

# Aufstieg und Fall eines Gebirges - Konvektionsmodelle zur variscischen Orogenese

Dissertation zur Erlangung des Grades

“Doktor der Naturwissenschaften”

am Fachbereich Geowissenschaften  
der Johannes Gutenberg-Universität Mainz

Gerd Jochen Arnold,  
geboren am 15.06.1968  
in Hochheim am Main

Mainz, Juli 2001

Erklärung:

Ich versichere hiermit die vorliegende Arbeit selbstständig und nur unter der Verwendung der angegebenen Quellen und Hilfsmittel verfaßt zu haben.

Mainz, Juli 2001

Tag der Prüfung: 14.11.2001

*“...in dem selbigen Körper übte Kaltes den Kampf mit Hitzigem,  
Feuchtes mit Trockenem, Weiches rang mit Hartem, und Lastendes  
gegen das Leichte...”*

*Ovid (43v.Chr.-18n.Chr.), Metamorphosen.*

Für Lars-Eric



## Zusammenfassung

Diese Arbeit befaßt sich mit Modellen zur Entwicklung der variscischen Gebirgswurzel. Die Modellierung wurde mit dem 2D Finite-Differenzen-Programm FDCON (H. Schmeling) durchgeführt. Es berechnet auf einem kartesischen Gitter die zeitliche Entwicklung von Konvektion unter Berücksichtigung von Massen-, Impuls- und Energieerhaltung. Dieser Modellansatz eignet sich für die Untersuchung der Orogenese, eingebettet in Konvektion im oberen Mantel, als deren selbstkonsistente Konsequenz aus initialen vorgegebenen tektonischen Szenarien. Insbesondere wird die thermo-mechanische Wechselwirkung von Kruste und Mantel voll einbezogen. Das Deformationsverhalten der Lithosphäre wird mit Markerfeldern beschrieben. Außerdem können mit gezielter Abfrage synthetische Druck-Temperatur-Zeit-Pfade geologischer Einheiten aus den großräumigen Modellen extrahiert werden.

Kapitel 1 beschreibt einige wesentliche Aspekte der variscischen Orogenese. Die tektonostratigraphische Gliederung der europäischen Varisciden erlaubt Rückschlüsse auf das plattentektonische Szenarium während der Gebirgsbildung. Die Kollision involvierte einige "Kontinentsplitter", die sukzessive an den damaligen europäischen Nordkontinent (Laurentia) von Süden her angebaut wurden. Dabei wurden die dazwischenliegenden Ozeanbecken geschlossen. Im finalen Stadium der variscischen Orogenese kollidierte der afrikanische Urkontinent (Gondwana) mit den bereits konsolidierten nördlichen Einheiten und bewirkte die maximale Aufbauphase der Varisciden. Diese Phase ist durch Hochdruck-Hochtemperatur-Gesteine der verdickten Gebirgskruste dokumentiert, welche kurz nach maximaler Verdickung innerhalb geologisch kaum auflösbarer Zeitfenster (wenige Millionen Jahre) in geringe Tiefen angehoben wurden. Diesem Prozeß folgte eine Aufheizung der variscischen Kruste, die durch weitverbreitete vulkanische Gesteine (Granite und Granitoiden) dokumentiert ist. Eine zentrale Frage der Variscidenforschung ist die Ursache für die erhöhten Temperaturen in der späten Phase der variscischen Orogenese. Die Tatsache, daß man heute unter den Varisciden geringe und gleichförmige Krustenmächtigkeiten findet, legt die Vermutung nahe, daß sich Teile der Gebirgswurzel abgelöst (delaminiert) haben und in den Mantel abgesunken sind. Dieser Prozeß kann die Anhebung der Hochdruckgesteine durch Auftrieb des Gebirgskörpers und Aufheizung der Kruste durch Kontakt mit heißem Mantelmaterial erklären.

Kapitel 2 beschreibt physikalische Aspekte von gebirgsbildenden Prozessen. Insbesondere den thermischen Zustand kontinentaler Lithosphäre und die Folgen von Verdickung und Stapelung während Kollisionsprozessen. Der Einfluß von kompositioneller Schichtung und extrinsischen Parametern auf die Rheologie des Gebirgskörpers werden diskutiert. Außerdem wird das Wechselspiel zwischen auf- und abwärts gerichteten Kräften in verschiedenen orogenen Szenarien beschrieben.

Kapitel 3 stellt die Modelle zu variscischen Gebirgsbildung vor. Ausgehend von Kontinent-Kontinent-Kollision werden Konsequenzen von rheologischer Schichtung und tiefreichender Schwächezonen auf das Deformationsverhalten der Kruste während des Zusammenschubes untersucht. Außerdem wird ein Modell zum Abriß von Mantellithosphäre während schneller Kollision vorgestellt. Abschließend werden die thermischen Konsequenzen für Gebirge bei Subduktion junger ozeanischer Lithosphäre diskutiert.

Kapitel 4 versucht eine Synthese der Kollisionsmodelle mit Modellen zum Abriß der variscischen Gebirgswurzel und zur spätorogenen magmatischen Aktivität anzuknüpfen. Die initialen mechanischen Eigenschaften der Delaminationsmodelle sollten in der Natur während der Aufbauphase des Orogens angelegt worden sein. Außerdem wird eine Fallstudie zum Erzgebirge vorgestellt, bei der die Modellparameter auf Beobachtungsgrößen wie Alter von geologischen Einheiten und deren Druck-Temperatur-Zeit-Geschichte angepaßt worden sind. Im letzten Abschnitt werden Modelle zur spätorogenen magmatischen Aktivität durch Aufstieg heißer Asthenosphäre an die Krustenwurzel diskutiert. Es zeigt sich, daß Delamination der Mantellithosphäre den Zeitpunkt der Entstehung der vulkanischen Schmelzen in den Varisciden plausibel erklären kann.

Kapitel 5 faßt die Ergebnisse zusammen und interpretiert diese bezüglich des plattentektonischen Szenariums der variscischen Orogenese. Weiterhin werden Vorschläge für zukünftige inhaltlich-methodische Erweiterungen des Forschungsvorhabens gemacht.

## Abstract

This thesis is concerned with numerical models for the evolution of the Variscan orogenic root. The models have been carried out with a version of the two-dimensional finite-differences-code FDCON (H. Schmeling). The governing equations of mass, momentum and energy conservation are solved on a cartesian grid to investigate evolution of lithospheric deformation within a convective regime in the upper mantle. The approach is suitable to model orogeny within given initial tectonic scenarios. The thermo-mechanical interaction between crust and mantle is included in particular. The models are scaled to the depth of the upper mantle and deformations are calculated with a marker-approach. Synthetic pressure-temperature-time paths of geological units can be extracted from the large-scale models.

Chapter 1 is concerned with some essential aspects of Variscan orogeny. The tectono-stratigraphic classification of the European Variscides allows drawing conclusions for the plate-tectonic setting during convergence. The collision involved several terranes which were consolidated stepwise to the northern continents (Laurentia). Several ocean-basins were closed during consolidation. Finally, Gondwana (African plate) collided with the northern units and caused maximum thickening of the Variscan orogen. Crustal thickening is well documented by high-temperature-high-pressure rocks from the base of the crust which were carried to shallow depths within very short geological time-scales. The rise of the high-pressure units was immediately followed by widespread emplacement of Variscan granitoides. One of the main questions concerning Variscan orogeny is the heat-source for the final volcanic activity. The fact that the present-day Variscan crust is thin and flat indicates that parts of the orogenic root might have been delaminated and torn off. This can explain the rapid uplift of the high-pressure units by isostatic rebound and the subsequent heating up by contact of the orogenic crust with underlying hot asthenospheric rocks.

Chapter 2 deals with physical aspects of orogenic processes. Thermal conditions of continental lithosphere and the effects of thermal and compositional thickening during convergence are discussed. Other aspects pointed out are the rheological stratification of collisional orogens and the influence of extrinsic parameters on rheology. Finally the interaction of upward and downward directed forces during orogeny and consequences for tectonic evolution of mountain belts are reviewed.

Chapter 3 presents the numerical models for the creation of orogenic roots. On the basis of pre-described continental convergence, the consequences of rheological stratification and deep-reaching weakzones on the style of deformation are investigated. Additionally, a model for delamination of lithospheric mantle during rapid collision is presented. Finally, thermal consequences for mountain belts during subduction of young lithosphere are discussed.

Chapter 4 tries a synthesis of the collision models with models for delamination after strong thickening of the orogen. A case study is discussed for the Erzgebirge where the model-parameters have been readapted to the observed ages and exhumation rates of high- and middle-grade rocks. Another subsection deals with the consequences of delamination on thermal evolution of thickened orogenic crust. A delamination scenario offers a plausible explanation for the timing of magmatism and uplift of core complexes in the Variscan orogen.

General conclusions are given in Chapter 5. The main point is an interpretation of the numerical models with respect to the Variscan plate-tectonic setting. Additionally, suggestions are made for further research.



# INHALTSVERZEICHNIS

---

## Kapitel 1: Charakterisierung der variscischen Orogenese (1)

- 1.1 Einleitung (1)**
- 1.2 Tectonostratigraphische Struktur der europäischen Varisciden (3)**
- 1.3 Geophysikalische Charakterisierung des variscischen Fundaments Europas (9)**
  - Lithosphärenstruktur der Europäischen Varisciden (9)
  - Die uralidische Lithosphärenstruktur (14)
- 1.5 Die spätorogene Phase der Varisciden (16)**
  - Das maximale Verdickungsstadium (16)
  - Die Exhumierung kristalliner Gesteine (17)
  - Die spätorogene magmatische Aktivität (18)
- 1.6 Fragen und geodynamische Hypothese zur Variscischen Orogenese (19)**

## Kapitel 2: Orogendynamik (25)

- 2.1 Einleitung (25)**
- 2.2 Wärmehaushalt von Gebirgen (26)**
- 2.3 Rheologie (31)**
- 2.4 Isostasie (35)**
  - Änderungen des isostatischen Gleichgewichtes von Gebirgen (37)
  - Anhebung metamorpher Kernkomplexe durch Verlust von Mantellithosphäre (40)
- 2.5 Zusammenfassung (44)**

## Kapitel 3: Thermo-mechanische Modelle zum variscischen Gebirgswurzeaufbau (47)

- 3.1 Einleitung (47)**
- 3.2 Konvektionsmodelle (47)**
  - Die Lösung der Erhaltungsgleichungen (51)
  - Der Markeransatz (51)
- 3.3 Prinzipielles Modellkonzept (51)**
  - Thermische und mechanische Randbedingungen (52)
  - Konzept für die Rheologie des Mantels (53)
  - Schwächezonen (54)
  - Interne kinematische Randbedingung (55)
- 3.4 Kollisionsmodelle (56)**
- 3.5 Ablösung von Mantellithosphäre im Kollisionsstadium (61)**
- 3.6 Folgen subduzierender junger ozeanischer Lithosphäre auf Orogenese (65)**
- 3.7 Zusammenfassung (66)**

**Kapitel 4: Synthese der Modelle zum Auf- und Abbau der variscischen Gebirgswurzel (67)**

**4.1 Einleitung (67)**

**4.2 Delamination und Abriss der Lithosphärenwurzel (67)**

Thermomechanische Voraussetzungen für den Abriß (70)

Geodynamische Konsequenzen vom Gebirgswurzelabriß (72)

**4.3 Die PTt-Pfade des Erzgebirges - Modelle zur Anhebung von HP-Einheiten (74)**

Thermische Modelle zur Entwicklung des Erzgebirges (76)

Dynamische Modelle zur Entwicklung des Erzgebirges (79)

Voraussetzungen für die schnelle Anhebung der HP-Einheiten (80)

**4.4 Spätorogene magmatische Aktivität - potentielle Wärmequellen (81)**

Modelle zur thermischen Relaxation mit und ohne zusätzliche Wärmequelle (81)

Dynamische Modelle zur thermischen Relaxation nach Gebirgswurzelabriß (84)

**4.5 Zusammenfassung (88)**

**Kapitel 5: Diskussion und Ausblick (91)**

**5.1 Diskussion (91)**

Temperaturhaushalt in Kollisionsorogenen und seine Konsequenzen (91)

Die Rolle von Schwächezonen für orogene Prozesse (91)

Plattenkinematik und Eigendynamik bei Gebirgsbildung (92)

Implikationen für die geodynamische Entwicklung der Varisciden (92)

**5.2 Ausblick (93)**

**Literaturverzeichnis (95)**

# 1 Charakterisierung der variscischen Orogenese

---

## 1.1 Einleitung

In diesem Kapitel soll die variscische<sup>1</sup> Orogenese charakterisiert werden, insbesondere soll auf Hauptmerkmale und die sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen und Fragen bezüglich des geodynamischen Szenariums während der Gebirgsbildung eingegangen werden.

Im späten Paläozoikum entstand der “Superkontinent” Pangea durch die Kollision von Laurasia mit Gondwana. Daher entstanden die Varisciden, die Teile von Süd- und Zentraleuropa, die südlichen Britischen Inseln, die Ostküste Nordamerikas und die Nordostküste von Afrika bedeckt.

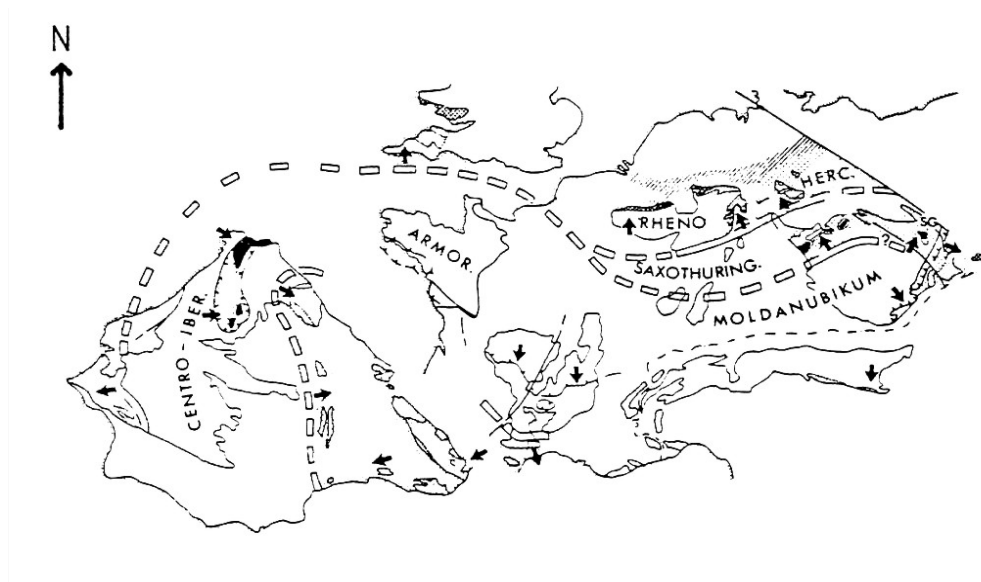


Abb. 1-1: Struktur der Europäischen Varisciden mit den tektonischen Hauptsequenzen nach Franke (1984).

---

<sup>1</sup>. nach E. Suess: lateinische Bezeichnung für die Stadt Hof in Bayern. Deren Benennung “curia variscorum” (Fürstehof der Varisker), erinnert an einen um Christi Geburt in diesem Gebiet ansässigen Keltensamm)

Das variscische Gebirge Europas zieht sich als ca. 500 km breiter Faltengürtel vom Französischen Zentralplateau durch West- und Mitteldeutschland bis zur Elbelinie, von dort in die Sudeten und mit einem Faltengürtel bis in das Polnische Mittelgebirge. Ein zweiter, Armorikanischer Faltenbogen genannter Gürtel erstreckt sich vom Französischen Zentralplateau nach Nordwest-Frankreich und über die Bretagne nach Südwest-England (Abb. 1-1).

Das Konzept der Plattentektonik hat das Verständnis von orogenen Prozessen grundlegend geändert. Dies ist Resultat der Weiterentwicklung einzelner Forschungsdisziplinen wie Geophysik, Paleomagnetik, Mineralogie, Geologie und Geochemie und deren interdisziplinärer Zusammenarbeit. Man klassifiziert heute Gebirgsgürtel nach sogenannten tektonostratigraphischen Merkmalen. Diese Charakterisierung berücksichtigt strukturelle und stratigraphische Eigenschaften des Orogens.

Stratigraphische Klassifizierung berücksichtigt Alter und paleogeographische Beziehungen zwischen den geologischen Schichten innerhalb eines Gebirges. Die moderne Paleomagnetik ermöglicht es, die Driftgeschichte von plattentektonischen Einheiten bis weit in die Vergangenheit zu rekonstruieren (Soffel et al., 1996). Neue Methoden zur Bestimmung des Alters und der Druck-Temperatur-Geschichte (PTt) von Gesteinen bieten Gelegenheit zur Rekonstruktion von tektonischem Vertikaltransport der Gesteinseinheiten während der Orogenese und geben Hinweise auf die thermo-mechanische Evolution von Gebirgen (O'Brien et al., 1990; Treloar & O'Brien, 1998). Geochemische Untersuchungen an vulkanischen Gesteinen ermöglichen es, die Herkunft der Schmelzen zu bestimmen (O'Hara, 1970). So können Granite, die im Mantel entstanden sind von solchen, die in der Kruste gebildet wurden, mithilfe charakteristischer chemischer Signaturen voneinander unterschieden werden.

Strukturelle Klassifizierung beschreibt die räumliche Konfiguration der geologischen Einheiten innerhalb eines Gebirges. Hochauflösende seismische Methoden ermöglichen es, Krusten- und Mantelstrukturen unter Gebirgszügen zu sondieren (Giese, 1996). Insbesondere können Rückschlüsse auf die Tiefenlage des Übergangs von der Kruste zum Mantel<sup>2</sup> (Moho-Diskontinuität) gezogen werden. Außerdem sind krusteninterne Grenzen wie der Übergang von Ober- zu Unterkruste (Conrad-Diskontinuität) und Überschiebungshorizonte mit Refraktions- und Reflexionsseismik auflösbar geworden. Manteltomographie er-

---

<sup>2</sup>seismische Moho: Übergang der seismischen P-Wellengeschwindigkeiten von 6.8 -7.3 km/s auf 7.9-8.2 km/s im Erdmantel.

laubt inzwischen den Blick in Tiefen des Übergangs vom oberen zum unteren Erdmantel und sogar bis zur Kern-Mantel-Grenze (Van der Voo, 1999; Fischer & Van der Hilst, 1999).

Trotz intensiver Bemühungen, sprachliche, politische und vor allem wissenschaftliche Grenzen zu überwinden und durch interdisziplinäre Zusammenarbeit Erklärungen für die Entwicklungsgeschichte der Varisciden Europas zu finden, werden mögliche geodynamische Szenarien immer noch kontrovers diskutiert (O'Brien, 1999). Im letzten Abschnitt dieses Kapitels sind zunächst einige der Fragen bezüglich der Entwicklung der Varisciden zusammengestellt. Weiterhin wird das in dieser Arbeit postulierte geodynamische Szenarium der variscischen Gebirgsbildung beschrieben, auf das sich alle in Kapitel 4 und Kapitel 5 vorgestellten Modellierungen beziehen.

## **1.2 Tectonostratigraphische Struktur der europäischen Varisciden**

Als eines der Hauptmerkmale der europäischen Varisciden ist die variscische Streichrichtung zu erkennen (Abb. 1-4). Die Varisciden können in Zonen unterteilt werden, die unterschiedliche sedimentär-vulkanische, tektonische und metamorphe Entwicklungsgeschichte aufzeigen. Bereits 1927 charakterisierte Kossmat drei nach Bautypus unterschiedliche Hauptsequenzen: das Rheno-Hercynikum, das Saxo-Thuringicum und das Moldanubikum. Diese Zonierung ist praktisch im gesamten variscischen Gebirge beobachtet werden (Ellenberger & Tamin, 1980). Stille erweiterte diese Unterteilung 1949, indem er die variscischen Konsolidierungsphasen spezifizierte. Nach seinem Ansatz lässt sich das variscische Gebirge Mitteleuropas von NW nach SE in fünf Hauptzonen untergliedern:

- das Subvariscicum, der nördliche Außenmolassetrog des Gebirges aus dem Oberkarbon,
- das Rhenohercynicum, die nordwestliche Externzone bestehend aus gefalteten Sedimentschichten aus dem Devon/Unterkarbon,
- das Saxothuringicum mit verschieden-gradig metamorpher karbonischer

Innenmolasse und syn- bis postvariscischen Vulkanserien,

- das Moldanubicum als zentralvariscische Kristallinzone mit Eklogiten und Granuliten aus dem Unterkarbon,
- die sedimentäre südliche Außenzone der Varisciden.

Paleomagnetische Untersuchungen zeigen, daß das variscische Gebirge aus Kollision dreier Kontinente und diverser *Terranes*<sup>3</sup> hervorgegangen ist (Bachtatse et al., 1999). Dabei handelte es sich um die Kontinente Gondwana (Afrika einschliesslich Antarktika, Südamerika und Australien), Laurentia (Nordamerika, Grönland und NW Schottland) und Baltica, sowie Avalonia und Armorica (Abb. 1-2, vergleiche Abb. 1-4).



Abb. 1-2: Heutige Lage der in die Variscischen Orogenese involvierten Kontinente und Terranes nach Soffel et al. (1996).

---

<sup>3</sup>tektonostratigrafisches *Terrane*: eine durch Störungszonen abgegrenzte geologische Einheit, die anhand ihrer charakteristischen Stratigraphie mit den umliegenden tektonostratigrafischen Einheiten genetisch nicht in Beziehung steht (Howell, 1995).

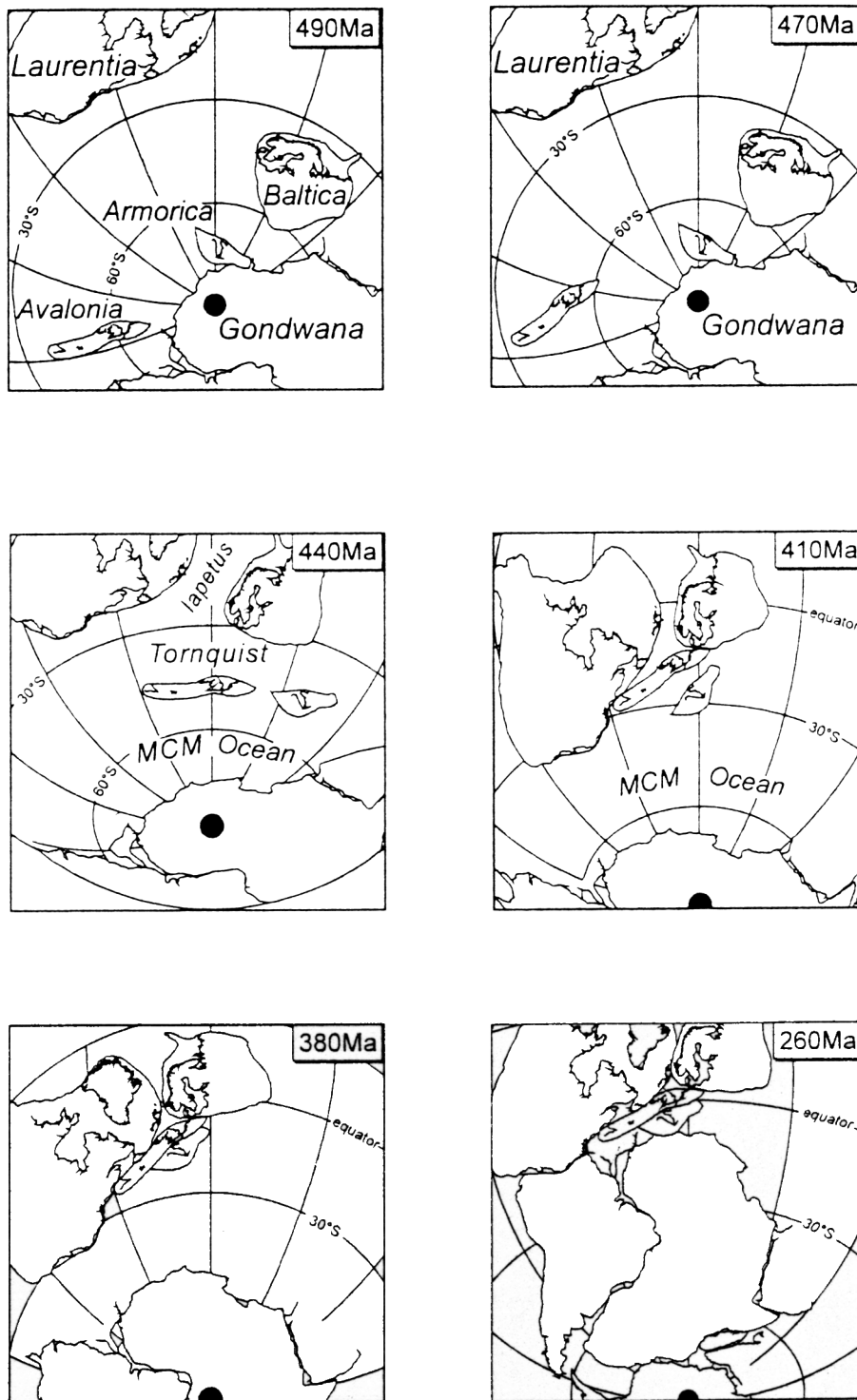


Abb. 1-3: Driftgeschichte der an der Variscischen Orogenese beteiligten Kontinente und Terranes im Paleozoikum nach Soffel et al. (1996). Man beachte die sukzessive Konsolidierung der Varisciden.

Im Altpaläozoikum (vor ca. 500 – 480 Ma) lösten sich mehrere Terranes vom „Mutterkontinent“ Gondwana, der zu dieser Zeit in der Nähe des Südpols lag (Tait et al., 1993). Sie drifteten sukzessiv in Richtung Äquator, wo damals das kaledonisch konsolidierte Laurentia lag. Durch die schrittweise Konsolidierung der diversen Mikroplatten und Kontinente an Laurentia entstand das variscische Gebirge. Der Prozess dauerte ca. 150 Ma Jahre und mehrere Ozeane und Kontinentalbecken wurden dabei subduziert.

Im Ordovizium, also vor ca. 490 Ma, lag zwischen Laurentia in Äquatornähe und Gondwana in Südpolnähe der sogenannte Iapetus Ozean (McKerrow & Cocks, 1986; Neugebauer, 1989). Während dem Kambrium kam es im Norden von Gondwana zu einer intrakontinentalen Riftphase (Krabbendam, 1998), die in vulkanischen Sequenzen und Sedimenten dokumentiert ist (Anthes & Reischmann, 2001). Dadurch lösten sich Baltica, Avalonien und Armorica von Gondwana ab (Abb. 1-3).

Während man in früheren paleomagnetischen Untersuchungen Avalonia und Armorica als zwei *Terranes* gondwanischer Herkunft identifizierte (Definition "Amorica" von van der Voo, 1979), zeigen neuere Untersuchungen (Tait et al., 1997), daß Armorica und Avalonia selbst eine Ansammlung diverser Unterterranes mit unterschiedlicher Driftgeschichte darstellen. Dafür wurde Begriff "Armorican Terrane Assemblage" (ATA) eingeführt (Tait et. al., 1999).

Durch den Ablösungsprozeß zwischen Gondwana und den Terranes entstanden der Rheische Ozean (auch Massif Central-Moldanubian Ocean (MCM) genannt) und die Tornquist-See (van der Voo, 1993). Gleichzeitig wurde durch die Nordwärtsdrift von Baltica und Avalonia der Iapetus-Ozean vollständig unter Laurentia subduziert (Abb. 1-3). Die ozeanische Subduktion produzierte einen Akkreditonskeil, der heute in 430 Ma alten Eklogitgesteinen in der Böhmisches Masse konserviert ist (Soffel et al., 1996). Die Kollision von Baltica mit Laurentia formte einen neuen "Superkontinent", Laurussia (McKerrow et al., 1986). Es entstand dabei das kaledonische Faltengebirge, das sich in Europa von Nordschottland bis Norwegen erstreckt. Noch während der Nordwärtsdrift von Amorica und Avalonia begann Gondwana selbst Richtung Äquator zu wandern. Nacheinander wurden Avalonia und Amorica an Laurussia konsolidiert und schlossen den dazwischenliegenden Rheischen Ozean und die Tornquist-See (Abb. 1-3).



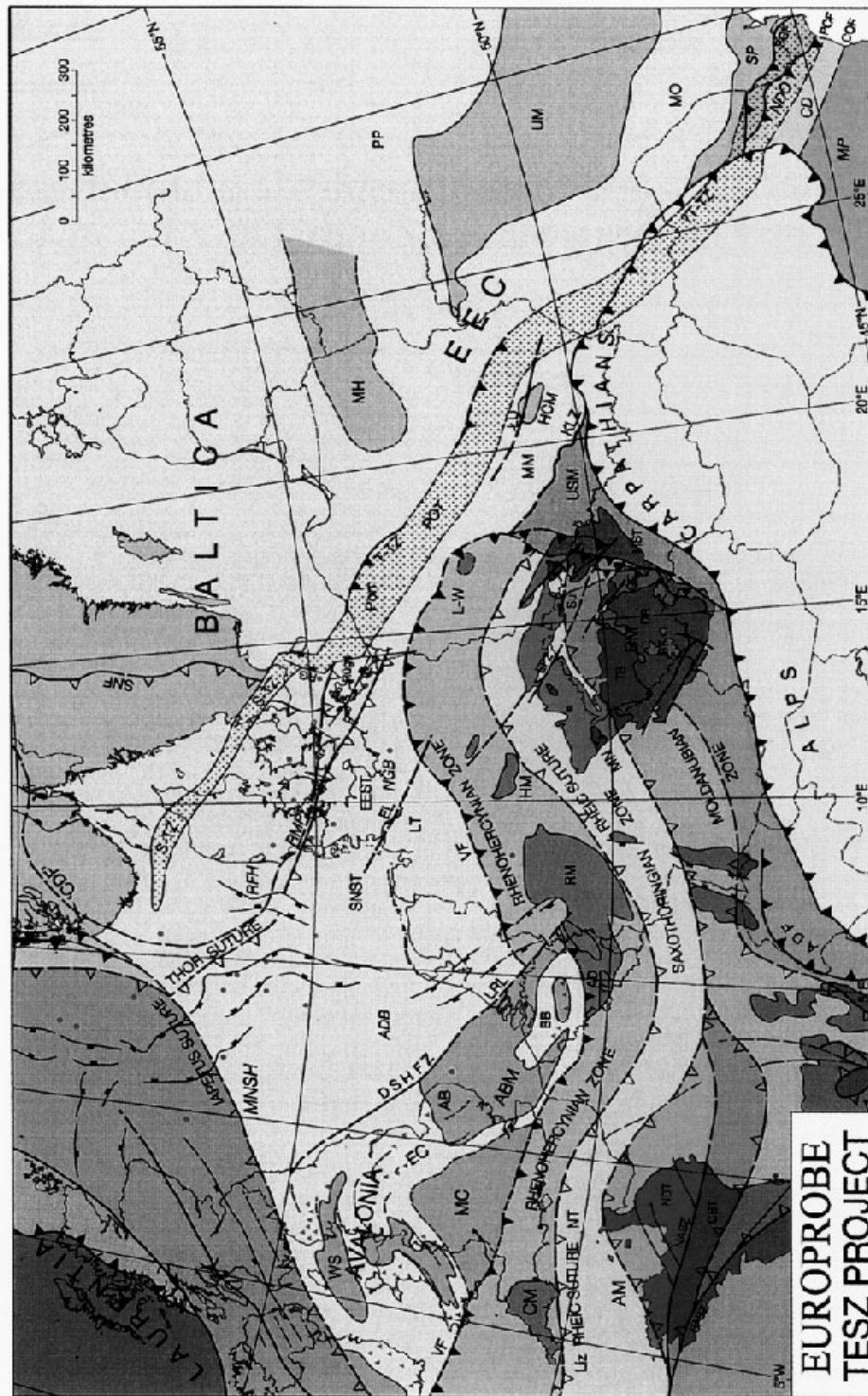


Abb. 1-4: Die variscische "Terranekollage" nach Pharaoh (1999). Das Konsolidierungsalter der Einheiten nimmt prinzipiell von Norden nach Süden ab. Linien mit offenen Dreiecken kennzeichnen ehemalige ozeanische Subduktionszonen und Linien mit geschlossenen Dreiecken kennzeichnen kontinentale Kollisionen.

Man findet Relikte des Rheischen Ozeans und der Tornquist-See am Südrand der Böhmisches Masse. Die im variscischen Orogen erkennbaren Suturezonen dokumentieren die Nahtstellen zwischen den an der Orogenese beteiligten Terranes (Abb. 1-4 und Abb. 1-10). Schließlich kollidierte Gondwana mit dem um Baltica, Amoria und Avalonia vergrößerten Nordkontinent Laurussia vor ca. 380-360 Ma. Nach Kollision dauerte der Konvergenzprozeß weitere 100 Ma an, wie man mithilfe von Massenbilanzierungen rekonstruieren kann (Oncken, 1994).

Durch die Kontinent-Kontinent-Konvergenz entstand ein alpenähnliches Faltengebirge, die Varisciden. Der Zusammenschub bewirkte weiträumige Zerschering und Stapelung der Kruste durch sogenannte "*thick-skinned*" Tektonik. Die Indentation der afrikanischen Platte in den Nordkontinent Laurussia verursachte die Entstehung zweier langgestreckter Bänder mit paralleler Orientierung (Abb. 1-4) und großräumige Ausweichbewegungen im variscischen Gebirge senkrecht zur Verkürzungsrichtung (Pharaoh, 1999). Beim Zusammenschub wurden die variscischen Sedimentdecken durch sogenannte "*thin-skinned*" Tektonik gefaltet und überschoben.

Heute kann man die Überreste der diversen Kontinente, Terranes, Akkreditonskeile, Inselbögen und Ozeansedimente im variscischen Gebirgsgürtel identifizieren. Somit wurde die "klassische" Zonierung nach Kossmat und Stille durch eine tektonostratigraphische Klassifizierung erweitert (Franke, 1989; Franke, 2000).

Baltica zieht sich entlang der Trans-Europäischen-Suture-Zone (TESZ) zum Ural, es umfaßt weiterhin das Baltikum und Skandinavien (Pharaoh, 1999). Südwestlich Balticas findet man Avalonia mit den südlichen britischen Inseln und dem norddeutschen Raum. Südlich daran anschließend liegen die armorikanischen Terranes, die sich in einem Bogen von der böhmischen Masse über den Schwarzwald und die Vogesen bis in die Iberische Halbinsel ziehen. Die Kollage von Terranes im variscischen Gebirgsgürtel äußerst komplex, wie in Abb. 1-4 zu erkennen ist. Detaillierte Beschreibungen und Interpretationen der diversen tektonostratigraphischen Einheiten findet man in Franke (2000). Im Rahmen dieser Arbeit wird nur auf prinzipielle Eigenschaften des variscischen Gebirges Europas eingegangen.

## 1.3 Geophysikalische Charakterisierung des variscischen Fundaments Europas

Geophysikalische Exploration von Gebirgen durch seismische Großprojekte wie die Europäische Geotraverse (EGT) und das *Urals Reflection Seismic Experiment and Integrated Studies* (URSEIS'95) zeigen, daß sich heute die Lithosphärenstruktur unterhalb der Varisciden prinzipiell von der des Urals oder den jüngeren Alpen unterscheidet. Im Ural ist bis heute eine mächtige Gebirgswurzel konserviert. Diese existiert nicht unterhalb der europäischen Varisciden, wie der folgende Abschnitt erläutern soll.

### 1.3.1 Lithosphärenstruktur der Europäischen Varisciden

Zahlreiche seismische Profile im variscischen Fundament Europas weisen auf geringe Krustenmächtigkeiten hin (Müller, 1995; Giese, 1990). Mit der EGT wurde die europäische Lithosphärenstruktur durch ein seismisches Nord-Süd-Profil untersucht (Blundell et al., 1992).

Das zentrale Segment der EGT EUGEMI (*European Geotraverse Middle Segment*) zieht sich über eine Länge von 825 km vom Baltischen Schild nahe Kiel bis zum nördlichen Sedimentbecken der Alpen nahe des Bodensees (Abb. 1-5). Es überquert somit die kaledonischen und variscischen Einheiten Mitteleuropas.

Die Daten aus refraktions- und reflexionsseismischen Experimenten und deren Modellierung sind im Detail bei Aichroth 1992 beschrieben. Abb. 1-6 zeigt eine Interpretation der seismischen Daten. Die intern sehr heterogen wirkende Kruste zeigt eine gleichförmige Mohotiefe von 29-30 km entlang des gesamten variscischen Abschnitts. Hier steigen die in der variscischen Kruste relativ niedrigen P-Wellengeschwindigkeiten von ca.  $6.5 \text{ km s}^{-1}$  auf Mantelgeschwindigkeiten von über  $8 \text{ km s}^{-1}$  an.

Man erkennt in Abb. 1-6 keine ausgeprägte Conrad-Diskontinuität. Die Unterkruste ist charakterisiert durch relativ geringe P-Wellengeschwindigkeiten von 6-6.5 km/s. Sie ist laminiert aus langgestreckten felsischen und mafischen Körpern aufgebaut (Wenzel et al., 1987). In der Oberkruste sind unterschiedliche P-Wellengeschwindigkeiten mit den variscischen Einheiten korreliert (Aichroth et al., 1992).

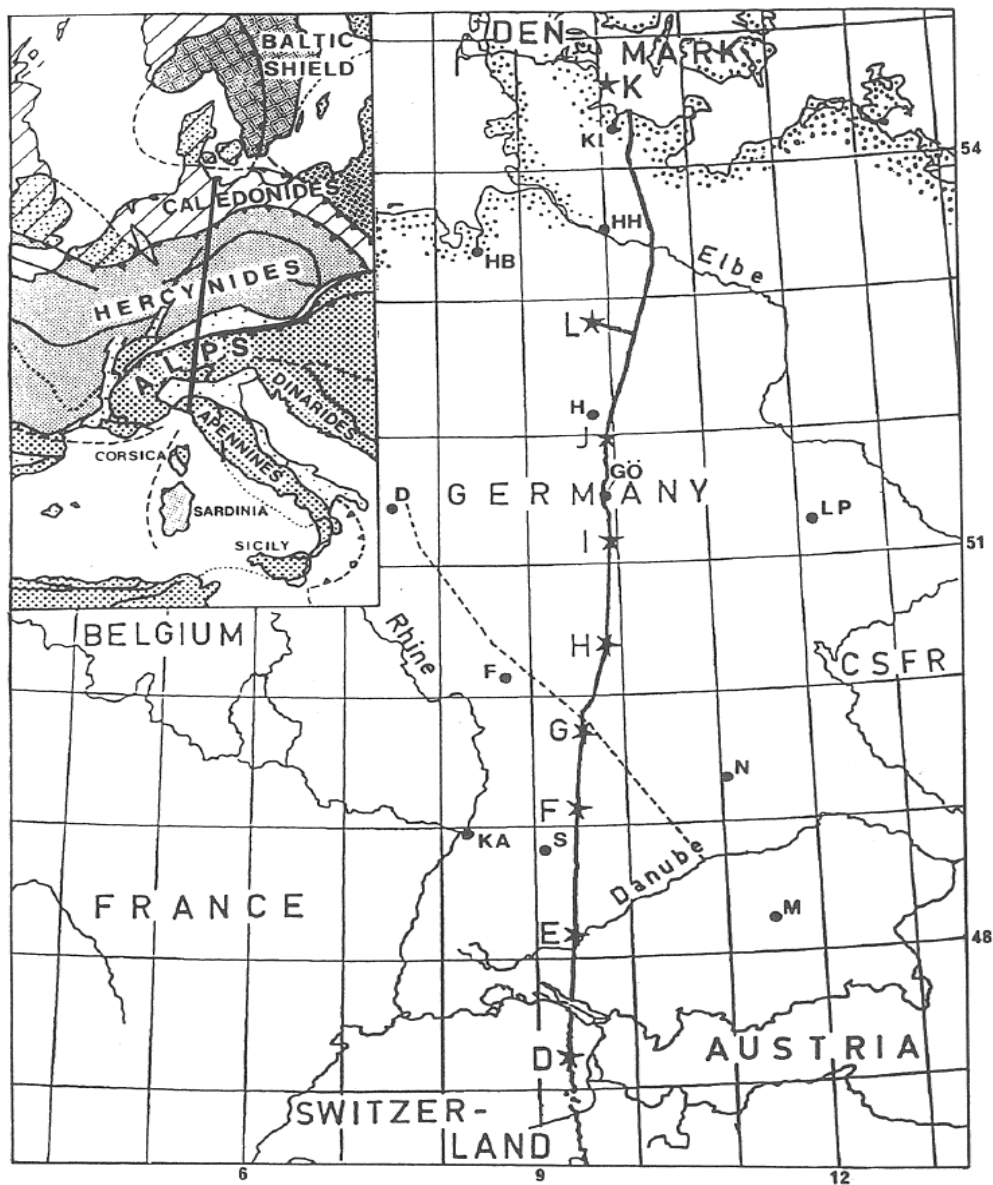


Abb. 1-5: Lage des mittleren seismischen Abschnittes EUGEM1 der EGT nach Blundell et al. 1992.

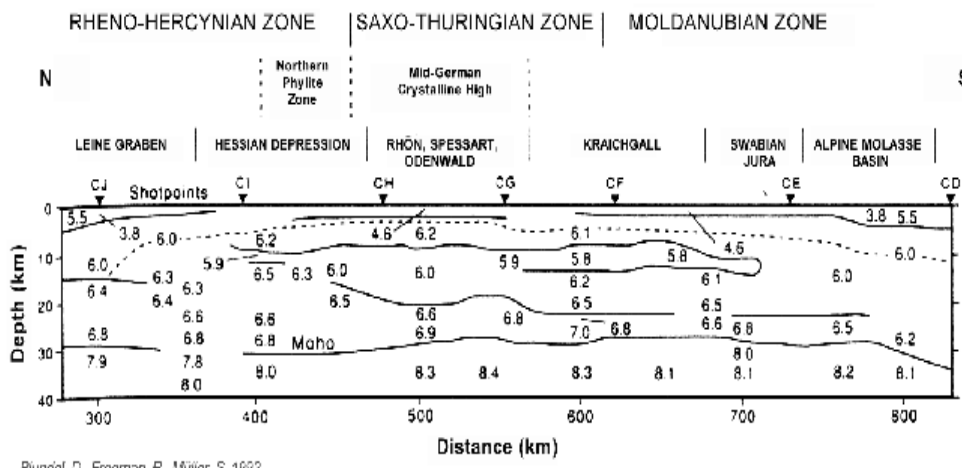


Abb. 1-6: Interpretation der Krustenstruktur entlang des mittleren seismischen Abschnittes EUGEMI der EGT nach Aichroth et al. 1992. Man beachte die gleichförmige Mohotiefe von ca. 29 km.

In einigen Abschnitten der variscischen Oberkruste (z.B. zwischen Rhenohercynicum und Saxothuringikum) sind Überschiebungsflächen zu orten, die Hinweis auf Krustenstapelung geben (Abb. 1-7 und Abb. 1-8).

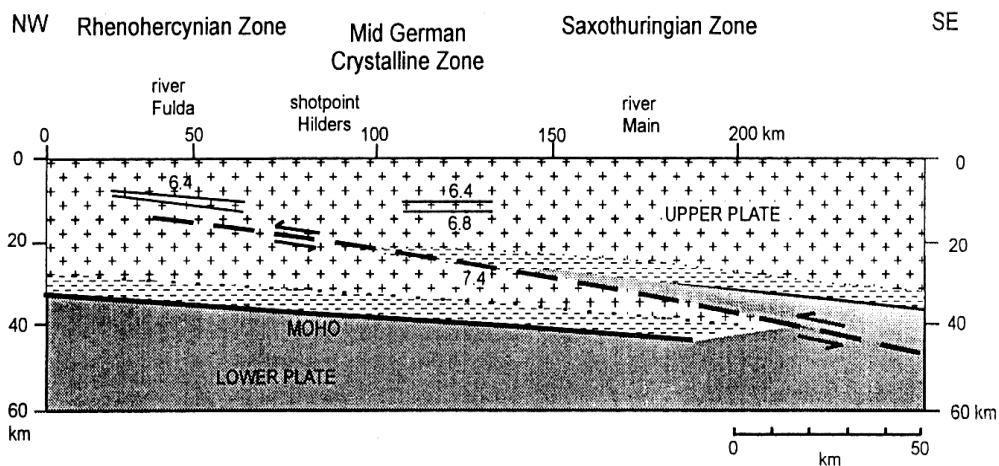


Abb. 1-7: Krustenprofil des Übergangs vom Rhenohercynikum zum Saxothuringikum nach Giese (1996). Die Überschiebungsfläche dokumentiert die Stapelungstektonik der Krusteneinheiten. Die Diskontinuität geht in die Krusten-Mantelgrenze über.

Eine Interpretation (Abb. 1-8) der Kruste-Mantel Lithologien über das gesamte EGT-Profil zeigt eine dünne Lithosphäre unterhalb der Varisciden und im starken Kontrast dazu

deutlich verdickte Kruste- und Mantellithosphäre unterhalb der Alpen und des Baltischen Schildes (mit Mächtigkeiten der Lithosphäre von bis zu 200 km).

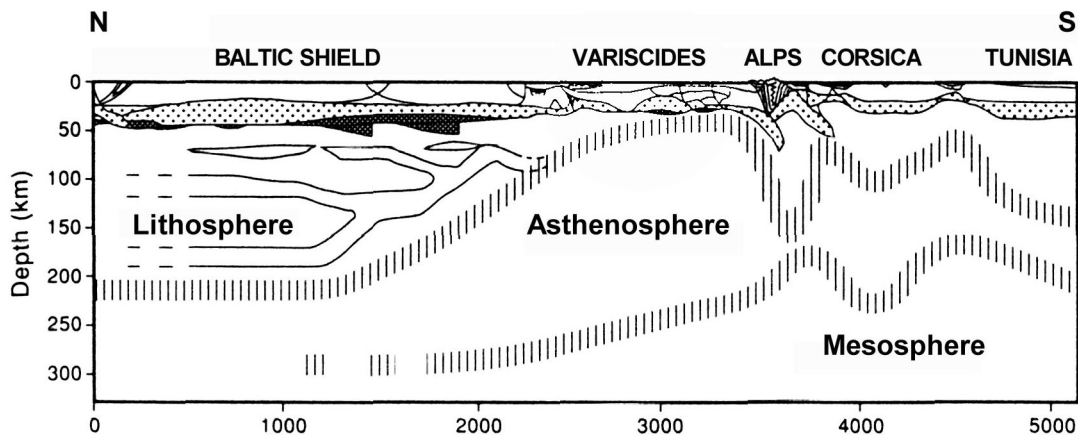


Abb. 1-8: Interpretation der Krusten-Mantel Lithologien in Europa entlang des EGT-Profiles nach Blundell (1999). Man beachte die stark verdickte Mantellithosphäre unterhalb des Baltischen Schildes und den Alpen die hoch aufsteigende Asthenosphäre unterhalb der Varisciden.

Das Fehlen der Lithosphärenwurzel unter den Varisciden, die Laminierung der Unterkruste und die gleichförmige Tiefenlage der seismischen Moho deuten auf eine Remobilisierung der Unterkruste der Varisciden hin.

Aufschlüsse der Unterkruste und Xenolithe der Varisciden zeigen granulitfazielle Gesteine am Krusten-Mantel-Übergang in den Varisciden (Schenk, 1984). Deshalb ist die in Abb. 1-6 skizzierte seismische Moho nicht zwingend identisch mit dem chemischen Krusten-Mantel Übergang (Mengel & Kern, 1992).

Petrologisch wird im Stabilitätsfeld für mafische Xenolithe ein Maximaldruck von 900-1000 MPa (ca. 35-40 km Krustenmächtigkeit) vorausgesagt. Bei höheren Drücken erfolgt der Übergang mafischer Kruste in eklogitfazielle mafische Gesteine. Diese werden in den Varisciden beobachtet (Steltenpohl et al., 1993). Untersuchungen an UHP-Terranes zeigen, daß dieser Übergang in Eklogitfazies eine Erhöhung der seismischen P-Wellen Geschwindigkeiten auf Mantelgeschwindigkeiten verursacht (Dewey et al., 1993; Mengel & Kern, 1992). In Abb. 1-9 sieht man dies im Überlappungsbereich der P-Wellengeschwindigkeitsfelder von Eklogit und Periodit. Somit sind eklogitisierte Gebirgswurzeln und lithosphärischer Mantel mit refraktionsseismischen Methoden nicht unterscheidbar

(Definition der petrologischen Moho in Dewey et al., 1993). Die Tatsache, daß Eklogit eine höhere Dichte als Spinelperidotit hat (Abb. 1-9), impliziert, daß der Phasenübergang im kritische Druck-Temperaturbereich an der Unterkrustenbasis auch Auswirkungen auf das isostatische Gleichgewicht des Orogens haben kann (Dewey et al., 1993).

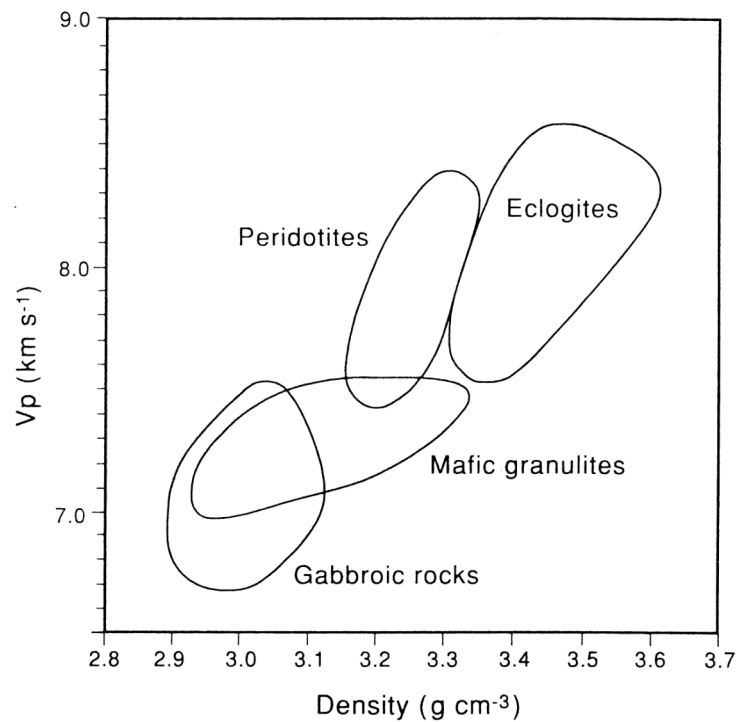


Abb. 1-9: Experimentell ermittelte P-Wellengeschwindigkeiten und Dichten von Gabbros, mafischen Granuliten, Eklogiten und Peridotiten nach Mengel & Kern (1992). Man beachte die überlappenden Geschwindigkeiten und die unterschiedlichen Dichten der Fazies.

In den europäischen Varisciden findet man Xenolithe in den drei Hauptsequenzen Rhenohercynicum, Saxothuringicum und Moldanubicum. Aufgrund der mafischen Xenolith-Aufschlüsse kann man auf eine weitgehend mafische Zusammensetzung der tiefen Unterkruste schliessen (Mengel et al., 1991).

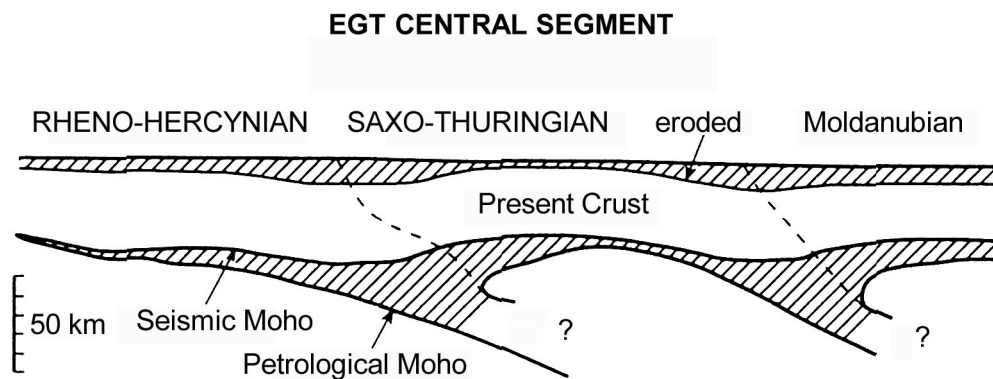


Abb. 1-10: Modell zur Krusten-Mantel-Lithologie unter den Varisciden Europas entlang des seismischen Profils EUGEMI nach Blundell (1999). Die gestrichelten Linien markieren die Suturzonen zwischen dem Rhenohercynikum, dem Saxothuringikum und dem Moldanubikum. Die schraffierte Zone im unteren Teil der Abbildung markiert frühere variscische Unterkruste, die sich heute wahrscheinlich in Eklogitfazies befindet.

Deshalb ist, zumindest in Teilen der variscischen Lithosphäre, unterhalb der seismischen Moho früheres Krustenmaterial, das sich heute in Eklogitfazies befindet, zu vermuten (O'Brien et al., 1990). Damit wäre die verschwundene Krustenwurzel und die Abwesenheit von P-Wellengeschwindigkeiten über  $6.5 \text{ km s}^{-1}$  in der heutigen variscischen Lithosphärenstruktur teilweise erklärbar. Petrologisch wird die Eklogitisierung mit mafischen *Underplating* der Unterkruste in Verbindung gebracht. Altersuntersuchungen an den Xenolithen zeigen Bildungsalter im Permo-Karbon legen somit deren Bildung während der Extension der variscischen Gebirgswurzel beim Orogenkollaps nahe (Schenk, 1998). Somit kann das Auftreten der Xenolithe durch ein Aufsteigen von Mantellithosphäre an die Unterkruste im Dehnungsregime erklärt werden.

### 1.3.2 Die uralidische Lithosphärenstruktur

Der Ural zeigt, im Gegensatz zu den Varisciden, eine mächtige Gebirgswurzel (Gosler & Kind, 1996; Stadtlander et al., 1999; Thouvenot, 1995).



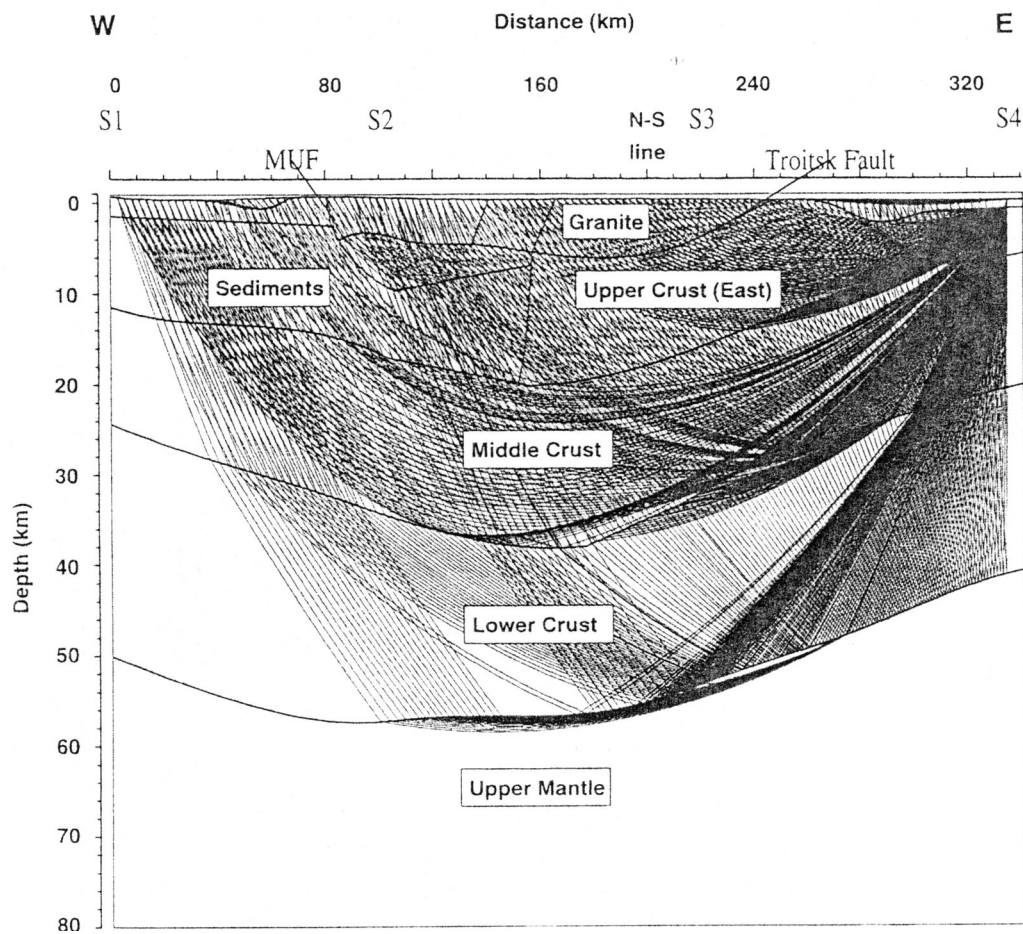


Abb. 1-11: Interpretation der Krusten-Mantel Lithologien im Ural entlang des URSEIS'95-Profiles nach Stadtlander et al. (1999). Man beachte die Mohotiefe und die ausgeprägte Conrad-Diskontinuität.

In dem seismischen Großprojekt URSEIS95 wurde in Analogie zu EGT-Projekt die Lithosphäre unterhalb des Urals durch Refraktions- und Reflexionsseismik erkundet. Das 500 km lange tiefenseismische Profil wurde über dem südlichen Ural gemessen (Echtler et al., 1996). In Abb. 1-11 ist die Gebirgswurzel des Urals skizziert, man interpretiert seismische Mohotiefen von bis zu 60 km. Dieses Ergebnis steht im starken Kontrast zu der fehlenden Gebirgswurzel unter den Varisciden. Stadtlander et al. (1999) beobachten hohe P-Wellengeschwindigkeiten von 7.5 km/s an der Basis der Krustenwurzel. Sie favorisieren als Modell hohe Dichten in der unteren Kruste bedingt durch große Anteile mafischer Kruste in diesem Bereich. Leech (2001) argumentiert, daß die uralidische Krustenwurzel aufgrund der Abwesenheit von Fluiden keine weitgehende Eklogitisierung erfahren hat.

Möglicherweise ist die gut erhaltene Gebirgswurzel des Urals und die verschwundene Wurzel der Varisciden durch die unterschiedlichen Konsolidierungsgeschichte der beiden

Gebirge erklärbar, wie in Abschnitt "Fragen und geodynamische Hypothese zur Variscischen Orogenese" diskutiert wird.

## **1.4 Die spätorogene Phase der Varisciden**

Die variscische Kruste ist weitgehend kontinentalen Ursprungs und weist charakteristische Hochtemperaturüberprägung und damit assoziierte Granitisierung auf (Echtler, 1998). In diesem Abschnitt soll auf die Phase der variscischen Orogenese eingegangen werden, bei der diese Merkmale der variscischen Kruste aufgeprägt wurden. Die Phase läßt sich in drei Abschnitte gliedern, ein maximales Verdickungsstadium, eine darauffolgende Anhebung metamorpher Kernkomplexe und eine signifikante Hochtemperaturphase am Ende der variscischen Orogenese (O'Brien, 2000).

### **1.4.1 Das maximale Verdickungsstadium**

Das maximale Verdickungsstadium von Gebirgen kann durch petrologische Untersuchungen an metamorphen Gesteinen quantifiziert werden. Man findet in den Varisciden Kristallingesteine, die eine großräumige Verteilung von Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose (HP-HT-Metamorphose) während maximaler Krustenverdickung dokumentieren (O'Brien, 2000). Diese Metamorphite sind im Gelände in sogenannten Kernkomplexen kartierbar (Abschnitt "Die Exhumierung kristalliner Gesteine"). Im Erzgebirge kann man sogar Mikrodiamanten in Eklogitgesteinen finden (Masonne, 1998). Zahlreiche Altersuntersuchungen an den kristallinen Gesteinen deuten an, daß diese maximale Druck- und Temperaturbedingungen vor ca. 340 Ma erlebt haben (Kröner et al., 1998). Eine detaillierte Beschreibung des Phänomens der HP-Metamorphose und das Auftreten von eklogitfaziellen Gesteinen in den europäischen Varisciden findet man in O'Brien et al. (1990).

Dokumente von HP-HT Metamorphose sind in vielen Teilen der Varisciden zu beobachten. Es handelt sich dabei um Eklogite (Hauptbestandteile Granat und Pyroxen, Bildungsbedingungen 500-800°C, 10-12 kbar) und zugeordneten Gesteinsarten wie HP-Granulite (Bildungsbedingungen bis 1000°C, 8-11 kbar). Man findet diese in folgenden Teilen der europäischen Varisciden: im Schwarzwald (Kalt & Altherr, 1996; Kalt et al., 2000) und den Vogesen, im Erzgebirge (Masonne, 1999; Willner, 1998), in der Böhmi-

schen Masse (Carswell, 1991; O'Brien & Carswell, 1993) und dem Bayerischen Moldanubikum (Kalt et al., 1998), im Granulitgebirge (Franke, 1995; Franke & Stein, 2000; Kröner et al., 1998, Rheinhardt & Vara, 1998), im Iberischen Massiv, im Ostteil des Zentralmassifs und im Armorikanischen Massif (O'Brien et al., 1990).

Wie der folgenden Abschnitt erläutert, wurden viele der HP-HT-Einheiten nach ihrer maximalen Versenkung innerhalb geologisch kurzer Zeiträume (10-20 Ma) durch "Fahrstuhltektonik" in oberflächennahe Tiefenniveaus transportiert.

### **1.4.2 Die Exhumierung kristalliner Gesteine**

Die HP-Gesteine, die man im variscischen Fundament Europas findet, dokumentieren nicht nur das maximale Verdickungsstadium des Orogens, sondern es ist auch möglich, durch petrologische Untersuchungen und absolute Altersbestimmungen Druck- und Temperaturgeschichte der Einheiten vom maximalen Versenkungsstadium bis zur Anhebung an die Oberfläche zu rekonstruieren. Die Daten werden gebräuchlicherweise in Druck-Temperatur-Zeit-Diagrammen dargestellt, sogenannten PTt-Pfaden. Ein PTt-Pfad gibt somit Informationen über die Druck- und Temperaturgeschichte einer geologischen Einheit während tektonischer Deformation. Einen Übersichtsartikel über die Interpretation von PTt-Pfaden in Bezug auf die Evolution von Orogenen findet man bei Brown (1993). Aus den PTt-Pfaden können Hebungsgeschwindigkeiten von Gesteinen rekonstruiert und damit Rahmenbedingungen für Hypothesen zur geodynamischen Entwicklung von Gebirgen gesetzt werden. Allerdings betont Brown (1999), daß HP- oder UHP-Metamorphose in Gebirgen nicht zwingend gleiche geodynamische Szenarien während der Orogenese implizieren. Die HP-HT-Einheiten der Varisciden zeigen zum Teil rasante Anhebungsgeschwindigkeiten von bis zu 10 mm/a (Willner et al., 2000). Bei solchen Hebungsgeschwindigkeiten ist der Druckausgleich wesentlich schneller als der Temperatureausgleich, man spricht von isothermaler Dekompression. Die Anhebung der diversen Kernkomplexe in oberflächennahe Niveaus hat in einem wohldefinierten Zeitintervall zwischen 340 Ma und 320 Ma stattgefunden (Carswell, 1991; Franke, 1995; Krawczyk et al., 2000; Schaltegger, 2000; Willner et al., 2000).

Eine mögliche Ursache für den in den Varisciden großräumig auftretenden Anhebungseffekt wird im Abschnitt 1.5 diskutiert.

### 1.4.3 Die spätorogene magmatische Aktivität

Im späten Karbon und Perm unterlagen große Teile des variscischen Orogens einem Hochtemperaturereignis (Anthes & Reischmann, 2001; Abb. 1-12). Dieses ist in der Extrusion bimodaler vulkanischer Gesteine dokumentiert (Finger et al., 1997).

Die Platzname der granitischen Schmelzkörper wird mit stark erhöhten Temperaturen in mittleren bis niedrigen Krustenniveaus assoziiert, also mit Niedrigdruck-Hochtemperatur Metamorphose (LP-HT Metamorphose). Der zeitliche Ablauf der Schmelzprozesse in bezug zu den erhöhten Temperaturen ist bis heute nicht geklärt. So wird immer noch diskutiert, ob die Schmelzen in der Kruste durch erhöhte Temperaturen erzeugt wurden, oder ob ein Eindringen von basaltische Schmelzen in die Kruste die hohen Temperaturen erzeugt hat (O'Brien, 1997; O'Brien, 2000; Gerdes et al., 1997; Gerdes et al., 2001).

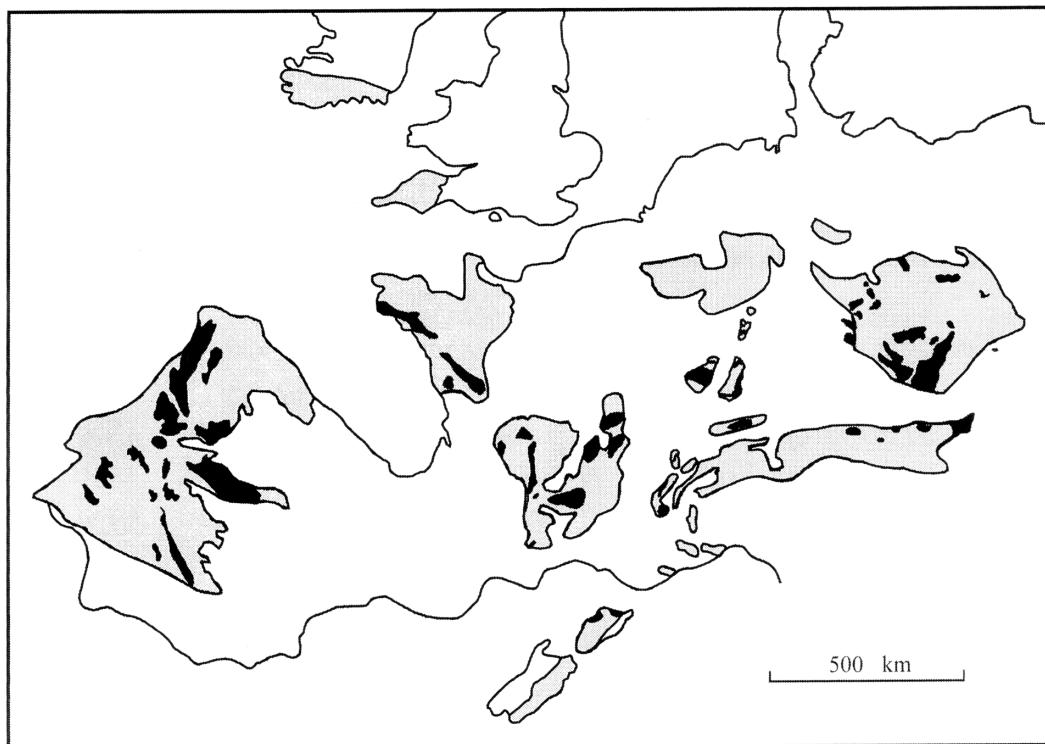


Abb. 1-12: Räumliche Verteilung der zwischen 340 und 325 Ma intrudierten Granite und Granitoide des variscischen Orogens nach Henk et al. (2000).

Experten datieren die spätorogene vulkanische Aktivität auf den Zeitraum zwischen 330 Ma bis 320 Ma. Das Hochtemperaturereignis erfaßte zum Beispiel den Schwarzwald

(Kalt et al., 2000) und die Vogesen (Schaltegger, 1999), den Bayrischen Wald (Kalt et al., 1998), die Böhmisches Masse (Büttner & Kruhl, 1997), das südliche Molanubikum (Gerdes et al., 1998), und die Mitteldeutsche Kristallinschwelle (Anthes & Reischmann, 2001). Heute bilden die variscischen Grantoide in großen Teilen Europas das Grundgebirge (Abb. 1-12).

Die Erwärmung hatte Einfluß auf die Dicke und Zusammensetzung der variscischen Krustenwurzel. Eine starke Erwärmung an der Unterkruste erzeugt schwächere Rheologien und kann somit Mobilisierung der Wurzel und das Eindringen von Manteldiapiren unterstützen. Durch den Auftrieb der heißen leichten Unterkruste und Einstellung des isostatischen Gleichgewichts unter Extension könnte die heutige Krustenverdünnung, das Auftreten der Xenolithe und die heutige einheitliche Mohotiefe unter den Varisciden erklärt werden. Die Wärmequellen für das HT-Ereignis in den Varisciden werden immer noch diskutiert (O'Brien P.J., 1997; O'Brien P.J., 2000; Gerdes et al., 1997; Henk et al., 2000). Einerseits könnte radiogene Wärmeproduktion innerhalb der verdickten Kruste die hohen Temperaturen erzeugt haben, andererseits wurde dieser Prozeß jedoch möglicherweise durch eine externe Wärmequelle unterstützt, wie nachfolgend beschrieben.

## **1.5 Fragen und geodynamische Hypothese zur Variscischen Orogenese**

Das variscische Orogen wurde lange durch sogenannte fixistische Ansätze interpretiert. Das fixistische Bild vernachlässigt die inzwischen meßbaren Plattenbewegung. Krebs & Wachendorf (1973) und Skvor & Zeman (1969) erklären das variscische Orogen als eine Ansammlung diverser Blöcke mit sedimentärem oder kristallinem Character, die durch tiefreichende Schwächezonen voneinander getrennt sind. Unterschiedliche Vertikalbewegungen aufgrund von unterschiedlichen Dichten dieser einzelnen Blöcke werden als Ursache für unterschiedliche geologische Geschichte angesehen. Verdickte Orogenkruste wird mit Krustenzuwachs aus dem Mantel in Verbindung gebracht (Abb. 1-13).

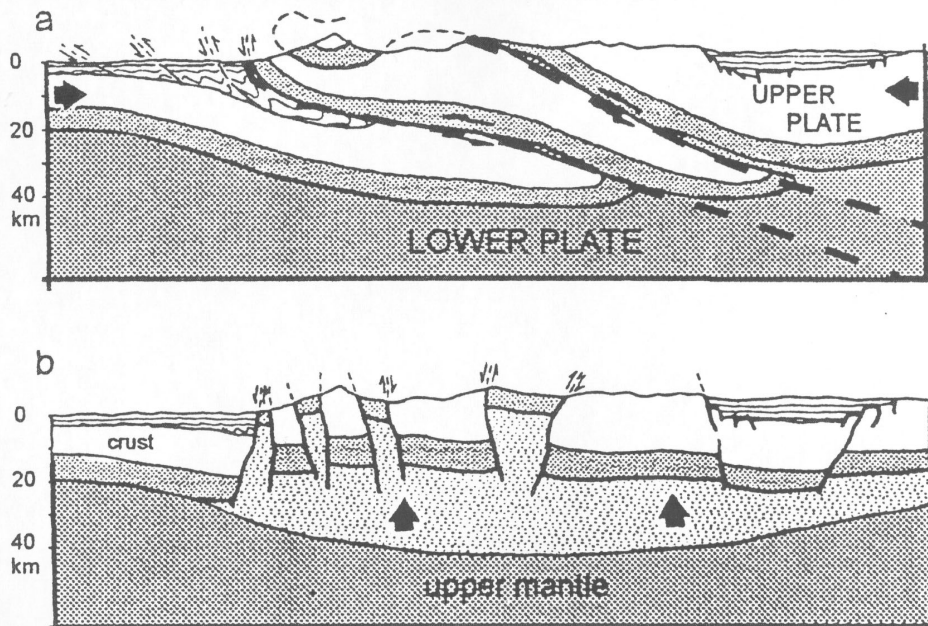


Abb. 1-13: Mobilistisches (a) und fixistisches (b) Modell für Krustenzuwachs in Orogenen nach Giese (1996).

Da dieser Modellansatz keine HP-Metamorphose erklären kann, werden die eklogitfaziellen Gesteine der Varisciden früheren Ereignissen zugeordnet (Metamorphosealter, Plattendriftgeschichten und seismische Krustenstrukturen waren zum Zeitpunkt der fixistischen Modelle noch nicht genügend genau meßbar). Durch die genaueren Meßmethoden und die damit gewonnenen Erkenntnisse zur Kollisionsgeschichte, Krustenstruktur und metamorphen Ereignissen in den Varisciden wurde der fixistische Ansatz durch einen mobilistischen abgelöst.

Der mobilistische Ansatz integriert das Konzept der Plattentektonik als Ursache für gebirgsbildende Prozesse mit ein. Ausgehend von den zwei unterschiedlichen Subduktionstypen, nämlich ozeanischer Subduktion und Kontinent-Kontinent-Kollision, wird Gebirgsbildung hier mit den großräumigen Horizontalbewegungen der tektonischen Platten assoziiert. Bei Kollisionsorogenen wird während Zusammenschub zweier Kontinente innerhalb der Lithosphäre Überschiebungstektonik durch die unterschiedlichen rheologischen Eigenschaften von Ober- und Unterkruste aktiviert (Arthaud & Matte, 1977). Krustenzuwachs erfolgt also im mobilistischen Ansatz durch horizontalen Massentransport bei der Überschiebung (Abb. 1-13).

Dieses Modell erklärt die in den Seismikprofilen erkennbaren Überschiebungsflächen innerhalb der variscischen Kruste. Die Suturzonen zwischen den Terranes und die Relikte

von ozeanischer Kruste und magmatischen Inselbögen im variscischen Fundament werden im mobilistischen Modell durch eine jeder Terrane- und Kontinent-Konsolidierung vorausgehende ozeanische Subduktion erklärt.

Delamination von Mantellithosphäre - Schlüssel zur variscischen Orogenese?

Die unterschiedlichen Charakteristika der variscischen und der uralidischen Lithosphäre werfen die Frage auf, warum die variscische Wurzel verschunden ist und die des Ural nicht. In Tabelle 1 sind die Hauptunterschiede der beiden Kollisionsorogene nach Echtler (1996) zusammengefasst.

Die Uraliden entstanden wie die Varisciden im Paläozoikum. Bei der Kollision waren die asiatische Platte und Laurussia beteiligt. Der Ural ist Überrest der westlichen Uraliden, die östlichen Teile sind durch die westsibirischen Sedimentbecken bedeckt. Heute stellt der Ural die geographische Grenze zwischen Asien und Europa dar. Geologisch ist diese Grenze mit der Uralischen Hauptstörung dokumentiert. Der Aufbau des Urals ist achsensymmetrisch. Die uralidische Kruste ist weitgehend aus schwach metamorphen Gesteinen und großen Anteilen von Fragmenten ozeanischer Kruste zusammengesetzt, sie ist also relativ schwer. Man beobachtet an der Oberfläche einen niedrigen Wärmefluß und hohe seismische Geschwindigkeiten, die mit einer kalten Kruste assoziiert werden (Echtler, 1996). Im Unterschied zum Ural stellen die Varisciden ein tektonisches *Terranecollage* dar. In das variscische Gebirge wurde während der Subduktion ozeanische Kruste nur zu schwer nachweisbaren Anteilen eingebaut. Eine Aufwärmung der Wurzel erklärt die gleichförmige Mohotiefe und Laminierung der heutigen variscischen Unterkruste. Der Oberflächenwärmefluß ist im variscischen Europa höher als im Ural.

Tabelle 1: Vergleich der Kollisionsorogene Uraliden Varisciden

	<b>Uraliden</b>	<b>Varisciden</b>
Orogene Phase	Ordovizium/oberes Perm bis unteres Jura	Silur bis Karbon
HP Ereignis	um 380 Ma	um 340 Ma

Tabelle 1: Vergleich der Kollisionsorogene Uraliden Varisciden

	<b>Uraliden</b>	<b>Varisciden</b>
Charakteristika	lineare Erstreckung	tektonische Kollage
	eine Hauptstörungszone	parallele Störungszone
	Exhumierungsgeschwindigkeiten niedrig	Exhumierungsgeschwindigkeiten hoch
	Mohotiefen bis 60 km	Mohotiefe 30 km
	achsensymmetrische Moho	gleichförmige Tiefe der Moho
Krustenparameter	hohe seismische Krustengeschwindigkeiten	niedrige seismische Krustengeschwindigkeiten
	relativ große Dichte	relativ kleine Dichte
	mafische Komposition	felsische Komposition
Wärmefluß	hoch	niedrig

Möglicherweise lassen sich die unterschiedlichen Orogenesen unter Berücksichtigung der thermo-mechanischen Wechselwirkung zwischen Kruste und Mantel erklären. Die nachfolgend beschriebene Hypothese zum geodynamischen Szenarium der variscischen Gebirgsbildung stützt sich auf die Ausbildung einer gravitativen Instabilität während der variscischen Orogenese. In der Arbeit wird gezeigt werden, wann es zu Ausbildung einer solchen Instabilität kommen kann, und welche Folgen für die Orogenese zu erwarten sind.

Es handelt sich bei dem postulierten geodynamischen Szenarium der variscischen Gebirgsbildung um anhaltende Kontinent-Kontinent Kollision mit starker Lithosphärenverdickung, die zu Abriß der Mantellithosphäre aufgrund von gravitativer Instabilität des Orogens führt und damit den Aufstieg heißer Asthenosphäre an die Basis der Unterkruste ermöglicht. Dieses Modell ermöglicht sowohl eine Erklärung der kurz nach maximaler Orogenverdickung einsetzenden magmatischen Aktivität in den Varisciden als auch die schnelle Exhumierung der metamorphen Kernkomplexe zwischen diesen Ereignissen. Außerdem kann durch den dynamischen Modellansatz diskutiert werden, welche der orogenen Ereignisse plattenkinematisch "gesteuert" und welche Folge der gravitativen Instabilität des Orogens waren.



Falls die variscische Orogenese mit Manteldelamination und teilweisen Gebirgswurzelabriß in Verbindung gebracht werden kann, welchen Einfluß hätte dieses großräumige Ereignis auf die Entwicklung des Variscischen Gebirges?

- Ist die in den Varisciden dokumentierte HP- und LP-Metamorphose in der Kruste durch ein subkrustales Ereignis erklärbar?
- Ist die schnelle Anhebung der metamorphen Kernkomplexe Folge der Entwicklung einer gravitativen Instabilität des Orogens?
- Können die eng benachbarten Domänen von Extension und Kompression in den Varisciden durch ein Delaminationsszenarium erklärt werden?
- Kann die Entstehung der variscischen Granite durch radiogene Wärmeproduktion einer stark verdickten Krustenwurzel erklärt werden oder ist eine externe Wärmequelle notwendig?
- Kann die kurz nach maximaler Verdickung einsetzende magmatische Aktivität in den Varisciden mit einem Gebirgswurzelabriß assoziiert werden?
- Wo liegen mögliche Ursachen für die unterschiedlichen Entwicklungen der Uraliden und der Varisciden?

Das folgende Kapitel soll auf physikalische Aspekte der Evolution von Kollisionsorogenen eingehen. Dabei spielt die Entwicklung der thermischen und mechanischen Eigenschaften und deren Kopplung während Auf- und Abbau eine wichtige Rolle. Insbesondere sollen mögliche Ursachen für den Vertikaltransport von geologischen Einheiten in Gebirgen diskutiert werden.



# 2 Orogendynamik

---

## 2.1 Einleitung

“On modern-day Earth orogeny is a natural consequence of mantle convection and plate tectonics, which reflects the self-organized behaviour of a non-equilibrium system maintained by exchange of energy with the outside world.”

*Michael Brown, GV Jahrestagung, Freiberg, 1999.*

Die dynamische Erde wird von zwei Mechanismen gesteuert. Zum einen dem Bestreben Wärme aus dem heißen Erdinnern möglichst effektiv nach Aussen abzuführen und zum anderen dem Bestreben im eigenen Schwerfeld eine stabile Schichtung, nämlich zunehmende Dichte zum Erdmittelpunkt hin, zu konfigurieren. Verantwortlich für dynamische Prozesse sind laterale Dichteunterschiede bedingt durch thermische Ausdehnung, mineralogische Phasenübergänge bei bestimmten Druck- und Temperaturbedingungen, chemische und gravitative Differentationsprozesse.

Durch Mantelkonvektion, die im zähflüssigen Erdmantel die Wärme effektiver abtransportieren kann als konduktiver Wärmetransport, wird Wärmeenergie effektiv aus dem Erdinneren abgeführt. Anomalien an der thermischen Grenzschicht zwischen Kern und Mantel ermöglichen schnellen Energie(ab)transport an die Erdoberfläche durch Mantelplumes, an deren Existenz heute kaum noch gezweifelt wird. Auch Vulkanismus ist letztendlich Ausdruck der Abführung thermischer Energie aus dem Erdinneren heraus.

Massentransport in der Erde wird durch die Schwerkraft angetrieben. Ozeanische Lithosphäre wird an mittelozeanischen Rücken aus heißem, leichtem Mantelmaterial gebildet. Diese kühlt mit zunehmendem Alter bzw. Abstand vom mittelozeanischen Rücken nach dem  $(t)^{1/2}$ -Gesetz aus, wird dadurch schwerer und an passiven Kontinentalrändern wieder in den Mantel subduziert. Von der gesamten Wärmeabfuhr der Erde wird über die Hälfte durch diesen Prozeß realisiert (Ranalli, 1995). Das Auseinanderbrechen großer Kontinente kann durch den thermischen Abschirmeffekt erklärt werden, der eine schnelle Abfuhr von Wärme aus dem Erdinnern behindert.

Orogene stellen per Definition Störungen des angestrebten Zustands dar. Die verdickte Lithosphäre verursacht erhöhte lithosphärische Drücke und Spannungen und erschwert die schnelle Abführung von Wärme aus dem Erdmantel. Kalte Gebirgsurzeln stellen eine thermische Anomalie im umgebenden Mantel dar, die durch Temperatenausgleich wieder relaxiert wird. Topographie an der Oberfläche, der Moho und am Übergang zum konvektierenden Mantel haben im Schwerfeld keine dauerhafte mechanische Stabilität, Erosion der Topographie und thermische Relaxation der Gebirgswurzel ebnet Gebirge im Laufe der Zeit ein, wobei die Zeiträume sehr variabel sein können, wie nachfolgend erläutert wird.

In diesem Kapitel wird der Wärmehaushalt in Orogenen, der von internen und externen Wärmequellen und diversen Wärmetransportmechanismen bestimmt wird, beschrieben. Danach wird die rheologische Stratigraphie von kontinentaler Lithosphäre, insbesondere bei Kollisionsgebirgen diskutiert. Darauf aufbauend wird das Prinzip der thermo-mechanischen Kopplung bei Orogenese beschrieben, also der Einfluß der thermischen und kompositionellen Charakteristika eines Gebirges auf seine Rheologie und damit seiner Stabilität gegenüber den wirkenden tektonischen Kräften. Die dynamischen Konsequenzen der durch relative Dichteunterschiede der Gebirgswurzel gegenüber der Asthenosphäre wirkenden Auf- und Abtriebskräfte und Einstellung und Störungen des isostatischen Gleichgewicht sind Inhalt des darauffolgenden Abschnittes.

## 2.2 Wärmehaushalt von Gebirgen

Die gesamte Wärmeabgabe ( $42 \cdot 10^{12}$  W) der Erde läßt sich nach Ranalli (1995) wie folgt abschätzen: 19% der Wärme sind auf die radioaktive Wärmeproduktion in der Lithosphäre zurückzuführen, die restlichen 81% stammen aus dem Mantel, wobei 67% der Wärme bei plattentektonischen Prozessen abgeführt wird (hauptsächlich bei der Entstehung von ozeanischer Lithosphäre und deren Abkühlung) und nur zu einem Anteil von 14% durch Wärmeleitung in der kontinentalen Lithosphäre.

Neben der seismischen Definition kann die kontinentale Lithosphäre auch thermisch definiert werden. In kontinentaler Lithosphäre erfolgt Wärmetransport in der Regel durch Konduktion weil die hohe Viskosität des lithosphärischen Mantels Konvektionsströmung verhindert. Somit stellt die Lithosphäre die obere thermische Grenzschicht des konvektie-

renden Mantels dar. Schmeling & Marquart (1991) definieren in Übereinstimmung mit ihrer Definition der seismischen Lithosphäre die 1150°C-Isotherme als thermische Grenze zwischen Mantellithosphäre und Asthenosphäre.

In Abb. 2-1 sieht man die typische Struktur einer kontinentaler Geotherme; sie dient als Grundlage für die in Kapitel 4 beschriebenen Modelle zur Hochtemperaturphase der Varisciden. In der Kruste sieht man einen erhöhten Wärmefluß aufgrund der radiogenen Wärmeproduktion. Die Wärmekapazität  $c_p$  ist temperaturabhängig (Navrotsky, 1995). Die thermische Diffusivität ist temperatur- und tiefenabhängig angenommen mit einem Minimum an der Basis der Mantellithosphäre (Clauser & Huenges, 1995; Katsura 1995). Die Erhöhung der thermischen Diffusivität  $\kappa$  unterhalb der thermischen Lithosphäre deutet konvektiven Wärmetransport in der Asthenosphäre an.

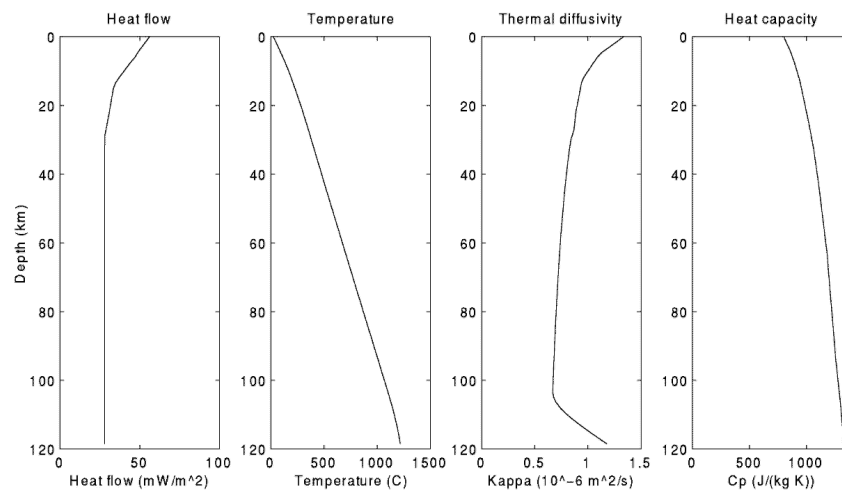


Abb. 2-1: Wärmefluß, Geotherme und thermische Parameter einer typischen kontinentalen Lithosphäre nach Schmeling (2000).

Ausnahmen von rein konduktivem Wärmetransport in kontinentaler Kruste bilden Bereiche, in denen advektiver Wärmetransport hinzutritt. Sandiford & Powell (1991) beschreiben drei fundamentale Formen des advektiven Wärmetransports in kontinentaler Kruste:

- Erosion
- Penetrative Deformation
- Schmelzmigration.

Erosion und penetrative Deformation sind Formen von advektivem Wärmetransport durch Deformation orogener Krusteneinheiten (England & Richardson, 1977) und deren Geothermen. Das Eindringen von Manteldiapiren in die Lithosphäre und die Überschiebung von Oberkrusteneinheiten durch wärmere Unterkruste in Kollisionsorogenen sind Beispiele für penetrative Deformation. Schmelzmigration führt die Wärme in der fluiden Phase ab. Geochemische Untersuchungen deuten darauf hin, daß während des Aufstiegs von in Mantelregionen erzeugten Schmelzen wenig chemische Wechselwirkung mit dem umgebenden Krustengestein stattfindet (Iamori, 1994) und somit der Schmelztransport schnell und lokalisiert stattfindet. Richardson et al. (1996) diskutieren Schmelztransport durch die Kruste in offenen Kanälen innerhalb einer porösen, viskosen Matrix. In ihrem Modell wird das Material in solitären Wellen transportiert und die Wechselwirkung mit der umgebenden Matrix ist eine Funktion einer charakteristischen Kompaktionslänge, unter der Druckänderungen infolge von Kompaktion des porösen Mediums auftreten können (Mc Kenzie, 1984). Petrologische und struktureologische Untersuchungen deuten darauf hin, daß Schmelztransport in der Kruste selbstorganisierenden Charakter aufweist, der innerhalb kurzer Zeiträume realisiert werden kann (Petford et al., 2000; Brown, 1994; Brown & Solar, 1998).

Während Kontinent-Kontinent Kollisionen wird die Lithosphäre verdickt, d.h. insbesondere, daß der geothermische Gradient innerhalb des Gebirges gestreckt wird und ein relativ kalter Lithosphärenabschnitt erzeugt wird. Abb. 2-2 zeigt die Konsequenzen von Verdickung einer Standardlithosphäre um einen Faktor  $f$ . Man beachte die vergrößerten Krusten- und Mantellithosphärenmächtigkeiten in den Säulendiagrammen. Untersuchungen haben gezeigt, daß die bei Orogenese durch laterale Dichte- und Mächtigkeitsunterschiede hervorgerufenen Spannungen gleiche Größenordnung wie die an Plattenrändern auftretenden Spannungen aufweisen (Bott, 1990).

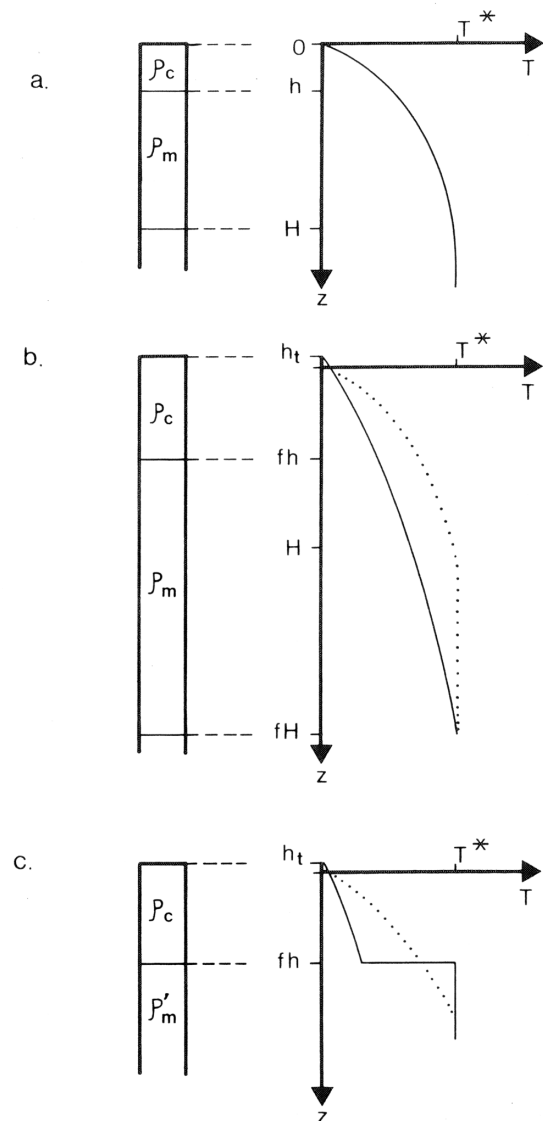


Abb. 2-2: Vergleich der thermischen und kompositionellen Eigenschaften einer (a) Standard-, (b) um einen Faktor  $f$  verdickten und (c) delaminierten Lithosphäre nach Ranalli (1995).  $\rho_c$ ,  $\rho_m$  und  $\rho'_m$  bezeichnen die Dichten von Kruste, Mantellithosphäre und Asthenosphäre.  $T^*$  ist die Temperatur der Asthenosphäre, die durchgezogenen Geothermen skizzieren den thermischen Zustand vor Relaxation, die gestrichelten nach thermischer Relaxation.

Dalmayrac & Molnar (1981) diskutieren den Spannungszustand innerhalb einer verdickten Lithosphäre im isostatischen Gleichgewicht. Sie zeigen, daß bis zum Erreichen einer Kompensationstiefe die vertikale lithostatische Spannungskomponente größer ist als die

im unverdickten Segment. Nach Petrini & Podlachikov (2000) kann sich dabei der Druckgradient im Extremfall gegenüber dem normalen lithostatischen Druckgradienten verdoppeln. Die Relaxation der thermischen Anomalie bis zum Erreichen eines "normalen" geothermischen Gradienten dauert einige zehner Millionen Jahre (Arnold et al., 2001; gestrichelte Geotherme in Abb. 2-2 b). Die kompositionellen und thermischen Folgen von Delamination der verdickten Mantellithosphäre werden in Abb. 2-2 c) skizziert. Es kommt zum Aufstieg heisser, leichter Asthenosphäre an die Krustenwurzel, welche durch die erhöhten Temperaturen an der Basis aufgeheizt wird (gestrichelte Geotherme in Abb. 2-2 c).

Damit Schmelzen in der Kruste entstehen können, müssen entsprechende Temperaturen in der Kruste erreicht werden. Dies kann einerseits durch Aufheizung der Gebirgswurzel aufgrund von radiogener Wärmeproduktion innerhalb einer verdickten Kruste geschehen (Gerdes et al., 1997). Andererseits kann durch Abreißen der verdickten Mantellithosphäre heiße Asthenosphäre an die Basis der Krustenwurzel aufsteigen und innerhalb kurzer Zeit die Gebirgswurzel aufheizen (Schott, 1998). Die Aufheizung erfolgt dann entweder konduktiv wie in den in Kapitel 4 vorgestellten Modellen oder bei entsprechend hohen potentiellen Manteltemperaturen durch basaltisches Underplating und Eindringen heißer Manteldiapire in die Kruste (Bittner & Schmelting, 1995; Huppert & Sparks, 1988). Lokale Oberflächenwärmeflußdaten können dazu benutzt werden, die Mächtigkeit der Lithosphäre abzuschätzen (Pollack & Chapman, 1977; Bodri & Bodri, 1985). In der Lithosphäre ist die Richtung der Temperaturabnahme annähernd vertikal. Sowohl die thermische als auch die seismische Lithosphäre werden vom Temperaturfeld kontrolliert. Vergleicht man Daten für den Oberflächenwärmefluß mit der Dicke der seismischen Lithosphäre (Artemieva & Mooney, 2001), so erkennt man, daß hoher Wärmefluß mit dünner Lithosphäre und kleiner Wärmefluß mit dicker Lithosphäre korreliert.

Geothermen hängen für eine bestimmte Region der Erde mit dem Wärmefluß an der Oberfläche, der Vertikalverteilung von Wärmequellen und der Variation der Wärmeleitfähigkeit mit der Temperatur (und damit der Tiefe) zusammen. Der Oberflächenwärmefluß berechnet sich als Summe aus dem Wärmefluß durch die Basis der Kruste und der radiogenen Wärmeproduktion innerhalb der Kruste mithilfe der eindimensionalen konduktiven Wärmeleitungsgleichung.



$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{A}{\rho c}$$

Hier steht  $T$  für die Temperatur,  $\kappa$  ist die thermische Diffusivität,  $z$  ist die Tiefe,  $A$  ist die radiogene Wärmeproduktionsrate pro Volumeneinheit,  $\rho$  ist die Dichte und  $c$  ist die Wärmekapazität.

Dieser Ansatz ist jedoch für Regionen mit advektivem Wärmetransport, wie zum Beispiel Wärmetransport durch hydrothermale Aktivität oder Schmelzsegregation, nicht ausreichend. Dort muß die Wärmeleitungsgleichung um advektive Terme erweitert werden, und es müssen Annahmen über den Transportmechanismus gemacht werden, z.B. Hebungsgeschwindigkeiten bei tektonischer Anhebung.

Cermak et. al (1990) berechnen die Temperaturverteilung entlang eines großen Teilstücks der EGT mithilfe von a-priori Informationen über die variscische Krustenstruktur. Der Wärmefluß an der Moho der Varisciden wurde unter den Annahmen auf  $30 \text{ mW/m}^2$  bis über  $40 \text{ mW/m}^2$  kalkuliert. Zusammen einem Beitrag radiogener Wärmeproduktion aus der Kruste von  $40\text{-}60 \text{ mW/m}^2$  modellieren Cermak et al. die gemessenen variscischen Oberflächenwärmeflüsse von ca.  $70\text{-}90 \text{ mW/m}^2$ .

## 2.3 Rheologie

Die Bestandteile des Erdkörpers können in zwei Klassen eingeteilt werden: in kristalline Festkörper, die eine geordnete spatiale Anordnung der Atome aufweisen und Fluide, die keine solche systematische Anordnung besitzen. Polykristalline Materialien mit unterschiedlichen Kompositionen und Eigenschaften bilden den Hauptanteil des Erdkörpers. Beispiele für Fluide im Erdkörper sind der äußere Kern, Wasser und Schmelzen.

Rheologie untersucht quantitative Beziehungen zwischen kinematischen und dynamischen Größen von Materialien während Deformation. Man benötigt dazu Kenntnis über Positionen aller Partikel und deren zeitliche Entwicklung, um den kinematischen Zustand des Mediums zu charakterisieren. Der dynamische Zustand ist eindeutig, wenn alle auf den Körper wirkenden Kräfte bekannt sind. Zusätzlich ist Kenntnis über Parameter der intrin-

sischen Eigenschaften des Körpers, nämlich zum Beispiel Sprödeheit, Kompressibilität, Viskosität, notwenig. Diese Materialparameter ändern ihre Werte mit sich ändernden extrinsischen Bedingungen wie z.B. Temperatur, Druck und Zeit bei gleichbleibenden intrinsischen Bedingungen.

Die Rheologie von Gesteinen ist neben den verschiedenen intrinsischen und extrinsischen Parametern auch vom betrachteten Zeitraum abhängig. Gesteine sind bei niedriger Temperatur und kleinem Druck in der Regel brüchig-elastisch, sogar bei langen Belastungsdauern; auch Mantelgesteine zeigen spröd-elastisches Verhalten, solange die Belastung nur von kurzer Dauer ist (Erdbeben). Dagegen verhalten sich Gesteine viskos bei grossen Drücken, Temperaturen und zeitlichen Belastungsdauern (Mantelkonvektion). Zwischen rein viskosem und rein elastischem Verhalten liegt ein ganzes Spektrum von Deformationseigenschaften von Gesteinen. Ursache hierfür ist der in der Regel nicht perfekte Gitteraufbau von Kristallingesteinen und die Existenz von Kluft- und Korngefügen, in denen Anwesenheit von Wasser, Gas oder Schmelze die Rheologie maßgeblich beeinflussen (z.B. Sprödebruch, plastische Deformation, Kriechprozesse).

Kontinentale Lithosphäre zeigt also in Abhängigkeit von Belastungsdauer und Spannungsfeld unterschiedliche Deformationseigenschaften. Schmeling & Marquart (1991) definieren deshalb die elastische und die mechanische Lithosphäre. Die mechanische Lithosphäre ist definiert durch das Abklingverhalten eines viskoelastischen Maxwellkörpers (Schermodul  $10^{11}$  Pa, effektive dynamische Viskosität  $3 \cdot 10^{26}$  Pas) unter Beanspruchung von sublithosphärischer Konvektion mit einer charakteristische Zeitskala von 100 Ma. Die mechanische Lithosphäre ist definiert als Grenzschicht, die nicht signifikant an Mantelkonvektion teilnimmt. Bereiche mit Dehnung weniger als 10% in der für Konvektion charakteristischen Zeitskala von 100 Ma können als mechanische Lithosphäre definiert werden.

An der Erdoberfläche kennt man Gesteine als elastisch-spröde Stoffe, d.h. sie zeigen oberhalb ihrer Festigkeitsgrenze Bruchverhalten. Dazu sind für homogene Gesteine Spannungen von einigen hundert Megapascal erforderlich. Natürliche Gesteinskörper sind aber stets von einer Vielzahl von Rissen aller Größenordnungen durchsetzt, zumindest in den oberen 5-10 km der Kruste. Sind die Klüfte und Risse miteinander vernetzt, so bildet sich bei Anwesenheit von Wasser ein Porenwasserdruck aus, der die Flächenpressung an den Rissen und damit den Reibungswiderstand mindert. Liegt der Reibungswiderstand unter

dem Wert der Scherfestigkeit, so kann Gleiten an den Rissflächen spontan erfolgen (Byerlee, 1978). Solches Sprödbbruchverhalten zeigen Gesteine bis in Tiefen von 10-20 km. Bei höherem Umgebungsdruck, wenn die Reibung an den Rissflächen etwa den Wert der Scherfestigkeit des Gesteins erreicht, verformt sich dieses bei hinreichend großer Schubspannung plastisch. Die Deformation erfolgt dann im Kristallkorn oder an Korngrenzen. Hierbei spielt das Wandern von Gitterbaufehlern im Kristall eine dominierende Rolle. Zeitabhängige Deformationsprozesse werden als Kriechen bezeichnet. In tektonisch aktiven Gebieten der kontinentalen Kruste ist schon in 10-20 km Tiefe mit Kriechprozessen zu rechnen. An der Kruste-Mantel-Grenze ist beim Übergang von quarzreicher Kruste in den bei höherer Temperatur schmelzenden olivinreichen Mantel mit einem kräftigen Anstieg der Viskosität zu rechnen (Abb. 2-3). Die unter der Lithosphäre liegende Asthenosphäre ist dadurch charakterisiert, daß dort die Viskosität temperaturbedingt wieder kleiner wird (Goetze, 1978).

Der Übergang von sprödem zu duktilen Verhalten in der oberen Lithosphäre findet innerhalb der kontinentalen Kruste statt, wo der Druck ungefähr 1 GPa beträgt und die Temperatur sich, bis auf wenige tektonische Ausnahmefälle, zwischen 600 K und 1200 K bewegt. Bei Temperaturen, die grösser als etwa die halbe Schmelztemperatur sind, spielen sprödes oder duktileres Verhalten keine Rolle mehr, weil hier die Grenzspannungen über lange Zeiträume verschwindend gering werden und die fluiden Eigenschaften der Minerale in den Vordergrund treten. Diese werden auf atomarer Basis durch das Wandern von Gitterbaufehlern im Kristall erklärt, somit steuert thermisch aktivierte Diffusion im Atomverband das Deformationsverhalten. Die Viskosität hängt, wie die Diffusion selbst, nach einem Exponentialgesetz von der Temperatur ab. Das erklärt auch die starke Abhängigkeit der Spannungs-Dehnungsraten-Beziehung von Temperatur und Druck in größeren Tiefen (*Power Law*-Kriechen).

Die Mächtigkeit der mechanischen Lithosphäre wird durch die Temperatur kontrolliert, weil die zugehörigen mechanischen Eigenschaften eine Funktion der Temperatur und der umgebenden Spannung sind (Carter & Tsenn, 1987). Die Rheologie kontinentaler Kruste wird außerdem von der kompositionellen Schichtung beeinflusst. Somit ergibt sich die rheologische Stratigraphie der Lithosphäre aus deren Komposition, dem geothermischen Gradienten und dem tektonischen Milieu (Spannungsfeld, Anwesenheit von Fluiden).

Ranalli (2000) beschreibt die Rolle der Kruste bei tektonischer Reaktivierung kontinentaler Lithosphäre. Die rheologischen Charakteristika sind

- relative Mächtigkeiten der Schichten mit spröden und duktilen Eigenschaften
- die Anwesenheit mechanischer Schwächezonen
- der Viskositätskontrast zwischen Kruste und Mantel an der Moho.

Inbesondere sind die rheologischen Eigenschaften der Unterkruste von der Komposition stark abhängig, es kann je nach Gesteinsart sprödes oder duktils Deformationsverhalten dominieren. Bei felsischer Zusammensetzung (quarz-kontrolliert) der Unterkruste ist mit einer weichen, duktilen Rheologie zu rechnen (Rutter & Brodie, 1992). Bei basischer Zusammensetzung (plagioklas-kontrolliert) reduziert sich die Mächtigkeit der duktilen Schicht. Sie kann dann bei kalten geothermischen Milieus sogar verschwinden (Ranalli 2000), sodaß die gesamte Kruste von Spröbruchverhalten dominiert wird.

Die Existenz einer duktilen Unterkruste hat verschiedene Konsequenzen für die Dynamik orogener Prozesse. Die niedrigviskose Schicht stellt einen mechanischen Entkopplungshorizont zwischen Kruste und Mantel dar (Abb. 2-3). Der rheologische Kontrast an der Moho wird nach Carter & Tsenn (1987) und Ranalli (2000) maßgeblich von den dort herrschenden Temperaturbedingungen kontrolliert. Nach Ranalli (2000) ist der Kontrast für Mohotemperaturen zwischen 1000°C und 1200°C am ausgeprägtesten. Rutter & Brodie (1992) betonen, daß die Unterkruste bei hohen Temperaturen duktil genug sein kann, um unter den von lateralen Dichteunterschieden verursachten Spannungen zu fließen. Da sowohl die Mantellithosphäre als auch die Oberkruste weniger fließfähig sind, findet bei tektonischer Beanspruchung innerhalb der Unterkruste eine duktile Ausweichbewegung statt. Diese relaxiert sowohl die Topographie der Moho als auch die Oberflächentopographie. Der Prozeß wurde von diversen Autoren beschrieben und systematisch untersucht (Koyi et al., 1999; Bird; 1991; Henk, 2000).

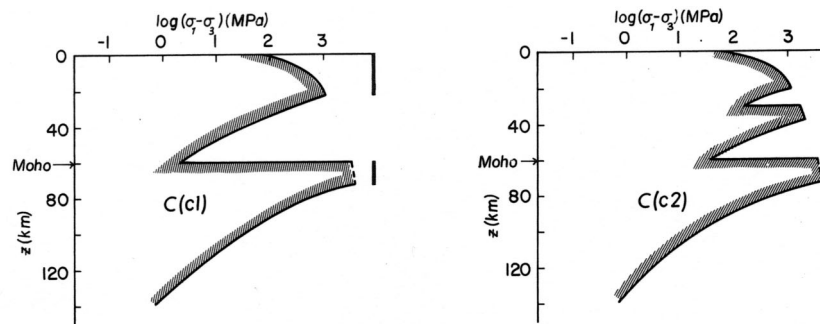


Abb. 2-3: Schematische Illustration der rheologischen Stratigraphie kontinentaler Lithosphäre nach vorausgehender Kontinent-Kontinent-Kollision nach Ranalli (1995). Man beachte den sprunghaften Anstieg an der Moho. C(c1) zeigt das Profil zweier überschobener Kontinente ohne kompositionelle Schichtung. C(c2) zeigt das Profil zweier überschobener Kontinente mit kompositioneller Schichtung.

Störungszonen innerhalb der kontinentalen Kruste stellen auch Bereiche dar, in denen Deformation bei Beanspruchung lokalisiert wird. Nach Ranalli (2000) hängt die Reaktivierung von Störungszonen von deren Orientierung, dem umgebenden Spannungsfeld, Tiefe, Porenwasserdruck und den Reibungsparametern ab. Insbesondere hohe Porenwasserdrücke ermöglichen leichte Reaktivierung von Verwerfungen. Die Konzentration von Deformation in Scherzonen wird innerhalb der Unterkruste durch *Strain-Weakening* unterstützt, d. h. wenn sich eine Scherzone im Gestein ausgebildet hat, ist es für das System am "einfachsten", tektonische Beanspruchung innerhalb der Scherzone durch Deformation abzubauen (Rutter & Brodie, 1992). Große Störungszonen stellen Bereiche dar, in denen bevorzugt penetrative Deformation stattfinden kann, zum Beispiel bei der Anhebung tiefkrustaler Gesteine in oberflächennahe Niveaus.

## 2.4 Isostasie

Gebirge sind trotz ihrer großen Masse nicht mit einer positiven Bougueranomalie gekoppelt, d.h. es muß zur Kompensation des Massenüberschusses an der Oberfläche ein Massendefizit im Untergrund existieren. Man erklärt dies mit der Vorstellung, daß zwi-

schen der relativ leichten kontinentalen Kruste und der dichteren, fließfähigen Asthenosphäre ein “Schwimmgleichgewicht” herrscht (Abott et al. 1997).

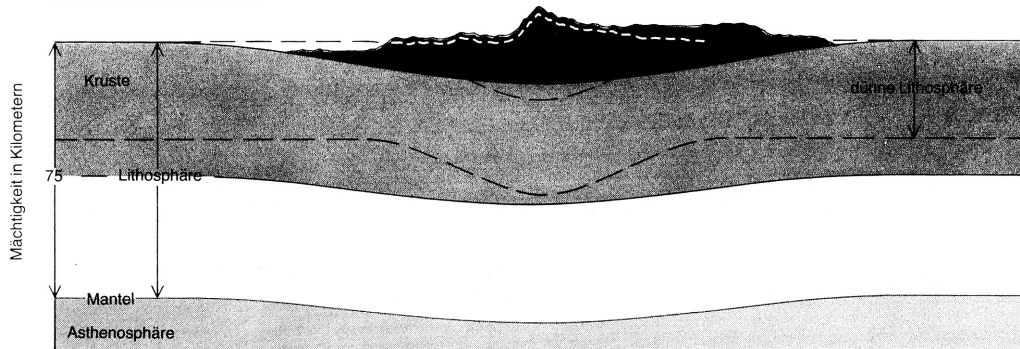


Abb. 2-4: Schematische Darstellung des isostatischen Ausgleichs von Gebirgen durch regionale Kompensation nach Tomko (1986). Die gestrichelten Linien skizzieren den Ausgleich in Anwesenheit einer dünnen Lithosphäre, man sieht den lokal stärker ausgeprägten Ausgleichseffekt.

Dieses Phänomen wird Isostasie genannt. Eine topographische Erhöhung benötigt im Gleichgewichtszustand demnach eine größere Eindringtiefe der Lithosphäre in die Asthenosphäre, die sogenannte Gebirgswurzel. Innerhalb der Gebirgswurzel müssen zwei Anteile unterschieden werden. Das ist zum einen der Krustenwurzel, welche durch ihre geringere Dichte relativ zu Asthenosphäre zur Erhöhung der Topographie beiträgt, und zum anderen der Lithosphärenanteil der Wurzel, welcher durch thermische Effekte eine größere Dichte die Asthenosphäre hat (Abb. 2-2). Die Lithosphärenwurzel hat also einen negativen Beitrag zum Auftrieb des Gebirges. Gleichzeitig wird die topographische Auflast durch die elastischen Eigenschaften der Lithosphäre regional kompensiert. Die Kompensationstiefe, bei der isostatisches Gleichgewicht herrscht, wird von den elastischen Eigenschaften der Lithosphäre beeinflusst. Abb. 2-4 zeigt schematisch isostatisches Gleichgewicht eines Gebirges im Falle einer dicken und einer dünnen elastischen Lithosphäre (gestrichelte Linie).

### 2.4.1 Änderungen des isostatischen Gleichgewichtes von Gebirgen

Bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen wird die Lithosphäre verdickt und in der Regel nicht subduziert, weil kontinentales Krustenmaterial leichter ist als die unterliegende Asthenosphäre und somit (in der Regel) nicht subduziert werden kann.

Die Kräfte, die eine "Standardlithosphäre" verdicken, arbeiten gegen die Schwerkraft und somit wird potentielle Energie in der Gebirgskruste gespeichert. Nach Molnar & Lyon-Caen (1988) beträgt die Differenz von potentieller Energie  $\Delta E$  einer verdickter Kruste (G) mit der Topographie  $h$ , der Wurzelmächtigkeit  $H+\Delta H$  und einer "Standardkruste" (St) der Mächtigkeit  $H$ :

$$\Delta E = \int_{-h}^{H + \Delta H} [P_G(z) - P_{St}(z)] dz$$

$$\Delta E = \frac{1}{2} \rho_c g h^2 + \Delta \rho g H \Delta H + \frac{1}{2} \Delta \rho g (\Delta H)^2$$

Hierbei sind  $P_G$  und  $P_{St}$  der lithostatische Druck,  $\rho_c$  die mittlere Krustendichte und  $\Delta \rho$  die Dichtedifferenz zwischen Kruste und Mantel. Unter Annahme von isostatischem Gleichgewicht ( $\rho_c h = \Delta \rho \Delta H$ ) kann der mittlere Term umgeformt werden.

$$\Delta E = \frac{1}{2} \rho_c g h^2 + \rho_c g h H + \frac{1}{2} \Delta \rho g (\Delta H)^2$$

Man kann sehen, daß für zunehmende Verdickung die aufzubringende Arbeit nichtlinear wächst.

Während der Verdickungsphase von Gebirgen kann es in der Unterkruste zu dem in Kapitel 1 angesprochen Phasenübergang der Eklogitisierung kommen (Dewey et al. 1993, Leech 2001). Die Dichtezunahme und die daraus resultierenden verringerten Auftriebskräfte innerhalb der Gebirgswurzel führen zu einer Veränderung der isostatischen Gleichgewichtslage. So schlugen Richardson & England (1979) ein Konzept vor, bei dem

sich während Krustenverdickung durch die Dichtezunahme während Eklogitisierung der Unterkruste kein signifikanter Topographieeffekt an der Oberfläche des Kollisionsgebirges ergibt. Die Eklogitisierung der Unterkruste könnte nach Dewey et al. (1993) zu einer 150 km mächtigen Krustenwurzel führen, die durch ihren stark beeinträchtigten Auftrieb zu “moderaten” Topographien von ca. 3 km führen würde. Leech (2001) assoziiert zunehmende Eklogitisierung der Krustenwurzel mit zunehmender Tendenz eines Orogens zur Delamination der Mantellithosphäre.

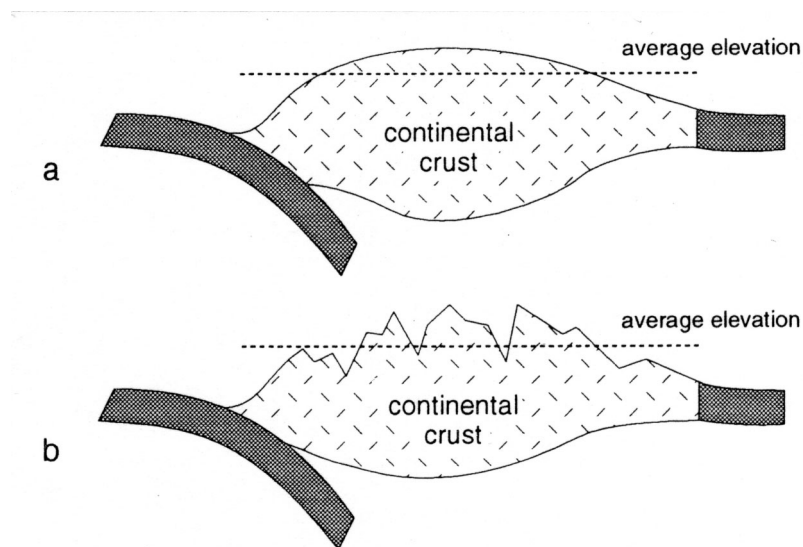


Abb. 2-5: Isostatischer Ausgleich von Erosion nach Howell (1995).  
 Durch die Erosion erniedrigt sich die mittlere Erhöhung des Krustensegments (gestrichelte Linie), aber die maximale Erhöhung wird vergrößert.

Auf jedes Gebirge wirken Prozesse, die eine Massenumlagerung mit Tendenz zur stabilen Schichtung hin unterstützen. Erosion der Topographie ebnet Gebirge an der Erdoberfläche ein. Hierbei sind als Hauptursachen chemische Verwitterung und mechanische Verwitterung (Regen, Wind, Vergletscherung etc.) zu nennen. Werden die erodierten Teile vom Gebirge wegtransportiert wird das Krustensegment leichter und somit nach dem Prinzip der Isostasie angehoben (gestrichelte Linie in Abb. 2-5). Während der Erosion (insbesondere durch Gletscher) kommt es zu Ausbildung eines scharfen Reliefs, welches zu einer Überhöhung der Topografie führt (Abb. 2-5). Sogar “Erosion durch den Menschen” im Bergbau kann sich in lokaler Anhebung der Topographie durch den viskoelastischen Entlastungseffekt bemerkbar machen (Klein et al., 1997).



Neben der Erosion “von oben” werden Gebirge auch “von unten” her thermisch erodiert. Erwärmung der Mantelwurzel läßt den thermischen Dichtekontrast zur Asthenosphäre verschwinden und ebnet diese von unten her ein. Dadurch verringert sich der Abtriebseffekt der Mantellithosphäre und die Gebirgskruste wird angehoben. In der Regel erfolgt die Erwärmung der Gebirgswurzel konduktiv. Das bedeutet, daß dieser Prozeß mit einer charakteristischen Zeit  $t_c$  für abläuft.

$$t_c = h^2 / \kappa$$

Mit einer für den Mantel typischen thermischen Diffusivität ( $\kappa=10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ) und Längenskalen von 100 km liegt so der Zeitraum für thermische Erosion in 100 Ma Größenordnung (Schott 1998). Dynamische Modellierungen von Morency et al. (2001) bestätigen diesen Zeitraum. Sie modellieren das Entstehen von kleinräumiger Konvektion um die Gebirgswurzel aufgrund der lateralen Dichteunterschiede. In ihrem Modell beträgt der Zeitraum für konvektive Ausdünnung ca. 150-200 Ma.

Eine drastischere Störung des isostatischen Gleichgewichts von Gebirgen stellt der Verlust der Mantelwurzel durch Delamination und Abriß von der Kruste dar. Dies kann durch die im nächsten Abschnitt beschriebenen Mechanismen geschehen, der Zeitraum für das Verschwinden der Mantelwurzel ist wesentlich kürzer als durch thermische Erosion. Es kommt zu schnellem isostatischem Aufstieg der zurückbleibenden Gebirgskruste. Dabei kann in einer eklogitisierten Unterkruste der Übergang zur leichteren Amphibolitfazies eingeleitet werden. Dies führt zu einer im Unterkrustenbereich effektiv leichteren Gebirgswurzel und damit zu einer Verstärkung des Auftriebs- und des Extensionseffektes des Orogens. Unter Extension kann das Gebirge dann sogar in sich zusammenbrechen weil die laterale Stabilisierung nicht mehr von Kompression unterstützt wird: das Orogen kollabiert.

So werden Orogene im Laufe der Zeit von oben und unten her eingeebnet und das verdickte Lithosphärensegment verschwindet. Der Vergleich von Ural und Varisciden (Kap. 1) zeigt deutlich, daß der Prozeß des Gebirgsabbaus in Abhängigkeit von spezifischen Eigenschaften des Orogens sehr unterschiedlich ablaufen kann.

## 2.4.2 Anhebung metamorpher Kernkomplexe durch Verlust von Mantellithosphäre

Man findet in vielen Gebirgen Gesteinseinheiten, die den metamorphen PT Bedingungen der unteren Unterkruste oder der Mantel-Lithosphäre unterworfen waren. Verschiedene tektonische Szenarien werden für die Anhebung dieser Einheiten aus der Mantellithosphäre oder der Unterkruste in die Oberkruste verantwortlich gemacht. Dieser Abschnitt beschreibt die Anhebung metamorpher Kernkomplexe durch Verlust der Mantellithosphäre bei Kontinent-Kontinent Kollisionen. Die verschiedenen Modelle sind durch petrologische Beobachtungen nicht eindeutig zu differenzieren (von Blanckenburg, 1998, Krabbendam & Dewey, 1998). Allen Modellen ist gemeinsam, daß Ursache für die Anhebung die entgegengesetzt wirkenden Auftriebskräfte von kontinentaler Kruste und Mantel sind und daß der letzte Schritt, die eigentliche Exhumierung der Gesteine aus oberflächennahen Tiefen durch Erosion des Gebirges gesteuert wird.

### Verlust der thermischen Grenzschicht

Dieses Modell wurde von Houseman et al. (1981) vorgeschlagen. Idee ist, daß die thermische Grenzschicht der Mantellithosphäre bei signifikanter Verdickung Teil der konvektierenden Asthenosphäre wird (Abb. 2-6 a). In Abhängigkeit von mechanischen Eigenschaften des lithosphärischen Mantels kann der Prozeß kontinuierlich durch thermische Erosion oder abrupt durch mechanische Delamination stattfinden (Houseman & Molnar, 1997; von Blanckenburg, 1998). Zurück bleibt die mechanische Lithosphäre, in der wegen dem Verlust der thermischen Grenzschicht ein erhöhter Wärmefluß aus dem Mantel zu erwarten ist (Houseman et al. 1981; Abb. 2-2). Im Orogen folgt Extension wegen der Aufwärtsbewegung des Krustenpakets und Hochtemperaturmetamorphose wegen der erhöhten Wärmezufuhr von unten (Neil & Houseman, 1999; Platt & England, 1994).

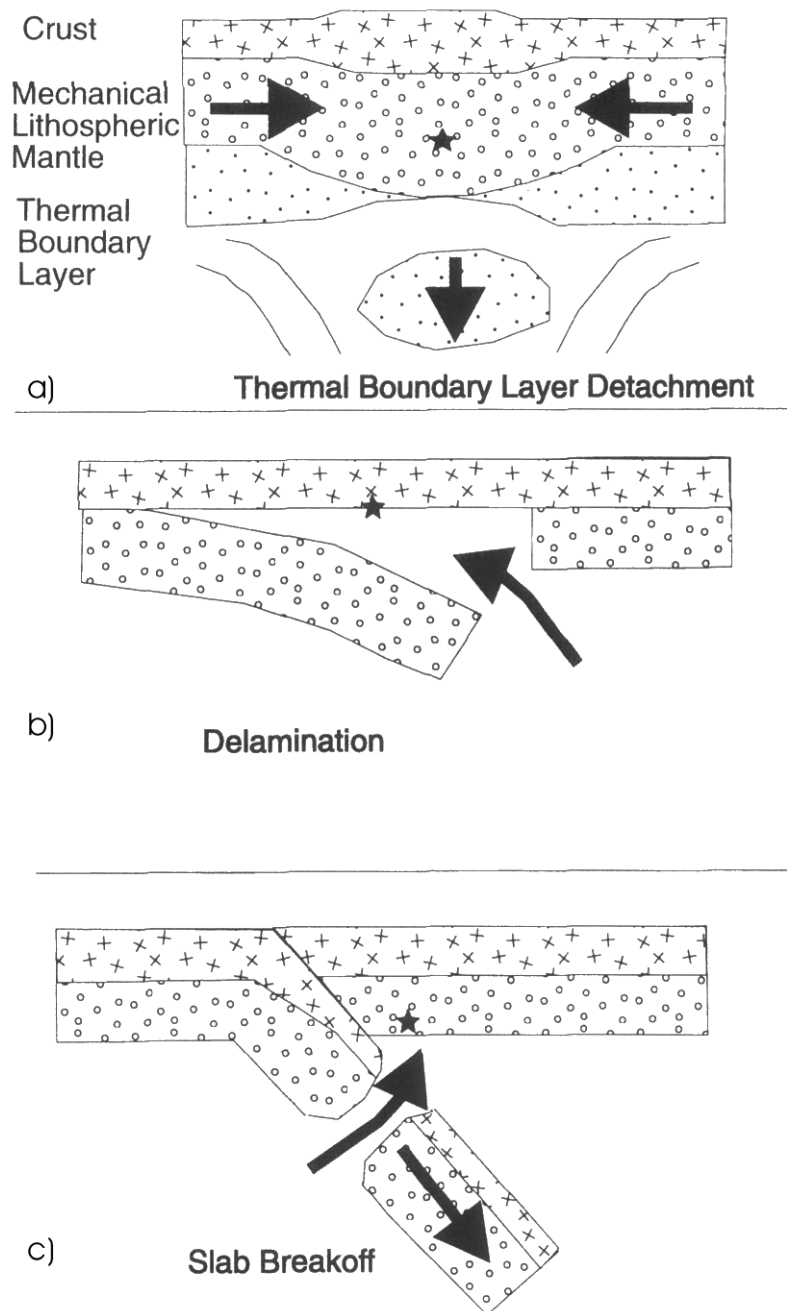


Abb. 2-6: Modelle für den Verlust der Mantelwurzel bei Orogenese nach Blanckenburg (1998). a), b) und c) werden im Text diskutiert. Die Sterne markieren Regionen, in denen Schmelzbildung wahrscheinlich ist.

## Orogenkollaps durch Mantelwurzelaabriß

Falls Teile der kalten, schweren Mantelwurzel unterhalb des Orogens mechanisch abgelöst (delaminiert) werden und in den Mantel absinken, ist mit Extension und dramatischen Aufwärtsbewegungen innerhalb des Orogens zu rechnen (Abb. 2-6, b). Sogar bei anhaltender Plattenkonvergenz ist mit horizontalen Extensionsbewegungen in der Kruste zu rechnen (England & Houseman, 1988; Platt & England, 1994). Nach Dewey (1988) muß aus geometrischen Gründen bei Konvergenz die Extension durch radiale Überschiebungen am Rand des Orogens ausgeglichen werden. Schott (1998) modelliert in seiner Dissertation Abriß der Mantellithosphäre sowohl im extensionellen als auch im kompressiven Spannungsregime.

Man erwartet an der Basis der Unterkruste starke Erwärmung, weil dort kalte Mantellithosphäre durch heisses Asthenosphärenmaterial ersetzt wird (Schott & Schmeling, 1998). Sandiford & Powell (1991) halten Delamination für ein plausibles Modell für das Auftreten von HT-LP Metamorphose in Regionen, in denen kein Anzeichen von advektivem Wärmetransport in der Kruste nachweisbar ist und die hohen Krustentemperaturen während oder kurz nach kontinentaler Konvergenz erreicht werden.

Delamination von Mantellithosphäre wird im Colorado Plateau (Bird, 1979; Lastowka & Sheenan, 2001), im Himalaya (Molnar & Tapponier, 1975), im Mittelmeer-Karpaten-Raum (Wortel & Spackman, 2000; Gibb & Frisch, 1998) und im Alborischen Becken (Mezcua & Rueda, 1998; Platt & Vissers, 1989) vermutet.

## Abriß ozeanischer Kruste bei Schließung eines Ozeanbeckens

Bei ozeanischer und anschließender kontinentaler Subduktion kann es bei Überschreitung kritischer Grenzspannungen durch die entgegengesetzt wirkenden Auftriebskräfte zwischen schwerer ozeanischer und leichter kontinentaler Kruste zum Abriß der absinkenden ozeanischen Kruste (*Slab*) kommen (Davies & von Blanckenburg, 1995; Abb. 2-6 c). Der Abriß verursacht eine Neuäquilibrierung der veränderten internen Auftriebskräfte und resultiert in einem sprunghaftem Anstieg der Gebirgstopographie. Es ist mit verstärkter Erosion und Extension der Orogenkruste zu rechnen (von Blanckenburg 1998). Der Abriß sollte demnach Anhebung von Hochdruckgesteinen ermöglichen. Buitter (2000) untersucht mit numerischen Modellierungen systematisch die gebirgsinterne Deformation und die resultierenden Topographien für dieses Szenarium. Durch den Abriß kommt es zu Aufstieg

von heißer Asthenosphäre an die Lithosphäre (Abb. 2-6). Man erwartet lokalisierten Magmatismus “oberhalb” der Stelle des Abrisses (Henk et al. 2000, Abb. 2-6).

Ein petrologischer Hinweis für das Abreißen eines *Slabs* kann die Kontaminierung exhumierter HP-Gesteine mit Fragmenten ozeanischer Kruste (Eklogit, Granatperiodite) sein (Krabbendam & Dewey 1998). Auch in der seismischen Tomographie gibt es Hinweise auf rezente Subduktionszonen mit abreisenden Slabs (Spackman, 1990; Spackman et al., 1993; van der Voo et al., 1999).

Henk et al. (2000) argumentieren, daß der räumlich weitverteilte Magmatismus im variscischen Gebirge in der Spätphase der Orogenese nicht durch Abriß eines *Slabs* erklärt werden kann, andere Autoren (O’Brien 2000) halten den Mechanismus als Ursache für den beobachteten Metamorphismus zumindest in Teilen des variscischen Orogens für plausibel.

#### Detachment und Auftrieb während Kontinent-Kontinent Kollision

Dieses Modell wurde von Chemenda et. al 1995 auf der Basis von Analogmodellen vorgestellt. Bei Kontinent-Kontinent Kollision löst sich an der unterschiebenden Platte leichte kontinentale Kruste vom schweren lithosphärischen Mantel ab (Abb. 2-7). Anschließend schiebt sich das Krustenmaterial bedingt durch Auftrieb zwischen die überfahrende und die subduzierende Platte (Chemenda et al., 1996). Entscheidend für die Effektivität des Anhebungsprozesses ist, daß in dem Modell kontinuierlich Material an der Oberfläche durch Erosion entfernt wird. Dies ermöglicht das sukzessive Aufsteigen des abgelösten Krustensegments. In dem Modell kommt im Orogen eine HP-Einheit auf einer LP-Einheit zu liegen. Wegen der kontinuierlichen Erosion an der Oberfläche ist wenig Extension innerhalb der Kruste nötig um die HP-Einheit anzuheben. Dieses Szenarium ist ein Beispiel für advektiven Wärmetransport durch penetrative Deformation der Lithosphäre.

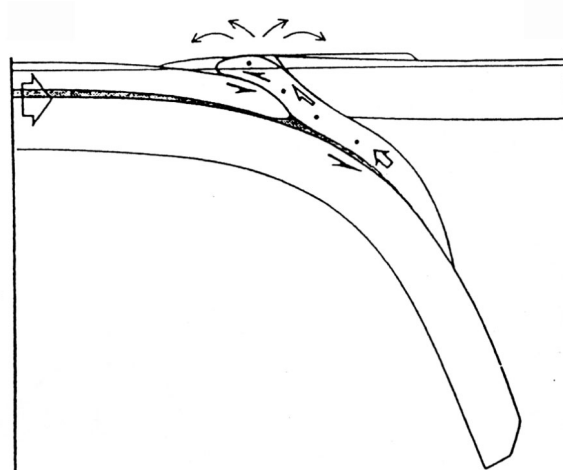


Abb. 2-7: Exhumierung während Kontinent-Kontinent Kollision nach Chemenda et al. (1995)

Das Modell wurde von Chemenda et al. (1996) in Bezug auf die geodynamische Entwicklung des Oman interpretiert, es bietet möglicherweise auch eine Erklärung für die Exhumierung der HP-Granulite im Saxothuringikum (Franke, 1998; Franke & Stein, 2000).

## 2.5 Zusammenfassung

Dieses Kapitel beschreibt die für die Entwicklung von Gebirgen wesentlichen physikalischen Eigenschaften. Die kompositionelle Schichtung der überschobenen Krustenlithosphäre dominiert zusammen mit dem Temperatur-Tiefenprofil die rheologische Stratigraphie von Orogenen. Da sich die Mantelwurzel eines Gebirges vom umliegenden Mantel aufgrund der Temperaturabhängigkeiten von Viskosität und Dichte unterscheidet, verschwindet die kalte und hochviskose Verdickung im Laufe der Zeit. Die benötigten Zeiträume für das Verschwinden der Mantelwurzel sind abhängig vom dominierenden Mechanismus: einige zehner Millionen Jahre infolge thermischer Erosion oder wenige Millionen Jahre durch Delamination der Mantellithosphäre und deren Abriß. Der Verlust der Mantelwurzel führt zu Neueinstellung des isostatischen Gleichgewichts des Gebirges, die Kruste wird angehoben und erodiert, im Extremfall kollabiert das Gebirge. Im nächsten Kapitel werden Modellierungen zum Gebirgsaufbau vorgestellt. Die numerische Me-

thode erlaubt eine Berücksichtigung der zeitabhängigen Wechselwirkung zwischen Temperatur- und Viskositätsfeldern des oberen Erdmantels und ist somit zur Modellierung der Lithosphären-Asthenosphären-Dynamik orogener Prozesse geeignet.





# 3 Thermo-mechanische Modelle zum variscischen Gebirgswurzelaufbau

---

## 3.1 Einleitung

Die in diesem Kapitel beschriebenen Modelle sind mit einer Version des Finite-Differenzen-Programm FDCON (H. Schmeling) kalkuliert. Dieses berechnet auf einem zweidimensionalen (2D) kartesischen Gitter die zeitliche Entwicklung von Konvektion unter Berücksichtigung von Massen-, Impuls- und Energieerhaltung. Der Ansatz eignet sich zur Untersuchung von Orogenese, eingebettet in umfassendere Mantelkonvektion als deren selbstkonsistente thermo-mechanische Konsequenzen aus initialen vorgegebenen tektonischen Szenarien. Insbesondere wird die Wechselwirkung von Kruste und Mantellithosphäre voll einbezogen. Die Modelle sind auf den oberen Mantel skaliert, das Deformationsverhalten wird mit Markerfeldern beschrieben. Das Verfahren ist mit verschiedenen *Benchmarktests* für Konvektion auf seine Genauigkeit hin überprüft worden (Blanckenbach et al., 1988; van Keken et al., 1997). Teile des Inhalts dieses Kapitels sind in Arnold et al. (2001) publiziert.

## 3.2 Konvektionsmodelle

Gegeben sei ein viskoses Medium der Schichtdicke  $h$ , in welchem es eine Temperaturdifferenz  $\Delta T$  zwischen Ober- und Unterseite gibt. Unter Einfluss des Schwerfeldes wird das Bestreben eines Systems zu Konvektieren durch die dimensionslose Rayleighzahl  $Ra$  charakterisiert.

$$Ra = \frac{\rho_0 g \alpha \Delta T h^3}{\kappa \eta}$$

Hierbei ist  $\rho_0$  die Dichte des Mediums,  $g$  ist die Schwerebeschleunigung,  $\alpha$  ist der thermische Ausdehnungskoeffizient,  $\kappa$  ist die thermische Diffusivität und  $\eta$  ist die dynamische Viskosität. Man sieht, daß grosse Temperaturdifferenzen, grosse Schichtmächtigkeiten und kleine Viskositätswerte Konvektion unterstützen. Ab einer kritischen Raleighzahl von ungefähr  $10^3$  ist konvektiver Wärmetransport effektiver als konduktiver. Thermische Konvektion ist Ausdruck der Temperaturabhängigkeit der Dichte  $\rho(T)$ .

$$\rho(T, C) = \rho_0 \left( 1 - \alpha(T - T_0) + \frac{\Delta\rho}{\rho_0} C \right)$$

Hier ist  $\rho_0$  die Referenzdichte bei einer Referenztemperatur  $T_0$ . Im letzten Term auf der rechten Seite werden unterschiedliche kompositionelle Anteile im System berücksichtigt.  $C$  steht für die relative Konzentration und kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Analog zur thermischen Konvektion wird chemische Konvektion aufgrund kompositioneller Dichtekontraste  $\Delta\rho$  durch die chemische Rayleighzahl  $R_c$  charakterisiert.

$$R_c = \frac{\Delta\rho g h^3}{\kappa \eta}$$

Die chemischen Dichtekontraste unterstützen die Tendenz des Systems zu konvektieren. Unter der Vereinfachung auf zwei räumliche Dimensionen (in kartesischen Koordinaten: Tiefe in Richtung  $\hat{e}_z$ , horizontale Ausdehnung in Richtung  $\hat{e}_x$ ) kann Konvektion wie folgt beschrieben werden. Die Dynamik des Systems in der dritten räumlichen Dimension  $\hat{e}_y$  wird als konstant und unendlich ausgedehnt angenommen. Mithilfe der Raleighzahlen und der virtuellen Stromfunktion  $\psi$

$$\vec{v} = \frac{\partial\psi}{\partial z} \hat{e}_x - \frac{\partial\psi}{\partial x} \hat{e}_z$$

können Massenerhaltung

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0$$

und Impulserhaltung

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} = \nabla P + \rho \mathbf{g}$$

kompakt formuliert werden (Schmeling, 1989). In der Impulserhaltungsgleichung bezeichnet  $\tau_{ij}$  den deviatorischen Spannungstensor und  $P$  ist der Druck. Spannungs- und Geschwindigkeitsfeld stehen über die dynamische Viskosität in folgender Beziehung.

$$\tau_{ij} = \eta \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right)$$

Die Gleichung werden durch folgende Skalierungen entdimensionalisiert (Schmeling, 1994).

$$(x, z) = (x', z') \cdot h, t = t' \cdot h^2 / \kappa, \mathbf{v} = \mathbf{v}' \cdot \kappa / h, \Psi = \Psi' \cdot \kappa, T = T' \cdot \Delta T, \\ \eta = \eta' \cdot \eta_0, \rho = \rho' \cdot \rho_0, \tau_{ij} = \tau'_{ij} \cdot \kappa \eta_0 / h^2, P = P' \cdot \eta_0 \kappa / h^2 - \rho_0 g z$$

Hierbei bedeuten die gestrichenen Größen die dimensionslosen Einheiten. Wie man sieht, wird die Zeit nach der charakteristischen Diffusionszeit  $t_{ch}$  des Systems skaliert.

$$t_{ch} = h^2 / \kappa$$

Man erhält durch die Nichtdimensionalisierung eine biharmonische Gleichung vierter Ordnung (die Striche für die entdimensionalisierten Größen sind fortgelassen).

$$4 \frac{\partial^2}{\partial x \partial z} \left( \eta \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x \partial z} \right) + \left( \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right) \eta \left( \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} \right) = Ra \frac{\partial T}{\partial x} - Rc \frac{\partial C}{\partial x}$$

Die Viskosität  $\eta$  ist im allgemeinen keine Konstante und unter Umständen eine Funktion

der Temperatur.

Energieerhaltung wird durch die Wärmeleitungsgleichung beschrieben.

$$\rho c_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \vec{\nabla}) T \right] = k \vec{\nabla}^2 T + \rho H$$

Hierbei ist  $c_p$  die spezifische Wärmekapazität,  $k$  die Wärmeleitfähigkeit und  $H$  beschreibt radiogene Wärmeproduktion pro Masseneinheit. Auch diese Gleichung vereinfacht sich durch eine Nichtdimensionierung (gestrichene Größen sind entdimensioniert)

$$H = H' \cdot (\kappa/h^2) \Delta T c_p, T = T' \cdot \Delta T, \rho = \rho' \cdot \rho_0, \vec{v} = \vec{v}' \cdot \kappa/h$$

nach der charakteristischen Diffusionszeit  $t_{ch}$ . Die Striche seien wieder fortgelassen.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \vec{\nabla}) T = \vec{\nabla}^2 T + H$$

Die biharmonische Gleichung und die Wärmeleitungsgleichung bilden ein nichtlineares, gekoppeltes Differentialgleichungssystem. Die zeitliche Entwicklung der Strömung ergibt sich aus der Evolution der Temperatur. Um die Gleichungen eindeutig lösen zu können, müssen bestimmte Rand- und Anfangsbedingungen vorgegeben werden.

Die biharmonische Gleichung wird durch zwei mechanische Randbedingungen eindeutig lösbar. Wenn man das Gebiet als abgeschlossen definieren möchte, läßt man auf dem Rand die Normalkomponente der Geschwindigkeit verschwinden. Als zweite Randbedingung kann man zwischen Scherspannungsfreiheit am Rand (*free slip*) oder festgehaltenem Rand (*no slip*) wählen.

Die Wärmeleitungsgleichung kann durch eine Randbedingung und eine Anfangsbedingung eindeutig gelöst werden. Als Anfangsbedingung gibt man eine initiale Temperaturverteilung im gesamten Rechengebiet vor, beispielsweise eine Initialgeotherme. Als Randbedingung wählt man entweder feste Temperaturen oder festen Wärmefluß an der Ober- und Unterseite des Modells, die Seitenränder werden in der Regel symmetrisch gewählt ( $\partial T / \partial x = 0$ ).

### 3.2.1 Die Lösung der Erhaltungsgleichungen

Die in diesem Kapitel vorgestellten Modelle sind mit dem Programm FDCON (Schmeling, 1989; Schmeling & Marquart, 1991) berechnet. Die Erhaltungsgleichungen für Konvektion werden auf einem zweidimensionalen kartesischen Gitter gelöst. Die biharmonische Gleichung wird mit der Methode der finiten Differenzen gelöst (z.B. Faires & Burden, 1995). Das Programm berechnet Lösungen der Wärmeleitungsgleichung mit einem ADI-Verfahren (*alternate direct implicit*, z.B. Gershenfeld, 1998). Bei der Lösung der biharmonischen Gleichung und der Wärmeleitungsgleichung wird abwechselnd ein sich auf ein bekanntes Temperaturfeld einstellendes Geschwindigkeitsfeld und eine durch gegebenes Strömungsfeld resultierende Temperaturverteilung berechnet. Dabei wird sooft iteriert, bis sich die gewünschte Konvergenz eingestellt hat. In der Regel wird das Temperaturfeld auf einem feineren Gitter als das Strömungsfeld berechnet, bei der iterativen Lösung werden die Geschwindigkeiten linear zwischen den Gittern interpoliert.

### 3.2.2 Der Markeransatz

Um das Deformationsverhalten in den Modellen beobachten zu können werden die Bewegungspfade von Markern, die passiv mit dem Strömungsfeld mitgeschleppt werden, verfolgt. Grundidee ist, daß die Strömung Partikel mit bestimmten Eigenschaften wie chemischer Zusammensetzung und Dichte mit sich trägt. Kennt man nun das Geschwindigkeitsfeld, so läßt sich der Weg für jede einzelne Partikel des Mediums und somit die räumliche Verteilung eines zu Anfang definierten Markersatzes für beliebige Modellzeitpunkte berechnen. Die aktuelle Position eines Markers wird durch Integration der Bewegungsgleichung über die Zeit ermittelt. Numerisch ist dies mit einem Runge-Kutta-Verfahren vierter Ordnung realisiert (Faires & Burden, 1995). Eine detaillierte Beschreibung der Methode findet man in Schmeling (1994).

## 3.3 Prinzipielles Modellkonzept

Die Ansatz stützt sich auf die Idee, Orogenese unter Einbeziehung in der Konvektion des oberen Erdmantels zu modellieren. Deswegen ist die Längenskalierung auf eine Tie-

feinerstreckung von 670 km vorgegeben. Durch die Wahl eines Seitenverhältnisses von 2 bzw. 3 beträgt die Horizontalerstreckung 1340 bzw. 2010 km.

### 3.3.1 Thermische und mechanische Randbedingungen

Als mechanische Randbedingung ist Scherspannungsfreiheit (*free slip*) an allen Seiten der Modelle gewählt.

Als thermische Randbedingung ist an der Oberfläche eine feste Temperatur von  $0^{\circ}\text{C}$  vorgegeben und von unten ein konstanter Wärmefluß aus dem unteren Erdmantel von  $20\text{ mW/m}^2$ , die Seitenränder sind symmetrisch gewählt.

Der adiabatische Temperaturgradient ist  $0.32\text{ K/km}$  und die potentielle Manteltemperatur ist  $1200^{\circ}\text{C}$ . Bis in 100 km Tiefe ist ein konduktives Temperaturprofil angenommen. Die radiogene Wärmeproduktion der Kruste nimmt mit einer charakteristischen Länge von 30 km exponentiell mit der Tiefe ab.

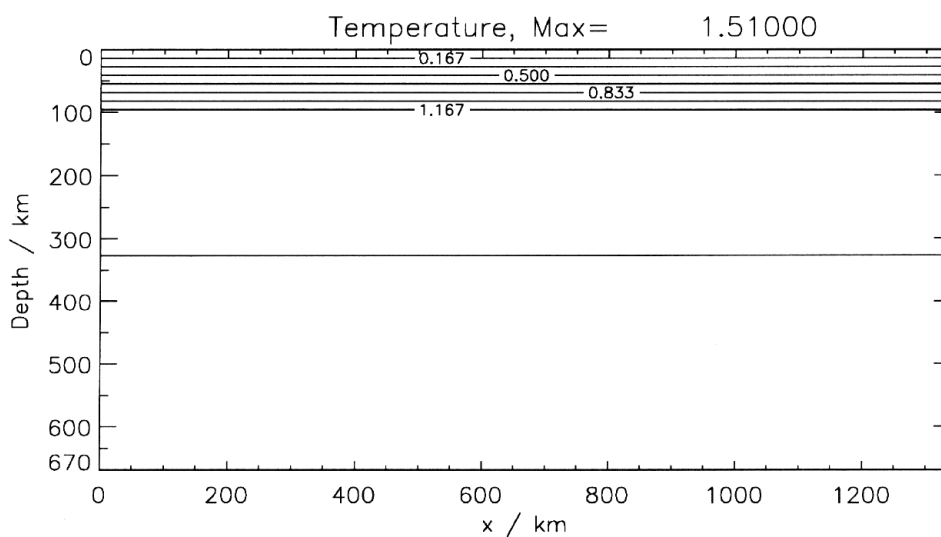


Abb. 3-1: Initiales kontinentales Temperaturfeld (auf  $1000^{\circ}\text{C}$  skaliert). Der Übergang von der Lithosphäre zur Asthenosphäre ist thermisch definiert und befindet sich knapp oberhalb 100 km Tiefe, siehe  $1167^{\circ}\text{C}$ -Isotherme.

Der Beitrag der radiogenen Wärmeproduktion in der Kruste ist ca.  $20\text{ mW/m}^2$ , die radiogene Wärmeproduktion des Mantels ist mit  $13\text{ mW/m}^2$  approximiert. Somit ist der re-

sultierende Oberflächenwärmefluß als Summe des Wärmeflusses aus dem unteren Mantel und der internen Wärmeproduktion ca. 53 mW/m<sup>2</sup>.

### 3.3.2 Konzept für die Rheologie des Mantels

Die Rheologie des oberen Mantels wird in den Modellen durch Kombination zweier unabhängig voneinander wirkender Deformationsmechanismen angesetzt. Die Gesamtdehnungsrate  $\dot{\epsilon}_{\text{ges}}$  wird durch Summation der zwei Teildehnungsraten  $\dot{\epsilon}_i$  berechnet.

$$\dot{\epsilon}_{\text{ges}} = \dot{\epsilon}_1 + \dot{\epsilon}_2$$

Für die Teildehnungsraten gelten empirische Beziehungen der folgenden Form.

$$\dot{\epsilon}_i = A_i P_o^{m_i} \Delta\sigma^{n_i} e^{-(E_i + PV_i)/RT}$$

Hier ist A ein Proportionalitätsfaktor,  $P_o$  der Sauerstoffpartialdruck,  $\Delta\sigma$  die Differenz zwischen maximaler und minimaler Hauptspannung, E die Aktivierungsenergie, P ist der Druck, V das Aktivierungsvolumen, R die universelle Gaskonstante, T die Temperatur und m, n Exponenten. Das Gesetz weist eine *Power Law*-Abhängigkeit von  $\Delta\sigma$  und eine Arrheniusbeziehung für die Druck- und Temperaturabhängigkeiten auf. Niedrige Temperaturen und kleine Spannungsdifferenzen resultieren in hohen Viskositäten, während hohe Temperaturen und grosse Spannungen zu niedrigen Viskositäten führen. Die in Tabelle 7 aufgelisteten Parameter der Mantelrheologie stammen aus Laborexperimenten an Olivin-Einkristallen aus San Carlos (Bai et al., 1991). Sie können nach Karato & Wu (1993) auf den oberen Erdmantel extrapoliert werden, da dort Olivin die mechanisch schwächste Komponente darstellt.

Tabelle 2: Rheologieparameter für den Mantel

	$A[\text{Pa}^{-n}\text{s}^{-1}\text{atm}^{-n}]$	m	$E[\text{kJ}/\text{Mol}]$	$V[\text{m}^3/\text{Mol}]$	n
i=1	$2.1 \cdot 10^{-17}$	0.02	540	$1.5 \cdot 10^{-5}$	3.5
i=2	$5.2 \cdot 10^{-16}$	0.23	540	$1.5 \cdot 10^{-5}$	3.5

### 3.3.3 Schwächezonen

Ziel der Modellierung ist, das Verhalten von Kontinent-Kontinent-Kollisionen zu untersuchen, deshalb wird durch Vorgabe einer Schwächezone ( $10^{17}$  Pas) die mechanische Entkopplung im Kollisionsbereich gewährleistet (Abb. 3-2).

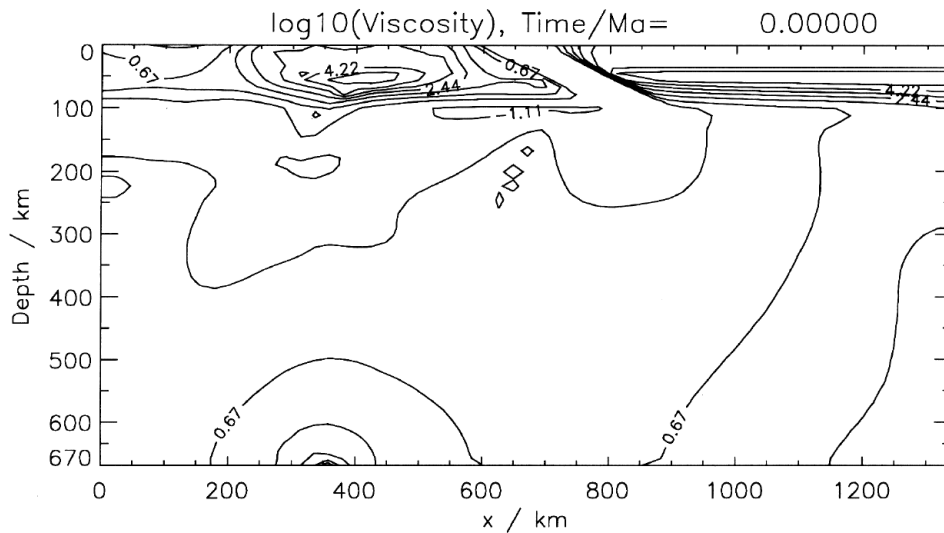


Abb. 3-2: Initiales Viskositätsfeld der Kollisionsmodelle. Die Skalierungsviskosität ist  $10^{18}$  Pas. In der Mitte oben sieht man die vorgegebene Schwächezone, welche die Kontinente mechanisch entkoppelt. Im Viskositätsfeld des Mantels erkennt man die starke Spannungsabhängigkeit unter der internen kinematischen Randbedingung (Abb. 3-3).

Ohne die Schwächezone kann der Modellansatz als kontinentale Platte interpretiert werden, welche unter lateraler Kompression steht. Insbesondere kontinentales Subduktionsverhalten kann, zumindest mit viskosen Rheologien, nicht erreicht werden. Alternative Modellansätze modellieren plattenähnliches Verhalten (Bercovici, D., 1993, 1995, 1996) durch Verwendung von plastischen Rheologien (Regenauer-Lieb & Yuen, 2000; Pysklywec et al., 2000) oder durch Einbau spezieller Bruchkriterien (Hansen & Yuen, 2000). Diese Modelle entwickeln dort, wo Spannungen oberhalb der kritischen Grenze auftreten, selbstkonsistent lokalisierte Schwächezonen, die nach Abbau der überkritischen Spannungen durch Deformation auch wieder "verheilen" können.



### 3.3.4 Interne kinematische Randbedingung

Um Kontinent-Kontinent-Kollision zu initiieren, wird in den Modellen eine interne kinematische Randbedingung vorgegeben (Abb. 3-3). Diese gewährleistet anhaltende Konvergenz während der Aufbauphase des Orogens. Die Vorgabe einer Horizontalgeschwindigkeit  $v_x$  erfolgt über Vorgabe eines konstanten vertikalen Stromfunktionsgradienten, der per Definition einer konstanten Horizontalgeschwindigkeit entspricht.

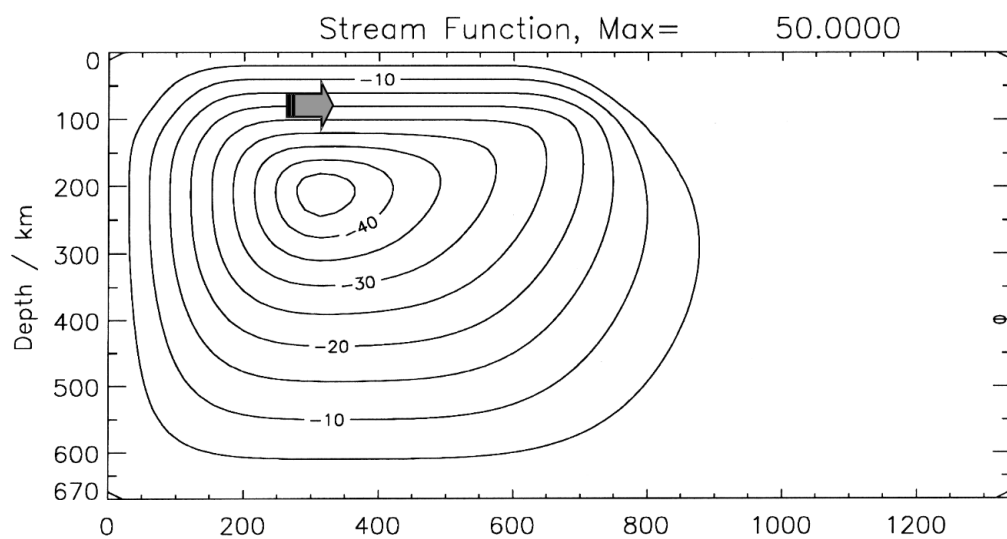


Abb. 3-3: Interne kinematische Randbedingung der Kollisionsmodelle. Der Pfeil skizziert die Vorgabe einer konstanten Horizontalgeschwindigkeit entlang eines Vertikalprofils innerhalb der Mantel-lithosphäre bei  $x=335$  km.

Nachteil dieser Randbedingung ist Aufgabe eines dynamisch selbstkonsistenten Ansatzes (Han & Gurnis, 1999), wie bei Schott (1998) realisiert und in Schott et al. (2000b) ausführlich diskutiert. Bei Schott entwickelt sich der Initialzustand dynamisch ohne die Vorgabe kinematischer Randbedingungen. In seinem Modell ist im Anfangsstadium potentielle Energie in einer symmetrisch verdickten Orogenwurzel gespeichert, welche bei den entsprechenden Ausgangsbedingungen teilweise in kinetische Energie und viskose Reibungsenergie bei Gebirgswurzelabriss umgewandelt wird. Im Gegensatz dazu stellt die Aufbauphase eines Gebirges den Prozess dar, bei dem zusätzliche potentielle Energie durch horizontal vekürzende Kräfte in der Lithosphäre aufgebaut wird (Kapitel 2.4.1).

Dieser Umstand macht die Vorgabe von Plattenbewegungen für den Aufbauprozess der Gebirgswurzel während Kontinent-Kontinent-Kollisionen unabdingbar. Geodynamisch kann man Antrieb von Plattenbewegungen durch Divergenz an mittelozeanischen Rücken in Betracht ziehen (*ridge push*).

Um das Modellverhalten im Bereich der verdickten Lithosphäre möglichst wenig zu beeinflussen, wird die Mantellithosphäre außerhalb der Kollisionszone “angeschoben” (Abb. 1-3). Das unterscheidet diesen von dem oft gebrauchten Ansatz der kinematischen Randbedingung, in der die Konvergenzgeometrie- und geschwindigkeiten auf der kompletten Unterseite der Unterkruste oder der Mantellithosphäre fest vorgegeben werden (Batt & Braun, 1997; Ellis et al., 1995; Seyferth & Henk, 2000).

### 3.4 Kollisionsmodelle

In den Kollisionsmodellen wird mithilfe der internen kinematischen Randbedingung eine feste Konvergenzgeschwindigkeit von 2cm/a vorgegeben. Ausgangspunkt ist eine lateral homogene geschichtete kontinentale Lithosphäre, in der rheologisch zwischen oberer und unterer Kruste und Mantel differenziert wird. Die Viskositäts- und Dichtekontraste des Mantels, insbesondere am Übergang von der Lithosphäre zur Asthenosphäre ergeben sich selbstkonsistent aus den extrinsischen Abhängigkeiten dieser Größen. Die Dichte des Mantels ist als  $\rho_0=3400 \text{ kg/m}^3$  angenommen. Die Mantelrheologie ist wie in Abschnitt 3.3.2. beschrieben gewählt.

Die Krustenrheologie weist nach Wilks & Carter (1990) eine Spannungs- und Temperaturabhängigkeit auf.

$$\dot{\epsilon} = A \Delta\sigma^n e^{-Q/RT}$$

Hier ist  $\dot{\epsilon}$  die uniaxiale Dehnungsrate, A ist eine Konstante,  $\Delta\sigma$  die Differenz zwischen maximaler und minimaler Hauptspannung, Q die Aktivierungsenergie, R die universelle Gaskonstante, T die Temperatur und n der *Power Law*-Exponent. Die Parameter für die Rheologie von Ober- und Unterkruste nach Wilks & Carter (1990) sind in Tabelle 3 aufgelistet. Die Schwächezone im Modell hat feste Geometrie und hat eine konstante kinemati-

sche Viskosität von  $10^{17}$  Pas und eine Horizontalerstreckung von 30 km. Als oberen Grenzwert für die Viskositäten im Modell ist ein Wert von  $10^{25}$  Pas vorgegeben um unrealistisch hohe Viskositäten, in Bereichen, in denen Mantelmaterial in oberflächennahe Bereiche strömt (hohe Viskositäten durch niedrige Temperaturen), zu vermeiden. Dort werden

*Tabelle 3: Rheologieparameter für der kontinentalen Kruste*

	Mächtigkeit (km)	Dichte (kg/m <sup>3</sup> )	A [Pa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup> ]	Q [kJ/Mol]	E [kJ/Mol]	n
Ober- kruste	15	2800	$3.98 \cdot 10^{-21}$	134	540	2.6
Unter- kruste	15	3000	$1.0 \cdot 10^{-29}$	0.23	139	3.4

in der Natur sprödebrüchige Deformationsmechanismen und somit geringere effektive Viskositäten dominieren.

In Abb. 3-4 ist die Entwicklung nach einer Modellzeit von 56 Ma für das chemische Feld (oben), das Viskositätsfeld (mitte) und das Temperaturfeld (unten) gezeigt. Man erkennt, wie entlang der Schwächezone Subduktion eingeleitet wird und am linken Boxrand Mantelmaterial aufsteigt. Der Aufstieg der Asthenosphäre ist zwar durch die Geometrie der Box und die Gewährleistung von Massenerhaltung im Modell von den Randbedingungen beeinflusst, kann aber in der dynamischen Erde unterhalb von Mittelozeanischen Rücken beobachtet werden. Im Modell entsteht durch die erzwungene Konvergenz der kontinentalen Kruste ein divergentes Zentrum, in dem Mantelmaterial der Plattenbewegung nachgeführt wird. Eine zentrale Frage der Geodynamik ist bis heute, zu welchem Anteil die Auftriebskräfte heißen Mantelgesteins die Divergenzbewegungen an mittelozeanischen Rücken antreiben und zu welchem Anteil das Abtauchen ozeanischer Kruste in Subduktionszonen die divergenten Bewegungen erzwingt und das Mantelmaterial passiv in die Rücken hineingeschleppt wird (Jacoby, 1970; Becker & O'Connell, 2000).

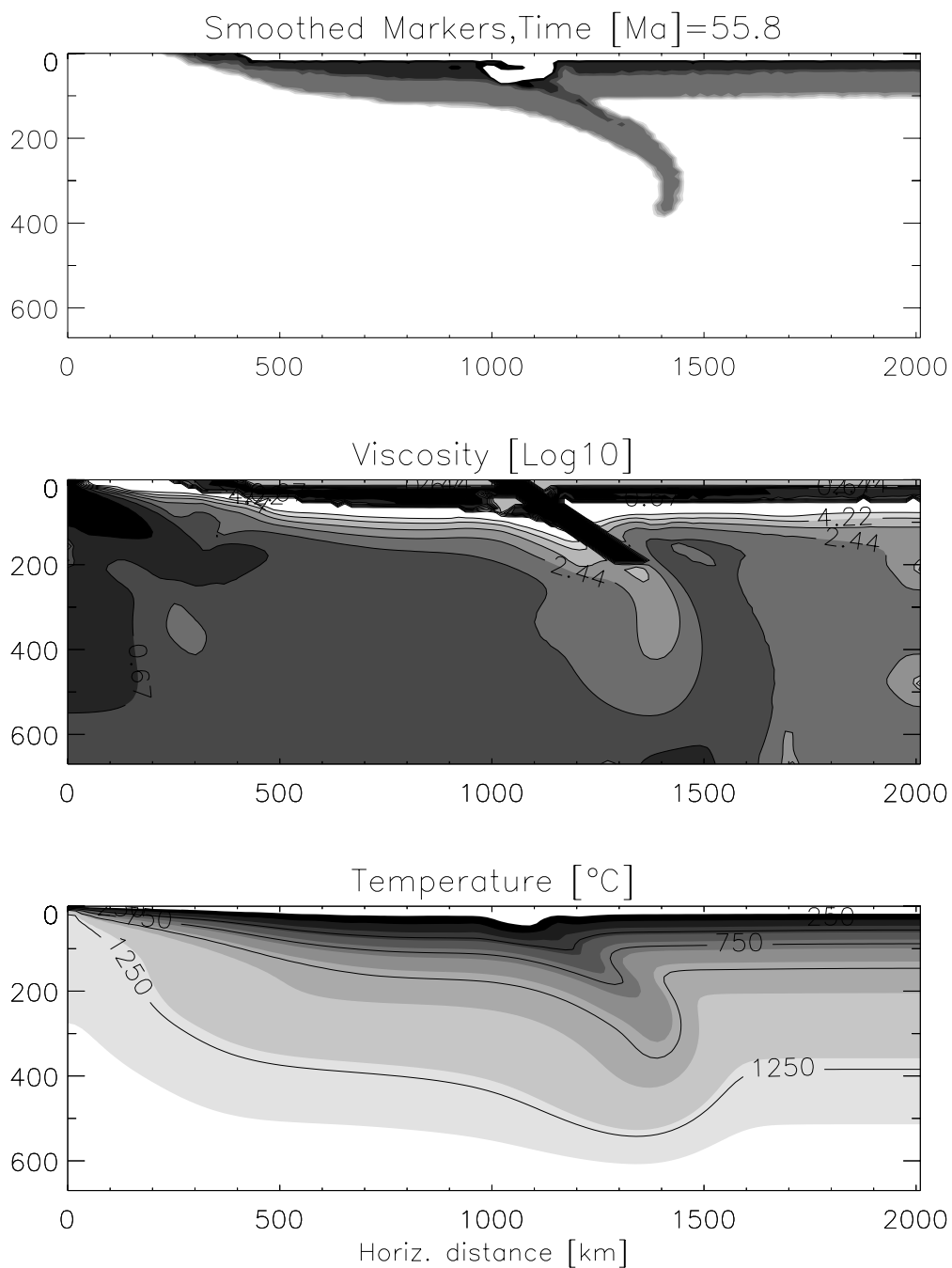


Abb. 3-4: Kontinent-Kontinent-Kollision nach 56 Ma Modellzeit. Oben: Markerfelder von Oberkruste, Unterkruste, Mantellithosphäre und Asthenosphäre; Mitte: Viskositätsfeld (Skalierungsviskosität:  $10^{18}$  Pas) mit der postulierten Schwächezone in der Mitte des Modells; Unten: Temperaturfeld (Skalierungstemperatur  $1000^{\circ}\text{C}$ ).

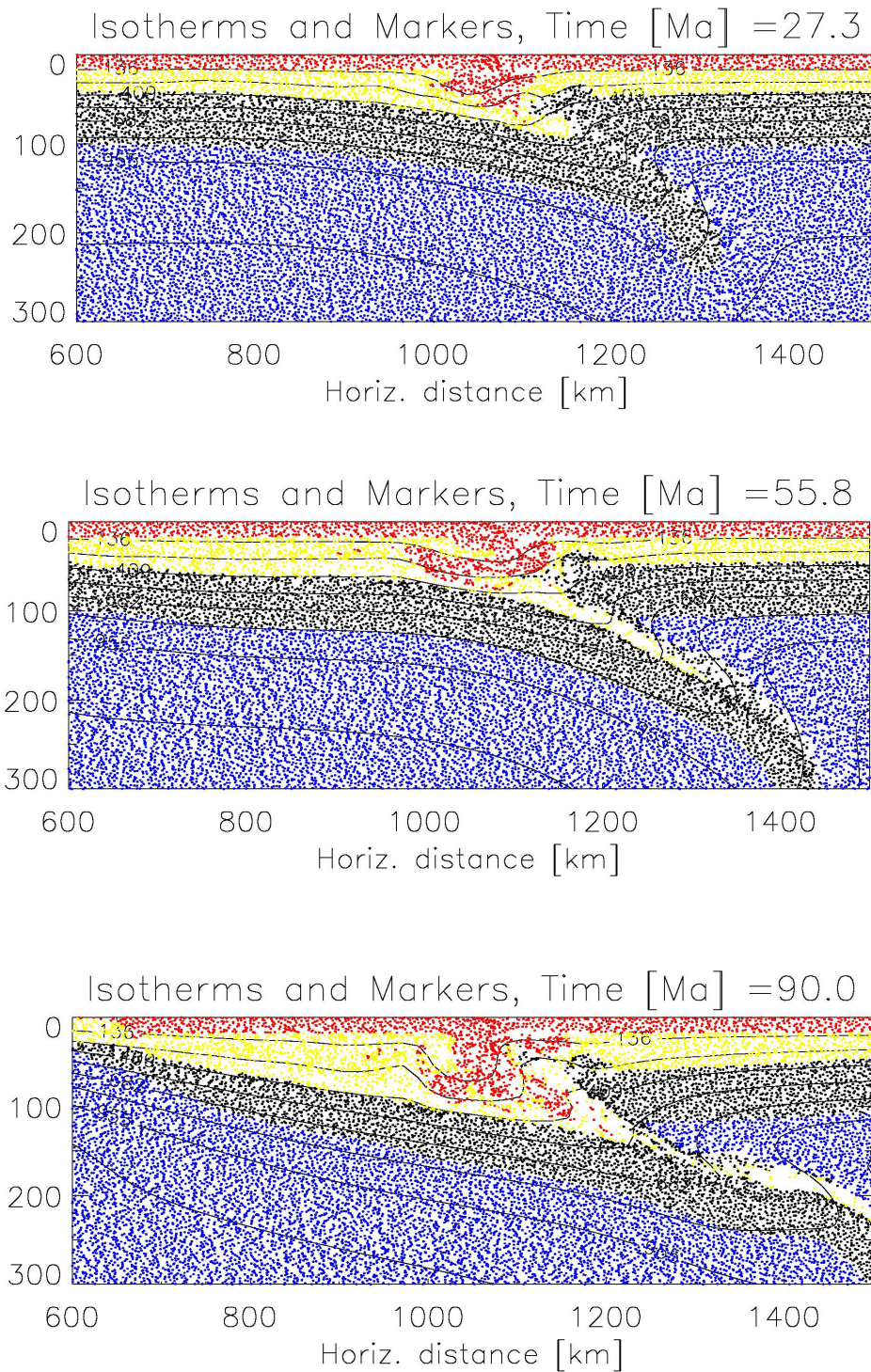


Abb. 3-5: Ausschnitt aus dem Markerfeld im Kollisionsbereich nach 27, 56 und 90 Ma Modellzeit. Oberkruste: rot, Unterkruste: gelb, Lithosphäre: schwarz und Asthenosphäre: blau.

In Abb. 3-5 sieht man Ausschnitte des Markerfeldes mit Fokus auf die sich formierende Gebirgswurzel zu verschiedenen Modellzeiten (27, 56 und 90 Ma). Durch die Konvergenzbewegung beginnt sich die kontinentale Lithosphäre kompositionell und thermisch zu verdicken (Abb. 3-5 oben). Der Prozeß erzeugt aufgrund der internen kinematischen Randbedingung und der Geometrie der Schwächezone eine asymmetrische Gebirgswurzel. Man sieht, daß die angeschobene Lithosphärenplatte in den Mantel gedrückt wird, während der passive Kontinent weitgehend undeformiert bleibt. Die Oberkruste verdickt sich innerhalb der Schwächezone und die Unterkruste dringt in die Mantellithosphäre ein.

In Abb. 3-5 mitte sieht man, daß Teile der Unterkruste vom subduzierenden Kontinent in den Mantel mitgeschleppt werden und auch Teile des passiven Kontinentalrands während der Konvergenz abgeschert werden. Innhalb der Krustenwurzel ist *thick-skinned* Tektonik zu beobachten, d.h. Teile der verdickten Oberkruste unterschieben die Unterkruste des aktiven Kontinents.

Zu einem späteren Zeitpunkt (Abb. 3-5 unten) werden Teile der Unterkruste und des lithosphärischen Mantels am passiven Kontinentalrand in oberflächennahe Niveaus transportiert. Dies impliziert, daß möglicherweise schon während anhaltender kontinentaler Konvergenz geologische Einheiten aus großen Tiefen in Krustenniveaus transportiert werden können. Es ist zu erwarten, daß sich durch Einbau von Oberflächenerosion der Hebungseffekt verstärken sollte in Analogie zu den Exhumierungsmodellen von Chemenda et al. (1996).

Man beachte, daß es in diesem Modell nicht zum Kontakt heißer Asthenosphäre mit der Unterkruste kommt, das Orogen bleibt thermisch von der Asthenosphäre durch die verdickte Mantellithosphäre abgeschirmt. Dies ist eine essentielle Voraussetzung für die in Kapitel 3.5 und Kapitel 4 beschriebenen dynamischen Modelle, bei denen es zu Delamination und Abriß der Gebirgswurzel kommt. Dort ist eine initiale (also postkonvergente) thermische Verdickung einer Standardlithosphäre um einen Faktor von 2.8 (Kap. 4.2.1) angenommen.

## 3.5 Ablösung von Mantellithosphäre im Kollisionsstadium

Ein weiteres Modell untersucht die Ablösung von Mantellithosphäre während Kontinent-Kontinent-Kollision. Im Gegensatz zu den in Kapitel 4 vorgestellten Modellen wird der Prozeß unter anhaltender konvergenter Plattenbewegung von 7 cm/a modelliert. Als zusätzliche Annahme ist ein Dichtekontrast ( $\Delta\rho=100 \text{ kg/m}^3$ ) zwischen Lithosphäre ( $\rho_0=3400 \text{ kg/m}^3$ ) und Asthenosphäre ( $\rho_0=3300 \text{ kg/m}^3$ ) angenommen.

Dichtekontraste zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre können dadurch entstehen, daß die Mantellithosphäre im Gegensatz zur Asthenosphäre nicht an Konvektion teilnimmt und daher durch Vermischung nicht homogenisiert wird. Es kann also ein "Dichte-Gedächtnis" an Schmelzereignisse und chemische Differentiation entstehen, aber auch transiente Temperaturunterschiede. Im Laufe der Zeit kann Verarmung an basaltischen Anteilen (Eisen, Aluminium, Calcium, Titan) auftreten. Griffin et al. (1998) beschreiben unterschiedliche mittlere Dichten von archäozoischem<sup>4</sup> ( $3310 \text{ kg/m}^3$ ), proterozoischem<sup>5</sup> ( $3340 \text{ kg/m}^3$ ) und phanerozoischem<sup>6</sup> ( $3370 \text{ kg/m}^3$ ) lithosphärischen Mantel aufgrund von Analysen an Mantelxenolithen. Somit nimmt die mittlere Dichte lithosphärischen Mantels mit zunehmenden Alter durch Differentationsprozesse ab. Das vorgestellte Modell geht also von einer jungen, nichtverarmten Mantellithosphäre aus.

Das Modell unterscheidet nicht zwischen Ober- und Unterkruste, es wird eine homogene Kruste einer Dichte von  $2800 \text{ kg/m}^3$  und einer Viskosität von  $10^{22} \text{ Pas}$  angenommen. Die eingebaute Schwächezone hat dieselbe Geometrie wie die in Abb. 3-2 dargestellte Schwächezone. Die in Abb. 3-6 mit verschiedenen Farben gekennzeichneten Krustenabschnitte kennzeichnen Kruste des aktiven (grün) und des passiven Kontinents (blau), rote Marker liegen initial innerhalb der Schwächezone zwischen den Kontinenten. Die Marker der Mantellithosphäre sind in diesen Modellen zu besserer Beobachtung der Krustendeformation nicht dargestellt.

---

<sup>4</sup>.vor 2500 bis 4000 Ma

<sup>5</sup>.vor 2500 bis 543 Ma

<sup>6</sup>.vor 543 Ma bis heute

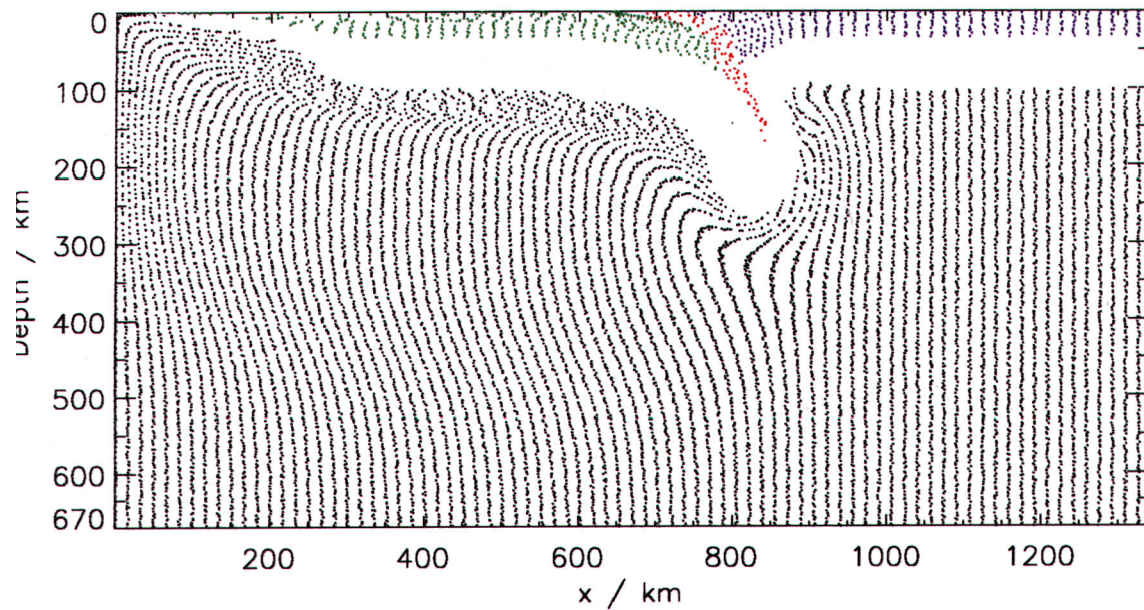


Abb. 3-6: Kontinentale Konvergenz unter Annahme eines kompositio-  
nellen Dichtekontrastes von  $100 \text{ kg/m}^3$  zwischen Lithosphäre und  
Asthenosphäre (Modellzeit 4.9 Ma).

In Abb. 3-7 sieht man, daß ein Teil der verdickten Mantellithosphäre sich tropfenför-  
mig von den kollidierenden Kontinenten ablöst.



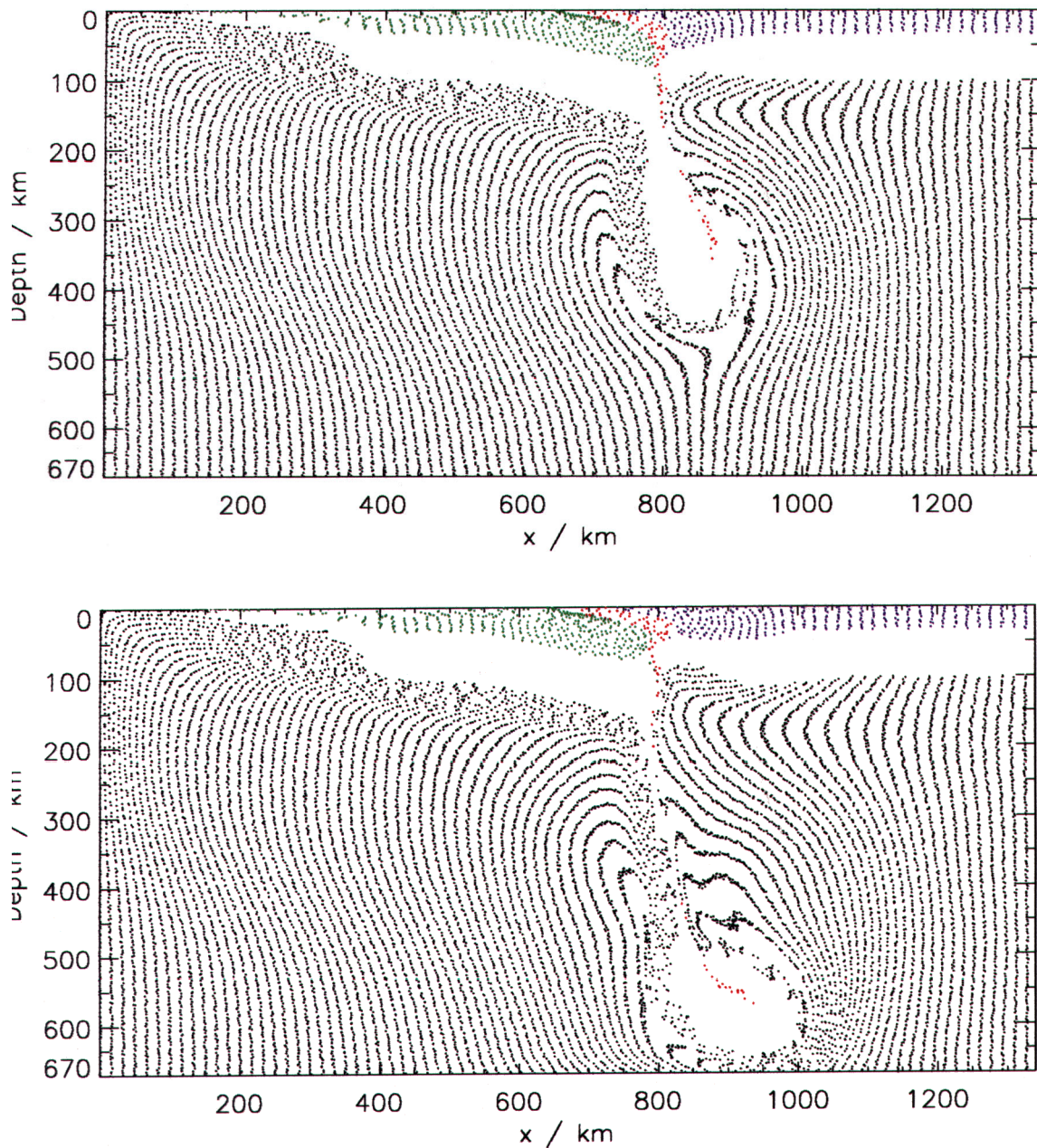


Abb. 3-7: Kontinentale Konvergenz unter Annahme eines kompositio-  
nellen Dichtekontrastes von  $100 \text{ kg/m}^3$  zwischen Lithosphäre und  
Asthenosphäre (Modellzeit 5.7, 6.1 Ma).

Man erkennt, daß Teile des in der Schwächezone positionierten Krustenmaterials mit-  
subduziert werden. Es kommt zum Nachstößen von Asthenosphäre unter das Orogen, d.  
h. es ist mit einem dynamischen Hebungseffekt des Gebirges zu rechnen. Die Erhöhung  
der Topographie des Gebirges sollte also nicht nur aufgrund der Neueinstellung des isosta-

tischen Gleichgewichts erfolgen, sondern auch aufgrund der durch das Ablösen induzierten aufwärtsgerichteten Mantelströmung (Abb. 3-8).

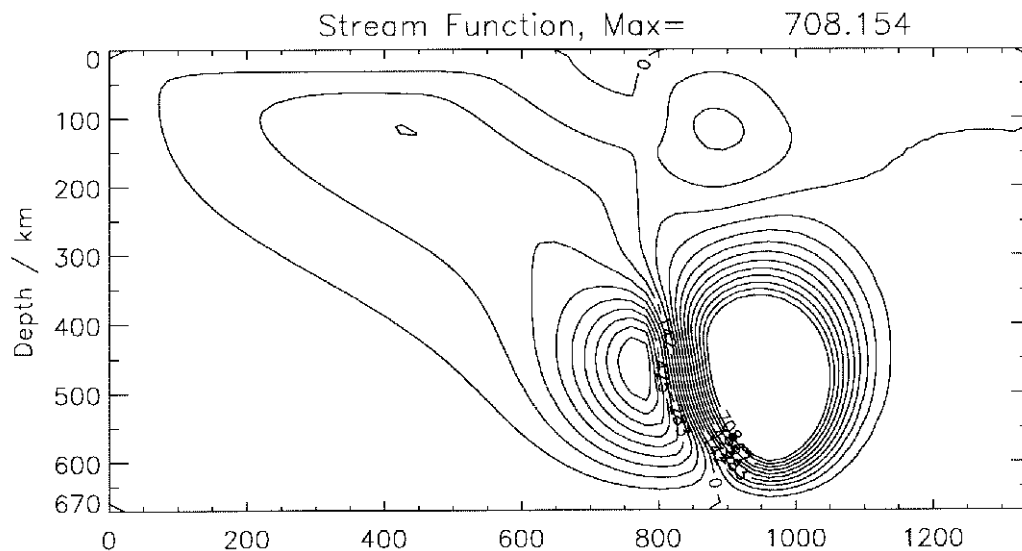


Abb. 3-8: Stömungsfeld nach 6.1 Ma bei Verlust eines Teils der Mantellithosphäre. Man beachte die großen Stromfunktionsgradienten (= hohe Geschwindigkeiten) verursacht durch die absinkende Mantellithosphäre und die sublithosphärische Strömung durch aufsteigende Asthenosphäre.

Das Modell impliziert, daß bei schnellen Konvergenzgeschwindigkeiten (7 cm/a) und einem kompositionellen Dichtekontrast zwischen Mantellithosphäre und Asthenosphäre schon während der Aufbauphase von Gebirgsurzeln gravitative Instabilitäten entstehen können, die bei Anwesenheit von Schwächezonen von den kollidierenden Platten delaminieren können. Dabei sollte während anhaltender Konvergenz nach oben gerichtete Ausgleichbewegungen im Gebirge zu beobachten sein. Der isostatische Ausgleich nach dem Abriß wird durch den dynamischen Effekt der aufstömenden Asthenosphäre verstärkt. Damit kann das Modell die Anhebung metamorpher Gesteine während Kollision prinzipiell erklären. Es ist wegen der anhaltenden Konvergenz der Kontinente nicht zu erwarten, daß die Gebirgskruste in Kontakt mit heißer Asthenosphäre kommt (Abb. 3-7).

## 3.6 Folgen subduzierender junger ozeanischer Lithosphäre auf Orogenese

Die variscische Orogenese involvierte die Subduktion mehrerer ozeanischer Becken. Diese entstanden während der in Kapitel 1 beschriebenen gondwanischen Riftphase und wurden bei der Konsolidierung der variscischen Terranes wieder geschlossen, waren also relativ jung. Viele Autoren diskutieren die aus "Rückensubduktion" bei Schliessung von Ozeanbecken resultierende thermische und metamorphe Entwicklung in orogenen Systemen (Brown, 1998; Thorkelson 1996; Iwamori, H., 1997). Da ozeanische Rücken aus äußerst junger und damit leichter Lithosphäre bestehen, können sie nicht einfach subduziert werden (fehlender Slabpull). Allerdings ergibt sich bei Schliessung ozeanischer Becken "Subduktion des divergenten Zentrums" aus geometrischen Gründen zwingend. Die Konvergenzbewegung erfolgt oft nicht senkrecht, sondern schräg zur Rückenachse wie z.B. an der Westküste von Nordamerika (Marlow et al. 1973). Brown (1999) und Iwamori (1997) beschreiben Subduktion junger ozeanischer Lithosphäre bzw. ozeanischer Rückensysteme als mögliche Ursache von HP/HT Metamorphose in Orogenen. Die Aufheizung des Gebirges erfolgt dabei durch den Aufstieg heißer Asthenosphäre durch die Lücke im divergenten Rücken (*slab window*). Brown (1999) interpretiert die Entstehung der HT-Komplexe im Ryoke- und im Abukuma-Orogen in Japan als Folgen von advektivem Wärmetransport durch *slab windows*. Iwamori (1997) betont die Erniedrigung der effektiven Viskosität des Orogens durch die dabei erfolgende Zuführung von Wärme und Wasser aus dem Mantel. Dadurch kann die Anhebung metamorpher Kernkomplexe im tangentialen Spannungsfeld der Subduktionszone begünstigt werden. Weitere Autoren verweisen auf ähnliche plattentektonische Situationen im Pazifik (Maruyama, 1997; Dominguez et al. 1996; Hibbard & Karig 1990, Hibbard et al. 1990; Kinoshita 1999). Auch in Chile, Südalaska und der Türkei gibt es Hinweise auf "Subduktion ozeanischer Rücken" (Behrmann & Kopf, 2001; Karsten et al., 1996, Lytwın et al., 1997; Lytwın & Casey, 1995). Behrmann & Kopf (2001) interpretieren Massenbilanzierungen am Akkretionskeil der Subduktionszone am plattentektonischen Tripelpunkt in Chile durch "Rückensubduktion". Auch die geochemische Signatur von Ophiolithen (Lytwin et al., 1997; Lytwın & Casey, 1995) und räumlich und zeitliche Abfolge von Granitplatznahme (Kinoshita, 1999) können als Resultat von Subduktion von Rückensystemen interpretiert werden.

Die Schließung des Rheischen Ozeans, der Tornquist-See und des Iapetus-Ozeans kann mit der rezenten Situation im Pazifik verglichen werden. Möglicherweise war die Konsolidierung des variscischen Gebirges auch von Subduktion divergenter Plattengrenzen charakterisiert. Damit kann der Einbau von Schwächezonen durch die erhöhte Zufuhr von Wärme und Wasser aus dem Mantel während der Aufbauphase der Varisciden plausibel erklärt werden.

## 3.7 Zusammenfassung

Die in diesem Kapitel vorgestellten Modelle von Kontinent-Kontinent-Kollision zeigen Konsequenzen von rheologischer Schichtung und tiefreichender Schwächezonen auf das Deformationsverhalten in Kollisionsorogenen während anhaltender Konvergenz. So kann während des Zusammenschubes durch *thick-skinned* Tektonik ursprünglich tiefgelegenes Krustenmaterial angehoben werden. Falls die Mantellithosphäre nicht delaminiert, erfolgt starke thermisch-kompositionelle Verdickung der Gebirgswurzel, die im maximalen Aufbaustadium instabil werden kann (Kapitel 4). Schnelle Kollision und kompositionelle Dichtekontraste zwischen Mantellithosphäre und Asthenosphäre können ein Abreißen von Teilen der Mantelwurzel schon in frühen Kollisionsstadien initiieren. Dabei muß eine vertikale mechanische Entkopplung der kollidierenden Kontinente gewährleistet sein. Die entkoppelnden Schwächezonen werden möglicherweise bevorzugt bei der Schließung junger ozeanischer Becken angelegt, wie z.B. während Konsolidierung von *Terranes* an Kontinente. Dabei erfolgt die rheologische Schwächung der Kollisionszone durch verstärktes thermisch aktiviertes Kriechen bei Aufheizung und durch rheologische Schwächung bei Anreicherung von Wasser. Das nächste Kapitel beschreibt Modelle zum Auftreten solcher Instabilitäten in stark verdickten Kollisionsorogenen und die zu erwartenden Folgen auf die Entwicklung solcher Gebirge.

# 4 Synthese der Modelle zum Auf- und Abbau der variscischen Gebirgs Wurzel

---

## 4.1 Einleitung

In diesem Kapitel sollen die in Kapitel 4 beschriebenen Konvektionsmodelle zum variscischen Gebirgs Wurzel aufbau mit Konvektionsmodellen zur spätrogenen Phase der Varisciden in Verbindung gebracht werden. Diese umfassen Modellierungen zur Delamination und Abriß der Mantellithosphäre (Schott, 1998), Anwendung des Modellansatzes in einer Fallstudie zur schnellen Anhebung der metamorphen Kernkomplexe des Erzgebirges (E. Sebazungu) und Modellen zur spätrogenen Granitplatznahme in den Varisciden (H. Schmeling). Die wichtigsten Aspekte des Inhalts dieses Kapitels sind in Schott & Schmeling (1998), Arnold et. al. (2001) und Willner et al. (2001) publiziert. Alle vorgestellten Modellierungen wurden mit FDCON durchgeführt, und sind somit gut miteinander zu vergleichen. Eine Ausnahme bilden die eindimensionalen thermischen Modellierungen, die jedoch durch dynamische Modellierungen mit FDCON ergänzt wurden. Basis aller hier beschriebenen Modelle ist eine durch vorausgehende Kontinent-Kontinent-Kollision stark verdickte und überschobene Orogen Wurzel mit initial angelegten tiefreichenden mechanischen Schwäche zonen.

## 4.2 Delamination und Abriss der Lithosphären Wurzel

Das von B. Schott entwickelte dynamische Modell (Schottsches Modell) untersucht den Parameterraum und die dynamischen Konsequenzen eines Szenariums, bei dem die gravitative Instabilität einer symmetrisch verdickten Gebirgs Wurzel zu einem Abriß der Mantellithosphäre führt (Schott, 1998; Schott & Schmeling, 1998). Es zeigt sich, daß Vor-

aussetzung für ein Abreißen der Mantellithosphäre eines Orogens mit verdickter Lithosphäre die rheologische Schichtung von Ober- und Unterkruste und die Existenz rheologisch geschwächter Bereiche innerhalb des Orogens, die bis zum Übergang von der Lithosphäre zur Asthenosphäre reichen, ist. Schott modelliert die Schwächezone mit einer gausispröden Rheologie, die in Analogie zum Navier-Coulomb-Gesetz (Scholz, 1990) eine Abhängigkeit der effektiven Viskosität vom Porendruckfaktor  $\lambda$  aufweist. Dieser beschreibt das Verhältnis des von Fluiden verursachten Porendruck  $p_{\text{por}}$  zum lithostatischen Druck  $p_{\text{lith}}$  und kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen.

$$\lambda = 1 - \frac{p_{\text{por}}}{p_{\text{lith}}}$$

Die Erzeugung von Bruchflächen in der Kruste bei Überwindung der Kohäsionsspannung  $\tau_k$  und der bei entsprechenden Normalspannungen  $\sigma_n$  auf der schwächsten Bruchfläche resultierende Gleitvorgang wird durch das Navier-Coulomb-Gesetz beschrieben.

$$\tau_{\text{max}} = \tau_k + C \sigma_n \lambda$$

Hierbei stellt  $\tau_{\text{max}}$  die maximale Spannung dar, oberhalb der Sprödbbruchgleiten auftritt,  $C$  ( $>0$ ) ist eine Konstante. Man erkennt, dass die Anwesenheit von Fluiden Sprödbbruchgleiten begünstigt. Die effektive Viskosität berechnet sich dann aus dem Verhältnis der Maximalspannung zur zweiten Invariante des Dehnungsratentensors  $\dot{\epsilon}_{\text{II}}$ .

$$\eta_{\text{nc}} = \frac{\tau_{\text{max}}}{\dot{\epsilon}_{\text{II}}}$$

Das Vorhandensein einer Schwächezone in der verdickten Lithosphäre ist in Übereinstimmung mit dem Modellansatz zur Delamination von Pysklywec et al. (2000). Auch er definiert im verdickten Teil der Lithosphäre eine Schwächezone, die den Delaminationsprozess ermöglicht. Das Abreißverhalten der Mantelwurzel hängt neben der

Existenz von Schwächezonen auch von der Dichte und Mächtigkeit der Ober- und Unterkruste des Orogens ab, so modelliert Schott Manteldelimitation sowohl in einem kompressiven als auch in einem extensiven Regime (Schott et al., 2000B). In weiteren Untersuchungen zeigt er, daß durch viskose Reibung in der Unterkruste während des Abreissens lokale Temperaturerhöhungen von mehreren 100°C auftreten können (Schott 2000A).

In dem Modell sind die in Tabelle 4 aufgelisteten Dichten und Rheologien für Ober-, Unterkruste und Mantel angenommen.

*Tabelle 4: Standardlithosphäre im Schottschen Modell*

	Dichte $\rho_0$	Tiefe	Viskosität
Oberkruste	2900 kg/m <sup>3</sup>	27 km	isoviskos 10 <sup>23</sup> Pas
Unterkruste	3100 kg/m <sup>3</sup>	7 km	isoviskos 10 <sup>22</sup> -10 <sup>23</sup> Pas
Mantel- lithosphäre	3300 kg/m <sup>3</sup>	temperatur- und spannungsab- hängig	temperatur- und spannungsab- hängig

Die Dichte- und Viskositätskontraste im Mantel ergeben sich selbstkonsistent aus den extrinsischen Abhängigkeiten der Grössen. Die Dichten sind temperaturabhängig nach

$$\rho(T) = \rho_0(1 - \alpha T)$$

wobei für  $\rho_0$  die in der Tabelle angegebenen Werte angenommen sind. Die thermisch Expansivität ist in den Modellen mit  $2 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$  angesetzt, die Viskosität ist genau wie in Kapitel 3 beschrieben als temperatur- und spannungsabhängig angenommen.

$$\eta(T, \sigma) \sim \Delta \sigma^n e^{-(E + PV)/RT}$$

#### 4.2.1 Thermomechanische Voraussetzungen für den Abriß

Aufgrund des in Kapitel 2 beschriebenen Wechselspieles von Auftriebskräften in der Krustenwurzel und Abtriebskräften im Mantelanteil der Wurzel kann es bei signifikanter Verdickung der Gebirgswurzel zur Ausbildung einer mechanischen Instabilität kommen. Hierbei ist zwischen kompositioneller und thermischer Verdickung der Wurzel zu unterscheiden.

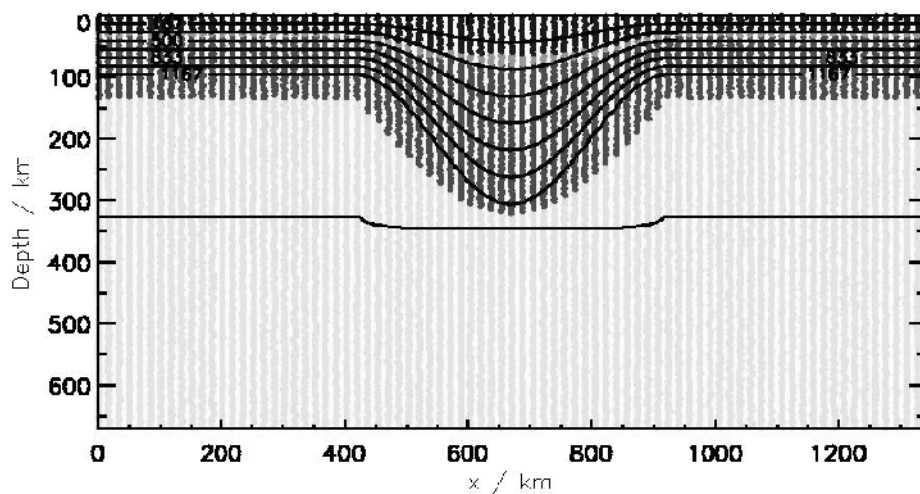


Abb. 4-1: Initialer kompositioneller und thermischer Verdickungszustand der Gebirgswurzel im Schottschen Modell

Kompositionelle Verdickung erhöht den effektiven Auftrieb des Gebirges wegen der größeren Krustenmächtigkeiten während der Abtrieb durch die verdickte Mantellithosphäre eine Folge des thermischen Dichtekontrastes zur Asthenosphäre ist. Erst eine signifikante Spreizung der kontinentalen Geotherme, wie sie bei oder nach schneller Kontinent-Kontinent-Kollision zu erwarten ist, verursacht den für den Abriß notwendigen Dichtekontrast zwischen Mantellithosphäre und Asthenosphäre. In Abb. 4-1 ist die initiale thermische Verdickung des Orogens gegenüber der Standardlithosphäre um den Faktor  $f_T=2.785$  zu sehen.



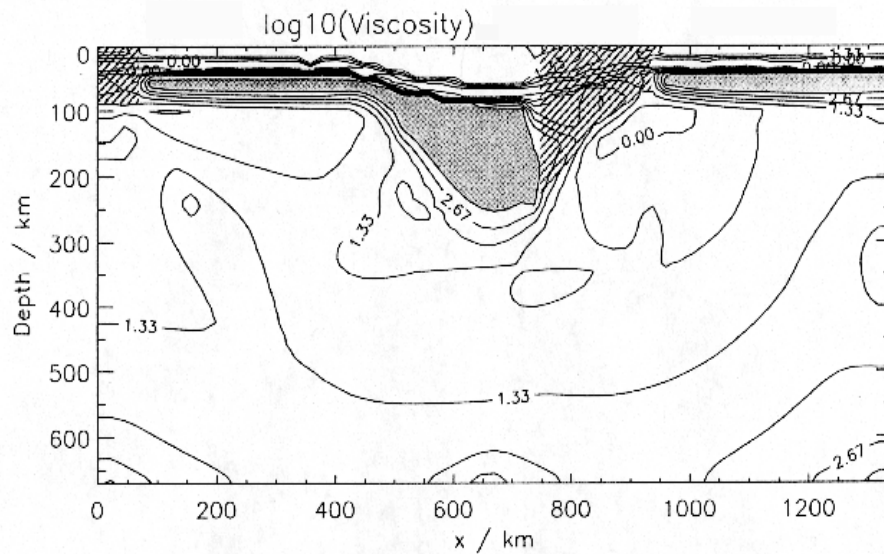


Abb. 4-2: Initialer rheologischer Verdickungszustand der Gebirgswurzel im Schottschen Modell. Die schraffierten Bereiche markieren postulierte mechanische Schwächezonen im Modell, der grau unterlegte Bereich markiert die maximale Viskosität.

In Abb. 4-2 ist das aus dem initialen thermischen Feld und den postulierten Rheologien resultierende Viskositätsfeld dargestellt. Die Mantellithosphäre bildet aufgrund der temperaturabhängigen Rheologie in dem System die mechanisch stabilste Schicht. Man erkennt das hochviskose Bereich in Abb. 4-2 an dem grau hinterlegten Bereich, die obere Grenze der Viskosität ist aus numerischen Gründen auf  $10^{25}$  Pas gesetzt. Der schraffierte Bereich markiert die eingebaute Schwächezone. Schott zeigt durch Variation der Parameter, daß sich die verdickte Mantellithosphäre vom Orogen nur ablösen kann, falls

- innerhalb der Gebirgswurzel eine Schwächezone existiert (grau schraffierter Bereich)
- eine instantane Verdickung der Lithosphäre um 100 - 170 km existiert
- die Viskosität der Unterkruste in Bereichen von  $10^{22}$  -  $10^{23}$  Pas liegt.

Ist die Viskosität der Unterkruste zu niedrig, so findet zwar Delamination aber keine Abriss der Mantellithosphäre statt, andererseits werden bei stärkeren Unterkrustenrheolo-

gien zum Abriß größere Abtriebskräfte der Mantellithosphäre, d.h. eine größere initiale Verdickung benötigt.

#### **4.2.2 Geodynamische Konsequenzen vom Gebirgswurzelabriß**

Unter den oben beschriebenen Bedingungen kann sich die Mantellithosphäre von der Orogenkruste ablösen und damit den Aufstieg von Asthenosphäre an die Krustenwurzel ermöglichen. Wie in Abb. 4-3 zu sehen ist, liegt das Zeitfenster für Abriß und Aufstieg innerhalb weniger Millionen Jahre. In der Kruste kommt es zur Ausbildung kompressiver und extensiver Domänen (Schott et al., 2000B), und es ist mit einer starken der Erwärmung der Wurzel durch den Aufstieg heißer Asthenosphäre an die Krustenwurzel zu rechnen.

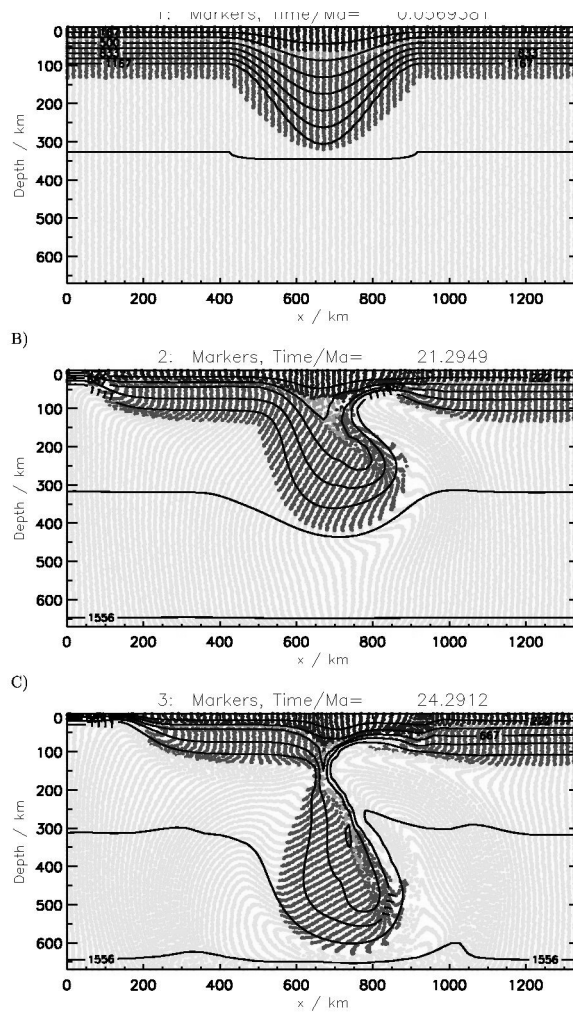


Abb. 4-3: Dynamische Entwicklung des Schottschen Modells nach 0.06 Ma, 21.29 Ma und 24.29 Ma.

Schott zeigt in seinen Modellen, dass durch die starken Deformationsraten während des Abrisses starke Energiedissipation durch viskose Reibung auftritt. So kann durch starke Scherung in der Unterkruste die Temperatur lokal um mehrere 100°C erhöht werden (Schott et al., 2000A). Die Signifikanz von Schererwärmung für die Entwicklung von Orogenen wird auch von anderen Autoren betont (Harrison et al., 1998). Diese Bereiche stellen bevorzugte Regionen für Schmelzplatznahme bei nachfolgender Aufheizung der Orogenkruste dar, wie in Abschnitt 4.4 erläutert ist.

## 4.3 Die PTt-Pfade des Erzgebirges - Modelle zur Anhebung von HP-Einheiten

Eine konkrete Anwendung des Schottischen Modells ist eine Fallstudie zur Exhumierung der Kernkomplexe im Erzgebirge (Abb. 4-4). Man findet im Erzgebirge Krustengesteine mit unterschiedlichgradigen Überprägungen in denen zum Teil Eklogite eingebaut sind (Willner et al., 1997).

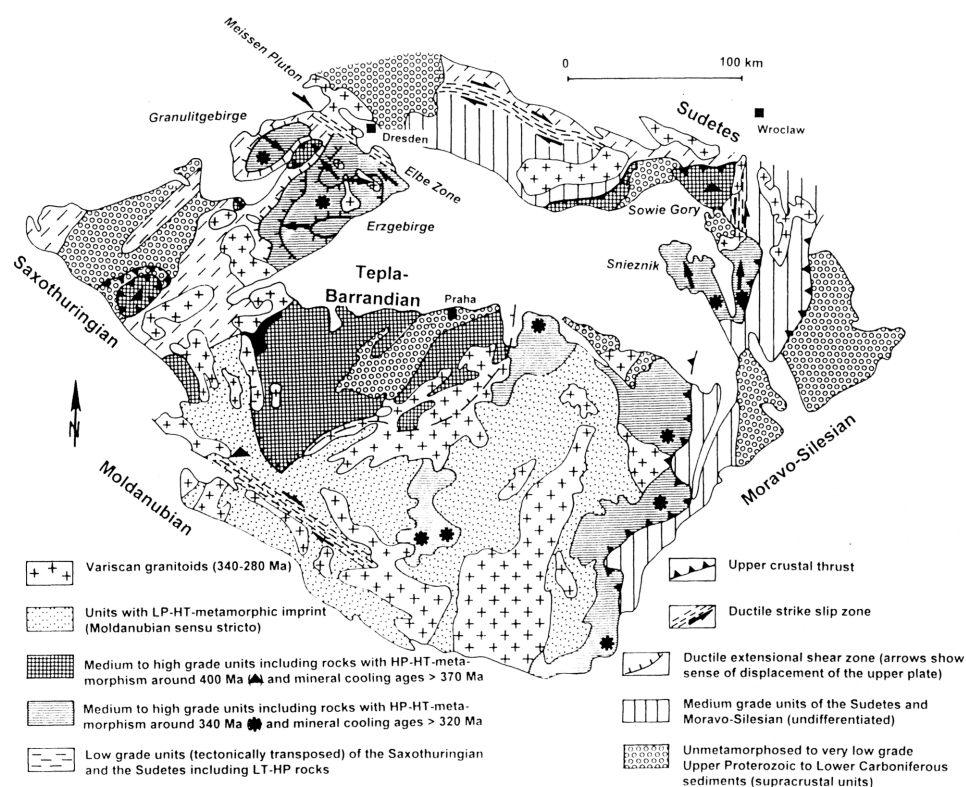


Abb. 4-4: Geologische Übersichtskarte des Erzgebirges nach Willner et al. (2001). Man beachte das Auftreten von metamorphen Kernkomplexen.

Im kristallinen Kern des Erzgebirges kann man drei Haupteinheiten mit unterschiedlicher metamorpher Geschichte charakterisieren: eine Gneis-Eklogit Einheit (HP), eine Rot- und Grau-Gneis Einheit und eine Glimmerschiefer-Eklogit Einheit. Aus absoluten Altersdatierungen an den Gesteinen, korrelierbaren Strukturen und PTt-Pfaden kann man versuchen, den Anhebungsprozeß der verschiedenen tektonischen Einheiten des Erzgebirges zu rekonstruieren.

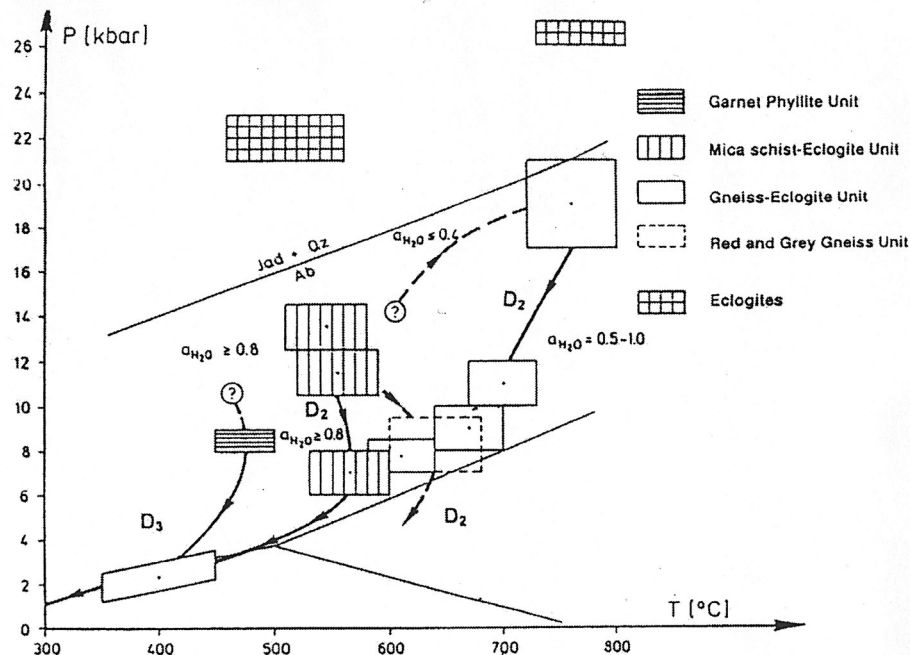


Abb. 4-5: Gemessene PTt-Pfade der Einheiten des Erzgebirges nach Willner 1998.

Die PTt-Pfade der unterschiedlichen Einheiten sind in Abb. 4-5 dargestellt. Alle Pfade zeigen einen markanten Knick, die Hebungsgeschichte lässt sich also in zwei Abschnitte einteilen: eine Konvergenzphase, bei der die drei Einheiten in mittlerer Krustentiefe zusammengeführt werden und eine zweite Phase, bei der die Einheiten gemeinsam angehoben, exhumiert und abgekühlt werden. Die erste Phase der Konvergenz bringt die Einheiten aus unterschiedlichen Tiefenlagen in mittleren Krustentiefen zusammen. Grundsätzlich nehmen in der Konvergenzphase die Hebungsgeschwindigkeiten mit der Tiefenlage der Gesteine zu (Abb. 4-5). Die heiße HP-HT Einheit wird zwischen die beiden kälteren geringergradig metamorphen Einheiten geschoben und durch Temperatenausgleich abgekühlt. Maximale Druckbedingungen (21 kbar) für die HP-Einheit sind nahezu zeitgleich mit den maximalen Temperaturbedingungen (830°C), ein Hinweis auf isothermale Dekompression während der ersten Konvergenzphase und somit schnelle Anhebungsgeschwindigkeiten. Bei langsamer Anhebung (z.B. durch Erosion der Topographie) werden maximale Temperaturen während der Anhebung nach Erreichung maximalen Druckbedingungen erreicht. Für die Kristallingesteine kann man anhand von Zirkonen Alter von ca.

340 Ma ermitteln (Kröner et al., 1996). Da sich die heutigen Strukturen des Erzgebirges im Unterkarbon (ca. 325 Ma) entwickelten, bleiben für den Anhebungsprozess der Einheiten maximal 15 Ma (Willner et al., 1997).

### 4.3.1 Thermische Modelle zur Entwicklung des Erzgebirges

Die eindimensionale Wärmeleitungsgleichung eignet sich zur Modellierung der thermischen Entwicklung kontinentaler Lithosphäre in verschiedenen tektonischen Domänen. Da PTt-Pfade im wesentlichen räumlich eindimensionale Informationen (der gemessene Druck wird als Tiefe interpretiert) liefern, ist der eindimensionale Ansatz gerechtfertigt. Diese Art der Modellierungen berechnet den geothermischen Effekt einer angenommenen tektonischen Geschichte, die im Modell vorgegeben wird. Wie bei Vorwärtsmodellierungen üblich, arbeitet man nach dem *“Trial and Error”*-Prinzip, d. h. man variiert die Parameter der tektonischen Geschichte wie z.B. Hebungsgeschwindigkeiten, bis sie die gemessene PT-Entwicklung der geologischen Einheiten plausibel reproduziert. Die Modelle ermöglichen die Erstellung synthetischer PTt-Pfade, die dann mit den *“gemessenen”* PTt-Pfaden verglichen werden können.

Zunächst wird in einem eindimensionalen thermischen Modell nach Hagerud (1989) die Geschichte des Hebungs- und Abkühlungsprozesses untersucht. Bei der Methode wird die Wärmeleitungsgleichung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - v_z \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{A}{\rho c}$$

für advektiven und konduktiven Wärmetransport gelöst. Hier steht T für die Temperatur,  $\kappa$  ist die thermische Diffusivität, z ist die Tiefe,  $v_z$  ist die Bewegung in z-Richtung (Tiefe), A ist die radiogene Wärmeproduktionsrate pro Volumeneinheit,  $\rho$  ist die Dichte und c ist die Wärmekapazität. Damit ist die zeitliche Änderung der Temperatur die Summe aus konduktivem Wärmetransport (1. Term auf der rechten Seite), advektivem Wärmetransport (2. Term auf der rechten Seite) und der lokalen radiogenen Wärmeproduktion (3. Term auf der rechten Seite). Die Gleichung wird mit der FD-Methode in Ort und Zeit diskretisiert und gelöst. Als Randbedingungen werden die Oberflächentemperatur und eine feste Temperatur bzw. ein fester Temperaturgradient an der Unterseite angenommen und als Anfangsbe-

dingung eine initiale Geotherme vorgegeben. Bei der Modellierung wird die angenommene tektonische Geschichte in Zeitschritten diskretisiert und durch kinematische Randbedingungen vorgegeben. Man kann dann das sich einstellende geothermische Profil, thermische Entwicklung für bestimmte Modelltiefen und die daraus resultierenden PTt-Pfade berechnen.

Für die Entwicklung des Erzgebirges sind die thermischen Parameter in Tabelle 5 aufgelistet.

Tabelle 5: Parameter für die thermischen Modelle des Erzgebirges

	Oberkruste	Unterkruste
Dichte	2.8 g/cm <sup>3</sup>	2.8 g/cm <sup>3</sup>
Wärmekapazität	1100 J/kgK	1180 J/kgK
Wärmeleitfähigkeit	1.75 W/mK	1.5 W/mK
Wärmefluß aus dem Mantel	33.5 mW/m <sup>2</sup>	
Radiogene Wärmeproduktion	2*10 <sup>6</sup> W/m <sup>3</sup>	

Folgende Annahmen werden in den Modellen gemacht:

- ein initialer geothermischer Gradient von 12°C /km nach Krustenstapelung
- die Einheiten werden intern homogen deformiert (einheitliche Anhebung, kontinuierliche Mächtigkeitsvariationen)
- die Einheiten bewegen sich kinematisch unabhängig voneinander mit variablen Hebungsgeschwindigkeiten
- Überschiebungstektonik erfolgt durch einfache Scherung zwischen den Einheiten
- Erosion wird durch kontinuierliche Abnahme der Oberkrustenmächtigkeit

simuliert

- die Positionen in mittleren Krustenniveaus werden als isobarmetrisch bestimmbar angenommen.

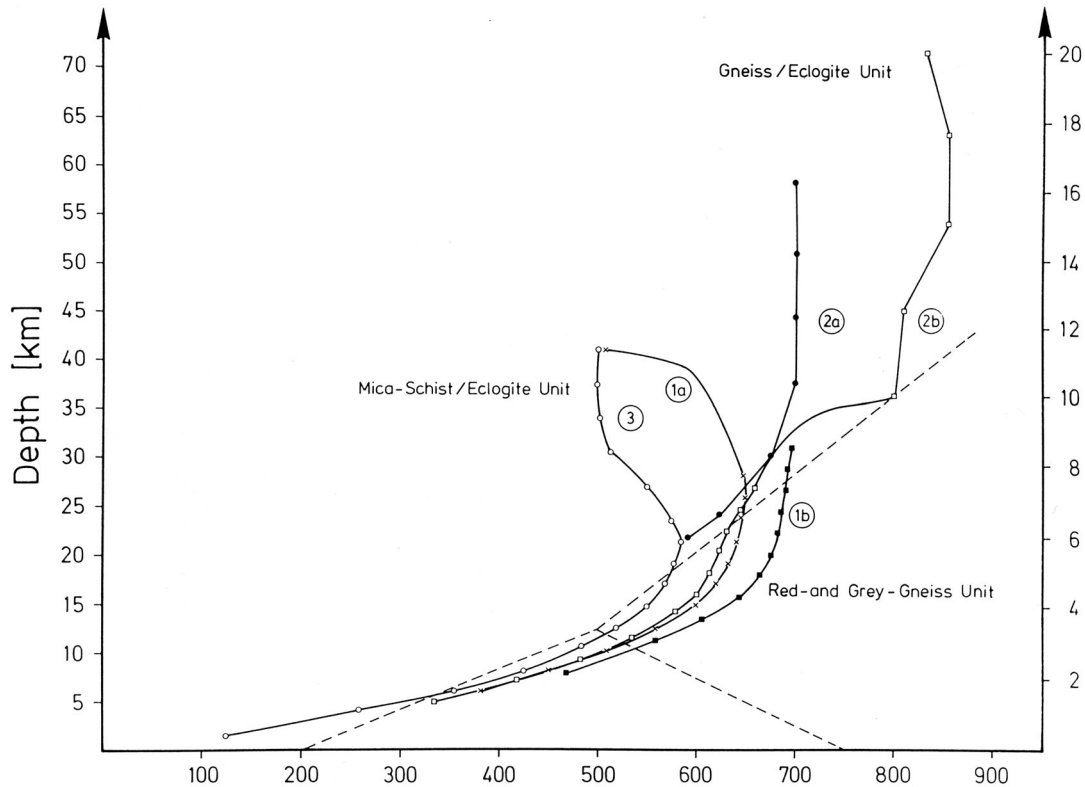


Abb. 4-6: Modellierte PT-Pfade der Einheiten des Erzgebirges nach Willner et al. 2001. Die verschiedenen Pfade sind zu lesen als: 1a) Oberseite der Rot- und Graugneiseinheit, 1b) 3km unter der Oberseite der Rot- und Graugneiseinheit, 2a) bzw. b) Ober- bzw. Unterseite der Gneis-Eclogiteinheit, 3) Basis der Glimmerschiefer-Eclogit Einheit.

In den Modellrechnungen werden die Geschwindigkeiten der verschiedenen tektonischen Prozesse so variiert, daß sich die an den Gesteinen ermittelte PT-Geschichte zwanglos aus der sich einstellenden Temperaturentwicklung ergibt. Es ergeben sich für die tektonische Entwicklung des Erzgebirges folgende kinematischen Konsequenzen:

- die Anhebung der HP Einheit in mittlere Krustentiefen erfolgte (fast) iso-



thermal innerhalb 2 Ma

- während dieses Intervalls wurde die Gneis-Eklogiteinheit von initial 12 km (petrologisch bestimmt durch einen Temperaturunterschied zwischen Ober- und Unterkante von 130°C) auf 3 km (heutige) Mächtigkeit gestreckt.

In Abb. 4-6 sieht man die synthetischen PTt-Pfade für das Erzgebirge. Die Modelle zeigen eine vergleichbare Charakteristik wie die gemessenen PTt-Pfade. Die Hebungsgeschwindigkeiten nehmen in dem Modell mit der Tiefe wie folgt zu:

- Obere Kruste 2.2 mm/a
- Glimmerschiefer-Eklogiteinheit: 3.4 mm/a
- Rot- und Grau-Gneis-Einheit: 1.3 mm/a
- Gneis-Eklogit- Einheit: 8.9 mm/a.

Im folgenden Abschnitt werden Delamination und Abriss der variscischen Gebirgs- wurzel als eine mögliche Ursache der mit zunehmender Tiefe ansteigenden Anhebungsgeschwindigkeiten der Kernkomplexe des Erzgebirges diskutiert.

### 4.3.2 Dynamische Modelle zur Entwicklung des Erzgebirges

Zur dynamischen Modellierung der PTt-Pfade des Erzgebirges eignet sich das Schottische Modell mit modifizierten Verdickungsfaktoren und Schwächezonen innerhalb der Wurzel (Abb. 4-7). Aufgrund der im Erzgebirge kartierten Überschiebungsflächen (Abb. 4-4) wurden zwei zur Wurzel achsensymmetrisch angeordnete Schwächezonen postuliert (Abb. 4-7). Die Modellserien zeigen, daß die Hebungspfade der Einheiten stark von der Geometrie der im Modell angenommenen Schwächezonen abhängen. Weiterhin konnten die PTt-Pfade für die erzgebirgischen Einheiten bis in mittlere Krustenniveaus in guter Übereinstimmung modelliert werden. Der letzte Abschnitt der Exhumierung aus der Oberkruste an die Oberfläche wird durch Erosion und nicht durch tektonische Prozesse gesteuert (siehe Kapitel 2). Da in der benutzten Version des Programms keine Erosion eingebaut war (geschlossener oberer Boxrand), ist die numerische Modellierung dieses Abschnittes nicht durchgeführt worden.

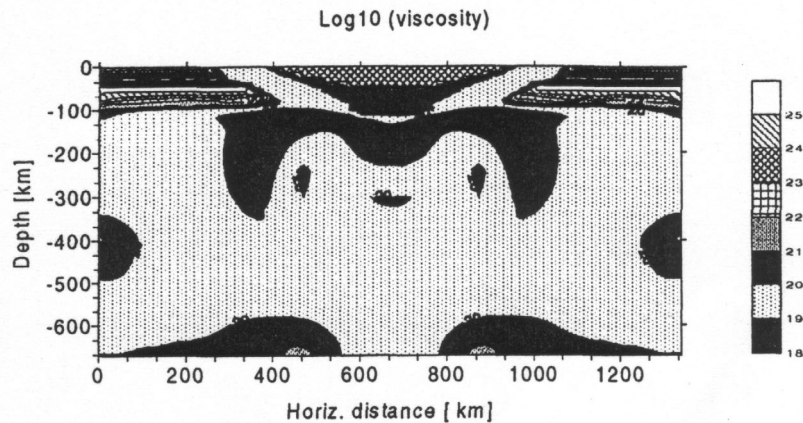


Abb. 4-7: Initiales Viskositätsfeld der Modelle zur Entwicklung des Erzgebirges.

#### 4.3.3 Voraussetzungen für die schnelle Anhebung der HP-Einheiten

Die Modelle zeigen, daß unter geeigneten thermischen und mechanischen Eigenschaften von Orogenwurzeln Delamination und Abriß der Mantellithosphäre mit darauf folgender isostatischer Anhebung tiefkrustaler Gesteine erfolgen kann. Voraussetzungen hierfür sind wie im Schottischen Modell eine starke kompositionelle und thermische Verdickung des Orogens und die Existenz von Schwächezonen in der Wurzel. Die Fallstudie zum Erzgebirge zeigt, daß die dort beobachtete schnelle Exhumierung der Kernkomplexe plausibel durch einen Abriß der Mantellithosphäre erklärt werden kann. Charakteristisch für den Prozeß ist, daß die Hebungsgeschwindigkeiten mit wachsender Versenkungstiefe der Einheiten während der Orogenese zunehmen. Die schnelle Exhumierung erfolgt in diesem Modellansatz favorisiert innerhalb der Schwächezonen. B. Schott interpretiert diesen Bereich erniedrigter Viskositäten als Bereiche mit erhöhtem Porenwasserdruck, wie sie z.B. durch über Subduktionszonen freigesetztes Wasser entstehen. Weithin könnten früher angelegte Schwächezonen wie z.B. Suturzonen zwischen ehemaligen Terranes (siehe Abb. 1-4) durch die Entstehung der gravitativen Instabilität reaktiviert werden.

## 4.4 Spätorogene magmatische Aktivität - potentielle Wärmequellen

In einer weiteren Modellserie wird das Phänomen der Platznahme von granitischen Schmelzen in den Varisciden von H. Schmeling durchgeführt. Wie in Kapitel 1 beschrieben, fand das Hochtemperaturereignis in der Kruste wenige zehner Millionen Jahre nach der maximalen Verdickung des Orogens statt (O'Brien, 2001). Als Zeitfenster geben Zulauf et al. (1997) für die nördliche Böhmisches Masse 15-20 Ma, Gerdes et al. (1998) nehmen für die südliche Böhmisches Masse 15-25 Ma an. Die Entstehung der Granite und der HP-Granulite sind mit Krustentemperaturen von mindestens 760°C, der Solidustemperatur für Granite, verknüpft. Da die Transportprozesse für Schmelzen innerhalb der Kruste sehr schnell und effektiv sein können, ist der Prozess der Schmelzentstehung als langsamster derjenige, der die Schnelligkeit der Granitplatznahme kontrolliert (Petford et al. 2000). Da zumindest in Teilen der Varisciden die Platznahme der Granite nach dem eigentlich Hochtemperaturereignis stattfand (Schaltegger, 2000), scheinen die Granite Folge und nicht Ursache der hohen Krustentemperaturen zu sein (Henk et al., 2001).

### 4.4.1 Modelle zur thermischen Relaxation mit und ohne zusätzliche Wärmequelle

In einem eindimensionalen Ansatz wird zunächst untersucht, in welchen Zeiträumen innerhalb einer verdickten Gebirgswurzel allein durch radiogene Wärmeproduktion "variscische" Schmelzen erzeugt werden können. Als Standardlithosphäre für Kontinente werden die in Tabelle 6 aufgelisteten Parameter angenommen.

Tabelle 6: Parameter für die Modelle zum spätorogenen Hochtemperaturereignis

	Oberkruste	Unterkruste	Mantel Lithosphäre
Dichte	2.6 g/cm <sup>3</sup>	2.8 g/cm <sup>3</sup>	3.3 g/cm <sup>3</sup>
Mächtigkeit	15 km	15 km	temperaturabhängig
Wärmekapazität	variabel zwischen 780 J/kg K und 1320 J/kg K		

Tabelle 6: Parameter für die Modelle zum spätorogenen Hochtemperaturereignis

	Oberkruste	Unterkruste	Mantel Lithosphäre
therm. Diffusivität	variabel zwischen $1.4 \cdot 10^{-6}$ und $0.5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$		
Wärmefluß aus dem Mantel	24.8 mW/m <sup>2</sup>		
Radiogene Wärme- produktion	$6.16 \cdot 10^{-10} \text{ [mW/kg]}$	$1.36 \cdot 10^{-10} \text{ [mW/kg]}$	$3.1 \cdot 10^{-13} \text{ [mW/kg]}$

Die Annahmen resultieren in einem initialen Oberflächenwärmefluß von  $58.8 \text{ mW/m}^2$ . Dies ist in Übereinstimmung mit den mittleren Wärmeflußraten für mesozoische und känozoische Kontinente (Stein, 1995).

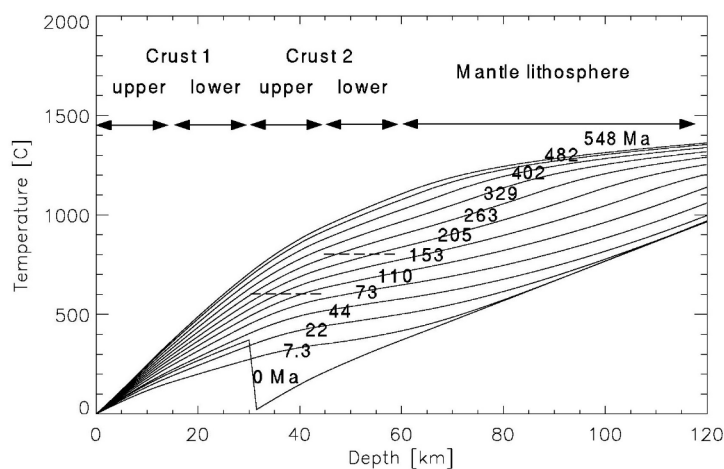


Abb. 4-8: Thermische Modellierung Relaxation einer durch initiale Überschiebung verdoppelten Kruste nach Schmeling 2000. Die Jahreszahlen an den Geothermen implizieren den Zeitraum in Millionen Jahren nach der Überschiebung.

Abb. 4-8 zeigt das initiale thermische Profil zweier überschobener Kontinente (Geotherme zur Modellzeit 0 Ma). Die unterschobene Kruste zeigt einen Temperaturanstieg auf  $380^\circ\text{C}$ , um dann beim Übergang zur überschobenen Kruste in 30 km Tiefe wieder auf  $0^\circ\text{C}$

abzufallen. Diese "Sägezahngeotherme" ist ein Extremfall der in Kapitel 4 modellierten Kollisionsprozesse, man geht dabei von unendlich großen Überschiebungsgeschwindigkeiten während der Kollision aus, um den Prozeß der thermischen Relaxation im überschobenen Zustand besser beobachten zu können. Durch thermische Relaxation und interne radiogene Wärmeproduktion steigen die Wurzeltemperaturen allmählich, wie in Abb. 4-8 zu erkennen ist. Nach ca. 30 Ma erreicht das System den geothermalen "Standardzustand" mit einem Oberflächenwärmefluß von ca.  $58 \text{ mW/m}^2$ . Erst nach über 100 Ma steigen in der unterschobenen Kruste in einer Tiefe von 30-45 km die internen Wurzeltemperaturen über  $600^\circ\text{C}$ , im unteren Teil der Unterschobenen Kruste in 45 - 60 km Tiefe werden nach 170 Ma Temperaturen von  $800^\circ\text{C}$  erreicht (siehe gestrichelte Balken in Abb. 4-8). Der Zeitraum von über 100 Ma für die Erzeugung partieller Schmelze in einer verdickten Kruste stehen im Widerspruch zu den in den Varisciden 10 - 30 Ma nach maximaler Verdickung beobachteten magmatischen Aktivitäten.

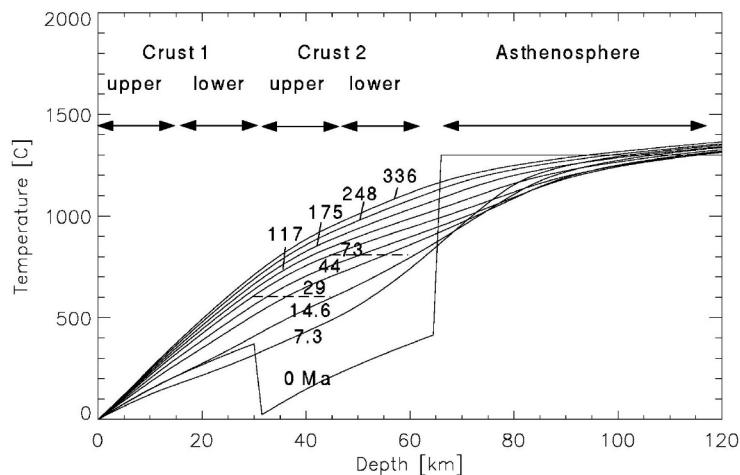


Abb. 4-9: Thermische Modellierung der Relaxation einer durch initiale Überschiebung verdoppelten Kruste mit Anstieg von Asthenosphäre an die Basis der Unterkruste nach Schmeling 2000.

Ein zweiter Ansatz untersucht ein Delaminationsszenarium indem unter die wie im ersten Ansatz verdickte Kruste heiße Asthenosphäre mit einer Temperatur von  $1300^\circ\text{C}$  platziert wird (siehe Abb. 4-9). Durch die zusätzlich zur radiogenen Wärmeproduktion in der Kruste wirkende thermische Relaxation von unten heizt sich das Orogen schnell auf. Bereits nach 15 Ma sind die Schmelztemperaturen in der unterschobenen Kruste zum ersten

Mal erreicht. Nach 30 Ma sind die Temperaturen in der Unterkruste des unterschobenen Kontinents so hoch, daß mit Schmelzprozessen zu rechnen ist. Die schnelle Platznahme der Schmelzen in den Varisciden kann also plausibel durch den Aufstieg von Asthenosphäre an die Basis der Krustenwurzel erklärt werden.

#### 4.4.2 Dynamische Modelle zur thermischen Relaxation nach Gebirgswurzelabriß

In einem weiteren Ansatz wurde der Prozeß von H. Schmeling dynamisch mit FDCON modelliert. Der Ansatz berücksichtigt die Entstehung von partieller Schmelze im konvektierenden System (Schmeling 2000). Als Solidustemperatur für Granit ist 760°C angenommen, der Schmelzanteil steigt direkt proportional mit der Temperatur bis zum Erreichen der Liquidustemperatur. Die thermische Expansivität ist auf  $3.7 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$  gesetzt, die thermische Diffusivität wird als in Analogie zu Clauser & Huenges (1995) für die Kruste und für den Mantel nach Katsura (1995) temperaturabhängig angenommen. Die radiogenen Wärmeproduktionsraten sind wie in den vorher beschriebenen eindimensionalen Modellierungen gewählt, ebenso wie alle hier nicht explizit aufgeführten Parameter. Die mechanischen Randbedingungen des Modells sind symmetrisch. Die Viskosität wird als temperatur- und spannungsabhängig angenommen

$$\dot{\epsilon} = A \Delta \sigma^n e^{-(E + PV)/RT}$$

mit den in Tabelle 7 aufgelisteten Rheologieparametern.

*Tabelle 7: Rheologieparameter*

	A[Pa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup> ]	E[kJ/Mol]	V[m <sup>3</sup> /Mol]	n
Kruste	10 <sup>-29</sup>	139	10 <sup>-5</sup>	3.4
Mantel	10 <sup>3.98</sup>	444	10 <sup>-5</sup>	3.35

Man sieht in Abb. 4-10 die initial gestapelte Orogenkruste mit einer darunterliegenden Asthenosphäre mit einer homogenen Temperatur von 1200°C.

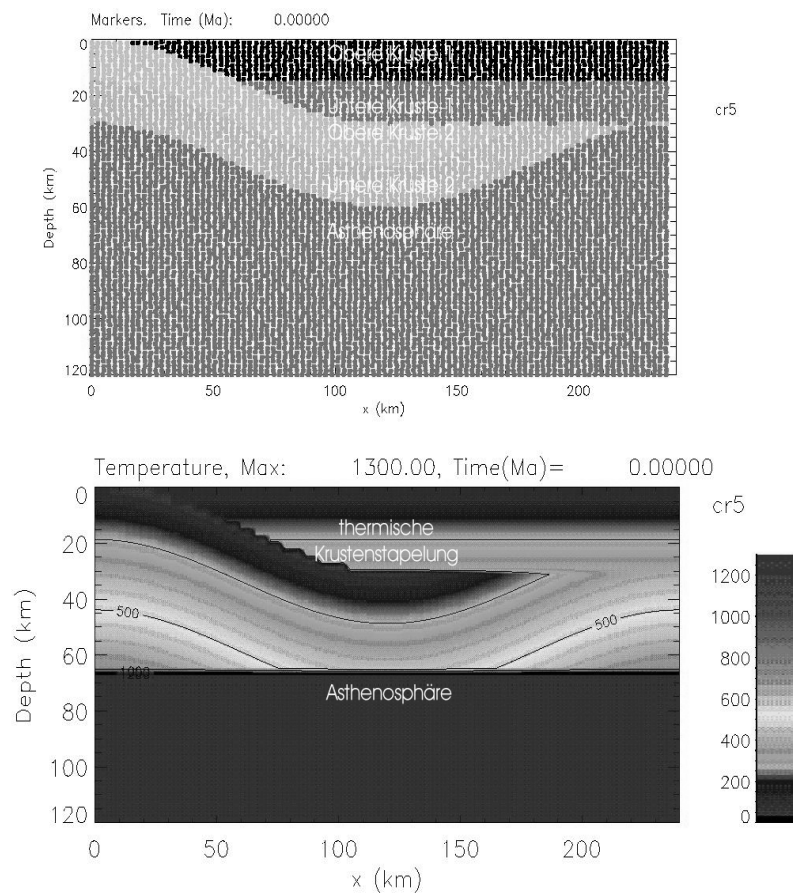


Abb. 4-10: Thermo-mechanischer Initialzustand einer durch Überschiebung verdoppelten Kruste mit Anstieg von Asthenosphäre an die Basis der Unterkruste nach Schmelting 2000. Oben: Markerfeld, Unten: Temperaturfeld (Asthenosphäre: 1200°C, dunkle Bereiche in der unterschobenen Kruste: 0-200°C) .

Wie in den eindimensionalen thermischen Modellen zeigt sich die schnelle Aufheizung der Orogenwurzel durch die basale Wärmequelle. Bereits nach 25.8 Ma werden Schmelztemperaturen in der Unterkruste erreicht und nach 36 Ma ist mit einem partiellen Schmelzanteil von 14 % in der unteren Kruste zu rechnen (Abb. 4-11). Man erkennt, daß die Basis der Krustenwurzel sich abflacht, eine Folge der durch Aufheizung erniedrigten Viskosität der tiefkrustalen Bereiche.

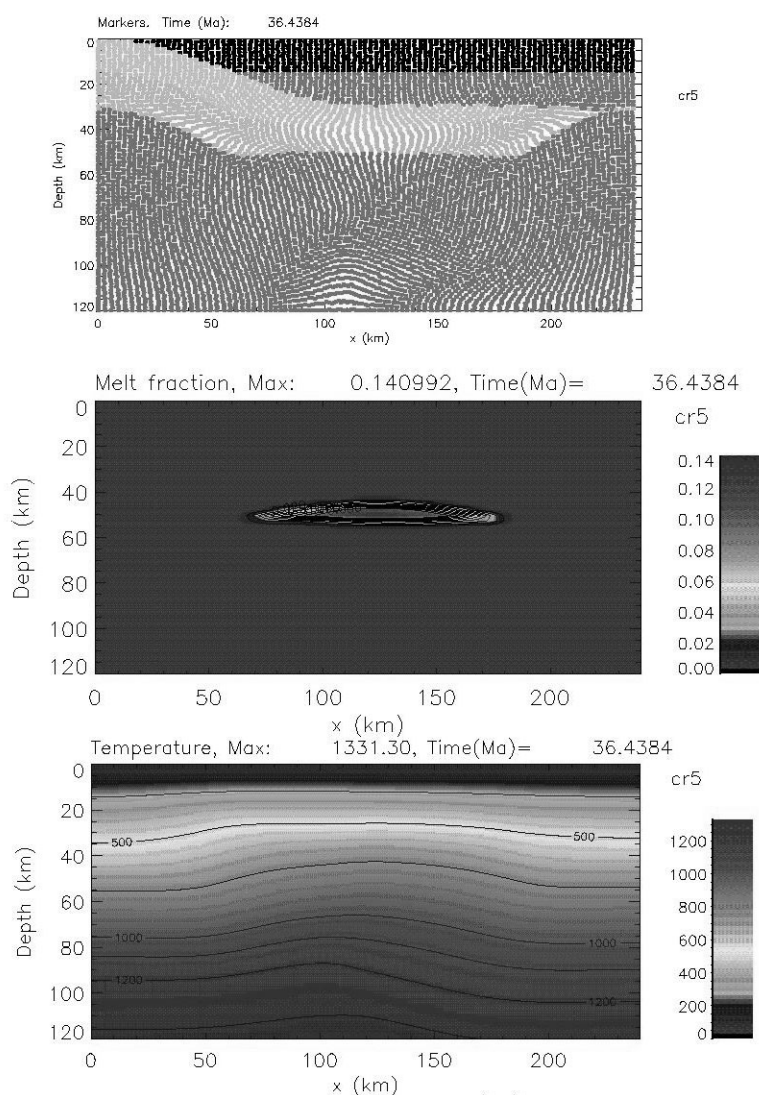


Abb. 4-11: Thermo-mechanischer Zustand einer verdickten Orogenkruste ca. 36 Ma nach Aufstieg von Asthenosphäre an die Unterkrustenbasis nach Schmeling (2000). Oben: Markerfeld, Mitte: partieller Schmelzanteil, Unten: Temperaturfeld.

Es sei betont, daß der Wärmetransport von der Asthenosphäre in die Wurzel rein konduktiv und nicht durch Eindringen von Manteldiapiren in die Kruste erfolgt. Man würde also nach diesem Modell keine basaltische Signatur in den Graniten finden in Übereinstimmung mit den Untersuchungen von Gerdes et al. (1998). Man erwartet im Mantel sogar unter "nassen" Bedingungen nur geringe Anteile von basaltischen Schmelzen unterhalb von 65 km Tiefe, falls die potentielle Manteltemperatur kleiner als 1350°C ist



(Iwamori et al. 1995). Somit ist bei entsprechend niedrigen potentiellen Manteltemperaturen nicht mit umfangreichen *Underplating* bei Gebirgswurzelabriß zu rechnen.

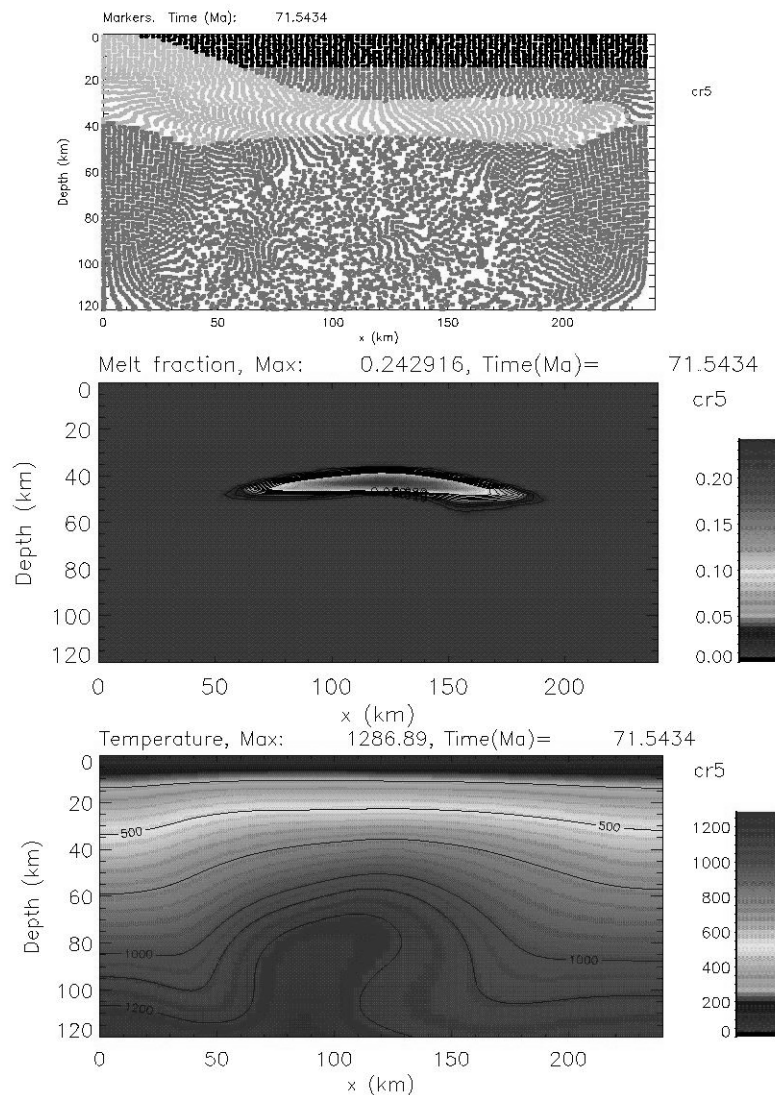


Abb. 4-12: Thermo-mechanischer Zustand einer verdickten Orogenkruste ca. 72 Ma nach Aufstieg von Asthenosphäre an die Unterkrustenbasis. Oben: Markerfeld, Mitte: partieller Schmelzanteil, Unten: Temperaturfeld.

Nach ca. 72 Ma sind bereits 10 km der unterschobenen Kruste erodiert. Durch den Auftriebseffekt der heißen Unterkruste und der Schmelze beginnt die Wurzel auseinanderzufließen. Die symmetrischen Boxränder rechts und links erlauben keine Extension, wie man sie bei diesem Prozeß erwarten würde. Ausserdem ist keine Erosion in die Modelle

miteinbezogen. Dies verhindert den Aufstieg der heißen Schmelzen in die obere Kruste durch Dekompression der kollabierenden Wurzel.

## 4.5 Zusammenfassung

Die in diesem Kapitel beschriebene Modellierung zeigt, daß der in Kapitel 4 beschriebene Ansatz zur variscischen Plattenkonvergenz unter bestimmten Voraussetzungen Eigendynamik entwickelt. Eigendynamik bedeutet im Kontext, daß nicht äußere, horizontal wirkende Kräfte (*ridge push*), sondern durch das Schwerefeld verursachte Vertikalkräfte die Entwicklung des Orogens bestimmen.

Die Voraussetzung zur Entwicklung der Eigendynamik können wie folgt charakterisiert werden:

- **geschichtete kompositionelle/rheologische Verdickung (Über- bzw. Unterschiebungsstrukturen) des Orogens** durch langanhaltende Konvergenz während Kontinent-Kontinent-Kollision,
- **starke thermische Verdickung des Orogens**, bzw. kleine geothermische Gradienten im Gebirge, verursacht durch ein junges Orogenalter bzw. eine schnelle vorausgehende Konvergenzphase,
- **Aktivierung bzw. Reaktivierung von vertikal orientierten mechanischen Schwächezonen** im Orogen, insbesondere im lithosphärischen Mantel.

Folgende charakteristische Effekte können in der Orogenentwicklung erwartet werden:

- **Transport von tiefkrustalen Gesteinen bzw. Mantelgesteinen in mittlere Krustentiefen** durch isostatischen Ausgleich innerhalb kurzer Zeiträume,
- Entstehung **kompressiver und extensiver Domänen** innerhalb des Orogens,
- **Aufstieg heißer Asthenosphäre an die Basis der Krustenwurzel** mit resultierender Erwärmung und thermischer Erosion der Krustenwurzel,
- Auftreten von **Schmelztemperaturen in der Kruste** kurz nach Abriß der

Mantellithosphäre,

- **Mobilisierung und isostatischer Ausgleich der Krusten-Mantelgrenze**  
bedingt durch die thermo-mechanische Schwächung der Unterkruste.

Das nächste Kapitel faßt die Ergebnisse der Modellierungen mit FDCON zusammen und versucht eine Interpretation für die geodynamische Entwicklung von Kollisionsgebirgen. Insbesondere werden Rückschlüsse auf die Gründe und Voraussetzungen der spät-orogener Phase in den Varisciden gewagt. Darüber hinaus werden Vorschläge für mögliche zukünftigen Modellierungen orogener Prozesse mit numerischen Methoden gemacht.



# 5 Diskussion und Ausblick

---

## 5.1 Diskussion

### 5.1.1 Temperaturhaushalt in Kollisionsorogenen und seine Konsequenzen

Die Modellierungen zeigen, dass die Entwicklung von Kollisionsgebirgen von deren thermo-mechanischem Zustand während maximaler Verdickung beeinflusst ist. Schnelle Konvergenz junger Lithosphäre führt nicht nur zu kompositioneller Verdickung der Kruste mit *“thick-skinned”* Tektonik, sondern kann auch Ausbildung mechanischer Instabilitäten durch den Mantelanteil der Lithosphäre bewirken. Die Tendenz zu Delamination wird durch die thermische Relaxation des Dichtekontrastes zwischen Mantellithosphäre und Asthenosphäre mit zunehmendem Alter des Orogens verkleinert. Das bedeutet, daß *“junge”* Kollisionsorogene bevorzugt zu Delamination der Mantelwurzel neigen. Lange Verweilphasen der verdickten Mantellithosphäre unter dem Orogen verkleinern ihren Dichtekontrast zur Asthenosphäre durch thermische Aufheizung und chemische Differenzierung und stabilisieren damit die Mantelwurzel gegenüber Delamination.

### 5.1.2 Die Rolle von Schwächezonen für orogene Prozesse

Diese Arbeit zeigt, dass die Überschiebungstektonik bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen von der kompositionellen und rheologischen Schichtung der Krustenblöcke beeinflusst wird. Mechanische Schwächezonen ermöglichen während Kollision die Überschiebung von Ober- und Unterkruste innerhalb der Gebirgswurzel. Existierende Schwächezonen innerhalb *“junger”* Kollisionsorogene können die oben beschriebenen gravitativen Instabilitäten vom Gebirge entkoppeln und somit den Abriss der Mantelwurzel ermöglichen. Da die kalte Mantellithosphäre den mechanisch stabilsten Teil des Orogens darstellt, ist entscheidend, daß die Schwächezonen nicht nur innerhalb der Kruste existieren, sondern sich bis zum Übergang zwischen lithosphärischem Mantel und Asthenosphäre fortsetzen. Die Schwächezonen begünstigen während der mechanischen Relaxation des Orogens nach

Abriss der Mantellithosphäre den Aufstieg tiefkrustaler Gesteine in die Oberkruste des Gebirges.

### **5.1.3 Plattenkinematik und Eigendynamik bei Gebirgsbildung**

Die Existenz mechanischer Schwächezonen im Orogen ist von seiner Konsolidierungsgeschichte abhängig. Kollisionsorogene, die durch Konvergenz mehrerer Terranes entstanden sind, beinhalten die ehemaligen Plattengrenzen als tiefreichende Suturzonen in sich, welche bei tektonischer Beanspruchung reaktiviert werden können. Eine solche Beanspruchung kann z. B. Einengung des Orogens durch eine langanhaltende Konvergenz mit einem Kontinent darstellen.

### **5.1.4 Implikationen für die geodynamische Entwicklung der Varisciden**

Die in dieser Arbeit vorgestellten Modellierungen bieten eine mögliche Interpretation der geodynamischen Entwicklung des variscischen Kollisionsgürtel im Paleozoikum.

Die Tatsache, daß die variscische Gebirgswurzel verschwunden ist, deutet im plattentektonischen Kontext auf die Ausbildung einer gravitativen Instabilität des "jungen" variscischen Gebirges am Ende der Konvergenzphase zwischen Gondwana und Laurussia im Karbon hin. Dabei könnte die intrakontinentale Riftphase von Gondwana im Kambrium durch die Ablösung der armorikanischen und avalonischen Terranes und der Entstehung der dazwischenliegenden Ozeanbecken Rheischer Ozean und Tornquist-See eine entscheidende Rolle gespielt haben. Durch die Anlegung der diversen Suturzonen im variscischen Orogen während der Konsolidierung der Terranes und der Schliessung der Ozeanbecken sind die für Delamination und Gebirgswurzelabriß nötigen Schwächezonen sukzessive ins variscische Orogen eingebaut worden.

Die finale, ca. 100 Ma andauernde Kollision von Gondwana mit den Nordkontinenten verursachte eine Stapelung der variscischen Lithosphäre mit der Ausbildung von Überschiebungsstrukturen innerhalb der Kruste und unterhalb der Kruste eine dicke, kalte, schwere Mantellithosphäre. Diese leitete bei Überschreitung der kritischen Mächtigkeit den Übergang von der durch plattentektonische Antriebskräfte gesteuerten Konsolidierungsphase zu der durch den gebirgsinternen, thermo-mechanisch instabilen Zustand kontrollierten Eigendynamik des variscischen Orogens ein.

Als zusätzliche Wärmequelle für die magmatische Aktivität der Varisciden im späten Karbon und Perm ist der Aufstieg von Asthenosphäre im Subsolidus an die Krustenwurzel nach Abriß der Mantellithosphäre attraktiv. Daneben könnten vorausgehend Subduktion der jungen Ozeanbecken während der Konsolidierungsphase und Schererwärmung innerhalb der variscischen Unterkruste während des Delaminationsprozesses die Gebirgswurzel erwärmt haben.

## 5.2 Ausblick

Der in dieser Arbeit vorgestellte Modellansatz kann in vieler Hinsicht verfeinert werden. Grundsätzlich bietet die wachsende CPU-Verfügbarkeit Möglichkeit zu immer feiner aufgelösten Rechengebieten. So präsentiert B. Schott (2000B) FDCON-Modellierungen mit bis zu 1.5 Millionen Markern. Größere Rechengebiete würden z.B. auch durch größere Horizontalerstreckungen die Modellierung langanhaltender Kollision mehrerer Terranes, Ozeane und Kontinente innerhalb eines Modells erlauben.

Methodisch wäre es bei Fragestellungen zur Orogenese sinnvoll, Erosion in das Programm zu integrieren. In einem Ansatz wurde in einer Diplomarbeit (Winkler-Arndt 1998) die aus dem dynamischen Druck an der Boxoberkante resultierende Topographie berechnet. Für die Topographie wurde höhenabhängige Erosion durch ein Diffusionsgesetz approximiert. Mit dem Ansatz kann der Einfluß von Erosion auf Konvektionsverhalten des Mantels untersucht werden. Allerdings ist das Verfahren noch nicht für den Markeransatz umgesetzt worden. Diese, technisch nicht leicht umzusetzende, Erweiterung wäre bei der Modellierung der synthetischen PTt-Pfade von besonderem Interesse, weil die Exhumierung der HP-Gesteine im letzten Schritt hauptsächlich von Erosion gesteuert wird.

Für den Prozeß der Delamination wären Untersuchungen zur Entstehung partieller Schmelzen in der Asthenosphäre unterhalb des Orogens im "Schottischen Modell" mit der "Schmelzversion" von FDCON (Schmeling 2000) interessant. Der Effekt des Gebirgswurzelabrisses auf das spätorogene Hochtemperaturereignis in den Varisciden könnte damit noch detaillierter untersucht werden.

Für den Prozeß der Gebirgswurzelbildung wäre eine Integration des Dichtesprungs bei der Eklogitisierung von Unterkrustengesteinen bei den entsprechenden Druck-Temperatur-Bedingungen interessant. Damit könnte der Einfluß des Phasenüberganges auf das iso-

statische Gleichgewicht des Gebirges und somit die Dynamik bei und nach Abriss des lithosphärischen Mantels untersucht werden.

Für die Kollisionsphase ergäbe eine Erweiterung der numerischen Methode von zwei auf drei Raumdimensionen die Möglichkeit, das seitliche Ausweichen des Orogens bei voranschreitender Indentation des Kontinents zu studieren.

Ich möchte diese Arbeit, die mit einem Zitat von Publius Ovidus Naso eingeleitet wird, mit einem weiteren Zitat des Dichters beenden.

*“Keines verbleibt in derselben Gestalt, und Veränderung liebend  
schafft die Natur stets neu aus anderen andere Formen, und in der  
Weite der Welt geht nichts - das glaubt mir - verloren.”*

*Ovid (43 v. Chr.-17 n. Chr.), Metamorphosen.*



# Literaturverzeichnis

---

- ABBOTT, D. H., DRURY, R., & MOONEY, W. D., 1997. Continents as lithological icebergs: the importance of buoyant lithospheric roots. *Earth and Planetary Science Letters*, **149**, 15-27.
- AICHROTH, B., PRODEHL, C. & THYBO, H., 1992. Crustal structure along the central Segment of the EGT from seismic refraction studies. *Tectonophysics*, **207**, 43-64.
- ANDERSON, D. L. & SAMMIS, C., 1970. Partial melting in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 41-50.
- ANDERSON, R. N., DELONG, S. E. & SCHWARZ, W. M., 1978. Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. *Journal of Geology*, **86**, 731-739.
- ANTHES, G. & REISCHMANN, T., 1997. New  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  single zircon evaporation ages from the central part of the Mid German Crystalline Rise. *Terra Nostra*, **97/5**, 10-11.
- ANTHES, G. & REISCHMANN, T., 2000. Timing of granitoid magmatism in the eastern mid-German crystalline rise. *Journal of Geodynamics*, **31**, 119-143.
- ARNOLD, J., JACOBY, W.R., SCHMELING, H. & SCHOTT, B., 2001. Continental collision and the dynamic and thermal evolution of the Variscan orogenic crustal root-numerical models. *Journal of Geodynamics*, **31**, 273-293.
- ARTEMIEVA, I. & MOONEY, W.D., 2001. How thick is the lithosphere? *Geophys. Research Abstracts*, **3**, ISSN 1029-7006.
- ARTHAUD, F., & MATTE, P. H., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1305-1320.
- BAI, Q., MACKWELL, S. J., KOHLSTEDT, D. L., 1991. High temperature creep of olivine single crystals Mechanical results for buffered samples. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2441-2463.
- BASSI, G., 1995. Relative importance of strain rate and rheology for the mode of continental extension. *Geophys. J. Int.*, **122**, 195-210.
- BATT, G. E. & BRAUN, J., 1997. On the thermomechanical evolution of compressional orogens. *Geophys. J. Int.*, **128**, 364-382.
- BEAUMONT, C., ELLIS, S., HAMILTON, J. & FULLSACK, P., 1996. Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, **24**, 675-678,

- BEAUMONT, C., ELLIS S. & PFIFFNER, A., 1999. Dynamics of sediment subduction-accretion at convergent margins: Short-term modes, long-term deformation, and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, **104 (B8)**, 17573-17601.
- BECKER, TH. W. & O'CONNELL, R. J., 2000. On the driving forces of plate tectonics. *EOS Trans. AGU*, **81**, F14.
- BEHRMANN, J.H. & KOPF A. 2001. Balance of tectonically accreted and subducted sediment at the Chile Triple Junction. *Int. J. Earth Sci.*, DOI 10.1007/s005310000172 . Artikel in HTML.
- BERCOVICI, D., 1993. A simple model of plate generation from mantle flow. *Geophys. J. Int.*, **114**, 635-650.
- BERCOVICI, D., 1995. A source-sink model of the generation of plate tectonics from non-newtonian mantle flow. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2013-2030.
- BERCOVICI, D., 1996. Plate generation in a simple model of lithosphere-mantle with dynamic self-lubrication. *Earth and Planetary Science Letters*, **144**, 41-51
- BIRD, P., 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalayas. *J. Geophys. Res.*, **83 (B10)**, 4975-4987.
- BIRD, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.*, **84**, 7561-7571.
- BIRD, P., & Baumgardner, J., 1981. Steady propagation of delamination events. *J. Geophys. Res.*, **86**, 4891-4903.
- BIRD, P., 1991. Lateral extrusion of lower crust from under high topography, in the isostatic limit. *J. Geophys. Res.*, **96**, 10275-10286.
- BITTNER, D. & SCHMELING, H., 1995. Numerical modelling of melting processes and induced diapirism in the lower crust. *Geophys. J. Int.*, **123**, 59-70.
- BLANCKENBACH, B., BUSSE, F., CHRISTENSEN, U., CSEREPES, L. GUNKEL, D., HANSEN, U., HARDER, H. JARVIS, G., KOCH, M., MARQUART, G., MOORE D., OLSON, P., & SCHMELING, H., 1988. A benchmark comparison for mantle convection codes, *J. Geophys.*, **98**, 23-38.
- BLUNDELL, D., 1999. The legacy of the European Geotraverse. *Tectonophysics*, **314**, 7-16.
- BLUNDELL, D., 1992. Integrated lithospheric cross section. In: Blundell, D., Freeman, R., Mueller, S. (eds): *A Continent Revealed – The European Geotraverse*. Cambridge University Press, 102-109.
- BODRI, L. & BODRI, B., 1985. On the correlation between heat flow and crustal thickness. *Tectonophysics*, **120**, 69-81.
- BOTT, M.H.P., 1990. Stress distribution and plate boundary force associated with collision mountain ranges. *Tectonophysics*, **182**, 193-209.

- BRACE, W. F. & KOHLSTEDT, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, **85 (B11)**, 6248-6252.
- BRALUND, J., REGENAUER-LIEB, K. & YUEN, D. A., 2000. Fast ductile failure of passive margins from sediment loading. *Geophys. Res. Lett.*, **25 (13)**, 1989-1992.
- BRAUN, J., & BEAUMONT, C., 1989. Dynamical models of the role of crustal shear zones in asymmetric continental extension. *Earth and Planetary Science Letters*, **93**, 405-423.
- Brown, M., 1993. P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Geological Society of London*, **150**, 227-241.
- Brown, M., 1999. Uniqueness vs. confirmity in orogenesis: what can we learn from the metamorphic perspective? *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **99/1**, 29-33.
- BROWN, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granitic magma: the migmatite-to-crustally derived granite connection in thickened orogens. *Earth Sci. Rev.*, **83**, 83-130.
- BROWN, M., 1998. Ridge-trench interactions and high-T-low-P metamorphism, with particular reference to the Cretaceous evolution of the Japanese Islands. In: Treloar, P.J. and O'Brien, P.J. (eds) *What controls metamorphism and metamorphic reactions*. *Geological Society Special Publication*, **138**, 131-163.
- BROWN, M. & SOLAR, G. S. 1998. Shear-zone systems and melts: feed back relations and self-organization in orogenic belts. *J. Struct. Geol.*, **20**, 211-227.
- BUCK, W. R. & TOKSÖZ, M. N., 1983. Thermal effects of continental collisions: Thickening a variable viscosity Lithosphere. *Tectonophysics*, **100**, 653-669.
- BUCK, W. R., MATINEZ, F., STECKLER, M. S. & CROCHAN, J. R., 1988. Thermal consequences of lithospheric extension: pure and simple. *Tectonics*, **7 (2)**, 213-234.
- BUITER, S.J.H., 2000. Surface deformation resulting from subduction and slab detachment. Dissertation, *Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht*, **191**.
- BUITER, S.J.H., WORTEL, M.J.R & GOVERS, R., 1998. The role of subduction in the evolution of the Apennines foreland basin. *Tectonophysics*, **296**, 249-268.
- BUNGE, H.-P., RICHARDS, M. A. & BAUMGARDNER, J. R., 1996. Effect of depth-dependent viscosity on the planform of mantle convection. *Nature*, **379**, 436-438.
- BÜTTNER, S. & J. H. KRUHL, 1997. The evolution of a late-variscan high-T/low-P region: the southeastern margin of the Bohemian Massif. *Geologische Rundschau*, **86**, 22-38.

- CALVERT, A., SANDVOL, E., SEBER, D., BARAZANGI, M., ROECKER, S., MOURABIT, T., VIDAL, F., ALGUACIL, G. & JABOUR, N., 2000. Geodynamic Evolution of the Lithosphere and Upper Mantle Beneath the Alboran Region of the Western Mediterranean: Constraints from Travel Time Tomography. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 10871-10898.
- CANRIGHT, D. & MORRIS, S., 1993. Buoyant instability of a viscous film over a passive fluid. *J. Fluid Mech.*, **225**, 349-372.
- CARMINATI, E., WORTEL, M.J.R., SPAKMAN, W. & SABADINI, R., 2001. The role of slab-detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 651-665, 1998.
- CARSWELL, D. A., 1991. Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in lower Austria. *European Journal of Mineralogy*, **3**, 323-342.
- CARTER, B. L. & TSENN, M. C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, **136**, 27-63.
- CERMAK, V., L. BODRI, & L. RYBACH, 1991. Radioactive heat production in the continental crust and its depth dependence. In: *Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure*, eds. V. Cermak and L. Rybach, Springer, Berlin, p. 23-69.
- CERMAK, V., BODRI, L., SCHULZ, R. & TANNER, B., 1991. Crustal temperatures along the Central Segment of the European Geotraverse. *Tectonophysics*, **195**, 241-251.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Mallavieille, J. & Bokun, A.N. 1995. A mechanism for syn-collisional exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, **132**, 225-232.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M. & Bokun, A.N., 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters*, **143**, 176-182.
- CHERY, J., VILOTTE, J. P., DAIGNIERES, M. 1991. Thermomechanical Evolution of a thinned continental Lithosphere under compression: Implications for the Pyrenees. *J. Geophys. Res.*, **96 (B3)**, 4385-4412.
- Clauser, C. & Huenges, E., 1995. Thermal conductivity of rock and minerals. In: *Rock Physics and Phase Relations*, *AGU Reference Shelf*, **3**, T. J. Ahrens, AGU, Washington D.C., 105-126.
- CHRISTENSEN, U. R. & YUEN, D. A., 1989. Time-Dependent Convection With Non-Newtonian Viscosity. *J. Geophys. Res.*, **94 (B1)**, 814-820.
- CONRAD, C. P. & MOLNAR, P., 1999. Convective instability of a boundary layer with temperature-and strain-rate dependent viscosity in terms of 'available buoyancy'. *Geophys. J. Int.*, **129**, 183-193.

- CRUDEN, A. R., H. KOYI, AND SCHMELING, H., 1995. Diapiric basal entrainment of mafic into felsic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, **131**, 321-340.
- Dalmayrac, B. and Molnar, P., 1981. Parallel Thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters*, **132**, 225-232.
- DAVIES, H. & VON BLANCKENBURG, F., 1992. Slab brekoff-A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, **129**, 85-102.
- DAVIES, H. & STEVENSON, D.J. 1992. Physical Model of Source Region of Subduction Zone Volcanics. *J. Geophys. Res.*, **97**, 2037-2070.
- DAVIES, H., 1999. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. *Nature*, **398**, 142-144.
- DELANDRO-CLARKE, W. AND JARVIS, G. T., 1997. Numerical models of mantle convection with secular cooling. *Geophys. J. Int.*, **129**, 183-193.
- DEWEY, J. F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**, 1123-1140.
- DEWEY, J.F., RYAN, P.D. & ANDERSEN, T.B., 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. In: Prichard, H.M, Alabaster, T., Harris, N.B.W. & Neary, C.R. (eds): *Magmatic processes and plate tectonics. Special Volume, Geol. Soc. London*, **76**, 325-343.
- DOCHERTY, C. & BANDA, E., 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of subcrustal lithosphere. *Tectonics*, **14**, 804-818.
- DOMINGUEZ S., LALLEMAND S. E., LIU, C.-S., & THE ACT SCIENTIFIC CREW, 1996. The southern Ryukyu arc-trench system and the Gagua Ridge subduction: Preliminary results of the ACT cruise. *EOS Transactions, AGU 77*, **46**, 731, 1996.
- DÖRING, J., GÖTZE, H. J. & KABAN, M., 1997. Preliminary study of the gravity field of the southern Urals along the URSEIS95 seismic profile. *Tectonophysics*, **276**, 49-62.
- DUPEYRAT, R, SOTIN, C., AND PARMENTIER, E. M., 1995. Thermal and Chemical Convection in Planetary Mantles. *J. Geophys. Res.*, **100**, 497-520.
- DVORKIN, J., NUR, A., MAVKO, G. & BEN, A. Z., 1993. Narrow subducting slabs and the origin of backarc basins. *Tectonophysics*, **227**, 63-79.
- ECHTLER, H.P., STILLER, M., STEINHOFF, F., KRAWCZYK, C., SULEIMANOV, A., SPIRIDONOV, V., KNAPP, J. H., MENSNIKOV, Y., ALVAREZ-MARRON, J. & YUNUSOV, N., 1996. Preserved collisional Structure of the Southern Urals Revealed by Vibroseis Profiling. *Science*, **274**, 224-225.

- ECHTLER, H.P. 1998. Das südliche Uralgebirge-Tektonik eines intakten paläozoischen Kollisionsorogens. *Habilitationsschrift, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Potsdam*.
- ELLENBERGER, F. & TAMAIN, A.L.G., 1980. Hercynian Europe. *Episodes*, **1**, 22-27.
- ELLIS, S., 1996. Forces driving continental collision: reconciling indentation and mantle subduction tectonics. *Geology*, **24**, 699-702.
- ELLIS, S., BEAUMONT, C. & PFIFFNER, O. A., 1999. Geodynamic models of crustal-scale episodic tectonic accretion and underplating in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15169-15190.
- ELLIS, S., FULLSACK, P. & BEAUMONT, C., 1995. Oblique convergence of the lithosphere driven by basal forcing; implications for length scales of deformation and strain partitioning in orogens. *Geophysical Journal International*, **120**, 24-44.
- ENDERLE, U., SCHUSTER, K., PRODEHL, C., SCHULZE, A. AND BRIBACH, J., 1997: The refraction seismic experiment GRANU95 in the Saxothuringian belt, SE-Germany, *Geophysical Journal International*, **133**, 245-259.
- ENGLAND, P. & RICHARDSON, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, **134**, 201-213.
- ENGLAND, P. & MCKENZIE, D., 1982. A thin viscous sheet model for continental deformation. *J. R. astr. Soc.*, **70**, 295-321.
- ENGLAND, P., 1983A. Constraints on extension of the continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88 (B2)**, 1145-1152.
- ENGLAND, P., 1983B. Comment on "Brittle failure in the upper mantle during extension of continental lithosphere" by Dale S. Sawyer. *J. Geophys. Res.*, **91 (B10)**, 10487-10490.
- ENGLAND, P. & HOUSEMAN, G., 1989. Extension During Continental Convergence With Application to the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, **94 (B12)**, 17561-17579.
- ENGLAND, P., 1988. The mechanics of the Tibetan plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **326**, 301-320.
- ENGLAND, P. & MOLNAR, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks and exhumation of rocks. *Geology*, **18**, 1173-1177.
- FAIRES, J.D. & BURDEN, R.L., 1994. Numerische Methoden: Näherungsverfahren und ihre praktischen Anwendungen. *Spektrum Akademischer Verlag*, ISBN 3-86025-332-8.
- FIELDING, E. J., 1996. Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*, **260**. 55-84.
- FINGER, F., ROBERTS, M. P., HAUNSCHMID, B., SCHERMAIER, A. & STEYRER, H. P., 1997. Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineralogy and Petrology*, **61**, 67-96.

- FISCHER, K.M. & VAN DER HILST, R.D., 1999. A seismic look under the continents. *Science*, **285**, 1365-1366.
- FLEITOUT, L. & FROIDEVAUX, C., 1982. Tectonics and topographie for a lithosphere containing heterogeneities. *Tectonics*, **1**, 21-56.
- FLOYD, P. A., 1984. Geochemical characteristics and comparison of the basic rocks of the Lizard Complex and the basaltic lavas within the Hercynian troughs of SW England. *J. Geol. Soc. Lond.*, **141**, 61-70.
- FORTE, A. M. & MITROVICA, J. X., 1997. A resonance in the Earth's obliquity and precession over the past 20 Myr driven by mantle convection. *Nature*, **390**, 676-680.
- FRANKE, W., 1984. Late events in the tectonic history of the Saxothuringian Zone. In: Hutton, D.W.H. & Sanderson, D.J. (eds.). *Variscan tectonics of the North Atlantic Region. Geological Society of London, Special Publications*, **14**, 33-45.
- FRANKE, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe-current ideas and open questions. *Geological Society of America, Special Paper*, **230**, 67-90.
- Franke, W., 1995. Exhumation of the Saxonian Granulites: geological, petrological and isotopic constraints. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **95/8**, 22-24.
- FRANKE, W., 1998. Exhumation of HP rocks in the Saxothuringian belt: sedimentary and tectonic record. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **98/2**, 46-48.
- FRANKE W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt, Geological Society, London, Special Publications*, **179**, 35-62.
- FRANKE W. & STEIN, E., 2000. Exhumation of high-grade rocks in the Saxo-Thuringian Belt: geological constraints and geodynamic concepts. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt, Geological Society, London, Special Publications*, **179**, 337-354.
- GAITZSCH, B.G., 1998. Flysch und Frühmolassen im östlichen Saxothuringikum und im Saxolugikum. *Terra Nostra*, **98/2**, 49-52.
- GERDES, A., HENK, A., FINGER, F. & WÖRNER, G., 1997. Crustal stacking or advective heating? Thermal models suggest that intracrustal radiogenic heat production may be sufficient to create Moldanibuan granites. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **97/5**, 50-52.
- GERDES, A., WÖRNER, G. & HENK, A., 1998. Geochemical and thermal constraints on the origin of granites in the Southern Moldanubian zone. *Terra Nostra*, **98/2**, Alfred Wegener Stiftung, 58-61.

- GERDES, A., WÖRNER, G. AND FINGER, F., 2000. Hybrids, magma mixing and enriched mantle melts in post-collisional Variscan granitoids: the Rastenberg pluton, Austria. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, Geological Society, London, *Special Publications*, **179**, 415-432.
- GERSHENFELD, N. A., 1998. The nature of mathematical modeling. *Cambridge University Press*, ISBN 0-521-57095-6.
- GERYA, T. V., LEONID, L. L., VAN REENEN, D.D., SMIT, C. A., 2000. Two-dimensional numerical modeling of pressure-temperature-time paths for the exhumation of some granulite facies terrains in the Precambrian. *Journal of Geodynamics*, **30**, 17-35.
- GIESE, P., 1990. Crustal thickness in Central Europe. *The European Geotraverse: Integrative Studies*, European Science Foundation, 115-119.
- GIESE, P., 1995. Main Features of Geophysical Structures in Central Europe. In Dallmeyer et al. (Eds.): *Pre-Permian Geology of Central and western Europe*. Springer Berlin-Heidelberg-New York.
- GIESE, P., 1996. Beiträge der Refraktionsseismik zur Erforschung der Krustenstruktur junger Orogene. In: *Mit Geophysik in die Zukunft-eine Denkschrift, Sonderheft der Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft zum 75-jährigen Jubiläum der DGG*, **4**, 48-54.
- GIRBACEA, R. & FRISCH, W., 1998. Slab in the wrong place; lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the eastern Carpathian subduction. *Geology*, **26 (7)**, 611-614.
- GOETZE, C., 1978. The mechanisms of creep in olivine. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **288**, 99-119.
- GOSSLER, J. & KIND, R., 1996. Seismic evidence for deep roots of continents. *Earth and Planetary Science Letters* **138**, 1-13.
- GREEN, D. H. & RINGWOOD, A. E. 1970. Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 359-371.
- GRIFFIN, W.L., O'REILLY, S.Y., RYAN, C.G., GAUL, O. & IONOV, D., 1998. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle. In J. Braun, J. C. Dooley, B. R. GOLEBY, R. D. VAN DER HILST AND C. T. KLOOTWIJK (EDS): *STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE AUSTRALIAN CONTINENT, GEODYNAMICS SERIES*, **26**, 1-26.
- GURNIS, M. ELOY, C., AND ZHONG, S. 1996. Free surface formulation of mantle convection-II. Implication for subduction zone observables. *Geophys. J. Int.*, **127**, 708-718.



- HAN, L., AND GURNIS, M., 1999. How valid are dynamic models of subduction and convection when plate motions are prescribed? *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **110**, 235-246.
- HANSEN, U. AND YUEN, D. A., 2000. Extended-Boussinesq thermal-chemical convection with moving heat sources and variable viscosity. *Earth and Planetary Science Letters*, **176**, 401-411.
- HARRISON, T.M. GROVE, M., LOVERA, O.M. & KATLOS, E.J., 1998. A MODEL FOR THE ORIGIN OF HIMALAYAN ANATEXIS AND INVERTED METAMORPHISM. *J. Geophys. Res.*, **103**, 27017-27032.
- HAUGERUD, R. A., 1989: On numerical modeling of one-dimensional geothermal histories. *Computers and Geosciences*, **15**, 825 – 836.
- HENK, A., 2000., Foreland-directed lower crustal flow and its implications for the rapid exhumation of high-pressure-high-temperature rocks. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, *Geological Society, London, Special Publications*, **179**, 355-368.
- HENK, A., VON BLANCKENBURG, F., FINGER, F., SCHALTEGGER, U. & ZULAUF, G., 2000. Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, *Geological Society, London, Special Publications*, **179**, 387-400.
- HETZEL, R., 1999. Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov Complex, southern Urals, Russia. *Geologische Rundschau*, **87**, 577-588.
- HIBBARD, J., LAUGHLAND, M., KANG, S., & KARIG, D., 1993, Thermal imprint of spreading ridge subduction on the upper structural levels of an accretionary prism; southwest Japan, in: Underwood, M. (ed.). *Thermal Maturity of an Accretionary Prism, the Shimanto Belt of Southwest Japan*, *GEOLOGICAL SOCIETY AMERICA, SPECIAL PAPER*, **273**, 83-101.
- HIBBARD, J. & KARIG, D., 1990, Structural and magmatic responses to spreading ridge subduction; and example from southwest Japan, *Tectonics*, **9**, 207-230.
- HOUSEMAN, G. A. & MOLNAR, P., 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental asthenosphere. *Geophys. J. Int.*, **128**, 125-150.
- HOUSEMAN, G. A. & MCKENZIE, D. P. & MOLNAR, P., 1981. Convective Instability of a thickened Boundary Layer and its Relevance for the Thermal Evolution of Continental Convergent Belts. *J. Geophys. Res.*, **86**, 6115-6132.
- HOWELL, D.G., 1995. Principles of Terrane Analysis-New applications for global tectonics. Second Edition. *Chapman & Hall, London*, **ISBN 0-412-54640-X**.

- HUPPERT, H. E. & SPARKS, S. J., 1988. The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust. *J. of Petrology*, **Vol. 29 (3)**, 599-624.
- INSERGUEIX-FILIPPI, D., DUPEYRAT, L., TRIC, E. AND MENVIELLE, M., 1999. The influence of plate kinematics, convection intensity, and subduction geometry on the Earth's upper mantle dynamics in the vicinity of a subduction zone. *Geophys. J. Int.*, **138**, 275-284.
- IWAMORI, H., 1994.  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$ - $^{226}\text{Ra}$  and  $^{235}\text{U}$ - $^{231}\text{Ra}$  disequilibria produced by mantle melting with porous and channel flows. *Earth and Planetary Science Letters*, **125**, 1-16.
- IWAMORI, H., 1997. Heat sources and melting in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **102**, 14803-14820.
- IWAMORI, H., MCKENZIE, D. & TAKAHASHI, E., 1995. Melt generation by isentropic mantle upwelling. *Earth and Planetary Science Letters*, **134**, 253-266.
- IRIFUNE, T. & RINGWOOD, A. E., 1993. Phase transformations in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at depths of 600-800 km in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **117**, 101-110.
- JACOBY, W. R., 1970. Instability in the Upper Mantle and Global Plate Movements. *J. Geophys. Res.*, **75**, 5671-5680.
- JACOBY, W. R. & SCHMELING, H., 1981. Convection Experiments and the Driving Mechanism. *Geologische Rundschau*, **70**, 1, 207-230.
- JAMIESON, R.A. BEAUMONT, C., FULLSACK, P. & HAMILTON, J., 1996. Tectonic assembly of inverted metamorphic sequences. *Geology*, **24**, 839-842.
- KALT, A. & ALTHERR, R., 1996. Metamorphic evolution of garnet-spinel peridotites from the Variscan Schwarzwald (Germany). *Geologische Rundschau*, **85**, 211-224.
- KALT, A., KORFU, F. & WIJBRANS, J., 1998. Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayrische Wald, Germany). *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **98/2**, 80-81.
- KALT, A., KOBER, B. & PIDGEON, R. T., 2000. Further time constraints on Variscan high pressure metamorphism in the Schwarzwald (Germany). *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **12 (1)**, 91.
- KARATO, S. & FITZGERALD, J. D., 1986. Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain size and water. *J. Geophys. Res.*, **91**, 8151-8176.
- KARATO, S. & WU, P., 1993. Rheology of the upper mantle: a synthesis. *Science*, **260**, 771-778.

- KARSTEN, J.L., KLEIN, E.M. & SHERMAN, S., 1996. Subduction zone geochemical characteristics in ocean ridge basalts from the southern Chile Ridge: Implications of modern ridge subduction systems for the Archean. *Lithos*, **37**, 143-161.
- KATSURA, T., 1995. Thermal diffusivity of olivine under upper mantle conditions. *Geophys. J. Int.*, **122**, 63-69.
- KINOSHITA, O., 1999. A migration model of magmatism explaining a ridge subduction, and its details on a statistical analysis of the granite ages in Cretaceous Southwest Japan. *The Island Arc*: **8**, 181-189, 1999.
- KLEIN, A., JACOBY, W.R. & SMILDE, P., 1997. Mining-induced crustal deformation in northwest Germany: modeling the rheological structure of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **147**, 107-123.
- KLEINSCHRODT, R. & GAYK, T., 1997. Mantel-Fragmente in der variszischen Kruste: Informationen über orogene Prozesse im Mantel und ihre Auswirkung auf die Kruste. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **97/5**, 80-82.
- KOHLSTEDT, D.L., EVANS, B. & MACKWELL, S.J., 1995. Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, **100**, 17587-17602.
- KOSSMATT, F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh. Sächs. Geol. Landesamtes*, **1**, 39 pp.
- KOYI, H. A., A. G. MILNES, H. SCHMELING, C. J. TALBOT, JUHLIN, C. & ZEYEN, H., 1999. Numerical models of ductile rebound of crustal roots beneath mountain belts. *Geophysical Journal International.*, **139**, 556-562.
- KRABBENDAM, M. & DEWEY, J.F., 1998. Exhumation of UHP rocks by transtension in the Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides. In: *Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (eds): Continental transpressional and transtensional tectonics. Geological Society, London, Special Publication. 135*, 159-181.
- KRABBENDAM, M., 1998. Sites of rifting of Gondwana and the relative importance of hot spots and pre-existing structures. *Journal of African Earth Sciences*, **27**, 127-128.
- Krawczyk, C.M. & DEKORP, 1997. Exhumation of subducted crust in the Saxothuringian Belt, east Germany. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **97/5**, 92-94.
- Krawczyk, C.M., Stein, E., Choi, S., Oettinger, G., Schuster, K., Götze, H.-J., Haak, V., Oncken, O., Prodehl, C. & Schulze, A., 2000. Geophysical constraints on exhumation mechanisms of high-pressure rocks-the Saxothuringian case between Franconian Line and Elbe Zone. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt, Geological Society, London, Special Publications, 179*, 303-322.

- KREBS, W. & WACHENDORF, H., 1973. Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **84**, 2611-2629.
- KRÖNER, A., WILLNER, A.P. & TEUFEL, S., 1996. Time of formation, peak of HP-HT metamorphism and rapid cooling of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **96/2**, 133-136.
- KRÖNER, A., WENDT, I., LIEW, T. C., COMPSTON, W., TODT, W., FIALA, J., VANKOVA, V. & VANEK, J., 1988. U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 257-266.
- KRÖNER, A. JAECKEL, P., REISCHMANN, T. & KRONER, U., 1998. Further evidence for an early Carboniferous (~ 340 Ma) age of high-grade metamorphism in the Saxonian granulite complex. *Geologische Rundschau*, **86 (4)**, 751-766.
- LAMBERT, I. B. & WYLLIE, P. J., 1970. Melting in the deep crust and upper mantle and the nature of the low velocity layer. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 316-322.
- LARSEN, T. B., MALEVSKY, A. V. YUEN, D. A. & SMEDSMO, J. L., 1993. Temperature-dependent and non-Newtonian convection: Implications for lithospheric processes. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2595-2598.
- LASTOWKA, L. A. & SHEENAN, A. F., 2001. Seismic Evidence for partial Lithospheric Delamination of Colorado Plateau Uplift. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1319-1322.
- LEECH, M.L., 2001. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, **185**, 149-159.
- LENARDIC, A. & KAULA, W. M., 1995. More thoughts on convergent crustal plateau formation and mantle dynamics with regard to Tibet. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15193-15203.
- LYTWIN, J.N. AND CASEY, J.F., 1995. The geochemistry of postkinematic mafic dike swarms and subophiolitic metabasites, Pozanti-Karsanti ophiolite, Turkey: evidence for ridge subduction. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN*, **107**, 830-885.
- LYTWIN, J, CASEY, J. F., GILBERT, S. & KUSKY, T., 1997. Arc-like MORB formed seaward of a trench-forearc system during ridge subduction: an example from sub-accreted ophiolites in Southern Alaska. *Journal of Geophysical Research*, **102**,225-10,243.
- MARESCHAL, J.-C., 1994. Thermal regime and post-orogenic extension in collision belts. *Tectonophysics*, **238**, 471-484.
- MARLOW, M.S., SCHOLL, D.W., BUFFINGTON, E.C., AND ALPHA, T.R., 1973. Tectonic history of the Central Aleutian Arc. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 1555-1574.

- MATTE, P., 1986. Tectonic and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- MARUYAMA, S., 1997. Pacific-type orogeny revisited; Miyashiro-type orogeny proposed. *The Island Arc*, **6**, 91-120.
- McKENZIE, D.P., 1984. The generation and compaction of partially molten rock. *J. Petrol.*, **25**, 713-765.
- McKENZIE, D., NIMMO, F., JACKSON, J.A., GANS, P.B., & MILLER, E.L., 2000. Characteristics and consequences of flow in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, **105**, 11029-11046.
- McKerrow, S. & Cocks, L., 1986: Ocean, island arcs and olistostromes: the use of fossils in distinguishing sutures, terranes environments around the Iapetus ocean. *J. Geol. Soc. Lond.*, **143**, 185-191.
- McKerrow, S., McNicoll, C., Ahlberg, P. E., Clayton, G., Cleal, C. J., Eagar, R. M. C., 2000. The late Paleozoic relationships between Gondwana and Laurussia. In: W. Franke, R. Altherr, V. Haak, & O. Oncken, eds., *Orogenic Processes-quantification and modeling in the Variscan Belt of Central Europe*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, in press.
- MASONNE, H.-J., 1999. The gneiss-eclogite unit of the central Erzgebirge as a natural laboratory for understanding processes at orogenic roots. *Terra Nostra*, Alfred Wegener Stiftung, **99/1**, 143-144.
- MASONNE, H.-J. & BURCHARD, M., 2000. Exotic minerals in eclogites from the Central Erzgebirge-evidence for fluid-rock interaction at UH metamorphic pressures. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **12 (1)**, 122.
- MEISSNER, R., 1986. Twenty years of deep reflection profiling in Germany-a contribution to our (Lytwyn & Casey, 1995) knowledge of the nature of the lower Variscan crust. In: The Nature of the Lower Continental Crust, eds. Dawson, J. B., Carswell, D. A., Hall, J. and K. H. Wedepohl. *Spec. Pub. Geol. Soc. London*, **24**, 1 – 10.
- MEISSNER, R. & TANNER, B., 1993. From collision to collapse: phases of the lithospheric evolution as monitored by seismic records. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **79**, 75 – 86.
- MENGEL, K., SACHS, P.M., STOSCH, H.G., WÖRNER, G., & LOOK, G., 1991. Crustal xenoliths from Cenozoic volcanic fields of west Germany: implications for structure and composition of the continental crust. *Tectonophysics*, **195**, 271-289.
- MENGEL, K. & KERN, H., 1992. Evolution of the petrological and seismic Moho-implications for the crust-mantle boundary. *Terra Nova*, **4**, 109-116.
- MEZCUA, J. & RUEDA, J., 1998. Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran sea. *Geophys. J. Int.*, **133**, 568-584.

- MITROVICA, J. X., BEAMONT, C. & JARVIS, G. T., 1989. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics* **8** (5), 1079-1094.
- MOLNAR, P. & TAPPONIER, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science.*, **189**, 419-426.
- MOLNAR, P. & LYON-CAEN, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure and evolution of mountain belts. *Geological Society of America, Special Paper*, **218**, 179-207.
- MOLNAR, P., HOUSEMAN, G. A., CLINTON, P. C., 1998. Rayleigh-Taylor instability and convective thinning of mechanically thickened lithosphere: effects of non-linear viscosity decreasing exponentially with depth and of horizontal shortening of the layer. *Geophys. J. Int.*, **133**, 568-584.
- MORENCY, C., DUMOULIN, C., DOIN, M.-P. & FLEITOUT, L., 2001. Convective Destabilization of a Thickened Continental Lithosphere. *Geophys. Research Abstracts*, **3,ISSN 1029-7006**.
- MÜLLER, H. J., 1995. Modelling the lower crust by simulation of the in situ conditions: an example from the Saxonian Erzgebirge. *Phys. Earth Planet. Interiors* **92**, 3-15.
- Navrotsky, A., 1995: Thermodynamic properties of minerals. In: Mineral Physics and Crystallography. *AGU Reference Shelf 2nd ed. T. J. Ahrens, AGU, Washington D.C., 18-28*.
- NEGA, M., KRÜHL, JÖRN M., KRENTZ, O. & LEONARD, D., 1999. From subduction to exhumation: The tectonometamorphic development in a collisional orogen (western Erzgebirge, European Variscides). *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **99/1**, 151-152.
- NEGREDO, A. M., SABADINI, R., GIUNCHI, C., 1997. Interplay between subduction and continental convergence: a three-dimensional dynamic model for the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, **131**, F9-F13.
- NEIL, E. A. & HOUSEMAN, G. A., 1999. Rayleigh-Taylor instability of the upper mantle and its role in intraplate orogeny. *Geophys. J. Int.*, **138**, 89-107.
- NEUGEBAUER, J., 1989. The lapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **169**, 229-253.
- O'Brien, P.-J., Carswell, D. A. & Gebauer, D., 1990. Eclogite formation and distribution in the European Variscides. In: *Eclogite facies Rocks*, eds. Carswell, D. A., Chapman and Hall, **ISBN 0-412-02071-8**, 204-220.
- O'BRIEN, P.-J., 1999. Variscan high temperature metamorphism: Possible causes, consequences of different models, and compability with the rocks. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **99/1**, 158.
- O'BRIEN, P.-J. & CARLSWELL, D. A., 1993. The tectonometamorphic evolution of the Bohemian Massif. Evidence from high pressure metamorphic rocks. *Geologische Rundschau*, **82**, 531-555.

- O'BRIEN, P.-., 1997. HP Granulites of the Variscides: product or cause of the regional HP-LT metamorphism? *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **97/5**, 116-120.
- O'Brien, P.-J., 2000. The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt, Geological Society, London, Special Publications*, **179**, 369-386.
- O'HARA, M. J., 1970. Upper mantle compositions inferred from laboratory experiments and observation of volcanic products. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 236-245.
- ONCKEN, O., 1994. The rise and fall of an orogen-fundamental aspects of the European Variscides and constraints for modellers. *Terra Nostra, Selbstverlag der Alfred-Wegener-Stiftung*, **94/3**, 128.
- OVID, 43 v. CHR-17 n. CHR.. Metamorphosen. In der Übertragung von Johann Heinrich Voß. Mit den Radierungen von Pablo Picasso und einem Nachwort von Bernhard Kytzler. *Insel Taschenbuch 1237, ISBN 3-458-32937-4*.
- PETFORD, N., CRUDEN, A.R., MCCAFFREY, K.J.W. & VIGNERESSE, J.-L., 2000. Granite magma formation, transport and formation in the Earth's crust. *Nature*, **408**, 669-673.
- PETRINI, K. & PODLACHIKOV, Y., 2000. Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust. *J. metamorphic Geol.*, **18**, 67-77.
- PHARAOH, T. C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, **314**, 17-41.
- PLATT, J. P. & ENGLAND, P. C., 1994. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: Thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.*, **294**, 307-336.
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, **17**, 540-543.
- PLESCH, A. & ONCKEN, O., 1999. Orogenic wedge growth during collision-constraints on mechanics of a fossil wedge from its kinematic record (Rhenohercynian FTB, Central Europe). *Tectonophysics*, **309**, 117-139.
- POLLACK, H. N. & CHAPMAN, S., 1977. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, **38**, 279-296.
- PYSKLYWEC, R. N., BEAUMONT, C. & FULLSACK, P., 2000. Modeling the behaviour of the continental mantle lithosphere during plate convergence. *Geology*, **28**, 655-658.

- RANALLI, G., 1995. Rheology of the earth. Second Edition. *Chapman & Hall, London, ISBN 0-412-54670-1*.
- RANALLI, G., 1997. Rheology of the lithosphere through space and time. In: *Orogeny through time*, edited by J.-P. Burg and M. Ford, *Geol. Soc. Spec. Publ., London, 121, 19-38*.
- RANALLI, G., 2000. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics, 30, 3-15*.
- REGENAUER-LIEB, K. & YUEN, D. A., 2000. Fast mechanisms for the formation of new plate boundaries. *Tectonophysics, 322, 53-67*.
- REINHARDT, J. & KLEEMAN, U., 1994. Extensional unroofing of granulitic lower crust and related low-pressure, high-temperature metamorphism in the Saxonian Granulite Massif, Germany. *Tectonophysics, 238, 71-94*.
- REINHARDT, J. & VARA, G., 1998. Petrological, geochronological and tectonic aspects of the Saxonian Granulite Massiv: Getting to the core of a metamorphic complex. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung, 98/2, 123-125*.
- REISCHMANN, T. & ANTHES, G., 1996. Geochronologie und Geodynamische Entwicklung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle westlich des Rheins. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung, 96/2, 161-162*.
- RICHARDSON, C.N., LISTER, J.R. & MCKENZIE, D., 1996. Melt conduits in a viscous porous matrix. *J. Geophys. Res., 101, 20423-20432*.
- RICHARDSON, S.W. & ENGLAND, P. C., 1979. Metamorphic consequences of crustal eclogite production in overthrust orogenic zones. *Earth and Planetary Science Letters, 42, 183-190*.
- RINGWOOD, A.E., 1982. Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution. *The Journal of Geology, 90, 611-643*.
- ROYDEN, L.H., 1993. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. *J. Geophys. Res., 101, 17679-17706*.
- ROYDEN, L.H., 1996. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics, 12 (3), 629-638*.
- RUDNICKI, J. W. & RICE, R. I., 1975. Conditions of deformations in pressure-sensitive dilatant materials. *J. Mech. Phys. Solids, 23, 371-394*.
- RUPPEL, R.H., ROYDEN, L., HODGES, K. V., 1988. Thermal model of extensional tectonics: Application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics, 7 (5), 947-957*.
- RUSSO, R.M. & SILVER, P.G., 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy. *Science, 263, 1105-1111*.
- RUTTER, R.H. AND BRODIE, K.H., 1992. Rheology of the lower crust. In: *The continental lower crust, chapter 6, 201-267*.



- SACKS, P. E. & SECOR, D. T., 1990. Delamination in collisional orogens. *Geology*, **18 (10)**, 999-1002.
- SANDIFORD, M. & POWELL, R., 1991. Some remarks on high-temperature low-pressure metamorphism in convergent orogens. *J. metamorphic Geol.*, **9**, 333-340.
- SCHALTEGGER, U., 1999. From metamorphism to magmatism and exhumation: comparison of Variscan Vosges and Black Forest. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **99/1**, 143-144.
- SCHALTEGGER, U., 2000. U-Pb geochronology of the Southern Black Forest Batholith (Central Variscan Belt): timing of exhumation and granite emplacement. *Geologische Rundschau*, **88 (4)**, 814-828.
- SCHENK, V., 1984. Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics and metacarbonates from Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *J. Petrol.*, **25**, 255-298.
- SCHMELING, H. AND JACOBY, W. R., 1981. On modelling the lithosphere in mantle convection with non-linear rheology. *Geol. Rundschau*, **70**, 207-230.
- SCHMELING, H., 1989. Compressible convection with constant and variable viscosity: the effect on geoid, topography and slab deformation. *J. Geophys. Res.*, **94**, 12463-12481.
- SCHMELING, H., & MARQUART, G., 1990. A mechanism for crustal thinning without lateral extension. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2417-2420.
- SCHMELING, H. & MARQUART, G., 1991. The influence of second-scale convection on the thickness of continental lithosphere and crust. *Tectonics*, **189**, 281-306.
- SCHMELING, H., 1994. Numerische Methoden in der Geodynamik. *Vorlesungsskript des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main*.
- SCHMELING, H. & BUSSOD, G.Y., 1996. Variable viscosity convection and partial melting in the continental asthenosphere. *J. Geophys. Res.*, **101 (B3)**, 5411-5423.
- SCHMELING, H., 2000: Partial melting and melt segregation in a convecting mantle. IN: *Physics and Chemistry of Partially Molten Rocks*, eds. N. Bagdassarov, D. Laporte, and A.B. Thompson, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 141-178.
- SCHOLZ, C.H., 1990. The Mechanics of Earthquakes and faulting. *Cambridge University Press, Cambridge*.
- SCHOTT, B., 1998. Delamination und Abriß der orogenen Lithosphärenwurzel und deren Bedeutung für die Orogenese der Varisciden und des Himalaya. *Shaker Verlag, Aachen, ISBN 3-8265-3820-X*.

- Schott, B. & Schmeling, H., 1998. Delamination and detachment of a lithospheric root. *Tectonophysics*, **296 (3-4)**, 225-247.
- SCHOTT, B., D. A. YUEN & SCHMELING, H., 2000A: The significance of shear heating in continental convergent processes. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **118**, pp. 273-290.
- SCHOTT, B., D.A. YUEN & SCHMELING, H., 2000B. The Diversity of Tectonics From Fluid-Dynamical Modeling of the Lithosphere-Mantle System. *Tectonophysics*, **322 (1-2)**, 35-51.
- SEBER, D., BARAZANGI, M., IBENBRAHIM, A. & DEMNATI, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature*, **379**, 785-790.
- SEYFERTH, M. & HENK, A., 2000. Deformation, metamorphism and exhumation: quantitative models for a continental collision zone in the Variscides. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, *Geological Society, London, Special Publications*, **179**, 217-230.
- SHEMENDA, A.I., 1992. Horizontal lithosphere compression and subduction: constraints provided by physical modeling. *J. Geophys. Res.*, **97 (B7)**, 11097-11116.
- SHEMENDA, A.I. 1993. Subduction of lithosphere and back arc dynamics: insights from physical modeling. *J. Geophys. Res.*, **98 (B9)**, 16167-16185.
- SHEMENDA, A.I., 1994. *Subduction: Insights from Physical Modeling*. Kluwer Academic Publishers, **ISBN 0-7923-3042-0**.
- SKVOR, V. & ZEMAN, J., 1969. The Variscides of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, **8**, 145-155.
- SMITH, A. D. & LEIWS, C., 1999. Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics. *Geodynamics*, **28**, 97-116.
- SOFFEL, H.C., BACHTATSE, V. & TAIT, J., 1996. Neue Ergebnisse der Paläomagnetik zur Driftgeschichte der europäischen Mikroplatten. In: *Mit Geophysik in die Zukunft-eine Denkschrift, Sonderheft der Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft zum 75-jährigen Jubiläum der DGG*, **4**, 45-48.
- STADTLANDER, R., MECHIE, J., SCHULZE, A., 1999. Deep structure of the southern Ural mountains as derived from wide-angle seismic data. *Geophysical Journal International*, **137**, 501 – 515.
- STEER, D. N., KNAPP, J. H., RYBALKA, A. V. & SOKOLOV, V. B., 1995. Crustal structure of the Middle Urals based on reprocessing Russian seismic reflection data. *Geophysical Journal International*, **123**, 673 – 682.
- STEIN, C. A., 1995. Heat flow of the earth. In: *Global Earth Physics, a Handbook of Physical Constants*, AGU Reference Shelf 1, AGU, Washington, 144-158.

- STEIN, S., MELOSH, H. J., & MINSTER, J. B., 1977. Ridge Migration and Asymmetric Sea-Floor Spreading. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 51-62.
- STELTENPOHL, M. G., CYMERMAN, Z., KROGH, E. J., KUNK, M. J., 1993. Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. *Geology*, **21 (12)**, 1111-1114.
- STILLE, H., 1909. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bild des gesamteuropäischen. *Geol. Jb., Hannover*, **2**, 1-138,
- SPAKMAN, W., 1990. Tomographic images of upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, **2**, 542-553.
- SPAKMAN, W., VAN DER LEE, S. & VAN DER HILST, R., 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth Planet. Int.*, **79**, 3-74.
- TACKLEY, P.J., 1993. Effects of strongly temperature-dependent viscosity on time-dependent, three-dimensional models of mantle convection. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2187-2190.
- TAIT, J.A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: paleomagnetic and geological constraints. *Geol. Rundschau*, **86**, 585-598.
- TAIT, J.A., SCHÄTZ, M., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H.C., 2000. Paleomagnetism and Paleozoic paleogeography of Gondwana and European terranes. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds.). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, *Geological Society, London, Special Publications*, **179**, 21-34.
- TANIMOTO, T & OKAMOTO, T., 2000. Change of crustal potential energy by earthquakes: indicator for extensional and compressional tectonics. *Geophys. Res. Lett.*, **27 (15)**, 2313-2316.
- TATSUMI, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction Zones. *J. Geophys. Res.*, **94 (B4)**, 4697-4707.
- THORKELSON, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, **255**, 47-63.
- THOUVENOT, F, KASHUBIN, S. N., POUPINET, G., MAKOVSKIY, V. V., KASHUBINA, T. V., MATTE, P. H. & JENATTON, L., 1995. The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismics. *Tectonophysics*, **250**, 1-13.
- TORNE, M., FERNANDEZ, M., COMAS, M. C. & SOTO, I. J., 2000. Lithospheric Structure Beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. *J. Geophys. Res.*, **105 (B2)**, 3209-3228.
- TRELOAR, P.J. AND O'BRIEN, P.J. (EDS), 1998. What controls metamorphism and metamorphic reactions. *Geological Society Special Publication*, **138**, 131-163.
- TSENN, M. C. AND CARTER, N.L., 1987. Upper limits of power law creep of rocks. *Tectonophysics*, **136**, 1-26.

- TSUMURA, N., HIDEMASA, I., IKAWA, H., IKAWA, T., SHINOHARA, M., ITO, T., ARITA, T., MORIYA, T., KIMURA, G. & IKAWA, T., 1999. Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, Central Hokaido, Japan inferred from seismic reflection profiling. *Geophys. Res. Lett.*, **26 (8)**, 1057-1060.
- Van der Voo, R., 1979: Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. *EOS Trans Am Geophys Union*, **60**, 241.
- VAN DER VOO, R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. *Cambridge University Press*, 411 pp.
- VAN DER VOO, R., SPAKMAN, W. & BIJWAARD, H., 1999. Tethyan subducted slabs under India. *Earth and Planetary Science Letters*, **171 (1)**, 7-20.
- VAN KEKEN, P. E., KING, S. D., SCHMELING, H., CHRISTENSEN, U. R., NEUMEISTER, D. & DOIN, M. P., 1997. A comparison of methods for the modeling of thermochemical convection. *J. Geophys. Res.*, **102**, 22447-22495.
- VAN SCHMUS, W. R., 1989. Radioactivity properties of minerals and rocks. In: *Physical Properties of Rocks and Minerals*, ed. R. S. Carmichael, CRC Press, Boca Raton, 583-596.
- VAN SCHMUS, W. R., 1995. Natural radioactivity of the crust and mantle. In: *Global Earth Physics*, ed. T. J. Ahrens, AGU, Washington, D.C., 283-291.
- VON BLANCKENBURG, F. & DAVIES, J. H., 1995. Slab breakoff: A model for syncol-lisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, **182 (1)**, 120-131.
- VON BLANCKENBURG, F., 1998. Modelle für den Verlust der Mantelwurzel bei Orogenesen. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **98/2**, 151-154.
- WALTER, R., 1995. Geologie von Mitteleuropa. *Stuttgart: Schweizerbart*, ISBN **3-510-65167-7**.
- WEBER, K. & BEHR, H.-J., 1983. Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides. In: *Intracontinental Fold Belts*, eds. Martin, H. & W. Eder. *Springer-Verlag, Heidelberg*, 427-469.
- WEINSTEIN, S. A. & CHRISTENSEN, U., 1991. Convection platforms in a fluid with a temperature-dependent viscosity beneath a stress-free upper boundary. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2035-2038.
- WEINSTEIN, S. A. & OLSON, P. L., 1992. Thermal Convection with non-Newtonian Plates. *Geophys. J. Int.*, **111**, 515-530.
- WENZEL, F., SANDMEIER, K.J. & WAELDE, W., 1987. Properties of the crust from modelling refraction and reflection data. *J. Geophys. Res.*, **92**, 575-583.
- WILKS, K. R. AND CARTER, N. L., 1990. Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics*, **182**, 57-77.

- WILLET, S. & BEAUMONT, C., 1994. Insights into the tectonics of the India-Asia collision from numerical models. *Nature*, **369**, 642-645.
- WILLET, S., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, **21**, 371-374.
- WILLNER, A. P., JACOBY, W.R., KLEMM, I., KROHE, A., KRÖNER, A., KOPP, J., MARESCH, W.V., RÖTZLER, K., SCHUMACHER, R., SEBAZUNGU, E., 1997. Crustal dynamics of the Erzgebirge Gneiss Dome (Saxony/Germany): Constraints for the exhumation of high pressure rocks from the root zone of the Variscan collisional orogen. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **97/5**, 208-211.
- WILLNER, A. P., 1998. Characterization and geodynamic implications of contrasting metamorphic evolution in juxtaposed high-pressure units of the Western Erzgebirge (Saxony, Germany), *European Journal of Mineralogy*, **10**, 261 – 280
- WILLNER, A. P., SEBAZUNGU, E., MARESCH, W. V., GEYRA, T. & KROHE, A., 2000. Thermische Modellierung schneller Extrusion von Hochdruckgesteinen aus der variszischen Gebirgswurzel im Erzgebirge. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **12 (1)**, 236.
- WILLNER, A. P., KROHE, A., MARESCH, W. V., 2000. Interrelated PTtd-paths in the Variscan Erzgebirge Dome (Saxony/Germany): Constraints for the rapid exhumation dynamics of HP-HT rocks from the root zone of a collisional orogen. *International Geology Reviews*, **42**, 64-85.
- WILLNER, A.P., SEBAZUNGU, E., MARESCH, W.V. & KROHE, A., 2001. Thermal 1D- and 2D-modelling of rapid extrusion of HP/HT rocks in the Variscan Erzgebirge Dome (Saxony/Germany): Constraints for the exhumation of slices from the basis of a thickened crust after delamination of the lithospheric root. *J.GEOPHYS.RES (EINGEREICHT)*.
- WINKLER-ARNDT, M., 1998. Numerische Modellierung von thermischer Konvektion mit Erosion. *Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Geophysik der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main*.
- Wong, A., Ton, S.Y.M. & Wortel, M.J.R., 1997. Slab detachment in continental collision zones: an analysis of controlling parameters. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2095-2098.
- WORTEL, M.J.R. & SPAKMAN, W., 2000. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, **290**, 1910-1917.
- ZHONG, S., GURNIS, M. & MORESI, L., 1996. Free surface formulation of mantle convection-I. Basic theory and applications to plumes. *Geophys. J. Int.*, **127**, 708-718.
- ZHONG, S. & DAVIES, G. F., 1999. Effects of plate and slab viscosities on the geoid. *Earth and Planetary Science Letters* **170**, 487-496.

- ZULAUF, G., DÖRR, W., FIALA, J. & VEJNAR, C., 1997. Lower Carboniferous lift tectonics in the Bohemian Massiv: a special kind of gravitational collapse in thickened orogenic crust. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **97/5**, 216-218.
- ZULAUF, G., 1997. Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angekippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Tepla-Barrandium (Böhmische Masse). In: *Geotektonische Forschungen*, **89**, ed. K. Weber, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- ZULAUF, G., C. BUES, W. DÖRR, J. FIALA, J. KOTKOVA, D. SCHEUVENS & VEJNAR, Z., 1998. Extrusion tectonics due to thermal softening of a thickened crustal root: The Bohemian Massif in Lower Carboniferous times. *Terra Nostra, Alfred Wegener Stiftung*, **98/2**, 177-180.