

Chemisch hochaktive Komponenten in größeren Fraktionen

Die Teilchengröße chemisch hochaktiver Stoffe liegt also zwar häufig, aber keineswegs vollständig unterhalb der lichtoptischen Auflösungsgrenze. Es kommt sogar vor, daß ein erheblicher Teil der Kationenaustausch-Kapazität (KAK) den groben Fraktionen zuzuschreiben ist. Als Beispiel diene eine Probe von einer würmzeitlichen Fließerde aus smectitreichem Zersatz von oberoligozänem Trachyttuff vom Nordrand des Siebengebirges bei Bonn. Hier beträgt die potentielle KAK 53 mval/100 g, und das wären, auf die Tonfraktion vereinigt, 236 mval/100 g Ton; doch gemessen werden in der Tonfraktion 76 mval/100 g. Als wichtige Sorptionsträger werden die sandgroßen Bimskörner angesehen, in deren Poren sich Smectit gebildet hat (STEPHAN & BRIXY, 1991; vgl. BESOAIN, 1985, p. 890).

- BESOAIN, E. (1985): Mineralogia de arcillas de suelos. San José/Costa Rica: IICA, 1205 S.
- BULLOCK et al. (1985): Handbook for soil thin section description. - Albrighton/U.K.: Waine Research, 152 S.
- KUBIENA, W.L. (1970): Micromorphological features of soil geography. New Brunswick/New Jersey, U.S.A.: Rutgers Univ. Press, 254 S.
- STEPHAN, S. et al. (1983): Characterization of in situ organic matter constituents in vertisols from Argentina, using submicroscopic and cytochemical methods. - Geoderma 30, 21-34.
- STEPHAN, S., BRIXY, I. (1991): Boden aus Trachyttuff-Verwitterungsprodukten im Pleiser Hügelland bei Bonn. Mitteilungen Dt.Bodenkundl.Gesellsch. 66, II, 863-866.

HOCHDRUCKMETAMORPHOSE - EINMAL NICHT NUR AUS PETROLOGISCHER SICHT

STÖCKHERT, B.

Institut für Geologie, Ruhr-Universität Bochum, Postfach 102148, D-4630 Bochum.

Als Definition für den Begriff *Hochdruckmetamorphose* wird ein Verhältnis Druck/Temperatur von $> 2 \text{ MPa} / ^\circ\text{C}$ (oder $< 50 \text{ }^\circ\text{C/kbar}$) vorgeschlagen. Der Druck ist in Anbetracht der relativ geringen Variabilität der Dichte der Krustengesteine in erster Näherung eine lineare Funktion der Tiefe. Alle Hochdruckmetamorphite indizieren damit für die jeweilige Tiefenlage zur Zeit ihrer Equilibrierung anomal niedrige Temperaturen, also eine ungewöhnliche thermische Struktur der Kruste.

Das heutige Temperaturfeld der Kruste läßt sich aus dem nahe der Oberfläche gemessenen Wärmefluß unter Annahme einer bestimmten Verteilung der radioaktiven Elemente in der Kruste modellieren. Die Unsicherheit ist aufgrund der unzureichenden

Kenntnisse über Krustenaufbau und Wärmetransport aber sehr groß. Für kontinentale Kruste bei relativ niedrigem oberflächlichem Wärmefluß sagen die Modelle Bedingungen der Hochdruckmetamorphose für die Unterkruste voraus. Zur Bildung von Hochdruckmetamorphiten dürfte es dort bei langsamer Auskühlung aufgrund der kinetischen Barrieren aber generell nicht kommen.

Entscheidend für die thermische Struktur der Kruste ist die Tatsache, daß die thermische Relaxation langsamer abläuft als die Verformung der Kruste an Plattenrändern. Die Deformation der Kruste bei der Orogenese erfolgt mit strain-Raten in der Größenordnung von 10^{-14}s^{-1} in Zeitskalen von 10 Ma, die thermische Relaxation dagegen in Zeitskalen von 100 Ma. Isothermenflächen werden also bei Verformung mitgeschleppt; Krustenverdickung führt zur Spreizung der Isothermen. Für konvergente Plattengrenzen sind die eindimensionalen thermischen Modelle daher nicht geeignet. Zweidimensionale Modelle für das Temperaturfeld im Bereich zwischen Tiefseerinne und Inselbogen bei stetiger Subduktion (VAN DEN BEUKEL & WORTEL, 1988) zeigen die Form der Tieftemperatur-Tasche. Die Lage univarianter Gleichgewichte und die Stabilitätsfelder bestimmter Paragenesen können in diese thermischen Modelle projiziert werden. Damit wird der potentielle Bildungsort bestimmter Hochdruckmetamorphite veranschaulicht. Hochdruckmetamorphite müssen keineswegs aus der subduzierten Platte stammen; die erforderlichen Bedingungen herrschen in weiten Teilen der Oberplatte und im Akkretionskomplex.

Einige Hochdruckmetamorphite reflektieren Drucke, die mit den heute bekannten Krustenmächtigkeiten nicht kompatibel sind. Die Analyse vieler Eklogit-Vorkommen ergab Drucke von > 20 kbar, also eine Überlagerung von > 70 km. Der Begriff Ultrahochdruckmetamorphose (SCHREYER, 1985) wurde für die Genese Coesit-führender Gesteine geschaffen, die in den Alpen im Dora Maira Massiv (CHOPIN et al., 1991; SCHERTL et al., 1991) und in der Saas-Zermatt-Zone (REINECKE, 1991) auftreten. Großflächig verbreitete Coesit-Vorkommen finden sich in China (WANG & LIOU, 1991). Diamanten als Einschlüsse in Granat aus Metasedimenten werden aus Sibirien beschrieben (SOBOLEV & SHATSKY, 1990). In diesen Fällen lagen Teile kontinentaler Kruste in Tiefen von über 100 km, also deutlich unterhalb der heute für die Basis der Kruste in den Anden oder dem Himalaya angenommenen Maximalwerte. Ob Subduktion von Krustenspänen unter den Mantelkeil im Hangenden der Subduktionszone oder höhere Krustenmächtigkeiten in der geologischen Vergangenheit dafür verantwortlich sind, ist eine offene Frage.

Die Mechanismen der Exhumierung unter Erhaltung des in der Tiefe eingestellten Zustands sind für alle Hochdruckmetamorphite noch kaum verstanden. Lediglich das Modell von PLATT (1986) für die quasi-stationäre Entwicklung in einem Akkretionskeil unter bestimmten geometrischen Randbedingungen erscheint überzeugend. Die Exhumierung erfolgt hier durch Krustendehnung im rückwärtigen Hangenden des Keiles während fortlaufender Unterlagerung.

Unabhängig vom kinematischen Rahmen müssen folgende Randbedingungen für eine unversehrte Exhumierung erfüllt sein:

- (1) keine Erwärmung während der Druckentlastung

- (2) kein Spannungsaufbau bis zur Fließgrenze
- (3) kein Zutritt fluiden Phasen

Hochdruckmetamorphite zeigen in den seltensten Fällen einen Gleichgewichtszustand; Inhomogenitäten in der Mineralzusammensetzung und Reaktionsgefüge sind die Regel. Dies eröffnet prinzipiell die Möglichkeit zur Rekonstruktion von P-T-Pfaden, die entscheidende Informationen zum tektonischen Vorgang der Exhumierung liefern. Problematisch ist insbesondere die Erfassung der Systemgröße in unvollständig reequilbrierten Gesteinen und die Ausgrenzung der bei der jüngeren Überprägung "inerten Domänen". Schließlich enthält die Dokumentation des P-T-Pfads in den Gesteinen weite Lücken, die ihrerseits Rückschlüsse auf Randbedingungen erlauben.

Die P-T-Entwicklung ist mit der Verformungsgeschichte zu korrelieren und der zeitliche Ablauf durch geeignete Methoden der Datierung zu erarbeiten. Die Datierung von Stadien der Hochdruckmetamorphose ist in Ermangelung gut geeigneter Isotopensysteme und der generell temperaturgesteuerten Schließung schwierig.

Hochdruckmetamorphite sind häufig in Gesteinsserien eingebettet, die keinerlei Anzeichen einer Hochdruckprägung erkennen lassen. Hierfür gibt es prinzipiell zwei Erklärungen:

- (1) Die Hochdruckmetamorphite sind erst nach Aufstieg in ein seichteres Krustenstockwerk in die heutige räumliche Beziehung zu ihrer Umgebung gelangt. Die Kinematik ist dabei in der Regel kompliziert und weitgehend unverstanden.
- (2) Die Rahmengesteine haben die gleiche Vorgeschichte, aber ihre Erinnerung an die Hochdruckmetamorphose verloren. Hierfür spielt in erster Linie das rheologische Verhalten der Gesteine eine Rolle; beispielsweise können die hochfließfesten basischen Eklogite in einer weniger fließfesten und sich dadurch reequilibrierenden Matrix unversehrt erhalten bleiben.

Hochdruckmetamorphite sind für unsere Vorstellungen von den tiefen Stockwerken der Erdkruste und für das Verständnis der Geodynamik an konvergenten Plattengrenzen von größter Bedeutung.

- (1) Sie gewähren Einblick in Zustände in ansonsten unzugänglicher Tiefe und ermöglichen damit die Interpretation der von der Oberfläche aus gewonnenen geophysikalischen Befunde. Dies gilt insbesondere für Spannungszustand und Rheologie, Porenfluide und Geometrie des Porenraums.
- (2) Ihre Erhaltung entlang eines Pfades durch die gesamte Erdkruste grenzt eine Sequenz von Randbedingungen für einen bestimmten Zeitraum in einem bestimmten tektonischen Milieu ein.

CHOPIN, C., HENRY, C., MICHARD, A. (1991): Eur. J. Mineral. **3**, 263-291.

PLATT J.P. (1986): Geol. Soc. Am. Bull. **97**, 1037-1053.

REINECKE, T. (1991): Eur. J. Mineral. **3**, 7-17.

SCHERTL, H.-P., SCHREYER, W., CHOPIN, C. (1991): Contrib. Mineral. Petrol., **108**, 1 - 21.

- SCHREYER, W. (1985): Fortschr. Miner. 63, 227-261.
SOBOLEV, N.V., SHATSKY, V.S. (1990): Nature 343, 742 - 746.
VAN DEN BEUKEL, J., WORTEL, R. (1988): Tectonophysics 154, 77-193.
WANG, X., LIOU, J.G. (1991): Geology 19, 933-936.

INHERITED AND PEDOGENIC MINERALS IN SOIL THIN SECTIONS. THEIR DESCRIPTION AND INTERPRETATION

STOOPS, G.

Laboratorium voor Mineralogie, Petrografie en Micropedologie, Universiteit Gent, Krijgslaan 281 S8, B-9000 Gent, Belgium.

The study of inherited and pedogenic minerals in soil thin sections may yield information, often not obtainable through other methods. Although such information may be useful also in estimation of soil fertility and in soil classification, only those aspects leading to genetic interpretations will be discussed in this paper.

A study of the inherited minerals will help to identify the original parent material, and to check its homogeneity; also the presence of small amounts of allochthonous (e.g. airborne) grains may be detected. In addition to a determination of the nature of the grains, which is also possible in grain mounts or any other mineralogical technique (e.g. XRD), thin section studies of undisturbed soils allow the observation of inclusions, shapes, and especially of weathering patterns which can yield precious information on the present or past pedogenesis.

Apart from the "real" minerals, opaline bodies are often observed, such as diatoms (living in the soil or inherited from the sediment) and especially phytolites (plant opal) giving information on past and present vegetation.

In most cases the mineralogical study of a soil is restricted to the analysis of the clay fraction only. This is regrettable as larger authigenic grains in undisturbed samples however quite often irreplaceable information on the soil forming processes and the paleo-environment, revealing often the juxtaposition of several micro-environments.

Specific minerals or mineral associations are observed in different environments:

- (1) in arid soils, where crystallization is mainly the result of a concentration of the soil solution through evaporation. Here a range of more or less soluble minerals, such as calcite, gypsum, halite and thenardite are observed frequently, other such as celestite, glauberite, eugsterite less commonly. Especially salt crusts are interesting study objects with a range of mineral associations.