

Teilprojekt 15/10:

STRUKTURGEOLOGISCHE DATEN AUS DEM DECKGEBIRGE ALS RAHMEN-  
BEDINGUNGEN FÜR THERMISCHE ÜBERLEGUNGEN ZUR KRETAZISCHEN  
METAMORPHOSE IM OSTABSCHNITT DER OSTALPEN

L. RATSCHBACHER, Graz

Bei tektonischer Verformung können in Abhängigkeit von der Orientierung des strain-Ellipsoides zur Schichtung substantielle Mächtigkeitszu- bzw. -abnahmen resultieren (vgl. z.B. TOBISCH et al. 1977, HOSSACK 1978, OERTEL 1981). Strukturgeologische Detailuntersuchungen im Bereich des "basement-cover"-Übergangsbereiches (RATSCHBACHER 1983, NIEVOLL 1983) im Ostabschnitt der Ostalpen zeigen, daß die den Deckengrenzen parallele erste Schieferung ( $s_1$ ) in der Veitscher Decke und im Zentralalpinen Verrucano subparallel der Schichtung (ss) liegt. Entsprechend dem für diesen décollement-Bereich ableitbaren Deformationsmodell (RATSCHBACHER 1983) werden mechanische Anisotropien in  $s_1$  rotiert, somit auch prealpin gestaltete Gefügeelemente (ss, s) der Norischen Decke dem dominierenden alpinen Element angeglichen.

Zur Quantifizierung der duktilen Deformationskomponente (d.h. Deformation durch plastische Mineraldeformation) wurden verschiedene strain-Analysemethoden (z.B. MILLER & OERTEL 1979) basierend auf Geröllen aus Metakonglomeraten beider Grauwackendecken und des Zentralalpinen Verrucanos im Raum des Palten-Liesingtales und bei Bruck/Mur (Obersteiermark) angewandt (vgl. RATSCHBACHER 1983), diese zeigen:

- das "finite"-strain Ellipsoid liegt mit seiner XY-Fläche ( $X \geq Y \geq Z$ ; Terminologie siehe z.B. HOBBS et al. 1976) parallel der ersten alpinen Schieferung ( $s_1$ ), damit subparallel der Schichtung (ss)
- die Gerölldaten (aus einem Deckenstapelumfang von basalem Zentralalpinen Verrucano bis einschließlich der basalen Norischen Decke stammend) ergeben eine Verkürzung (Ausdünnen durch mineralplastisches Fließen, hauptsächlich von Quarz) parallel  $s_1$  (und ss, bzw. in Z) von durchschnittlich 40%.
- spätere Beeinflussung ( $D_2$ - $D_4$ ) dieser duktilen Deformationskomponente sind verflächbar.

Bei thermischen Überlegungen über die Auswirkungen der kretazischen Deckenstapelung des Oberostalpin und Mittelostalpin sind als Rahmenbedingungen neben thermischen Konstanten (z.B. spezifische Konduktivität in der Lithosäule) und der nichtduktilen Überlagerungsamputation an den Überschiebungsbahnen auch wesentliche Beträge duktiler Mächtigkeitsreduktion bei der Zergleitung des Deckenstapels zu berücksichtigen (siehe oben). Als wesentliches Faktum, das diesen signifikanten Anteil an plastischer Zergleitung im untersuchten "basement-cover"-Übergangsbereich ermöglichte, ist die (relativ) starke kretazische Metamorphose (die über den gesamten betrachteten Bereich die obere Grünschieferfazies erreichte) anzuführen. So erlangte die sich nach der altalpidischen Deckenstapelung aufbauende Metamorphose die nötigen Aktivierungstemperaturen um bei der weiteren Zergleitung plastische Deformationsprozesse (z.B. Dislokationsgleitung in Quarz, Zwillingsgleitung etc. in Calcit) zu ermöglichen, damit eine plastische Ausdünnung und Streckung der Deckenkörper. Bei dieser Zergleitung wurde die Metamorphose auch weit ins Vorland verschleppt.

Modelle, die das kretazische thermische Geschehen beschreiben (ähnlich solchen im Tauernfenster für das tertiäre Geschehen) sind für den Ostabschnitt der Ostalpen nicht konstruierbar, da keine Angaben über thermische Konstanten verfügbar sind.

So sind die im folgenden beispielhaft angeführten Auswirkungen obiger Überlegungen auf das thermische Profil in einem der bearbeiteten Gebiete (Meridian Trieben, ÖK 130) bestenfalls semiquantitativ. Die Rahmenbedingun-

gen sind in Appendix 1 definiert, die Berechnungen dort durchgeführt. Zur Erstellung des thermischen Profils wird nur ein Ausschnitt aus der Gesamtfolge, nämlich Basis Kalkalpen - Basis Zentralalpiner Verrucano, betrachtet, da dort die Parameter besser überschaubar sind.

Unter Berücksichtigung dieser Limitationen ist deutlich:

- geothermischer Gradient bzw. Wärmefluß im heute meßbaren Rahmen sind ungewöhnlich hoch (max. ca.  $60^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ ;  $90\text{-}211\text{mWm}^{-2}$ , - siehe Appendix 1)
- bei Berücksichtigung der duktilen und nichtduktilen Mächtigkeitsreduktion im betrachteten Bereich reduzieren sich die obigen thermischen Größen signifikant (ca.  $35^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ ;  $52\text{-}121\text{mWm}^{-2}$ , - siehe Annahmen in Appendix 1). Die rekalkulierten Überlagerungsmächtigkeiten reichen aus, um bei etwas erhöhten geothermischen Gradienten (ca.  $35^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ ;  $52\text{-}121(89)\text{mWm}^{-2}$ , -Appendix 1) die beobachteten Mineralparagenesen zu erzeugen. Damit ist aber auch der Einwand, daß die uns bekannten Mächtigkeiten in den Ostalpen nicht ausreichen um höhertemperierte ( $>500^{\circ}\text{C}$ ) kretazische Metamorphose im Altkristallin zuzulassen (vgl. Diskussion bei FRANK et al. 1981) einzuschränken. So können wir bei obigen Bedingungen (vgl. Appendix 2) die  $500^{\circ}\text{C}$  Isotherme zwischen 0,6-1,4 km, die im Altkristallin festgestellte Maximaltemperatur (ca.  $570^{\circ}\text{C}$ ) zwischen 2,1-4,8 km unter der Verrucanobasis im Meridian Trieben erwarten. Auch diese Mächtigkeiten sind dann noch bei der alpidischen Zergleitung duktil ausgedünnt worden!

OXBURGH & TURCOTTE 1974, OXBURGH & ENGLAND 1980 etc. haben gezeigt, daß geothermische Betrachtungen in großmaßstäblichen Überschiebungsarealen wie den Ostalpen keinen konvektiven thermischen Gesetzen folgen. So dürfen wir die heute meßbaren Temperaturen und geothermische Parameter nur als Maximalwerte des nach der Stapelung des Oberostalpins auf dem Mittelostalpin (oder zusätzlich einer noch denkbaren Stapelung innerhalb des Mittelostalpins) erreichten thermischen Gleichgewichtes ansehen.

Setzt man beispielsweise den Konvergenzbeginn im kretazischen Überschiebungsereignis bei 110-120 my BP (z.B. nach FRISCH 1979, OBERHAUSER 1980) und den Metamorphosehöhepunkt im Mittelostalpin-Oberostalpin westlich des Tauernfensters bei 90 my BP an, so stehen ca.

20-30 my für den Aufbau eines thermischen Gleichgewichtes zur Verfügung. Nach Fig.3 in OXBURGH & TURCOTTE 1974 stellen die an der Basis eines 10-13 km dicken Deckenstapels (was wohl einer realistischen Mächtigkeitsabschätzung für das Deckgebirge entspricht) erreichten Temperaturen ca. 80% der finalen Gleichgewichtstemperatur dar. Ein geothermischer Gradient von  $45-58^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$  würde benötigt um diese 80% Gleichgewichtstemperatur in dem Deckenstapel zu erreichen (vgl. Appendix 3).

Um abzuschätzen, welchen Betrag zu diesem geothermischen Gradienten der Mantelwärmefluß liefert, muß die Wärmeproduktion im Deckgebirgsstapel und im überschobenen Basement bekannt sein. Einen wesentlichen Beitrag dazu vermag nur die radioaktive Aufheizung zu liefern. Die Wärmeproduktion im Sedimentstapel wird allgemein als unbedeutend angesehen (beachte aber uranföhrenden Verrucano und die reichlich graphitföhrende Veitscher Decke), über die im Basement stehen im betreffenden Bereich keine Angaben zur Verfügung.

Zusammenfassend werden folgende Überlegungen zur Diskussion gestellt:

- die durch die Deckenstapelung initiierte Metamorphose ermöglicht seine Zergleitung mit einem hohen Anteil an duktiler Deformation
- bei Überlagerungsabschätzungen sind duktile Mächtigkeitsreduktionen zu berücksichtigen
- die amphibolitfaziale Aufwärmung im Altkristallin östlich des Tauernfensters erscheint durch die Überlagerung des Oberostalpin möglich, doch ist ein erhöhter geothermischer Gradient nötig, wahrscheinlich in Zusammenhang mit einem verstärkten Mantelwärmefluß
- es erscheint naheliegend diesen in Zusammenhang mit einer aktiven Subduktionszone zu bringen, die unter dem Mittelostalpin die nötige Tiefe zur Wärmegeneration erlangte.

Prof.FLÜGEL wird für die Publikationsmöglichkeit gedankt, J.NIEVOLL für Diskussion. Es wurden keinerlei Mittel aus dem Fonds bezogen.

Appendix 1

gegeben: ca. 325°C an der Kalkalpenbasis      Temperaturdifferenz:  
ca. 470°C an der Verrucanobasis              ca. 145°C

Die T-angaben wurden basierend auf Untersuchungen über Illitkristallinität, Illitmodifikationen und Mineralparagenesen gewonnen und stehen in Übereinstimmung mit geochronologischen Untersuchungen (z.B. SCHARBERT 1981).

Mächtigkeit: a) 2400 m  
1500 m Norische Decke, 600 m Veitscher Decke, 300 m Zentralalpiner Verrucano

b) 3200 m (nichtduktile Reduktion)  
Mächtigkeitsreduktion durch Ausdünnen an den Überschiebungsbahnen beim Zergleiten: Im Meridian Trieben liegt das Zentralalpine Permomesozoikum in Form von einigen 100m mächtigen Verrucanoablagerungen vor, nördlich Gaishorn reicht die Schichtfolge örtlich bis in das triassische Karbonatniveau. In Vergleich mit diesem Vorkommen und Idealprofilen anderer Zentralalpiner Permomesozoika im Ostabschnitt der Ostalpen werden 500 m Amputation für wahrscheinlich gehalten. Die Veitscher Decke ist im betrachteten Bereich weitgehend vollständig entwickelt (RATSCHBACHER 1983), 100 m Amputation dürfte die Obergrenze darstellen. Die basale Schichtfolge der Norischen Decke reicht ca. 300 m unter das ordovizische Porphyroidniveau, 200 m Amputation an der Norischen Überschiebung wird angenommen. Summe 800 m.

c) 4200 m (duktile Reduktion)  
Als Mittelwert für den gesamten betrachteten Bereich werden 30% Verkürzung angenommen, da der im Text angegebene Wert von der "basement-cover"-Übergangszone weg ins Hangende abnimmt; 30% Mächtigkeitsreduktion wird als Untergrenze angesehen.

geothermischer Gradient:  $\beta = \frac{T}{l}$  a) 60°Ckm<sup>-1</sup> b) 45°Ckm<sup>-1</sup>  
c) 35°Ckm<sup>-1</sup>

Wärmefluß: für die thermische Konduktivität wird ein Rahmen von 1,5-3,5Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> angegeben, was dem Bereich unmetamorpher Sedimente (vgl. OXBURGH 1980) und Werten aus dem Tauernfenster (vgl. OXBURGH & ENGLAND 1980) entspricht. In Klammer wird der Mittelwert (2,5Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>) angegeben.

$q = \frac{T_z - T_s}{R}$  siehe OXBURGH 1980      Tz..T an der Verrucanobasis in °K  
R..thermische Resistenz (l/k)<sub>-2</sub>      Ts..T an der Kalkalpenbasis.  
q..Wärmefluß (mean: 55-60 mWm<sup>-2</sup>, erdenweit)  
a) 90-211(151)mWm<sup>-2</sup>      b) 70-158 (113)mWm<sup>-2</sup>      c) 52-121(86)mWm<sup>-2</sup>

## Appendix 2

T-Abschätzung unter der Basis des Zentralalpinen Verrucano: für die Konduktivität des Basements wurde in Analogie mit OXBURGH & ENGLAND 1980 ein Mittelwert von  $2,5 \text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$  angenommen.

a)  $500^{\circ}\text{C}$  Isotherme  $52 \text{mWm}^{-2}$ : 1,4 km  
121 : 0,6  
86 : 0,9

b)  $570^{\circ}\text{C}$ , maximal im Altkristallin erreichtes T  
 $52 \text{mWm}^{-2}$ : 4,8 km  
121 : 2,1  
86 : 2,9

## Appendix 3

konvektives System:  $470^{\circ}\text{C} = \text{ca. } 0,8T$  (der Gleichgewichtstemperatur ca. 20-25 my nach dem Überschiebungseignis, vgl. OXBURGH & TURCOTTE 1974)

Gleichgewichtstemperatur: ca.  $587^{\circ}\text{C}$

geothermischer Gradient: 10 km "thrust"-Dicke:  $58^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$   
13 : 45

## Literatur:

- FRISCH, W. 1979: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps.- Tectonophysics, 60, 121-134.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. 1976: An outline of structural geology.- J.Wiley & Sons, New York.
- HOSSACK, J.R. 1978: The correction of stratigraphic sections for tectonic finite strain in the Bygdin area, Norway.- Jl.geol.Soc.Lond., 136, 705-711.
- MILLER, D.M. & OERTEL, G. 1979: Strain determination from the measurement of pebble shapes: a modification.- Tectonophysics, 55, T11-T13.
- NIEVOLL, J. 1983: Unv.Diss.Univ.Graz.
- OBERHAUSER, R. 1980: In: Oberhauser, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs.- Springer, Wien.
- OERTEL, G. 1981: Strain estimation from scattered observations in an inhomogeneously deformed domain of rocks.- Tectonophysics, 77, 133-150.

- OXBURGH, E.R. 1980: Heat flow and magma genesis.- In: Hargraves, R.B. (ed.): Physics of magmatic processes.- Princeton University Press, New Jersey.
- & TURCOTTE, D.L. 1974: Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps.- SMPM, 54, 641-662.
- & ENGLAND, P.C. 1980: Heat flow and metamorphic evolution of the Eastern Alps.- Eclogae geol. Helv., 73, 379-398.
- RATSCHBACHER, L. 1983: Univ. Diss. Univ. Graz.
- 1983: Ein Modell zur alpidischen Deckgebirgsdeformation im Ostabschnitt der Ostalpen, basierend auf einer vollständigen Gefügeanalyse: ein Vorbericht.- Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. (im Druck).
- SCHARBERT, S. 1981: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 173-188.
- TOBISCH, T.O., FISKE, R.S., SACK, S. & TANIGUCHI, D. 1977: Strain in metamorphosed volcanoclastic rocks and its bearing on the evolution of orogenic belts.- Geol. Soc. Am. Bull., 88, 23-40.