel zu ihr.

Die Gefügebeobachtungen sprechen dafür, daß alle Deformationsakte \pm kontinuierlich nacheinander bei aufsteigender und maximaler alpidischer Temperatur abgelaufen sind, wenn sich auch nicht völlig ausschließen läßt, daß die 1. Deformation ein früh- oder voralpidisches Alter besitzt. Es fällt auf, daß der Gneiskörper, der ungefähr Zungenform besitzt, nicht etwa parallel zum durchdringenden, flach W-SW tauchenden str_2 gelängt ist, sondern parallel zur Stengelumstellung (str_3) steil nach NW abtaucht. Der K1-Gneis kann seine heutige

Gestalt auf zweierlei Weisen erhalten haben. Entweder ist er ein Teil einer von den Zentralgneisen ausgehenden Lamelle, die hauptsächlich im Zuge der 2. Deformation parallel zu str_2 ausgedehnt und letztlich in steil tauchende Boudin-Stengel zerlegt wurde, oder aber er ist als bereits länglicher isolierter Intrusivkörper aufgedrungen und im Verlauf der drei Deformationen nur noch stärker geplättet und ausgelängt worden. Da sich aus Schliffbildern abschätzen läßt, daß die gesamte Einengung des K1-Gneises mindestens 50 % betragen hat, läßt sich zurückrechnen, daß der Gneis als Intrusivkörper vor der Deformation einen fast kreisrunden Querschnitt besessen haben müßte.

Metamorphose und Tektonik im Mittleren Tauernfenster

V. HÖCK, Institut für Geowissenschaften der Universität, A-5020 Salzburg;
W. FRANK, Institut für Geologie der Universität, A-1010 Wien;
Ch. MILLER, Institut für Geologie der Universität, A-6020 Innsbruck.

Im mittleren Tauernfenster lassen sich innerhalb der mesozoischen Metasedimente und der Ophiolite drei alpidische Metamorphoseereignisse dokumentieren. Das erste führt zur Bildung der Eklogite ($P = 20$ kbar, $T = 550-600^\circ\text{C}$) innerhalb einer sedimentären Serie (Brennkogelfazies). Sie sind auf die tiefste tektonische Einheit des Penninikums beschränkt. Eine zweite Blauschiefer-Metamorphose überprägte die Eklogite und führte zur Bildung von Lawsonit und Glaukophan ($P = 7-9$ kbar, $T = 450^\circ\text{C}$) in den Ophioliten und den mit ihnen vergesellschafteten Metasedimenten. Die dritte und zugleich jüngste Metamorphose in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies ($P = 4-6$ kbar, $T = 400-550^\circ\text{C}$) erfaßte alle Gesteine im Tauernfenster.

Um die neue Anordnung der Metamorphosezonen zu erklären, wird die Entwicklung einer Subduktionszone im nördlichen Abschnitt des penninischen Ozeanbeckens angenommen, die Teile der Kruste in Tiefen versenkte, die zur Bildung der Eklogite ausreichten. Der spätere Wiederaufstieg führte zur teilweisen Umstellung der Paragenesen in Blauschieferfazies. Eine zweite, weiter südlich beheimatete Subduktionszone könnte für die Lawsonit-Glaukophanschiefer-Metamorphose der Ophiolite und ihrer verwandten Gesteine verantwortlich sein. Die Überschiebung der Ostalpinen Einheiten über das Penninikum steht im Zusammenhang mit der jüngsten Grünschiefer-Amphibolitfazies Metamorphose.

Neue Gedanken zur Entwicklung des Kristallins um Radenthein

R. SCHIMANA, Institut für Geologie der Universität Wien, A-1010 Wien.

Der Bereich des Altkristallins zwischen Tauernfenster und Gurktaler Decke ist in drei Serien zu untergliedern, die sich wesentlich im Gesteinsbestand und in der Metamorphoseentwicklung unterscheiden. Diese sind von Nord nach Süd:

- Priedröf Serie
- Radentheiner Serie
- Millstätter Serie

Während in der Priedröf Serie und in der Millstätter Serie zwei Metamorphosezyklen zu unterscheiden sind, kann in der Radentheiner Serie nur eine Metamorphose, die mit der zweiten in Priedröf und Millstätter Serie zu korrelieren ist, beobachtet werden. In Übereinstimmung mit den petrographischen und strukturgeologischen Ergebnissen belegen die geochronologischen

Daten das alpidische Alter der zweiten Metamorphose. Die alpidische Strukturprägung ist in allen drei Serien vergleichbar. Sie beginnt mit einer WNW-ESE-Streckung (Hauptteil der Deformation) mit unterschiedlich stark ausgeprägter nicht einheitlicher simple shear Komponente und geht über in eine N-S-Einengung mit B-Achsen \pm parallel zur Streckung. Der Zeitpunkt der Umstellung fällt in der Radentheiner Serie etwa mit dem Metamorphosehöhepunkt zusammen. Eine Rb/Sr-Kleinbereichs-Isochrone mit einem Alter von 88 Ma belegt das alpidische Kristallisationsalter der Radentheiner Serie. K/Ar-Mineralalter um 70 Ma markieren die endgültige Abkühlung, die in Zusammenhang mit der Überschiebung von UOA/Penninikum zu sehen ist. Damit in Verbindung steht eine intensive retrograde Überprägung eines geringmächtigen Horizontes an der Basis des Altkristallin-Komplexes.