

**Numerische Modellierungen kontinentaler Kollisionszonen:
Quantifizierung orogener Prozesse als Beitrag zum
Verständnis fossiler und rezenter Orogene**

Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades
der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg

vorgelegt von

Michael Seyferth

aus

Bayreuth

Würzburg 2001

Eingereicht am:

1. Gutachter:

2. Gutachter:

der Dissertation

1. Prüfer:

2. Prüfer:

der mündlichen Prüfung:

Tag der mündlichen Prüfung:

Doktorurkunde ausgehändigt am:

Seyferth, M. (2001): Numerische Modellierungen kontinentaler Kollisionen: Orogene Prozesse und Fallbeispiele aus fossilen und rezenten Orogenen. – Diss (Dr. rer. nat.) Univ. Würzburg, 237 S., 17 Tab., 70 Abb.

MIME

Du rührtest dich viel
Auf der Erde Rücken
Die Welt durchwandertst du weit; -
Nun sage mir schlau
Welches Geschlecht
Tagt in der Erde Tiefe?

WANDERER

In der Erde Tiefe
Tagen die Nibelungen
Nibelheim ist ihr Land
Schwarzalben sind sie
Schwarz-Alberich
hütet' als Herrscher sie einst!

Siegfried, 1. Aufzug

Zusammenfassung

Orogene Prozesse in kontinentalen Kollisionszonen werden in zwei- und dreidimensionalen numerischen Modellen auf Basis der Finite-Elemente Methode (FEM) untersucht. Dabei stehen die Verteilung der Deformation innerhalb der Modellkruste, die korrespondierenden Spannungsfelder und die aus Temperaturfelddaten und Partikelpfaden abgeleitete metamorphe Entwicklung von Krustengesteinen im Vordergrund. Die Studie gliedert sich in einen methodischen Teil, umfangreiche Parameterstudien und spezielle Anwendungen auf fossile und rezente Orogene. Kontinentale Kollisionszonen sind - insbesondere in den tieferen Krustenstockwerken - durch hohe Beträge penetrativer Deformation gekennzeichnet. Im methodischen Teil der Arbeit wird eine Technik vorgestellt, mit deren Hilfe Verformungen des beobachteten Umfangs mit dem auf rein LAGRANGEScher Formulierung basierenden kommerziellen FE-Programmpaket ANSYS® modelliert werden können. Die speziell für Fragestellungen orogener Krustendynamik entwickelten Programmpakete OROTRACK bzw. OROTRACK3D umfassen Neuvernetzungs- und Ergebnisverwaltungsalgorithmen, die eine Modellierung von Konvergenzbeträgen bis zu mehreren hundert Kilometern erlauben. Zusätzlich können mittels einer Schnittstelle zu Oberflächenmodellen die Folgen exogener Prozesse auf die orogene Dynamik berücksichtigt werden. Weitere Charakteristika der Modellierungstechnik sind eine vollständige thermomechanische Kopplung, die Anwendung differenzierter Materialeigenschaften für verschiedene Krustenstockwerke sowie die Möglichkeit, die Deformation - den lokal herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen entsprechend - entweder durch spröde oder duktile Materialgesetze zu approximieren.

Die zur Beschreibung eines Kollisionsszenarios aufgebrachten Randbedingungen basieren auf den Grundlagen eines Mantelsubduktionsmodells (Willett et al. 1993). In 2D-Modellen wird ebene Verformung in einem Schnitt durch die kontinentale Kruste zweier kollidierender Platten modelliert, die basal einer vom lithosphärischen Mantel aufgeprägten Verschiebung unterliegen. Wird der lithosphärische Mantel der linken Platte an einem Punkt S unter die rechte Platte subduziert, ergibt sich für den linken Modellteil eine horizontale Verschiebung der Modellbasis nach rechts, während im rechten Modellteil keine Verschiebung der Modellbasis erlaubt ist. Im Bereich des Punktes S kommt es zu einer Diskontinuität der basalen Geschwindigkeit und somit zu maximaler Deformation.

In publizierten Kollisionsmodellen, die auf ähnlichen Ansätzen beruhen, wird häufig ein sprödes Materialverhalten angenommen oder der duktile Anteil der Kruste durch geringe Krustentemperaturen klein und hochviskos gehalten. Unter diesen Bedingungen kann eng auf das Orogenzentrum lokalisierte Deformation mit einem typischerweise bivergenten Strukturmuster abgebildet werden (Willett et al. 1993 u.a.). Demgegenüber beweist eine erste Reihe zweidimensionaler Parameterstudien eine starke Abhängigkeit des beobachteten Deformationsmusters von den herrschenden Krustentemperaturen und der Konvergenzrate. Bei höheren Krustentemperaturen bildet sich demnach ein Entkopplungshorizont an der Krustenbasis, der für die oberen Krustenstockwerke eine verbreiterte und diffuse Deformationszone bedingt und die erzielte Krustenverdickung limitiert. Über die Verformungsratenabhängigkeit des duktilen Materialverhaltens und den unterschiedlichen Grad thermischer Reequilibrierung innerhalb der verdickten Kruste haben Variationen der Konvergenzrate ähnliche Auswirkungen auf das orogene Deformationsmuster.

Verbesserte Modelle mit Neuvernetzungs-technik werden in Parameterstudien getestet, die den Einfluss unterschiedlicher Temperatur-Viskositätsfunktionen auf die Lokalisierung der Deformation und die resultierende synkonvergente Exhumierung metamorpher Gesteine quantifizieren. Ein rheologisches Verhalten, das eine effiziente mechanische Kopplung innerhalb des Krustenprofils gewährleistet, ist demzufolge nicht nur Voraussetzung für lokalisierte Krustenverdickung, sondern auch für rasche Exhumierung von Unterkrustengesteinen durch ein Zusammenspiel von Erosion und isostatischer Hebung. Die Modelle zeigen weiter, dass maximale Exhumierungsbeträge bei rheologisch vergleichsweise festem Verhalten der Unterkruste erzielt werden. Im Einzelnen kann die Variabilität der Versenkungs- und Exhumierungsgeschichte von Materialpunkten im Modellschnitt aus synthetischen PT-Pfaden ersehen werden.

Der Wirkungskomplex um Krustentemperaturen, orogene Deformationslokalisierung und synkonvergente Exhumierung ist für die Kollisionsphase der variscischen Orogenese in Mitteleuropa von besonderer Bedeutung. Hochtemperaturmetamorphose und weitverbreitete granitoide Intrusionstätigkeit sind hier Ausdruck hoher Krustentemperaturen; dennoch sind an den Grenzen der klassischen tektonometamorphen Einheiten - im Bereich von Schwarzwald und Vogesen sowie der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MDKS) - eng lokalisierte Teilorogene mit bivergentem Strukturmuster sowie eine rasche synkonvergente Exhumierung amphibolitfazialer Gesteine dokumentiert. Ein solches Nebeneinander ist aus Sicht der Parameterstudien nur durch eine vergleichsweise hochviskose Unterkrustenrheologie zu erklären. In einer Fallstudie zur MDKS kommen in neueren experimentellen Arbeiten bestimmte Kriechparameter (Mackwell et al. 1998) zur Anwendung, mit denen ein derartiges Materialverhalten simuliert werden kann. Der in den reflexionsseismischen Profilen DEKORP 2N und 2S dokumentierte großmaßstäbliche Strukturbaubereich des rhenohercynischen Falten- und Überschiebungsgürtels, der MDKS und des saxothuringischen Beckens, sowie die an heute exhumierten Gesteine bestimmten metamorphen Maximalbedingungen können auf dieser Grundlage numerisch reproduziert werden.

Eine Erweiterung der Modellierungstechnik auf dreidimensionale FE-Modelle dient der Berücksichtigung orogenparalleler Deformation, die im Randbereich von Kollisionszonen in effektivem Materialtransport resultieren kann; diese Prozesse sind u.a. als „tectonic escape“ (Burke & Sengör 1986) oder „lateral extrusion“ (Ratschbacher et al. 1991b) beschrieben worden. Unter der Annahme orthogonaler Konvergenz wird im 3D-Modell der Mantelsubduktionsansatz der 2D-Modelle zunächst in orogenparalleler Richtung extrudiert (Randbereich des Kollisionsorogens). Im angrenzenden, hinteren Teil des Modells (laterales Vorland des Kollisionsorogens) ist die Modellbasis dagegen keiner Verschiebung oder Fixierung unterworfen. Die Modellränder unterliegen hier einer sogenannten „no-tilt“-Bedingung, die eine differentielle Horizontalverschiebung initial übereinanderliegender Knoten verbietet.

In einer Reihe von Parameterstudien werden das kinematische Muster, die räumliche Verteilung der Deformation und die zeitlichen Variationen des oberflächlichen Spannungsfelds untersucht, die sich bei modifizierten Randbedingungen ergeben. Laterale Extrusion ist demnach im Randbereich von Kollisionsorogenen trotz unterschiedlichster Modellszenarien stets präsent. Da die Lateralbewegungen zeitgleich mit der Kollision einsetzen und im Laufe der weiteren konvergenten Krustenverkürzung nur wenig beschleunigt werden, ist der von horizontalen Kräften ausgelöste „tectonic escape“ der dominierende Prozess, während gravitativ induzierte Bewegungen nur eine sekundäre Rolle spielen. Rigide Modellränder in Teilen des lateralen Vorlands modifizieren sowohl Umfang als auch Verteilung der Horizontalbewegungen, ihre Auswirkungen auf das Orogen selbst

sind dagegen vergleichsweise gering. Variationen der Krustentemperaturen, der Konvergenzrate und der Unterkrustenrheologie beeinflussen dagegen sowohl die orogene Deformation als auch die des lateralen Vorlands. Unter der Annahme einer festen, isotropen Kopplung zwischen der Krustenbasis und dem bewegten lithosphärischen Mantel werden Extrusionsraten simuliert, die 30% der Konvergenzrate nicht überschreiten. Bis zu 70% können dagegen erreicht werden, wenn eine orogenparallele Beweglichkeit der Modellbasis gestattet wird.

Die überragende Bedeutung dieser basalen Randbedingung erlaubt eine Interpretation des miozänen lateralen Extrusionsereignisses in den Ostalpen (z.B. Ratschbacher et al. 1991a). Wenn im Bereich der heutigen Ostalpen zu Beginn der lateralen Extrusion noch kein orogene Topographie bestand (Frisch et al. 1998), fand laterale Extrusion zeitgleich mit bedeutender Krustenverdickung statt; dies spricht für eine Dominanz des von horizontalen Kräften induzierten Prozesses „tectonic escape“ über gravitatives Kollabieren. In jedem Fall legt das in etwa ausgeglichene Verhältnis zwischen Plattenkonvergenz und lateraler Extrusion die Existenz eines basalen Entkopplungshorizonts nahe. Andere Faktoren, die zur Erklärung des Extrusionsereignisses herangezogen werden, z.B. die Indentation der Südalpen oder ein extensives Regime im Bereich des Pannonischen Beckens, können das Deformationsmuster beeinflusst haben, die beobachteten Verschiebungsbeträge sind damit jedoch aus Sicht der Modellstudien nicht plausibel zu machen. Aufgrund ihres großen Maßstabs lassen sich die Verhältnisse bei der Kollision Indiens mit der Eurasischen Platte bislang nur phänomenologisch mit den Modellergebnissen vergleichen. Eine skalierte Fallstudie bleibt somit eine Herausforderung für zukünftige FE-Modelle.

Abstract

Orogenic processes in continental collision zones are studied by means of two- and three-dimensional numerical models based on the finite-element method (FEM). Special emphasis is laid on the crustal strain distribution, the corresponding stress field, and the metamorphic evolution of crustal rocks which can be determined by analyzing particle paths and temperature field data. The study comprises the description of a new modelling approach based on commercial software, extensive parameter studies and implications for fossil and recent orogens.

The methodical part of the work focuses on the task to handle large penetrative deformation observed during orogenies using the commercial FE software package ANSYS® which is based on an updated Lagrangian formulation. Limitations inherited by this approach are overcome by using a remeshing technique. The software package OROTRACK and OROTRACK3D is developed to model orogenic deformation and comprises remeshing, mapping and tracking algorithms. Combined with ANSYS® they are capable of describing total plate convergence up to amounts of several hundreds of kilometers. A surface model interface allows taking into consideration the effect of erosion on collisional mechanics. Additionally, the models presented in this study are characterized by full thermomechanical coupling, specific material properties describing different crustal layers and the capability to switch between brittle and ductile material laws depending on current stress and temperature conditions.

2d models represent a vertical section cutting the continental crust of two colliding plates at an orientation perpendicular to the evolving orogen. Based on the mantle subduction approach (Willeit et al. 1993) the lithospheric mantle which is not a part of the model itself exerts a basal velocity boundary condition on the crustal scale model. Assuming an asymmetric subduction of the lithospheric mantle of the left plate beneath the right plate's mantle taper occurring at a point S, the basal FE nodes of the left model half are moved by a horizontal displacement whereas the right part basal nodes are fixed horizontally. The discontinuity of the basal boundary condition at S typically results in a local high strain area.

Published modelling studies with similar boundary conditions frequently are based on the assumption of purely brittle deformation (analog models) or keep the ductile domain small and highly-viscous by low crustal temperatures. Under these conditions, orogenic deformation is highly localized and typically shows a bivergent pattern rooting in S and forming the boundary of a central pop-up structure. In contrast, a number of model runs performed without applying the remeshing option demonstrates that raised crustal temperatures result in a decoupling layer at the base of the crust, a widened and indistinct zone of mid to upper crustal deformation, and, subsequently, in only small amounts of crustal thickening. Variations of convergence rates show a similar effect on strain localization which is caused by the strain rate dependence of power law creep and variable degrees of thermal reequilibration in the thickened domain.

Improved models with remeshing technique are evaluated during parameter variations quantifying the influence of different temperature-viscosity functions on strain localization and the resulting syn collisional exhumation of metamorphic rocks. It is shown that a rheological behaviour which promotes efficient mechanical coupling all over the crustal profile is a requirement not only for localized crustal thickening but also for rapid exhumation of lower crustal rocks by an interaction of isostatic forces and surface erosion. Exhumation becomes most powerful when a relatively low-viscous upper crust is combined with a relatively stiff lower crust. In detail, systematic variations of

the burial and exhumation history of different marker points along the model section can be illustrated by synthetic PTt data.

The correlation between crustal temperatures, orogenic strain localization and syncollisional exhumation is of great importance for the late collisional events in the Variscan orogeny in Central Europe. There, high temperature/ low pressure metamorphism and widespread granitoid intrusions document high crustal temperatures. On the other hand, localized bivergent orogenic structures mark the boundaries between the tectonometamorphic units at the region of Schwarzwald and Vosges as well as the Mid German Crystalline Rise (Mitteldeutsche Kristallinschwelle, MDKS). Strain localization and synconvergent exhumation of amphibolite grade metamorphic rocks in these areas can be only explained by assuming a lower crustal rheology much stiffer than previously estimated. Creep parameters determined in recent laboratory studies (Mackwell et al. 1998) are capable of supporting rheologies of that kind and are applied in a case study focusing on the MDKS. Under these assumptions, metamorphic peak pressures and temperatures from the Rhenohercynian fold and thrust belt, the MDKS itself, and the Saxothuringian basin as well as the main structural pattern derived from the reflection seismic profiles DEKORP 2N and 2S are well reproduced by the numerical model.

An expansion of the modelling technique to 3d FE models aims at taking orogen-parallel deformation into consideration which can result in prominent transport of rocks towards the lateral foreland areas of collisional belts; these processes have been described as tectonic escape (Burke & Sengör 1986) or lateral extrusion (Ratschbacher et al. 1991b). Given the assumption of orthogonal convergence, the 2d mantle subduction model is extruded in orogen-parallel direction to build a three-dimensional crustal block (marginal area of the collision zone). In the adjacent rear part of the model (lateral foreland of the collision zone), basal nodes are no longer object of the velocity boundary condition or fixation, respectively. The model margins obey a no-tilt-requirement preventing differential horizontal displacements of nodes initially on top of each other. Depending on the geodynamic scenario characterizing the marginal area, further boundary conditions like plate boundary forces or rigid buttresses can be defined.

A set of model runs is used to gain quantitative insight into the effect of different parameters and boundary conditions on the resulting kinematic pattern, the spatial distribution of strain as well as temporal variations of the surface stress field. According to the modelling results, lateral extrusion is a common process in the marginal area of orogenic belts since it is present in all modelled scenarios. As lateral motions start contemporaneously with the onset of collision and are only slightly accelerated during further convergence, tectonic escape driven by horizontal forces seems to be a more powerful process than gravitational spreading. Rigid model margins surrounding parts of the lateral foreland modify the amount as well as the distribution of horizontal motions but their effect on the orogen itself is rather small. Variations in crustal temperatures, convergence rates and lower crustal rheology effect both orogenic and lateral foreland deformation. Assuming an isotropic coupling mechanism between the crust and the lithospheric mantle, extrusion rates no higher than 30% of the current convergence rate can be modelled. As much as 70% are reached when the model base is allowed to move laterally.

The significance of this basal boundary condition allows to interpret the Miocene lateral extrusion event in the Eastern Alps (z.B. Ratschbacher et al. 1991a). If there was no mountainous topography in the Eastern Alps area before the onset of lateral movements (Frisch et al. 1998), the lateral extrusion was contemporaneous with prominent crustal thickening and should be induced

rather by tectonic escape than by gravitational collapse. In each case, the almost 1:1 ratio of convergence vs. lateral extrusion implies the existence of a basal decoupling horizon. Other proposed causes like the indentation of the Southern Alps or an extensive regime in the Pannonian basin could have modified the resulting structural pattern but fail to explain the dimension of lateral motions by a factor of 2.

Due to the large scale of the Indian-Eurasian collision, modelling results can only be compared phenomenologically with tectonic escape in Eastern Asia. A scaled case study therefore remains a great challenge for future FE modelling.

Danksagung

Zuvorderst gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. A. HENK (Freiburg), der mich mit dem Angebot, in die Welt der Finiten Elemente einzutauchen, vor eine große Herausforderung stellte, deren Annahme ich nicht bereut habe. Seine stetige Bereitschaft zur fachlichen Diskussion sowie viele praktische Tipps und Hilfestellungen haben am Gelingen dieser Arbeit größten Anteil gehabt.

Meinem Lehrer Herrn Prof. Dr. V. LORENZ (Würzburg) verdanke ich nicht nur das Interesse an der Quantifizierung von Geoprozessen, er machte mich auch auf die Möglichkeit zu dieser Dissertation aufmerksam. Dafür sei ihm herzlich gedankt.

An der Fallstudie zur Mitteldeutschen Kristallinschwelle haben Herr Prof. Dr. O. ONCKEN (Potsdam), Herr Dr. A. ZEH (Würzburg) und Herr Dr. E. STEIN (Darmstadt) mit zahlreichen Hinweisen bedeutenden Anteil gehabt. Diskussionen mit Frau Dr. S. ELLIS (Lower Hutt, N. Z.) sowie Hinweise von Herrn Prof. Dr. C. BEAUMONT (Halifax) und Herrn Prof. Dr. S. WILLETT (Washington) haben Fortschritte im Bereich der Modellierungstechnik und der Interpretation der Ergebnisse erbracht. Allen Beteiligten gilt mein Dank.

Die DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT förderte die Arbeiten, die zu dieser Dissertation führten, von finanzieller Seite im Rahmen des Schwerpunktsprogramms „Orogene Prozesse – ihre Simulation und Quantifizierung am Beispiel der Varisciden“ und eines nachfolgenden Projektes zur 3D-Modellierung kontinentaler Konvergenzzonen. Den Verantwortlichen sei für ihr Vertrauen gedankt.

Nicht zuletzt möchte ich ALLEN DENEN danken, die ein stetiges Studium der Hochländer durch das wiederholte Aufbrühen der gleichnamigen Getränke überhaupt erst ermöglichten. Der an dieser Stelle übliche Dank an meine Lebensgefährtin A. HECKELSMÜLLER entfällt, da sie die zum Ersinnen treffender Worte notwendigen Geistesanstrengungen lieber in gemeinsame Unternehmungen investiert sehen wollte.

1 Grundlagen und Ziele der Arbeit	14
1.1 <i>Orogene Prozesse</i>	14
1.2 <i>Modellierungen zur Mechanik kontinentaler Kollisionen</i>	16
1.3 <i>Methodische Herausforderungen</i>	19
1.4 <i>Anwendung auf fossile und rezente Orogene</i>	20
2 Von geologischen Grundlagen zum numerischen Modell	22
2.1 <i>Orogene Krustenmechanik</i>	24
2.1.1 <i>Plattentektonische Modelle für kontinentale Kollisionszonen</i>	24
2.1.2 <i>Ansatz für zweidimensionale Modelle</i>	26
2.2 <i>Grundlagen und Anwendung der Finite-Elemente Methode</i>	28
2.2.1 <i>Numerische Modellierungen</i>	28
2.2.2 <i>Praktische Durchführung von FE - Analysen</i>	31
2.2.3 <i>Modellierungstechnik für kontinentale Kollisionen mit Ansys®</i>	34
2.3 <i>Neuvernetzungsalgorithmen (Remeshing)</i>	38
2.3.1 <i>Geometrische Neuvernetzung</i>	39
2.3.2 <i>Mapping</i>	42
2.3.3 <i>Übertragung von Temperaturen und Vorspannungen</i>	45
2.3.4 <i>Tracking</i>	47
2.3.5 <i>Praktische Umsetzung</i>	49
2.4 <i>Beschreibung des Materialverhaltens</i>	52
2.4.1 <i>Mechanische Materialparameter</i>	52
2.4.2 <i>Sprödes Materialverhalten</i>	53
2.4.3 <i>Duktiles Materialverhalten</i>	56
2.4.4 <i>Der spröde/ duktil - Übergang</i>	62
2.5 <i>Temperaturmodell</i>	65
2.5.1 <i>Physikalische Grundlagen</i>	65
2.6 <i>Isostasie</i>	73
2.7 <i>Schnittstellen zu externen Modellen</i>	77
2.7.1 <i>Exogene Dynamik</i>	77
2.7.2 <i>Prozesse an der Krustenbasis</i>	79
3 Zweidimensionale FE - Modelle	80
3.1 <i>Deformation in Abhängigkeit von Krustentemperatur und Konvergenzrate</i>	80
3.1.1 <i>Modellaufbau, Materialparameter und Randbedingungen</i>	80
3.1.2 <i>Modelldurchläufe</i>	81
3.1.3 <i>Diskussion der Modellierungsergebnisse</i>	83
3.2 <i>Synkonvergente Exhumierung von Krustengesteinen</i>	86
3.2.1 <i>Modellaufbau, Materialparameter und Randbedingungen</i>	87
3.2.2 <i>Modelldurchläufe</i>	89
3.2.3 <i>Modellierungsergebnisse im Einzelnen</i>	89
3.2.4 <i>Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse</i>	93
3.3 <i>Konsequenzen für die Deformation in heißen Orogenen</i>	94
3.4 <i>Verteilung der inkrementellen Deformation in verschiedenen Stadien der Orogenese</i>	96
3.5 <i>Modelle mit zwei Konvergenzzonen</i>	98
3.6 <i>Fallstudie: Mitteldeutsche Kristallinschwelle (MDKS)</i>	102
3.6.1 <i>Geologische Eckdaten für das numerische Modell</i>	102
3.6.2 <i>Numerisches Modell der MDKS und ihrer Falten- und Überschiebungsgürtel</i>	104
3.6.3 <i>Ergebnisse</i>	106
3.6.4 <i>Zusammenfassung und Diskussion</i>	113
4 Dreidimensionale FE – Modelle	115

4.1	<i>Laterale Extrusion im Randbereich von Kollisionsorogenen</i>	117
4.1.1	Großdimensionaler „tectonic escape“ in Ostasien	117
4.1.2	Laterale Extrusion in den Ostalpen	120
4.1.3	Laterale Extrusion Anatoliens	123
4.2	<i>Modellansatz</i>	125
4.3	<i>Parameterstudien</i>	129
4.3.1	Modellaufbau, Materialparameter und Randbedingungen	129
4.3.2	Modelldurchläufe	130
4.3.3	Akkumulation der finiten Deformation	137
4.3.4	Finite Deformation in orogenparalleler Richtung	144
4.3.5	Zeitliche Entwicklung des Spannungsfelds	156
4.3.6	Kinematik in Orogen und Vorland	172
4.3.7	Synthese der Ergebnisdarstellungen	184
4.3.8	Zusammenfassung und Diskussion	191
5	Kommentar und Kritik	202
5.1	<i>Methodische Fortentwicklungen</i>	202
5.2	<i>Temperatur - Rheologie - Verformunglokalisierung</i>	203
5.3	<i>Deformation im lateralen Randbereich von Orogenen</i>	204
5.4	<i>Abschließende Betrachtungen und Ausblick</i>	206
6	Literaturverzeichnis	207
7	Anhang	214
7.1	<i>Beispiel Parameterdefinition für 3D-Modelle (ADPL-Code)</i>	214
7.2	<i>Steuerskript für 3D-Modelle (ADPL-Code)</i>	215
7.3	<i>Makrobibliothek für 3D-Modelle (ADPL-Code)</i>	218
7.4	<i>Grundstruktur des Programmpaketes OROTRACK3D (Pascal-Quellcode)</i>	225
	Lebenslauf	237

1 Grundlagen und Ziele der Arbeit

Numerische Modellierungen auf Basis der Finite-Elemente Methode (FEM) sind im Laufe des letzten Jahrzehnts sowohl im wissenschaftlichen als auch im technischen Bereich zu einem universellen und zuverlässigen Werkzeug geworden. Kommerzielle, auf einer LAGRANGESchen Formulierung basierende Implementationen der FEM werden nicht nur zur Optimierung und Qualitätssteigerung vieler Alltagsprodukte eingesetzt, sondern haben sich auch bei Anwendung auf geologische Fragestellungen bestens bewährt. Die Bandbreite reicht hier von Stabilitäts-, Deformations- und Spannungsfeldberechnungen unterschiedlichsten Maßstabs über Temperaturfeldanalysen bis hin zu Grundwassermodellierungen. Viele geotektonische Szenarien konnten mit FE-Modellen erfolgreich reproduziert werden. Um so erstaunlicher erscheint es, dass eine Modellierung von Kollisionsorogenen auf grundlegende methodische Schwierigkeiten stößt.

Das Nebeneinander hoher Krustentemperaturen und lokalisierter Deformation im finalen Kollisionsstadium der variscischen Orogenese gehört zu den großen Fragezeichen der Geologie Mitteleuropas. Die Umstände des postorogenen Kollabierens der Varisciden konnten von Henk (1997b) mit einem thermomechanisch gekoppelten FE-Modell rekonstruiert werden. Ein derartiges Modell sollte auch helfen, die Prozesse in einem heißen Kollisionsorogen besser zu verstehen und zu quantifizieren. Einem solchen Ansinnen stellt sich ein Grundcharakteristikum orogener Deformation entgegen: hohe penetrative Verformungsbeträge bei niedrigen („geologischen“) Verformungsraten. Für diese, für das alltägliche Leben kaum relevante Kombination sind die üblichen FE-Implementationen nicht ausgelegt.

Folglich sind die Ziele dieser Arbeit zunächst methodischer Natur: das o.g. „Orogenproblem“ soll überwunden und das führende FE-Programms Ansys® durch die Konstruktion spezieller Zusatzmodule zur Modellierung von Kollisionsorogenen nutzbar gemacht werden. Modellrechnungen zur Validierung der Methodik und allgemeine, prozessorientierte Parameterstudien müssen dann eine Grundlage für eine Anwendung auf spezielle geologische Fragestellungen bilden. Schließlich sollen konkrete Fallstudien einen Vergleich der Modellierungsergebnisse mit diversen geologischen, petrologischen und geophysikalischen Datensätzen ermöglichen. Abschließend bietet sich eine Erweiterung der Modelle in die dritte Dimension an, um orogenparallele Deformation zu quantifizieren und Prozesse im Randbereich von Orogenen zu modellieren.

Die ständige Rückkopplung zwischen der sukzessiven Weiterentwicklung der Modelltechniken und ihrer speziellen Anwendungen führt in der Praxis dazu, dass die in den einzelnen Bereichen erzielten Fortschritte teilweise nur schwer voneinander zu trennen sind. Trotzdem soll hier zu Beginn der Versuch unternommen werden, dem Leser einen „roten Faden“ für das Folgende an die Hand zu geben.

1.1 Orogene Prozesse

Mehr als 30 Jahre nach dem Beginn des stürmischen Siegeszugs der Plattentektonik ist die Diskussion über die grundlegenden Faktoren orogener Krustenmechanik auch nach der Jahrtausendwende noch voll im Gange. Orogene, insbesondere das größte rezente

unter ihnen, das Himalaya-Tibet-System, präsentieren sich als Grenzfall zwischen klassisch-plattentektonischer Denkweise und einer komplexeren Sicht kontinentaler Deformation (Molnar 1988). Ist die Dynamik anderer plattentektonischer Szenarien häufig einem einzigen grundlegenden Prozess von relativ konstanter Wirkung zuzuordnen, können Kollisionszonen durch eine Vielzahl unterschiedlicher, sich zeitlich und räumlich überschneidender Prozesse modifiziert werden. Rezente und fossile Orogene legen eine Reihe mehr oder weniger komplexer Datensätze offen, bei denen nicht nur einzelne Parameter, sondern auch die beteiligten Prozesse selbst zu variieren scheinen. Eine räumliche Überlagerung mit den Ergebnissen vorauslaufender ozeanischer Subduktion verkompliziert das Bild meist zusätzlich.

Naturgemäß können in numerischen Modellen weder alle beobachteten Mechanismen berücksichtigt, noch kann die strukturelle und lithologische Komplexität natürlicher Orogene abgebildet werden. In numerischen Finite-Elemente Modellen im Krustenmaßstab bleiben sowohl die während der ozeanischen Subduktionsphase erfolgte Deformation als auch Prozesse im Bereich des oberen Mantels bzw. der Lithosphärenwurzel weitgehend ausgeklammert. Während der kontinentalen Kollision, die in den Modellen simuliert werden soll, sind die folgenden Problemkreise von Bedeutung:

- Die Verteilung von Deformation und Krustenverdickung ist stark von den Temperaturbedingungen und dem rheologischen Verhalten der Krustengesteine abhängig. Diese entscheidet darüber, zu welchem Grad eine direkte Beeinflussung des oberflächlichen, der klassischen Geologie zugänglichen Strukturmusters und der synorogenen Spannungsverteilung durch die auf die Krustenbasis wirkenden Bewegungen des lithosphärischen Mantels gegeben ist. Die Problematik der intrakrustalen mechanischen (Ent-) Kopplung sollte mit Kontinuumsmodellen angemessen untersucht werden können.
- Eine lokalisierte Krustenverdickung im Bereich der Kollisionszone steht über isostatische Prozesse direkt mit der Bildung einer orogenen Oberflächentopographie in Verbindung. Diese wiederum ist Voraussetzung für eine effektive Exhumierung von Gesteinen durch Erosion und/ oder tektonische Denudation. Über eine Rückkopplung bezüglich der Verteilung der Hebungsraten sind diese oberflächennahen Prozesse in der Lage, die Partikelpfade und Deformationsmuster bis in tiefgelegene Krustenstockwerke zu beeinflussen. Theoretisch erlauben metamorphe Profile vor allem fossiler Orogene Rückschlüsse auf die Krustendynamik, die für die synkonvergente Versenkung und Exhumierung verantwortlich war.
- Bei vielen Orogenen wird mit zunehmender Krustenverkürzung eine Verlagerung der tektonischen Aktivität aus der Internzone auf externe Falten- und Überschiebungsgürtel beobachtet. Ein derartiges Vorrücken der Deformationsfront ergibt sich in manchen Fällen aus der sequenziellen Kollision mehrerer Mikroplatten. Numerische Modelle können zeigen, wie die Deformation der Externzonen durch die vorauslaufende Kollision im Internbereich beeinflusst wird. Eine Verlagerung der Deformation in Richtung der orogenen Vor- und Hinterländer kann jedoch auch mit dem Erreichen einer kritischen Krustenverdickung (Plateaustadium) bei einer einzigen Kollisionszone beobachtet werden.

- Im Bereich freier Orogenränder, dort also, wo eine Kollisionszone - durch Transferstörungssysteme versetzt - an ein von der Plattenkonvergenz unbeeinflusstes laterales Vorland grenzt, ist mit starken Modifikationen der im 2D-Modell beobachteten Zusammenhänge zu rechnen. Orogenparallele Verschiebungen, die eine laterale Fluchtbewegung von Gesteinen aus dem Kollisionsorogen repräsentieren („tectonic escape“; Burke & Sengör 1986; Tapponnier et al. 1986) oder gravitativ durch den lateralen Reliefgradienten induziert werden, können hier bedeutenden Umfang erreichen. Dreidimensionale Modelle, die lateral über die eigentliche Kollisionszone hinausgehen, können Dimensionen und Verteilung lateraler Extension und Verschiebung abbilden und zu einer Quantifizierung des Einflusses auf Deformationsmuster, Topographie und Exhumierung im Bereich des Orogenrands beitragen.

1.2 Modellierungen zur Mechanik kontinentaler Kollisionen

Wie viele andere geodynamische Prozesse sind Orogenesen seit den siebziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts Ziel einer Vielzahl unterschiedlicher Modellstudien geworden. Diversen Fragestellungen und damit verbundenen Ansätzen zur Idealisierung orogener Prozesse wurde auf der methodischen Seite mittels analytischer Modelle, Analogmodellierungen (mit den unterschiedlichsten Medien) und numerischer Modelle (mit verschiedenen Ansätzen und Lösungsstrategien) nachgegangen. Ein kurzer Überblick über Ansätze und Grundlagen dieser Modelle, Erfolge und offene Herausforderungen soll die Motivation zu vorliegender Arbeit beleuchten helfen.

Die meisten analytischen Modellstudien beruhen auf dem Ansatz der „critically tapered wedge theory“ (zu deutsch etwa: „Keiltheorie des kritischen Winkels“). Orogene Keile verhalten sich demnach analog zu Akkretionskeilen und zeigen ein dynamisches Gleichgewicht zwischen angreifenden Kräften, Materialverhalten und resultierender Geometrie (z.B. Dahlen 1984; Dahlen & Suppe 1988). Berücksichtigt werden sowohl die Volumenlast Gravitation als auch die äußeren Kräfte, die an der Basis und Rückwand des Modells angreifen.

Analogmodelle stellen ein räumlich verkleinertes und im Zeitablauf beschleunigtes Abbild der natürlichen Kruste, eines Teils derselben oder der Lithosphäre dar. Die Eigenschaften des Mediums haben sich nach dem Charakter der Deformation im natürlichen Äquivalent zu richten und müssen dem räumlichen und zeitlichen Maßstab entsprechend skaliert werden. Zur Betrachtung spröder Deformation wurde neben Sand (u.a. Malavieille 1984; McClay 1996) auch Plastilin (Peltzer 1983; Tapponnier et al. 1986) verwendet, für duktilen Verhalten kamen honigähnliche Materialien zur Anwendung (Ratschbacher et al. 1991b). Analogmodelle bestechen durch die Möglichkeit, diskrete Strukturen in hoher Auflösung in drei Dimensionen wiederzugeben, jedoch bestehen Probleme bei der Skalierung des Materialverhaltens, der Aufbringung komplexer Randbedingungen (z.B. Isostasie) und der Modellierung temperatur- und verformungsrateabhängigen Materialverhaltens. Jüngste Experimente verwenden Paraffinwachs, um thermomechanische Modelle zu erhalten (Wosnitza et al. 1999). Kontinentale Kollisionen sind unter Verwendung unterschiedlicher Ansätze modelliert worden: Im Fall der sogenannten Indenter-Modelle wird ein rigider

Block in das deformierbare Medium bewegt. Diese Methode eignet sich insbesondere, um laterale Extrusion bzw. „tectonic escape“ in der Kartenperspektive darzustellen (Ratschbacher et al. 1991b; Tapponnier et al. 1986). Eine leicht abgewandelte Version dieses Ansatzes bewegt das deformierbare Medium mittels einer bewegten Basis auf eine rigide Wand zu, wobei sich in deren Nähe ein orogener Keil bildet („backstop-Modelle“, z.B. Huiqi et al. 1992). Das Modell der „Mantelsubduktion“, bei dem nur ein Teil der Modellbasis mittels einer bewegten Folie auf den anderen zugeschoben wird (Malavieille 1984) liefert dagegen bivergente Strukturen, die ein komplettes Orogen abbilden.

Numerische Modelle traten mit der Verfügbarkeit leistungsfähiger Rechner in den achtziger Jahren ins Rampenlicht. Bis heute beruhen die meisten von ihnen auf den Grundlagen der Kontinuumsmechanik (z.B. Finite-Elemente Methode). Jüngere und grundlegend anders konzipierte Modellierungstechniken, die wie Analogmodelle eine Darstellung diskreter Strukturen erlauben, haben aufgrund des übergroßen Rechenaufwands bislang nur in sehr geringem Maße Anwendung auf geodynamische Fragestellungen gefunden.

Das Szenario der „Mantelsubduktion“ wurde mittels eines Finite-Elemente Ansatzes mit EULERSchem Netz (Willett 1992) erstmals von Willett et al. (1993) als vertikaler Schnitt ebener Verformung numerisch modelliert. Hierbei wird in einem elastisch-perfekt plastischen, kohäsionslosen Material die Kollision zweier Krustenblöcke beschrieben, indem auf die Materialpunkte an der Basis des einen Verschiebungen aufgebracht werden (äquivalent zur bewegten Folie Malavieilles), während die Basis des anderen horizontal fixiert wird. Die Diskontinuität in der basalen Randbedingung entspricht dem Ort, an dem sich die Mantellithosphäre von der Kruste trennt und asymmetrisch subduziert wird. Asymmetrien in Topographie und interner Deformation sind auch Kennzeichen des resultierenden Modellorogens, das im Rahmen der unterschiedlichen Methodik gute Übereinstimmung mit dem Analogmodell Malavieilles zeigt.

Typischerweise sind die Modellorogene von einem breiteren Falten- und Überschiebungsgürtel mit Vergenz zur Unterplatte (der sogenannten Pro-Zone) und einem schmaleren mit gegenläufiger Vergenz (der Retro-Zone) gekennzeichnet. Eine spezifische Abfolge verschiedener Deformationsstadien konnte mit dem Grundmuster der „critically tapered wedge“ Modelle korreliert werden: in einem initialen Stadium wird ein von zwei konjugierten Scherzonen („step-up shear zones“) begrenzter Block herausgehoben, später bilden sich orogene Keile auf der Pro- und Retro-Seite, die einem kritischen Winkel gegen die Vorländer geneigt sind (vgl. Abb. 1). Das grundlegende Deformationsmuster kann durch isostatischen Ausgleich, externe Prozesse wie Erosion und Sedimentation oder durch thermisch induzierten Übergang zu duktilem Materialverhalten an der Basis der verdickten Kruste modifiziert werden (Willett et al. 1993).

In weiteren Parameterstudien werden die Auswirkungen untersucht, die unterschiedliche Grade basaler Kopplung, Erosion, vertikale rheologischen Unterschiede und modifizierte Randbedingungen auf das Modellorogen ausüben (Beaumont et al. 1994; Beaumont & Quinlan 1994). Zur Beschreibung großer Deformationen wird mit einer „arbitrary Lagrangian-Eulerian“ Methode (ALE) gearbeitet (Fullsack 1995), die ein regelmäßig durch Neuvernetzung aktualisiertes EULERSches Netz mit einem LAGRANGESchen Darstellernetz kombiniert. Eine thermomechanische Kopplung ist bei diesen Modellen

noch nicht verwirklicht. Neuere Modelle sind thermomechanisch gekoppelt und um eine thermisch-kinematische Betrachtung des oberen Mantels erweitert (Jamieson et al. 1998). Modelle des skizzierten Typus werden, z. T. in Abwandlung, auf diverse, meist rezente Orogene angewendet, so z.B. das Himalaya-Tibet-System (Willet & Beaumont 1994) und die Alpen (Beaumont et al. 1996); als fossiles Beispiel werden z.B. die Neufundländischen Appalachen (Ellis et al. 1998) bearbeitet.

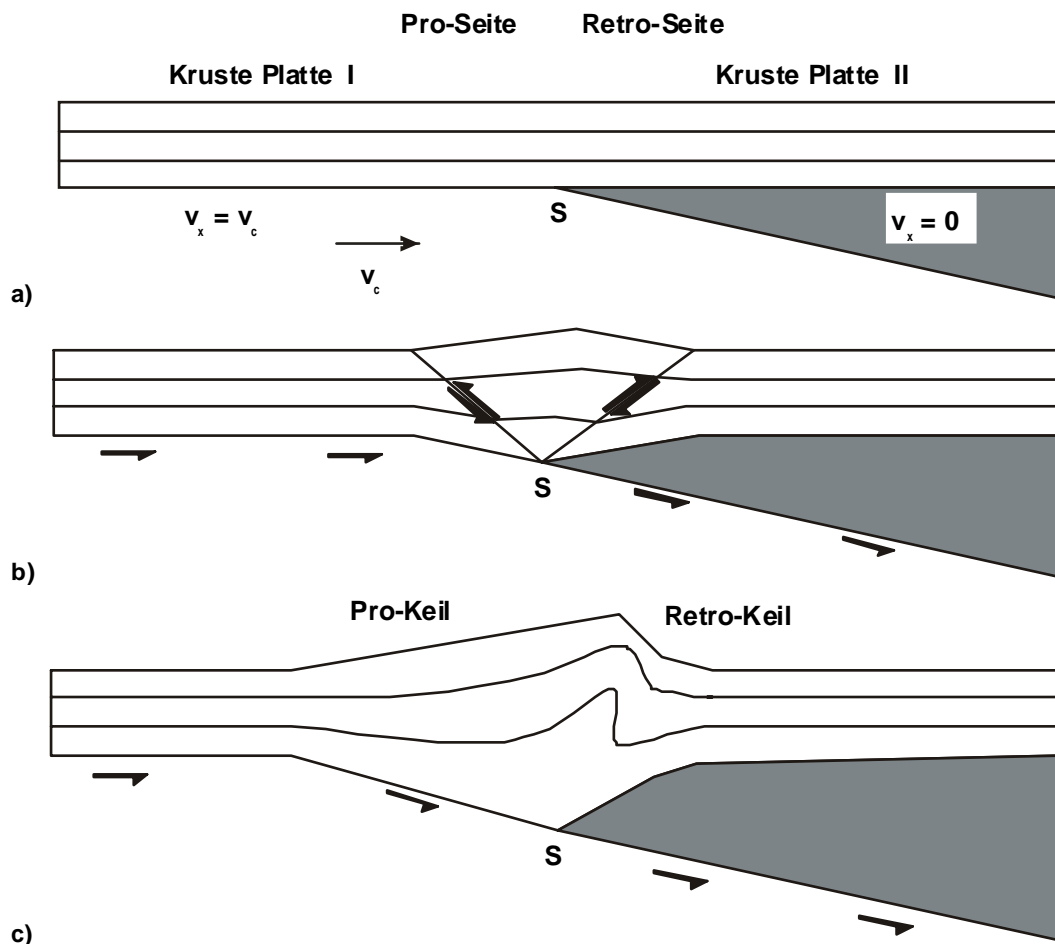


Abb. 1 Modellkonzept nach Willett et al. (1993) (a) Der initiale Modellaufbau beschreibt die Kollision zweier Krustenblöcke durch das Aufbringen horizontaler Verschiebungen an der Basis eines Krustenblocks, während die Basis des anderen horizontal fixiert wird. Der Punkt der Diskontinuität in der basalen Randbedingung wird S (Subduktionspunkt) genannt und bezeichnet den Ort asymmetrischer Subduktion der Mantellithosphäre. (b) Die Deformation beginnt mit der Heraushebung eines Blocks, der von bivergenten Scherzonen begrenzt ist. (c) Fortlaufende Plattenkonvergenz führt zur Bildung eines „Pro-Keils“ mit minimalem Keilwinkel und einem in zwei Bereiche untergliederten „Retro-Keil“ mit minimalem bzw. maximalem Keilwinkel.

Parallel zu den zitierten Fortschritten im Bereich zweidimensionaler „plane strain“ Modelle sind einige dreidimensionale Finite-Elemente Modelle publiziert worden. Braun (1993) modelliert schräge Konvergenz in einem Krustenblock, dem nur am Rand eine Verschiebung aufgeprägt wird, mit Hilfe einer Modellbasis, die eine „flat-ramp-flat“-Geometrie aufweist, wobei die Rampe in Teilen des Modells schräg zur Konvergenzrichtung orientiert ist. Zur Vereinfachung wird hier ein homogenes elastisch-perfekt plastisches Materialverhalten angenommen und, im Gegensatz zu den oben

zitierten Modellen, ein LAGRANGESches Netz verwendet, was die abzubildende Gesamtkonvergenz stark reduziert. Auch eine Erweiterung des Mantelsubduktionsmodells um eine Dimension (Braun & Beaumont 1995) wurde zur Bestimmung des Deformationsmusters in elastisch-perfekt plastischem Material verwendet. Größere Deformationen werden hier durch einen einfachen Neuvernetzungsalgorithmus ermöglicht.

1.3 Methodische Herausforderungen

Aus dem Überblick über die bisher erzielten Fortschritte geht hervor, dass insbesondere im Bereich einer naturnahen Beschreibung des Materialverhaltens durch thermomechanisch gekoppelte Modelle und entsprechend adaptierbare Materialgesetze weiterhin Defizite bestehen. Dies gilt in besonderem Maße für dreidimensionale Modelle von Kollisionsorogenen. Hier wurde das Augenmerk bislang zudem ausschließlich auf die Modellierung schräger Konvergenz gerichtet. Studien, die sich mit dem Randbereich von Kollisionszonen und den Auswirkungen auf das im Orogenstreichen anschließende Vorland befassen, fehlen dagegen bislang.

In den genannten Arbeiten werden ausnahmslos Implementationen der Finite-Elemente Methode verwendet, die von der Arbeitsgruppe um C. Beaumont in Halifax/ Kanada im Laufe der 90er Jahre selbst und speziell zur Modellierung kontinentaler Kollisionszonen entwickelt wurden. Numerische Modelle, die sich auf andere geodynamische Fragestellungen beziehen, basieren demgegenüber heute vielfach auf kommerziellen FE-Programmen, die den rein numerischen Teil der Analysen übernehmen und eine Vielzahl von Werkzeugen wie geeignete Element- und Materialdefinitionen bereithalten. Der Vorteil dieser Programmpakete liegt in ihrer Universalität und Adaptierbarkeit auf vielfältigste Fragestellungen. Eine Erweiterung der technischen Möglichkeiten liegt dabei nicht allein in der Hand des Anwenders, sondern wird in verschiedensten Bereichen von Spezialisten der jeweiligen Fachgebiete vorangetrieben. Eine „Zusammenarbeit“ mit einem derartigen System „offener“ Softwareentwicklung scheint aus diesem Blickwinkel überaus wünschenswert.

Allerdings sind Orogene mit ihrem großen Ausmaß an penetrativer Verformung und ihren „geologisch“ langsamen Verformungsraten durch eine Kombination von Eigenschaften gekennzeichnet, die für die üblichen Finite-Elemente-Implementationen gewisse Probleme aufwirft. Bei der klassischen, impliziten FEM ist die Verformung eine Ergebnisgröße, deren Einfluss auf die zugrundeliegende Berechnung eine Nichtlinearität beschreibt; sie wird entweder vernachlässigt oder durch Korrekturmaßnahmen annähernd ausgeglichen. Daraus ergibt sich eine Limitierung dieser Methode bei großer Verformung (hierzu ausführlicher in Abschnitt 2.2.1). Eine explizite Form der FEM ist bestens geeignet, um große Deformationen zu beschreiben, ist jedoch nur im Bereich großer Verformungsraten anwendbar. Einen Ausweg bieten Neuvernetzungstechniken wie die genannte ALE-Methode (Fullsack 1995), die eine große Verformung in viele Inkremente unterteilt berechnen lassen. Derartige „Remeshing“-Algorithmen stehen jedoch beim führenden FE-Programmanbieter Ansys® bislang noch nicht zur Verfügung.

Die grundlegende Zielsetzung der vorliegenden Arbeit ist der Aufbau numerischer Modelle in zwei und drei Dimensionen mithilfe des kommerziellen FE-Programms Ansys®, die

wesentliche Errungenschaften der bislang publizierten Ansätze in sich vereinen. Zum Erreichen dieses Ziels muss ein weitreichendes Know How erworben werden, da auf die genannten Vorarbeiten von technischer Seite in der Regel nicht direkt zugegriffen werden kann.

1.4 Anwendung auf fossile und rezente Orogene

Durch die Anwendung eines Modells auf reale Orogene lässt sich dieses weder direkt validieren noch können aus dem Modell direkte quantitative Aussagen auf die Naturbeispiele übertragen werden. Es liegt im Wesen jeglicher Vorwärtsmodellierung mit vielen freien Parametern, dass eine Annäherung an historische Vorgänge – dazu zählt auch die Bildung der (sub)rezenten Orogene – nur durch wiederholtes Experimentieren erfolgen kann und aufgrund der Kombinationsmöglichkeiten im Parameterraum vergleichbare Ergebnisse nicht unbedingt auf identische Bedingungen hindeuten müssen. Wohl aber können im Rahmen der Idealisierung des Modells selbstkonsistente Ergebnisse produziert werden und somit geodynamische Modellvorstellungen zumindest falsifiziert werden.

Die Mehrzahl der in der Literatur beschriebenen Modellstudien ist entweder rein prozessorientiert oder bezieht sich auf rezente bis subrezente Orogene. Eine zutreffende Modellierung von fossilen Orogenen ist mit zusätzlichen Schwierigkeiten verbunden. Bereits beim Modellaufbau und der Definition der Randbedingungen sind Plattengeometrie, Konvergenzraten und thermische Parameter nicht unmittelbar ersichtlich, sondern müssen aus einer Vielzahl sekundärer geologischer Beobachtungen abgeleitet werden. Der Umfang exogener Einflüsse ist im Allgemeinen wenig bekannt. Schließlich kann eine komplizierte postorogene Geschichte den während der Kollision erreichten Zustand verschleiern oder wesentliche Vergleichsdaten zerstört haben. Andererseits bieten fossile Orogene die Möglichkeit, andere Datensätze als im rezenten Fall zum Vergleich mit den Modellierungsergebnissen heranzuziehen. Kann dort auf die Topographie, das Spannungs- und Verformungsfeld in der spröden Oberkruste, sowie über die Seismik auf die synorogene Krustenmächtigkeit zugegriffen werden, so besteht hier Einblick in tiefere, von duktiler Deformation bestimmten Krustenniveaus, und die bis zum Endstadium durchlaufene Orogenese liefert vollständige Druck-Temperatur-Zeit- (PTt-) Datensätze.

Ein Arbeitsschwerpunkt ist folglich die Anwendung eines numerischen Modells auf Teile des fossilen variscischen Orogens Mitteleuropas. Hierbei steht die Frage im Vordergrund, wie es bei den hohen Krustentemperaturen, die insbesondere im Endstadium der Orogenese herrschten, zur Bildung eng lokalisierter, bivergener Teilorogene kommen konnte und ob sich der synorogene Anteil der Exhumierungsgeschichte heute aufgeschlossener Metamorphite unter den gegebenen Bedingungen erklären lässt. Die Nordflanke der Varisciden zeigt im Bereich der Grenzen zwischen den tektonometamorphen Einheiten Rhenohercynikum, Saxothuringikum s.l. und Moldanubikum s.l. (Kossmat 1927) in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle bzw. im Bereich von Schwarzwald und Vogesen derartige Strukturen. Der bivergente Aufbau des Schwarzwalds mit der zentralen „pop-up“-Struktur des Zentralschwarzwald-Gneiskomplexes wird von den Störungszonen von Baden-Baden bzw. Badenweiler-

Lenzkirch umschrieben (Eisbacher et al. 1989). Problematisch bleibt hier jedoch - neben der genauen zeitlichen Einordnung - die Subduktionsrichtung und damit die Frage, ob es sich bei der nördlichen oder der südlichen Störungszone um die ehemalige Suture handelt.

Im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle erscheint die Situation klarer; hier stellt das Saxothuringikum s. l. die Oberplatte dar, unter die Teile des rhenohercynischen passiven Kontinentalrands subduziert wurden. Bei der Definition der Randbedingungen kann auf Angaben zur Konvergenzrate und -dauer und auf Schätzungen der initialen Krustenmächtigkeit (Oncken 1997; 1998) zurückgegriffen werden. Als Datensätze, die einen Vergleich mit den Modellergebnissen erlauben, liegen die reflexionsseismischen Profile DEKORP 2N und 2S vor, die die fossile Kollisionszone nahezu rechtwinklig schneiden. Maximaldrucke und -temperaturen der heute in inselartigen Massiven exhumierten Metamorphite sollten zudem einen Vergleich mit modellierten metamorphen Profilen erlauben.

Zum Vergleich mit dreidimensionalen Modellstudien, die orogenparallele Bewegungen im Randbereich von Orogenen simulieren, stehen mehrere prominente Naturbeispiele zur Verfügung. Strukturelle Untersuchungen vermitteln ein detailliertes Bild über die zeitliche und räumliche Deformationsverteilung des ostgerichteten lateralen Extrusionsereignisses in den Ostalpen (Decker & Peresson 1995; Ratschbacher et al. 1991a). Palinspastische Rekonstruktionen erlauben es hier zudem, die Beträge orogener Verkürzung und orogenparalleler Bewegungen relativ genau abzuschätzen; schließlich können aus sedimentologischen Befunden Hinweise auf die Paläotopographie der Ostalpen gewonnen werden (Frisch et al. 1998).

Im Falle des westwärts orientierten „tectonic escape“ der Anatolischen Platte sind die rezenten Plattenbewegungen durch GPS-Daten (z.B. Oral et al. 1995; Reilinger et al. 1997) exakt zu bestimmen. Fraglich bleibt, inwieweit die heutigen Verhältnisse auf die geologische Vergangenheit bis zum Einsetzen der Kollision vor ca. 12Ma übertragen werden können. Eine Modellierung des „tectonic escape“ im Zusammenhang mit der nordgerichteten Indentation Indiens in die Eurasische Platte bleibt wegen seiner Dimensionen und den immer noch umstrittenen Prozessen, die zur Bildung des Tibet-Plateaus führten, eine Aufgabe für die Zukunft.

2 Von geologischen Grundlagen zum numerischen Modell

Um komplexe geodynamische Vorgänge in einem Modell zu beschreiben und numerisch zu simulieren sind diese zunächst durch vereinfachende Annahmen zu idealisieren. Die Form der Idealisierung muss dabei an Möglichkeiten und Restriktionen der Methodik angepasst sein, die zur mathematischen Bestimmung der Lösungen verwendet wird. Als „Fahrplan“ für die Arbeitsschritte von den geologischen und physikalischen Grundlagen zum numerischen Modell, die in diesem Kapitel näher ausgeführt werden, möge Abb. 2 dienen.

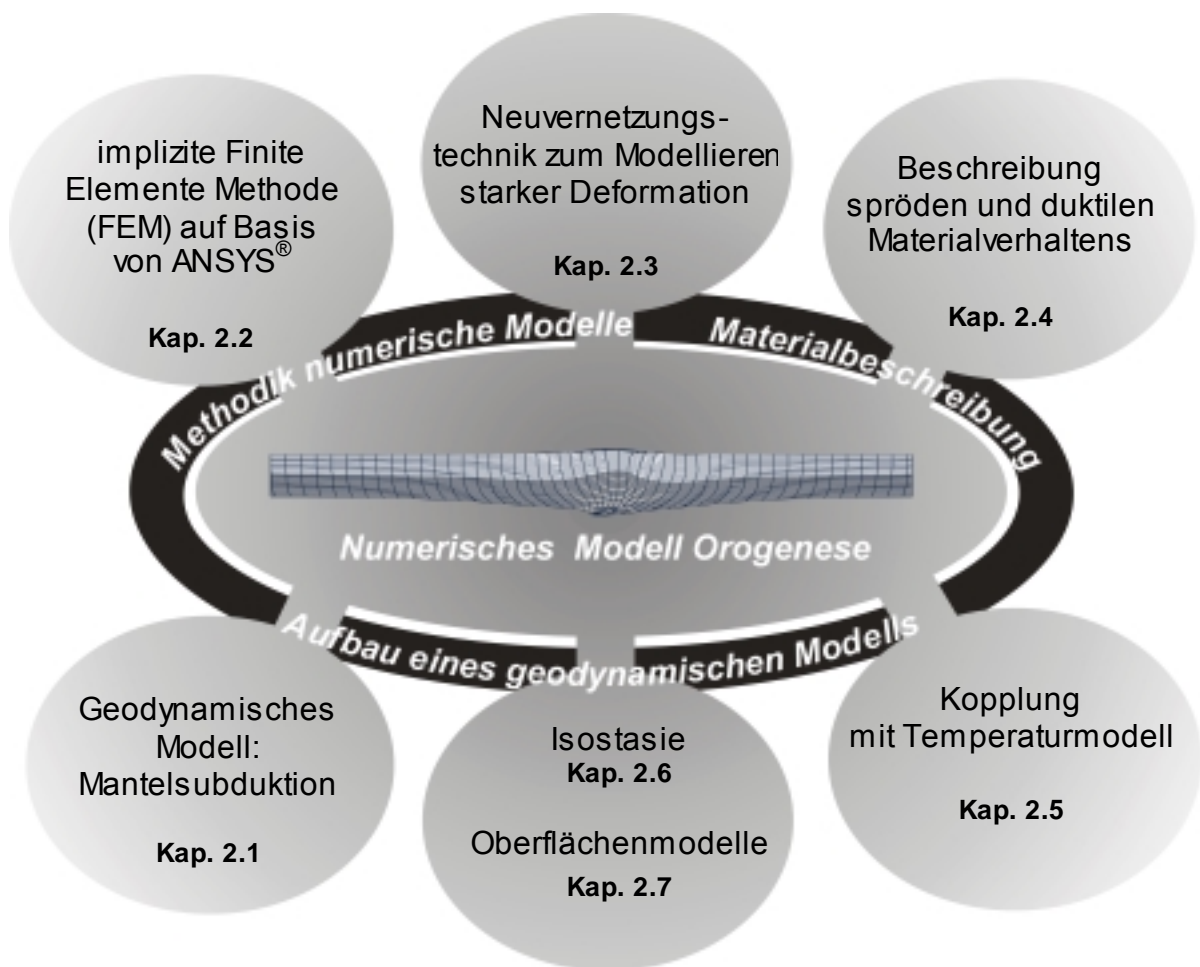


Abb. 2 Grundlagen der numerischen Modelle. Die Abbildung soll als Wegweiser für die Kapitel zu Methodik und Modellaufbau dienen.

In der praktischen Arbeit greifen die Idealisierung der Modellgeometrie, des Materialverhaltens und der Randbedingungen auf der einen sowie die methodischen Möglichkeiten und Erfordernisse auf der anderen Seite vielfach ineinander. Zuvorderst soll deshalb eine kurze Zusammenfassung eine Übersicht über die Eigenschaften der hier vorgestellten Modellierungen vermitteln. Grundlagen der Modelle sind demnach:

- als modellierter Bereich die kontinentale Kruste zweier kollidierender Platten, lithologisch gegliedert in Ober- und Unterkruste, sowie rheologisch in Spröd- und Duktilbereich. Die 2D-Modelle basieren auf einem Schnitt durch ein Orogen senkrecht

- zu seiner Längsachse und der Annahme ebener Verformung. Im 3D-Modell wird ein Krustenblock modelliert, der die Hälfte eines bilateral-symmetrischen Orogens darstellt.
- als mechanische Randbedingung eine asymmetrisch-konvergente Bewegung der Modellbasis beider Platten, abgeleitet aus der Vorstellung einer einseitigen Mantelsubduktion. Im 3D-Modell ist zudem das laterale Vorland des Orogens Teil des Modells, hier können freie oder starre Ränder sowie Plattenrandspannungen angenommen werden. Alle Modelle unterliegen einer isostatischen Kompensation.
 - zur Beschreibung des Materialverhaltens unterschiedliche Materialparameter in Ober- und Unterkruste, bzw. verschiedene Materialgesetze für sprödes und duktileres Verhalten. Materialparameter orientieren sich an der jeweiligen lithologischen Durchschnittszusammensetzung. Als Materialgesetze werden für den Sprödbereich elastisch-perfekt plastische Eigenschaften angenommen, für den Duktilbereich temperatur- und teilweise verformungs-ratenabhängiges Kriechen. Die dabei verwendeten Kriechparameter entstammen experimentellen Studien.
 - zur Berücksichtigung des Einflusses der Temperaturverteilung eine vollständige thermomechanische Kopplung. Parallel zum mechanischen Modell wird eine thermische Modellierung durchgeführt, die radiogene Wärmeproduktion, einen basalen Wärmefluss aus dem Erdmantel sowie konduktiven und advektiven Wärmetransport berücksichtigt. Temperaturabhängiges Materialverhalten wird durch die Ergebnisse der thermischen Modellierung beeinflusst.
 - als numerischer Ansatz die Finite-Elemente Methode (FEM) mit implizitem Lösungsalgorithmus. Das kommerzielle FE-Programm Ansys® bietet die Möglichkeit zu thermischen und mechanischen Modellierungen und zur Adaption dieses universellen Programmpakets auf die spezifische Fragestellung.
 - eine Neuvernetzungstechnik zur Berechnung großer Deformationen sowie zur Berücksichtigung exogener Prozesse. Die verwendeten Algorithmen wurden im Rahmen dieser Arbeit als Zusatzprogramme zu Ansys® entwickelt.

2.1 Orogene Krustenmechanik

2.1.1 Plattentektonische Modelle für kontinentale Kollisionzonen

Im Licht der Plattentektonik kann die überwiegende Mehrheit der modernen Orogene mit der Kollision kontinentaler Krusteneinheiten an konvergenten Plattengrenzen korreliert werden. Im Gegensatz zur Subduktion ozeanischer Kruste ist die Kollision eine Folge der Auftriebskräfte der spezifisch vergleichsweise leichten kontinentalen Kruste, die sich einer Subduktion entgegenstellen. Kontinentale Kollision setzt ein, wenn keine subduzierbare ozeanische Kruste mehr zu Verfügung steht. Sowohl der Übergang zwischen ozeanischer Subduktions- und kontinentaler Kollisionsphase als auch Geometrie und Mechanik der kontinentalen Kollision selbst sind Gegenstand unterschiedlicher Modellvorstellungen, die aus geologischen und geophysikalischen Geländedaten, theoretischen physikalischen Überlegungen und Analogmodellen entwickelt wurden.

Die Dauer der ozeanischen Subduktionsphase ist durch die Konvergenzrate und die Größe der Ozeanbecken bestimmt und kann im Bereich von wenigen zehn bis zu einigen hundert Ma liegen. Die relative Bewegung im Kontaktbereich der Platten findet an eng lokalisierten und geometrisch wenig komplexen Zonen einfacher Scherung statt, die eine kontinuierliche Bewegung gewährleisten. Interaktionen zwischen den beteiligten Platten können die wesentlichen Zustandsgrößen beeinflussen und zu Materialtransfer führen. Die Oberplatte wird dabei tektonischen Spannungen und einer thermischen Beeinflussung ausgesetzt, die im klassischen Fall im Muster der „paired metamorphic belts“ resultiert. Materialtransfer kann durch tektonische Akkretion von der Unter- in die Oberplatte und durch tektonische Erosion in entgegengesetzter Richtung stattfinden.

Mit dem Verschwinden der ozeanischen Kruste ist ein grundlegender Wechsel verbunden: von Subduktion, die von Kontinuität unter Gleichgewichtsbedingungen gekennzeichnet ist, hin zur Kollision, einem Prozess, bei dem die aus der Krustenverdickung resultierenden Spannungen zu einer Rückkopplung und letztendlich zur eigenen Limitierung führen.

Der eigentliche Übergang zwischen beiden Phasen ist schwer zu deuten. Die Oberplatte wird zunächst auf den passiven Kontinentalrand der Unterplatte überschoben. Handelt es sich hierbei um ausgedünnte kontinentale Kruste (sogenannte Übergangskruste „transitional crust“), ist davon auszugehen, dass die Scherzone der ozeanischen Subduktion anfänglich noch aktiv bleibt. Die Reibungskräfte zwischen beiden Platten steigen mit abnehmender Dichte der subduzierten Platte an. Dieser Effekt setzt sich aus dem aufgrund der Auftriebskräfte abnehmenden „slab pull“ und dem topographischen Anstieg des Meeresbodens in Verbindung mit der Biegesteifigkeit der Kruste zusammen. In einem theoretischen Szenario, in dem allein „slab pull“ für die Plattenkonvergenz verantwortlich ist, verringert sich die Subduktionsrate und geht bei isostatischen Kompensation der subduzierten Platte gegen null.

Zur Erklärung synorogener magmatischer Aktivität ist das Konzept des „slab break-off“ entworfen und diskutiert worden (Davies & von Blanckenburg 1995). Diesem zufolge kann es nach einem Initialstadium kontinentaler Subduktion im Bereich der Übergangskruste durch das unterschiedliche Auftriebsverhalten der ozeanischen und kontinentalen Kruste

zu einem Abreißen der gesamten subduzierten Platte kommen. Als Folgen eines solchen Ereignisses, wie es unter anderem für die oligozäne Entwicklung der Alpen postuliert wird (von Blanckenburg & Davies 1995) können eine Aufwärtsbewegung heißer und mobiler Asthenosphäre („upwelling“, verbunden mit Magmatismus) und ein Ansteigen der Erdoberfläche sein, das mit dem Übergang von Flysch- zu Molassesedimentation in Verbindung gebracht worden ist (Sinclair 1997).

Zur Frage der maximalen Subduzierbarkeit kontinentaler Kruste existieren die unterschiedlichsten Vorstellungen, die von einem spontanen Übergang zur Kollision beim ersten Kontakt kontinentaler Blöcke bis zu langandauernder Fortführung der Subduktion reichen. Analogmodelle von Chemenda et al. (1995) und Chemenda et al. (1996) zeichnen eine initiale Phase kontinentaler Subduktion bis in mehrere hundert km Tiefe nach, die in eine rasche Exhumierung der Krustengesteine mündet, sobald die Spannungen aus Auftriebskräften ihre Festigkeit übersteigen. Rezente Beispiele für bedeutende Beträge kontinentaler Subduktion sind jedoch nicht bekannt.

Sobald die kontinentale Kruste nicht mehr subduziert werden kann, kommt es oberflächlich zur Kollision der Krustenblöcke, die sich in überregionaler Kompression, Verkürzung und Verdickung der Kruste äußert. Die Suture verliert ihre mechanische Bedeutung und wird nun passiv verschoben und deformiert. Während das Deformationsverhalten der vorwiegend spröden Oberkrustengesteine durch zwei Jahrhunderte intensiver oberflächengeologischer Kartierung und Modellbildung vergleichsweise gut bekannt ist (Bildung von Falten- und Überschiebungsgürteln), ist die Rolle der Unterkruste und des lithosphärischen Mantels weder abschließend geklärt noch – nach den bisherigen Befunden zu schließen – in allen Fällen einheitlich.

Für die Kollisionsphase selbst sind deshalb unterschiedliche Modelle beschrieben worden, die sich im Verhalten der Unterkruste und des lithosphärischen Mantels unterscheiden und somit auch verschiedene Antriebsmechanismen für die Forterhaltung der Konvergenz implizieren.

Bei einer Verdickung, die neben der Kruste auch den lithosphärischen Mantel einschließt, bildet sich analog zur Krustenwurzel eine Lithosphärenwurzel. Eine mächtige Ansammlung von Gesteinen des lithosphärischen Mantels unterhalb der Krustenbasis ist jedoch problematisch, da sie aufgrund des positiven Dichtekontrasts gegenüber der Asthenosphäre und der resultierenden potentiellen Energie gravitativ äußerst instabil wäre. Houseman et al. (1981) leiten aus diesem Szenario die Vorstellung von Delamination eines Teils der Mantellithosphäre unter Kollisionszonen ab.

Eine auf die spezifisch leichtere Kruste reduzierte orogene Verdickung geht aus dem Modell der Mantelsubduktion hervor. Der Übergang zur Kollision wird hierbei durch die Ausbildung eines Detachments entlang der Dichtegrenze zwischen kontinentaler Kruste und Mantel erklärt, das bei ozeanischer Subduktion aufgrund des geringeren Dichtekontrasts nicht auftritt. Während der Kollision kann der lithosphärische Mantel bei diesem Modell ungehindert vom Auftrieb der Kruste weiter subduziert werden. Im Gegensatz zur Annahme homogener Verdickung ist durch die gerichtete Subduktion des Mantels eine eindeutige Polarität gegeben.

2.1.2 Ansatz für zweidimensionale Modelle

Das für zweidimensionale Modelle verwendete Konzept basiert im Wesentlichen auf Ansätzen von Beaumont et al. (1994) bzw. Beaumont & Quinlan (1994). Das Modell besteht aus einem zweidimensionalen Schnitt durch die kontinentale Kruste und stellt zwei miteinander kollidierende Platten dar (Abb. 3). Der Erdmantel, selbst nicht Teil des Modells, ist für die basalen Randbedingungen verantwortlich, die auf die Platten wirken. Ausgehend von der Vorstellung, dass der lithosphärische Mantel der linken Platte an einem Punkt S unter den der rechten Platte subduziert wird, ergibt sich eine horizontale Verschiebung der Modellbasis nach rechts im linken Modellteil, während im rechten Modellteil keine Verschiebung der Modellbasis erlaubt ist. Im Bereich des Punktes der Mantelsubduktion S kommt es zu einer starken Diskontinuität der basalen Geschwindigkeit und somit zu maximaler Deformation. Die basalen Verschiebungen in diesem Bereich werden im Detail von einer empirischen Abbremsfunktion bestimmt (vgl. „smooth function“ bei Braun & Beaumont 1995), die sich an der Mächtigkeit der Kruste orientiert bei den hier vorgestellten Modellen folgende Form hat:

$$u_x(x) = u_{x0} \frac{2}{\pi} \cdot \arctan \frac{x_s - x}{\omega} \quad \text{Gl. 1}$$

$$\text{mit } \omega = \frac{m_k}{n}$$

Hierbei bezeichnet u_x die Verschiebung an einem Ort x , x_s die Lage des Punktes S, m_k die Krustenmächtigkeit und n einen empirischen Parameter. Nach Parameterstudien von Beaumont & Quinlan (1994) wirkt sich die Größe des Parameters n auf die Breite der initial auftretenden Scherzonen aus. Wie bei Braun & Beaumont (1995) wird hier standardmäßig ein Wert von $n=4$ verwendet.

Im typischen Fall wurzelt im Punkt S bei geringen Konvergenzbeträgen eine bivergente Scherzone, die eine „pop-up“-Struktur im Zentrum des Orogens begrenzt (vgl. Beaumont & Quinlan 1994).

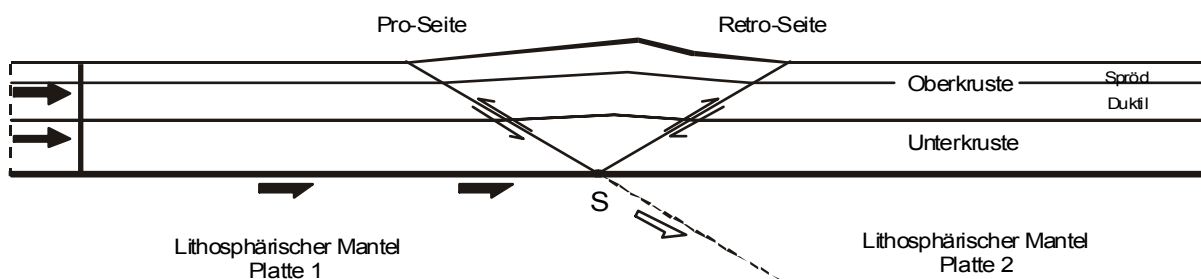


Abb. 3 Modellkonzept (nach Beaumont & Quinlan 1994). Mit S ist eine Diskontinuität in der basalen Randbedingung gekennzeichnet: eine horizontale Verschiebung der Modellbasis nach rechts wird nur links von S aufgetragen.

Aus dem oben skizzierten Ansatz ergeben sich als Randbedingungen zur Simulation der kontinentalen Kollision folgende horizontale Verschiebungen: $u_x = u_x(x)$ am linken Modellrand und dem linken Teil der Krustenbasis und $u_x = 0$ (d.h. Knoten sind gesperrt) am rechten Modellrand und dem rechten Teil der Krustenbasis. Im Gegensatz zu den oben zitierten Arbeiten werden bei den hier beschriebenen Modellierungen jedoch gleichzeitig auch vertikal orientierte isostatische Kräfte (vgl. 2.6) und Ausgleichkräfte für Massenverlust bzw. -zuwachs an den Modellrändern (vgl. 2.7.1) als mechanische Randbedingungen aufgetragen.

2.2 Grundlagen und Anwendung der Finite-Elemente Methode

2.2.1 Numerische Modellierungen

Mit der Entwicklung und Verfügbarkeit leistungsfähiger Computer haben sich numerische Lösungsverfahren zur Modellierung des physikalischen Verhaltens von Strukturen beliebiger Geometrie etabliert. Die Vielzahl der heute eingesetzten numerischen Modellierungsmethoden ergibt sich aus Unterschieden in der mechanischen Formulierung (Kontinuumsmechanik, Diskontinuumsmechanik), in der Art der Zeitintegration (implizit, explizit) und in der Ortsdiskretisierung (Finite Differenzen, Finite Elemente u.a.). Von diesen Grundlagen wird schließlich die Eignung der jeweiligen Methode für eine Modellierung geodynamischer Prozesse bestimmt.

Kontinuumsmechanik

Die am weitesten verbreiteten Methoden (Finite Elemente u.a.) beruhen auf den Gesetzen der Kontinuumsmechanik. Modelliert wird hier prinzipiell das mechanische Verhalten innerhalb zusammenhängender Strukturen, die weder mit anderen Körpern in Interaktion treten, noch intern diskrete Bruchflächen ausbilden können. In Analogie zu den mechanischen Modellen lassen sich mit Kontinuumsmethoden auch Temperaturfelder und weitere physikalische Feldgrößen simulieren.

Die Möglichkeiten der Verwendung komplexer Materialgesetze und einer Kopplung mit Temperaturfeldberechnungen lässt kontinuumsmechanische Modellierungsmethoden zur Simulation der duktilen Deformation in der Erdkruste hervorragend geeignet erscheinen. Die den Sprödbereich der Kruste dominierende Deformation entlang diskreter Störungen läuft dagegen einer kontinuumsmechanischen Beschreibung grundsätzlich zuwider. Materialien, die auf die herrschenden Bedingungen mit Sprödbbruch reagieren, müssen somit als Ersatzkontinuum (Detournay & St.John 1985) beschrieben werden. Der entfestigende Effekt von Bruchstrukturen wird bei sogenannten verschmierten Materialmodellen durch die Verwendung von Materialgesetzen berücksichtigt, deren resultierende Festigkeit weit unter der eines ungestörten Kontinuums des betreffenden Materials liegt.

Finite Elemente Methode (FEM)

Die Finite Elemente Methode (FEM) hat eine große Verbreitung gefunden und sich im Bereich der Ingenieurwissenschaften als Standardverfahren etabliert. Ausgehend von kontinuumsmechanischen Ansätzen ist die FEM ein bereichsweise angewandtes numerisches Näherungsverfahren: Die das Materialverhalten charakterisierenden Differentialgleichungen werden numerisch gelöst und beziehen sich im Gegensatz zu klassischen Ansätzen nur auf einen Teilbereich der zu modellierenden Struktur.

Der Berechnung des Materialverhaltens auf Basis der Kontinuumsmechanik liegen Differentialgleichungen zugrunde, die das Verhalten einer speziellen Struktur unter einer Belastung für einen differentiell kleinen Teilbereich beschreiben. Die Lösung der Differentialgleichungen besteht in einer Feldfunktion, die im Falle mechanischer

Berechnungen die Verschiebungen abhängig von deren Raumkoordinaten innerhalb der Struktur definiert (Verschiebungsfunktion); eine analoge Funktion (Temperaturfeld) beschreibt bei thermischen Berechnungen die Verteilung der Temperaturen.

Die gesuchten Feldfunktionen können nur für Strukturen mit einfachster Geometrie analytisch ermittelt werden. Für komplexere Strukturen sind numerische Lösungswege erforderlich, bei denen zunächst ein Lösungsansatz (Ansatzfunktion) aufgestellt wird. Eine derartige Ansatzfunktion besteht aus einer definierten Formfunktion und variablen Koeffizienten (z.B. Schwarz 1991). Durch die numerische Lösung eines Gleichungssystems werden die unbekanntenen Koeffizienten und damit eine Näherungslösung für die jeweilige Feldfunktion ermittelt. Weitere Ergebnisgrößen können dann durch Ableitung der Feldfunktion nach den Koordinaten bestimmt werden.

Die das Verhalten einer Struktur definierenden Differentialgleichungen werden mit zunehmend differenzierter Geometrie komplexer. Infolgedessen scheitern nicht nur analytische Lösungsversuche rasch, auch die Ansatzfunktion für eine numerische Lösung wird komplexer und muss eine Vielzahl von Freiheitsgraden bieten. Eine Alternative ist die Abkehr von einer einzigen Ansatzfunktion für die Gesamtstruktur (wie sie klassische numerische Verfahren kennzeichnet) und stattdessen die Untergliederung der Struktur in einzelne, geometrisch einfache Teilbereiche, die sich mit einer einheitlichen und einfachen Formfunktion beschreiben lassen. Die FEM macht sich diese Möglichkeit zunutze, wobei die sogenannten Knoten, die benachbarte Elemente miteinander verbinden, mit ihren Freiheitsgraden für Kontinuität zum Nachbarelement sorgen.

Das numerische Näherungsverfahren selbst kann auf verschiedenen Prinzipien beruhen. Beim Differenzenverfahren werden die zugrundeliegenden Differentialgleichungen direkt in ein Gleichungssystem überführt. Im Gegensatz dazu wird bei der FEM ein Integralausdruck minimiert. Beim sogenannten RITZ-Verfahren (Ritz 1909; Schwarz 1991) wird ein Minimum der potentiellen Energie π gefordert, die als Summe der potentiellen Energie der einzelnen Elemente eine Funktion des Knotenverschiebungsvektors $\{u\}$ ist. Aus der Extremalbedingung

$$\frac{\partial \pi \{u\}}{\partial \{u\}} = 0 \quad \text{Gl. 2}$$

kann dann das Gleichungssystem zur Bestimmung von $\{u\}$ abgeleitet werden (z.B. Müller et al. 1995):

$$[K] \cdot \{u\} = \{F\} \quad \text{Gl. 3}$$

Die Matrix $[K]$ enthält die Koeffizienten des Gleichungssystems, die sich aus Material- und Geometriedaten zusammensetzen. $[K]$ wird gewöhnlich als Gesamtsteifigkeitsmatrix (Schwarz 1991) bezeichnet. Der Lastvektor $\{F\}$ enthält die an das Modell angelegten Lasten. Gl. 3 ist für statische Berechnungen gültig und korrespondiert im einfachsten Fall mit einem linearen Gleichungssystem. Nichtlineares Verhalten tritt auf, wenn $[K]$ von der Lösung des Gleichungssystems abhängt und somit $[K] = [K(\{u\})]$ gilt. In der vorliegenden

Arbeit basieren sowohl die mechanischen als auch die thermischen Modellrechnungen auf nichtlinearen Gleichungssystemen. Im mechanischen Modell ergeben sich Nichtlinearitäten zum einen aus großen Verformungen (geometrische Nichtlinearität), zum anderen aus den Materialgesetzen (Materialnichtlinearität). Im ersten Fall erreichen die Verformungen solche Beträge, dass sie die Gesamtsteifigkeitsmatrix und den Lastvektor signifikant beeinflussen. $[K]$ und $\{F\}$ müssen dann für die aktualisierte Lage der Knoten (anstelle ihrer Ausgangslage) bestimmt werden. Materiallinearitäten ergeben sich aus einer Materialbeschreibung (vgl. Kap. 2.4), bei der sich Spannungen und Verformungen nicht linear verhalten, und tritt bei allen verwendeten Materialgesetzen auf.

Nichtlineare Gleichungssysteme sind nur iterativ zu lösen, indem zunächst eine Lösung $\{u_i\}$ für die initiale Matrix $[K_0]$ berechnet wird. Iterationen bestimmen dann für die veränderten Matrizen $[K_i]$ Lösungen $\{u_{i+1}\}$ bis deren Abweichungen untereinander in einem definierten Toleranzbereich liegen.

In dynamischen Berechnungen wird der transiente Zustand eines Systems zu einem bestimmten Zeitpunkt unter der Last $\{F(t)\}$ berechnet, ohne dass ein Gleichgewichtszustand erreicht ist. Gl. 3 muss hierbei mittels einer Massenmatrix $[M]$, einer Dämpfungsmatrix $[C]$ und den Vektoren, die die zeitlichen Ableitungen der Knotenverschiebungen beschreiben, erweitert werden.

$$[M] \cdot \{\ddot{u}\} + [C] \cdot \{\dot{u}\} + [K] \cdot \{u\} = \{F(t)\} \quad \text{Gl. 4}$$

Sowohl die mechanischen als auch die thermischen Berechnungen für eine Abfolge spezifizierter Zeitschritte sind transienter Natur. Die initiale Berechnung eines equilibrierten Temperaturfelds stellt dagegen eine statische Berechnung dar.

Zeitintegration

Bei der FEM kann die Zeitintegration mit dem beschriebenen impliziten, aber auch mit einem expliziten Ansatz erfolgen. Bei der Gestaltung der hier vorgestellten Modelle waren die unterschiedlichen Eigenschaften beider Ansätze wegen des Charakters orogener Deformation von Bedeutung: diese ist von vergleichsweise hoher Verformungsintensität bei äußerst geringen („geologischen“) Verformungsraten gekennzeichnet - eine Kombination, die weder mit der einen, noch mit der anderen Form zufriedenstellend zu beschreiben ist.

Bei der klassischen, impliziten FEM (z.B. Ansys®) werden die Freiheitsgrade synchron durch die Lösung eines großen Gleichungssystems bestimmt (vgl. oben). Bei dynamischen Analysen kann dabei der Zeitschritt beliebig groß gewählt werden. Nichtlinearitäten, die sich aus der Deformation der Struktur selbst oder den gewählten Materialgesetzen ergeben, erfordern eine iterative Lösung der Gleichungssysteme. Die praktische Folge sind lange Rechenzeiten und eine begrenzte Eignung der Methode für große Verformungen.

Eine explizite Zeitintegration (z.B. bei LS-DYNA®) erlaubt dagegen eine sehr schnelle und auch bei extremer Deformation stabile Lösung des Freiheitsgradproblems (Hallquist et al. 1993; 1994). Da die Modellknoten einzeln nacheinander abgearbeitet werden, ist kein Gleichungssystem und bei Nichtlinearität kein iterativer Lösungsalgorithmus vonnöten.

Anwendungen in der Geodynamik werden jedoch vor allem dadurch erschwert, dass die explizite Zeitintegration wegen des sequentiellen Lösungsschemas einen maximalen Zeitschritt bedingt, der eine gegenseitige Beeinflussung der Knoten ausschließt (Hallquist et al. 1993). Diese von Dichte und Elementgröße abhängige Größe liegt bei typischen Anwendungen meist im Bereich von 10^{-6} bis 10^{-3} s, für plattentektonische Dimensionen bestenfalls im Sekundenbereich. Obwohl Analysen mit mehreren hunderttausend Zeitschritten nicht ungewöhnlich sind, ist eine Zeitskalierung um einen Faktor vor mindestens 10^8 notwendig, um Prozesse in geologischen Zeitdimensionen von 1Ma oder länger modellieren zu können. Entsprechend müssten zeitabhängige Materialgesetze umskaliert werden.

Die schwerwiegenden Einschränkungen in der Anwendbarkeit von LS-DYNA3D® ließen schließlich anstelle expliziter Gleichungslösung eine Konzentration auf die Erstellung eines Remeshing-Moduls für klassisch-implizite FE Modelle ratsam erscheinen.

2.2.2 Praktische Durchführung von FE - Analysen

Bei der praktischen Arbeit mit der FEM lassen sich als Arbeitsschritte (1) die Idealisierung der Problemstellung, (2) der Aufbau des FE-Modells, (3) die numerische Gleichungslösung und schließlich (4) eine abschließende Ergebniskontrolle und -verarbeitung unterscheiden. Mit Ausnahme der (gedanklichen) Idealisierung spiegeln sich die Punkte dieser Gliederung in den Modulen „Preprocessing“, „Solution“ und „Postprocessing“ in der Architektur von Ansys® und anderen FE-Programmen wieder.

Idealisierung

Der Aufbau eines numerischen Modells erfordert zunächst eine Idealisierung der zugrundeliegenden Problemstellung und Geometrie. Ziel dieses Schrittes ist es, durch Vereinfachung und Abstraktion aus den komplexen Verhältnissen in der Natur ein auf die wesentlichen Eigenschaften und Prozesse konzentriertes Modell zu gewinnen. Die räumliche Idealisierung einer dreidimensionalen Struktur beginnt mit der Auswahl des zu modellierenden Bereichs (hier der Erdkruste). In Abhängigkeit von der Fragestellung kann das Verhalten einer dreidimensionalen Struktur gegebenenfalls hinreichend durch einen zweidimensionalen Schnitt (hier parallel zur Verkürzungsrichtung unter der Annahme ebener Verformung) simuliert werden; bei 3D-Modellen können eventuell Symmetriebeziehungen ausgenutzt werden, um die Modellierung auf einen Teil der Gesamtstruktur zu reduzieren (vgl. Kap. 4.2).

Vereinfachungen sind des weiteren bei der Beschreibung des Materials vonnöten: bezogen auf die Materialverteilung kann die lithologische Heterogenität der Erdkruste nicht abgebildet werden und das Materialverhalten muss über weite Zustandsbereiche mit wenigen idealisierten Materialgesetzen beschrieben werden. Durch die Einschränkung des Modells auf einen kleinen Teilbereich des Gesamtsystems „Erde“ sind zwangsläufig auch die Randbedingungen und Lasten, die auf diesen einwirken (Verschiebungen, Wärmeflüsse etc.), vereinfachenden Annahmen unterworfen.

Bei der zeitlichen Idealisierung wird entschieden, ob ein Prozess als einmaliges Ereignis statisch modelliert werden kann (hier z.B. „steady-state“-Berechnung der initialen

Temperaturfelds, vgl. Kap. 2.5) oder ein transientes Modell mit aufeinanderfolgenden Lastschritten erfordert. Spielt die Temperatur eine Rolle für das mechanische Verhalten, muss schließlich geklärt werden, ob eine Advektion des initialen Temperaturfelds genügt oder eine dynamische Kopplung von Temperatur- und Strukturberechnungen erfolgen soll.

Modellaufbau - „Preprocessing“

Im Preprocessing-Modul eines FE-Programms wird die idealisierte Aufgabenstellung, bisher ein gedankliches Modell, in ein FE-Modell umgewandelt. Zuerst ist die Gesamtstruktur räumlich zu diskretisieren, d.h. in Teilbereiche (Elemente) zu untergliedern. Die Elemente werden über sogenannte Knoten definiert, die ihre Eckpunkte und eventuell weitere Punkte entlang ihrer Kanten darstellen. Im Vergleich zur Gesamtstruktur ist die Geometrie der einzelnen Elemente einfach, im zweidimensionalen Fall sind drei- und viereckige Typen verfügbar, für dreidimensionale Modelle quader- und tetraederähnliche Formen. Genauere Ergebnisse liefern tendenziell Elemente, die von rechtwinkligen Formen abgeleitet sind, zusätzliche Knoten besitzen und keine zu spitzen Winkel sowie ein möglichst ausgeglichenes Seitenverhältnis aufweisen. Die Auflösung und Genauigkeit der Ergebnisse hängt zudem vom Verhältnis zwischen der Größe der Gesamtstruktur und der einzelnen Elemente ab. Es kann sinnvoll sein, in einem Modell Elemente unterschiedlicher Größe zu verwenden, eine feinere Vernetzung etwa in Bereichen, wo die Modellgeometrie komplex ist oder große Verformungen bzw. Spannungsgradienten zu erwarten sind (hier z.B. im Zentrum des Orogens).

Im zweiten Schritt des Preprocessing werden die Materialeigenschaften, die Materialgesetze und weitere physikalische Größen eines Elements beschrieben. Bei der Definition der physikalischen Materialeigenschaften (z.B. Dichte, Wärmeleitfähigkeit) können Datensätze für verschiedene Materialtypen festgelegt und bestimmten Elementen zugewiesen werden. Die im Krustenmodell verwendeten Materialtypen orientieren sich an der durchschnittlichen petrologischen Zusammensetzung der Ober- bzw. Unterkruste. Die Materialgesetze werden zunächst unabhängig vom Materialtyp definiert und dann wiederum bestimmten Elementen zugeordnet. Daraus ergibt sich beispielsweise die Möglichkeit, die Deformation der Oberkrustengesteine zum Teil durch ein sprödes, zum Teil durch ein duktileres Materialgesetz zu beschreiben. Bestimmte Elementtypen erfordern die Angabe weiterer, nicht materialspezifischer Eigenschaften über sogenannte „real constants“. Für die zur Beschreibung des isostatischen Ausgleichs verwendeten Elemente, welche Eigenschaften einer mechanischen Feder besitzen, muss beispielsweise eine Federkonstante definiert werden.

Der dritte Schritt des Modellaufbaus kann bei Ansys® entweder im Preprocessing- oder im Solution-Modul vorgenommen werden und besteht in der Definition von Randbedingungen und Lasten durch Sperren, Verschieben oder Koppeln von Freiheitsgraden bzw. das Aufbringen von Knoten-, Flächen-, Volumen- und Trägheitslasten; Freiheitsgrade beim mechanischen Modell sind die Verschiebungen in x-, y- und ggf. z-Richtung, beim thermischen Modell die Temperatur. Beim Festlegen von Randbedingungen wird einem Freiheitsgrad ein fester Wert zugewiesen, wodurch sich die Zahl der Unbekannten im Gleichungssystem verringert. Im mechanischen Modell können auf diese Weise Knoten

gegen Verschiebungen parallel zu bestimmten Achsen gesperrt oder definierte Verschiebungen erzwungen werden. Diese Vorgehensweise ist dort sinnvoll, wo das Modell durch externe, als starr angenommene Körper beeinflusst wird (z.B. Indenter, lithosphärischer Mantel bei Mantelsubduktion). Freiheitsgrade können zudem bezüglich bestimmter Achsen in ihrer Bewegung gekoppelt oder anderweitig zueinander in Beziehung gesetzt werden. Ein Beispiel hierfür sind die sogenannten „no-tilt-boundaries“, Modellränder, deren Knoten stets vertikal übereinander angeordnet sind, sich aber entlang dieser vertikalen Achsen frei bewegen können.

Beim Aufbringen von Lasten bleibt die Anzahl der Freiheitsgrade unbeeinflusst. Während Knotenlasten diskret auf einzelne Knoten wirken (z.B. Kräfte), richten sich Flächenlasten gegen Elementoberflächen bzw. alle angrenzenden Knoten (z.B. Drucke). Volumenlasten wirken auf den gesamten Elementkörper (z.B. Wärmequellen). Trägheitslasten schließlich sind spezielle Volumenlasten, die eine von der Dichte abhängige Beschleunigung bewirken (z.B. Schwerkraft).

Gleichungslösung - „Solution“

Aus den beim Modellaufbau definierten Daten wird die Gesamtsteifigkeitsmatrix erstellt. Bei Verwendung kommerzieller FE-Programme wird die Lösung des korrespondierenden Gleichungssystems von einem bereitgestellten Lösungsalgorithmus (Solver) übernommen. Während lineare Gleichungssysteme mit einfachen Wavefront-Solvern (z.B. Irons 1970) gelöst werden können, sind bei Nichtlinearitäten iterative Lösungsschemata vonnöten. Ansys® verwendet das NEWTON-RAPHSON Verfahren, bei dem die inneren Elementlasten bei iterativ aktualisiertem Verschiebungsvektor und einer darauf beruhenden Tangentenmatrix den aufgebrachten Lasten angenähert werden, bis ein Konvergenzkriterium erreicht ist (z.B. Bathe 1982).

In der Praxis ist im Solution-Modul des FE-Programms die Art der Berechnung (statisch, transient, dabei gegebenenfalls Wiederaufnahme einer unterbrochenen Berechnung) und, bei transienten Berechnungen, der Zeitschritt zu definieren. Bei nichtlinearen Berechnungen müssen zudem die Konvergenzkriterien für die iterative Lösung (dies kann für die Freiheitsgrade selbst und die korrespondierenden Kräfte erfolgen) und die maximale Anzahl der Iterationen bestimmt werden. Mit weiteren Parametern können u.a. die Berücksichtigung starker Verzerrungen und die zeitliche Verteilung der Belastung (volle Last zu Beginn des Lastschritts oder kontinuierliches „ramp loading“) gesteuert werden.

Ergebnisbearbeitung - „Postprocessing“

In diesen Bereich fällt die Kontrolle und Weiterverarbeitung der Ergebnisdaten. Neben einer allgemeinen Plausibilitätsprüfung lassen sich zur Ergebniskontrolle bestimmte numerische Größen verwenden, die eine direkte Basis für Fehlerrechnungen bilden. Der Fehler aus Diskretisierung und numerischer Lösung bewegt sich allerdings in Bereichen, die weit unterhalb der Unsicherheiten liegen, denen die Idealisierung (s.o.) und die Beschreibung der Materialeigenschaften bei geodynamischen Modellen unterworfen sind.

Die Ergebnisdateien einer FE-Analyse in Ansys® enthalten die Lösungen für die jeweiligen Freiheitsgrade (Verschiebungen, Temperatur) und über die Ansatzfunktion bestimmte abgeleitete Größen wie die Verformungen und Spannungen. Während sich die Ergebnisse für die Freiheitsgrade auf die Knoten des FE-Netzes beziehen, sind die abgeleiteten Größen zunächst naturgemäß elementbezogen. Zur Ergebnisdarstellung bieten sich Isolinien- bzw. Isoflächenplots an. Bei vektoriellen Größen hat sich auch eine Vektordarstellung bewährt, die z.B. das Spannungsfeld anhand mehrerer Komponenten illustrieren kann. Neben den einzelnen Spannungs- bzw. Verformungskomponenten stehen auch kombinierte Größen wie die Gesamtverformung nach VON MISES (Kohnke 1992) zur Verfügung. Andere Ergebnisse, wie z.B. die aktuelle metamorphe Fazies an einem Knotenpunkt, können extern berechnet werden und zur Darstellung wieder in das Postprocessing-Modul eingelesen werden.

Die Entwicklung einer Ergebnisgröße über die Zeit lässt sich für einzelne Netzknoten mittels eines eigenen Postprocessingmoduls verfolgen. Zur Visualisierung der gesamten Modellentwicklung haben sich außerdem zu bewegten Abfolgen animierte Isolinienplots bewährt. Animationen können auch zur Präsentation eines 3D-Modells anhand vieler, eng beieinanderliegender Schnitte verwendet werden.

2.2.3 Modellierungstechnik für kontinentale Kollisionen mit Ansys®

Ansys® Design Programming Language (ADPL)

Aus dem Charakter der Problemstellung ergibt sich für die Modellierung kontinentaler Kollisionszonen eine thermomechanisch gekoppelte, dynamische Analyse mit einer Vielzahl einzelner Zeitschritte. Hierbei wird vielfach zwischen den Preprocessing-, Solution- und Postprocessing-Modulen gewechselt, um Zwischenergebnisse in die Datenbasis für die folgenden Berechnungen einzubeziehen. Sowohl im thermischen als auch im mechanischen Modell treten Nichtlinearitäten auf, die eine rechen- und zeitintensive iterative Lösung erfordern. Es ist somit geboten, alle Abläufe in Eingabemakros zu definieren, die dann selbständig abgearbeitet werden können. Hierfür steht in Ansys® die umfangreiche Makrosprache ADPL zur Verfügung. Die Eingabeskripts sind unkomplizierte ASCII-Dateien, die erst mit ihrem Aufruf Aktionen des FE-Programms bewirken. Beispiele für Eingabeskripts sind im Anhang wiedergegeben.

Definition der Parameter (*.top-Dateien)

Die Architektur der Steuerprogramme für die FE-Analysen kontinentaler Kollisionszonen ist dreigeteilt aufgebaut. In der ersten Ebene werden alle Parameter festgelegt, die Geometrie, Materialeigenschaften und Randbedingungen des Modelldurchlaufs definieren. Eine Trennung von den folgenden beiden Ebenen (s.u.) erscheint ratsam, um Änderungen bei den aktuellen Parametern unabhängig von den zur Modellierung verwendeten Algorithmen zu gestatten (und umgekehrt) und die Modelldurchläufe übersichtlich zu dokumentieren zu können. In Tab. 1 sind die variablen Eingabeparameter ersichtlich.

Initiale Modellgeometrie		
dx	700000	Länge in x-Richtung
dy *	700000	Länge in y-Richtung
dzo	15000	Mächtigkeit Oberkruste
dzu	15000	Mächtigkeit Unterkruste
dzsd	6000	initiale Mächtigkeit Sprödbereich
Diskretisierungsoptionen		
elx	40	Anzahl Elemente in x-Richtung
ely*	25	Anzahl Elemente in y-Richtung
elzo	3	Anzahl Elementschichten Oberkruste
elzu	3	Anzahl Elementschichten Unterkruste
elzsd	1	Anzahl Elementschichten Sprödbereich
para	60	Anteil der Elemente im feiner vernetzten Zentralbereich
Optionen für mechanische Randbedingung und Lasten		
sxa	400000	x-Wert Subduktionslinie am vorderen Modellrand
sxb*	400000	x-Wert Subduktionslinie zweiter Punkt
syb*	-300000	y-Wert Subduktionslinie zweiter Punkt
syc*	-400000	y-Wert Subduktionslinie am linken Modellrand
xvsv	2000	orthogonaler Konvergenzanteil pro Zeitschritt
yvsv*	0	Konvergenzanteil parallel zur Subduktionslinie pro Zeitschritt
zeitpro	0.1	Zeitschritt
parw	0.25	Parameter Abbremsfunktion
parc*	0	Plattenrandkräfte an freien Modellrändern
pard*	1	Fixierung des hinteren Modellrands in y-Richtung
pare*	200	Fixierung des linken Modellrands in x-Richtung
parf*	0	Fixierung des rechten Modellrands in x-Richtung
Optionen für thermische Randbedingungen und Lasten		
heatflux	0.022	Wärmefluss an der Modellbasis
Optionen für externe Prozesse		
erolinks	1	Werteliste für Erosion links der Hauptwasserscheide
erorecht	1	Werteliste für Erosion rechts der Hauptwasserscheide

Tab. 1 Variable Eingabeparameter. Die mit * bezeichneten Variablen sind nur in den 3D-Modellen von Bedeutung. Die aktuellen Parameter sind jeweils in der Datei variable.dat einsehbar und können zu Beginn jedes Modelldurchlaufs erneut editiert werden.

Steuerungskript für Modellablauf (*.scr-Dateien)

Das Steuerungsscript übernimmt die variablen Parameter für die aktuelle Modellkonfiguration. Der Modellablauf selbst ergibt sich aus dem Nacheinander von Preprocessing, Solution und Postprocessing, der thermomechanischen Kopplung der Modelle und der wiederholten Durchführung der Neuvernetzungsalgorithmen. In den Steuerscripts werden direkt Befehle an Ansys® und das Betriebssystem gegeben oder Makros aufgerufen (s.u.).

Makrobibliotheken (*.mac-Dateien)

Hier ist die konkrete Umsetzung der Arbeitsschritte in einzelnen Makros ausgeführt, die von den oben beschriebenen Steuerschleifen aufgerufen werden. Tab. 2 gibt einen Überblick über die wichtigsten Makros im mechanischen Modell, Tab. 3 für das Temperaturmodell. Weitere wichtige Makros sind in Tab. 4 beschrieben.

Makro	Bedeutung
<i>S_Arrays</i>	Definition komplexer Dateistrukturen
<i>S_Ptact</i>	Aktualisierung des Materialgesetzes für sprödes Verhalten
<i>S_Eltyp</i>	Definition der Elementtypen, Materialeigenschaften und Materialgesetze im Strukturmodell
<i>S_Knoten</i>	Definition der Knotennummern und -positionen
<i>S_Elem</i>	Definition der Elemente bezogen auf Knotennummern
<i>S_Felem</i>	Definition der Federelemente für isostatischen Ausgleich
<i>S_Numset</i>	Definition numerischer Steuerparameter
<i>S_Fixbc</i>	Unveränderliche mechanische Randbedingungen: Symmetrieebene, gesperrte Ränder, Plattenrandspannungen, „no-tilt-boundaries“
<i>S_Bc</i>	Zeitlich veränderliche Randbedingungen: Basale Randbedingung für Plattenkonvergenz
<i>S_Spannen</i>	Vorspannen der Federelemente für Isostasie
<i>S_Solut</i>	Gleichungslösung für Strukturmodell

Tab. 2 Verzeichnis der wichtigsten Makros der mechanischen Modelle

Makro	Bedeutung
<i>T_Eltyp</i>	Definition der Elementtypen und Materialeigenschaften im thermischen Modell
<i>T_Knoten</i>	Definition der Knotennummern und -positionen
<i>T_Elem</i>	Definition der Elemente bezogen auf Knotennummern
<i>T_Numset</i>	Definition numerischer Steuerparameter
<i>T_Bc</i>	Thermische Randbedingungen und Lasten: Wärmefluss, Wärmeproduktion, Oberflächentemperatur
<i>Tl_Solut</i>	Gleichungslösung für initiales (statisches) Temperaturfeld
<i>T_Solut</i>	Gleichungslösung für transiente Temperaturfelder
<i>T_Kelvin</i>	Übergabe der Temperaturdaten an Strukturmodell
<i>T_Pt</i>	Bestimmung der aktuellen Geotherme

Tab. 3 Verzeichnis der wichtigsten Makros der thermischen Modelle

Makro	Bedeutung
<i>Savevar</i>	Übernahme der Eingabeparameter in Datenbasis
<i>Remesh</i>	Durchführung des externen Neuvernetzungsprogramms
<i>Tracking</i>	Durchführung des externen Programms zur Aktualisierung des Darstellungsnetzes
<i>Erosion</i>	Durchführung des externen Programms zur Berechnung der Erosion
<i>Zyklus</i>	Supermakro: führt wie *.scr-Datei eine Sequenz von mehreren Konvergenzschritten aus, wobei andere Makros aufgerufen werden.

Tab. 4 Weitere wichtige Makros

2.3 Neuvernetzungsalgorithmen (Remeshing)

Kollisionsorogene lassen sich im Gegensatz zu anderen geodynamischen Szenarien weder durch reine Kontinuumsmodelle mit geringer Deformation noch durch solche Modelle hinreichend beschreiben, bei denen eine starke Deformation auf wenige diskrete Störungsflächen beschränkt ist. Besonders im Bereich der duktilen Unterkruste kann die penetrative Deformation leicht mehrere hundert Prozent erreichen und übersteigt damit schnell die Grenzen impliziter Lösungsalgorithmen. Da auch eine explizite Lösungsfindung aufgrund des in Abschnitt 2.2.1 beschriebenen Zeitschrittproblems ungeeignet erscheint, hat sich eine modifizierte Form der klassisch-impliziten FEM als bester Ansatz zur Modellierung von Kontinent-Kontinent-Kollisionen herausgestellt.

Dabei wird die gesamte Deformationsgeschichte in einzelne Inkremente unterteilt, die als primär unabhängige Modellrechnungen nacheinander abgearbeitet werden. Remeshing bezeichnet die Neuvernetzung der Geometrie eines Finite Elemente Modells oder von Teilen desselben. Ziel dieser Operation ist es, ein stark deformiertes FE-Netz durch ein neues, noch unverformtes Netz zu ersetzen. Globale Remeshing-Algorithmen sind in Ansys® nicht verfügbar, da eine geometrieunabhängige Implementierung äußerst komplex ist. Allerdings ist es möglich, für die spezielle Modellgeometrie eines Krustenschnittes mit Hilfe externer Berechnungen eine Neuvernetzung in Ansys® durchzuführen und die Ergebnisse mehrerer Remeshingzyklen zu verwerten.

Die Entwicklung der externen Programme erfolgte mit der Programmiersprache HP-Pascal® und nimmt in den methodischen Weiterentwicklungen im Rahmen dieser Arbeit einen zentralen Platz ein. Zunächst wurde ein Programm entwickelt, das - ausgehend von der äußeren Geometrie des verformten Modells - ein neues, intern unverformtes Netz erstellt, welches den Initialzustand für die nächsten Berechnungsschritte bildet (Remeshing i.e.S.). Diese geometrische Operation wird in der Praxis entweder periodisch durchgeführt, z.B. nach jeweils 10km inkrementeller Krustenverkürzung, oder dann, wenn Teile des aktuellen FE-Netzes einen kritischen Verformungsbetrag aufgenommen haben. Nachdem das extern berechnete, neue Netz in Ansys® erstellt ist (Einlesen der Knotenkoordinaten in Preprocessing-Modul), wird das aktuelle Temperaturfeld auf die Knoten interpoliert und die Berechnungen können fortgesetzt werden.

Eine weitere Aufgabe des Remeshingalgorithmus ist das Mapping, das den geometrischen Bezug zwischen dem jeweils aktuellen FE-Netz und einem unabhängigen Darstellungsnetz festlegt. Das Darstellungsnetz wird beim ersten Einsatz des Remeshingalgorithmus erstellt, wobei die Position seiner Knoten, der sogenannten Markerpunkte, zunächst den Knoten des initialen und nun verformten FE-Netzes entspricht. Bei jedem weiteren Remeshing wird der Bezug zwischen neuem FE-Netz und Darstellungsnetz aktualisiert (vgl. Abb. 4).

Ein weiteres externes Programm ist notwendig, um die Aktualisierung des Darstellungsnetzes nach jedem einzelnen Berechnungsschritt (Tracking) durchzuführen. Die aktuellen Verschiebungs- und Temperaturbeträge, die im jeweiligen FE-Netz ermittelt werden, müssen hierbei auf die Markerpunkte des Darstellungsnetzes interpoliert werden. Innerhalb des Darstellungsnetzes wird zudem die finite Deformation berechnet. Da das Darstellungsnetz unabhängig vom gerade verwendeten FE-Netz fortlaufend aktualisiert

wird, ist es nach Abschluss eines Modelldurchlaufs möglich, sämtliche Ergebnisgrößen auf das Darstellungsnetz bezogen abzurufen. Für die Ergebnisaufarbeitung und –bewertung ergeben sich daraus interessante Möglichkeiten, die sowohl die Erstellung von Partikel- und pTt-Pfaden, als auch eine Visualisierung als animierte Bildsequenz beinhalten.

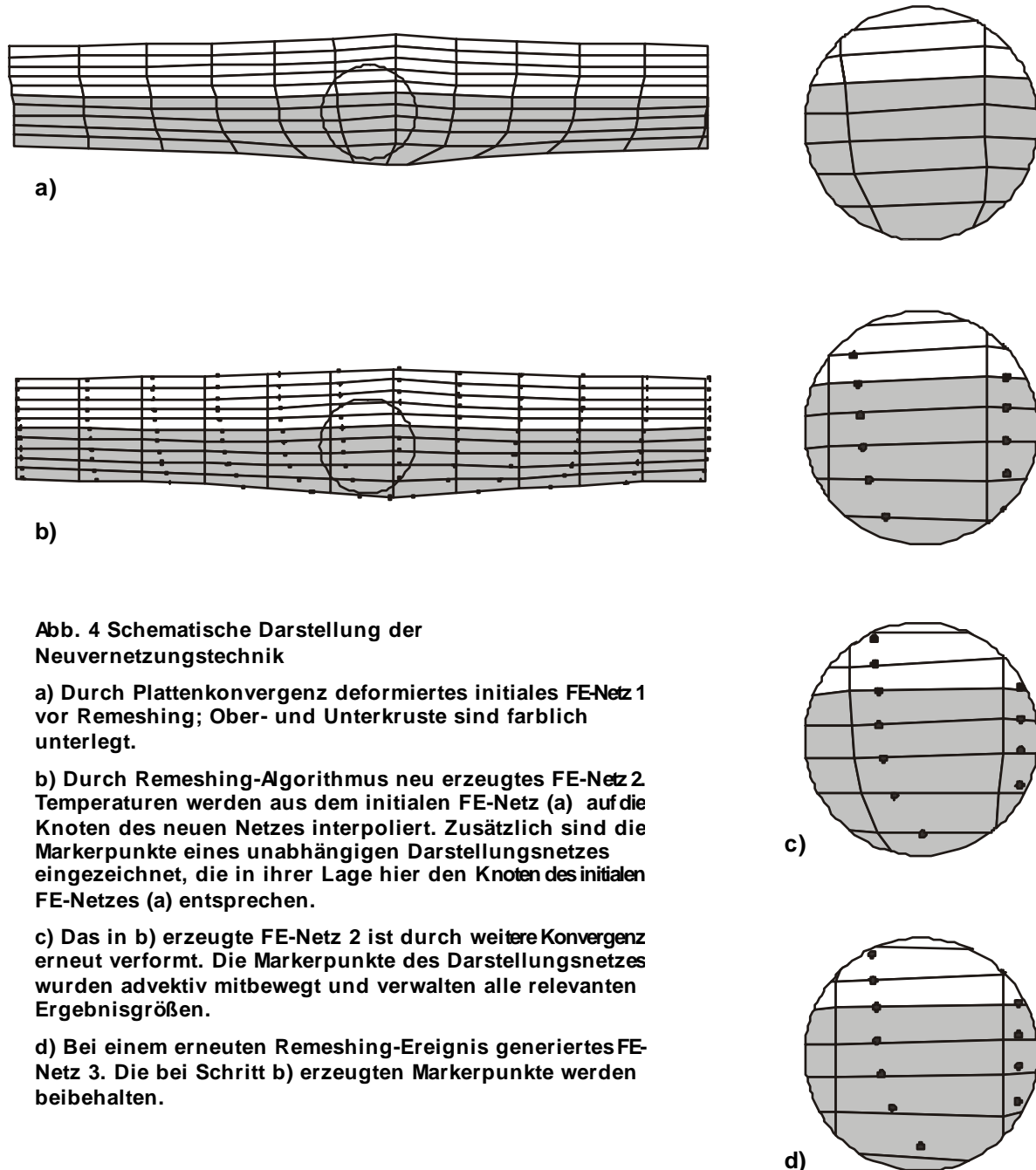


Abb. 4 Schematische Darstellung der Neuvernetzungstechnik

a) Durch Plattenkonvergenz deformiertes initiales FE-Netz 1 vor Remeshing; Ober- und Unterkruste sind farblich unterlegt.

b) Durch Remeshing-Algorithmus neu erzeugtes FE-Netz 2. Temperaturen werden aus dem initialen FE-Netz (a) auf die Knoten des neuen Netzes interpoliert. Zusätzlich sind die Markerpunkte eines unabhängigen Darstellungsnetzes eingezeichnet, die in ihrer Lage hier den Knoten des initialen FE-Netzes (a) entsprechen.

c) Das in b) erzeugte FE-Netz 2 ist durch weitere Konvergenz erneut verformt. Die Markerpunkte des Darstellungsnetzes wurden advektiv mitbewegt und verwalten alle relevanten Ergebnisgrößen.

d) Bei einem erneuten Remeshing-Ereignis generiertes FE-Netz 3. Die bei Schritt b) erzeugten Markerpunkte werden beibehalten.

2.3.1 Geometrische Neuvernetzung

Ziel dieser Operation ist das Erstellen eines neuen FE-Netzes, dessen äußere Geometrie der des bisherigen Netzes annähernd deckungsgleich ist. Die Geometrie der einzelnen Elemente soll dagegen einer Rechteck- bzw. Quaderform möglichst nahe kommen. Der Prozess wird prinzipiell unabhängig für jede Materialdomäne durchgeführt, so dass Materialgrenzen unbeeinflusst bleiben (vgl. Abb. 4b).

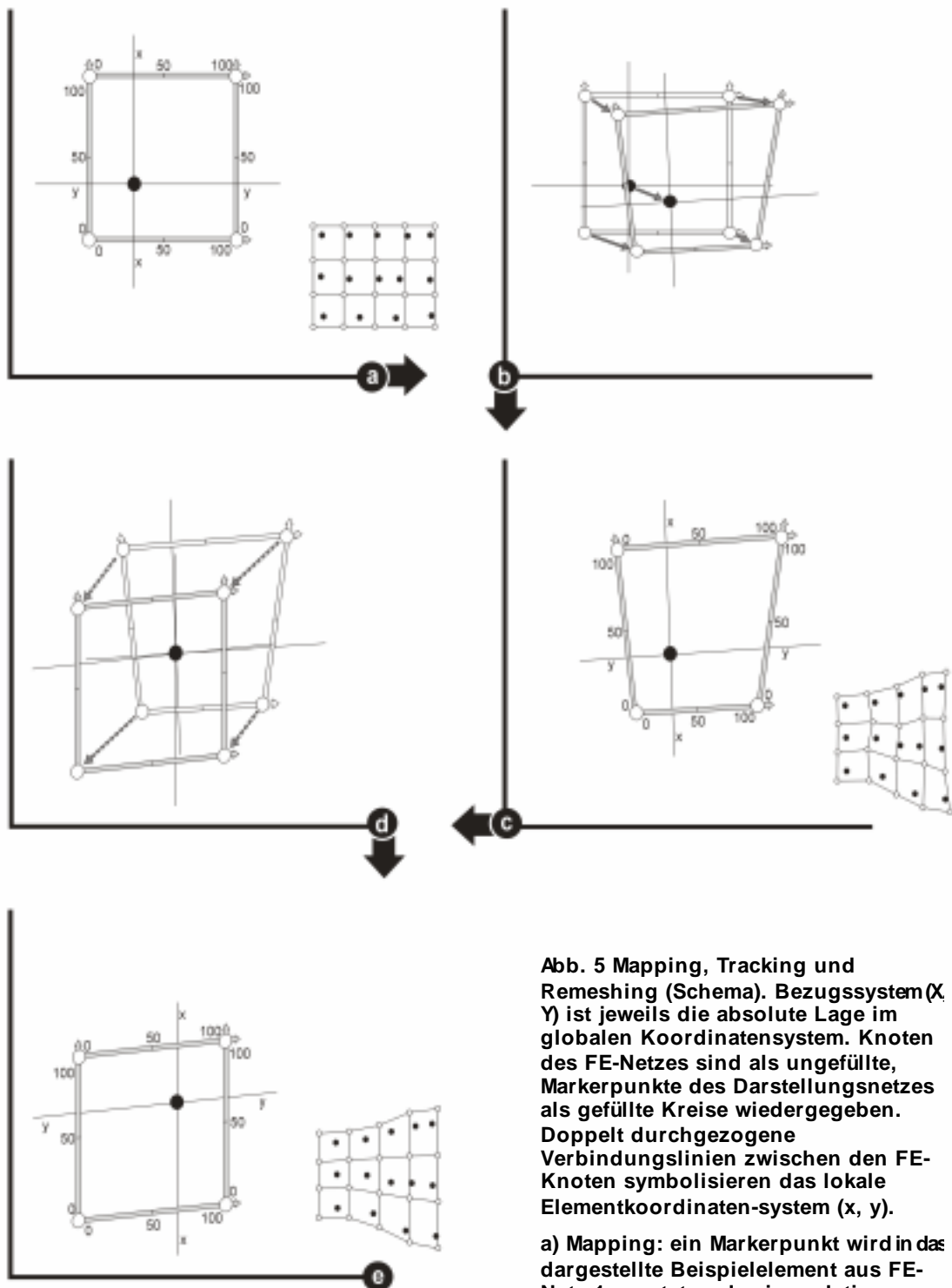


Abb. 5 Mapping, Tracking und Remeshing (Schema). Bezugssystem (X, Y) ist jeweils die absolute Lage im globalen Koordinatensystem. Knoten des FE-Netzes sind als ungefüllte, Markerpunkte des Darstellungszuges als gefüllte Kreise wiedergegeben. Doppelt durchgezogene Verbindungslinien zwischen den FE-Knoten symbolisieren das lokale Elementkoordinatensystem (x, y).

a) Mapping: ein Markerpunkt wird in das dargestellte Beispielement aus FE-Netz 1 gesetzt und seine relativen Koordinaten bestimmt.

b) FE-Netz 1 wird deformiert, die Verschiebung der Knoten entspricht einer Verschiebung von Materialpunkten. Der Markerpunkt wird advektiv mitbewegt.

c) Tracking: die absolute Position des Markerpunktes wird aus seinen relativen Koordinaten und der aktualisierten Lage der Knoten aus FE-Netz 1 bestimmt. Schritt b) und c) können im Wechsel wiederholt werden.

d) Remeshing: FE-Netz 1 wird durch FE-Netz 2 ersetzt. Die Verschiebungen der Knoten korrelieren nicht mit einer Verschiebung von Materialpunkten.

e) Mapping: der Markerpunkt wird an der in c) bestimmten absoluten Position in FE-Netz 2 gesetzt.

Zweidimensionale Modelle

Bei der Neuvernetzung eines 2D-Modells bilden die Ränder einer im Idealfall rechteckigen Materialdomäne den Ausgangspunkt. Auf diesen werden die ersten Knotenpunkte N_{ki} festgelegt, indem die Strecke zwischen den begrenzenden Eckpunkten (Referenzstrecke) durch die Punkte R_{si} in Segmente gleicher Länge unterteilt wird. Da der wahre Verlauf eines Modellrands jedoch einen multilinearen Verlauf haben kann, ist ein Knotenpunkt N_s durch den Schnittpunkt des entsprechenden Seitensegments mit der Geraden gegeben, die den Punkt R_s enthält und normal zur Referenzstrecke orientiert ist. In der Praxis können Abschnitte der Achsen des globalen Koordinatensystems als Referenzstrecke verwendet werden, wenn diese eine subparallele Lage zu den Modellseiten einnehmen. Die neuen Knoten werden multilinear zu einer neuen Modellseite verbunden. Daraus ergibt sich ein Interpolationsfehler, der entlang konkaver in einem Flächengewinn, im Bereich konvexer Modellseiten zu Flächenverlust führt. Der Umfang des Interpolationsfehlers korreliert mit der Segmentanzahl entlang einer Modellseite und lässt sich somit durch eine feine Diskretisierung minimieren.

Da die seitlichen Modellränder in den durchgeführten 2D-Modellen von horizontal gekoppelten bzw. fixierten Knoten gebildet werden, muss das Verfahren nur für die Basis und das Top jeder Materialdomäne durchgeführt werden. Zur Definition der Knotenpunkte N_{Fi} innerhalb der Materialdomäne genügt es, die Distanz zwischen oberem und unterem Randknoten in gleichen Abständen zu unterteilen. Auf diese Weise entstehen Reihen vertikal übereinanderstehender Knotenpunkte (vgl. Abb. 4b).

Dreidimensionale Modelle

Im dreidimensionalen Fall werden analog zum oben beschriebenen Ansatz die Außenkanten eines im Idealfall quaderförmigen Modellkörpers zuerst mit Knotenpunkten N_{ki} besetzt, indem eine Referenzstrecke durch die Punkte R_{ki} in Segmente gleicher Länge unterteilt wird. Wegen des multilinearen Verlaufs der Kante ist der Knotenpunkt N_k durch den Schnittpunkt des entsprechenden Kantensegments mit der Ebene gegeben, die den Punkt R_k enthält und normal zur Referenzstrecke orientiert ist.

Sind die Koordinaten der neuen Modellkanten (im dreigeteilten Krustenmodell insgesamt 24 Kanten) bestimmt, werden Knoten auf den dazwischenliegenden Außenseiten des Modells generiert. Die Geometrie dieser Außenseiten ist dabei zunächst nur für die Knotenpunkte selbst eindeutig definiert. Da jeder Knoten drei unabhängige Freiheitsgrade besitzt, entspricht die scheinbare Gliederung der Modelloberfläche in ebene Vierecke nicht den tatsächlichen Verhältnissen. In Wirklichkeit liegen die vier Knoten einer „Elementseite“ im allgemeinen Fall nicht auf einer Ebene, so dass zu einer geometrisch eindeutigen Beschreibung der Modelloberfläche mindestens ein zusätzlicher Punkt erforderlich ist. Die Definition eines zusätzlichen Punktes pro „Elementseite“ lässt die Modellaußenseite in Dreiecke unterteilt erscheinen. Diese werden von jeweils zwei Knoten und dem Mittelpunkt der angrenzenden Fläche (interpolierte Lage) gebildet.

Für die Definition der Knotenpunkte N_{si} auf den Außenseiten des Modellkörpers wird von einer Referenzfläche ausgegangen, die subparallel zur betreffenden Außenseite von den betreffenden globalen Koordinatenachsen aufgespannt wird. Auf der Referenzfläche wird für jede Gerade einer (parallel zu einer der Koordinatenachsen orientierten) Schar der

Schnittpunkt mit den korrespondierenden Modellkanten bestimmt. Die sich daraus ergebende Strecke wird in Abschnitte gleicher Länge aufgeteilt, woraus sich Scharen von Kurven ableiten lassen, deren Punkte durch ein konstantes Verhältnis der Abstände zu den Modellkanten gekennzeichnet sind. Derartige Kurvenscharen werden für beide Koordinatenachsen bestimmt. Durch die Schnittpunkte beider Systeme sind die Referenzpunkte R_{Si} definiert. Der Schnittpunkt zwischen der Normalen auf der Referenzfläche, die einen Punkt R_S enthält und der betreffenden Fläche auf der Modellaußenseite liefert schließlich den gewünschten Knotenpunkt N_{Si} .

Zur Bestimmung der Koordinaten für Knotenpunkte im Inneren des Modells muss das beschriebene Prinzip gedanklich um eine Dimension erweitert werden. Zwischen den Modellseiten liegen Systeme gekrümmter Flächen gleichen Abstandsverhältnisses. Mit den Schnittpunkten dreier unterschiedlich orientierter Flächensysteme sind die Knotenpunkte N_{Ri} definiert.

2.3.2 Mapping

Um die Deformation des Modells in mehreren per Neuvernetzung generierten FE-Modellen verfolgen zu können, wird ein unabhängiges, aus sogenannten Markerpunkten bestehendes Darstellernetz („Tracking grid“) benutzt. Als Grundlage hierfür dient die Anordnung der Knoten im initialen FE-Netz. Bis zur ersten Neuvernetzungsoperation sind FE-Netz und Darstellernetz identisch und alle Ergebnisse der FE-Modellierung können direkt auf das Darstellernetz übertragen werden.

Unter „Mapping“ wird eine Operation verstanden, bei der nach erfolgter Neuvernetzung die Markerpunkte in das nun verwendete FE-Netz eingehängt werden, bzw. in dieses „eingezeichnet“ werden. Hierfür werden zunächst Suchalgorithmen benötigt, die bestimmen, in welchem Element der jeweilige Markerpunkt zu liegen kommt. Daraufhin ist seine Lage innerhalb des ermittelten Elements adäquat zu beschreiben. Die beim Mapping gewonnenen Informationen, die die relative Lage jedes Markerpunkts im aktuellen FE-Netz definieren, werden gespeichert und dienen später beim Tracking (s.u.) dazu, die absolute Lage des Markerpunkts nach erneuter Deformation des FE-Netzes zu errechnen.

Zweidimensionale Modelle

Zur Bestimmung der relativen Lage von Markerpunkten M im zweidimensionalen FE-Netz werden Hilfsmittel der Vektorgeometrie verwendet. Zunächst sind Algorithmen vonnöten, die die Lage eines Punktes relativ zur Fläche eines beliebigen Vierecks mit den Eckpunkten $E_{1..4}$ überprüfen. Dazu wird die Summe der vier Winkel $\omega_{1..4}$ bestimmt, die von jeweils zwei Vektoren \overline{ME}_i aufgespannt werden. Für eine Lage innerhalb des betreffenden Vierecks gilt die Bedingung:

$$\sum_{i=1}^4 \omega_i = 2\pi$$

Gl. 5

Um Elemente zu überprüfen, die einen Eckpunkt mit überstumpfen Winkel ($>2\pi$) besitzen, ist zusätzlich ein analoger Algorithmus für Dreiecke erforderlich. Liegt ein Eckpunkt auf

einem von den übrigen drei Eckpunkten aufgespannten Dreieck, wird das Element in zwei Dreiecke aufgeteilt, die dann getrennt überprüft werden können.

Beim eigentlichen Suchalgorithmus werden die in Frage kommenden Elemente der Reihe nach durchlaufen und mit den beschriebenen Werkzeugen überprüft, ob sie den gegebenen Markerpunkt enthalten. Zur Beschleunigung dieses Verfahrens kann die Suche von den Elementen mit höchster Trefferwahrscheinlichkeit konzentrisch zu den weiter entfernten erfolgen. Aufgrund der bei der Neuvernetzung leicht veränderten Geometrie der Modellränder (vgl. 2.3.1) wird bei dieser Vorgehensweise für Markerpunkte, die in Bereichen konvexer Ränder liegen, kein zugehöriges Element gefunden. Diese werden deshalb vor Beginn der Suche direkt auf den Modellrand gesetzt. Der Betrag dieser Vertikalverschiebung wird gesondert gespeichert und beim Tracking wieder zur aktuellen Lage des Markerpunkts hinzuaddiert.

Ist das zutreffende Element identifiziert, wird die Lage des Markerpunkts in diesem bestimmt. Dazu wird aus einer Schar von Geraden, die den Schnittpunkt der Verlängerung von jeweils gegenüberliegenden Elementseiten enthält, diejenige ausgewählt, die durch den betreffenden Markerpunkt verläuft. Durch den Winkel bzw. Abstand zu den Elementseiten lässt sich die Lage des Punktes als Verhältnis relativ zu diesen angeben. Die relative Lage eines Markerpunktes im aktuellen FE-Netz ist somit im zweidimensionalen Fall durch die Elementnummer, zwei Quotienten und eine eventuelle Vertikalverschiebung exakt beschrieben.

Dreidimensionale Modelle

Die "Mapping"-Prozedur im 3D-Modell erfolgt prinzipiell analog zur oben beschriebenen Verfahrensweise. Allerdings muss hier unter der Annahme eines weiteren definierten Punkts pro Elementseite und eines Punkts in der Elementmitte gearbeitet werden, da die Elemente sonst nicht eindeutig als geometrische Körper aufgefasst werden können. Da geometrische Mittelpunkte nicht existieren, werden die entsprechenden Punkte bestimmt, indem die Raumlage der übrigen Eckknoten numerisch gemittelt wird: die Summe der Strecken zwischen Eckpunkten und gesuchtem Punkt erreicht im numerisch bestimmten Punkt ein Minimum. Bei annähernd homogener Verformung innerhalb eines Elements stellt die gewählte Vorgehensweise für die Zentralbereiche der Trackingzellen eine gute Annäherung an die tatsächlichen, über die Formfunktion des Elements zu bestimmenden Verschiebungen dar. In der Peripherie kann der Fehler jedoch sehr groß werden, wenn Mapping und Tracking allein auf der Basis numerischer Mittelwerte zwischen den Eckpunkten erfolgen.

Aus diesem Grund haben die Zellen des FE-Netzes, die in lokalen Koordinatensystemen Markerpunkte aufnehmen, vier Eckpunkte. Ihre tetraederähnliche Form muss im allgemeinen Fall bei beliebiger Lage der Eckpunkte als disphenoidisch bezeichnet werden. 24 dieser Disphenoide bauen ein komplettes „quaderoides“ Element auf, wobei jedes selbst von zwei Eckpunkten (FE-Knoten), vom „Elementmittelpunkt“ und einem „Seitenmittelpunkt“ aufgespannt wird (vgl. Abb. 6 a und b).

Ein dem zweidimensionalen Fall äquivalenter Suchalgorithmus durchläuft zunächst alle Disphenoide, die an den vom Markerpunkt räumlich nächstliegenden FE-Knoten grenzen. Die Entscheidung, ob ein Treffer vorliegt, kann wiederum mithilfe der Innenwinkelsumme

getroffen werden. Hierbei werden nun die Winkel im Raum aufaddiert. Wird unter den nächsten Anliegern kein passendes Disphenoid ermittelt, werden alle zu den angrenzenden Elementen gehörigen Körper durchlaufen usw.. Bei einem Treffer werden Elementnummer und die Position des Teilkörpers innerhalb des Elements abgelegt.

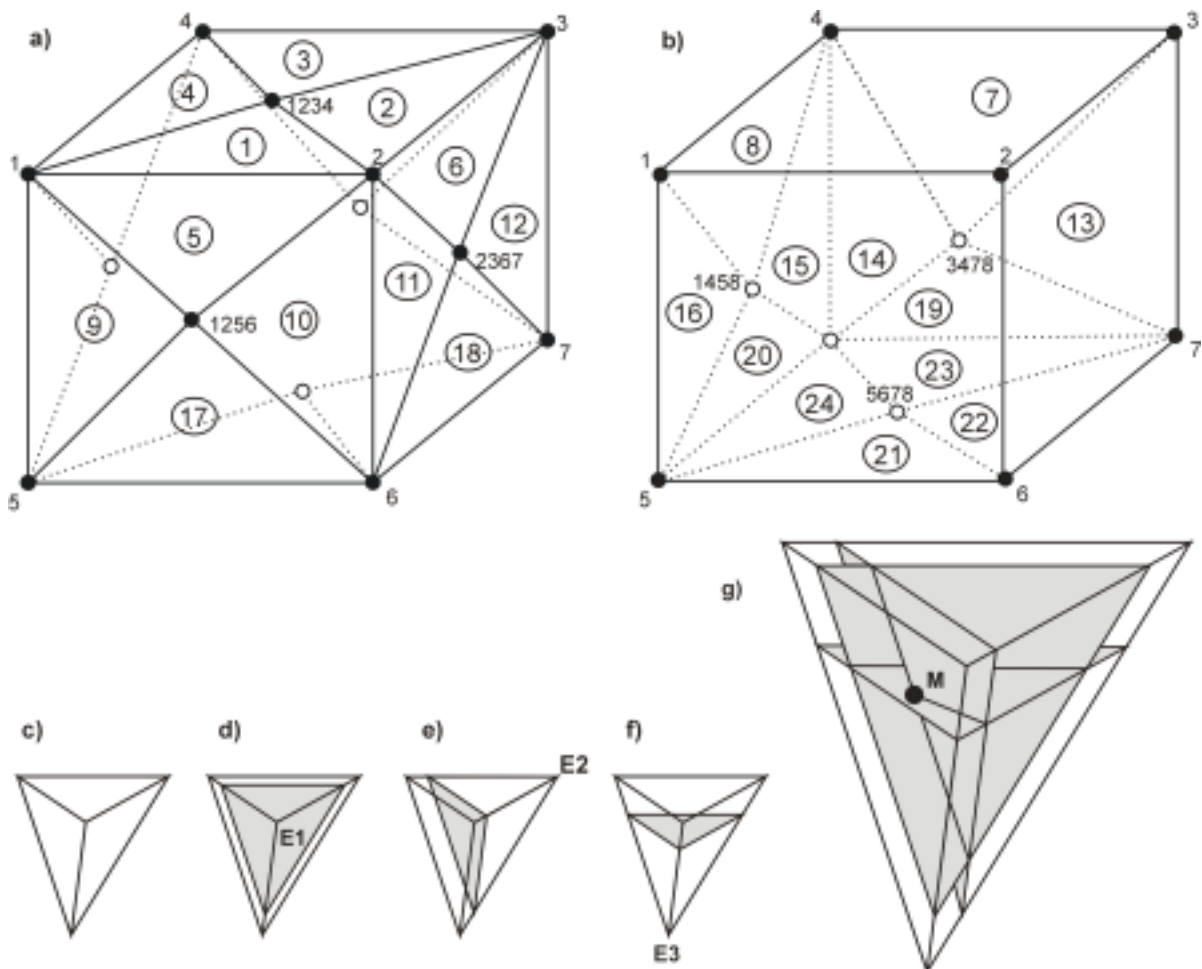


Abb. 6 Ortsbeschreibung in einem 8-Knoten-Element.

a) und b) Unterteilung eines 8-Knoten-Elements in 24 Disphenoide. Jeder dieser Körper wird von zwei Eckpunkten (z. B. Punkt 1 und 2 für Körper 1), einem Punkt auf der Elementseite (Punkt 1234 für Körper 1) und einem allen Körpern gemeinsamen Punkt im Elementzentrum (nicht dargestellt) aufgespannt.

c) bis f) In einem Disphenoid c) können durch zentrische Extension die kleineren, geometrisch ähnlichen Körper in d) bis f) erzeugt werden. Dabei wird ausgehend von jeweils einem Eckpunkt (E1 bis E3) eine zusätzliche Fläche (grau schattiert) gewonnen.

g) ein Markerpunkt M, der den Schnittpunkt der Flächen aus d) bis f) bildet, ist durch die drei zugehörigen Zerrungsfaktoren eindeutig definiert. Bei der beschriebenen Vorgehensweise werden in den einzelnen Zellen nichtorthogonale Koordinatensysteme verwendet, deren Achsen den Normalen dreier Seitenflächen des Disphenoids entsprechen.

Innerhalb eines Disphenoids kann die relative Lage eines Punktes durch drei Parameter eindeutig beschrieben werden (vgl. Abb. 6 c-g). Ausgehend von einem beliebigen Eckpunkt lassen sich durch zentrische Streckung ähnliche Disphenoide konstruieren. Ein im Inneren des Ausgangsdisphenoids gelegener Markerpunkt liegt stets auf der dem Eckpunkt gegenüberliegenden Fläche eines ähnlichen, kleineren Disphenoids. Das

Längenverhältnis zwischen beiden Disphenoiden bestimmt die Lage in einer Dimension, die zugehörige Koordinatenachse verläuft durch den gemeinsamen Eckpunkt und den Seitenmittelpunkt der gegenüberliegenden Dreiecksflächen. Wird die Lage entlang dreier, von verschiedenen Eckpunkten ausgehenden Koordinatenachsen bestimmt, ist die Raumlage des Punktes relativ zu allen vier Eckpunkten durch den Schnittpunkt dreier Dreiecksflächen, die im Inneren des Körpers liegen und parallel zu seinen Seiten orientiert sind, eindeutig bestimmt. Die beschriebenen Vorgehensweise entspricht einer Verwendung lokaler, nichtorthogonaler Koordinatensysteme, deren Achsen den Normalen dreier Seitenflächen des Disphenoids entsprechen.

2.3.3 Übertragung von Temperaturen und Vorspannungen

Durch eine Neuvernetzungsoperation i wird ein FE-Netz erstellt, dessen Knoten einen initialen Ortsvektor $\{n_i\}$ besitzen, der dem finalen Ortsvektor nach Abschluss des letzten Verschiebungsincrementes $\{u_{i-1}\}$ entspricht:

$$\{n_i\} = \{n_{i-1}\} + \{u_{i-1}\}$$

Gl. 6

Geometrisch ist damit Kontinuität zwischen den von Remeshingschritten unterbrochenen Verschiebungsincrementen gewährleistet. Dagegen werden die Entwicklung des internen Spannungszustands und des Temperaturfelds durch eine geometrische Neuvernetzung zunächst unterbrochen. Beim thermischen Modell können die zum Zeitpunkt der Neuvernetzung aktuellen und auf die neue Netzgeometrie interpolierten Temperaturen durch das Sperren sowohl der Verschiebungs- als auch der Temperaturfreiheitsgrade im Rahmen eines statischen Berechnungsschritts aktualisiert werden.

Beim mechanischen Modell führt dagegen eine Wiederaufnahme der Berechnungen unter konstanten Randbedingungen zu unerwünschten Effekten, die durch Korrekturschritte behoben oder eingeschränkt werden müssen: (1) nicht vollständig equilibrierte Spannungen aus vorangehenden Lastschritten gehen verloren; (2) durch verformungsratenabhängige Kriechgesetze beschriebenes Material wird nicht korrekt beschrieben, da die deformative Vorgeschichte nicht in die Materialbeschreibung eingeht; (3) die Simulation von Gravitation bewirkt einen Volumenverlust, egal ob die Schwerkraft explizit berücksichtigt oder mit dem „density-stripping“-Verfahren approximiert wird; (4) thermische Expansion des initial thermisch nicht belasteten Modells bewirkt einen Volumenzuwachs.

(1) Da der Spannungszustand zum Zeitpunkt der Wiederaufnahme der Berechnungen nach einem Neuvernetzungsschritt nicht als equilibriert angenommen werden kann, müssen strenggenommen Vorspannungen auf die GAUSS-Punkte der Elemente des FE-Netzes aufgebracht werden. Dies war in Ansys® bislang nicht möglich und wurde erst in der Version 5.6 (Auslieferung ab Mitte 2000) für einige Elementtypen realisiert. Für die zur Beschreibung von Kriechverhalten verwendeten Elementtypen besteht zur Zeit leider immer noch keine Möglichkeit, Vorspannungen zu definieren.

Testläufe haben allerdings gezeigt, dass eine deutliche Beeinflussung der Modellierungsergebnisse durch Vorspannungen bei Verwendung des im Materialgesetz EVISC implementierten, rein temperaturabhängigen Kriechgesetzes nur innerhalb einer

Zeitspanne von ca. 50000a zu beobachten ist. Bereits nach dieser Zeitspanne können die Unterschiede zwischen einem ungestörten und einem durch einen Neuvernetzungsschritt unterbrochenen Spannungsfeld vernachlässigt werden. Aus dem geschilderten Sachverhalt ergibt sich die Forderung, die Anzahl der Remeshingschritte im Bezug auf die Gesamtzeit des Modelldurchlaufs gering zu halten. Im Zuge der Weiterentwicklung des Ansys®-Programmpakets ist in naher Zukunft mit einer exakten Lösung dieses methodischen Problems zu rechnen.

(2) Die auf Basis des Power-Law Kriechens mit dem Materialgesetz ANAND beschriebenen Materialien verhalten sich, wenn die Gesamtverformung in einzelne Inkremente unterteilt wird, zu steif. Der Grund hierfür liegt im fehlenden „Gedächtnis“ der Materialbeschreibung für die bisher erfolgte Verformung, die in der Regel in „strain softening“ resultieren sollte. Anstatt ein Materialgesetz mit „Gedächtnis“ (flow with memory, vgl. z.B. Fullsack 1995) zu verwenden, muss das Power-Law Kriechgesetz daher auf ein temperaturabhängiges Fließgesetz (flow without memory) reduziert werden, um die Abbildung einer kontinuierlichen Deformationsgeschichte zu gewährleisten (vgl. hierzu Kap. 2.4.3).

(3) Der isostatische Ausgleich hat entscheidenden Einfluss auf Geometrie und Verformung des resultierenden Modellorogens. Wie unter 2.6 näher beschrieben, können die isostatischen Kräfte, die auf die Modellkruste wirken, mithilfe der Gravitationskraft selbst oder vereinfachend über Ausgleichskräfte an Dichtegrenzflächen („density-stripping“-Methode) berücksichtigt werden. In beiden Fällen kommt es in gegenüber der Referenzkrustenmächtigkeit verdickten Bereichen zu kompressiven Kräften zwischen Erdoberfläche und Krustenbasis, die bei einer nicht vorgespannten, d.h. gravitativ equilibrierten Kruste in einer vertikalen Verkürzung resultieren. Die wiederholte gravitative Equilibrierung kann somit zu einem signifikanten und den natürlichen Verhältnissen zuwiderlaufenden Volumenverlust des Modells führen. Diese Problematik lässt sich annäherungsweise mit jeweils zwei zwischengeschalteten Korrekturschritten beheben. Im ersten Schritt wird das Modell, geometrisch dem finalen Stadium vor der Neuvernetzung nachempfunden, den jeweils zur Simulation der Isostasie verwendeten Kräften ausgesetzt. Eine Kompensation der Krustenverdickung durch laterale Verschiebungen darf in diesem Korrekturschritt nicht stattfinden, somit müssen alle horizontalen Freiheitsgrade der Modellknoten gesperrt werden. Unter der Annahme, dass die gravitative Kompaktion des überwältigenden Anteils der Krustengesteine über einen Zeitraum erfolgt, der das modellierte Zeitfenster bei weitem übersteigt, können orogen induzierte Modifikationen des lithostatischen Drucks vernachlässigt werden und mit einem statischen Lastschritt gerechnet werden. Aus den resultierenden vertikalen Verschiebungen können dann korrigierte z-Koordinaten für die Modellknoten mit einem Ortsvektor

$$\{n_i\}' = \{n_i\} - k \{u_{\text{korr}}\}$$

Gl. 7

ermittelt werden. Im zweiten Schritt wird dann das modifizierte FE-Netz $\{n_i\}'$ erneut unter den oben beschriebenen Randbedingungen den isostatischen bzw. gravitativen Lasten ausgesetzt. Dieses Verfahren kann automatisch wiederholt eingesetzt werden, wenn die

Differenzen zwischen dem resultierenden FE-Netz $\{n_i\}$ und dem initialen, unbelasteten Netz $\{n_0\}$ einen Toleranzwert überschreiten.

(4) Beim neuvernetzten Modell fehlen nicht nur die mechanischen Vorspannungen, auch die aufgetragenen Temperaturen bzw. thermischen Spannungen führen erst beim ersten Lastschritt zu einer thermischen Expansion. Thermische Spannungen können aus den Temperaturfelddaten berechnet und z.B. als Drucke auf die Elemente des mechanischen Modells aufgetragen werden. Generell wirkt der initiale Volumenzuwachs beim Auftragen des Temperaturfelds dem gravitativen Volumenverlust entgegen. Wird das aktuelle Temperaturfeld mit den thermischen Spannungen gleichzeitig mit den Kräften zur Simulation der Isostasie aufgebracht, können beide Effekte im Rahmen der oben beschriebenen Korrekturschritte annähernd ausgeglichen werden.

2.3.4 Tracking

Die Bestimmung der absoluten Lage der Markerpunkte und daraus abgeleitet der finiten Deformation des Darstellernetzes nach jedem Lastschritt wird als „Tracking“ („Mitziehen“) bezeichnet. Für diese Operation werden zum einen die aktuellen Verschiebungen des FE-Netzes, zum anderen die im Mapping gewonnenen Informationen über die relative Lage der Markerpunkte benötigt. Es wird davon ausgegangen, dass die in einem Element zum Zeitpunkt des Tracking erfolgte Deformation homogen verteilt ist und die Verschiebung eines Markerpunkts somit direkt mit der der angrenzenden Eckpunkte korreliert. Die mathematische Vorgehensweise bei der Bestimmung der Verschiebungen ist demnach sinngemäß invers zu der des Mapping und braucht hier nicht näher erläutert werden.

Verschiedene weitere Ergebnisgrößen können dem Datensatz eines aktualisierten Markerpunkts als zusätzliche Information angegliedert werden. Dies sind zum einen Ergebnisse anderer Freiheitsgrade des FE-Modells (z.B. Temperatur), deren Werte auf das Darstellernetz interpoliert werden müssen. Des Weiteren können aus der Geometrie des verformten Darstellernetzes für jeden einzelnen Markerpunkt weitere Größen wie die finite Deformation oder der lithostatische Druck berechnet werden und miteinander kombiniert weitere Ergebnisgrößen liefern (z.B. metamorphe Fazies).

Finite Verformung als Ergebnisgröße

In der Praxis kann die Verformung oder Verzerrung als Ergebnisgröße entweder aus den Ansys®-Ergebnisdateien entnommen werden oder direkt aus dem verformten Darstellernetz berechnet werden. Im ersten Fall muss allerdings aufgrund der Abfolge verschiedener FE-Netze jede einzelne Verformungskomponente auf das Darstellernetz interpoliert werden und dort zur bereits erfolgten Verformung addiert werden. Bei den 2D-Modellen wurde dieser Weg z.T. gewählt.

Im Hinblick auf die komplexere Geometrie der 3D-Modelle und das Ziel, wiederholte Interpolationsfehler zu vermeiden, wurde bei den 3D-Modellen und der Mehrzahl der 2D-Modelle eine direkte Berechnung aus dem Darstellernetz bevorzugt. Dabei sind die longitudinale ϵ_n bzw. die Scherverzerrung ϵ_s wie folgt definiert:

$$\varepsilon_n = \frac{\Delta l}{L} = \frac{l - L}{L} \quad \text{Gl. 8}$$

$$\varepsilon_s = \frac{1}{2} \tan \psi = \frac{1}{2} \tan \left(\mu - \frac{\pi}{2} \right) \quad \text{Gl. 9}$$

L bezeichnet eine Strecke parallel zu einer der Koordinatenachsen vor und l nach der Deformation. Der Scherwinkel ψ beschreibt die durch die Deformation hervorgerufene Änderung des Winkels μ zwischen zwei initial senkrecht zueinander orientierten Materiallinien. Die Scherverzerrung wird als positiv definiert, wenn der Scherwinkel ψ zwischen initial entlang der positiven Koordinatenachsen orientierten Materiallinien negativ ist.

Der Verzerrungszustand in einem zweidimensionalen, aus unabhängigen Markerpunkten aufgebauten Darstellungsnetz kann durch Lösungen für die Zellen dieses Netzes oder für die Markerpunkte selbst dargestellt werden. Werden Lösungen für die Netzzellen berechnet, müssen diese für Isolinien- bzw. Isoflächen-Darstellungen in einem zweiten Schritt gemittelt werden, um Markerpunktlösungen zu erhalten.

Die Verzerrungsbeträge für die Markerpunkte können auch direkt aus der Position des betreffenden Punktes und seiner Nachbarn im Darstellungsnetz berechnet werden. Der Vergleich zwischen der Position der Markerpunkte vor (X_n, Y_n) und nach (x_n, y_n) der Deformation führt im zweidimensionalen Fall auf die folgenden Gleichungen für die Normal- und Scherverzerrungskomponenten:

$$\varepsilon_x = \frac{|x_{[h-1,v]} - x_{[h+1,v]}| - |X_{[h-1,v]} - X_{[h+1,v]}|}{|X_{[h-1,v]} - X_{[h+1,v]}|} \quad \text{Gl. 10}$$

$$\varepsilon_z = \frac{|z_{[h,v-1]} - z_{[h,v+1]}| - |Z_{[h,v-1]} - Z_{[h,v+1]}|}{|Z_{[h,v-1]} - Z_{[h,v+1]}|}$$

$$\varepsilon_{xz} = \frac{1}{2} (\tan \psi_{[h+1,v+1]} - \tan \psi_{[h+1,v-1]} + \tan \psi_{[h-1,v-1]} - \tan \psi_{[h-1,v+1]}) \quad \text{Gl. 11}$$

Die Indices bezeichnen dabei die relevanten Nachbarpunkte anhand ihrer relativen Lage zum Markerpunkt $M_{[h,v]}$ im Darstellungsnetz. Modifizierte Gleichungen beschreiben die Verzerrungskomponenten von Knoten, die am Rand des Darstellungsnetzes liegen, wobei hierbei weniger als vier Netzpunkte in die Berechnung eingehen. Im dreidimensionalen Fall wird ε_y auf die gleiche Weise wie ε_x and ε_z berechnet (Gl. 10), die Scherverzerrungskomponenten ε_{xy} und ε_{yz} analog zu ε_{xz} (Gl. 11). Mit sechs unabhängigen Verzerrungskomponenten ist der Verzerrungstensor E vollständig definiert.

$$E = \begin{pmatrix} \varepsilon_{11} & \varepsilon_{12} & \varepsilon_{13} \\ \varepsilon_{21} & \varepsilon_{22} & \varepsilon_{23} \\ \varepsilon_{31} & \varepsilon_{32} & \varepsilon_{33} \end{pmatrix} \quad \text{Gl. 12}$$

Um die Verzerrungsbeträge für die Hauptachsen des Verzerrungstensors ε_1 , ε_2 und ε_3 (principal strain) zu berechnen, wird der LAGRANGESche Multiplikationsalgorithmus verwendet (z.B. Betten 1993), der auf dem homogenen linearen Gleichungssystem

$$\begin{aligned} (\varepsilon_{11} - \varepsilon) \mathbf{a}_1 + \varepsilon_{21} \mathbf{a}_2 + \varepsilon_{13} \mathbf{a}_3 &= 0 \\ \varepsilon_{12} \mathbf{a}_1 + (\varepsilon_{22} - \varepsilon) \mathbf{a}_2 + \varepsilon_{23} \mathbf{a}_3 &= 0 \\ \varepsilon_{13} \mathbf{a}_1 + \varepsilon_{23} \mathbf{a}_2 + (\varepsilon_{33} - \varepsilon) \mathbf{a}_3 &= 0 \end{aligned} \quad \text{Gl. 13}$$

beruht. Unter Ausschluss der trivialen Lösung $\mathbf{a}_1 = \mathbf{a}_2 = \mathbf{a}_3 = 0$ kann die charakteristische Gleichung

$$\varepsilon^3 - J_1 \varepsilon^2 - J_2 \varepsilon - J_3 = 0 \quad \text{Gl. 14}$$

mit den irreduziblen Invarianten des Verzerrungstensors

$$\begin{aligned} J_1 &= \varepsilon_{kk} \\ J_2 &= -\varepsilon_{i[i]} \varepsilon_{j[j]} = \frac{\varepsilon_{ij} \varepsilon_{ji} - \varepsilon_{ii} \varepsilon_{jj}}{2} \\ J_3 &= \varepsilon_{i[i]} \varepsilon_{j[j]} \varepsilon_{k[k]} = \frac{\varepsilon_{ii} \varepsilon_{jj} \varepsilon_{kk} + 2 \varepsilon_{ij} \varepsilon_{jk} \varepsilon_{ki} - 3 \varepsilon_{ij} \varepsilon_{ji} \varepsilon_{kk}}{6} \end{aligned} \quad \text{Gl. 15}$$

angewendet werden, um dessen Hauptwerte zu bestimmen. Diese kubische Gleichung (Gl. 14) kann mittels eines iterativen Algorithmus gelöst werden, wobei die drei Lösungen für ε im allgemeinen Fall den Normalverzerrungsbeträgen für die Hauptachsen des Verzerrungstensors entsprechen.

Die Gesamtverzerrung nach VON MISES ε_{eqv} kann in einem weiteren Schritt aus den Hauptdehnungen bestimmt werden (z.B. Kohnke 1992):

$$\varepsilon_{\text{eqv}} = \frac{1}{1+\nu} \left(\frac{1}{2} \left[(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_3 - \varepsilon_1)^2 \right] \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Gl. 16}$$

2.3.5 Praktische Umsetzung

Die benötigten Algorithmen wurden in der Computersprache HP-Pascal® programmiert. Zusammen mit weiteren Werkzeugen bilden sie ein externes Programmpaket, das über eine Datei „job.dat“ zu aktivieren ist und dann die gewünschte Operation ausführt. Die Kommunikation mit Ansys® verläuft ausschließlich über ASCII-Dateien. Die externen Programme können somit plattformunabhängig entweder von PCs mit Hilfe eines Dateitransferprogramms (FTP) oder von Workstations mit dem UNIX-Befehl rcp (remote copy) gesteuert werden. Das Programmpaket OROTRACK besteht im einzelnen aus folgenden Modulen:

REM	Remeshing und Mapping
TRA	Tracking
BC	Mechanische Randbedingungen (nur für 3D-Modelle)
ERO	Erosion
CCC	Temperaturinterpolation nach Remeshing

Für Kommunikation, Speichern der Ergebnisse, Dokumentation und eventuelle Fehlersuche wird eine größere Anzahl von Dateien angelegt. Zu unterscheiden sind Kommunikationsdateien, und solche, die nur im Zusammenhang mit Ansys® bzw. den externen Programmen verwendet werden. Daraus ergibt sich die in Tab. 5 und Abb. 7 wiedergegebene Dateistruktur.

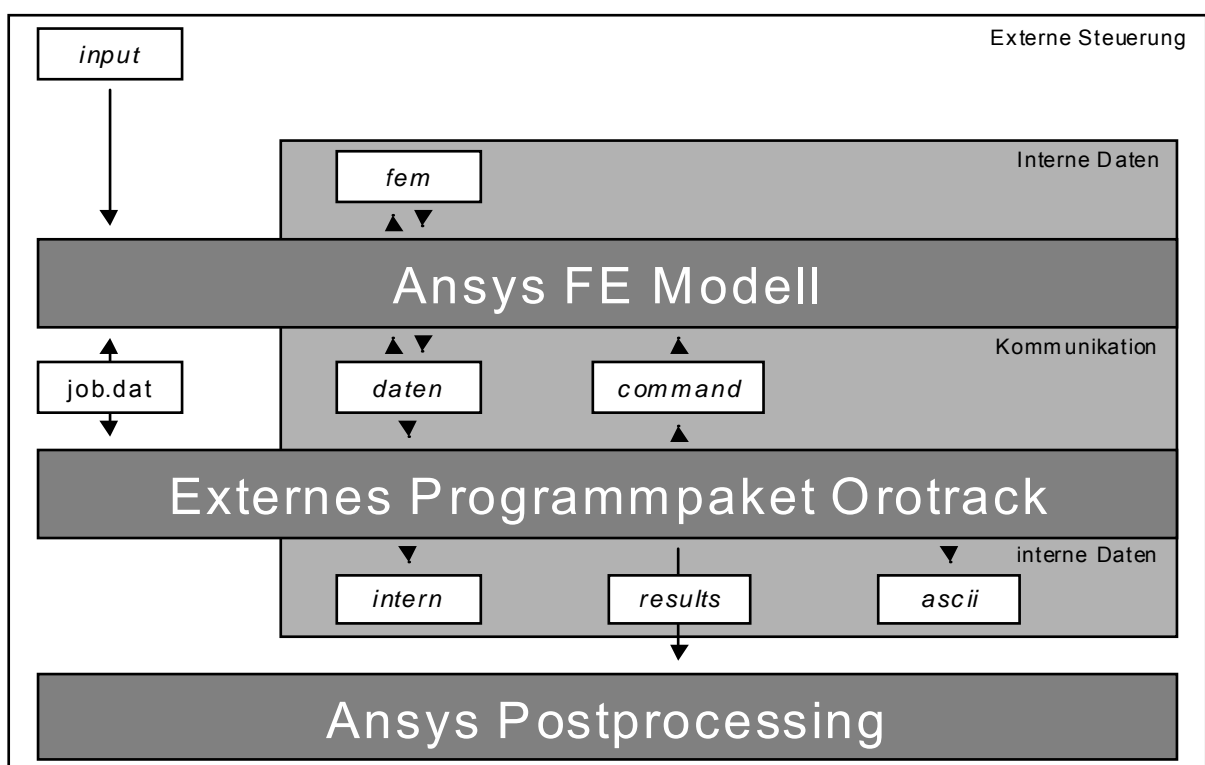


Abb. 7 Organisationsdiagramm zur Steuerung und Kommunikation der bei den Modellen mit Neuvernetzungstechnik agierenden Programme. Die verwendeten Dateitypen (kursive Darstellung) sind in Tab. 5 näher definiert.

<i>input</i>	FE	Eingabeskripts für FE-Programm (ascii)
<i>*.top</i>		Modellgeometrie und –diskretisierung, mechanische und thermische
<i>*.scr</i>		Materialparameter werden durch Eingabeskripts und –makros mit der
<i>*.mac</i>		Ansys®-Makrosprache ADPL definiert (vgl. Kap. 2.2.3). Der Ablauf
		von Preprocessing, numerischer Gleichungslösung und Postprocessing
		wird gesteuert, es kommt zum Wechsel zwischen dem mechanischen und
		dem thermischen Modell sowie den externen Operationen (Remeshing,
		Tracking). Hierfür werden <i>daten</i> -Dateien erstellt, und <i>daten</i> -
		oder <i>command</i> -Dateien eingelesen.

fem <i>modell*.db</i> <i>modell*.ema</i> <i>modell*.tri</i> <i>modell*.rst</i> u.a.	FE	Datenbasis, numerische Zwischenschritte und Ergebnisse des FE-Programms (binär) Diese Dateien werden vom FE-Programm selbst angelegt. Wegen der Größe der Dateien, werden Zwischenergebnisse gelöscht. Auch die Ergebnisdateien können teilweise entfernt werden, da die Ergebnisse großenteils vom Darstellungsnetz verwaltet werden und dort in result -Dateien (s.u.) gespeichert werden.
daten <i>name*.dat</i>	beide	Datentransfer vom FE-Programm zu Orotrack und zwischen thermischem und mechanischem Modell (ascii) Die Dateien enthalten Eingabe- und Steuerparameter, die zwischen thermischem und mechanischem Modell ausgetauscht werden. Zusätzlich werden für die Kommunikation mit orotrack Dateien mit Netzinformationen (Verschiebungen, Temperaturen etc.) angelegt.
system <i>name*.bat</i>	FE	Stapelverarbeitungsdateien für Dateitransfer (nur PC-Version) Enthalten Befehle für das FTP-Programm, das daten -Dateien an orotrack verschickt und command -Dateien zurückholt.
intern <i>name*.int</i>	orotrack	Interne Dateien für Orotrack (binär) daten -Dateien aus dem FE-Programm werden eingelesen und zur schnelleren Verarbeitung in binären Dateien gespeichert. Ergebnisse des Remeshing- und Mapping-Moduls werden erst binär gespeichert und dann in command -Dateien konvertiert.
results <i>name*.res</i>	orotrack	Ergebnisdateien für Darstellungsnetz (ascii) Im Tracking-Modul erstellte Ergebnisdateien für Verschiebungen, Temperaturen, Verformung und metamorphe Fazies. Können nach Ende des Modelldurchlaufs im Postprocessing-Modul des FE-Programms zur Darstellung gebracht werden.
ascii <i>name*.asc</i>	orotrack	Ausgabedateien Orotrack (ascii) Textdateien für Ergebniskontrolle und Fehlersuche im Bereich der orotrack-Module.
command <i>name*.cmd</i>	beide	Von Orotrack erstellte Eingabeskripts für FE-Programm (ascii) Dateien enthalten Ansys®-Befehle für FE-Programm, z.B. Verschiebungsbeträge, Temperaturen oder die Initialgeometrie nach einem Remeshingereignis. Diese werden an bestimmten Stellen der input -Dateien eingelesen und modifizieren das FE-Modell.

Tab. 5 Dateien bei Modellen mit Neuvernetzungstechnik, die eine Kopplung und Kommunikation von Ansys® mit externen Programmen erfordern. Dateien eines Typs sind in Verzeichnissen zusammengefasst, auf die vom FE-Programm, dem externen Programmpaket orotrack oder von beiden zugegriffen wird.

2.4 Beschreibung des Materialverhaltens

Zuverlässige Modellierungsergebnisse erfordern eine adäquate Beschreibung des Deformationsverhaltens der beteiligten Krustengesteine. Obwohl das FE-Programmpaket Ansys® eine Vielzahl verschiedener Materialmodelle vorsieht, denen zum Teil komplexe, nichtlineare Materialgesetze zugrundeliegen, müssen diese für geodynamische Modellierungen leicht modifiziert werden.

2.4.1 Mechanische Materialparameter

Im Modell wird die Erdkruste entlang der Vertikalen in zwei in sich homogene Materialdomänen unterteilt. Der durchschnittlichen Zusammensetzung entsprechend wird dabei für die Oberkruste eine granitische bzw. quarzdominierte und für die Unterkruste eine feldspatreiche Lithologie angenommen.

Die *elastischen Module* von Gesteinen unter Laborbedingungen liegen im Allgemeinen in einer Größenordnung von 10^{10} bis 10^{11} Pa und sind somit denen von Metallen vergleichbar (Evans & Kohlstedt 1995; Twiss & Moores 1992). Zusammen mit der Dichte haben sie wesentlichen Einfluss auf die seismischen Wellengeschwindigkeiten, so dass ihre Zunahme mit der Tiefe gut untersucht ist. Im Bereich der Oberkruste kann für den Elastizitätsmodul mit einem Wert von $0.5 \cdot 10^{11}$ Pa gerechnet werden, für die Unterkruste werden $0.8 \cdot 10^{11}$ Pa verwendet (vgl. Bassi et al. 1993).

Die *POISSON-Zahl* ν gibt bei inkompressiblem Material das Verhältnis zwischen Verkürzung parallel zur Kompressionsachse und Extension senkrecht zu dieser an. Für inkompressible Materialien liegt diese dimensionslose Zahl bei 0.5, für Gesteine im Allgemeinen zwischen 0.25 und 0.33 (Twiss & Moores 1992).

In der vorliegenden Arbeit werden bei allgemeinen Parameterstudien für eine Referenztemperatur von 0°C durchschnittliche *Dichten* von 2.8 g cm^{-3} für die Oberkruste, bzw. 3.0 g cm^{-3} für die Unterkruste angenommen. Für spezielle Fallbeispiele kann die Dichteverteilung der rezenten Kruste durch geophysikalische Modellierungen auf Basis von Gravimetrie und Seismik bestimmt werden. Die Temperaturabhängigkeit der Dichte $\rho(T)$ bei einer Referenzdichte ρ_0 (bei T_0) korreliert mit einer volumetrischen Verformung, die sich in der Expansion von Krustengesteinen bei Zufuhr von Wärme äußert.

$$\rho(T) = \rho_0 - \alpha_v \rho_0 (T - T_0) \quad \text{Gl. 17}$$

Der lineare Zusammenhang wird über einen volumetrischen Temperaturendeckungskoeffizienten α_v hergestellt, der als weitgehend materialunabhängige Konstante gilt. Turcotte & Schubert (1982) geben hierfür einen Wert von $3 \cdot 10^{-5}$ an. Bei isotropem Materialverhalten kann α_v einfach aus dem linearen Temperaturendeckungskoeffizienten α_L abgeleitet werden:

$$\alpha_v = 3\alpha_L \quad \text{Gl. 18}$$

2.4.2 Sprödes Materialverhalten

Grundlagen

Bei geringen Temperaturen, wie sie im obersten Bereich der Kruste herrschen, werden angelegte Differentialspannungen entweder in Form reversibler elastischer Verformung oder durch irreversibles sprödes Materialverhalten kompensiert. Bei geringen Differentialspannungen ist elastisches Verhalten nach den HOOKEschen Gesetz zu beobachten. Die maximalen Verformungen liegen hierbei im Bereich von wenigen Prozent (Twiss & Moores 1992). Da bei geodynamischen Prozessen häufig finite Deformationen von mehreren hundert Prozent auftreten, sind Sprödbbruch und Relativbewegungen an Diskontinuitäten die vorherrschenden Mechanismen in geringer Krustentiefe.

Bei einer Belastung, die den Bereich elastischer Kompensation übersteigt, erfolgt eine Reaktion durch Sprödbbruch. Das MOHR-COULOMB Bruchkriterium beschreibt das Verhältnis der Normalspannung zur Scherspannung auf einer potenziellen Bruchfläche, das entlang dieser zu einem Versagen des vorher intakten Gesteins führt. Demnach ist die kritische Scherspannung τ_{krit} von der Kohäsion c , einem Reibungskoeffizienten μ und der Normalspannung σ_N auf der fraglichen Fläche abhängig.

$$\tau_{\text{krit}} = c + \mu \sigma_N \quad \text{Gl. 19}$$

Um Spannungszustände durch Relativbewegungen einzelner Gesteinsblöcke auszugleichen, ist jedoch nicht unbedingt eine Überschreitung des MOHR-COULOMBSchen Bruchkriteriums nötig. Präexistierende tektonische und sedimentäre Diskontinuitäten dienen ebenso als potenzielle Bewegungsflächen wie neu angelegte Brüche. Die Beziehung zwischen der kritischen Scherspannung für Reibungsgleiten und der Normalspannung an einer präexistierenden Bewegungsfläche wird als BYERLEESches Gesetz bezeichnet und ist formal äquivalent zum MOHR-COULOMBSchen Bruchkriterium. Der Reibungskoeffizient μ ist hier von der Rauigkeit der jeweiligen Fläche abhängig, der Reibungswiderstand steigt wiederum linear mit der Normalspannung an. Als zusätzlicher Faktor kann mit λ das Verhältnis zwischen Porenflüssigkeitsdruck zu lithostatische Druck in die Formel eingehen.

$$\tau_{\text{krit}} = c + \mu \sigma_N (1-\lambda) \quad \text{Gl. 20}$$

Die experimentell bestimmten BYERLEE-Konstanten (Byerlee 1978) sind weitgehend unabhängig von Lithologie und weiteren Zustandsgrößen. Sie lassen die für das Reibungsgleiten kritische Scherspannung mittels folgender Werte abschätzen:

$$\begin{array}{lll} \sigma_N (1-\lambda) < 200 \text{ MPa:} & c = 0 & \mu = 0.85 \\ \sigma_N (1-\lambda) > 200 \text{ MPa:} & c = 60 \pm 10 & \mu = 0.60 \end{array} \quad \text{Gl. 21}$$

Nach Sibson (1977) lässt sich auf der Basis des MOHR-COULOMB Kriteriums unter der Annahme der Verfügbarkeit entsprechender präexistierender und kohäsionsloser

Bruchflächen die zur Überschreitung der kritischen Scherspannung nötige Differentialspannung für Abschiebungen, Überschiebungen und Blattverschiebungen bzw. für die durch den jeweiligen Störungstyp charakterisierten tektonischen Regimes angeben. Überschiebungen sind bei horizontalem σ_1 und vertikalem σ_3 , Abschiebungen bei horizontalem σ_3 und vertikalem σ_1 zu erwarten. Im Falle der Blattverschiebung sind σ_1 und σ_3 horizontal orientiert. In die Terme zur Bestimmung der kritischen Scherspannung gehen die Tiefe d , die durchschnittliche Dichte der darüber lagernden Gesteine ρ und ein Koeffizient R ein.

$$\text{Überschiebungen} \quad \tau_{\text{krit}} = (R - 1) \cdot g \cdot \rho \cdot z \cdot (1 - \lambda) \quad \text{Gl. 22}$$

$$\text{Abschiebungen} \quad \tau_{\text{krit}} = \frac{(R - 1)}{R} \cdot g \cdot \rho \cdot z \cdot (1 - \lambda) \quad \text{Gl. 23}$$

$$\text{Blattverschiebungen} \quad \tau_{\text{krit}} = \frac{(R - 1)}{1 + \delta(R - 1)} \cdot g \cdot \rho \cdot z \cdot (1 - \lambda) \quad \text{Gl. 24}$$

$$\text{mit } R = \left(\sqrt{\mu^2 + 1} - \mu \right)^2 \quad \text{und } d = \frac{\sigma_2 \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Allen dargestellten Gleichungen ist gemein, dass die kritischen Scherspannungen in direkter Proportionalität zum lithostatische Druck $g \cdot \rho \cdot z$ stehen. Nimmt man vereinfachend konstante Dichten an, kann die kritische Scherspannung mit einem tiefenabhängigen Gradienten ausgedrückt werden. Die für Überschiebungen ermittelten Druckfestigkeitsgradienten liegen dabei mit Werten zwischen 20 und 60 MPa km⁻¹ deutlich höher als die Zugfestigkeitsgradienten zwischen 10 und 25 MPa km⁻¹ (Brace & Kohlstedt 1980), die sich für Abschiebungen errechnen. Henk (1997b) verwendet für thermodynamische Modellierungen mit Gradienten von 13 MPa km⁻¹ (Abschiebung), 58 MPa km⁻¹ (Aufschiebung) bzw. 21 MPa km⁻¹ (Blattverschiebung) Werte, die sich aus der Annahme eines hydrostatischen Porenwasserdruckes ($\lambda = 0.36$), einer mittleren Dichte der Oberkruste und eines Reibungskoeffizienten μ von 0.75 (Ranalli 1995) ergeben.

Umsetzung im FE Modell

Wie bereits bei der allgemeinen Diskussion der Kontinuumsmethoden (vgl. 2.2.1) angedeutet, kollidiert eine explizite Berücksichtigung relativer Verschiebungen mit den Grundlagen der FEM. Durch den Einsatz „verschmierter“ Materialmodelle kann diese Limitierung bei geeignetem Betrachtungsmaßstab umgangen werden. Grundlegend ist hierbei zunächst die Annahme, dass präexistente Diskontinuitäten beliebiger Orientierung und – im Vergleich zum gesamten verformten Bereich – geringen Abstands vorhanden sind. Makroskopisch verhält sich ein derart charakterisierter Körper nach dem BYERLEE-Gesetz unter Spannung zunächst elastisch, bei Überschreitung einer kritischen Spannung setzt an geeigneten Flächen Reibungsgleiten ein, das ohne weitere Zunahme der Differentialspannung beliebige Verformung erlaubt. Kontinua, die sich mikroskopisch nach diesem Muster verhalten, werden durch elastisch–perfekt plastische Materialgesetze

beschrieben, dem Einsetzen des Reibungsgleitens entspricht hier die Fließgrenze; die Anwendung eines solchen Materialgesetzes auf den Sprödbereich der Kruste beschreibt diesen dementsprechend als Ersatzkontinuum. Elastisch–perfekt plastische Materialgesetze werden bei der Modellierung von Kollisionszonen u. a. von Willett et al. (1993), Beaumont et al. (1994) und Braun & Beaumont (1995) verwendet.

Zur konkreten Umsetzung einer elastisch–perfekt plastischen Rheologie im FE-Modell erscheint zunächst das in Ansys® implementierte Gesetz DRUCKER-PRAGER geeignet. Das Material wird durch die Parameter Kohäsion (optional) und innerer Reibungswinkel beschrieben. Die kritische Scherspannung zum Erreichen eines Reibungsgleitens ist analog zum MOHR-COULOMB Kriterium neben den genannten Parametern vom lithostatischen Druck abhängig.

Eine Anwendung des DRUCKER-PRAGER Gesetzes scheidet jedoch aus, wenn zur Berücksichtigung der Isostasie eine als „density-stripping“ bezeichnete Methodik verwendet wird, die in der Regel in diesem Bereich zu den besten Resultaten führt (vgl. Kap. 2.6). Beim „density-stripping“ wird die Gravitation nicht als Körperkraft auf das gesamte Modell aufgetragen, statt dessen wird nur ihr isostatischer Effekt in Form von Oberflächenkräften an den Dichtegrenzflächen berücksichtigt. Der lithostatische Druck, den das DRUCKER-PRAGER Gesetz zur Bestimmung der kritischen Scherspannung benötigt, steht in Modellen dieses Typs demnach nicht zur Verfügung.

In solchen FE-Modellen kann über ein elastisch–perfekt plastisches Materialgesetz, das eine temperaturabhängige Fließgrenze besitzt, der Effekt eines druckabhängigen Gesetzes annäherungsweise nachgebildet werden. Ansys® bietet mit dem Gesetz BISO die Möglichkeit, ein derartiges Gesetz zu implementieren, in dem die Lage der Fließgrenze aus der Interpolation zwischen mehreren Temperatur–Spannungsdatensätzen bestimmt wird. Diese Eckwerte können aus einer Korrelation zwischen der herrschenden Temperatur und einer aus der Tiefe nach dem BYERLEE-Gesetz berechneten kritischen Scherspannung bestehen. Änderungen der Geotherme im Laufe der Modellierung muss dabei durch wiederholte Aktualisierungen Rechnung getragen werden.

2.4.3 Duktiles Materialverhalten

Grundlagen

In den von höheren Temperaturen charakterisierten tieferen Bereichen der Kruste sind völlig andere Deformationsmechanismen aktiv. Die irreversible Kompensation von Spannungen findet hier nicht durch Spröbruch und Reibungsgleiten, sondern durch Diffusions-, Gleit- und Kriechvorgänge am Rand und innerhalb von Kristallen statt. Im Einzelnen kann diese duktile Deformation je nach mineralogischer Zusammensetzung, Temperatur und Differentialspannung durch eine Vielzahl unterschiedlicher Prozesse bestimmt werden.

Power-Law Kriechgesetz

Bei geodynamischen Prozessen bewegen sich die Differentialspannungen in der Regel zwischen 1 und 200 MPa, die resultierenden Verformungsraten schwanken um mehrere Größenordnungen zwischen 10^{-16} und 10^{-12} s^{-1} (Twiss & Moores 1992). In diesem Bereich findet duktile Deformation vorwiegend durch thermisch aktiviertes Klettern statt, das mathematisch als „power-law creep“ beschrieben werden kann.

$$\dot{\epsilon} = a_0 \sigma^n e^{\frac{-Q}{RT}}$$

Gl. 25

Hierbei bezeichnet $\dot{\epsilon}$ die Verformungsrate, σ die Differentialspannung, T die Temperatur und R die allgemeine Gaskonstante. Die Parameter a_0 (Vorfaktor), n (Stressexponent) und Q (Kriechaktivierungsenergie) sind materialabhängige Größen, die sich experimentell bestimmen lassen. Da die Differentialspannung mit dem Stressexponenten n potenziert wird, ist der Zusammenhang zwischen Differentialspannung und Verformungsrate im Gegensatz zu linearviskosen Materialgesetzen hochgradig nichtlinear.

Ein Großteil der publizierten Kriechparameter wurde an monomineralischen Proben bestimmt. Das Materialverhalten polymineralischer Gesteine kann aus der Rheologie seiner Mineralphasen und deren Volumenanteil abgeschätzt werden. Dafür wird angenommen, dass die Rheologie des Gesamtgesteins im Wesentlichen von den Materialeigenschaften der schwächsten zusammenhängenden Mineralphase bestimmt wird (Handy 1994). Für eine Beschreibung der Oberkruste können unter dieser Annahme z. B. Kriechparameter für Quarz (Paterson & Luan 1990) und für die Unterkruste diejenigen für Plagioklas bzw. Anorthosit (Shelton & Tullis 1981) verwendet werden.

Auch für polymineralische Gesteine gibt es publizierte Kriechparameter. Aus dem Bereich der Oberkruste wurden diese z.B. an Graniten (Hansen & Carter 1983) bestimmt. Zu den untersuchten Gesteinen, die in Mineralogie bzw. Chemismus typischerweise dem Bereich der Unterkruste zuzuordnen sind, zählen Granulite (Wilks & Carter 1990) und Diabase (Mackwell et al. 1998).

	<i>Paterson & Luan (1990): Wet Quarzite</i>	<i>Hansen & Carter (1983): Dry Westerly Granite</i>	<i>Shelton & Tullis (1981): Dry Anorthosite</i>	<i>Wilks & Carter (1990) Felsic (Adirondack) Granulite</i>	<i>Wilks & Carter (1990): Mafic (Pikwitonei) Granulite</i>	<i>Boutillier & Keen (1994): Standard Model</i>	<i>Mackwell et al. (1998): Dry Maryland Diabase</i>
a	1,63 · 10 ⁻²⁶	3,16 · 10 ⁻²⁶	2,06 · 10 ⁻²³	2,01 · 10 ⁻²¹	8,83 · 10 ⁻²²	2,06 · 10 ⁻²³	5,05 · 10 ⁻²⁸
Q/R	16237,67	22432,04	28746,69	29227,81	53524,18	46220	58693,28
n	3,1	3,3	3,2	3,1	4,2	3,2	4,7
Q/(Rn)	5237,95	6797,58	8983,34	9428,32	12743,85	14443,75	12487,93
G	2 · 10 ¹⁰	2 · 10 ¹⁰	3,2 · 10 ¹⁰	3,2 · 10 ¹⁰	3,2 · 10 ¹⁰	3,2 · 10 ¹⁰	3,2 · 10 ¹⁰
η (T _{ref})	5,64 · 10 ²⁰	2,52 · 10 ²¹	9,70 · 10 ²¹	5,11 · 10 ²¹	1,93 · 10 ²³	2,37 · 10 ²⁵	1,89 · 10 ²⁴
τ (T _{ref})	2,82 · 10 ¹⁰	1,26 · 10 ¹¹	3,03 · 10 ¹¹	1,60 · 10 ¹¹	6,02 · 10 ¹²	7,40 · 10 ¹⁴	5,90 · 10 ¹³

Tab. 7 Publierte Power-Law Kriechparameter für Gesteine der Ober- und Unterkruste. Zum Vergleich der resultierenden Festigkeiten ist die effektive Viskosität η bzw. die Relaxationszeit τ angegeben, die sich für eine Referenztemperatur von 700 K, den angegebenen Schermodul und eine Verformungsrate von 10⁻¹⁴ s⁻¹ ergibt.

Rein temperaturabhängiges Kriechgesetz

Eine effektive Viskosität für ein nach dem Power-Law Kriechgesetz aus Gl. 25 beschriebenes Materialverhalten lässt sich nach Williams & Richardson (1991) in Analogie zur Viskosität einer NEWTONschen Flüssigkeit

$$\eta_{\text{eff}} = \frac{\sigma}{2\dot{\epsilon}} \tag{Gl. 26}$$

als Verhältnis zwischen angelegter Differentialspannung σ und resultierender Verformungsrate $\dot{\epsilon}$ definieren:

$$\eta_{\text{eff}} = \frac{\sigma}{2\dot{\epsilon}} = \frac{e^{\frac{Q}{RT}}}{2a_0\sigma^{n-1}} \tag{Gl. 27}$$

Demnach ist die effektive Viskosität neben den Materialparametern des betreffenden Gesteins auch von den äußeren Faktoren Temperatur und Differentialspannung abhängig, bei deren Erhöhung sie jeweils ansteigt. Statt in Abhängigkeit von der Differentialspannung kann die effektive Viskosität auch in Abhängigkeit von der Verformungsrate angegeben werden. Dazu wird die Differentialspannung aus dem allgemeinen Power-Law Kriechgesetz in Gl. 25 gelöst

$$\sigma = \left[\frac{\dot{\epsilon}}{a_0 e^{\frac{Q}{RT}}} \right]^{\frac{1}{n}} = \dot{\epsilon}^{\frac{1}{n}} \cdot \left[a_0 e^{\frac{Q}{RT}} \right]^{\frac{1}{n}} \tag{Gl. 28}$$

und in den Zähler des Ausdrucks für die effektive Viskosität (Gl. 26) eingesetzt. Die Differentialspannung ist somit aus dem Ausdruck eliminiert, der nun eine Abhängigkeit der Viskosität von Temperatur und Verformungsrate beschreibt, im strengen Sinne also kein Materialgesetz mehr darstellt:

$$\eta_{\text{eff}}(T) = \frac{1}{2} \dot{\epsilon}^{\left(\frac{1-n}{n}\right)} a_0^{\frac{1}{n}} e^{\frac{Q}{nRT}} \quad \text{Gl. 29}$$

Unter Annahme einer konstanten, geologisch relevanten mittleren Verformungsrate lässt sich Gl. 29 als rein temperaturabhängige Beschreibung der effektiven Viskosität bzw. der Relaxationszeit für viskoelastisches Verhalten verstehen. Die tatsächliche Verformungsrate hat somit keinen Einfluss auf das resultierende Materialverhalten mehr, das Power-Law Kriechgesetz ist um seine Verformungsratenabhängigkeit reduziert. Die Relaxationszeit ergibt sich aus

$$\tau = \frac{\eta_{\text{eff}}}{G} = \frac{e^{\frac{Q}{RT}}}{2Ga_0\sigma^{n-1}} \quad \text{Gl. 30}$$

wobei G den Schermodul bezeichnet. In den Ansys® Elementen VISCO 88 (und 89) kann aus einer vorgegebenen Relaxationszeit (für eine bestimmte Referenztemperatur) auf andere temperaturabhängige Relaxationszeiten bzw. Viskositäten geschlossen werden, wenn sich die Viskositäten wie folgt zur Temperatur verhalten:

$$\eta(T) = \eta_0 e^{\frac{Q}{RT}} \quad \text{Gl. 31}$$

Umsetzung im FE Modell

Zur Beschreibung duktilen Materialverhaltens stehen in Ansys® mit CREEP, ANAND und EVISC mehrere Materialmodelle zur Verfügung. Das Gesetz CREEP beschreibt Power-Law Kriechen, allerdings ist zur Lösung hier ein expliziter Algorithmus vorgesehen, so dass einer Anwendung auf geodynamische Fragestellungen ein kritischer Zeitschritt günstigstenfalls im Sekundenbereich im Wege steht (vgl. Diskussion der Zeitintegration unter 2.2.1.). Dagegen kann das viskoplastische Materialgesetz ANAND so umgewandelt werden, dass eine Verformung durch Power-Law Kriechen mit beliebigem Zeitschritt berechnet werden kann. Das viskoelastische Materialmodell EVISC schließlich erlaubt eine Beschreibung temperaturabhängiger duktiler Deformation unter Vernachlässigung der Verformungsratenabhängigkeit. Diesem Materialmodell muss der Vorzug gegeben werden, wenn Belastungs- und Verformungsgeschichte durch die Implementierung eines Neuvernetzungs-Moduls nicht kontinuierlich verfügbar sind (vgl. Kap. 2.3).

Power-Law Kriechen: ANAND

Das in Ansys® implementierte Materialgesetz ANAND beschreibt ein viskoplastisches Verhalten und wurde von Anand (1985) und Brown et al. (1989) zur Beschreibung von Metallumformungen entwickelt. Nach Henk (1997b) lässt sich das als

$$\dot{\epsilon} = A \cdot e^{\frac{-Q}{RT}} \left[\sinh \left(\xi \frac{\sigma}{s} \right) \right]^{\frac{1}{m}} \quad \text{Gl. 32}$$

vorliegende Materialgesetz dergestalt modifizieren, dass es dem in Gl. 25 dargestellten allgemeinen Power-Law Kriechgesetz entspricht. In Gl. 32 ist A ein materialspezifischer Vorfaktor, Q die Aktivierungsenergie, ξ der Spannungsfaktor, s der Deformationswiderstand und m eine dimensionslose Konstante, die die Verformungsratenempfindlichkeit der Spannung beschreibt.

Wird der Quotient ξ/s so gewählt, dass sein Produkt mit der Differentialspannung kleiner 1 ist, kann der Sinus hyperbolicus näherungsweise durch sein Argument ersetzt werden. Für geodynamische Prozesse kann diese Forderung, ausgehend von einer maximal zu erwartenden Differentialspannung von 10^9 Pa, durch die Annahme $\xi/s = 10^{-12}$ als gewährleistet angesehen werden (Henk 1997b). Somit kann nun

$$\dot{\epsilon} = 10^{\frac{-12}{n}} \cdot A \cdot \sigma^{\frac{1}{m}} \cdot e^{\frac{-Q}{RT}} \tag{Gl. 33}$$

geschrieben werden, und mit den Substitutionen

$$n = \frac{1}{m} \tag{Gl. 34}$$

sowie

$$a_0 = 10^{-12n} \cdot A \tag{Gl. 35}$$

ist das allgemeine Power-Law Kriechgesetz dargestellt. Aus Gl. 34 und Gl. 35, nach A bzw. m aufgelöst, und den Power-Law Kriechparametern ergeben sich die Eingabeparameter für das ANAND-Materialmodell.

Nr	Beschreibung		Wert für Oberkruste
1	s_0	Deformationswiderstand (Initialwert) **	10^{15}
2	Q/R	Aktivierungsenergie / Allgemeine Gaskonstante	16237.67
3	A	Vorfaktor *	$2.5877 \cdot 10^{10}$
4	ξ	Spannungsfaktor **	10^3
5	m	Verformungsratenempfindlichkeit der Spannung	0.3226
6	h_0	hardening/softening Konstante	0
7	ξ	Koeffizient für Deformationswiderstand **	10^{15}
8	v	Konstante für Verformungsratenempfindlichkeit des Deformationswiderstands	0
9	α	Konstante für Verformungsratenempfindlichkeit des hardening/softening	1

Tab. 8: Eingabeparameter Nr. 1-9 für das viskoplastische Materialgesetz ANAND in Ansys®. Die mit * bezeichneten Größen können aus den Power-Law Kriechparametern (hier Paterson & Luan (1990): Wet Quarzite) abgeleitet werden, die Werte mit ** sind so gewählt, dass der Term $\xi\sigma/s$ für geodynamisch relevante Spannungen kleiner 1 bleibt. Alle übrigen Größen sind für eine Implementation des Power-Law Kriechgesetzes nur insofern von Bedeutung, als s konstant gehalten wird und somit die weitergehenden Eigenschaften des ANAND-Modells nicht aktiviert werden.

Temperaturabhängiges Kriechen: EVISC

Das viskoelastische Materialmodell EVISC wurde zur Beschreibung von Glas und glasähnlichen Stoffen konzipiert, deren Eigenschaften bei schneller Belastung und/ oder geringer Temperatur vorwiegend Festkörpercharakter zeigen (elastische Deformation), während bei langsamer Belastung und/ oder hohen Temperaturen Flüssigkeitseigenschaften überwiegen (viskoses Fließen). Als Analogmodell für viskoelastisches Materialverhalten dient das sogenannte MAXWELL-Element, bestehend aus einem mit einer Feder in Reihe angeordneten Dämpfer. Um ein experimentell bekanntes Materialverhalten genau zu approximieren, können mehrere MAXWELL-Elemente parallel angeordnet werden (mehrstufiges MAXWELL-Modell). Das Materialmodell EVISC ermöglicht es, sowohl Schubspannungs- als auch Struktur- und Kompressionsrelaxation eines viskoelastischen Materials mit jeweils bis zu 10-stufigen MAXWELL-Modellen zu beschreiben. Für die Implementierung eines temperaturabhängigen Kriechgesetzes auf Basis der effektiven Viskosität aus Gl. 29 genügt eine Betrachtung der Schubspannungsrelaxation und ein einstufiges MAXWELL-Modell.

Die Kernfunktion des Materialgesetzes EVISC beschreibt den aktuellen Schubmodul $G(\xi)$ für eine „reduzierte Zeit“ ξ

$$G(\xi) = \sum_{i=1}^n G_i e^{-\frac{\xi}{\tau_i}} + G(\infty) \quad \text{Gl. 36}$$

mit

$$G_i = C_i (G(0) - G(\infty)) \quad \text{Gl. 37}$$

Dabei gibt i die Anzahl der MAXWELL-Elemente an, mit denen der Schubmodul approximiert wird. $G(0)$ ist der initiale und $G(\infty)$ der finale Schubmodul. Die mit ξ bezeichnete Größe ist die sogenannte reduzierte oder Pseudo-Zeit (vgl. unten). Die Konstanten C_i sind Wichtungsfaktoren für die einzelnen MAXWELL-Elemente und τ_i die jeweilige Relaxationszeit. Bei einstufigen Maxwell-Modell sind $i=1$, $C_1=1$ und $\tau_1=\tau$, womit sich Gl. 36 und Gl. 37 zu

$$G(\xi) = (G(0) - G(\infty)) \cdot e^{-\frac{\xi}{\tau}} + G(\infty) \quad \text{Gl. 38}$$

vereinfachen. Die Beziehung zwischen Spannung und Verformung selbst lässt sich für beliebige Zeitpunkte durch das Integral

$$\sigma(t) = \int_0^t (G(\xi(t)) - \xi(t')) \cdot \dot{\epsilon}(t') dt' \quad \text{Gl. 39}$$

darstellen. Die Pseudo-Zeit ξ ergibt sich aus einer vereinfachten Beschreibung der Materialverhaltens bei veränderlichen Temperaturen. Statt diese explizit in die Berechnung eingehen zu lassen, können bei thermorheologisch einfachen Materialien, d.h. solchen, bei denen eine langsame Belastung unter niedriger Temperatur zum gleichen Ergebnis führt

wie schnelle Belastung bei hoher Temperatur, Änderungen in der Temperatur durch Änderungen in der Belastungsgeschwindigkeit ausgedrückt werden. Die Pseudo-Zeit ist also die Zeit, nach der eine Belastung bei Referenztemperatur zur gleichen Verformung führt wie eine Belastung über die reale Zeit bei der tatsächlichen Temperatur. Sie kann durch Integration einer „Verschiebungsfunktion“ Φ nach der Zeit bestimmt werden:

$$\xi(t) = \int_0^t \Phi(T(t')) dt' \quad \text{Gl. 40}$$

Die Verschiebungsfunktion definiert dabei das Verhältnis der Relaxationszeiten bei einer Referenztemperatur T_{ref} und der aktuellen Temperatur T .

$$\Phi(T) = \frac{\tau(T_{ref})}{\tau(T)} \quad \text{Gl. 41}$$

In diese gehen neben der Aktivierungsenergie H und der allgemeinen Gaskonstante R eine weitere Konstante x und die jeweiligen Temperaturen T bzw. fiktiven Temperaturen T_f zum Zeitpunkt t' ein. Soll keine Strukturrelaxation berechnet werden, wird $x=1$ gesetzt, womit der letzte Summand im Exponenten eliminiert und der mittlere aktiviert ist. Statt einer fiktiven Temperatur, die bei strukturell nicht vollständig stabilisiertem Material den Grad der Stabilisierung angibt, wird dann mit der realen Temperatur gerechnet.

$$\Phi = e^{\frac{H}{R} \left(\frac{1}{T_{ref}} - \frac{x}{T(t')} - \frac{(1-x)}{T_f(t')} \right)} \quad \text{Gl. 42}$$

Im Gegensatz zu den übrigen hier angewendeten Materialgesetzen führt eine Temperaturänderung beim Materialmodell EVISC zu einer volumetrischen Verformung. Die durch thermische Expansion hervorgerufene Verformungsrate wird dabei sowohl im festen, als auch im flüssigen Zustand durch eine lineare Funktion der Form

$$\dot{\epsilon}_{th}(t) = \alpha \cdot \dot{T}(t) \quad \text{Gl. 43}$$

beschrieben. Der thermische Ausdehnungskoeffizient α kann für beide Zustandsformen variieren, so dass zur Beschreibung für beliebige Temperaturen ein durch α_s charakterisierter Festkörperanteil und ein Flüssigkeitsanteil (α_l) zu definieren ist.

$$\dot{\epsilon}_{th}(t) = \alpha_s \cdot \dot{T}(t) + (\alpha_l - \alpha_s) \cdot \dot{T}_{fikt}(t) \quad \text{Gl. 44}$$

Wird von strukturell stabilisiertem Material ausgegangen, kann die fiktive Temperatur T_{fikt} mit der realen Temperatur gleichgesetzt werden, so dass in diesem Fall nur der Flüssigkeitsanteil relevant bleibt. Aus Tab. 9 ist die konkrete Implementation eines temperaturabhängigen Kriechgesetzes im Materialgesetz EVISC zu ersehen.

Nr	Beschreibung		Wert für Oberkruste (T = 700K)
1	H/Rn	Aktivierungsenergie / Gaskonstante * n	C1 = 5237.96 *
2	x	Konstante	C2 = 1 (d.h. keine Strukturrelaxation)
3	i	Anzahl Maxwellelemente Strukturrelaxation	C3 = 1
6-15	C _{fi}	Wichtungsfaktoren Strukturrelaxation	C6 = 1
16-25	τ_{fi}	Relaxationszeit Strukturrelaxation	C16 = ∞
26-30	C _{fl}	therm. Ausdehnungskoeffizient Flüssigkeit	C26 = $3.41 \cdot 10^{-5}$
31-35	C _{gf}	therm. Ausdehnungskoeffizient Festkörper	C31 = $3.41 \cdot 10^{-5}$
36-45	T _{fi}	fiktive Temperatur	C36 = 700 (hier Referenztemperatur)
46	G(0)	initialer Schubmodul	C46 = $2.0 \cdot 10^{10}$
47	G(∞)	finaler Schubmodul	C47 = 0
48	K(0)	initialer Kompressionsmodul	C48 = $3.33 \cdot 10^{10}$
49	K(∞)	finaler Kompressionsmodul	C49 = $3.33 \cdot 10^{10}$
50	l	Anzahl Maxwellelemente Schubspannungsrelaxation	C50 = 1
51-60	C _{smi}	Wichtungsfaktoren Schubspannungsrelaxation	C51 = 1
61-70	Λ_{smi}	Relaxationszeit Schubspannungsrelaxation	C61 = $2.82 \cdot 10^{10}$ *

Tab. 9: Eingabeparameter Nr. 1-70 für das viskoelastische Materialgesetz E_{VISC} in Ansys®. Verwendet wird ein einstufiges MAXWELL-Modell. Struktur- und Kompressionsrelaxation werden bei der Implementation eines temperaturabhängigen Kriechgesetzes im Gegensatz zur Schubspannungsrelaxation nicht berücksichtigt. Die mit * bezeichneten Werte können aus den Kriechparametern (hier Paterson & Luan (1990): Wet Quarzite) für eine bestimmte Referenztemperatur (hier 700K) abgeleitet werden.

2.4.4 Der spröd/ duktil - Übergang

Grundlagen

Eine wesentliche Rolle bei der Beschreibung der Modellkruste spielt ihre Unterteilung in Bereiche spröden und duktilen Materialverhaltens. Ansätze, die von einem einheitlichen Deformationsmechanismus für das komplette Krustenprofil (und teilweise darüber hinaus) ausgehen, können dagegen das Deformationsverhalten im Krustenmaßstab nur unzureichend beschreiben. Während einfache Sandkastenexperimente (z.B. Huiqi et al. 1992; Malavieille 1984) rein sprödes Verhalten implizieren, wird in numerischen Modellen im Krusten-Mantel-Maßstab (z.B. Finite Differenzen Modelle) letztendlich auch die Deformation fester Krustengesteine als linearviskos beschrieben. Auch bei FE-Modellen mit differenzierter Materialbeschreibung wird die Verbreitung spröder Deformation durch die Annahme unrealistisch niedriger Krustentemperaturen häufig überbewertet. Bei den Parameterstudien von Willett et al. (1993) und Beaumont et al. (1994) ist eine Beteiligung plastischer Deformation eher Ausnahme als Regel und in jedem Fall auf kleine Bereiche beschränkt.

Mittels eindimensionaler Modellrechnungen (z.B. Meissner & Strehlau 1982) lässt sich leicht nachvollziehen, dass Festigkeitsprofile durch Kruste und Lithosphäre sowie die vertikale Erstreckung der korrespondierenden Deformationsmechanismen in Abhängigkeit von der lithologischen Gliederung, dem geothermischen Gradienten und anderen Faktoren eine Vielzahl möglicher Formen annehmen können. Sogenannte Tannenbaumprofile

erklären sich aus der Interaktion einer Abfolge lithologischer Grenzen sprunghaft festerer Rheologie mit einer stetigen Temperaturzunahme. Sprödes Verhalten kann dabei insbesondere in der Oberkruste, gegebenenfalls, d. h. bei niedrigen Temperaturen und hohen Verformungsraten, aber auch in der Unterkruste und im obersten Teil des lithosphärischen Mantels eine Rolle spielen. Während sich – ausgehend von vorwiegend plastischem Materialverhalten – die oberen Teile von Ober- und Unterkruste sowie des lithosphärischen Mantels als Bereiche hoher Festigkeit präsentieren, sind die tiefer gelegenen Zonen jeder lithologischen Einheit Bereiche geringer Viskosität. Insbesondere die tiefere Unterkruste wird als Schwächezone zwischen fester Oberkruste und oberem Mantel gesehen (z.B. Zuber 1994) und als Voraussetzung für orogene Prozesse wie Delamination, Oberflächenanstieg und laterale Extrusion betrachtet (Meissner & Mooney 1998). Modelle zum Oberflächenanstieg des Tibet-Plateaus vergleichen die Unterkruste mit einer hydraulischen Flüssigkeit (Zhao & Morgan 1985; 1987) und numerische Modellierungen zeigen die Wirksamkeit eines vom Orogen gegen das Vorland orientierten, vertikal kanalisierten Fließbewegung der Unterkruste (Henk 2000). Eine zu geringe Festigkeit der Gesteine an der Krustenbasis steht jedoch einer effektiven mechanischen Kopplung zwischen bewegtem Mantel und intrakrustaler Deformation im Wege und resultiert in diffuser orogener Krustenverdickung. Die Rheologie der Unterkruste ist deshalb Thema von zweidimensionalen Parameterstudien, die im Anschluss an den methodischen Teil in Abschnitt 3.1 vorgestellt werden.

Der Übergang zwischen sprödem und plastischem Materialverhalten liegt im Allgemeinen in Tiefen zwischen 10 und 20km. Im Detail ist er nicht an eine scharfe Grenze gebunden, sondern erfolgt in zwei Schritten, die einen Bereich hybrider Deformation umgrenzen (Evans & Kohlstedt 1995). Zuerst erfolgt mit einem spröd/ duktil - Übergang ein Wechsel von lokalisierter zu penetrativer Deformation. Der anschließende Bereich, der von einem Nebeneinander von spröder und plastischer Verformung bestimmt ist („semibrittle deformation“), wird gegen höhere Drücke und Temperaturen durch den spröd/ plastisch - Übergang begrenzt, nach dessen Überschreitung dann keinerlei Sprödbruch mehr stattfindet.

Umsetzung im FE Modell

Ein Materialmodell, das sowohl sprödes als auch duktileres Materialverhalten in einem Element erlaubt, steht in Ansys® nicht zur Verfügung. Stattdessen muss das für den Bereich eines Elements zu verwendende Materialgesetz bereits vor dem jeweiligen Lastschritt definiert werden. Bei der praktischen Umsetzung eines in seiner Tiefenlage aktualisierbaren spröd/ duktil-Übergangs sind mehrere Wege denkbar. Den jeweiligen, von der Art der verwendeten Materialgesetze und gegebenenfalls einer Implementierung der Neuvernetzungstechnik abhängigen Voraussetzungen entsprechend, musste das Problem bei den Modellen in vorliegender Arbeit auf unterschiedliche Weise gelöst werden.

Methodisch ist in erster Linie zwischen einem Rasteransatz und einer stufenlos zu verschiebenden Grenze zu unterscheiden. Im ersten Fall kann für jedes Element nach einem Lastschritt aus den aktuellen Zustandsgrößen Druck und Temperatur sowie der herrschenden Differentialspannung bestimmt werden, ob duktileres oder sprödes

Materialverhalten die Verformung des nächsten Schrittes besser beschreibt. Da diese Entscheidung elementweise durchgeführt wird, ist die Grenze zwischen sprödem und duktilem Verhalten keine stetige Linie oder Fläche, sondern kann vertikale Sprünge um eine oder mehrere Elementmächtigkeiten aufweisen. Lokale Spannungsspitzen im ansonsten duktil dominierten Bereich können in Inseln spröden Verhaltens unterhalb der allgemeinen spröd/ duktil- Übergangs resultieren.

Der Aufwand einer Aktualisierung mit Rasteransatz richtet sich nach der Kombination der verwendeten Materialgesetze bzw. Elementtypen. Der Ansys®-Elementtyp VISCO106 unterstützt die Materialgesetze BISO und ANAND. In diesem Fall kann ein Element als solches bei der Aktualisierung bestehen bleiben, lediglich das zu verwendende Materialgesetz muss neu deklariert werden (Henk 1997b). Ein Umschalten zwischen Power-Law Kriechen und elastisch – perfekt plastischem Materialverhalten mit temperaturabhängiger Fließgrenze ist somit nach jedem Lastschritt möglich. Die Materialgesetze DRUCKER-PRAGER und EVISC sind dagegen weder mit dem Elementtyp VISCO106 noch untereinander kompatibel. Sobald eines dieser Gesetze verwendet werden soll, ist eine Änderung nur im Rahmen einer Neuvernetzung sinnvoll.

Die Implementierung der Neuvernetzungstechnik ermöglicht darüber hinaus mit geringem Mehraufwand die Modellierung eines stufenlos verschiebbaren, stetig verlaufenden spröd/ duktil-Übergangs. Im Gegensatz zum oben beschriebenen Rasteransatz werden Spröd- und Duktilbereich hier getrennt vernetzt, sie stellen wie die Materialdomänen autarke Bereiche mit beliebigem Elementtyp und Materialgesetz dar. Die Geometrie dieser Domänen kann bei einem Neuvernetzungsschritt beliebig gegeneinander verschoben werden (vgl. hierzu auch Kap. 2.7). Dem Nachteil, dass eine Berücksichtigung lokaler Effekte hier nicht erfolgen kann, steht der Vorteil einer kontinuierlichen Grenze ohne artifizielle Sprünge gegenüber. Angesichts der bei geodynamischen Modellen dieses Maßstabs allgemein grobmaschigen Vernetzung (insbesondere bei 3D-Modellen) ist dieser Methode im Allgemeinen der Vorzug zu geben.

2.5 Temperaturmodell

Im Verlauf von Kontinent-Kontinent Kollisionen kommt es durch die Krustenverdickung zu einer erheblichen Störung des präorogenen Temperaturfeldes. Insbesondere bei fossilen Orogenen lassen sich anhand der Druck- und Temperaturbedingungen, die an exhumierten Metamorphiten bestimmt werden können, Aussagen über den thermischen und strukturellen Werdegang des Orogens machen, so dass modellierte PT-Daten hier ein wichtiges Vergleichskriterium darstellen können. Eine dynamische Modellierung des orogenen Temperaturfeldes ist zudem aufgrund der Temperaturabhängigkeit des Materialverhaltens unabdingbar.

2.5.1 Physikalische Grundlagen

Thermische Materialparameter

Die Wärmeleitfähigkeit k ist bei Gesteinen von Mineralzusammensetzung, Porosität und Art der vorherrschenden Porenflüssigkeit abhängig (Clauser & Huenges 1995). Zudem besteht eine Temperaturabhängigkeit, die sich meist in einer Abnahme der Wärmeleitfähigkeit bei steigender Temperatur äußert. Diese kann nach einer empirischen Formel abgeschätzt werden (Zoth & Hänel 1988):

$$k(T) = A + \frac{B}{350 + T} \quad \text{Gl. 45}$$

A und B sind dabei experimentell bestimmte Materialparameter und T die Temperatur (in °C). Nach Henk (1998) kann die Wärmeleitfähigkeit in der Kruste unter Annahme einer quarzdominierten Ober- und einer feldspatreichen Unterkruste mit den von Zoth & Hänel (1988) für felsische bzw. mafische Gesteine gegebenen Parametern beschrieben werden. Im Bereich der Oberkruste ($A=0.64$; $B=807$) nehmen die resultierenden Wärmeleitfähigkeiten mit steigender Temperatur von etwa 3 bis auf $<2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ab, in der Unterkruste ($A=1.18$; $B=474$) verlangsamt sich die Abnahme, und die Werte liegen zwischen 2 und $1.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Ähnliche Resultate ergeben sich bei Verwendung der von Clauser & Huenges (1995) an klastischen Sedimenten und quarzarmen Metamorphiten bestimmten Parameter. In Ansys® können temperaturabhängige Parameter durch Wertepaare mit (multi-)linearer Interpolation definiert werden.

Die Wärmekapazität C kennzeichnet das Verhältnis der einem Körper zugeführten Wärmeenergie zur resultierenden Temperaturerhöhung. Bei der spezifischen Wärme c , dem Quotienten aus Wärmekapazität und Masse eines Körpers, handelt es sich um einen Materialparameter, der jedoch in der Regel zusätzlich Temperaturabhängigkeit zeigt (Ghosh & McSw een 1999; Vejbaek 1994). Bei Quarz führt eine Verdopplung der Temperatur von 300 auf 600°C zu einem Anstieg der spezifischen Wärme von 737 auf $1081 \text{ kJ kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ (Schön 1983). Für Gesteine ergibt sich die spezifische Wärme aus ihrer Zusammensetzung und den entsprechenden Werten der Einzelkomponenten und gegebenenfalls der Porenfüllung. Werte für Krustengesteine bei Oberflächentemperaturen (Buntebarth 1980; Schön 1983)

liegen zwischen $0.7 \text{ kJ kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ und $1.7 \text{ kJ kg}^{-1}\text{K}^{-1}$, wobei die Streubereiche innerhalb der einzelnen Gesteinstypen die Unterschiede untereinander bei weitem übersteigen. Werte für höhere Temperaturen stehen für Gesteine kaum zur Verfügung, so dass in der Praxis bei der Temperaturfeldmodellierung meist mit einem konstanten Wert gerechnet wird. In der vorliegenden Arbeit wird, angesichts der gegenüber Oberflächentemperaturen deutlich erhöhten durchschnittlichen Krustentemperaturen, in Anlehnung an Henk (1998) mit $1.3 \text{ kJ kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ein Wert aus der oberen Hälfte des Streubereichs verwendet.

Wärmequellen

Radiogene Wärmequellen haben einen bedeutenden Anteil am oberflächlichen Wärmefluss. Schauplatz radiogener Wärmeproduktion ist insbesondere die Erdkruste, hier wiederum die geochemisch am stärksten differenzierten Gesteine in der Oberkruste, in denen die radiogenen Isotope der Elemente Uran, Thorium und Kalium angereichert sind. Folglich nimmt die radiogene Wärmeproduktion mit zunehmender Tiefe und primitiverem Chemos der Gesteine ab, bis sie im oberen Mantel um zwei bis drei Zehnerpotenzen geringer als in der Oberkruste ist. Demnach ist ein auf Lachenbusch (1968) zurückgehendes Exponentialgesetz

$$A(z) = A_0 \cdot e^{-\frac{z}{D}} \quad \text{Gl. 46}$$

mit der Tiefe z und dem Parameter D als Tiefe, in der die Wärmeproduktion nur noch $e^{0.5}$ des Oberflächenwerts A_0 erreicht, zur Beschreibung der Wärmeproduktion in der Kruste geeignet.

Besser mit dem Modell einer in zwei lithologische Zonen gegliederten Kruste vereinbar sind Befunde, die für gewisse Regionen eine stufenweise Abnahme der radiogenen Wärmeproduktion belegen (Cermak & Bodri 1989; Cermak et al. 1991). Der jeweils einheitlichen Lithologie in den Materialdomänen der modellierten Kruste entsprechend wird bei den Modellierungen eine stufenweise Zunahme der Wärmeproduktion angenommen.

Für spezielle Fallbeispiele lassen sich die rezenten Wärmeproduktionsraten über die Geochemie der am Krustenaufbau beteiligten Gesteine bzw. ihren Gehalt an den Elementen U, Th, K abschätzen. Eine andere Möglichkeit besteht in einer Umrechnung aus seismischen Wellengeschwindigkeiten, wie sie von Rybach & Buntebarth (1984) entwickelt wurde. Für phanerozoische Gesteine besteht demnach der empirische Zusammenhang

$$A = 13.7 - 2.17 \cdot v_p \quad \text{Gl. 47}$$

Selbstverständlich müssen auf diese Weise gewonnene Werte entsprechend der Verteilung der radioaktiven Isotope und ihrer jeweiligen Halbwertszeiten korrigiert werden, wenn die fossile Wärmeproduktion für ein Fallbeispiel aus der geologischen Vergangenheit bestimmt werden soll.

Neben radiogener Wärmeproduktion kommen als zusätzliche Wärmequellen bzw. -senken dissipative Wärme aus tektonischer Deformation, latente Wärme aus Phasenübergängen und Reaktionswärme aus metamorphen Mineralumwandlungen in Frage. Die Bedeutung

dissipativer Wärme (Reibungs- bzw. Schererwärmung) auf das krustale Temperaturfeld ist umstritten, allerdings gibt es keine ernstzunehmenden Hinweise auf Temperaturänderungen, die einen Bereich weniger Kelvin übersteigen (eine ausführlichere Diskussion gibt Henk 1998). Zum bedeutenden Faktor kann Reibungswärme in eng lokalisierten Zonen mit hohen Scherspannungen werden, großmaßstäblich betrachtet kann dissipative Erwärmung jedoch vernachlässigt werden. Ebenfalls nur geringen Einfluss auf das Temperaturfeld hat Wärme, die bei metamorphen Reaktionen entsteht oder konsumiert wird, zudem handelt es sich um zeitlich eng begrenzte Effekte. Eine Berücksichtigung der genannten Wärmequellen würde bei sehr geringfügigen Auswirkungen auf die Ergebnisse eine Genauigkeit vorspiegeln, die schon durch den potenziellen Fehler bei den grundlegenden Materialparametern nicht zu gewährleisten ist. Latente Wärme spielt dann eine Rolle, wenn es zur partiellen Aufschmelzung von Krustengesteinen oder umgekehrt zur Kristallisation von Schmelzen kommt. Eine Implementation kann auf einer temperaturabhängigen Beschreibung der Enthalpie oder der spezifischen Wärme basieren (Groth & Müller 1995; Vejbaek 1994) und ist bei Henk (1998) näher ausgeführt.

Wärmetransport in der Erdkruste

In der festen Erdkruste sind am Wärmetransport die Prozesse Advektion, Konduktion und Konvektion beteiligt.

(1) Konvektiver Wärmetransport spielt dabei nur in relativ kleinräumigen, an fluide Phasen und diskrete Wegsamkeiten gebundenen Systemen bis in wenige Kilometer Tiefe eine Rolle. Aufgrund des großen Maßstabs und des Kontinuumsansatzes kann konvektiver Wärmetransport somit bei den hier vorgestellten Modellen vernachlässigt werden.

(2) Advektion ist wie Konvektion an Relativbewegungen von Teilen der Erdkruste gegenüber anderen gebunden, die dem System jedoch im Gegensatz zur Konvektion durch unabhängige, meist tektonische Prozesse von außen aufgezwungen werden. Im Bereich kontinentaler Kollisionszonen führen Plattenkonvergenz, Erosion und gravitativer Kollaps zu horizontalen und insbesondere auch vertikalen Relativverschiebungen, die von advektivem Wärmetransport begleitet werden.

(3) Im Gegensatz zu Konvektion und Advektion ist konduktiver Wärmetransport nicht an eine Relativbewegung des betreffenden Mediums gebunden. Es handelt sich hier um einen Prozess auf mikroskopischer Ebene, bei dem die Molekularbewegung durch Anregung auf benachbarte Teilchen übertragen wird. Konduktiver Wärmetransport ist relativ langsam und bestrebt, bestehende Temperaturdifferenzen auszugleichen, bis das Temperaturfeld thermisch equilibriert ist.

Bei der Temperaturfeldmodellierungen werden advektiver und konduktiver Wärmetransport berücksichtigt.

Numerische Modellierung von Temperaturfeldern

Ausgehend vom ersten Hauptsatz der Wärmelehre, der die Erhaltung der inneren Energie in einem System postuliert, gilt für ein bestimmtes Volumen:

$$\rho c \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \{v\}^T \nabla T \right) + \nabla \{q\} = A \quad \text{Gl. 48}$$

Hierbei bezeichnet ρ die Dichte des Materials, c dessen spezifische Wärme, A die Wärmeproduktionsrate (Wärmequellen oder –senken), $\{v\}$ den Geschwindigkeitsvektor (bei konvektivem oder advektivem Wärmetransport) und $\{q\}$ den Wärmeflussvektor. Nach dem FOURIERSchen Gesetz lässt sich der in Gl. 49 ausgeführte Zusammenhang zwischen dem Wärmeflussvektor und dem thermischen Gradienten ∇T herstellen,

$$\{q\} = -[K] \nabla T \quad \text{Gl. 49}$$

$$[K] = \begin{bmatrix} K_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & K_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & K_{zz} \end{bmatrix} \quad \text{Gl. 50}$$

wobei die Wärmeleitfähigkeitsmatrix $[K]$ nach Gl. 50 verwendet wird (Groth & Müller 1995). Aus Gl. 48 und Gl. 50 ergibt sich schließlich im allgemeinen Fall Gl. 51 bzw. unter Annahme isotroper Wärmeleitfähigkeit Gl. 52.

$$\rho c \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \{v\}^T \nabla T \right) = \nabla ([K] \nabla T) + A = \nabla [K] \nabla T + [K] \nabla^2 T + A \quad \text{Gl. 51}$$

$$\rho c \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \{v\}^T \nabla T \right) = K \nabla^2 T + A \quad \text{Gl. 52}$$

Im Falle eines stationären Temperaturfelds gilt $\partial T / \partial t = 0$ und der Advektionsterm wird eliminiert, so dass POISSONS Differentialgleichung genügt, um das Temperaturfeld zu charakterisieren:

$$K \nabla^2 T + A = 0 \quad \text{Gl. 53}$$

Das mit diesen Gleichungen korrelierende Gleichungssystem zeigt in Matrixschreibweise eine Analogie zu den in Abschnitt 2.2.1 dargestellten Grundgleichungen der FEM. Gl. 54 gilt hierbei für transiente Temperaturfelder (vgl. Gl. 4), im stationären Fall (vgl. Gl. 3) ist der erste Summand hinfällig.

$$[c] \cdot \{\dot{T}\} + [K] \cdot \{T\} = -\{q\} \quad \text{Gl. 54}$$

Nichtlinearitäten treten auf, wenn die Temperaturabhängigkeiten der Dichte, der Wärmeleitfähigkeit und eventuell der spezifischen Wärme berücksichtigt werden.

Im Vergleich zum Strukturmodell sind die thermischen Randbedingungen wenig komplex. Bei thermischen Modellierungen ist die Temperatur der einzige aktive Freiheitsgrad. Bei den Knoten an der Erdoberfläche wird der Temperaturfreiheitsgrad auf einen einheitlichen

Wert von 273.2K fixiert, der die durchschnittliche Atmosphärentemperatur beschreibt. Die Modellbasis, die bei den hier vorgestellten Modellen durchweg die Krustenbasis repräsentiert, wird mit einem definierten Wärmefluss belegt, der formal eine Oberflächenlast darstellt. Zusätzlich wird für alle Massenelemente des Modells eine bestimmte radiogene Wärmeproduktion angenommen, die als Volumenlast in die Berechnungen eingeht. In guter Annäherung können dabei jeweils einheitliche Werte für die quarzdominierte Oberkruste bzw. die feldspatdominierte Unterkruste angenommen werden.

Bei den meisten hier vorgestellten Standardmodellen wurde eine initial thermisch equilibrierte Kruste angenommen. Über hinreichend lange Zeiträume entwickelt sich in einer homogen aufgebauten Kruste konstanter Mächtigkeit unter konstanten Randbedingungen (basaler Wärmefluss, radiogene Wärmeproduktion, Oberflächentemperatur) ein lateral homogenes Gleichgewichtstemperaturfeld. In der Praxis kann dieses im numerischen Modell durch eine statische Analyse (mit unendlichem Zeitschritt) berechnet werden.

Kontinentale Kollisionszonen entstehen jedoch in aller Regel in Bereichen, deren geodynamische Vorgeschichte durch ozeanische Subduktion gekennzeichnet ist, einen Prozess, der das regionale Temperaturfeld stark modifiziert. Um diesem Rechnung zu tragen, werden für die Simulation realer Orogene Modelle mit initial lateral inhomogenem Temperaturfeld durchgeführt. Da die präorogene thermische Entwicklung als Subduktionszone nicht Teil des numerischen Modells ist, ist ein nicht vollständig equilibriertes, transientes Temperaturfeld als Initialzustand kaum zu verwirklichen. Stattdessen wird in der Praxis ein bei variierendem basalen Wärmefluss equilibriertes Temperaturfeld verwendet. Im Verlauf der Kontinent-Kontinent-Kollision wird die basale Randbedingung dann in der Regel wieder als homogen angenommen.

Thermomechanische Kopplung

Im Gegensatz zu einfacheren Ansätzen, die auf die Berücksichtigung des Temperaturfelds völlig verzichten oder das initiale Temperaturfeld stets advektiv mitführen, wurde in dieser Arbeit eine vollständige thermomechanische Kopplung von Struktur- und Temperaturmodell implementiert (vgl. Abb. 8). Diese erlaubt zum einen die Verwendung temperaturabhängiger Materialgesetze und die Berücksichtigung thermischer Spannungen in den strukturmechanischen Berechnungen, zum anderen die Einbeziehung radiometrischer Wärmeproduktion sowie konvektiven und advektiven Wärmetransports in die Berechnung des Temperaturfelds.

Zur praktischen Umsetzung der thermomechanischen Kopplung werden parallel Temperaturfeld- und Strukturberechnungen durchgeführt und die jeweiligen Ergebnisse mit einem Kopplungszeitschritt zwischen 1 und 10Ma auf den jeweils anderen Modellteil übertragen. Dabei soll die Geometrie des thermischen Modells die im mechanischen Modell deformierte Kruste abbilden. Zur Umsetzung sind in Ansys® die "coupled-field" Elemente PLANE13 (2D-Modelle) bzw. SOLID5 (3D-Modelle) geeignet, die als Freiheitsgrade zusätzlich zur Temperatur auch die mechanischen Verschiebungen führen. Die Knotenverschiebungen aus dem mechanischen Modell können hier aufgebracht

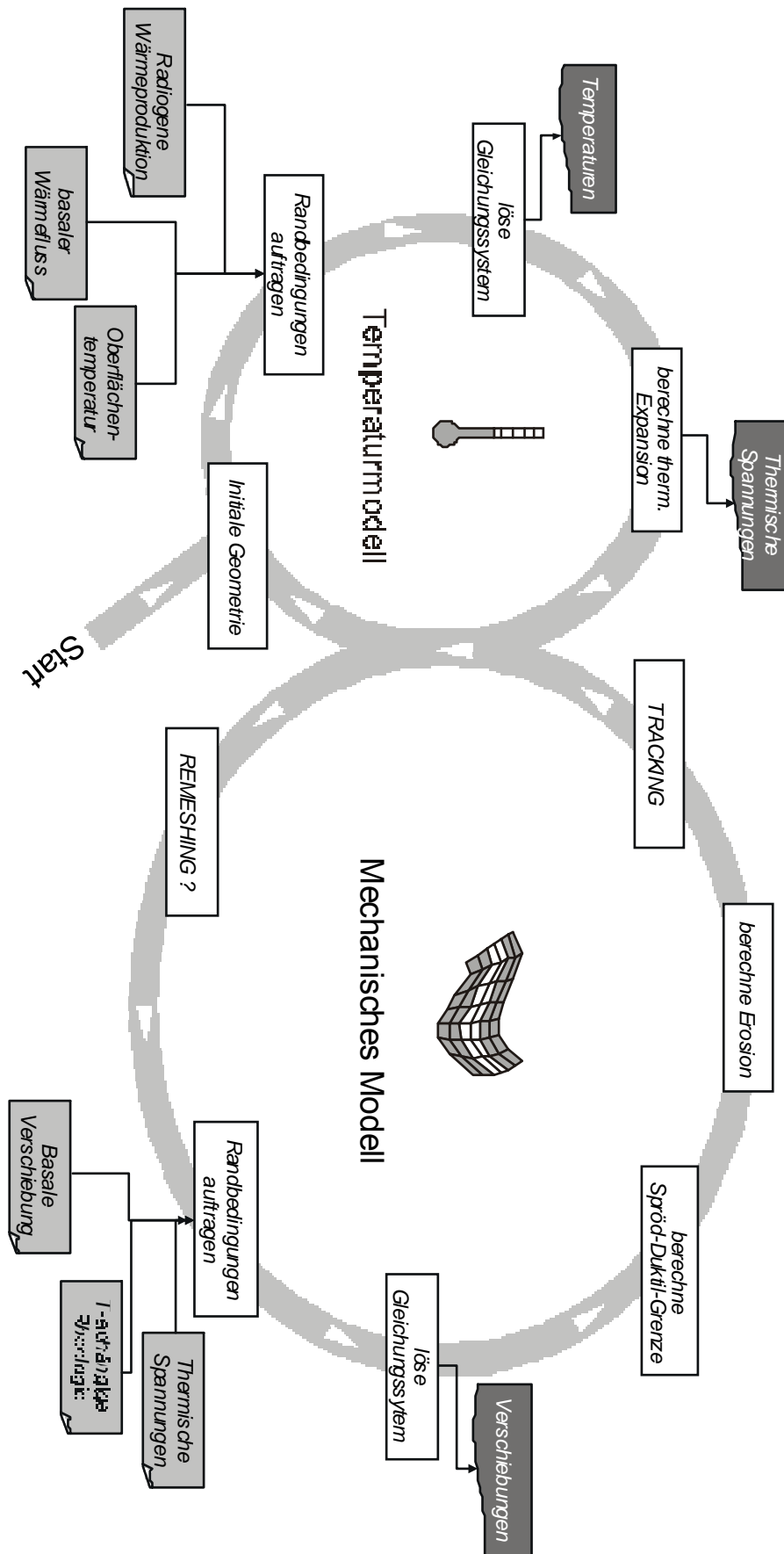


Abb. 8 Schematische Darstellung des Modellablaufs mit thermomechanischer Kopplung.

werden, so dass das Temperaturmodell die aktuelle Struktur des mechanischen Modells annimmt und während der Temperaturberechnung alle Knoten gegen Verschiebungen gesperrt sind.

Umgekehrt werden die errechneten Temperaturen als Volumenlasten auf die Knoten des Strukturmodells aufgebracht, womit sie in als temperaturabhängig beschriebene Parameter (z.B. Dichte) und in temperaturabhängige Materialgesetze eingehen. Um das Temperaturfeld als Ergebnisgröße auch im Strukturmodell verfügbar zu haben, wird die Temperatur hier als zusätzlicher Freiheitsgrad definiert, der ebenfalls mit den aktuellen Werten aus dem Temperaturmodell belegt wird. Schließlich können aus der Temperaturverteilung thermische Spannungen berechnet werden, die als zusätzliche Randbedingung auf das Strukturmodell übertragen werden können,

Thermoelastische Spannungen

Thermoelastische Spannungen treten in einem umschlossenen Bereich eines elastischen Mediums mit temperaturabhängiger Dichte auf. Sie resultieren aus dem Bestreben des Materials, bei Wärmezufuhr mit einer Volumenzunahme zu reagieren, und den elastischen Reaktionskräften des umgebenden Materials. Die Komponenten des Gesamtverzerrungstensors ergeben sich nach Ranalli (1995) aus der Summe von thermischer und elastischer Verformung:

$$\varepsilon_{ij} = \varepsilon_{ij,th} + \varepsilon_{ij,e} = \frac{1+\nu}{E} \sigma_{ij} - \left(\frac{\nu}{E} \sigma_{kk} - \alpha_l \Delta T \right) \delta_{ij} \quad \text{Gl. 55}$$

In die thermische Verformung $\varepsilon_{ij,th}$ geht der Temperaturunterschied ΔT und der lineare thermische Ausdehnungskoeffizient α_l (vgl. Gl. 18) ein, in den elastischen Anteil $\varepsilon_{ij,e}$ der Elastizitätsmodul E und die POISSON-Zahl ν . Die KRONECKER-Matrix δ_{ij} liefert für Indizes $i \neq j$ den Wert 0, so dass der zweite Summand in Gl. 55 nur in die longitudinalen Verformungskomponenten eingeht. Ein Auflösen der Gleichung für einzelne Spannungskomponenten führt auf das DUHAMEL-NEUMANN-Gesetz. Die horizontalen Spannungen in einem Bereich, der bezüglich der horizontalen Achsen fest umschlossen ist ($\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} = 0$) und in vertikaler Richtung frei ($\sigma_{33} = 0$) ergeben sich durch Einsetzen dieser Randbedingungen in Gl. 55 (Ranalli 1995):

$$\sigma_{11} = \sigma_{22} = -\frac{E}{1-\nu} \alpha_l \Delta T \quad \text{Gl. 56}$$

Die genannten Randbedingungen beschreiben in etwa die Situation von Krustengesteinen nahe der Erdoberfläche. Die für eine Temperaturänderung von 100K resultierenden Spannungen liegen bei Annahme krustentypischer Werte für E , ν und α_l in der Größenordnung von 10^6 Pa und sind damit plattentektonisch induzierten Spannungen vergleichbar.

Eine Berücksichtigung thermischer Spannungen und der thermischen Expansion findet bei den in Ansys® implementierten Materialgesetzen nicht statt. Allerdings lässt sich im Temperaturmodell - unter der vereinfachenden Annahme rein elastischen

Materialverhaltens – nach Gl. 56 der aus der zeitlichen Temperaturänderung zu erwartende Wert berechnen, und im Rahmen der thermomechanischen Kopplung direkt auf die Elementseiten des Strukturmodells auftragen.

2.6 Isostasie

Eine zentrale Stellung unter den bei kontinentalen Kollisionen wirksamen Prozessen nimmt die isostatische Kompensation der entstehenden Krustenverdickung ein. Krustenwurzel und Oberflächentopographie stehen über den isostatischen Ausgleich in einem komplexen Zusammenhang, in den über die Biegesteifigkeit der Kruste auch die Belastungsgeschichte eingeht.

Für die komplette Lithosphäre ist eine lokale isostatische Kompensation nach AIRY erreicht, wenn der lithostatische Druck $\sigma_{zz}(z)$ in der isostatischen Kompensationstiefe z_{iso} für jede hypothetische Lithosphärensäule gleich groß ist (Turcotte & Schubert 1982).

$$\sigma_{zz}(z) = \int_{z_{eof}}^{z_{iso}} \rho(z') \cdot g \cdot dz' \quad \text{Gl. 57}$$

Die Tiefenabhängigkeit der Dichte $\rho(T)$ kann unter der Annahme lithologischer Homogenität aus dem geothermischen Gradienten und der Temperaturabhängigkeit der Dichte (vgl. Gl. 17) abgeleitet werden. Eine lithologische Stratifizierung der Lithosphäre modifiziert die Dichteverteilung innerhalb der Lithosphärensäule entscheidend.

Allerdings stellt sich isostatische Kompensation nicht spontan ein, sondern induziert aufgrund der Festigkeit der Gesteine zunächst deviatorische Spannungen. Solange geodynamische Prozesse aktiv sind, insbesondere solche mit relativ hohen Verformungsraten, wie sie kontinentale Kollisionen zeigen, kann eine vollständige Kompensation nicht erreicht werden und isostatische Kräfte haben - neben anderen - Einfluss auf eine Abfolge transienter Krustengeometrien. Ansätze, die zur Simulation von Isostasie der Modellbasis eine vertikale Verschiebung aufzwingen, sind somit nur bedingt brauchbar.

Bei Modellen im Krustenmaßstab ohne Berücksichtigung des oberen Mantels muss davon ausgegangen werden, dass die Kruste ein isostatisches Verhalten analog zu dem der Gesamtlithosphäre zeigt. Da der Übergang zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre keinen Materialkontrast und einen nur geringfügigen Dichtekontrast darstellt, verlangen hauptsächlich die Dichteunterschiede zwischen Kruste und oberem Mantel nach isostatischer Kompensation. Unter dieser Annahme ist die isostatische Kompensationstiefe bereits im Bereich der orogenen Krustenwurzel annähernd erreicht und eine Anwendung der unten beschriebenen Techniken legitimiert. Allerdings trägt die Biegesteifigkeit des lithosphärischen Mantels im Krustenmodell nicht zur Kompensation der isostatischen Spannungen bei. Daraus ergibt sich die Problematik, dass die Gesamtsteifigkeit des Modells erniedrigt werden kann und eine isostatische Kompensation tendenziell zu schnell erfolgt.

Umsetzung in FE-Modell

Bei der Implementation der Isostasie in geodynamischen FE-Modellierungen haben sich verschiedene Verfahrensweisen bewährt. Elemente, die sich wie mechanische Federn verhalten, können als Lager für das Modell in den Vertikalen dienen und bringen spontan

Reaktionskräfte an der Modellbasis oder an Dichtegrenzflächen auf, sobald es zu Änderungen der Krustenmächtigkeit bzw. Dichteverteilung kommt. Bei Ansys® steht dazu der Elementtyp COMBIN14 zur Verfügung. In anderen Arbeiten wird die Wirkung eines fiktiven elastischen Balkens an der Krustenbasis simuliert, um das Modell zu stützen (Beaumont et al. 1994). Einfachere Ansätze arbeiten mit Verschiebungen der Basisknoten, die dem aktuellen Belastungszustand jedoch immer um einen Lastschritt nachhinken.

Bei der sogenannten „density-stripping“-Methode (Braun 1988) wird von einem initial hydrostatischen Spannungszustand innerhalb des gesamten modellierten Bereichs ausgegangen, laterale Dichteveränderungen und deviatorische Spannungen aus vorhergehenden tektonischen Ereignissen bleiben somit unberücksichtigt. Die Gravitation, in Wirklichkeit als Körperkraft auf Massen wirksam, kann unter dieser Annahme vereinfachend durch Ausgleichkräfte auf Dichtegrenzflächen innerhalb bzw. am Rande des Modells ersetzt werden. Bei einem lithologisch gegliederten Modell im Krustenmaßstab kommen hierfür die Erdoberfläche ($\Delta\rho = 2800 \text{ kg m}^{-3}$ unter Annahme homogener Durchschnittsdichten), die Moho ($\Delta\rho = 400 \text{ kg m}^{-3}$) und die Grenze Ober-/Unterkruste ($\Delta\rho = 200 \text{ kg m}^{-3}$) in Frage. Die Tatsache, dass bei einer Berücksichtigung des oberen Mantels auf die Lithosphärenbasis nur geringe Ausgleichkräfte inverser Ausrichtung ($\Delta\rho < 50 \text{ kg m}^{-3}$) aufgetragen werden müssten, rechtfertigt eine Verwendung des „density-stripping“-Prinzips auch für reine Krustenmodelle. Die für die isostatischen Ausgleichkräfte verantwortlichen Federelemente werden zwischen den einzelnen Grenzflächenknoten des FE-Modells und jeweils einem zusätzlichen Knoten generiert (vgl. Abb. 9 a). Dieser ist in vertikaler Richtung in der initialen Position der Dichtegrenzfläche fixiert und kann Horizontalverschiebungen nur gekoppelt mit dem jeweiligen Flächenknoten unternehmen. Diese Randbedingungen bewirken, dass die betreffende Feder immer in vertikaler Orientierung gespannt ist und jeder Vertikalverschiebung der Grenzfläche eine Kraft entgegengesetzt. Die aktuellen Federkräfte ergeben sich nach dem HOOKEschen Gesetz aus dem Abstand der Endknoten dz , dem jeweiligen Dichtekontrast $d\rho$ und der Fläche A , auf die die entsprechende Federkraft w wirkt.

$$F = d\rho \cdot g \cdot A \cdot dz$$

Gl. 58

Die geschilderte Verfahrensweise ist legitim, solange die Grenzflächen keine nennenswerte Neigung gegen die Horizontale einnehmen. Ist damit zu rechnen, wie es z.B. bei Modellen mit starker Exhumierung von Unterkrustengesteinen der Fall ist, muss die Lage des freien Federendknotens durch eine aufwendigere Prozedur bestimmt und aktualisiert werden. In diesem Fall werden die Federelemente vor jedem Lastschritt neu generiert und um die bisher erfolgte Vertikalverschiebung der Grenzfläche entlang der Normale ihrer aktuellen Ausrichtung vorgespannt. Ein Aufbau der Federelemente in zwei Schritten ist hierbei notwendig, da auf zwischen beliebigen Punkten definierten Federelementen keine Vorspannungen aufgetragen werden können.

Wird die Gravitation dagegen explizit als Körperkraft auf die Elemente aufgetragen, muss dem freien Fall des Modells der lithostatische Druck in Form von Auftriebskräften an der Modellbasis entgegenwirken („buoyancy rollers“, Bassi 1991). Bei der initialen, isostatisch

voll kompensierten Modellgeometrie gleichen sich Gewichts- und Auftriebskräfte vollständig aus. Werden die Auftriebskräfte unmittelbar auf die Modellbasis aufgebracht, kann es bei Modellen mit überwiegend horizontaler Erstreckung und lateralen Dichteschwankungen zu numerischen Instabilitäten kommen (Lynch & Morgan 1990). Wie bei der „density-stripping“-Methode werden deshalb auch hier vertikal orientierte Federelemente verwendet, um die Auftriebskräfte zu simulieren. Die Lage der Federelemente und die entsprechende Federkonstante lässt sich aus zwei Bedingungen ableiten: (1) bei initialer Modellgeometrie müssen die resultierenden Federkräfte die Gravitationskraft an der Modellbasis kompensieren, um ein isostatisches Gleichgewicht zu beschreiben; (2) keine Auftriebskräfte herrschen dann, wenn die der Modellbasis entsprechende Fläche die Lage ihrer geringsten, in der Natur beobachteten Tiefe unter dem Meeresspiegel einnimmt. Unabhängig davon, ob die Krusten- oder die Lithosphärenbasis die Unterkante des Modells bildet, kann hier mit einem, der generellen Tiefenlage der mittelozeanischen Rücken entsprechenden Wert von -2500m NN gerechnet werden (Houseman & England 1986). Zur Modellierung von Szenarien, bei denen Krustenausdünnung auftritt, werden Druckfedern verwendet, deren Basis in der Tiefenlage der initialen Modellbasis fixiert ist und die bei vollständiger Extension nach oben dieses Referenzniveau erreichen (Henk 1998). Für Modelle mit Krustenverdickung bietet sich eine analoge Beschreibung mit Zugfedern an, die im Referenzniveau fixiert und bei initialer Belastung nach unten bis zur Modellbasis gedehnt sind (vgl. Abb. 9 b).

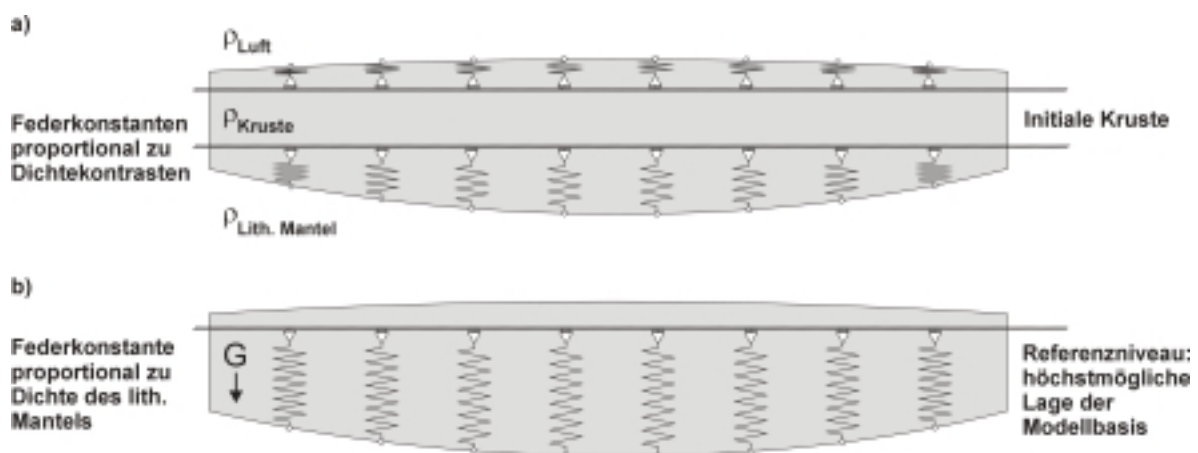


Abb. 9 Schematische Darstellung der Implementation isostatischen Ausgleichs (a) nach der „density-stripping“-Methode (Braun 1988) und (b) unter expliziter Berücksichtigung der Gravitation mittels „buoyancy rollers“ (modifiziert nach Bassi 1991).

In der vorliegenden Arbeit wurde zum Teil mit der „density-stripping“-Methode gearbeitet, zum Teil wurde die Gravitation als Körperkraft explizit berücksichtigt und eine basale Gegenkraft mit „buoyancy rollers“ simuliert. Insgesamt erweist sich die technisch einfachere „density-stripping“-Methode auch als die stabilere. Nachteile liegen zum einen in der Reduktion des Dichtegradienten auf wenige Dichtegrenzflächen, zum anderen

darin, dass der lithostatische Druck als Eingabeparameter für druckabhängige Materialgesetze nicht zur Verfügung steht.

2.7 Schnittstellen zu externen Modellen

Sowohl die orogene Deformation als auch das krustale Temperaturfeld lassen sich mit Kontinuumsmodellen beschreiben und durch eine thermomechanische Kopplung miteinander in Beziehung setzen. Andere Prozesse, die auf das orogene Geschehen ebenfalls entscheidenden Einfluss haben, sind ihrem Wesen nach mit einem Kontinuumsansatz nicht vereinbar. Die exogenen Prozesse Erosion und Sedimentation entnehmen dem Modellkörper kontinuierlich Material bzw. fügen ihm Material hinzu. Ähnliche Effekte haben Vorgänge wie tektonische Erosion, Akkretion und „underplating“ an der Modellbasis. Eine Berücksichtigung im FE-Modell erfordert eine externe Modellierung des betreffenden Prozesses und den Aufbau einer Schnittstelle, über die die wesentlichen Effekte des extern modellierten Prozesses auf das FE-Modell übertragen werden.

2.7.1 Exogene Dynamik

Grundlagen

Erosion ist neben den konvergenten Plattenbewegungen als wohl wesentlichster Prozess permanent an der orogenen Entwicklung beteiligt. Mit der Höhenlage zunehmende Temperaturschwankungen und das Vorkommen von Frost beschleunigen die physikalische Verwitterung. Fluvialer Abtransport wird durch die häufig mit der Höhenlage und Reliefunterschieden korrelierenden Niederschlagsraten begünstigt. Große Reliefgradienten und hohe Niederschlagsmengen ermöglichen zudem Denudation durch Massenbewegungen. Schließlich ist je nach Breitenlage und globalklimatischer Situation mit glazialen oder periglazialen Prozessen zu rechnen.

Die Gesamtheit der skizzierten Verwitterungs-, Erosions- und Transportprozesse bewirken zum einen das ausgeprägte Relief rezenter Gebirge, zum anderen eine durchschnittliche, im großen Maßstab und über entsprechende Zeiträume betrachtet flächenhafte Denudation der Landoberfläche, die deutlich über der der Vorländer liegt. In diesem Zusammenhang ist Erosion entscheidend an der Exhumierung tieferliegender Gesteine bzw. metamorpher Fazies beteiligt, wie sie in fossilen Gebirgen beobachtet wird. Isostatische Kompensation führt zudem zur Hebung (uplift) von Gesteinen in Folge der Erosion. Das System Erosion – Exhumierung – isostatische Hebung ist aktiv, bis die Mächtigkeit orogen verdickter Kruste wieder der Referenzkruste entspricht. Beim Abbau von Krustenverdickungen spielt zudem gravitatives Kollabieren eine entscheidende Rolle.

Da Gebirge aufgrund ihrer Topografie in vielen Fällen entlang ihrer Längsachse sowohl als Wasser- als auch als Klimascheide wirksam sind, kann die Intensität der Erosion auf Pro- und Retro-Seite unterschiedlich sein (z.B. Willett et al. 1993). Großräumige Sedimentation spielt für die orogene Entwicklung im Vergleich zur Erosion eine weniger bedeutende Rolle. Allerdings kann ein Teil des im morphologischen Hochgebiet abgetragenen Materials im Bereich der Molassebecken wieder abgelagert werden, während ein anderer Teil das modellierte System verlässt.

Externe Modellierung

Für eine Modellierung von Erosion und Sedimentation bieten sich verschiedene Methoden an. Für großmaßstäbliche Modelle, deren Schwerpunkt nicht im Bereich lokaler Reliefentwicklung, sondern flächenhafter Denudation liegt, sind empirische höhenlagenabhängige Funktionen für die Erosionsrate ein brauchbares Werkzeug. Auf Basis der Zusammenstellungen von Summerfield & Hulton (1994) wurden für die vorliegenden Modellierungen mehrere multilineare Funktionen erstellt, die die Erosionsrate in Abhängigkeit von Höhenlage für verschiedene klimatische Szenarien beschreiben. Die jeweiligen Erosionsmodelle können auf das gesamte Modellorogen angewendet werden oder es kann eine Klimascheide angenommen werden, die sich am jeweils topographisch höchsten Punkt (3D-Modelle: an der Kammlinie) des Modellorogens orientiert.

Als Massentransport betrachtet, können Erosion und Sedimentation ferner durch die Diffusionsgleichung

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K \cdot \nabla^2 h$$

Gl. 59

(Culling 1960) beschrieben werden, wobei h die Höhenlage, K einen Massenflusskoeffizienten und ∇^2 den räumlichen LAPLACE-Operator darstellt. Die Anwendbarkeit der Gleichung auf Sedimenttransport beruht auf Analogie zu Diffusionsprozessen und wird z.B. von Flemings & Jordan (1989) diskutiert. Auf der Diffusionsgleichung beruhende Oberflächenmodelle geben detaillierte Informationen zur Reaktion von Erosion, Transport und Ablagerung auf tektonisch induzierte topographische Vorgaben (Johnson & Beaumont 1995; Kooi & Beaumont 1996). Nach Voruntersuchungen erscheint das Sedimentationsprogramm „Strata“ (Flemings & Grotzinger 1996) geeignet, um mit den hier vorgestellten FE-Modellen gekoppelt zu werden.

Schnittstelle zum FE-Modell

Erosion an der Modelloberfläche hat für das FE-Modell neben dem Verlust an Masse und Volumen auch den Effekt, dass die den konvergenten Randbedingungen entgegengebrachte Gesamtsteifigkeit des Modellkörpers nachlässt. Sollen die Ergebnisse des Erosionsmodells auf das FE-Modell übertragen werden, müsste die Aktualisierung der Modellgeometrie also strenggenommen nach jedem Lastschritt durchgeführt werden, um beide Effekte kontinuierlich zu berücksichtigen.

Erste Versuche in dieser Richtung wurden mit Hilfe der sogenannten „birth & death“-Funktion unternommen, die für bestimmte Ansys®-Elemente verfügbar ist. Hierbei sollten alle denkbaren Formen, die die Modelloberfläche im Laufe des Modelldurchlaufs annehmen kann, durch bereits vordefinierte Elemente abzubilden sein. Um vertikale Diskontinuitäten an der Oberfläche zu vermeiden, werden Dreieckselemente mit verschiedenen Steigungen definiert, die einen oder mehrere Rasterschritte überbrücken. Es zeigte sich allerdings, dass selbst bei einer relativ groben vertikalen Rasterung von einer Elementmächtigkeit (im 2D-Standardmodell ca. 1600m) mit einem erheblichen Rechen- und Verwaltungsaufwand zu kämpfen war. An eine Verfeinerung dieses Verfahrens auf Rasterschritte im Zehnermeterbereich oder eine Ausweitung auf ein 3D-

Modell war somit nicht zu denken und die Methodik wurde über das Versuchsstadium hinaus nicht angewendet.

Eine wesentlich komfortablere Umsetzung der Schnittstelle ist möglich, wenn das FE-Modell ohnehin in gewissen Abständen neu vernetzt wird. Der Erosionsbetrag lässt sich dann vektoriell zu den Knotenverschiebungen der Oberflächenknoten addieren, so dass im neu vernetzten Modell Materialentnahme oder –zuwachs durch exogene Prozesse berücksichtigt werden. Aus technischen Gründen ist es jedoch nicht sinnvoll, die Remeshingoperation nach jedem Konvergenzschritt des FE-Modells durchzuführen (vgl. hierzu Abschnitt 2.3.3). Ersatzweise wird der Effekt der Erosion annähernd durch das Auftragen entlastender Kräfte an den betroffenen Oberflächenknoten kompensiert, bis im Rahmen der Neuvernetzung das erodierte Material definitiv aus dem Modell genommen wird.

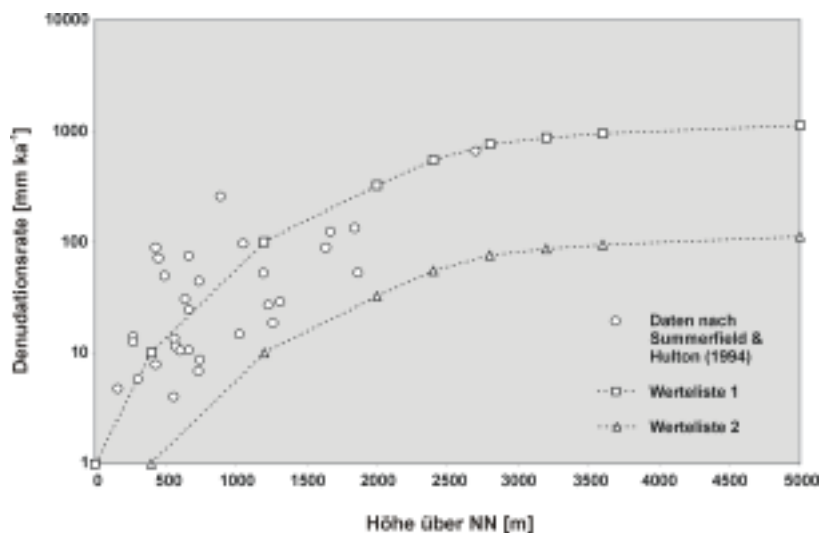


Abb. 10
Topographieabhängige Funktion der Erosionsraten. Dargestellt sind von Summerfield & Hulton (1994) bestimmte Denudationsraten und die Datenpunkte der Werteliste 1 und 2. Bei den Modellierungen erfolgt eine lineare Interpolation zwischen den Datenpunkten.

2.7.2 Prozesse an der Krustenbasis

Äquivalente zu den beschriebenen Oberflächenprozessen an der Krustenbasis sind auf der einen Seite Delamination (Bird 1979; Bird & Baumgardner 1981; Sacks & Secor 1990) und tektonische Erosion (Karig 1974), auf der anderen Seite basale Akkretion (Oncken 1998; van Gool & Cawood 1994) bzw. tektonisches oder magmatisches „underplating“ (Dillon 1988; Henk 1997a).


Materialzuwachs oder –abnahme an der Modellbasis kann mit denselben Hilfsmitteln auf das FE-Modell übertragen werden, wie sie im Bereich der Modelloberfläche zur Anwendung kommen. Obwohl die technischen Voraussetzungen dafür bereits implementiert sind, wurden im Rahmen dieser Arbeit keine Versuche unternommen, einen der aufgeführten Prozesse in ein Modell einzubeziehen. Da die jeweilige geometrische Veränderung weder aus den Rahmendaten für eines der Fallbeispiele quantitativ abzuleiten war noch mit einem einfachen externen Modell allgemeingültig zu beschreiben ist, bleibt die Option einer Berücksichtigung für spezielle Fallbeispiele vorerst offen.

3 Zweidimensionale FE - Modelle

3.1 Deformation in Abhängigkeit von Krustentemperatur und Konvergenzrate

3.1.1 Modellaufbau, Materialparameter und Randbedingungen

Die im Folgenden beschriebenen Parameterstudien basieren auf einem Modellschnitt von 700km initialer Breite und 32km Krustenmächtigkeit, der im Rahmen der Diskretisierung in 63 x 20 Elemente gleicher Form und Größe unterteilt wird. Durch Verschiebung des linken Modellrands und der Basisknoten auf der linken Modellseite wird die Subduktion des Oberen Mantels der linken Platte unter einen Mantelkeil rechts des Subduktionspunkts S auf der rechten Platte zum Ausgangspunkt für die Modellierung der Krustenverformung. S liegt 350km links vom rechten Modellrand entfernt (vgl. Tab. 10).

Mechanisches Modell			
			
Randbedingung: Subduktionsmodell 2D			
Modelle	A1, A4, A7	A2, A5, A8	A3, A6, A9
Konvergenzrate v_s [mm a ⁻¹]	4	20	100
Material	Oberkruste	Unterkruste	Geometrie / Diskretisierung
Dichte ρ bei 0°C [kg m ⁻³]	2800	3000	Breite* [m] 700 x 10 ³
Elastizitätsmodul E [Pa]	0.5 x 10 ¹¹	0.8 x 10 ¹¹	Mächtigkeit* [m] 16 x 10 ³
Querkontraktionszahl ν	0.25	0.25	16 x 10 ³
Strainratenkoeffizient α_s [Pa ⁻ⁿ s ⁻¹]	1.63 x 10 ¹⁴	2.06 x 10 ¹⁵	Lage S-Punkt** 350 x 10 ³
Aktivierungskonstante Q/R [K]	16238	28747	Anzahl Elemente 63 x 20
Stressexponent n	3.1	3.2	* Initialwerte ** Abstand rechter Modellrand


Tab. 10 Geometrie, Materialbeschreibung und Randbedingungen des mechanischen Modells bei den Durchläufen A1 bis A9.

Synchron zur Konvergenzbewegung wird isostatischer Ausgleich unter expliziter Berücksichtigung der Gravitation und einer mit Federelementen realisierten Reaktionskraft an der Modellbasis modelliert („buoyancy rollers“, vgl. Bassi et al. 1993 und Abschnitt 2.6). Eine Kopplung mit Oberflächenprozessen mittels einer „birth & death“-Technik wurde bei den Modellen ohne Remeshing nur versuchsweise durchgeführt, bei den Modellen A1-A9 ist sie nicht berücksichtigt.

Das initiale Temperaturfeld ergibt sich aus einer statischen („steady state“) FE-Berechnung an einem Modell initialer, d.h. präkonvergenter Geometrie unter Annahme einer Oberflächentemperatur von 0°C, radiogenen Wärmeproduktionsraten von $2.3 \times 10^6 \text{ Wm}^{-3}$ für die Oberkruste und $0.52 \times 10^6 \text{ Wm}^{-3}$ für die Unterkruste und eines basalen Wärmeflusses. Bei Parameterstudien, die Orogenesen mit unterschiedlichen thermischen Ausgangsbedingungen beschreiben sollen, erscheint es sinnvoll, den basalen Wärmefluss zu variieren, um unterschiedliche Krustenbasistemperaturen bzw. eine steilere Geotherme zu erzielen (vgl. Tab. 12). Naturgemäß sind die Temperaturdifferenzen für thermisch

unterschiedliche Szenarien nahe der Krustenbasis am größten, insbesondere bei dieser Verfahrensweise, da die Wärmeproduktion innerhalb der Kruste in allen Modellen konstant bleibt.

In den Modellen A1 bis A9 wird die duktile Deformation mittels eines Power-Law-Kriechgesetzes unter Verwendung der Materialparameter für „Wet Quarzite“ (Paterson & Luan 1990) für die Oberkruste bzw. „Dry Anorthosite“ (Shelton & Tullis 1981) für die Unterkruste approximiert. Die Spröddeformation wird - wie unter 2.4.2 beschrieben - über den Umweg einer aktualisierten Geotherme als temperaturabhängig beschrieben.

Thermisches Modell						
Randbedingungen / Temperaturfeld						
$T_{\text{top}} = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ <table border="1" style="width: 100%;"> <tr> <td style="text-align: center;">$H_{\text{top}} = 2.3 \times 10^4$</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">$H_{\text{top}} = 0.52 \times 10^4$</td> </tr> </table> q_{top}	$H_{\text{top}} = 2.3 \times 10^4$	$H_{\text{top}} = 0.52 \times 10^4$	Modelle	A1, A2, A3	A4, A5, A6	A7, A8, A9
	$H_{\text{top}} = 2.3 \times 10^4$					
	$H_{\text{top}} = 0.52 \times 10^4$					
	Wärmefluß Basis q_{bas} [Wm^{-2}]	0.0134	0.0183	0.0229		
Temperatur Oberfläche T_{top} [$^\circ\text{C}$]	0	0	0			
Init. Temperatur Basis [$^\circ\text{C}$]	502	601	699			
Material	Oberkruste	Unterkruste	Geometrie (initial)			
Dichte ρ bei 0°C [kg m^{-3}]	2800	3000	Breite [m]	700×10^3		
Wärmeleitfähigkeit k	T-abhängig	T-abhängig	Mächtigkeit [m]	32×10^3		
Spez. Wärmekapazität C [$\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]	1300	1300				
Rad. Wärmeproduktion H [Wm^{-3}]	2.3×10^4	0.52×10^4				

Tab. 12 Geometrie, Materialbeschreibung und Randbedingungen des thermischen Modells bei den Durchläufen A1 bis A9.

3.1.2 Modelldurchläufe

Aus der Variation der Konvergenzrate von 4, 20 und 100mm/a und der initialen Temperatur an der Krustenbasis (500, 600, 700°C) ergeben sich insgesamt neun Modelldurchläufe. Die thermischen Randbedingungen, die zu den gewünschten Basistemperaturen führen, sind aus Tab. 12 ersichtlich. Bei den Modellierungen ohne Remeshing ist die Gesamtkonvergenz durch die starke Verformung der FE-Netzes auf Werte zwischen 120 und 150km beschränkt. Um eine Interpretation von Ergebnissen geringer Genauigkeit aus extrem verformten Elementen zu vermeiden und eine direkte Vergleichbarkeit der Modellierungsergebnisse zu gewährleisten, werden im Folgenden die Ergebnisse für 100km Gesamtkonvergenz betrachtet. Die dabei erfolgte Gesamtverformung nach VON MISES (Kohnke 1992) ist in Abb. 11 konturiert, zusätzlich sind Zahlenwerte für die maximale Krustenverdickung ersichtlich, die in Abb. 13 als Funktion der Eingabeparameter Initialtemperatur und Konvergenzrate dargestellt sind. Abb. 12 zeigt das Deformationsmuster von Modell A6 im Detail und gibt für auffällige Elemente den Verformungssinn an.

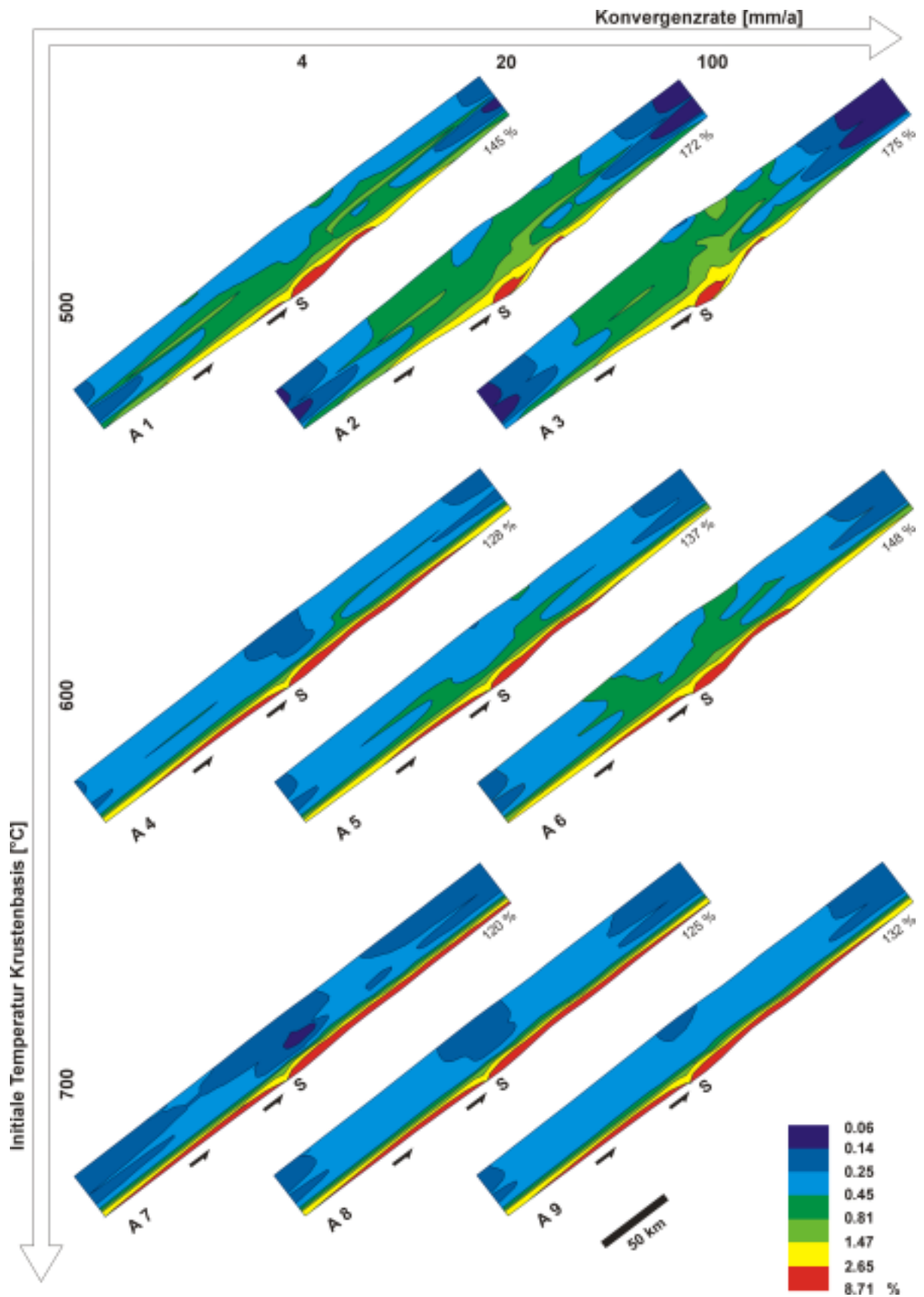


Abb. 11 Gesamtverformung nach von Mises (vgl. Kohnke 1992) bei 100km Gesamtkonvergenz für neun Szenarien mit variiert Konvergenzrate und initialer Krustenbasistemperatur.

3.1.3 Diskussion der Modellierungsergebnisse

Die modellierten Szenarien A1 bis A9 zeigen eine deutliche Abhängigkeit der Orogengeometrien von beiden variierten Parametern. Eng lokalisierte Deformation mit starker Krustenverdickung im Zentralbereich werden bei hohen Konvergenzraten und/ oder geringen Krustentemperaturen beobachtet, bei inverser Parameterkonstellation sind lateral ausgedehnte Strukturen mit geringerer Krustenverdickung die Folge.

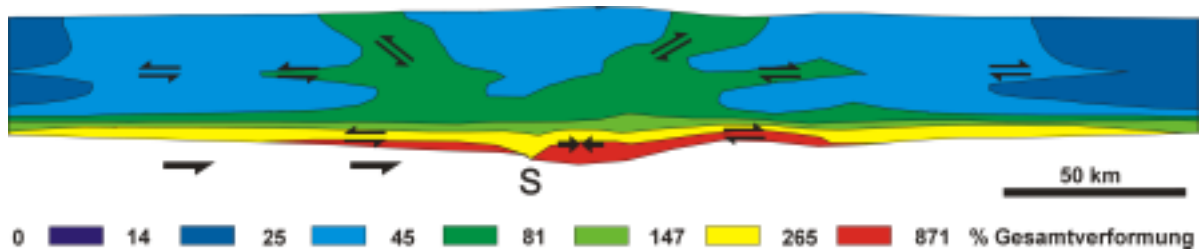


Abb. 12 Detaillierte Ansicht Modell A6 mit Angabe des vorherrschenden Verformungssinns.

Aus Abb. 11 ist die Verteilung von Bereichen hoher Verformungsintensität für die einzelnen Modellszenarien zu entnehmen. Generell konzentriert sich die Deformation in der Vertikalen auf Bereiche nahe der Modellbasis und in geringerem Umfang auf die Grenze zwischen Ober- und Unterkruste. Variationen entlang der Horizontalen zeigen in der Oberkruste eine Konzentration auf zwei Zonen, die in tieferen Krustenstockwerken mehr oder weniger deutlich im Bereich der Krustenwurzel zusammenlaufen. Sie umgrenzen einen oberflächennah weniger intensiv verformten Bereich, in dem die maximale Topographie erreicht wird. Im Idealfall (A6, vgl. auch Abb. 12) ergibt sich daraus eine auf den ersten Blick annähernd symmetrische, V-förmige Struktur, die als bivergente Scherzone den stark angehobenen Zentralbereich des Orogens („pop-up“-Struktur) gegen das orogene Vor- und Hinterland begrenzt. Da die logarithmischen Konturschritte für alle Darstellungen in Abb. 11 gleich gewählt wurde, ist eine optisch weniger auffällige Ausprägung dieses Musters nicht unbedingt als Abweichung vom strukturellen Grundbauplan zu interpretieren.

Im Regelfall ist die Konzentration der Deformation auf der zum Hinterland orientierten Retro-Seite des Orogens höher als auf der gegenüberliegenden Pro-Seite. Bei Modellen mit relativ stark lokalisierter Deformation (z.B. A3) lässt sich dies am einseitigen Auftreten der nächsthöheren Verformungskontur erkennen, bei den übrigen kann über die geringere Breite der einheitlich konturierten Zone auf der Retro-Seite ein entsprechender Eindruck gewonnen werden.

Änderungen im Temperaturfeld wirken sich zunächst auf die Deformation nahe der Krustenbasis und in der Unterkruste aus, da hier die Temperaturdifferenzen bei den einzelnen Modelldurchläufen am größten sind. Während bei den „kalten“ Modellen A1 bis A3 die Zone maximaler Deformation an der Modellbasis auf einen relativ schmalen Bereich um den S-Punkt beschränkt ist, bildet sich bei den „heißen“ Modellen A7 bis A9 eine breite Zone starker basaler Deformation heraus, die eine weitgehende Entkopplung zwischen der auf die Krustenbasis aufgetragenen Konvergenzbewegung und der Kinematik der

Unterkrustengesteine signalisiert. Die Entkopplung nahe der Krustenbasis hat somit auch indirekte Wirkung auf die Deformation in der Oberkruste, auch wenn hier die Temperaturdifferenzen gering sind bzw. sprödes Materialverhalten keine Temperaturabhängigkeit zeigt.

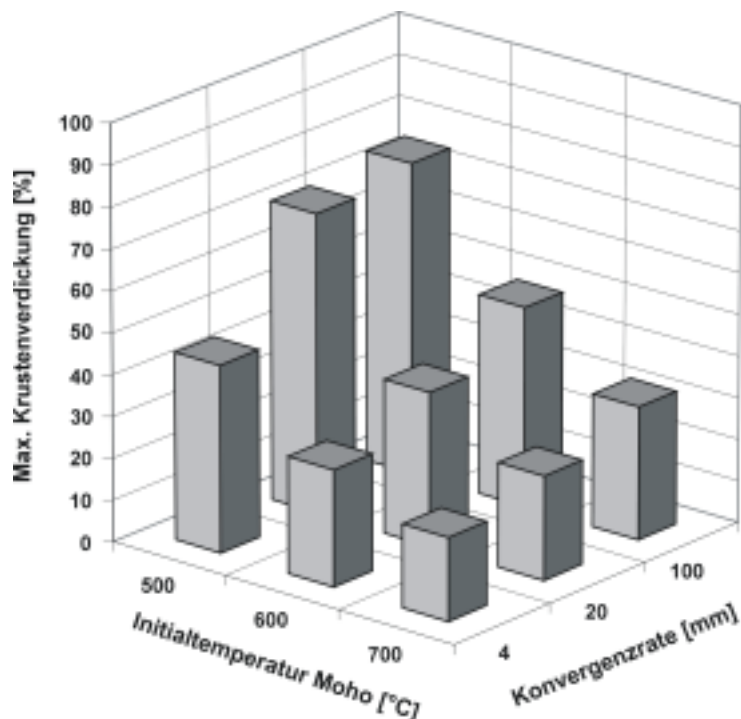


Abb. 13 finale Krustenverdickung bei 100km Gesamtkonvergenz für die Modellszenarien A1 bis A9.

Die Krustenbasistemperatur ist somit (innerhalb der gewählten, geologisch relevanten Variationsspannen) der einflussreichere Parameter. Die Konvergenzrate modifiziert das Verformungsmuster zum einen über die Verformungsratenabhängigkeit des Power-law Kriechgesetzes, zum anderen durch den unterschiedlichen Grad thermischer Equilibrierung in der orogen verdickten Kruste. Beide Faktoren bewirken eine engere Lokalisierung der Deformation bei Modellen mit geringerer Konvergenzrate, da sich das Material hier insgesamt fester verhält. Die beobachteten Variationen betreffen insbesondere den Bereich der Oberkruste und sind umso augenscheinlicher, je geringer die Krustenbasistemperatur bzw. die Ausprägung eines basalen Entkopplungshorizonts ist. Generell tritt bei zunehmender Konvergenzrate der subhorizontale Abscherhorizont an der Oberkrustenbasis, in seinem Deformationssinn zu beiden Seiten des Orogenzentrums dem an der Krustenbasis vergleichbar, zugunsten des bivergenten Scherzonenmusters innerhalb der Oberkruste in den Hintergrund (vgl. A1 bis A3 oder A7 bis A9). Solange die Unterkruste eine lokalisierte Konvergenzbewegung auf die Oberkrustenbasis überträgt, kann es bei hinreichend hohen Konvergenzraten zur Ausbildung lokalisierter Elemente und einer deutlichen Krustenverdickung kommen.

Die aus Abb. 11 ersichtliche und in Abb. 13 graphisch ausgewertete maximale Krustenverdickung belegt einen dominanten Einfluss der Krustenbasistemperaturen auch für die äußere Modellgeometrie. Allerdings überschneiden sich die in den Modellreihen gleicher Basistemperatur erzielten Werte bei den Modellpaaren A1/A6 und A4/A9 leicht.

Die Modelle A1 und A6 zeigen bei ähnlicher Krustenverdickung die Unterschiede zwischen Orogen vom Typ „heiß-schnell“ bzw. „kalt-langsam“ am besten (vgl. auch Abb. 14).

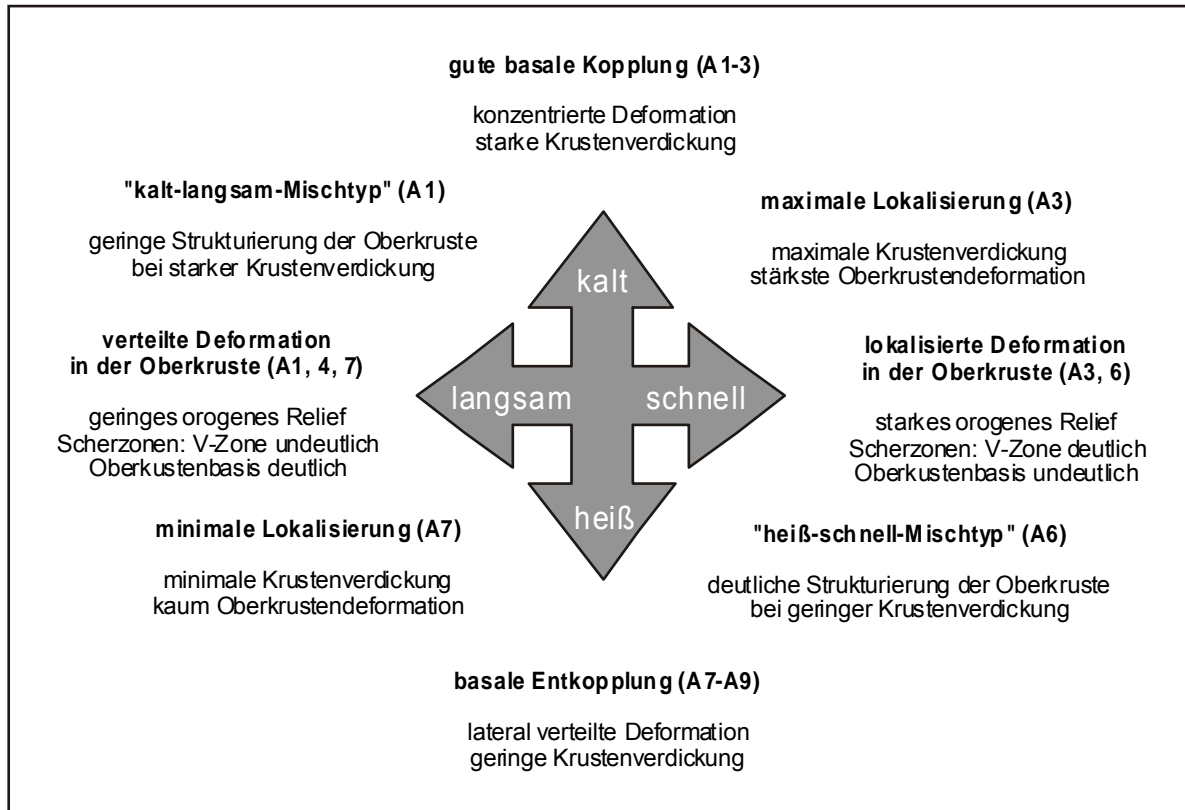



Abb. 14 Schematische Darstellung der durch Variationen in der Konvergenzrate und im Wärmefluss in den Modellen A1 bis A9 beobachteten Ergebnisse.

3.2 Synkonvergente Exhumierung von Krustengesteinen

Gesteine erfahren in kontinentalen Kollisionzonen Versenkung, intensive Deformation und Metamorphose. Eine Kontinent-Kontinent-Kollision bringt die Gesteine jedoch nicht nur in größere Tiefen und den Einflussbereich höherer Temperaturen, sondern stellt auch effektive Mechanismen für Aufstieg und Exhumierung bereit. An synkollisionärer Exhumierung können im Allgemeinen zwei Prozesse beteiligt sein: Erosion an der Erdoberfläche und tektonische Denudation durch Abschiebungen und duktile Ausdünnung in den oberen Krustenstockwerken (England & Molnar 1990; Jamieson 1991). Beide Exhumierungsmechanismen sind an die Topographie gebunden, die ihrerseits ein Produkt orogener Krustenverdickung und isostatischen Ausgleichs ist. Das topographische Relief verstärkt also zum einen die Erosionsraten, zum anderen können in Bereichen übermäßig verdickter Kruste lokal gravitative Instabilitäten auftreten, die zu synkonvergenter Extension und entsprechender Exhumierung führen (Burg et al. 1994; Dewey 1988). Der zweite Mechanismus impliziert ausgeprägte horizontale und insbesondere vertikale Variationen im vorherrschenden Verformungssinn („strain partitioning“) bei einer einheitlich kompressiven Randbedingung.

Für die Parameterstudien zur Untersuchung der synkonvergenten Exhumierung von Krustengesteinen wurde im Gegensatz zu den bisher geschilderten Modelldurchläufen der 2D-Modellansatz mit Neuvernetzungstechnik verwendet. Zum einen lassen sich hierbei Konvergenzbeträge in der Größenordnung von mehreren hundert Kilometern und somit eine signifikante Krustenverdickung erzielen, bei der es zu einer Interaktion zwischen

Mechanisches Modell			
		Randbedingung: Subduktionsmodell 2D	
		Modelle	R1 bis R5
		Konvergenzrate v_s [mm a ⁻¹]	40
Material	Oberkruste	Unterkruste	Geometrie / Diskretisierung
Dichte ρ bei 0°C [kg m ⁻³]	2800	3000	Breite* [m] 1200 x 10 ³
Elastizitätsmodul E [Pa]	0.5 x 10 ¹¹	0.8 x 10 ¹¹	Mächtigkeit* [m] 16 x 10 ³
Querkontraktionszahl ν	0.25	0.25	16 x 10 ³
Strainratenkoeffizient α_s [Pa ⁻¹ s ⁻¹]	1.633 x 10 ⁻¹⁹	2.063 x 10 ⁻¹⁷	Lage S-Punkt** 500 x 10 ³
Aktivierungskonstante Q/R [K]	16238	28747	Anzahl Elemente 98 x 20
Stressexponent n	3.1	3.2	* Initialwerte ** Distanz rechter Modellrand
Effektive Viskosität (bei 426.8°C)			Remeshing / Erosion
Modell R1	5.64 x 10 ²⁰	9.69 x 10 ¹⁷	Zeitschritt FE-Modell [a] 5 x 10 ⁵
Modell R2	1.18 x 10 ²⁰	1.99 x 10 ¹⁷	Zeitschritt Remeshing [a] 5 x 10 ⁵
Modell R3	2.68 x 10 ²¹	4.72 x 10 ¹⁸	Werteliste Erosion 1
Modell R4	2.68 x 10 ²¹	9.69 x 10 ¹⁷	
Modell R5	5.64 x 10 ²⁰	4.72 x 10 ¹⁸	

Tab. 13 Geometrie, Materialbeschreibung und Randbedingungen des mechanischen Modells bei den Durchläufen R1 bis R5.

erosiven und gravitativen Prozessen kommt, die an der Exhumierung von Unterkrustengesteinen beteiligt sind. Auf der anderen Seite lässt sich die Erosion mit

dieser Technik wesentlich komfortabler modellieren als mit dem „birth and death“-Ansatz bei einfachen FE-Modellen.

Thermisches Modell													
$T_{\text{top}} = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ <table border="1"> <tr> <td>$H_{\text{top}} = 2.3 \times 10^6$</td> </tr> <tr> <td>$H_{\text{bot}} = 0.52 \times 10^6$</td> </tr> </table> q_{top}		$H_{\text{top}} = 2.3 \times 10^6$	$H_{\text{bot}} = 0.52 \times 10^6$	Randbedingungen / Temperaturfeld <table border="1"> <tr> <td>Modelle</td> <td>R1 bis R5</td> </tr> <tr> <td>Wärmefluß Basis q_{top} [Wm^{-2}]</td> <td>0.016</td> </tr> <tr> <td>Temperatur Oberfläche T_{top} [$^\circ\text{C}$]</td> <td>0</td> </tr> <tr> <td>Init. Temperatur Krustenbasis [$^\circ\text{C}$]</td> <td>550</td> </tr> </table>		Modelle	R1 bis R5	Wärmefluß Basis q_{top} [Wm^{-2}]	0.016	Temperatur Oberfläche T_{top} [$^\circ\text{C}$]	0	Init. Temperatur Krustenbasis [$^\circ\text{C}$]	550
$H_{\text{top}} = 2.3 \times 10^6$													
$H_{\text{bot}} = 0.52 \times 10^6$													
Modelle	R1 bis R5												
Wärmefluß Basis q_{top} [Wm^{-2}]	0.016												
Temperatur Oberfläche T_{top} [$^\circ\text{C}$]	0												
Init. Temperatur Krustenbasis [$^\circ\text{C}$]	550												
Material Dichte ρ bei 0°C [kg m^{-3}] Wärmeleitfähigkeit k Spez. Wärmekapazität C [$\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$] Rad. Wärmeproduktion H [Wm^{-3}]	Oberkruste 2800 T-abhängig 1300 2.3×10^6	Unterkruste 3000 T-abhängig 1300 0.52×10^6	Geometrie (initial) Breite [m] 1200×10^3 Mächtigkeit [m] 32×10^3										

Tab. 14 Geometrie, Materialbeschreibung und Randbedingungen des thermischen Modells bei den Durchläufen R1 bis R5.

3.2.1 Modellaufbau, Materialparameter und Randbedingungen

Bei allen folgenden Modellen (R1-R5) wird ein 1200km breiter Schnitt durch eine initial 32km mächtige, zu gleichen Teilen aus Ober- und Unterkrustengesteinen aufgebaute Kruste mit 98×20 Elementen diskretisiert (vgl. Tab. 13). Die verwendeten Elemente haben initial über den gesamten Modellbereich gleiche Größe und Geometrie. Die im Vergleich zu den oben beschriebenen Modellen deutlich größere Initialbreite wird nötig, um durch die Modellränder verursachte Störungen der Ergebnisse („side wall effects“) bei größerer Gesamtkonvergenz zu vermeiden. Als mechanische Randbedingung wird wie oben Mantelsubduktion im Sinne des unter 2.1.1 beschriebenen Modells simuliert, der Subduktionspunkt S liegt 500km vom rechten Modellrand entfernt.

Die angenommene Konvergenzrate beträgt bei allen Modelldurchläufen 40mm/a, was bei einer Gesamtkonvergenz von 400km einem modellierten Zeitraum von 10Ma entspricht. Der isostatische Ausgleich ist abweichend von den unter 3.1 vorgestellten Modellierungen mittels des „density-stripping“-Ansatzes (vgl. 2.6) realisiert. Zusätzlich wird Erosion am Modelltop durch Kompensationskräfte an den Oberflächenknoten bzw. eine komplette Entnahme des betroffenen Materials bei den Neuvernetzungsschritten modelliert (zur praktischen Durchführung vgl. 2.7.1). Für die allgemeinen Parameterstudien wird hierbei eine über den Modellschnitt lateral konstante, rein topographieabhängige Erosionsrate angenommen, die mit Hilfe einer aus empirischen Daten nach Summerfield & Hulton (1994) erstellten multilinearen Funktion bestimmt wird. Die thermischen Randbedingungen, und somit auch das initiale Temperaturfeld, sind bei allen Modelldurchläufen identisch: ein basaler Wärmefluss von 0.016 Wm^{-2} und radiogene Wärmeproduktionsraten von $2.3 \times 10^6 \text{ Wm}^{-3}$ (Oberkruste) bzw. $0.52 \times 10^6 \text{ Wm}^{-3}$ (Unterkruste) generieren eine initiale Gleichgewichtstemperatur von 550°C für die Krustenbasis (vgl. Tab. 14). Die relativ geringe Mohotemperatur soll in Verbindung mit der hohen Konvergenzrate für eine

vergleichsweise lokalisierte Deformation sorgen, die über eine ausgeprägte orogene Topographie Exhumierungsprozesse fördert.

Die verwendeten Materialgesetze wurden aufgrund der unter 2.4.3 eingehend diskutierten Problematik auf ein rein temperaturabhängiges Kriechgesetz reduziert. Unter Verwendung der Materialparameter für „Wet Quarzite“ (Paterson & Luan 1990) für die Oberkruste bzw. „Dry Anorthosite“ (Shelton & Tullis 1981) für die Unterkruste, die den oben gewählten entsprechen, bleibt dabei die angenommene Referenzverformungsrate (vgl. hierzu Abschnitt 2.4.3) als zusätzlicher, das Materialverhalten bestimmender Faktor. Formal bilden Variationen dieser Größe die Grundlage der im Folgenden vorgestellten Modelldurchläufe; die Auswirkungen unterschiedlicher Referenzverformungsraten auf die Rheologie lassen sich aber auch als Variationen der temperaturabhängigen effektiven Viskosität der Gesteine zeigen (vgl. Abb. 15).

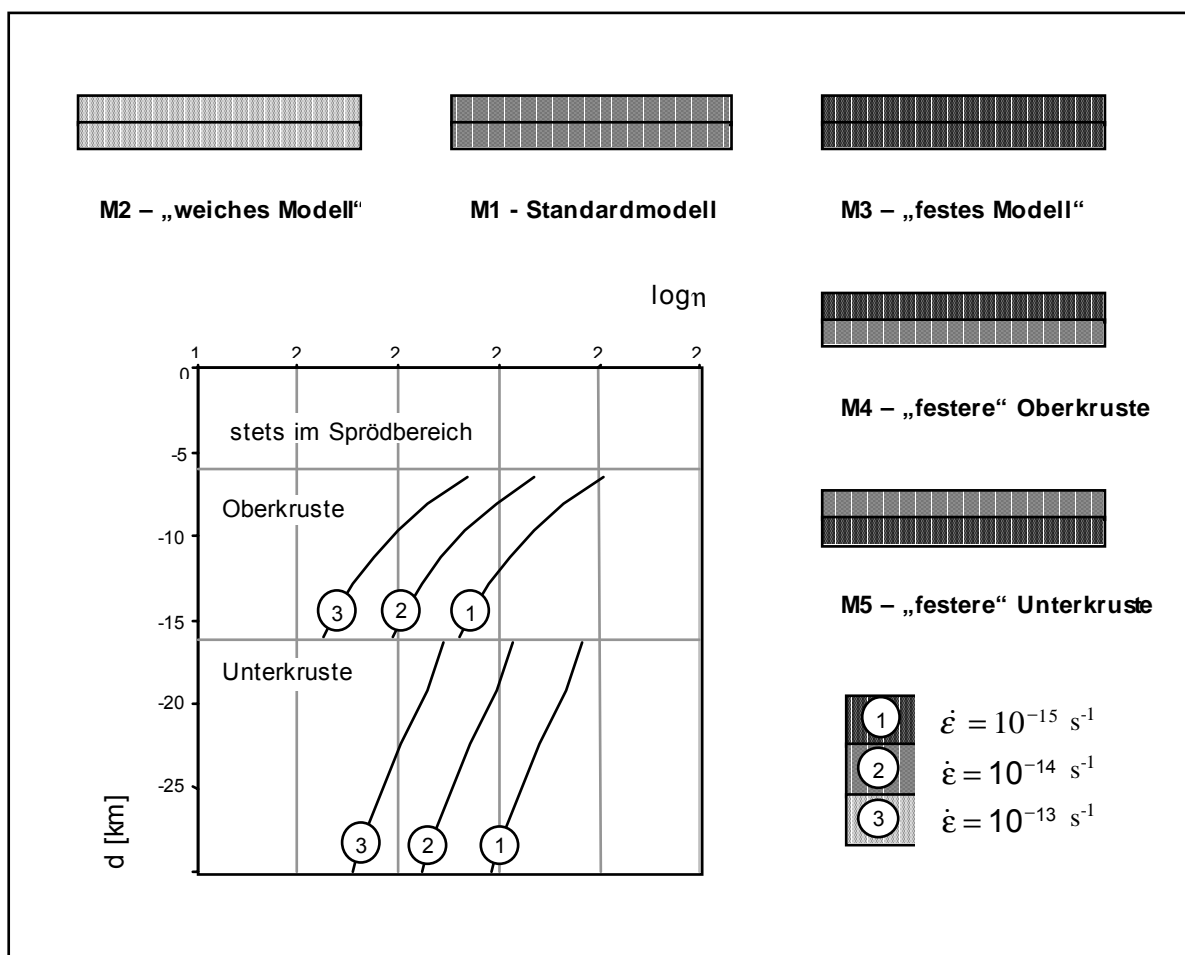


Abb. 15 Übersicht über die Modellrechnungen R1 bis R5. Aus der Variation der Referenzverformungsrate um jeweils eine Zehnerpotenz ergibt sich für die initiale Temperaturverteilung die im Diagramm ersichtliche Tiefenabhängigkeit der effektiven Viskosität der Krustengesteine. Der Bereich, in dem stets sprödes Materialverhalten dominiert, bleibt hierbei ausgespart.

3.2.2 Modelldurchläufe

Für die Untersuchung mit zunächst weitgehend phänomenologischer Zielrichtung werden ausgehend von einer Standard-Referenzverformungsrate von 10^{-14} s^{-1} in Ober- und Unterkruste die Festigkeiten in beiden Krustenbereichen zunächst durch eine Erhöhung bzw. Verringerung der Referenzverformungsrate um je eine Zehnerpotenz variiert. In weiteren Modelldurchläufen wird dann die Festigkeit von Ober- und Unterkruste differentiell verändert und somit Szenarien mit „relativ festerer“ bzw. „relativ weicherer“ Oberkruste betrachtet. Den einzelnen Modelldurchläufen liegen die in den Tabellen Tab. 13 und Tab. 14 sowie Abb. 15 zusammengefassten Materialbeschreibungen zugrunde.

3.2.3 Modellierungsergebnisse im Einzelnen

Modell R1 - Standardmodell

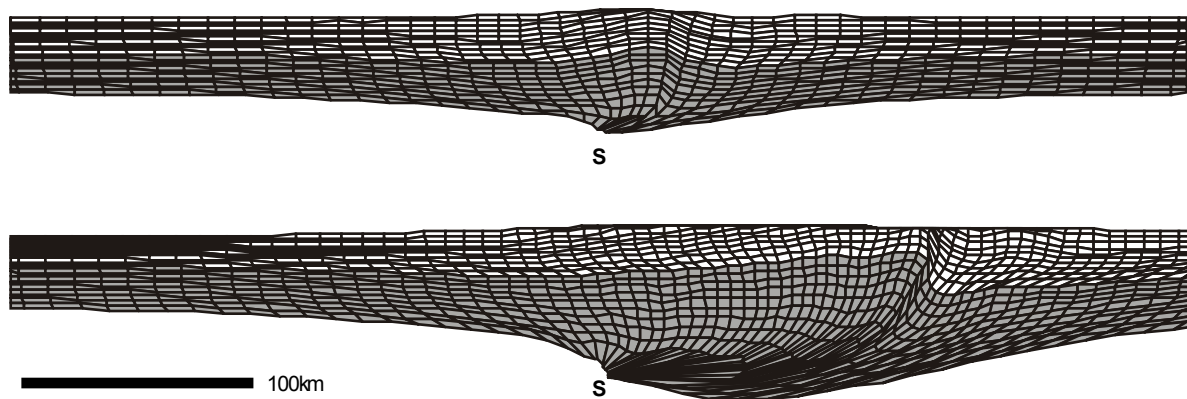


Abb. 16 Modell R1: Verformtes Darstellungsnetz bei 100 und 400km Gesamtkonvergenz. Ober- und Unterkruste sind mit unterschiedlichen Grautönen unterlegt.

Bei einem Konvergenzbetrag von 100km ist die Modellkruste auf maximal 53km (167% ihrer initialen Mächtigkeit) verdickt, bei 400km auf mehr als 75km (235%). Der Ort maximaler Krustenmächtigkeit wandert mit zunehmender Konvergenz weiter nach rechts auf die Retro-Seite des Modellorogens. Der Ort maximaler Aufwölbung der Oberkrustenbasis liegt stets rechts des S-Punkts und zudem rechts der maximalen Krustenmächtigkeit. Die retro-vergente, großräumige Antiklinalstruktur, die in der Aufwölbung der Oberkrustenbasis resultiert, geht vom Subduktionspunkt S aus und wird mit zunehmender Plattenkonvergenz nach rechts verschoben, wobei ihre Achsenfläche eine listrische Form annimmt. Im Endstadium bei 400km Konvergenz liegt der Scheitel der Antiklinalstruktur und damit der Ort maximalen Aufstiegs (hier auch maximaler Exhumierung) 130km vom S-Punkt entfernt. Durch dieses „Überfahren“ des S-Punkts gewinnt das Modellorogen somit an Breite und Asymmetrie. Einer breiten, sehr flach einfallenden Pro-Seite steht eine schmale Retro-Zone mit fast saiger orientierter Oberkrustenbasis gegenüber.

Modell R2 – „Weiches Modell“

Die Kruste in Modell R2 mit erniedrigten effektiven Viskositäten in Ober- und Unterkruste ist bei 100km Gesamtkonvergenz mit 52km (163%) noch annähernd wie die in Modell R1 verdickt. Bei 400km ist mit 62km (195%) das Maximum der Krustenverdickung erreicht. Die Deformation ist weniger lokalisiert als bei R1, die Zone orogener Verdickung breiter und der Ort maximalen Aufstiegs ca. 150km rechts des S-Punkts gelegen. Die Verkürzung der Oberkruste ist im gesamten orogen verdickten Bereich deutlich weniger lokalisiert als die der Unterkruste, was sich in einer Scherzone an der Oberkrustenbasis mit deutlichen Relativverschiebung der Oberkruste in Richtung auf die Vorländer äußert. Die Exhumierung der Oberkrustenbasis erreicht somit trotz der aufgrund geringerer Topographie stark verringerten Erosionsbeträge ähnliche Beträge wie in Modell R1.

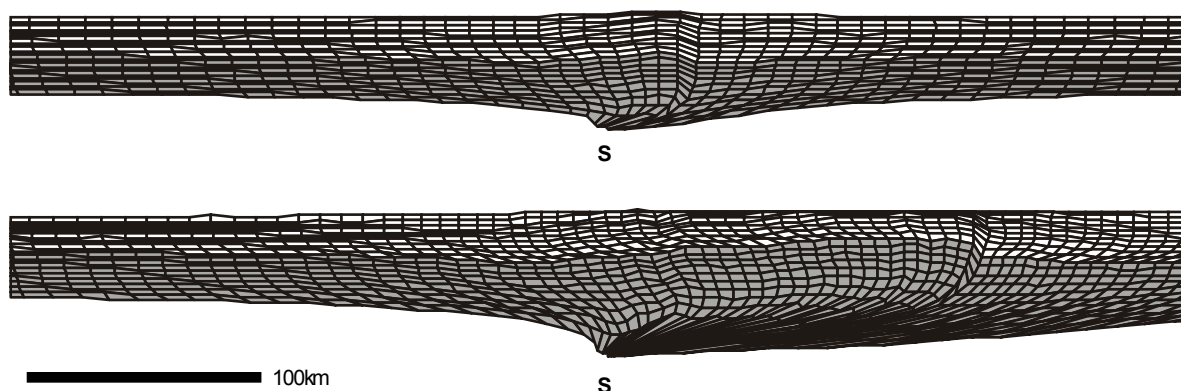


Abb. 17 Modell R2: Verformtes Darstellungsnetz bei 100 und 400km Gesamtkonvergenz. Ober- und Unterkruste sind mit unterschiedlichen Grautönen unterlegt.

Modell R3 – „Festes Modell“

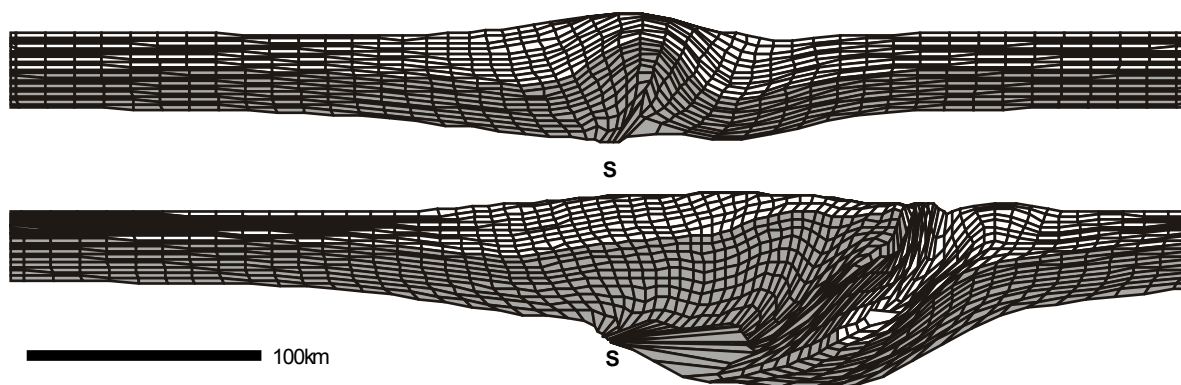


Abb. 18 Modell R3: Verformtes Darstellungsnetz bei 100 und 400km Gesamtkonvergenz. Ober- und Unterkruste sind mit unterschiedlichen Grautönen unterlegt.

Modell R3 mit erhöhten effektiven Viskositäten in Ober- und Unterkruste zeigt eine starke Lokalisierung der orogenen Deformation mit extremer Krustenverdickung (54km (170%); 78km (245%)) in einem eng begrenzten Bereich. Schon bei 100km Gesamtkonvergenz bildet die Oberkrustenbasis eine starke Antiklinalstruktur, die Oberkruste erscheint in Oberflächennähe an ihren Flanken gedehnt und zudem im Scheitelbereich kräftig erodiert.

Die hohe Festigkeit der Modellkruste äußert sich auch in einer Modellgeometrie, die keinen vollständigen isostatischen Ausgleich erfahren hat und bei 100km Konvergenz ein tiefes Becken im Hinterland des Orogens erzeugt. Es kann davon ausgegangen werden, dass derart hochviskose Bedingungen bei realen Orogenesen auf der Erde nicht verwirklicht sind. Trotzdem zeigt das Modell einige interessante Details, die für steifere Lithologien von allgemeiner Bedeutung sein können. Die Antiklinalstruktur, bei 100km Gesamtkonvergenz noch annähernd symmetrisch und in ihrem Sattelpunkt nur 10km rechts des Subduktionspunkts S, wird wie in den bisherigen Modelldurchläufen bei fortgesetzter Plattenkonvergenz nach rechts verschoben und gekippt. Bei 400km Gesamtkonvergenz präsentiert sie sich überkippt, auf der Pro-Seite durch eine kleinere Synklinalstruktur gegliedert und mit einem Scheitelpunkt 120km rechts des S-Punkts. Exhumierte Unterkrustengesteine erreichen hier beinahe die Erdoberfläche. In der anschließenden großen Synklinalstruktur auf der Retro-Seite werden Oberkrustengesteine in eine Tiefe von >50km versenkt. Trotz der massiven Krustenverdickung kommt es indes nicht zu einer flächenhaften Exhumierung von Unterkrustengesteinen an der Erdoberfläche.

Modell R4 – Modell mit „festerer“ Oberkruste

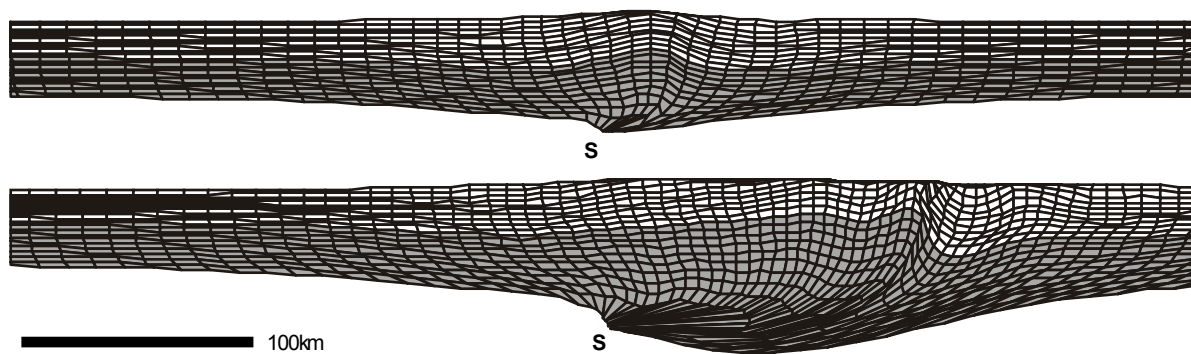


Abb. 19 Modell R4: Verformtes Darstellungsnetz bei 100 und 400km Gesamtkonvergenz. Ober- und Unterkruste sind mit unterschiedlichen Grautönen unterlegt.

Modell R4 zeigt, dass eine auf die Oberkruste beschränkte Erhöhung der effektiven Viskosität auf das Muster der orogenen Deformation nur bescheidenen Einfluss hat. Die Ergebnisse des Modelldurchlaufs ähneln denen von Modell R1. Die Krustenverdickung ist mit 52km (163%) bzw. 75km (235%) fast identisch, ebenso die starke Asymmetrie der antiklinalen Aufwölbung der Unterkruste, die in einem Sattelpunkt 130km rechts des Subduktionspunkts S gipfelt. Dabei ist zu bedenken, dass die Materialbeschreibung für den Sprödbereich der Oberkruste in beiden Modellen gleich ist.

Modell R5 – Modell mit „festerer“ Unterkruste

Eine Erhöhung der effektiven Viskositäten im Bereich der Unterkruste führt zu einer lokalisierten Deformation und effektiven Exhumierung von Unterkrustengesteinen. Dabei bleibt die erzielte Krustenverdickung mit 50km (155%) bzw. 70km (220%) hinter der in den Modellen R1, R3 und R4 zurück, in den frühen Stadien der Modellorogenese sogar hinter

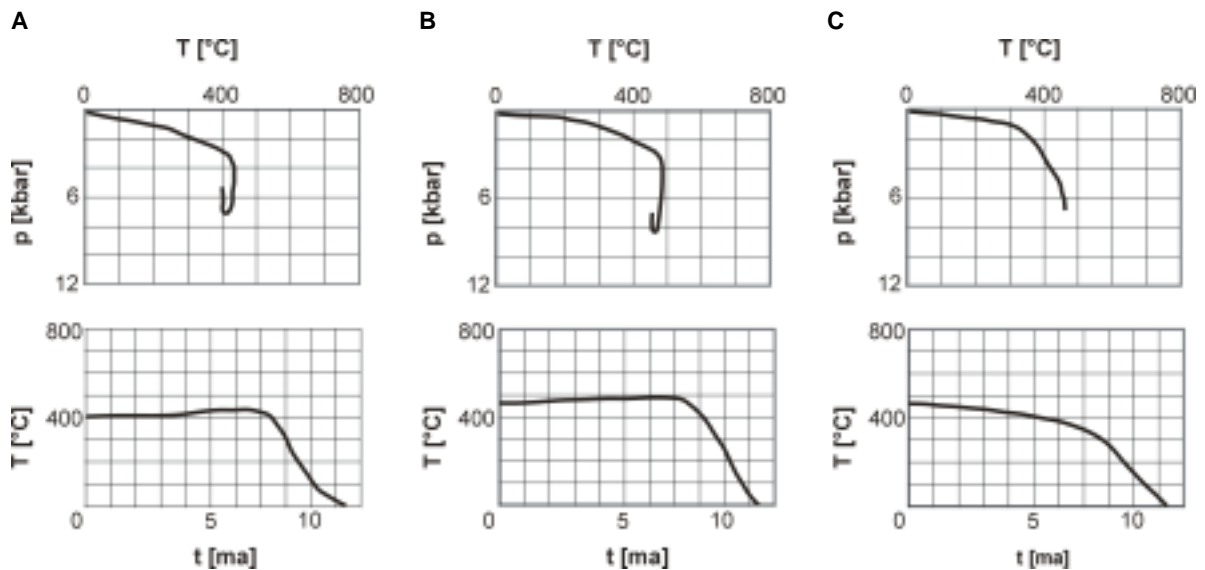
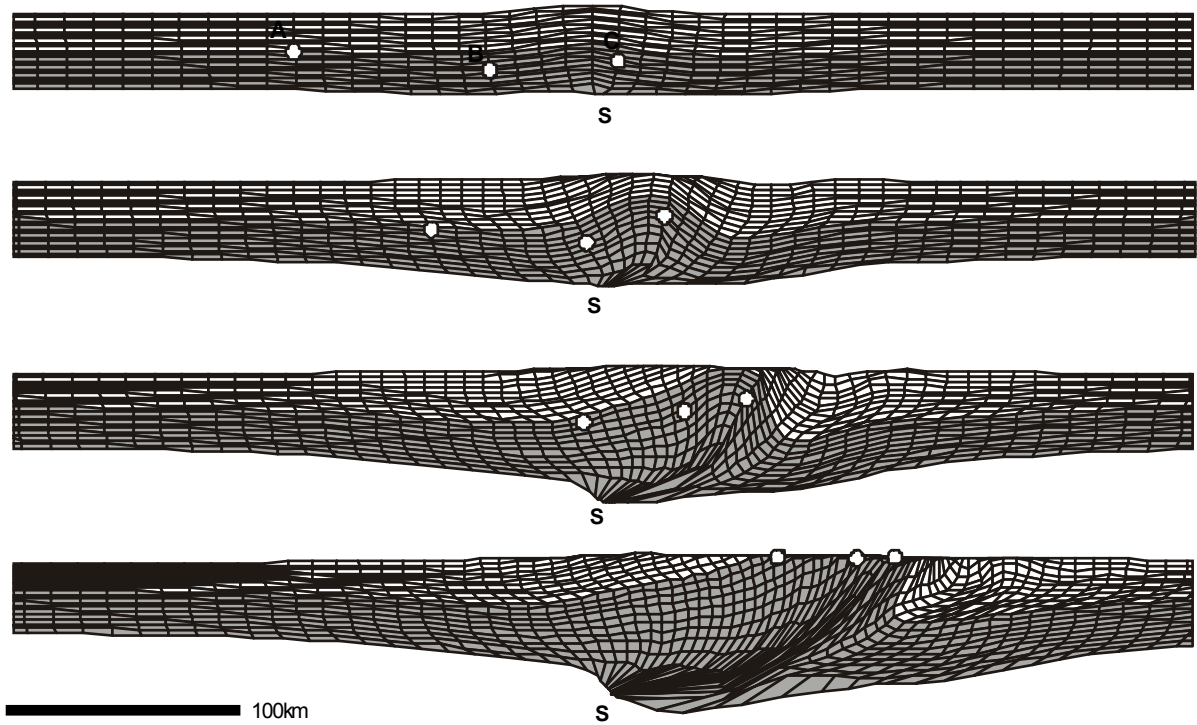


Abb. 20 Modell R5: Verformtes Darstellernetz bei 20, 100, 200 und 400km Gesamtkonvergenz. Ober- und Unterkruste sind mit unterschiedlichen Grautönen unterlegt. Unten die PT- und Abkühlungspfade für drei hervorgehobene Markerpunkte.

der des „weichen“ Modells R2. Während sich die Unterkruste kräftig verdickt und eine zunächst vergleichsweise symmetrische Antikline bildet, nimmt die Mächtigkeit der Oberkruste nur an deren Rändern zu. Im Sattelbereich des Orogenzentrums wird sie kräftig angehoben und erodiert. Bereits nach 5Ma bei 200km Plattenkonvergenz erreichen Gesteine der Unterkruste die Erdoberfläche, was einer durchschnittlichen Exhumierungsrate von 3.2mm/a entspricht. Die hohen Exhumierungsraten und die Tatsache, dass der Bereich maximaler Exhumierung nicht mit dem topographischen

Maximum zusammenfällt, belegen die Bedeutung tektonischer Denudation in diesem Szenario; bildlich gesprochen bohrt sich die feste, stark verdickte Unterkruste in die Oberkruste und lässt diese oberflächlich lateral auseinander fließen. Im Endstadium des Modelldurchlaufs bei 400km Gesamtkonvergenz sind Unterkrustengesteine in einer ca. 40km breiten Zone exhumiert, die zur Pro-Zone hin flach und zur Retro-Zone hin überkippt einfallen. Die Achsenfläche schneidet 115km rechts des Subduktionspunkts die Erdoberfläche, womit Modell R5 das schmalste der modellierten Orogene darstellt. In Abb. 20 lassen sich zudem beispielhaft die PT-Daten für drei ausgewählte Markerpunkte anhand von PT- und Abkühlungspfaden beobachten. Die betrachteten Punkte befinden sich bei 400km Gesamtkonvergenz an der Erdoberfläche. Für die in der linken Platte beheimateten Markerpunkte A und B kommt es zunächst zu einer Versenkung unter ihr Ausgangsniveau, wobei die erfahrenen Maximaldrucke bei A von 7kbar und bei B ca. 8kbar betragen. Über einen relativ langen Zeitraum bleiben die Gesteine nahe der maximalen Versenkungstiefe, was sich in einer langsamen Zunahme der Temperaturen um 20-30K äußert. Mit einer räumlichen Annäherung an die Achsenfläche der Antiklinalstruktur erfahren sie schließlich eine rasante Exhumierung, die sich bei A in ca. 3ma, bei B sogar noch schneller abspielt. Bezogen auf die maximale Versenkungstiefe errechnen sich daraus Exhumierungsraten in der Größenordnung von 7 bis 10mm/a. Punkt C ist initial an der Suturlinie beider Platten gelegen. Er erfährt keine zusätzliche Versenkung, sondern wird von Beginn an exhumiert. Der Abkühlungspfad verdeutlicht allerdings auch hier eine Zunahme der Exhumierungsrate in den letzten 4Ma vor Erreichen der Gesamtkonvergenz.

3.2.4 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Alle Modelldurchläufe zeigen als Grundmuster der orogenen Deformation eine großräumige Antiklinalstruktur, die initial im Subduktionspunkt S wurzelt. Der oberflächliche Ausbiss der Achsenfläche dieser Großstruktur hat einen bestimmten, zur Retro-Seite hin orientierten Versatz, die Antiklinale selbst eine Vergenz in die gleiche Richtung. Allgemein nehmen mit zunehmender Plattenkonvergenz sowohl der Versatz als auch die Vergenz zu, wobei wegen der ansteigenden Krustenmächtigkeit und einer zunehmend listrischen Geometrie der Achsenfläche kein linearer Zusammenhang zwischen beiden Größen hergestellt werden kann.

Bei allen Modellen sind die Antiklinalen im Initialstadium der Orogenese bis etwa 100km Gesamtkonvergenz relativ symmetrisch und annähernd über dem S-Punkt gelegen. Dieses Stadium eines initialen „pop-up“ mit der Ausbildung einer im S-Punkt wurzelnden, bivergenten Scherzone (Pro- und Retro-Zone) und der entsprechenden Oberflächentopographie (Pro- und Retro-Keil) wurde in den grundlegenden Arbeiten von Beaumont et al. (1994) und Beaumont & Quinlan (1994) eingehend untersucht (vgl. auch die Modellierungen ohne Remeshingalgorithmus unter 3.1). Aus den Daten der Modelle R1-R5 lässt sich ablesen, dass die Amplitude der Aufwölbung direkt mit den effektiven Viskositäten der Gesteine korreliert, insbesondere mit denen der Unterkruste. Je fester die verwendete Rheologie, desto stärker erhebt sich das Unterkrustentop über sein Referenzniveau hinaus und desto symmetrischer erscheint die Struktur (R3, R5).

Bei fortgesetzter Plattenkonvergenz wird die Antiklinalstruktur zunehmend von der linken Platte überfahren und dementsprechend verkippt. Je geringer die angenommenen effektiven Viskositäten, desto weiter kann die Suturlinie und der Ausbiss der Achsenfläche nach rechts verschoben werden und desto kleiner bleibt die Amplitude der Antikline (R1, insbesondere R2).

Eine stärkere Hebung (uplift) von Unterkrustengesteinen ist somit nur bei festeren Rheologien möglich. Die Effizienz des Exhumierungsprozesses ist neben der Hebung der Unterkrustengesteine auch vom Verhalten der Oberkrustengesteine abhängig. Zum einen haben diese Anteil an der Gesamtverdickung, die sich letztlich auf die Erosionsraten auswirkt, zum anderen können sie die Hebung von Unterkrustengesteinen fördern oder behindern. Qualitativ wird Exhumierung von Unterkrustengesteinen durch den ersten Zusammenhang erleichtert, durch den zweiten erschwert. Der Vergleich von Modell R1 und dem insgesamt „weicheren“ Modell R2 zeigt, dass bei deutlich unterschiedlicher Amplitude der Antiklinalstruktur ähnliche Exhumierungsbeträge erreicht werden, da die geringviskose Oberkruste bei Modell R2 kaum lokalisiert verdickt wird. In Modell R3 werden dagegen trotz größter Krustenverdickung nicht die Exhumierungsbeträge von R5 erreicht, da die festere Oberkruste die Hebung von Unterkrustengesteinen in Grenzen hält.

Bei Modellen mit signifikanter Verdickung der Unterkruste und gleichzeitig ausgedünnter Oberkruste (R3, R5) fallen die Maxima der Krustenverdickung und der Oberflächentopographie nicht zusammen. Der isostatische Ausgleich lässt die geringfügig weniger verdickte Kruste auf der Pro-Seite oberflächlich weiter aufsteigen als die aus schwereren Gesteinen zusammengesetzte Kruste am Punkt maximaler Krustenverdickung weiter rechts.

Eine effektive synorogene Exhumierung von Gesteinen erfordert demnach relativ feste Rheologien, wobei dem Verhalten der Unterkruste eine Schlüsselstellung zukommt. Es bleibt nochmals darauf hinzuweisen, dass bei den vorgestellten Modellen R1-5 von einer mit 40mm/a relativ hohen Konvergenzrate und einer geringen initialen Mohotemperatur von 550°C ausgegangen wurde. Diese Bedingungen begünstigen nach den Ergebnissen des Abschnitts 3.1 eine lokalisierte Krustenverdickung und Exhumierung, so dass die Ergebnisse als Maximalabschätzung zu werten sind.

3.3 Konsequenzen für die Deformation in heißen Orogenen

Wie aus den Parameterstudien der Abschnitte 3.1 und 3.2 hervorgeht, sind Krustentemperaturen und rheologisches Verhalten der Krustengesteine die wichtigsten Faktoren, die Deformation und Geometrie eines Orogens steuern. Beide Parameter sind miteinander gekoppelt, da die Rheologie im duktilen Bereich eine starke Temperaturabhängigkeit zeigt. Hohe Temperaturen und die resultierenden geringen Festigkeiten der Krustengesteine limitieren die Ausbildung signifikanter Krustenverdickung und Topographie im Bereich der Kollisionszone.

Ausgehend von den bisherigen Parameterstudien erscheint es schwierig, bei Annahme höherer Krustentemperaturen eine orogene Verdickung kontinentaler Kruste zu modellieren, die über die resultierende Topographie effektive synkonvergente

Exhumierung durch Erosion und tektonische Denudation erlaubt. Eine derartige Beschränkung steht aber offensichtlich in deutlichem Gegensatz zu Feldbeobachtungen und petrologischen Daten aus vielen Orogenen, z.B. dem Variscischen Orogen Mitteleuropas, die konzentrierte Deformation und Krustenverdickung bei Unterkrustentemperaturen von 800°C und mehr zeigen. Auch numerische Modelle, welche die orogene Deformation in breite, von festeren und kälteren Bereichen umschlossenen Zone weicher und heißer Modellkruste simulieren („vise models“ bzw. „Schraubstockmodelle“, Ellis et al. 1998) zeigen eine diffuse Deformation und nur geringe Krustenverdickung.

Einen Lösungsansatz für dieses offensichtliche Paradoxon könnten neuere experimentelle Studien bieten, die andeuten, dass die effektiven Festigkeiten von Gesteinen, insbesondere solchen mit unterkrustentypischem Chemismus, wesentlich höher als bisher angenommen sein können (Mackwell et al. 1998; Vauchez et al. 1998; vgl. auch Abb. 21 und Tab. 7). Durch unsachgemäße Probenlagerung und -bearbeitung kann die Rheologie angeblich trockener Gesteine infolge von Feuchtigkeitseinflüssen vor den Experimenten verändert worden sein. Im Einzelnen ist eine Beteiligung von „water weakening“, von Zusammenbrechen wasserhaltiger Mineralien und von Dehydratationsschmelzen an dieser Schwächung denkbar (Mackwell et al. 1998). Unter Anwendung der revidierten Fließgesetze ist eine wesentlich festere Unterkruste zu erwarten, die die Steifigkeit des oberen Mantels erreichen kann. Die Konsequenz ist eine gute mechanische Kopplung zwischen der Unterkruste und dem oberen Mantel und folglich die Möglichkeit starker und lokalisierter Krustenverdickung.

Weitere Gründe für die Unterschiede zwischen auf Laboruntersuchungen beruhenden Rheologiedaten und dem großmaßstäblichen Verhalten der Unterkruste können in der verwendeten Probengröße und in der Extrapolation der Verformungsraten über etliche Zehnerpotenzen hinweg gefunden werden (Kohlstedt et al. 1995).

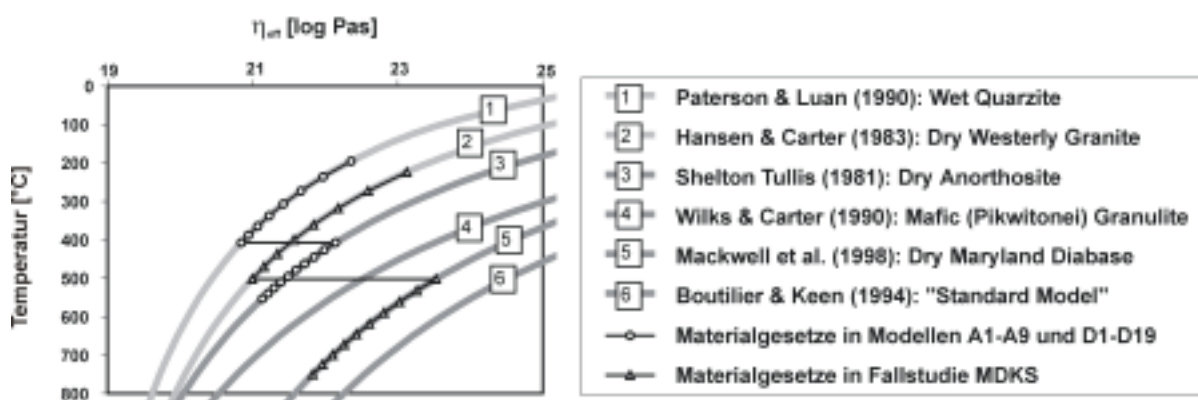


Abb. 21 Temperaturabhängige Viskositäten der in den Modellen verwendeten Materialgesetze bei einer Referenzstrainrate von 10^{-14} s^{-1} . Hellgraue Kurven geben das Materialverhalten von Oberkrustengesteinen an, dunkelgraue von Unterkrustengesteinen.

3.4 Verteilung der inkrementellen Deformation in verschiedenen Stadien der Orogenese

Während bei geringen Konvergenzbeträgen Darstellungen der finiten Verformung im Endzustand interpretiert werden können (vgl. Abb. 11), ist bei den Modellen mit Remeshing eine Interpretation einzelner Verformungsinkremente aus verschiedenen Stadien der Orogenese (z.B. Modell R1 in Abb. 23) aussagekräftiger als die finite Verformung, die sich aus der Summation verschiedener, zeitlich nicht ortsfester Prozesse ergibt (Abb. 22).

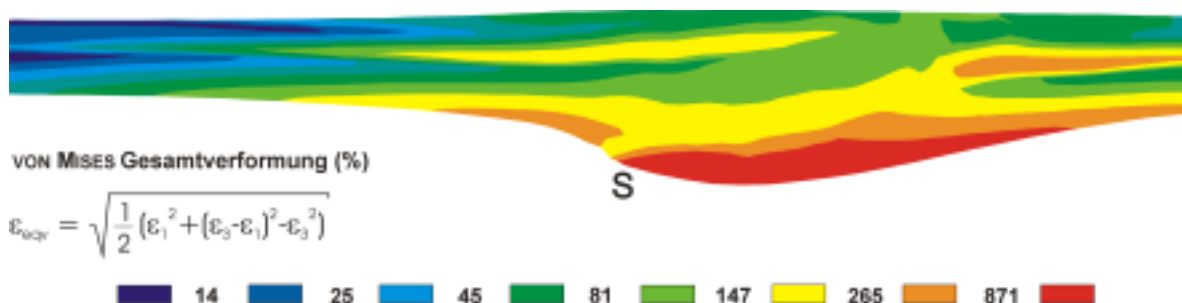


Abb. 22 Die Verteilung der finiten Gesamtverformung in Modell R 1 nach 400km Plattenkonvergenz.

In Abb. 23 ist die Gesamtverformung nach VON MISES für vier Konvergenzinkremente von jeweils 20km Verschiebung dargestellt. Die Konturen zeigen eine feinere Abstufung bei geringeren Deformationsbeträgen und sind somit nicht direkt mit denen in Abb. 11 bzw. Abb. 22 zu vergleichen.

Die stärkste Verformung ist wie in den unter 3.1 betrachteten Modellen im Bereich der Krustenbasis und der Oberkrustenbasis zu beobachten. An der Modellbasis ist die Deformation zunächst (Abb. 23 oben) eng auf das Orogenzentrum lokalisiert, bei zunehmender Konvergenz verbreitert sich die Zone intensiver Deformation dann lateral (Abb. 23 Mitte) und wird schließlich von einem zentralen Bereich weniger starker Verformung in zwei getrennte, zum Vor- bzw. Hinterland des Orogens orientierte Zonen unterteilt (Abb. 23 unten). Diese Verlagerung korreliert mit der Aufheizung der Krustenbasis durch vermehrte Wärmeproduktion infolge der Krustenverdickung und beschreibt eine zunehmende mechanische Entkopplung an der Krustenbasis.

Die Anlage einer bivergenten Scherzone, an der in der frühen Entwicklung eines Orogens die Heraushebung einer zentralen „pop-up“-Struktur lokalisiert ist, korreliert mit dem initialen Deformationsmuster im Kontinuumsmodell (Abb. 23 oben). Schon bei 100km Gesamtkonvergenz ist dieses strukturelle Element nicht mehr zu erkennen und von insgesamt fünf lokalen Deformationsmaxima an der Erdoberfläche abgelöst worden; die stärkste Deformation tritt in diesem und den folgenden Stadien auf der Pro-Seite des Orogens auf, allerdings mit einer relativ raschen Verschiebung der Deformationsmaxima. Starke zeitliche Variationen werden auch auf der Retro-Seite beobachtet.

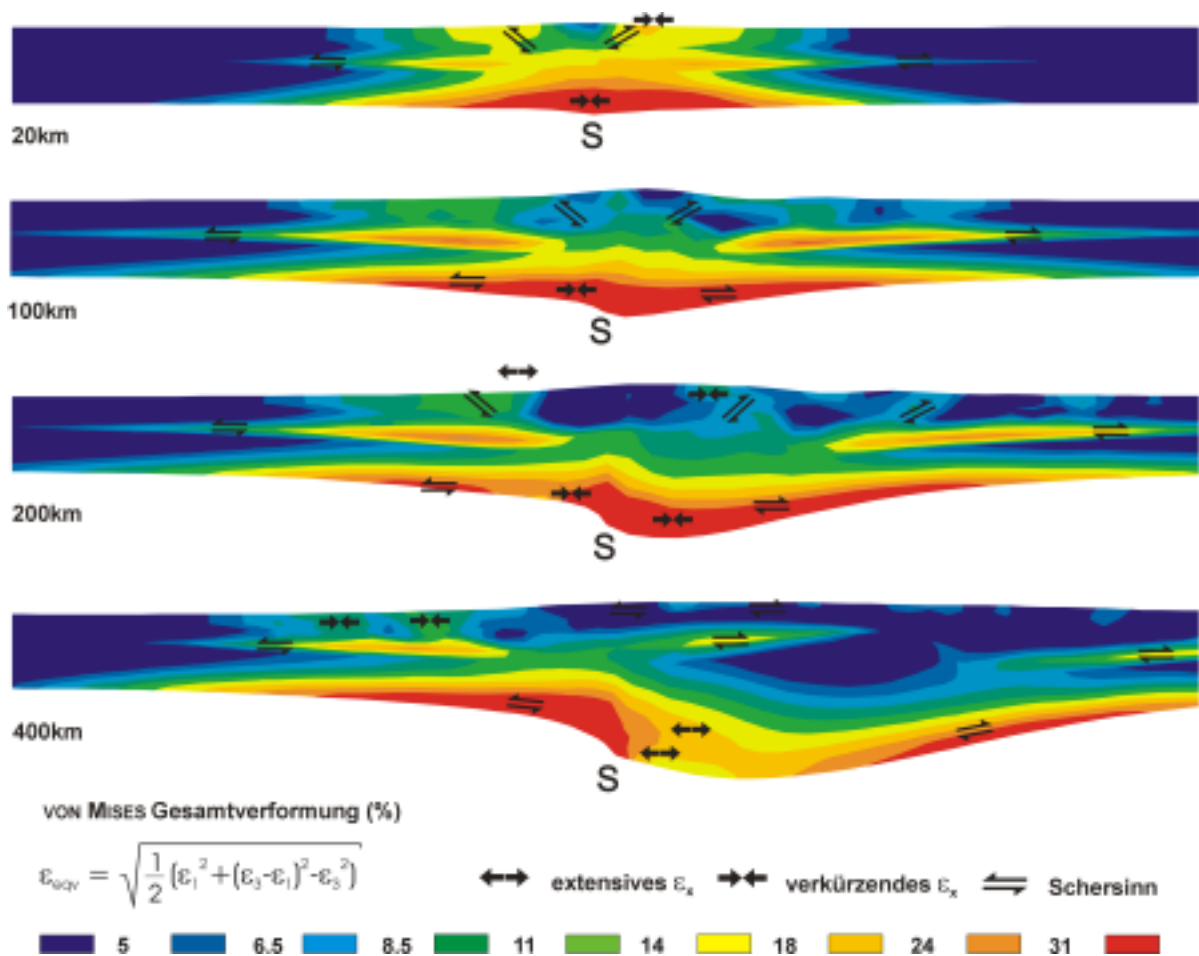


Abb. 23 Die Verteilung der inkrementellen Gesamtverformung in Modell R 1 für vier Verschiebungsinkremente von je 20km Plattenkonvergenz.

Im Orogenzentrum wird die Oberkruste in den späteren Stadien kaum noch deformiert. Die Krustenmächtigkeit nähert sich hier einem Maximalbetrag an, der auf einen Gleichgewichtszustand zwischen orogener Krustenverdickung und den Exhumierungsprozessen Erosion und tektonische Denudation hinausläuft. Exhumierung ist dann effektiv, wenn die Unterkruste weiterhin kräftig verdickt wird, während die Oberkruste durch die genannten Prozesse an Mächtigkeit verliert. Tektonische Denudation setzt eine vertikale Partitionierung des Verformungsmusters und somit eine Entkopplung zwischen den Krustenstockwerken im Zentrum des Orogenbereichs voraus. Diese Entwicklung ist in Abb. 23 (unten) dokumentiert: Während der Entkopplungshorizont an der Oberkrustenbasis in den vorausgegangenen Stadien auf den Bereich der externen Pro-Seite beschränkt ist und sich auf der Retro-Seite in zunehmend distale Position verlagert, tritt er hier als dominantes Element im Orogenzentrum auf. Der lateral wechselnde Bewegungssinn erlaubt eine retardierte Kompression im Bereich der verbleibenden Oberkruste und Zonen extensiven Milieus in ihren oberflächennahen Bereichen. Oberflächliche Kompression herrscht dagegen in schmalen, relativ weit gegen das Vorland auf der Pro-Seite verschobenen Gürteln. Die Deformation bleibt hier völlig auf die

Oberkruste beschränkt und ist mit den propagierenden Falten- und Überschiebungsgürteln der orogenen Externzonen zu korrelieren. Die als extensiv ausgewiesene Zone in der Unterkruste kennzeichnet einen von geringer Verformungsintensität geprägten Bereich im Lee des S-Punktes, in dem es in späten Deformationsstadien zu einem annähernden Gleichgewicht zwischen überregionaler Kompression und isostatischen Gegenkräften kommt.

3.5 Modelle mit zwei Konvergenzzonen

Mehrere hintereinandergeschaltete Subduktionszonen können bei der Kollision kleiner Terrane oder Mikroplatten auftreten. Nach vollständiger Subduktion der ozeanischen Kruste kommt es in jeder einzelnen Zone zur kontinentalen Kollision, wobei die Gesamtkonvergenzrate zwischen den einzelnen Zonen mehrfach umverteilt werden kann. Solange im gesamten System ozeanische Kruste zur Subduktion bereitsteht, sind die größeren Konvergenzraten im Bereich der aktiven Kontinentalränder und Inselbögen, und nur geringe im Bereich der kontinentalen Kollisionszonen zu erwarten. Das Modell der Mantelsubduktion lässt sich problemlos auf Szenarien mit zwei Konvergenzzonen erweitern. Es ist jedoch zu beachten, dass ozeanische Kruste weder bei den Modellrechnungen selbst noch in den Ergebnisdarstellungen berücksichtigt wird, und folglich die geodynamischen Auswirkungen ozeanischer Subduktion nicht zum Tragen kommen. Gerade bei relativ kurzlebiger Subduktion von kleinen ozeanischen Becken zwischen Terranen oder Mikroplatten kann diese Einschränkung akzeptiert werden.

Als Fallbeispiel für ein numerisches Modell zweier kontinentaler Konvergenzzonen gleicher Polarität mag die aufeinanderfolgende Kollision dreier tektonometamorpher Einheiten in der mitteleuropäischen Varisciden dienen. In Abb. 24 ist die Situation schematisch dargestellt: Eine Kollision findet zunächst ab dem Oberdevon zwischen dem Saxothuringischen Terran und dem Moldanubikum (im weitesten Sinne) statt, zu einer Zeit, wo weiter im Norden noch ozeanische Kruste des Lizard-Gießen-Harz Ozeans subduziert wird und sich am Nordrand des Saxothuringikums im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle ein magmatischer Bogen bildet. Leider sind für diese ältere, südliche Kollisionszone weder die Konvergenzrate noch der Einengungsbetrag hinreichend bekannt. Rechnet man mit Kollisionsbewegungen zwischen 350 und 325 Ma, also in einem Zeitraum von 25Ma und mit einer minimalen Konvergenzrate von 10mm/a, so ergeben sich insgesamt 250km Krustenverkürzung.

Um 325Ma ist die ozeanische Kruste im Norden vollständig subduziert und es kommt zur Kollision zwischen Rhenohercynikum und Saxothuringikum, während die Bewegungen an der südlichen Zone zum Erliegen kommen. Da jetzt die gesamte Plattenkonvergenz von der nördlichen Zone aufgenommen wird, lässt sich von 325 bis 310 Ma, also über einen Zeitraum von 15Ma mit einer Geschwindigkeit von 20mm/a rechnen, wodurch ein Gesamtbetrag von 300km Konvergenz erzielt wird. Oncken (1998) gibt als Minimalabschätzung für den im Bereich der nördlichen Kollisionszone akkommodierten Verschiebungsbetrag 250km an.

Das Modell beschreibt initial eine einheitliche Krustenmächtigkeit von 28km, eine Breite von 1370km und ist in 98×20 gleich große Elemente diskretisiert. Der zuerst aktive

Subduktionspunkt S1 liegt 400km, der später aktive S2 520km vom rechten Modellrand entfernt. Die Berechnungen erfolgen mit einem konstanten Konvergenzinkrement von 2750m, die Konvergenzrate wird somit über den Zeitschritt gesteuert. Thermische Randbedingungen, Materialgesetze und Rheologie entsprechen denen in Modell R1. Über den gesamten Modellschnitt wird eine einheitliche, topographieabhängige Erosionsratenfunktion verwendet.

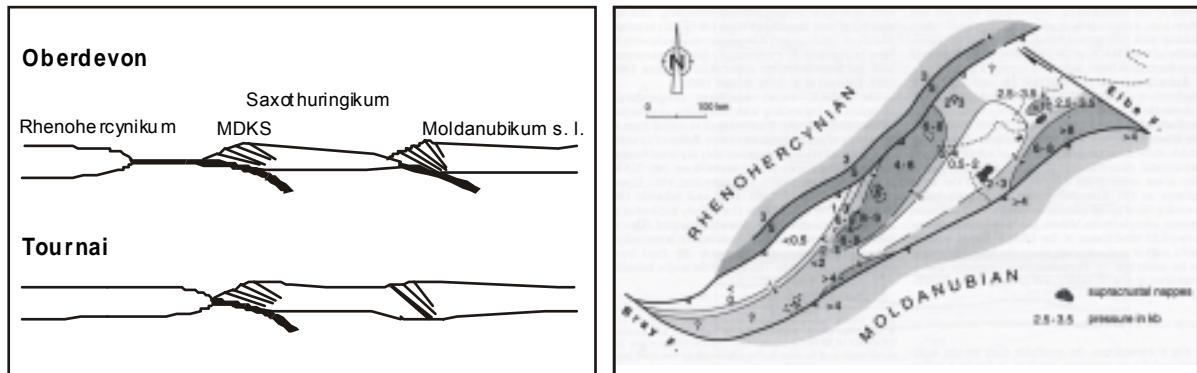


Abb. 24 Zwei Subduktionszonen gleicher Polarität als Modell für die geodynamische Entwicklung der Varisciden Mitteleuropas. Aus zwei Zonen südwärts gerichteter ozeanischer Subduktion entwickelt sich zuerst die kontinentale Kollisionszone zwischen dem Saxothuringischen Terran und dem Moldanubikum (s. l.), später die weiter nördlich gelegene Kollisionszone zwischen dem rhenohercynischen passiven Kontinentalrand und der am Nordrand des Saxothuringikums gelegenen Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MDKS). Links: Stark vereinfachte Schemazeichnung der geodynamischen Entwicklung nach Franke (1989) und Franke & Oncken (1990). Rechts: Maximaldrucke exhumierter Metamorphite im Überlappungsbereich zwischen dem Retro-Keil der nördlichen und dem Pro-Keil der südlichen Kollisionszone.

In Abb. 25 b-f ist das deformierte Darstellungsnetz für 100, 200, ... 500 und 550km Gesamtkonvergenz dargestellt, wobei die aktive Kollisionszone zwischen Abb. 25 c und d von rechts (im Fallbeispiel SE) nach links (NW) überspringt. Solange die rechte Kollisionszone bei S1 aktiv ist (Abb. 25 b und c), entsprechen die Ergebnisse folglich denen von Modell R1. Ein Teil der Krustenverkürzung wird jedoch auch dann noch von der rechten Konvergenzzone kompensiert, wenn die basale Randbedingung bereits eine Kontinent-Kontinent-Kollision im Bereich von S2 beschreibt (Abb. 25d). Die dort bereits erfolgte Krustenverdickung resultiert in erhöhten Temperaturen, die, besonders im Bereich der Unterkruste, für eine deutlich verringerte Viskosität sorgen, so dass die Oberkruste im Initialstadium der Kollision bei S1 regelrecht von der Unterkruste unterfahren wird. Auf der Retro-Seite der neuen Kollisionszone ergibt sich daraus durch den inversen Bewegungssinn der Scherzone an der Oberkrustenbasis ein völlig anderes initiales Deformationsmuster als dies bei S1 der Fall war. Während sich das Bild um S2 mit fortgesetzter Konvergenz äußerlich zunehmend normalisiert, nimmt die rechte Konvergenzzone weiter einen Teil der Deformation auf: Ihr Scheitel wird nach rechts verschoben, und bei etwa konstanter Krustenmächtigkeit werden die Gesteine im Zentralbereich weiter exhumiert (Abb. 25 f und g). Im Endstadium zeigt die äußere Geometrie des Modells die Form eines ca. 400km breiten, auf etwa 55km verdickten Plateaus. Im Gegensatz zur nahezu uniformen Oberflächentopographie und

Krustenverdickung zeigt die Oberkrustenbasis ein deutliches Relief. Obwohl die Konvergenz bei S2 mit 300km den größeren Gesamtbetrag erreicht (S1: 250km) und zudem mit doppelter Konvergenzrate erfolgte (20 statt 10mm/a), weisen die Gesteine der Unterkruste dort einen geringeren Exhumierungsbetrag auf als bei S1. Der Effekt erklärt sich zum einen aus fortgesetztem Materialtransfer in die deaktivierte Kollisionszone, zum anderen durch die früher entstandene Topographie und die insgesamt länger bzw. mit höheren Raten aktive Erosion. Der direkte Vergleich zwischen S1 (Abb. 25 d) und S2 in Abb. 25 f belegt, dass auch bei gleich lang wirksamer Konvergenz und Erosion die Exhumierung an S1 höhere Beträge als an S2 erreicht.

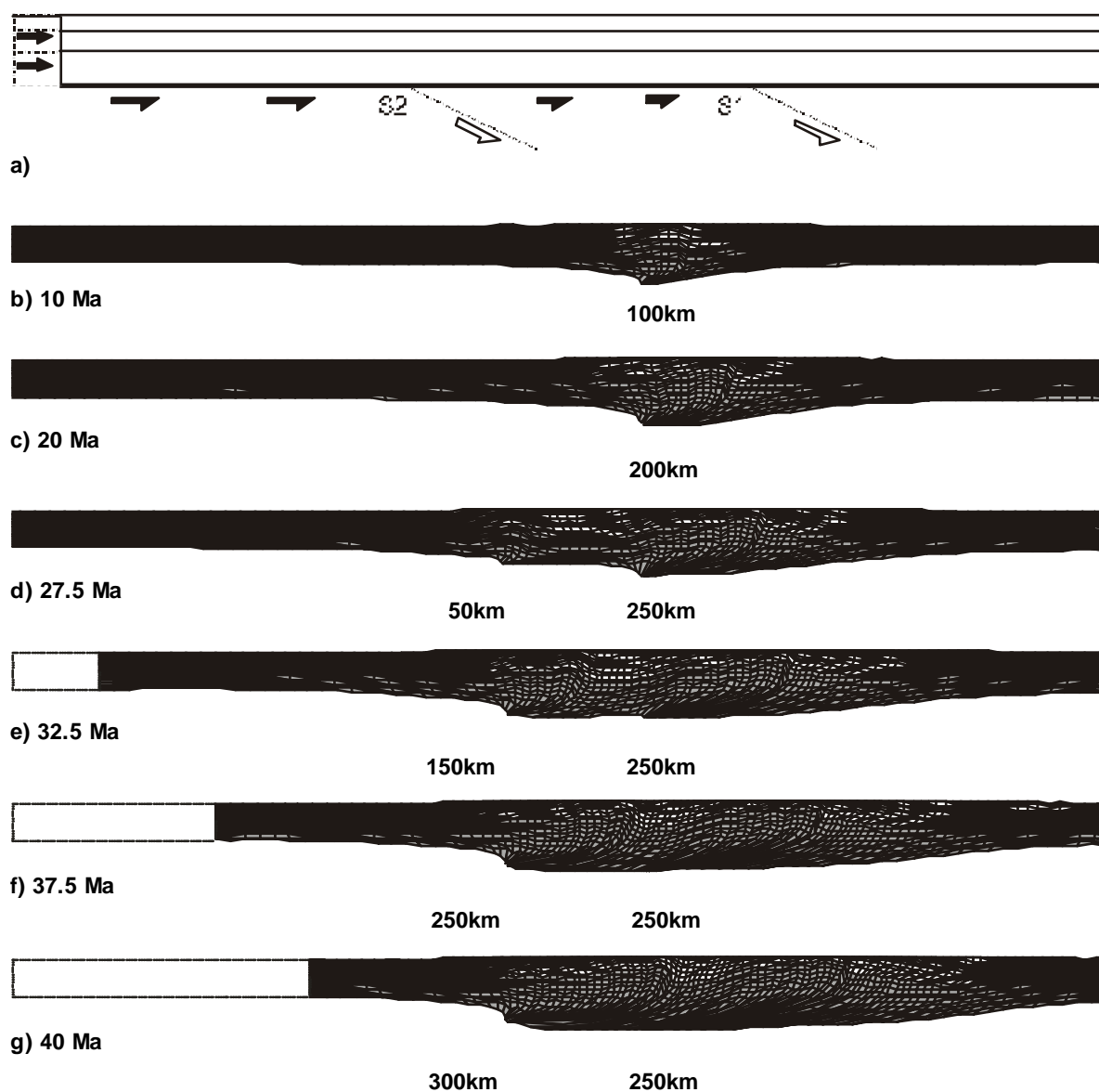


Abb. 25 Modell mit zwei Kollisionszonen gleicher Polarität. (a) Schema der mechanischen Randbedingung (b)-(f) Deformiertes Netz für sechs Zeitschritte innerhalb einer Gesamtdauer von 40Ma und 550km Gesamtkonvergenz. Unter den Kollisionszonen um S1 und S2 ist der jeweils erreichte Konvergenzbetrag angegeben.

Ein phänomenologischer Vergleich mit den aus den Varisciden Mitteleuropas bekannten Verhältnissen zeigt in diesem Punkt gute Übereinstimmung. Selbst bei einer

Minimalabschätzung von Konvergenzbetrag und -rate im Bereich der südlichen, zuerst aktiven Kollisionszone zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum s. I. ist hier beim Ausklang der Orogenese eine stärkere Exhumierung von Unterkrustengesteinen zu erwarten als weiter nördlich zwischen Rhenohercynikum und Saxothuringikum.

Die Modellierungsergebnisse belegen somit auch die Gesetzmäßigkeit der häufig verwendeten Gliederung komplexerer Orogene in eine metamorphe Internzone und externe, gering- und nichtmetamorphe Falten- und Überschiebungsgürtel. Allein aus der zeitlichen und räumlichen Abfolge der Kollisionszonen ergibt sich im Fall zuerst zentral lokalisierter, später lateral ausweichender Kollisionsaktivität eine großflächige Präsenz kristalliner Gesteine im Zentrum des Orogens, die im Idealfall in Richtung der Vorländer von breiten Zonen großenteils spröde deformierter Oberkrustengesteine mit isolierten metamorphe Komplexen abgelöst werden. Als Erklärung hierfür genügt die thermische Vorgeschichte des Orogenzentrums, eine Begünstigung in den mechanischen Randbedingung für die zentrale Kollision (z.B. durch schnellere Konvergenzraten, längere Zeitdauer) ist nicht vonnöten.

3.6 Fallstudie: Synkonvergente Exhumierung im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MDKS)

Die Entstehung der mitteleuropäischen Varisciden geht auf die karbonale Kollision mehrerer Mikroplatten, die sich im Altpaläozoikum vom Nordrand Gondwanas gelöst hatten, mit den Kontinentalblöcken Laurentia und Baltica zurück (vgl. auch die Zusammenfassungen der variscischen Entwicklung bei Franke 1992; Oncken 1997; Walter 1992). Im letzten Stadium der Orogenese sind HT-LP Metamorphose und die Intrusion granitoider Magmen weit verbreitet und überlagern sich zeitlich. Im gleichen Zeitfenster werden metamorphe Komplexe wie Spessart, Odenwald oder Ruhla-Kristallin rasch exhumiert.

In der vorliegenden Fallstudie (vgl. auch Seyferth & Henk 2000) wird anhand eines Schnittes durch die Nordflanke der mitteleuropäischen Varisciden versucht, mit einem quantitativen Modell die kontinentale Kollision zwischen den als Rhenohercynikum bzw. Saxothuringikum (Kossmat 1927) bezeichneten tektonometamorphen Einheiten abzubilden. Das Rhenohercynikum auf der NW-Seite ist dabei als passiver Kontinentalrand aufzufassen, der mit einem ehemaligen magmatischen Bogen, der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MDKS) und der daran anschließenden kontinentalen Kruste des Saxothuringikums im SE kollidiert. Der modellierte Bereich schließt den nördlichen Teil der orogenen Internzone ein und erstreckt sich über den gesamten externen Falten- und Überschiebungsgürtel.

Für das modellierte Gebiet steht eine Vielzahl geologischer und geophysikalischer Datensätze zur Verfügung, aus denen Eckdaten für die Modellierung gewonnen werden können. Für die heute exhumierten kristallinen Massive der MDKS bestehen zahlreiche petrologische und geochronologische Daten (eine Zusammenfassung findet sich bei Okrusch 1995). Abschätzungen der Konvergenzgeschwindigkeit und der Krustenverkürzung basieren zum einen auf geochronologischen und paläomagnetischen Daten, zum anderen auf geometrischen Bilanzierungen (Oncken 1998). Zusätzlich stehen tiefenseismische Profile (Meissner & Bortfeld 1990) zur Verfügung, aus denen sich die rezente Geometrie und Internstruktur im Bereich der karbonen Kollisionszone ableiten lässt und die Lokalisation von Bereichen starker Deformation mit den im Modell erzeugten verglichen werden kann.

3.6.1 Geologische Eckdaten für das numerische Modell

Die Kollisionszone zwischen der rhenohercynischen und der saxothuringischen Mikroplatte zeichnet die Suture des Lizard-Gießen-Harz-Ozeans nach. Dieses kleine ozeanische Becken, das vermutlich eine Breite von nur wenigen hundert Kilometern erreichte (Franke 1992; Oncken 1997) wurde vom Mitteldevon an durch südwärts gerichtete Subduktion geschlossen, wobei sich im Norden der saxothuringischen Mikroplatte ein Inselbogen, die sogenannte Mitteldeutsche Kristallinschwelle bildete. Die Subduktion ozeanischer Kruste war zu Beginn des Karbon im Wesentlichen abgeschlossen und wurde von einer kontinentalen Kollision unter endgültiger Schließung des Beckens abgelöst, die sich über das gesamte Unterkarbon erstreckte. Im späten Visé, als die Konvergenzbewegung im

Bereich der weiter südlich gelegenen Grenze zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum (s. l.) abgeschlossen war, kam es zu einer Übertragung des dort aufgenommenen Konvergenzbetrags auf die nördlichere Kollisionszone und damit zu einer Beschleunigung der Bewegungen. Thermisch-kinematische Modelle verschiedener P-T-t Datensätze aus der MDKS (Henk 1995) implizieren eine rasche synkonvergente Exhumierung metamorpher Gesteine. Etwas um 325Ma wurde die MDKS auf den Südrand der Rhenohercynischen Mikroplatte überschoben und die Deformationsfront wanderte im Folgenden weiter nordwestwärts. Die jüngsten Sedimente, die in kompressive Verformung einbezogen wurden befinden sich im Bereich des Ruhrbeckens und haben ein Alter von etwa 305Ma (Westphal D, Ziegler 1990).

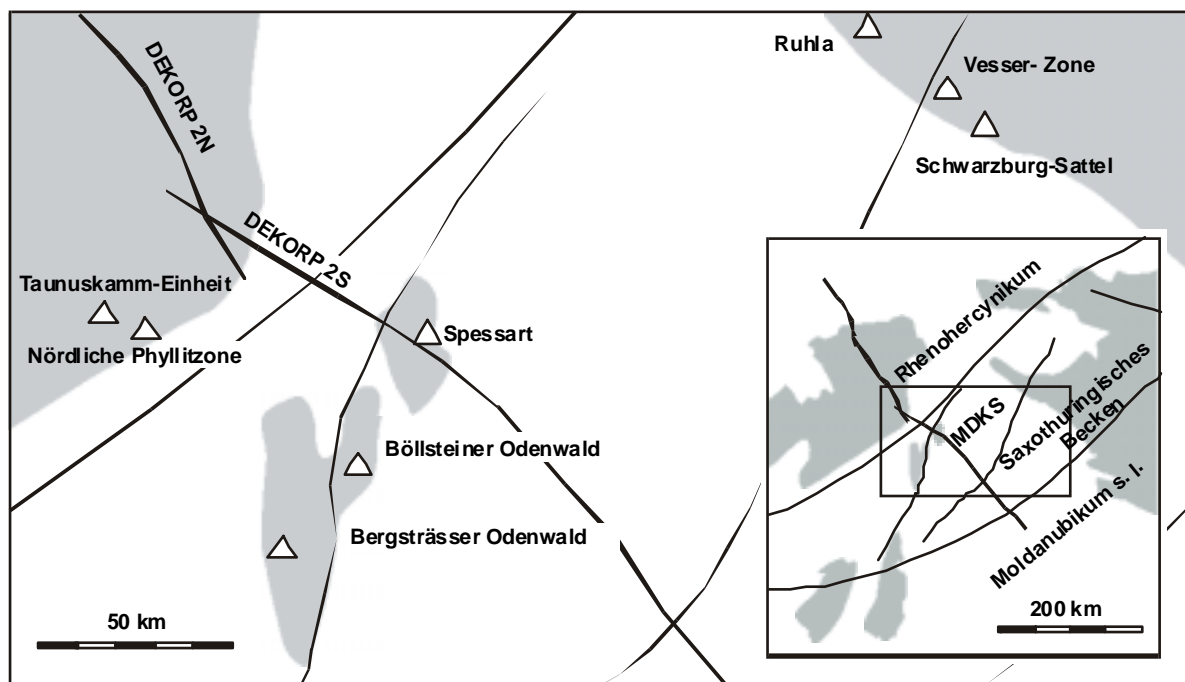


Abb. 26 Verbreitung der Variscischen Massive in Mitteleuropa und Erstreckung der modellierten Traverse durch die Mitteldeutsche Kristallinschwelle. Der Verlauf der reflexionsseismischen Profile DEKORP 2N und 2S, die zum Vergleich mit der Struktur des modellierten Orogens dienen, ist mit kräftigen Linien dargestellt.

Im Norden des Rhenohercynikums nahe der orogenen Front sind die heute an der Erdoberfläche aufgeschlossenen Gesteine nicht metamorph überprägt. In Richtung Süden nehmen die metamorphen Maximaldrucke zu und erreichen im südlichsten Teil des Rhenohercynikums, der nördlichen Phyllitzone, Werte um 6kbar (Anderle et al. 1990). Über den gesamten orogenen Keil des Rhenohercynikums integriert beträgt die Krustenverkürzung 42% (Dittmar et al. 1994) und wird größtenteils durch Überschiebungen kompensiert. Legt man eine rezente Breite von 160km zugrunde, entspricht dies einem Konvergenzbetrag von 116km. Nordvergente Überschiebungen begrenzen das Rhenohercynikum im Süden und leiten zum kristallinen Kern der Varisciden über.

Die Mitteldeutsche Kristallinschwelle (MDKS) präsentiert sich im Krustenschnitt als nahezu dreieckiger Block, der im Nordwesten und Südosten von Störungen mit zentripetaler Vergenz begrenzt wird (Oncken 1998). Die heute exhumierten Gesteine sind

amphibolitfaziell überprägt und haben Maximalbedingungen von 6-8kbar und 600-650°C erfahren (Okrusch 1995; Willner et al. 1991). Im Richtung S unmittelbar benachbarten Nordteil der saxothuringischen Zone befindet sich ein schmaler, südvergenter Falten- und Überschiebungsgürtel, der als Retro-Keil der Kollisionszone interpretiert wird (Schäfer 1997; Oncken 1998) und somit als Gegenstück zum Rhenohercynikum auf der Pro-Seite zu verstehen ist. Die Verkürzung in diesem Bereich beträgt weniger als 40% und ist strukturell weniger in Form von Überschiebungen als durch Faltung und duktile Verformung umgesetzt. Die maximalen metamorphen Drucke steigen von nahezu nichtmetamorphen Bedingungen am Südrand bis auf 4 – 5kbar im Norden an. Durch die geringere Breite des Gürtels zeigt die Retro-Zone somit einen wesentlich steileren Druckgradienten als die Pro-Zone im Bereich des Rhenohercynikums.

Insgesamt ist also ein zentraler Bereich exhumierter metamorpher Gesteine von zwei Falten- und Überschiebungsgürteln (Rhenohercynikum und Nordteil des Saxothuringikum) umgeben. Die Kollisionszone kann somit als typisches kleines, bivergentes Orogen aufgefasst werden. Der Gesamtverkürzungsbetrag über alle drei Zonen, den Rhenohercynischen Pro-Keil, die zentrale „pop-up“-Struktur der MDKS und den saxothuringischen Retro-Keil, wird von Oncken (1998) auf mindestens 250km geschätzt.


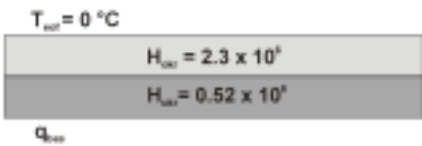
3.6.2 Numerisches Modell der MDKS und ihrer Falten- und Überschiebungsgürtel

Das initial 1200km lange numerische Modell stellt einen Schnitt durch die tektonometamorphen Einheiten des Rhenohercynikum und Saxothuringikum zu Beginn der Kontinent-Kontinent-Kollision, d.h. nach der Schließung des Lizard-Gießen-Harz Ozeans dar. Die Modelltraverse ist in NW-SE Richtung, also senkrecht zum Streichen der variscischen Einheiten orientiert. Die große Modellbreite wird notwendig, um eine Störung der Modellierungsergebnisse durch Randeffekte zu verhindern, es soll damit jedoch keine Aussage über die Krustengeometrie außerhalb des beschriebenen Bereichs gemacht werden. Initial wird eine einheitliche Krustenmächtigkeit von 26km angenommen; dies ist ein Mittelwert aus den von Schäfer et al. (2000) geschätzten Mächtigkeiten für den rhenohercynischen passiven Kontinentalrand, den Inselbogen MDKS und das anschließende saxothuringische Becken. Vertikal in 20 und horizontal in 98 Elemente diskretisiert, besteht das Modell insgesamt aus 1960 Elementen (vgl. Abb. 28a).

Bisherige Parameterstudien haben gezeigt, dass mit „weichen“ Rheologien bei hohen Krustentemperaturen eine Lokalisierung der Deformation, wie sie im Fallbeispiel beobachtet wird, nicht reproduziert werden kann. Die Rheologie der Ober- und Unterkrustengesteine wird deshalb durch die Fließgesetze für Granit (Hansen & Carter 1983) bzw. trockenen Diabas (Mackwell et al. 1998) approximiert. Die Annahme trockener Bedingungen in der Unterkruste in der Nähe der modellierten Traverse wird durch ihre granulitische Zusammensetzung gestützt, die durch Xenolithe in tertiären Vulkaniten dokumentiert ist (Blundell et al. 1992).

Die konvergente Plattengrenze zwischen dem rhenohercynischen passiven Rand und der saxothuringischen Mikroplatte wird durch den Subduktionspunkt S an der Basis der

Modellkruste markiert, der 500km von rechten Modellrand entfernt liegt. Die mechanischen Randbedingungen implizieren eine südostgerichtete Mantelsubduktion der Rhenohercynischen Zone, d.h. der im Modell linken Platte. Die Konvergenzrate wird mit 15mm/a angenommen, die gesamte modellierte Zeitspanne beläuft sich somit auf 17Ma und der Gesamtverkürzungsbetrag auf etwa 250km. Dieser Wert entspricht einer Minimalabschätzung für den Konvergenzbetrag (Oncken 1998).

Mechanisches Modell			
		Randbedingung: Subduktionsmodell 2D	
		Modelle	MDKS
		Konvergenzrate v_s [mm a ⁻¹]	15
Material	Oberkruste	Unterkruste	Geometrie / Diskretisierung
Dichte ρ bei 0°C [kg m ⁻³]	2800	3000	Breite* [m] 1200 x 10 ³
Elastizitätsmodul E [Pa]	0.5 x 10 ¹¹	0.8 x 10 ¹¹	Mächtigkeit* [m] 13 x 10 ³
Querkontraktionszahl ν	0.25	0.25	13 x 10 ³
Strainratenkoeffizient α_s [Pa ⁿ s ⁻¹]	3.16 x 10 ⁻²⁴	5.05 x 10 ⁻²⁴	Lage S-Punkt** 500 x 10 ³
Aktivierungskonstante Q/R [K]	22432	58693	Anzahl Elemente 98 x 20
Stressexponent n	3.3	4.7	* Initialwerte ** Distanz rechter Modellrand
Referenzstrainrate $\dot{\epsilon}$ [s ⁻¹]	1 x 10 ⁻¹⁴	1 x 10 ⁻¹⁴	Remeshing / Erosion
Zeitschritt FE-Modell [a] 5 x 10 ⁶			
Zeitschritt Remeshing [a] 5 x 10 ⁶			
Werteliste Erosion links 1			
rechts 2			
Thermisches Modell			
		Randbedingungen / Temperaturfeld	
		Wärmefluss Basis q_{bot} [Wm ⁻²]	0.04
		Temperatur Oberfläche T_{top} [°C]	0
		Init. Temperatur Krustenbasis [°C]	790
Material	Oberkruste	Unterkruste	Geometrie (initial)
Dichte ρ bei 0°C [kg m ⁻³]	2800	3000	Breite [m] 1200 x 10 ³
Wärmeleitfähigkeit k	T-abhängig	T-abhängig	Mächtigkeit [m] 26 x 10 ³
Spez. Wärmekapazität C [J Kg ⁻¹ K ⁻¹]	1300	1300	
Rad. Wärmeproduktion H [Wm ⁻³]	2.3 x 10 ⁵	0.52 x 10 ⁵	

Tab. 15 Geometrie, Materialbeschreibung und Randbedingungen des mechanischen und thermischen Modells für die Fallstudie zur MDKS.

Dem Einfluss von Oberflächenprozessen auf das Deformations- und Exhumierungsmuster wird durch moderate Erosionsraten an der Modelloberfläche Rechnung getragen. Da keine spezifischen Daten für die Paläo-Erosionsraten in den Varisciden vorliegen, werden die von Summerfield & Hulton (1994) veröffentlichten Werte benutzt, um multilineare Funktionen zur Beschreibung einer topographieabhängigen Erosionsrate zu erstellen (vgl. 2.7.1). Allerdings existieren geologische Daten, die Informationen zur relativen Verteilung

der Erosion bereitstellen: das metamorphe Profil zeigt eine stärkere Exhumierung an der Nordwestflanke des Orogens und die synkonvergenten Flyschsedimente wurden fast ausschließlich in das nordwestliche Vorland transportiert (Schäfer et al. 2000). Beide Beobachtungen implizieren eine asymmetrische Verteilung der Erosion, die auf die Nordwestseite des Orogens, d.h. die Pro-Seite konzentriert war. Deshalb wurden erste Modelldurchläufe, bei denen von einer gleichmäßigen Erosionsrate ausgegangen worden war, durch die Einführung einer Wasserscheide im Bereich maximaler Modelltopographie und die Verwendung unterschiedlicher Erosionsraten auf beiden Seiten modifiziert. Die Erosionsraten auf der Pro-Seite sind im Modell zehnmal höher als auf der Retro-Seite. Der Zeitschritt für die mechanischen und thermischen Berechnungen beträgt jeweils 100Ka, während ein Remeshing des verformten FE-Netzes nur im Abständen von 1Ma durchgeführt wird.

3.6.3 Ergebnisse

Die Modellierungsergebnisse sind in Form des deformierten Darstellungsnetzes in Abb. 27b dargestellt, die den Zustand am Ende der Konvergenzphase, d.h. nach 17Ma und 250km Plattenkonvergenz wiedergeben. Das deformierte Netz zeigt eine domartig aufgewölbte Zone, in der Gesteine der Unterkruste starke Hebung erfahren haben. Am deutlichsten tritt dieser Effekt im Bereich der Retro-Zone des Orogens auf. Zudem ist eine merkbliche Differenz des Einfallswinkels der Oberkrustenbasis mit einer flacher einfallenden Pro-Seite und einer steileren Retro-Seite zu erkennen.

Diese Asymmetrie tritt auch auf den Darstellungen der finiten Gesamtverformung nach VON MISES (Kohnke 1992) klar hervor (Abb. 27c). Die Verformung, die während der Orogenese vom Darstellungsnetz aufgenommen wurde, ist hauptsächlich an den Materialgrenzen der Moho (d.h. der Modellbasis) und zwischen der Ober- und Unterkruste konzentriert. Beide Grenzen sind als große, subhorizontale duktile Scherzonen aktiv, im Gegensatz zu den geringviskosen Modellen wie A4, A7-A9) oder R2 (vgl. Abb. 17) ist die Kopplung zwischen oberem Mantel und der Modellkruste jedoch effektiv genug, um die Kruste um mehr als 50% zu verdicken. Wegen des vergleichsweise großen Konvergenzbetrags und des Einflusses der Erosion ist das bivergente Deformationsmuster weniger deutlich ausgeprägt als im Initialstadium der Orogenese (z.B. in Modell A6, vgl. Abb. 11).

Vergleich mit reflexionsseismischen Profilen

Das deformierte Netz in Abb. 27b entspricht der Situation beim Ausklingen der kontinentalen Kollision. Im Anschluss daran wurde die verdickte Kruste des variscischen Orogens durch eine Kombination aus gravitativem Kollaps und extensiven Plattenrandspannungen gedehnt und ausgedünnt (Henk 1997b). Diese postkonvergente Reequilibrierung der Kruste fand in einer äußerst kurzen Zeitspanne von nur etwa 20Ma statt und resultierte in einer nahezu einheitlichen Krustenmächtigkeit von ca. 30km, die noch heute für den größten Teil Mitteleuropas charakteristisch ist (Blundell et al. 1992).

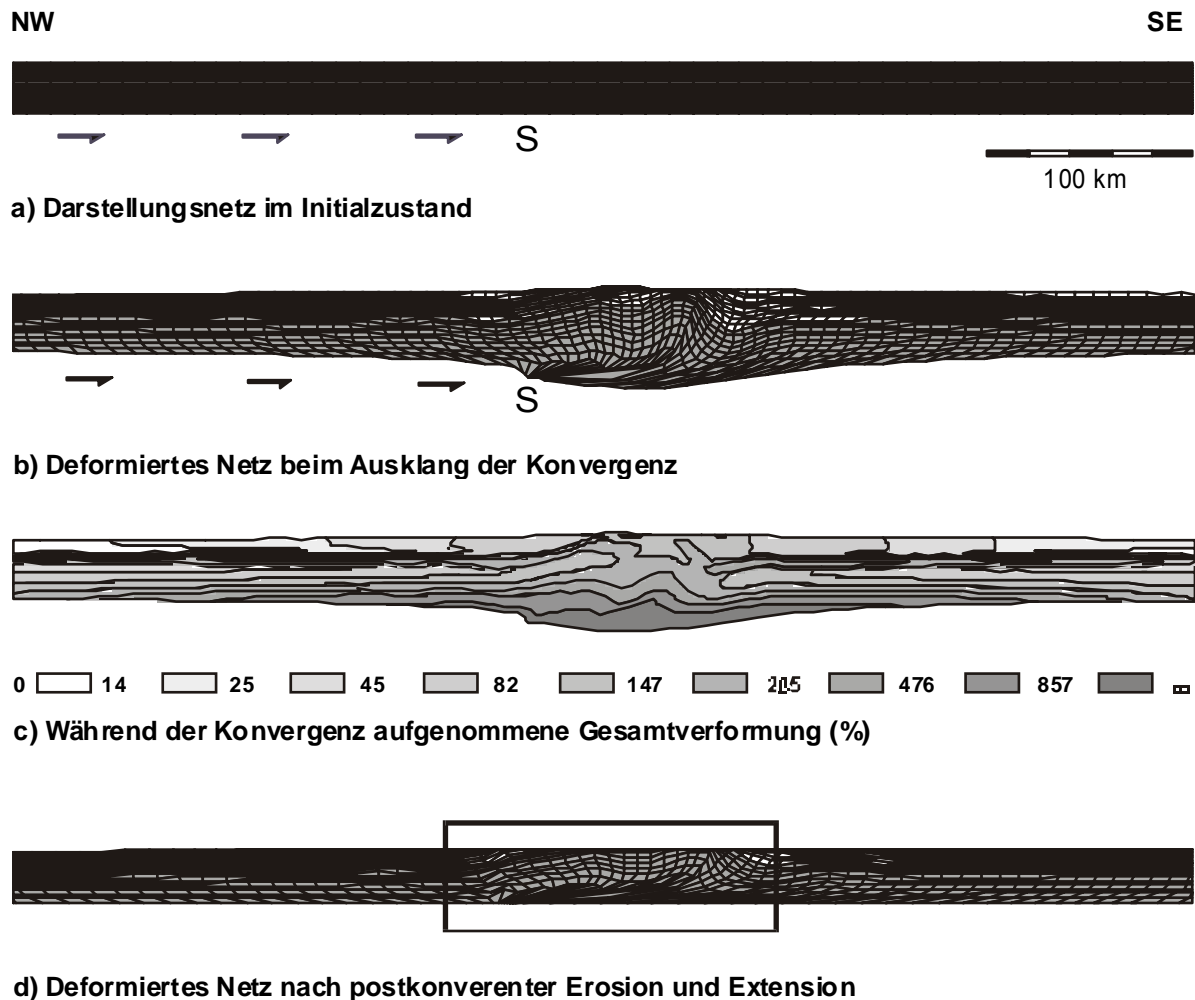
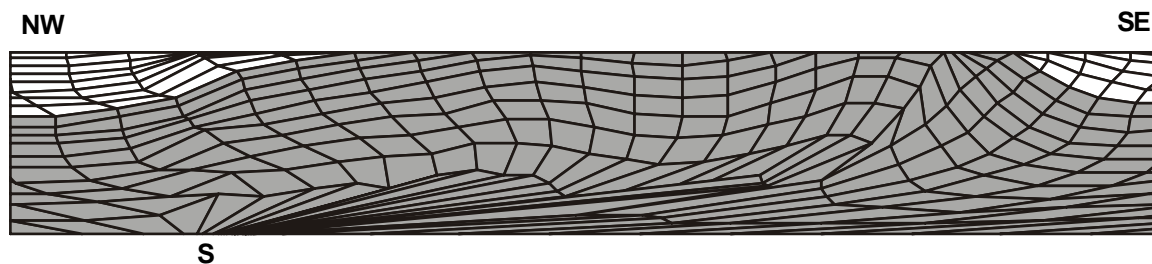


Abb. 27 (a) Darstellungnetz im Initialzustand (nur zentraler Teil) (b) Deformiertes Netz am Ende der Konvergenzbewegung. Unterschiedliche Grautöne signalisieren die lithologische Gliederung in Ober- und Unterkruste. (c) Gesamtverformung nach *VON MISES*, die während der Konvergenzphase aufgenommen wurde. (d) Verformtes FE Netz mit geometrischer Korrektur für die postkonvergente Extensions- und Erosionsphase. Dieser Schritt erlaubt einen Vergleich der Modellierungsergebnisse mit der heutigen Situation. Der Rahmen gibt den Ausschnitt für die Detailansicht in Abb. 28 an.

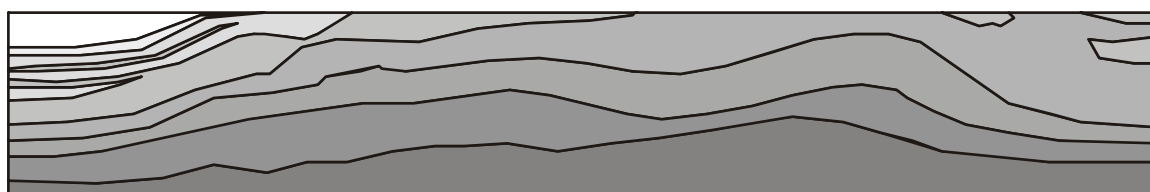
Diese entscheidende postkonvergente Überprägung des variscischen Gebirges muss berücksichtigt werden, wenn die Modellierungsergebnisse mit Datensätzen verglichen werden sollen, denen die heutige Krustengeometrie zugrunde liegt, wie z.B. seismischen Reflexionsprofilen. Hierzu wurde ein einfacher geometrischer Transformationsalgorithmus entwickelt, der in zwei Stufen postorogene Extension und Erosion simuliert, bis eine einheitlich 30km mächtige Kruste erzielt ist. Es bleibt ein Ziel zukünftiger Arbeiten, ein vollständiges dynamisches FE-Modell zu erstellen, das die gesamte orogene Entwicklung durch eine Kombination des hier vorgestellten synorogenen Modellabschnitts mit einem postorogenen Modellabschnitt (Henk 1997b) abdeckt.

Im ersten Schritt der geometrischen Transformation wird die Verschiebung bei horizontaler Extension der Markerpunkte unter den Annahme konstanter Elementflächen und reiner Scherung berechnet. Als Extensionsfaktor werden für das Zentrum des Orogens 40% angenommen, an den Orogenflanken nimmt der Faktor innerhalb jeweils 50km breiter Übergangszonen auf 0% ab. Dieser Extensionsbetrag stimmt mit Schätzungen überein,

die auf Subsidenzanalysen für das Saar-Nahe Becken basieren (Henk 1993), das sich direkt im Westen des modellierten Gebietes befindet. Obwohl die Extension allein bereits eine signifikante Abnahme der Krustenmächtigkeit bewirkt, müssen die Überreste der orogenen Verdickung durch eine Simulation postkonvergenter Erosion beseitigt werden, um die beobachtete gleichmäßige Krustenmächtigkeit zu erzielen (Abb. 27d). In der Realität fanden Erosion und Extension zum Teil simultan statt, die Transformationsberechnung erfolgt hier jedoch in einem individuellen zweiten Schritt. Hierbei wird das Material entfernt, das die angestrebte Referenzmächtigkeit der Kruste von 30km übersteigt.

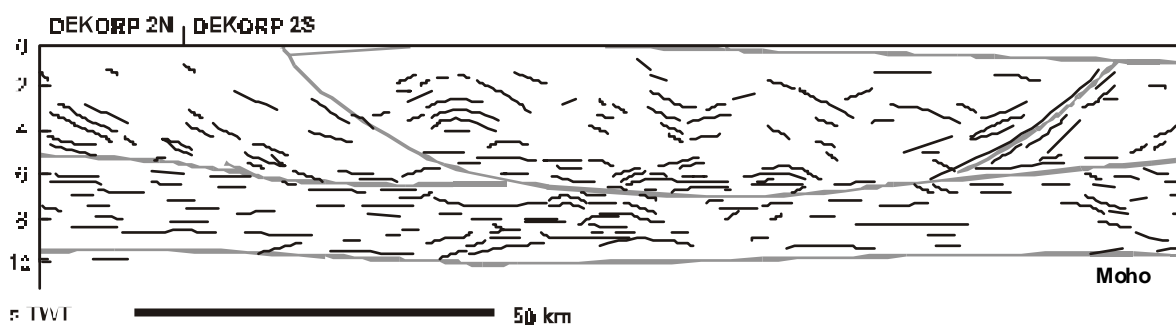


a) Verformtes Netz nach postkonvergenter Erosion und Extension



25 45 82 147 265 476 857 m

b) Während der Konvergenzphase aufgenommene Gesamtverformung (%)



c) Interpretation (Line Drawing) der entsprechenden Ausschnitts in den DEKORP- Profilen 2N und 2S

Abb. 28 (a) Verformtes Netz nach postkonvergenter Erosion und Extension (Detail von Abb. 27d). (b) Gesamtverformung nach von Mises, die während der Konvergenzphase aufgenommen wurde. (c) Strichzeichnung der reflexionsseismischen Profile DEKORP 2N und 2S (nach Oncken 1998; zur Lage vgl. Abb. 26).

Abb. 28a zeigt den Zentralbereich des für die heutige Situation umgerechneten Darstellungnetzes, Abb. 28b die Gesamtverformung nach von Mises (Kohnke 1992), die

innerhalb der Konvergenzphase aufgenommen wurde. Die Modellierungsergebnisse werden mit einer Strichzeichnung der reflexionsseismischen Profile DEKORP 2N und 2S (Abb. 28c) verglichen, die der modellierten Traverse folgen (zur Lage vgl. Abb. 26). Sowohl das numerische Modell als auch das seismische Profil zeigen eine Anomalie der Krustenstruktur von gut 100km Breite. In modellierten Schnitt besteht diese aus einem domförmigen Bereich angehobener Unterkrustengesteine, die mit einem Plateau tief exhumierter Gesteine an der Erdoberfläche korrelieren.

Der Vergleich von Oberflächendeformation, Analogmodellen und FE-Modellen legt nahe, dass Zonen mit hoher finiter Verformung in Kontinuumsmodellen mit diskreten tektonischen Strukturen in der Natur korrelieren. Deshalb kann angenommen werden, dass seismische Reflexionshorizonte, die teilweise von diskreten Störungen und Scherzonen hervorgerufen werden, mit Bereichen starker Gesamtverformung in Kontinuumsmodellen in Verbindung zu bringen sind (Beaumont et al. 1994). Die Lage der aufgedomten, nach außen vergenteten Deformationsmaxima auf der Pro- und Retro-Seite der Struktur (Abb. 28b) ähnelt dem Muster auffälliger Reflektoren, die den zentralen, stark angehobenen und exhumierten Bereich der MDKS definieren (Abb. 28c).

Vergleich mit petrologischen Daten

Als weiterer Datensatz zum Vergleich mit den Modellierungsergebnissen bieten sich die metamorphen Maximaldrucke und -temperaturen an, die heute exhumierte Gesteine der kristallinen Komplexe während der variscischen Orogenese erfahren haben.

Petrologische Daten aus dem Bereich der MDKS selbst wurden von Willner et al. (1991) für den Odenwald und von Okrusch (1995) für den Spessart publiziert. Aus dem südlichsten Teil des Rhenohercynikums (Pro-Zone) stellen Anderle et al. (1990) Daten aus der Nördlichen Phyllitzone und der Taunuskamm-Einheit bereit. Aus dem Retro-Keil im Norden des Saxothuringikums sind Daten für die Vesser-Zone und die Schwarzbürg-Antikline (Schäfer 1997) bekannt.

Die exhumierten Metamorphite im Spessart (SP) zeigen nahezu gleichförmig amphibolitfazielle Bedingungen im mittleren Druckbereich an. Die Maximaltemperaturen erreichen bei Drucken um 6.5kbar Werte von 620°C (Okrusch 1995). An Hornblenden, Muskoviten und Biotiten gemessene K-Ar Abkühlalter variieren zwischen 318 und 324Ma und implizieren eine sehr schnelle Exhumierung.

Die kristallinen Bereiche des Odenwalds wurden von Willner et al. (1991) in vier tektonometamorphe Einheiten gegliedert. Der Bergsträßer Odenwald (OBS), bestehend aus den Einheiten I bis III, wird vom Böllsteiner Odenwald (OBÖ, Einheit IV) durch die Otzberg-Störung abgetrennt (vgl. Abb. 26). Ist ein U-Pb Zirkonalter von 380Ma (Todt 1979) korrekt, fand die variscische Deformation der Gesteine des Böllsteiner Odenwalds unter amphibolitfaziellen Bedingungen statt, wobei Temperaturen von 620-650°C und Drucke von etwa 4.5kbar herrschten. Minimalalter für die letzten Deformations- und Exhumierungsereignisse werden durch K-Ar Daten von Hornblenden, Muskoviten und Biotiten des Böllsteiner Gneisdoms gegeben, die sich zwischen 304 and 325Ma bewegen. Radiometrische Alter der metamorphen Ereignisse im Bergsträßer Odenwald sind teilweise deutlich älter. Willner et al. (1991) berechnen für den Hauptschieferzug der Einheit II Maximalbedingungen von 610°C bei 4.9kbar. Minimalalter für die Metamorphose

in Einheit II und III basieren auf K-Ar und Ar-Ar Daten von Hornblenden, Muskoviten und Biotiten und bewegen sich um 342Ma (Okrusch 1995 und Referenzen dort). Ein konkordantes U-Pb Zirkonalter beträgt 335Ma (Todt 1979).

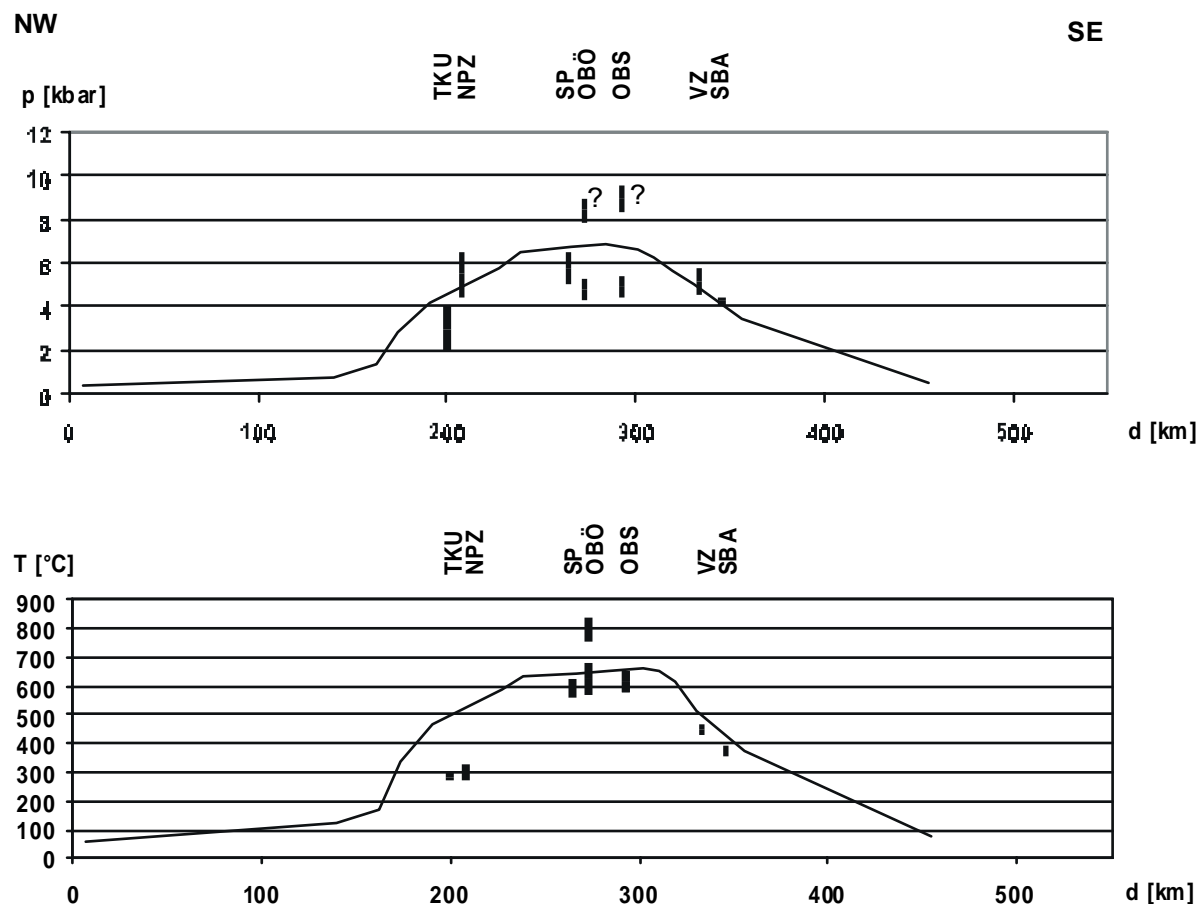


Abb. 29 Vergleich der modellierten metamorphen Maximaldrücke (a) und -temperaturen (b) mit petrologischen Daten, die entlang eines NW-SE verlaufenden Profils durch die Kollisionzone ermittelt wurden (Abkürzungen: TKU – Taunuskammeinheit, NPZ – Nördliche Phyllitzone, SP – Spessart, OBÖ – Böllsteiner Odenwald, OBS – Bergsträßer Odenwald, VZ – Vesser-Zone and SBA – Schwarzburg-Antikline; Petrologische Daten nach Anderle et al. 1990; Okrusch 1995; Schäfer 1997; Willner et al. 1991).

Für metapelitische Gesteine der Taunuskammeinheit (TKU) berechnen Anderle et al. (1990) Maximaldrücke von etwa 3kbar. Die Metavulkanite der Nördlichen Phyllitzone (NPZ) erfuhren wesentlich höhere Drucke von etwa 6kbar. Dagegen überschritten die metamorphen Temperaturen in beiden Bereichen niemals 330°C.

Die maximalen Druckbedingungen für das Hauptdeformationsereignis in der Vesser-Zone (VZ) wurden von Kemnitz (1995) und Schäfer (1997) mittels Phengitbarometrie bestimmt. Unter der Annahme einer Temperatur von 450°C werden Drucke bis zu 5.5kbar für die Vesser-Zone (Hundsrückserie) berechnet, proterozoische Gesteine der Schwarzburg-Antikline (SBA) erreichten bei 370°C bis zu 4.5kbar.

Die Maximaldrücke und -temperaturen der heute exhumierten Gesteine wurden aus den jeweiligen Massiven horizontal in ein NW-SE streichendes Profil parallel zur Traverse von DEKORP 2N bzw. 2S projiziert (vgl. Abb. 26).

Ein Vergleich zwischen den in der MDKS beobachteten Maximalbedingungen und modellierten Maximaldrucken und –temperaturen geht aus Abb. 29 hervor. Analog zur Exhumierungsgeschichte der natürlichen Gesteine, basieren die gezeigten Kurven auf den Maximalbedingungen von Markerpunkten, die erst nach der postkonvergenten Extension und Erosion die Erdoberfläche erreichten.

Sowohl die Feld- als auch die Modelldaten zeigen glockenförmige Druck- und Temperaturprofile mit plateauförmigen Maxima bei 6–7kbar und 600–650°C. Die Form erscheint nahezu symmetrisch und zeigt nur geringe Differenzen im Druck- und Temperaturabfall auf Pro- bzw. Retro-Seite.

Wie oben bereits erwähnt, bestehen bezüglich des Alters der maximalen metamorphen Drucke im Böllsteiner und Bergsträßer Odenwald Unsicherheiten, die in Abb. 29 durch Fragezeichen angedeutet sind. Nach diskordanten U-Pb Altersdaten an Zirkonen (Todd 1979; Willner et al. 1991), wurden Drucke von 8-10kbar bereits vor der kontinentalen Kollision, d.h. während der vorauslaufenden ozeanischen Subduktion erreicht.

Im Bereich des südlichsten Rhenohercynikums (TKU und NPZ) differieren Modellvorhersagen und Felddaten in der Temperaturkurve (Abb. 29b) auffallend. Die gemessenen Maximaltemperaturen liegen um 150-200°C niedriger als die des numerischen Modells. Diese Differenz lässt sich möglicherweise durch eine schnelle Versenkung und die kontinuierliche Kühlung dieser Einheiten durch die Unterschiebung kälterer Gesteine erklären, wie es Henk (1997b) bei thermisch-kinematischen Modellrechnungen postuliert. Da die daran beteiligten Prozesse an diskrete Störungsflächen gebunden sind, lassen sie sich mit Kontinuumsmodellen der vorliegenden Arbeit nicht reproduzieren.

Das numerische Modell kann auch zur Berechnung kompletter synkonvergenter P-T Pfade genutzt werden. Ein Vergleich der synchronen metamorphen Entwicklung verschiedener Markerpunkte, die heute an der Erdoberfläche liegende Gesteine repräsentieren, zeigt systematische Variationen entlang des Modellschnitts. Abb. 30 gibt sechs P-T Pfade von der Pro-Seite (Pfade 1 bis 3) und Retro-Seite (Pfade 4 bis 6) des Orogens wieder und erlaubt mit Zeitmarkern eine Abschätzung des Zeitintervalls vom Beginn der Kollision bis zum Erreichen der Maximalbedingungen. Der Startpunkt jedes Pfades entspricht den Bedingungen in einer thermisch equilibrierten Kruste, wie sie als Initialzustand für das thermische Modell angenommen wurde. In der Realität ist damit zu rechnen, dass die P-T Pfade zusätzlich durch die thermischen Effekte der Prä-Kollisionsphase, d.h. durch die Subduktion ozeanischer Kruste beeinflusst werden.

Nur die drei für die Pro-Seite berechneten und der externste Pfad der Retro-Seite zeigen ein progrades Stadium zu Beginn der metamorphen Entwicklung und zeugen somit von einer Versenkung der Gesteine im Zuge der Kollision. Die mit einer Exhumierung verbundene Dekompression beginnt auf der Pro-Seite umso später, je größer der Abstand vom Orogenzentrum ist. Der externste Pfad der Pro-Seite zeigt ein langes und deutliches Versenkungsstadium, während nahe des Orogenzentrums eine kurze Versenkungsphase von einer schnellen und in sich beschleunigten Exhumierung abgelöst wird. Alle Pfade der Pro-Seite verlaufen somit im Uhrzeigersinn, wobei die Schleife relativ eng ist. Die maximale Exhumierung während der Kollision erreicht in diesem Modellteil ca. 10km (Pfad

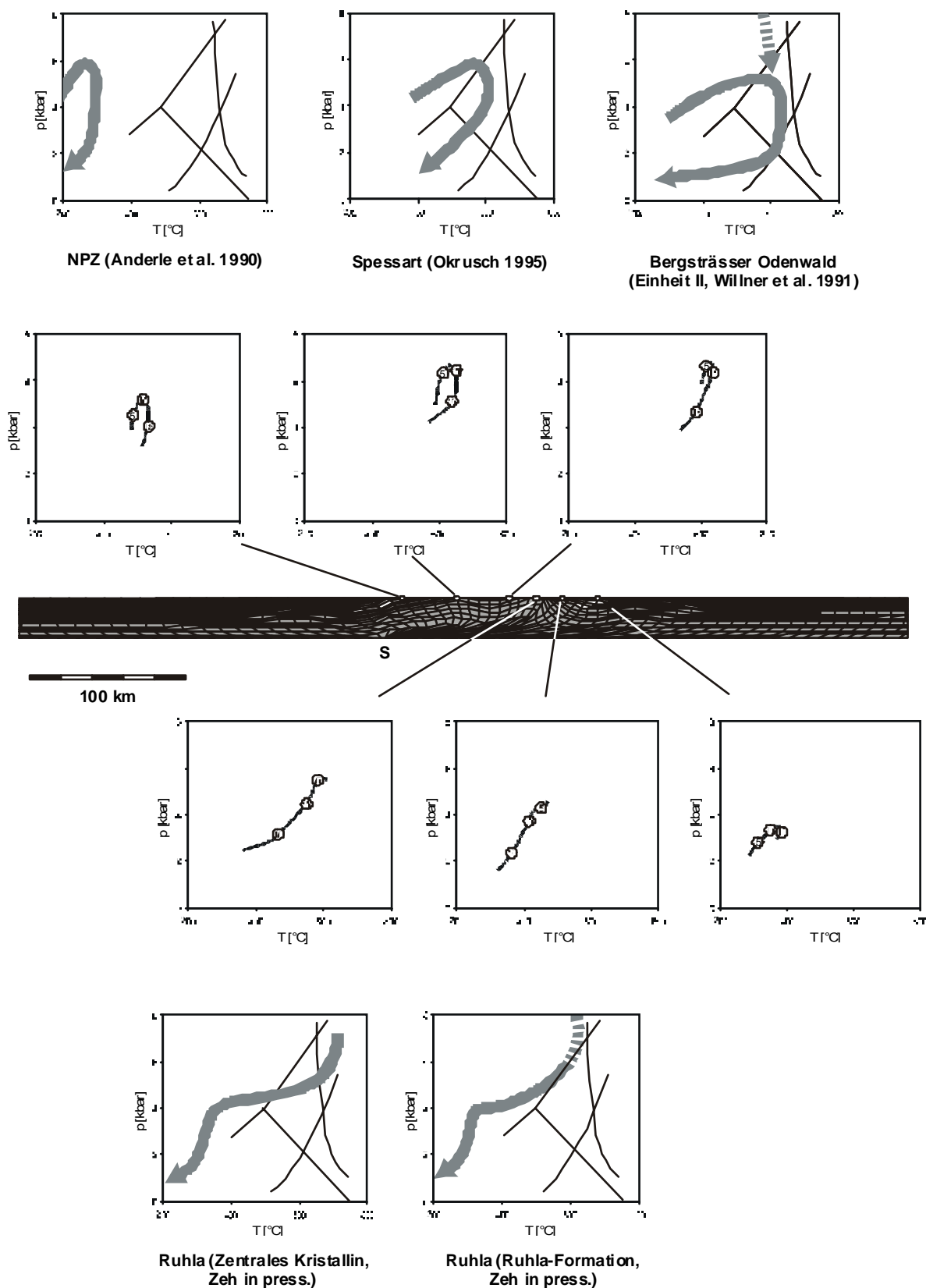


Abb. 30 Synkollisionäre PT-Pfade für ausgewählte Markerpunkte aus verschiedenen Bereichen der Kollisionszone, die später im Zuge der postorogenen Extension und Erosion vollständig exhumiert werden (dieses Stadium wird nicht gezeigt). Zusätzlich wird das Zeitintervall vom Einsetzen der kontinentalen Kollision in Ma angeben. Zum Vergleich werden schematische P-T Pfade aus der MGCR gezeigt.

3). Der auf der externen Retro-Seite gelegene Pfad 6 ähnelt den Pfaden der Pro-Seite und zeigt eine initiale Phase rascher Versenkung, ein relativ langes Stadium im Bereich maximaler Druckbedingungen und schließlich eine mäßige Exhumierung.

Der Pfad aus dem internen Teil der Retro-Zone (Pfad 4) beschreibt wie Pfad 3 einen signifikanten Exhumierungsbetrag von fast 10km, beginnt jedoch mit einer gegen den Uhrzeigersinn gerichteten Entwicklung. Dieser Krümmungssinn, der auch in Pfad 5 zu beobachten ist, wird erst ca. 10Ma nach Beginn der Kollision umgekehrt, wobei gleichzeitig die Exhumierungsgeschwindigkeit deutlich zunimmt.

Obwohl eine direkte Reproduktion der für die MDKS und die angrenzenden Bereiche postulierten PT-Pfade über die Möglichkeiten eines Kontinuumsansatzes im verwendeten Maßstab weit hinausgeht, gibt es wesentliche Übereinstimmungen. Sehr schnelle Exhumierung und Abkühlung (vgl. Pfade 3 und 4) ist im Spessart durch K-Ar Daten an Hornblenden, Muskoviten und Biotiten belegt, die sich alle im schmalen Zeitfenster zwischen 318 und 324Ma bewegen (Okrusch 1995). Strecken mit einer Krümmung gegen den Uhrzeigersinn (Pfade 4 und 5) zeigen Ähnlichkeiten mit publizierten P-T Pfaden für den Böllsteiner Odenwald (Willner et al. 1991) und für die Ruhla-Formation im Ruhlaer Kristallin (Zeh *in press*).

3.6.4 Zusammenfassung und Diskussion

Aus den allgemeinen Parameterstudien zur orogenen Entwicklung, die in den Abschnitten 3.1 und 3.2 der vorliegenden Arbeit vorgestellt wurden, geht hervor, wie entscheidend die Rheologie der Unterkruste für die Lokalisation der orogenen Verformung und damit für die Effizienz der Krustenverdickung ist. Werden Orogene mit Mohotemperaturen über 700°C modelliert (vgl. Abb. 11, Modelle A7-A9) und dabei die üblicherweise bei geodynamischen Modellierungen für die Unterkruste angewandten Fließgesetze (Shelton & Tullis 1981) verwendet, kommt es weder zu einer lokalisierten Deformation noch zu signifikanter Krustenverdickung. Stattdessen bildet sich eine basale Scherzone, die in einer Entkopplung der Kruste vom Mantel und einer breiten, undeutlichen Deformationszone resultiert.

Petrologische Daten von exhumierten Unterkrustengesteinen zeugen dagegen häufig von Mohotemperaturen im Bereich zwischen 700 und 900°C (z.B. Ranalli 1995). Dieser Widerspruch kann darin begründet sein, dass die verwendeten Fließgesetze eine zu „weiche“ Rheologie beschreiben. Um die beobachteten petrologischen Daten und gleichzeitig Orogengeometrien zu reproduzieren, die denen rezenter Orogene entsprechen bzw. eine synorogene Exhumierung von Gesteinen erlauben, wie sie für fossile Orogene dokumentiert ist, muss im Modell eine festere Unterkruste mit Viskositäten zwischen 10^{21} und 10^{23} Pas verwendet werden. Zur Beschreibung der Unterkruste können hierbei z.B. die Rheologiedaten für trockenen Diabas (Mackwell et al. 1998) benutzt werden.

Die Anwendung des numerischen Modells auf die Kollisionszone zwischen zwei tektonometamorphen Einheiten der mitteleuropäischen Varisciden, der Rhenohercynischen und der Saxothuringischen Zone, vermittelt quantitative Einblicke in die Partitionierung der Deformation, die metamorphen Maximalbedingungen und die

schnelle synkonvergente Exhumierung der metamorphen Komplexe, die heute im Bereich der MDKS aufgeschlossen sind.

Die seismischen (DEKORP 2N and 2S) und metamorphen Profile durch die MDKS lassen sich durch die hier vorgestellten Modellierungsergebnisse gut reproduzieren. Orogenbreite und -geometrie stimmen nach einer Transformation des FE-Netzes, bei dem die postkonvergente Entwicklung berücksichtigt wird, gut mit dem seismischen Befund überein. Durch die auf die Pro-Seite (NW) konzentrierte Erosion zeigen die Profile der maximalen metamorphen Temperaturen und Drucke heute aufgeschlossener Gesteine ein weitgehend symmetrisches Muster. Beide Profile zeigen ein nahezu 100km breites Plateau von Drucken über 6kbar bzw. Temperaturen im Bereich zwischen 600 und 700°C. Nur im Bereich der Pro-Zone (TKU, NPZ) sind die ermittelten metamorphen Temperaturen signifikant geringer als die modellierten; diese Differenz kann mit einer Kühlung durch Unterschiebung kälterer Gesteine entlang diskreter Bewegungsbahnen erklärt werden, die im Kontinuumsmodell nicht zu simulieren ist. Im Übrigen Bereich stimmen Modellaussagen und petrologische Daten in ihrer räumlichen Verteilung gut überein.

Zusätzlich wurden aus den Modellierungsergebnissen P-T Pfade für verschiedene Positionen innerhalb der Kollisionszone berechnet. Obwohl die an Gesteinen der MDKS ermittelten Pfade lokal von einer deutlich komplexeren Entwicklung zeugen und z.T. noch Unsicherheiten im Alter der einzelnen Metamorphosestadien bestehen, gibt es eine prinzipielle Übereinstimmung zwischen den modellierten Pfaden und ihren petrologischen Äquivalenten.

4 Dreidimensionale FE – Modelle

Die Annahme ebener Verformung, die den 2D-Modellen zugrundeliegt, ist strenggenommen nur dann gerechtfertigt, wenn sich das modellierte Orogen entlang seiner Längsachse unendlich erstreckt oder von rigiden Krustenblöcken begrenzt wird, die keine orogenparallele Materialverschiebung erlauben. Sowohl die Geometrie und Kinematik plattentektonischer Prozesse als auch die Verformung von Gesteinen unter Spannung erfordern demgegenüber strenggenommen eine dreidimensionale Beschreibung.

Neben den Effekten, die sich aus der Tatsache ergeben, dass Plattengrenzen und Konvergenzvektoren im allgemeinen Fall nicht orthogonal zueinander orientiert sind, ist orogenparallele Verformung und daraus resultierender Materialtransport ein bedeutender Prozess, der nicht mit „plane strain“-Modellen erfasst werden kann. Im Übergangsbereich von kontinentalen Kollisionzonen zu dem im Streichen angrenzenden Vorland sind großmaßstäbliche Störungssysteme beschrieben worden, die lateralen Materialtransport aus dem Orogenzentrum akkommodieren (z.B. Tapponnier et al. 1982; Dewey et al. 1986; Tapponnier et al. 1986). Diese orogenparallelen Bewegungen, die als direkte Reaktion auf die bei konvergenter Einengung auftretenden horizontalen Kräfte gedeutet werden, sind als „extrusion tectonics“ (Tapponnier et al. 1982) und „tectonic escape“ (Burke & Sengör 1986) bezeichnet worden. Ratschbacher et al. (1991b) fasst im Begriff „lateral extrusion“ alle zentripetalen Lateralbewegungen unabhängig von den ausschlaggebenden Kräften zusammen: eingeschlossen sind hier als Prozesse sowohl „tectonic escape“ als auch gravitativ induzierte Lateralbewegungen (Dewey 1988). In der vorliegenden Arbeit wird der Terminus „Laterale Extrusion“ sensu Ratschbacher et al. (1991b) verwendet.

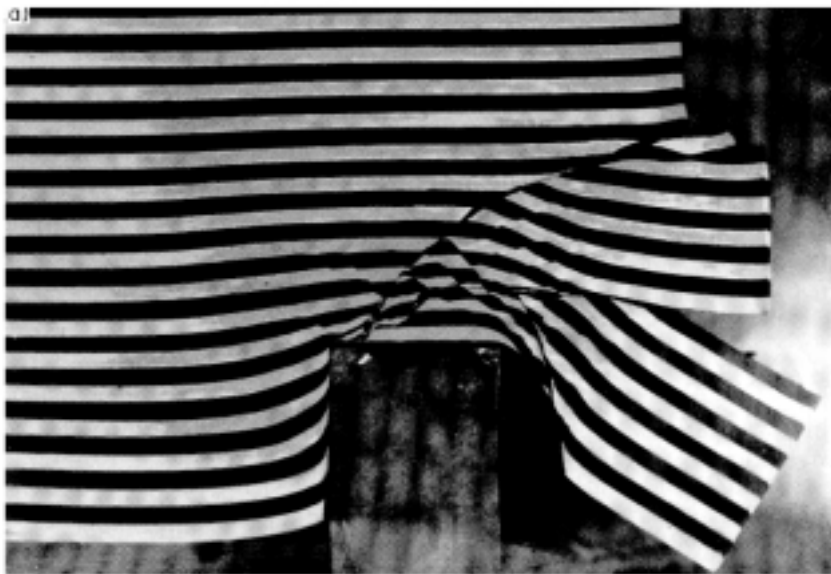


Abb. 31 Eine Modellkruste aus Plastilin wird im Analogexperiment mit einem rigiden Indenter deformiert. Simuliert wird hier die Indentation Indiens in die Eurasische Platte. (Aus: Peltzer 1983 in Tapponnier et al. 1986)

Zur Quantifizierung der lateralen Extrusionsbeträge und um die natürlichen Störungs- und Verschiebungsmuster in den betreffenden Regionen mit solchen zu vergleichen, die sich im Experiment allein als Folge lateraler Extrusion ergeben, wurden bereits in den achtziger

Jahre Analogmodellierungen durchgeführt (Peltzer 1993; Tapponnier et al. 1986; vgl. Abb. 31). Numerische Modelle ähnlicher Szenarien blieben bislang auf sogenannte „thin-sheet“-Modellierungen beschränkt (England & Houseman 1986; England & McKenzie 1982), während sich dreidimensionale FE-Modelle auf die Effekte schräger Konvergenz konzentrierten (Braun 1993; Braun & Beaumont 1995).

Im diesem Abschnitt wird folglich versucht, eine Lücke zu schließen, die sich zwischen den genannten Ansätzen bis in die Gegenwart erhalten hat. Dreidimensionale FE-Modelle mit den bereits im Zweidimensionalen zur Materialbeschreibung und Implementation von Isostasie, Erosion etc. verwandten Techniken werden angewendet, um Deformation und Materialtransport vom Zentrum einer Kollisionszone bis in das lateral angrenzende Vorland zu beschreiben. Auch wenn die Beteiligung einer orogenparallelen Konvergenzkomponente in der Natur eher als Regel denn als Ausnahme erscheint, ist eine Beschränkung auf orthogonale Konvergenz im Folgenden ratsam, um den Parameterraum möglichst klein zu halten und allgemeine Aussagen treffen zu können; von technischer Seite ist die Option zur Simulation schräger Konvergenz jedoch bereits implementiert.

4.1 Laterale Extrusion im Randbereich von Kollisionsorogenen

Die Bedeutung lateraler Bewegungen im Übergangsbereich von Kollisionsorogenen und ihren lateralen Vorländern wird durch den folgenden Überblick zu den drei prominentesten Naturbeispielen illustriert (vgl. Abb. 32). Wenn auch im Rahmen dieser Arbeit keine skalierten Fallstudien durchgeführt werden konnten, können aus dieser Einleitung räumliche und zeitliche Dimensionen, Randbedingungen und strukturelle Muster ersehen werden, auf die in der abschließenden Diskussion (Abschnitt 4.3.8) eingegangen werden soll. Nicht zuletzt sind die wesentlichen Prozesse, die hier quantifiziert werden sollen, beim Studium von Naturbeispielen postuliert worden.

4.1.1 Großdimensionaler „tectonic escape“ in Ostasien

Die Dimension der Kollision Indiens mit der Eurasischen Platte sprengt den Rahmen aller weiteren rezenten Kollisionszonen der Erde bei Weitem. Die Kruste des etwa 1000km breiten Tibet-Plateaus erreicht Mächtigkeiten >70km und eine Oberflächenhebung von ca. 5000m NN; im Himalaya werden fast 9000m NN erreicht. Eine zugrundeliegende, nordwärts gerichtete Subduktion der Indischen unter die Eurasische Platte erscheint durch jüngere geophysikalische Erkenntnisse (Kosarev et al. 1999) zunehmend gesichert. Untersuchungen der Scherwellenpolarisation (shear wave splitting) implizieren zudem eine enge Beziehung zwischen dem Deformationsmuster der oberen Mantels und der Kruste (Holt 2000).

Zur Genese des Tibet-Plateaus werden bis heute mehrere Modelle diskutiert, die teils deutlich vom üblichen Mechanismus kontinentaler Kollisionszonen abweichen. (1) Die tibetische Kruste wird durch interne Verkürzung verdickt (Dewey & Burke 1973). Ob die oberflächliche Krustenverkürzung in einem adäquaten Verhältnis zur Krustenverdickung steht, wird kontrovers diskutiert. (2) Eine weitreichende Unterschiebung indischer unter asiatische Kruste verdoppelt deren Mächtigkeit im Bereich des Plateaus (Argand 1924). Eine sukzessive Nordwanderung der nördlichen Plateaugrenze ist jedoch nicht dokumentiert. (3) Indische Kruste schiebt sich in die weiche Unterkruste Tibets und injiziert dadurch Material, das zu einem regional gleichmäßigen Aufstieg des Tibet-Plateaus führt (Zhao & Morgan 1985; 1987). Zur Erklärung eines raschen und gleichmäßigen Aufstiegs des Plateaus werden auch Delamination einer Lithosphärenwurzel (England & Houseman 1988; 1989) oder metamorphe Phasenübergänge (Le Pichon et al. 1997) postuliert.

Bei der Frage nach der Kompensation der Plattenkonvergenz durch Krustenverkürzung bzw. -stapelung und ihrem zeitlichen Ablauf spielen Lateralbewegungen eine entscheidende Rolle. Für die tertiäre und quartäre Geschichte des ostasiatischen Raums wird eine mehrphasige laterale Extrusionsbewegung in einer Größenordnung von insgesamt etwa 1000-1500km Lateralversatz postuliert (Molnar & Tapponnier 1975; Tapponnier et al. 1982; Tapponnier et al. 1986). Demnach erfasst eine erste, SE-gerichtete Extrusionsphase (50-17Ma) Indochina, als dessen nordöstliche Begrenzung die damals sinistrale Red River Fault eine entscheidende Rolle spielt. Mit diesem Ereignis kann die Öffnung des südchinesischen Meers korreliert werden. In der zweiten Phase (17Ma bis heute) wird Tibet und China in etwa östlicher Richtung extrudiert; die sinistrale

Altyn Tagh Fault begrenzt den Extrusionskanal nach N (Tapponnier et al. 1986). Für den Versatz an der Red River Fault kann mit etw a 500km (Westaway 1994) gerechnet werden, die rezente Sinistralbewegung an der Altyn Tagh Fault erreicht 13mm/a bei einer Gesamtverschiebung Tibets um schätzungsweise 17mm/a (Westaway 1995). Der Anteil lateraler Extrusion an der Kompensation der Krustenverkürzung zwischen Indien und Asien wird auf ein Drittel bis die Hälfte geschätzt (Le Pichon et al. 1992).

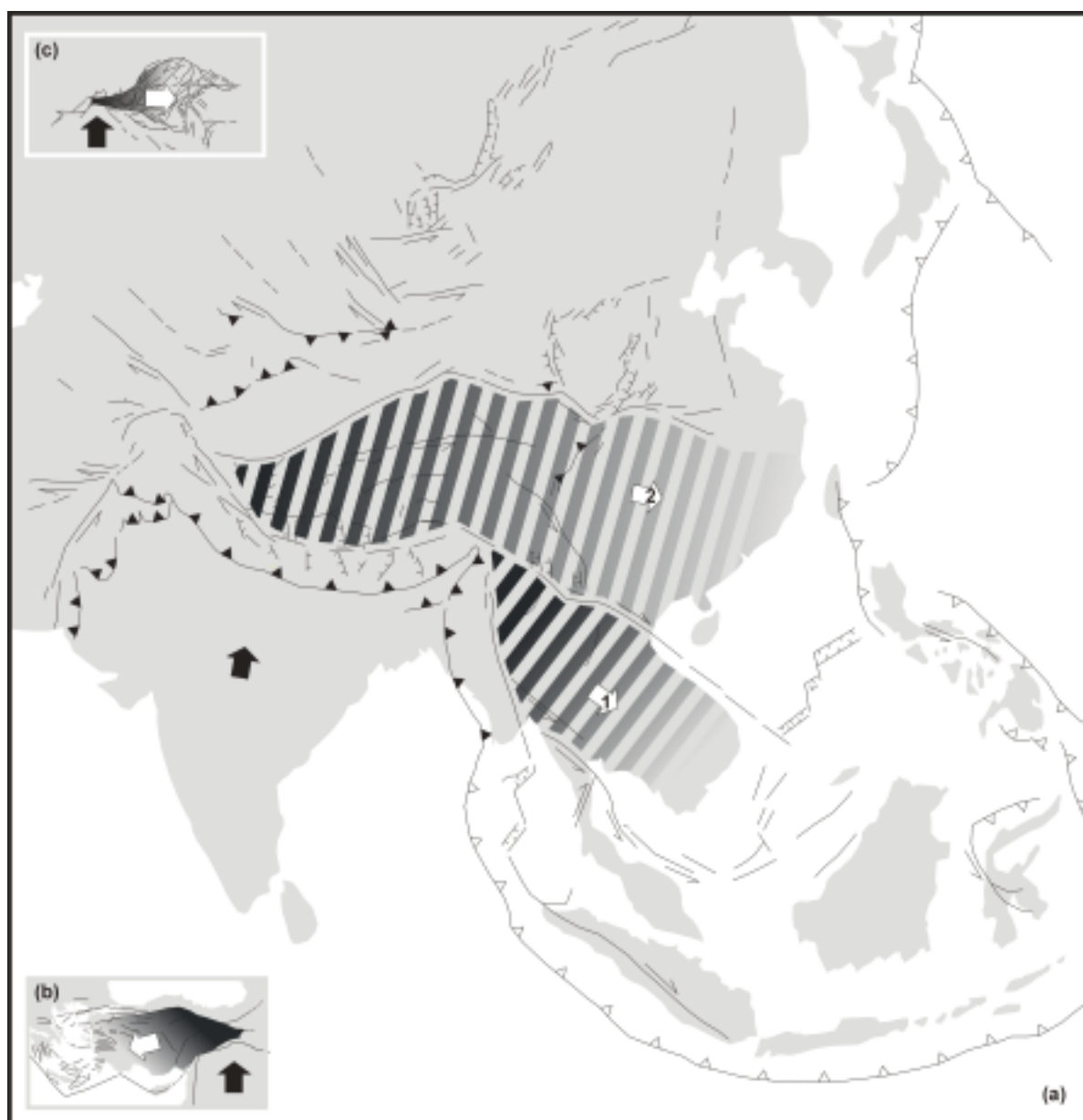


Abb. 32 Drei prominente Fallbeispiele lateraler Extrusionsbewegungen aus der alpidischen Orogenese in maßstabgerechter Darstellung. (a) Indien (unten links) kollidiert mit der Eurasischen Platte (nach Tapponnier et al. 1986). Die Auswirkungen sind großdimensionaler „tectonic escape“ Indochinas nach SE in einer ersten Phase (1) und Tibets bzw. Chinas nach E in Phase (2). (b) Die arabische Platte (unten rechts) kollidiert mit der Eurasischen Platte, Folge ist ein „tectonic escape“ Anatoliens nach W (nach Dewey et al. 1986). (c) Die Adriatische Platte (unten links) kollidiert mit der Eurasischen Platte unter lateraler Extrusion der Ostalpen nach E gegen das Pannonische Becken (nach Ratschbacher et al. 1991a). – In allen Fällen tritt die Bewegung im Randbereich eines Orogens auf und ist gegen Bereiche gerichtet, in denen Krustenverkürzung durch ozeanische Subduktion kompensiert werden kann.

Der laterale Druckgradient in der Unterkruste kann nach Bird (1991) zu einem kanalisierten Abtransport von Unterkrustenmaterial aus verdickten Bereichen führen. Eine ausgeprägte Schwäche der Unterkruste (z.B. Zuber 1994) wird sowohl als Erklärung der synchronen Hebung Tibets (Zhao & Morgan 1985) als auch als Basis für orogenparallele Extrusion herangezogen (Meissner & Mooney 1998).

Einer Fallstudie, die sich auf der Grundlage der vorgestellten Modelle mit der känozoischen Entwicklung Ostasiens beschäftigt, stehen zum jetzigen Zeitpunkt in erster Linie die Dimensionen des von der Kollision beeinflussten Gebiets entgegen. Eine vertikale Auflösung der Modellkruste, die derjenigen der folgenden Parameterstudien entspräche, würde bereits eine Elementanzahl in sechsstelliger Größenordnung erfordern und damit Rechenzeiten von mehreren Monaten mit sich bringen. Zudem erscheint die Anwendung des Mantelsubduktionsmodells (wie bei Willett & Beaumont 1994, dort jedoch mit entgegengesetzter Subduktionsrichtung) aufgrund der offenen Debatte um die Entstehung des Tibet-Plateaus fragwürdig. Schließlich sind Blattverschiebungszonen mit mehreren hundert Kilometer Versatz im Kontinuumsmodell mit einer Beschreibung der Spröddeformation durch „verschmierte Ersatzkontinua“ (vgl. Abschnitt 2.2.1) nicht adäquat abzubilden.

4.1.2 Laterale Extrusion in den Ostalpen

Entwicklungsgeschichte der Alpen

Die Alpen als junges, lateral und in Konvergenzrichtung vergleichsweise eng lokalisiertes Orogen wurden ab der frühen Oberkreide in einer komplexen Geschichte als Folge einer etwa N-S-gerichteten Konvergenzbewegung zwischen der Europäischen Platte im N und der Adriatischen Platte im S gebildet. Aus dem komplizierten, von vorwiegend nordwärts gerichteter Deckenstapelung geprägten strukturellen Bild lässt sich eine mehrphasige Geschichte paläogeographischer Entwicklungen und tektonischer Ereignisse rekonstruieren, die z.T. zusätzlich Variationen im Orogenstreichen erfahren und auch heute nicht vollständig geklärt sind (Zusammenfassung bei Coward & Dietrich 1989; Trümpi 1998 u.a.). Schematisierend kann die Alpenbildung zeitlich in drei Epochen gegliedert werden: Im Laufe der eoalpinen (oberkretazischen) und mesoalpinen (paläozänen bis früholigozänen) Phasen rücken die initial von kleineren Ozeanbecken getrennten tektonosedimentären Räume durch allgemein südgerichtete ozeanische Subduktion in unmittelbare Nähe zueinander. Die Anlage der grundlegenden Architektur des alpinen Deckenbaus, die Ablagerung von Flyschsedimenten in verschiedenen Becken und ein Maximum der Regionalmetamorphose fallen in diese Epochen.

Mit dem Übergang von Flysch- zu Molassesedimentation im Bereich des Europäischen Vorlands setzt im Eozän die „nealpine“ Kontinent-Kontinent-Kollision ein und reicht bis in das Miozän. Die Gliederung des rezenten Alpenbogens in West-, Zentral- und Ostalpen beruht größtenteils auf der differentiellen tektonischen Entwicklung dieser Teilbereiche im Zuge der Kollision. Während in den West- und Zentralalpen kontinuierlich Krustenverdickung stattfindet (Schmid et al. 1996), werden die an das Pannonische Becken grenzenden und über eine Transferzone zu den Westkarpaten überleitenden Ostalpen jenseits der Brennerlinie ab dem Oberoligozän Zeuge lateraler Extrusionsprozesse.

Geologischer Kontext der Ostalpen

Während die Südalpen der Adriatischen (Apulischen) Platte angehören, wird in den Ostalpen europäisches Basement großflächig von ehemals ozeanischen „penninischen“ Einheiten und den „ostalpinen“ Decken apulischer Herkunft überlagert. Die Ostalpen präsentieren sich heute mit einer N-S-Erstreckung zwischen 100 und 200km als schmaler orogener Gürtel. Im nordwärts anschließenden Europäischen Vorland kann die moldanubische Kruste der Böhmisches Masse als rheologisch vergleichsweise fester Block angesehen werden, da hier seit dem Karbon keine thermische Beeinflussung mehr stattfand. Das nordwärtige Zurückweichen der Böhmisches Masse am ihrem südöstlichen Rand korreliert mit einer Transferzone im Übergangsbereich zwischen Ostalpen und Westkarpaten.

Im Süden werden die Ostalpen durch die periadriatische Linie von den Südalpen getrennt. Unter der Annahme einer kontinuierlich südgerichteten Mantelsubduktion wurde an der meist steil nach N einfallenden Suture Europäische Kruste schräg auf Apulische Kruste

aufgeschoben. Meist wird die Bewegung aus entgegengesetzter Perspektive als in etwa nordgerichtete Unterschiebung eines Apulischen Indenters unter Europäische Kruste beschrieben (z.B. Ratschbacher et al. 1991a). Als Auslöser für die miozäne Extrusionstektonik der Ostalpen wird der östlich der sinistralen Judicarienlinie gelegene Teil des apulischen Indenters verantwortlich gemacht. Ausgehend von seiner vergleichsweise geringen Interndeformation wird auch für den apulischen Indenter im Vergleich zur orogen aufgeheizten Kruste der Ostalpen eine erhöhte Festigkeit angenommen (Ratschbacher et al. 1991a).

Für die rezenten Krustenmächtigkeiten ergeben sich sowohl in orogenparalleler Richtung als auch senkrecht zum Orogenstreichen deutliche Gradienten. Ausgehend vom Tauernfenster wird diese nach E auf 200km Distanz von >50km auf <30km reduziert (Frisch et al. 1998; nach Daten von Babuska et al. 1990), nach N und S auf je 60km Distanz von >50 auf <35 (Ratschbacher et al. 1991b; Scarascia & Cassinis 1997).

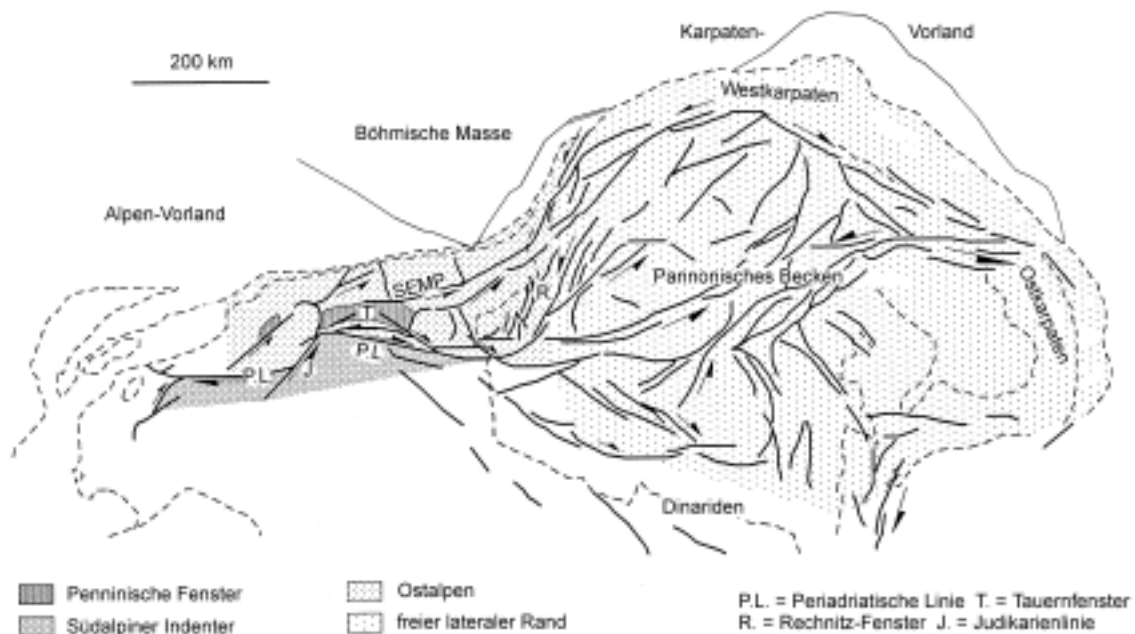


Abb. 33 Übersichtsskizze der Ostalpen-Karpaten-Region (modifiziert nach Ratschbacher et al. 1991b, vgl. auch Referenzen dort). Dargestellt ist das spätligozän-miozäne Störungsmuster, das mit dem lateralen Extrusionsereignis in Beziehung steht.

Tertiäre Tektonik der Ostalpen

Für die Ostalpen kann der Beginn der nealpinen Kollision mit dem Alter der jüngsten Flyschablagerungen auf 53Ma (Hekel 1968 u.a.) datiert werden. Die letzten Bewegungen im südlichen Molassebecken implizieren ihr Ende bei ca. 17Ma, woraus sich eine Gesamtdauer der Kollision von 36Ma ergibt (Peresson & Decker 1997 und Referenzen dort). Die laterale Extrusionsbewegung hält bis ca. 13Ma an; auch in diesem Zeitraum kann noch Krustenverkürzung kompensiert worden sein. Die mit dem Deckenbau der Ostalpen kompensierte eozäne bis oligozäne Krustenverkürzung wird auf mehr als 200km geschätzt (Peresson & Decker 1997), hinzu kommen im Miozän bis zu 100km Verkürzung während der lateralen Extrusion (Ratschbacher et al. 1991a) und mindestens 60km Verkürzung in den Südalpen (Roeder 1989). Ein Vergleich mit numerischen Modellen (z.B.

auch Beaumont et al. 1996) beschränkt sich auf die neoalpine Phase und muss die aus der eo- und mesoalpiner Geschichte ererbte strukturelle und lithologische Komplexität der Alpen zwangsläufig vernachlässigen.

Auf Basis detaillierter struktureller Daten aus den nördlichen Kalkalpen kann die Deformationsgeschichte der Ostalpen als Abfolge von vier, durch variierende Randbedingungen geprägte Phasen verstanden werden (Decker et al. 1994; Linzer et al. 1997; Peresson & Decker 1997): (1) der oberkretazische bis frühtertiäre Aufbau eines NW-vergenten orogenen Keils, (2) die eozäne Rotation der Hauptkompressionsachse in N-S-Orientierung durch Partitionierung des Apulischen Verschiebungsvektors an der Periadriatischen Linie, (3) früh- bis mittelmiozäne, ostwärts gerichtete laterale Extrusion mit maximalen Beträgen im Bereich der Orogenachse und (4) post-mittelmiozäne EW-Kontraktion.

Das laterale Extrusionsereignis der Ostalpen ist demzufolge zeitlich auf das Fenster von ca. 23-13Ma begrenzt (Frisch et al. 1998). Bei Beginn der Lateralbewegung ist die Krustenverdickung bereits weitgehend abgeschlossen. N-S gerichtete Krustenverkürzung um bis zu 50% (Frisch et al. 1998) wird jetzt im gesamten Ostalpenraum durch Blattverschiebungsaktivität kompensiert. Bis zur Ostgrenze des Tauernfensters ist diese vorwiegend transpressional und wird durch Überschiebungen ergänzt, während im östlich anschließenden Teil Transtension und Abschiebungen vorherrschen. Im Bereich der Orogenachse wird N-S-gerichtete Kompression durch konjugierte Blattverschiebungen kompensiert, die eine ostwärts gerichtete Bewegung keilförmiger Fluchtschollen ermöglichen. Im Innern dieser Blöcke treten, z.B. im Steirischen Becken, N-S-streichende Grabenstrukturen hinzu. Die Außengrenzen des extrudierenden Bereichs bilden nach Ratschbacher et al. (1991a) im N die sinistrale Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg (SEMP) Störung und im S die dextrale Pustertal-Gailtal-Linie, die dem periadriatischen Störungssystem angehört. Der dextrale Versatz an der SEMP-Störung nimmt nach Osten von 60 auf 20km ab (Linzer et al. 1995). Nach Frisch et al. (1998) wird ein Teil der Lateralkomponente auch in den nördlichen Kalkalpen jenseits der SEMP-Störung an NNE- bis NE-streichenden, sinistralen Blattverschiebungen akkommodiert. Demzufolge liegt der Nordrand des Extrusionsbereichs bereits im Bereich des Molassebeckens. Palinspastische Rekonstruktionen beziffern den Gesamtbetrag der Extrusionsbewegungen mit 160-170km bzw. einer Dehnung um 50% (Frisch et al. 1998; Ratschbacher et al. 1991a).

Im Zusammenhang mit dem lateralen Extrusionsereignis wurden penninische Gesteine des Tauernfensters im Zeitraum zwischen 20 und 7Ma aus amphibolitfaziellen Bereichen (ca. 550°C bei 6.5kbar, von Blanckenburg et al. 1989) bis in Oberflächennähe exhumiert. Sowohl die flach einfallenden Abschiebungen an seinem W- und E-Rand (Brenner- bzw. Katschbergstörung, vgl. Behrmann 1988; Genser & Neubauer 1988; Selverstone 1988) als auch geochronologische und petrologische Daten (Inger & Cliff 1994; von Blanckenburg et al. 1989) sprechen für tektonische Denudation als dominanten Mechanismus.

Das laterale Extrusionsereignis, das weder auf der Westseite des Tauernfensters noch am Westrand des gesamten Alpenbogens ein Pendant findet, ist durch die Randposition der Ostalpen gegen ein laterales Vorland zu verstehen, welche durch den nördlichen Versatz ihrer Fortsetzung in den Westkarpaten gegeben ist. Zudem zeigt der unmittelbar anschließende Raum des Pannonischen Beckens mit ausgedünnter Kruste und hohem

Wärmefluss Anzeichen aktiven Rifting; Grund ist seine „backarc“-Situation im Hinblick auf die westgerichtete Subduktion verbliebener ozeanischer Kruste im Bereich der Ostkarpaten. Als Auslöser des miozänen lateralen Extrusionsereignisses wurde deshalb der Wechsel von einem Vorrücken zu einem Rückschreiten der ostkarpatischen Subduktionszone (Royden 1993b) postuliert; dementsprechend könnte auch das Ende des Extrusionsereignisses mit dem Beginn der kontinentalen Kollision in den Ostkarpaten korreliert werden (Decker & Peresson 1995). Als weitere Faktoren werden die Indentation der Südalpen, thermische Instabilität der orogen verdickten Kruste und eine durch Prozesse an der Kruste-Mantel-Basis hervorgerufene, schnelle Oberflächenhebung diskutiert (Linzer et al. 1997).

Implikationen für Ursachen und Ausmaße der lateralen Extrusion, die sich aus den folgenden Modellstudien ergeben, werden in Abschnitt 4.3.8 ausführlich diskutiert.

4.1.3 Laterale Extrusion Anatoliens

Die jungtertiäre kontinentale Kollision zwischen der Arabischen Platte im S und der Eurasischen Platte im N wird im Bereich der Anatolischen Mikroplatte durch westwärtige Extrusion kompensiert. Während sich die Arabische Platte heute mit ca. 25mm/a nordwärts bewegt, erreicht die im W angrenzende Afrikanische Platte nur ca. 10mm/a Driftrate (Oral et al. 1995). Die differentielle Bewegung zwischen beiden Platten wird großenteils von der N-S-streichenden, sinistralen Totes-Meer-Blattverschiebungszone (TMBZ) aufgenommen. Die Kollision der Arabischen Unterplatte mit der Anatolischen bzw. Eurasischen Oberplatte findet im Bereich der etwa W-E-streichenden Bitlis-Überschiebungszone statt. Das Ostanatolische Plateau erreicht ca. 2km Höhe und erstreckt sich von der Bitlis-Zone bis zu Pontiden und Kleinem Kaukasus im N über 300 bis 400km.

Ziel der Lateralbewegung Anatoliens ist die ozeanische Kruste des östlichen Mittelmeerraums, die in einer durch eine Transferstörung segmentierten Subduktionszone WNW von Zypern bzw. zwischen Kreta und Korfu konsumiert werden kann (Dewey et al. 1986). Das Ägäische Becken, in „backarc“-Position zum westlichen Segment ist von einer Vielzahl von Abschiebungen und Grabenstrukturen gekennzeichnet. In Anatolien reichen extensive Elemente nach E bis zur NW-streichenden Tuz Gölü Störung SW von Ankara (Dhont et al. 1998).

Ein Großteil der westgerichteten Lateralverschiebungen wird heute durch die dextrale Aktivität der Nordanatolischen Blattverschiebungszone (NABZ) bzw. sinistrale Bewegungen an der Ostanatolischen Blattverschiebungszone (EABZ) akkommodiert. Beide Störungssysteme treffen im sogenannten Karliova-Tripelpunkt zusammen, der etwa 100km N der Bitlis-Suturzone und etwa 300km E von deren Einmündungen in die EABZ gelegen ist. Die NABZ bildet die etwa 1500km lange Grenze zwischen Anatolien und Eurasien und erlaubt mit ihrer nach N hin konvexen Form eine gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Rotation der Anatolischen Mikroplatte (Le Pichon et al. 1995; Reilinger et al. 1997). Für die NABZ selbst schwanken die Schätzungen für den finiten Lateralversatz zwischen 25 und 400km (Überblick bei Barka 1992), allgemein werden heute jedoch Beträge um 100km akzeptiert (Patzman et al. 1998).

Der Beginn der kontinentalen Kollision wird in das Serravall (mittleres Miozän, um 12Ma) gestellt (Dewey et al. 1986). Durch paläomagnetische Studien ist für denselben Zeitraum das Einsetzen der Rotation Anatoliens belegt, deren Maximum mit $6.5^\circ/\text{Ma}$ im Zeitfenster von 12-5Ma zu liegen scheint (Platzman et al. 1998). Auf der Basis von durchschnittlichen Verschiebungsraten an NABZ (maximal 8.9mm/a) und EABZ (1.7mm/a) für die letzten 9Ma (Sengör 1979) kommen Dewey et al. (1986) zum Schluss, dass nur ein geringer Teil der Konvergenz (15.3mm) in Form lateraler Extrusion Anatoliens kompensiert wird.

Allerdings liegen die rezenten Verschiebungsraten an beiden Blattverschiebungszonen deutlich höher. An der NABZ nimmt die Verschiebung gegen Westen von 27 auf 16mm/a ab (Kiritzi 1993 und GPS-Daten von Oral et al. 1995). Die Verschiebungsbeträge an der EABZ sind in Folge der rezenten Rotationsbewegung ($1.3 \pm 0.1^\circ/1\text{Ma}$ nach GPS-Daten) mit $15 \pm 3\text{mm/a}$ (Reilinger et al. 1997) deutlich geringer, aber um fast eine Größenordnung höher als der Durchschnittswert Sengörs (1979). Es wird daher postuliert, dass eine Entkopplung Anatoliens von Eurasien entlang der NABZ erst im Pliozän erfolgte (Platzman et al. 1994; Reilinger et al. 1997).

4.2 Modellansatz

Der Modellansatz für die dreidimensionalen Modellstudien, die in diesem Abschnitt vorgestellt werden, kombiniert eine räumliche Extrusion des zweidimensionalen Mantelsubduktionsansatzes nach Willett et al. (1993) mit einem im Streichen des Orogens angeordneten Vorlandbereich (vgl. Abb. 34 und Abb. 35). Die am modellierten Krustenblock ansetzenden Randbedingungen und Lasten erfordern im Vergleich zu 2D-Modellen die Definition einer Reihe zusätzlicher Parameter.

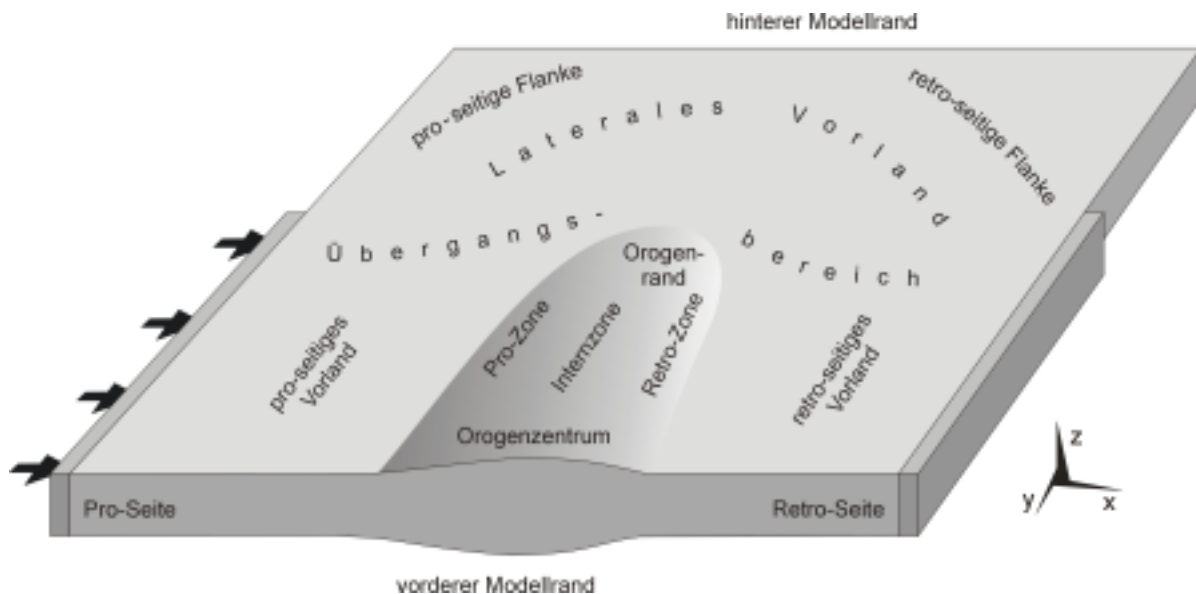


Abb. 34 Bei der Beschreibung des Modellaufbaus und der Modellierungsergebnisse der 3D-Modelle verwendete Nomenklatur.

Zur Simulation orthogonaler Konvergenz wird, analog zu den Randbedingungen des 2D-Modells, der linke Modellrand entlang der x-Achse gegen den rechten verschoben, während der rechte Rand in Verschiebungsrichtung fixiert bleibt. Knoten an der Modellbasis, die im Kollisionsbereich im vorderen Modellteil liegen, werden mit Verschiebungen entsprechend denen der Modellränder belegt. In der Vertikalen (z-Richtung) sind alle Modellknoten frei beweglich und allein den zur Simulation der Isostasie aufgebrachten Federkräften unterworfen. Die Implementation des isostatischen Ausgleichs erfolgt bei allen 3D-Modellen nach der „density-stripping“-Methode (vgl. Kap. 2.6). In y-Richtung, d.h. senkrecht zur Konvergenzrichtung bzw. parallel zum Streichen des resultierenden Orogens, können Basisknoten und Modellränder gesperrt werden oder als frei beweglich angenommen werden (vgl. unten).

Der hintere Modellteil stellt die laterale Fortsetzung der modellierten Kruste über die eigentliche Kollisionszone hinaus dar. Dieser im Streichen des Orogens gelegene Bereich soll hier in Anlehnung an die orogenen Vor- bzw. Hinterlandsbereichen auf der Pro- und Retro-Seite des Orogens als „laterales Vorland“ bezeichnet werden (vgl. Abb. 34). Für das laterale Vorland werden als marginale Randbedingung in der Grundkonfiguration des Modells freie Ränder angenommen, deren Knoten allerdings untereinander in Form vertikaler Säulen gekoppelt sind, um einem Kippen der Modellränder entgegenzuwirken („no-tilt“-Ränder). Da die Gravitation bei der „density-stripping“-Methode nicht explizit

berücksichtigt wird, genügt diese Bedingung, um einen modellierten Krustenblock von initial equilibrierter Mächtigkeit und Temperaturverteilung mit seiner Umgebung im Gleichgewicht zu halten, die nicht Teil des Modells ist. Im Rahmen der Parameterstudien können Teile der Umrandung des lateralen Vorlands zusätzlich gegen Verschiebungen gesperrt werden, wie es auch die Randbedingungen mancher Analogmodellierungen (Ratschbacher et al. 1991b; Tapponnier et al. 1986) implizieren. Alternativ können durch das Aufbringen von Plattenrandspannungen starre Randbedingungen durch flexible Lasten ersetzt werden. Die Knoten an der Modellbasis bleiben im hinteren Modellteil stets in allen Richtungen frei beweglich. Da die Modellkruste auch hier auf lithosphärischem Mantel ruht,

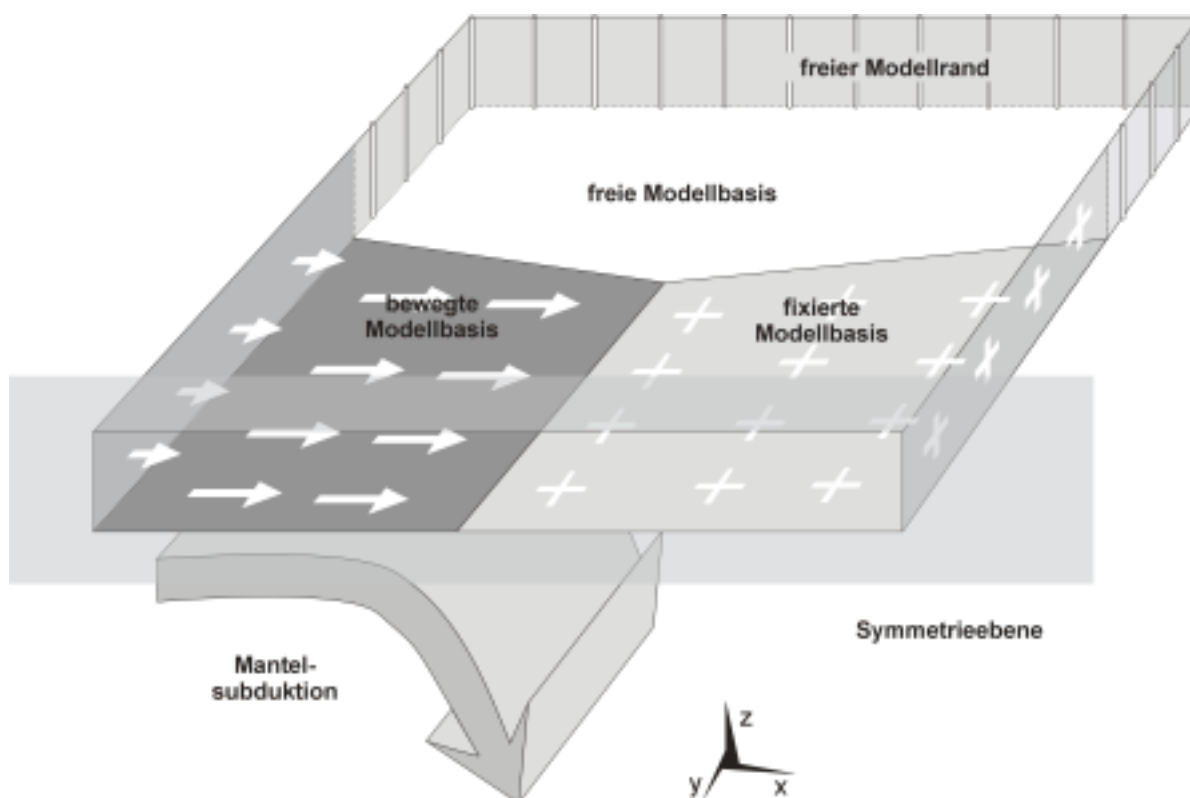


Abb. 35 Aufbau der 3D-Modelle in schematischer Darstellung. An die Symmetrieebene im Vordergrund schließt sich ein Bereich orogener Plattenkonvergenz an, die nach dem Modell der Mantelsubduktion (vgl. Willett et al. 1993 und Abschnitt 2.1.1) simuliert wird. Im hinteren Teil des Modells ist die Modellbasis in der Horizontalen völlig frei, die Modellränder sind in der Grundkonfiguration ebenfalls horizontal beweglich, jedoch gegen ein Kippen gesichert („No-tilt-boundaries“).

ist die Idealisierung in beiden Modellteilen somit jedoch genaugenommen nicht vollständig konsistent. Allerdings können die Auswirkungen, die sich aus der Steifigkeit des lithosphärischen Mantels für die Deformation der Kruste ergeben, in einem Bereich, in dem dieser nur eine passive Rolle spielt und orogen induzierte krustale Spannungen für die Verformung verantwortlich sind, im Gegensatz zu den Verhältnissen bei der von Mantelsubduktion angetriebenen kontinentalen Kollision in erster Näherung vernachlässigt werden.

Aus der geschilderten Problematik ergeben sich indirekt auch Argumente für oder wider eine orogenparallele Fixierung der Basisknoten in der vorderen Modellhälfte. Bleibt die Modellbasis in dieser Richtung frei, herrscht bezüglich der y-Achse eine konsistente

Randbedingung für beide Modellteile. Implizit wird damit die Möglichkeit eines divergenten Flusses im Bereich des obersten Mantels angenommen, da eine Anisotropie im Kopplungsverhalten an der Kruste-Mantel-Grenze nicht sinnvoll zu begründen ist. Eine freie Beweglichkeit im geschilderten Sinne bietet optimale Voraussetzungen für orogenparallele Bewegungen und kann zur Simulation eines Szenarios maximaler Verschiebungsraten verwendet werden.

Die entgegengesetzte Situation orogenparallel gesperrter Basisknoten impliziert parallelen Fluss des obersten Mantelstockwerks und einen isotropem Kopplungsmechanismus. Die basale Randbedingung im vorderen Modellteil ist somit vollständig konsistent mit den Annahmen der Mantelsubduktion, differiert aber stark mit den Bedingungen im hinteren Modellteil. Außerdem lässt sich dieser Ansatz auch problemlos zur Beschreibung von Plattenkonvergenz mit schräger Komponente verwenden, die vektoriell in zwei Anteile zerlegt werden muss und einen unbestimmten Freiheitsgrad somit ohnehin verbietet.

Von beiden denkbaren Idealisierungsansätzen scheint der letzte der Natur näherzukommend, wenngleich eine vollständige Beschreibung nur in einem Modell erreicht werden kann, das den lithosphärischen Mantel miteinschließt. Idealisierung bedeutet in diesem Fall also nicht zuletzt einen Verzicht auf Teile des Prozessgeschehens, um ein praktisch verwendbares Modell zu erstellen. In jedem Fall wird mit Modellen, die eine basale Fixierung der Basisknoten aufweisen, eine Minimalabschätzung lateraler Verschiebungsbeträge simuliert.

Aus modellierungstechnischen Gründen kann der Übergang zwischen den kollidierenden Modellquadranten und dem lateralen Vorland im Kontinuumsmodell nicht abrupt erfolgen; die in diesem Falle auftretende Verformungslokalisation würde zu numerischen Problemen führen. Stattdessen wird ein Übergangsbereich definiert, in dem der maximale Verschiebungsbetrag am linken Modellrand gegen das laterale Vorland linear reduziert wird. Über den selben Bereich hinweg werden die basalen Randbedingungen von der S-Linie ausgehend gegen die Modellränder sukzessive aufgehoben. Die Wirkungswiese dieses Ansatzes ist in etwa analog zu der entlang der S-Linie angewandten Bremsfunktion (vgl. Gl. 1).

Hinweise zur Terminologie der Modellbeschreibungen

Einige kurze Hinweise erscheinen hier angebracht, da in der Literatur aus der Perspektive eines Kollisionsorogens keine allgemeingültigen Termini zur Bezeichnung der im Orogenstreichen anschließenden Bereiche existieren. Allgemein wird der Modellbereich jenseits der Kollisionszone hier als dessen „laterales Vorland“ bezeichnet (vgl. oben). In Kombination mit den aus dem Modell der Mantelsubduktion abgeleiteten Begriffen „Pro-“ und „Retro-Seite“ (vgl. Abb. 1 und Willett et al. 1993) lässt sich daraus die in Abb. 34 dargestellte Terminologie ableiten, deren Studium dem Leser ausdrücklich anempföhlen sei.

Zur Definition von Modellachsen, Bewegungsrichtungen oder des Streichens tektonischer Elemente werden die Begriffe „konvergenzparallel“ (parallel x-Achse) bzw. „orogenparallel“ oder „lateral“ (parallel y-Achse) jeweils synonym verwendet.

Sensu Ratschbacher et al. (1991b) umfasst der Begriff „Laterale Extrusion“ orogenparallele Bewegungen bzw. Verschiebungen unabhängig von ihrem Auslöser; „laterale Extension“ bezeichnet dagegen die Verformungskomponente in gleicher Orientierung.

Der Terminus „Indenter“ wird in den Modellbeschreibungen für hochviskose Krustenbereiche benutzt, unabhängig ob sie nach den Vorstellungen der Mantelsubduktion auf dem pro-seitigen, basal angetriebenen Modellquadranten liegen oder gegenüber auf dem retro-seitigen. Der Begriff hat somit, bezogen auf die Polarität der Mantelsubduktion, keine kinematische, sondern eine rein rheologische Bedeutung.

4.3 Parameterstudien

4.3.1 Modellaufbau, Materialparameter und Randbedingungen

Die in diesem Kapitel vorgestellten Parameterstudien beruhen auf einem dreidimensionalen, initial in der Aufsicht quadratischen Krustenblock von 700km Kantenlänge und 30km Mächtigkeit. Um den Rechenaufwand bei einer größeren Anzahl von Modelldurchläufen in Grenzen zu halten, wird bei der Diskretisierung mit 25 x 15 x 6 Elementen (in x-, y- bzw. z-Richtung) ein relativ grobmaschiges Netz erzeugt. Allerdings werden 50% der Elemente im Zentralteil des Modells, d.h. in seinem mittleren Drittel entlang der x-Achse erzeugt, um im Bereich des entstehenden Orogens eine höhere Auflösung zu erzielen.

Die grundlegenden mechanischen Randbedingungen wurden bereits im vorausgehenden Abschnitt eingehend diskutiert und in Abb. 35 dargestellt. Die S-Linie erstreckt sich, 300km vom rechten Modellrand entfernt, vom vorderen Modellrand orthogonal zu diesem auf einer Länge von 300km. Die nach hinten anschließende Übergangszone hat eine Breite von 100km. Die Konvergenzrate im vorderen Modellteil beträgt in der Standardkonfiguration 20mm/a, bei der in den meisten Modellen erzielten Gesamtkonvergenz von 200km wird somit ein Zeitraum von 10Ma betrachtet. Zusätzliche oder von diesem Grundmuster abweichende Randbedingungen im Rahmen der Parametervariationen werden im folgenden Abschnitt im einzelnen aufgeführt.

Mechanisches Modell			
Randbedingung: 3D-Modell Mantelsubduktion mit lateralem Vorland			
Modelle	D1-D19 außer:	D2	D3
Konvergenzrate v_c [mm a ⁻¹]	20	4	100
Material	Oberkruste	Unterkruste	Geometrie / Diskretisierung
Dichte ρ bei 0°C [kg m ⁻³]	2800	3000	
Elastizitätsmodul E [Pa]	0.5×10^{11}	0.8×10^{11}	
Querkontraktionszahl ν	0.25	0.25	
Strainratenkoeffizient α_s [Pa ⁿ s ⁻¹]	1.63×10^{-28}	2.06×10^{-22}	
Aktivierungskonstante Q/R [K]	16238	28747	
Stressexponent n	3.1	3.2	
*Strainratenkoeffizient α_s [Pa ⁿ s ⁻¹]	1.63×10^{-28}	8.83×10^{-22}	
*Aktivierungskonstante Q/R [K]	16238	53524	
*Stressexponent n	3.1	4.2	
Referenzstrainrate $\dot{\epsilon}$ [s ⁻¹]	1×10^{-14}	1×10^{-14}	
<small>* Modelle D13, D18</small>			
Remeshing / Erosion	Zeitschritt FE-Modell [a]	5×10^4	Dimensionen [m] siehe Grafik
Werteliste Erosion 1	Zeitschritt Remeshing [a]	2.5×10^5	Mächtigkeit [m] 16×10^3
			Elementzahl (x,y,z) $25 \times 25 \times 6$

Tab. 16 Geometrie, Materialbeschreibung und Randbedingungen des mechanischen Modells bei den Durchläufen D1 bis D19.

Die Simulation des isostatischen Ausgleichs erfolgt generell nach dem „density-stripping“-Prinzip (vgl. Kap. 2.6). Erosion an der Modelloberfläche wird, wie in Abschnitt 2.7.1 erläutert, durch Ausgleichskräfte an den Oberflächenknoten bzw. eine vollständige Entfernung des erodierten Materials im Zuge der Neuvernetzungsschritte berücksichtigt. Die hierfür verwandte, über die gesamte Modelloberfläche einheitliche topographieabhängige Erosionsratenfunktion ergibt sich aus dem bereits bei den zweidimensionalen Parameterstudien (vgl. Abschnitt 3.2.1) eingesetzten multilinearen Zusammenhang.

Für das gekoppelte thermische Modell werden Wärmeproduktionsraten von $2.3 \times 10^6 \text{ Wm}^3$ und $0.52 \times 10^6 \text{ Wm}^3$ für die Ober- bzw. Unterkruste angenommen. Mit einem basalen Wärmefluss von 0.018 Wm^2 ergibt sich eine initiale Gleichgewichtstemperatur an der Modellbasis von ca. 600°C .

Wie in den 2D-Modellen R1 bis R5 wurden die verwendeten Materialgesetze aufgrund der in Abschnitt 2.4.3 diskutierten Problematik auf ein rein temperaturabhängiges Kriechgesetz reduziert. Bei Verwendung der Materialparameter für „wet quartzite“ (Paterson & Luan 1990) für die Oberkruste bzw. „dry anorthosite“ (Shelton & Tullis 1981) für die Unterkruste wird dabei von einer Referenzverformungsrate von 10^{-14} s^{-1} ausgegangen.

Thermisches Modell					
$T_{\text{sur}} = 0^\circ\text{C}$		Randbedingungen / Temperaturfeld			
$H_{\text{sur}} = 2.3 \times 10^6$	Modelle	D1-D19 außer	D11 D18	D13	D15* D16*
$H_{\text{sur}} = 0.52 \times 10^6$	Wärmefluss Basis q_{bas} [Wm^{-2}]	0.018	0.0135	0.023	0.009
q_{bas}	Temperatur Oberfläche T_{sur} [$^\circ\text{C}$]	0	0	0	0
	Init. Temperatur Basis [$^\circ\text{C}$]	601	502	699	413
					* Feste Blöcke bei Indentermodellen
Material	Oberkruste	Unterkruste	Geometrie (initial)		
Dichte ρ bei 0°C [kg m^{-3}]	2800	3000	Breite (x) [m] 700×10^3		
Wärmeleitfähigkeit k	T-abhängig	T-abhängig	Länge (y) [m] 700×10^3		
Spez. Wärmekapazität C [$\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]	1300	1300	Mächtigkeit [m] 32×10^3		
Rad. Wärmeproduktion H [Wm^{-3}]	2.3×10^6	0.52×10^6			

Tab. 17 Geometrie, Materialbeschreibung und Randbedingungen des thermischen Modells bei den Durchläufen D1 bis D19.

4.3.2 Modelldurchläufe

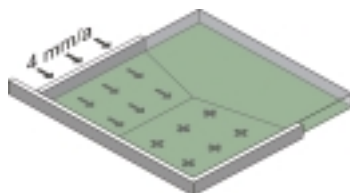
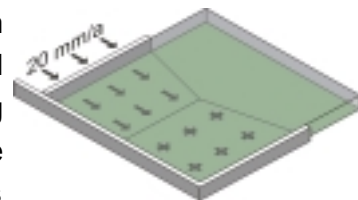
Um den Einfluss von Rheologie, Temperaturverteilung, Konvergenzrate und besonderen Randbedingungen auf die Modellierungsergebnisse zu testen und phänomenologisch zu erfassen, wurden insgesamt 17 Modelldurchläufe mit variierten Ausgangsbedingungen durchgeführt. Abb. 36 und Abb. 37 zeigen die Gesamtheit dieser Modelle in schematischer Darstellung und die Verschiebungskomponenten entlang der x- und y-Achse bei einem geringen Konvergenzbetrag. Grundlegende Unterschiede in der horizontalen Krustenkinematik, die sich aus den gewählten Parametern ergeben, sind zu diesem frühen

Zeitpunkt der Kollisiongeschichte sehr deutlich und werden nur in geringem Maße durch Auswirkungen orogener Krustenverdickung sowie der bereits erfolgten Deformation des Modells modifiziert.

Die Vielzahl unterschiedlicher Ergebnisgrößen, die in den nachfolgenden Abschnitten dargestellt und interpretiert werden, lässt es der besseren Vergleichbarkeit wegen ratsam erscheinen, diese unterschiedlichen Aspekte des modellierten Geschehens *nacheinander* und somit *nicht nach dem Schema „Modell für Modell“* zu betrachten. Aus diesem Grund folgt zunächst eine einleitende Beschreibung der Modellkonfigurationen und später - nach der Betrachtung der Modellierungsergebnisse im Detail – eine kurze abschließende Synthese des bei den einzelnen Modellen Beobachteten (vgl. Abschnitt 4.3.7). Der Übersichtlichkeit wegen werden ferner einheitliche Symbole für die verschiedenen Modellkonfigurationen eingeführt.

Modell D1: Standardmodell.

Das Modell entspricht der oben (Abschnitt 4.2) beschriebenen Grundkonfiguration in vollem Umfang. Die Basisknoten sind im Bereich der Mantelsubduktion in orogenparalleler Richtung gesperrt, die hinteren Ränder frei und ohne zusätzliche Plattenrandspannungen. Simuliert wird die Deformation eines Orogens und seines lateralen Vorlands, das weder an rigide Krustenblöcke grenzt noch durch vom lithostatischen Druck abweichende Spannungen beeinflusst wird.

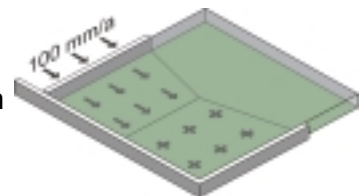


Modell D2: Langsame Konvergenz.

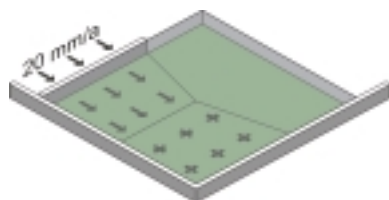
Entspricht Modell D1, jedoch ist die Konvergenzrate um den Faktor 5 geringer und liegt somit bei 4mm/a. Unter der gegebenen Parameterkombination kommt es bereits nach ca. 53km Gesamtkonvergenz zu numerischen Problemen, so dass Ergebnisse nur für das Initialstadium vorliegen.

Modell D3: Rasche Konvergenz.

Entspricht Modell D1, jedoch ist die Konvergenzrate um den Faktor 5 erhöht und liegt somit bei 100mm/a.



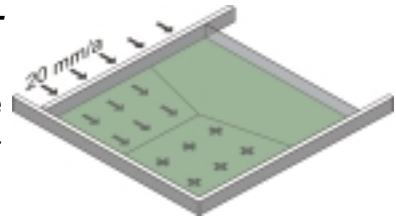
Modell D4: Rigide Modellwand auf der Retro-Seite.



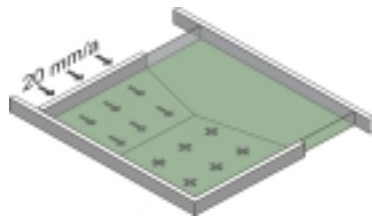
Im Gegensatz zu Modell D1 ist die rigide Wand auf der Retro-Seite des Modells über die Zone der orogenen Kollision hinaus ins laterale Vorland verlängert. Der Modellaufbau entspricht bezüglich dieser Randbedingung in etwa den Analogmodellen von Tapponnier et al. (1986) und Ratschbacher et al. (1991b), die zur Darstellung der als rigide angenommenen Sibirischen Plattform bzw. des nördlichen Alpen- und Karpatenvorlands ebenfalls feste Modellränder verwenden, die über den Bereich der eigentlichen Kollision - jeweils nach E - hinausragen.

Modell D5: Rigide Modellwände auf der Pro- und Retro-Seite.

Wie bei Modell D4 ist die Modellwand auf der Retro-Seite auf ganzer Länge fixiert. Entsprechend der Plattenkonvergenz im Bereich der Mantelsubduktion unterliegt hier jedoch auch der pro-seitige Rand in kompletter Länge einer erzwungenen Konvergenzbewegung. Somit bleibt der Konvergenzbetrag im Orogenstreichen über das komplette Modell konstant, wobei die Randbedingung an der Krustenbasis für den vorderen Modellteil eine Kopplung an konvergente Bewegungen des Mantels impliziert, während im hinteren Teil völlige Entkopplung von der Mantelbewegung simuliert wird.



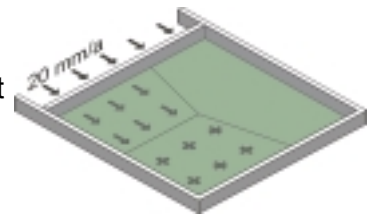
Modell D6: Rigide Modellwand auf der Lateralseite.



Während die Ränder auf Pro- und Retro-Seite in diesem Fall frei bleiben, wird die Lateralseite fixiert. Hiermit soll der Frage nachgegangen werden, inwieweit sich direkte Hindernisse in Extrusionsrichtung hemmend auf Lateralbewegungen auswirken bzw. durch ein Umlenken der Ausweichbewegung im lateralen Vorland umgehen lassen.

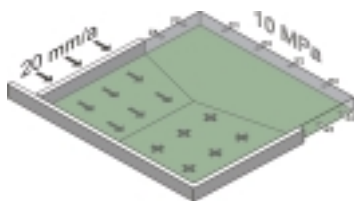
Modell D7: Rigide Modellwände auf allen Modellseiten.

Durch Sperren aller Modellränder soll hier Szenario modelliert werden, das laterale Extrusion minimiert.



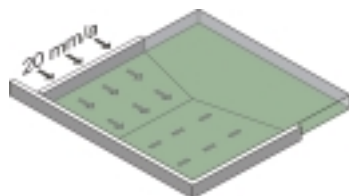
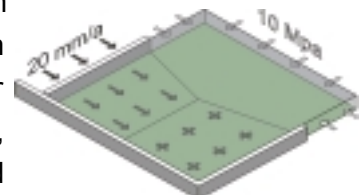
Modell D8: Extensive Plattenrandspannungen.

Entspricht Modell D1, jedoch sind die freien Modellränder um das laterale Vorland zusätzlich mit einer extensiven Plattenrandspannung von 10 MPa belegt. Eine derartige Situation ist denkbar, wenn im lateralen Vorland des Orogens ozeanische Kruste an einer zurückweichenden Subduktionszone konsumiert wird (Royden 1993a; Royden 1993b).



Modell D9: Kompressive Plattenrandspannungen.

Entspricht Modell D1, jedoch sind die freien Modellränder um das laterale Vorland zusätzlich mit einer kompressiven Plattenrandspannung von 10 MPa belegt. Bei einer bogenförmigen Fortsetzung der kontinentalen Kollisionszone, die sich wie im Falle der Karpaten um das laterale Vorland erstreckt, ist eine derartige Randbedingung denkbar.



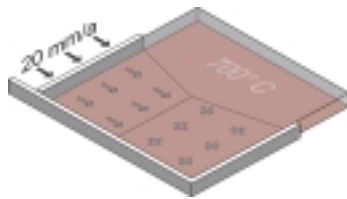
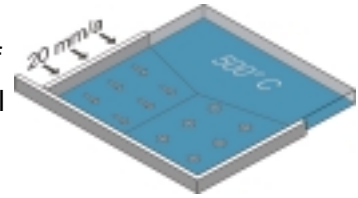
Modell D10: Orogenparallele Verschiebung an Krustenbasis möglich.

In Modell D10 ist (wie in D19) mit der Möglichkeit orogenparalleler Verschiebungen eine vom Standardmodell

grundsätzlich abweichende basale Randbedingung implementiert (vgl. hierzu Diskussion in Abschnitt 4.2). Während in den übrigen Modelle eine Minimalabschätzung der lateralen Verschiebungen berechnet wird, kann hier ein Maximalbetrag erzielt werden.

Modell D11: Verringerter Wärmefluss an Krustenbasis.

Entspricht Modell D1, jedoch ist der basale Wärmefluss auf 0.0135 Wm^{-2} verringert. Die Krustenbasistemperatur im initial equilibrierten Zustand beträgt somit ca. 500°C .

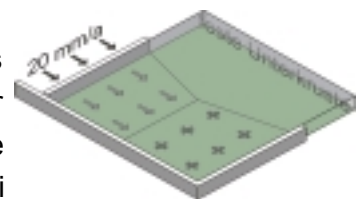


Modell D12: Erhöhter Wärmefluss an Krustenbasis.

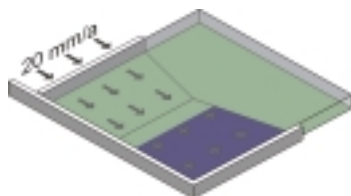
Entspricht Modell D1, jedoch ist der basale Wärmefluss auf 0.023 Wm^{-2} erhöht. Die Krustenbasistemperatur im initial equilibrierten Zustand beträgt somit ca. 700°C .

Modell D13: Festere Unterkrustenrheologie.

Statt der Kriechparameter für „dry anorthosite“ (Shelton & Tullis 1981) werden hier diejenigen von Wilks & Carter (1990) für „mafic Plkwitonei granulite“ verwendet (vgl. auch Tab. 7). Eine differentielle Erhöhung der Unterkrustenviskosität hat sich bei 2D-Modellen als geeignet herausgestellt, synkonvergente Exhumierung von Unterkrustengesteinen zu fördern.



Modell D15: Hochviskoser Indenter auf der Retro-Seite.

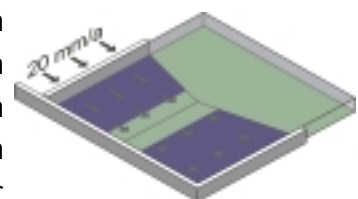


Vor dem Hintergrund der Annahme rigider Indenter in Analogmodellen wird ein Bereich von $300 \times 400 \text{ km}$ Ausdehnung (Dimensionen entlang x- bzw. y-Achse) auf der Retro-Seite (!) der Kollisionszone mit einem um die Hälfte erniedrigten basalen Wärmefluss belegt, woraus sich initial

eine equilibrierte Krustenbasistemperatur von nur etwas über 400°C ergibt, die in einer deutlich erhöhten effektiven Viskosität resultiert. Bei diesem Modellszenario ist zu beachten, dass der hochviskose Indenter nicht dem Modellquadranten mit bewegter Krustenbasis (Indenter in kinematischem Sinne), sondern dem mit fixierter Basis entspricht. Weiter sei darauf hingewiesen, dass sich der Indenter nicht a priori, wie im Analogmodell, rigide verhält, sondern stattdessen rheologische Eigenschaften besitzt, die ihm ein quasi-rigides Verhalten nahe legen.

Modell D16. Hochviskose Indenter auf Pro- und Retro-Seite.

Ausgehend von Modell D15 wird auch auf der Pro-Seite ein $300 \times 400 \text{ km}$ großer Bereich mit Hilfe eines verringerten Wärmeflusses als hochviskoser Indenter definiert. Zwischen zwei relativ festen Blöcken wird in dieser Modellkonstellation ein nur 100 km breiter Krustenstreifen normaler Viskositätsverteilung orogen deformiert.



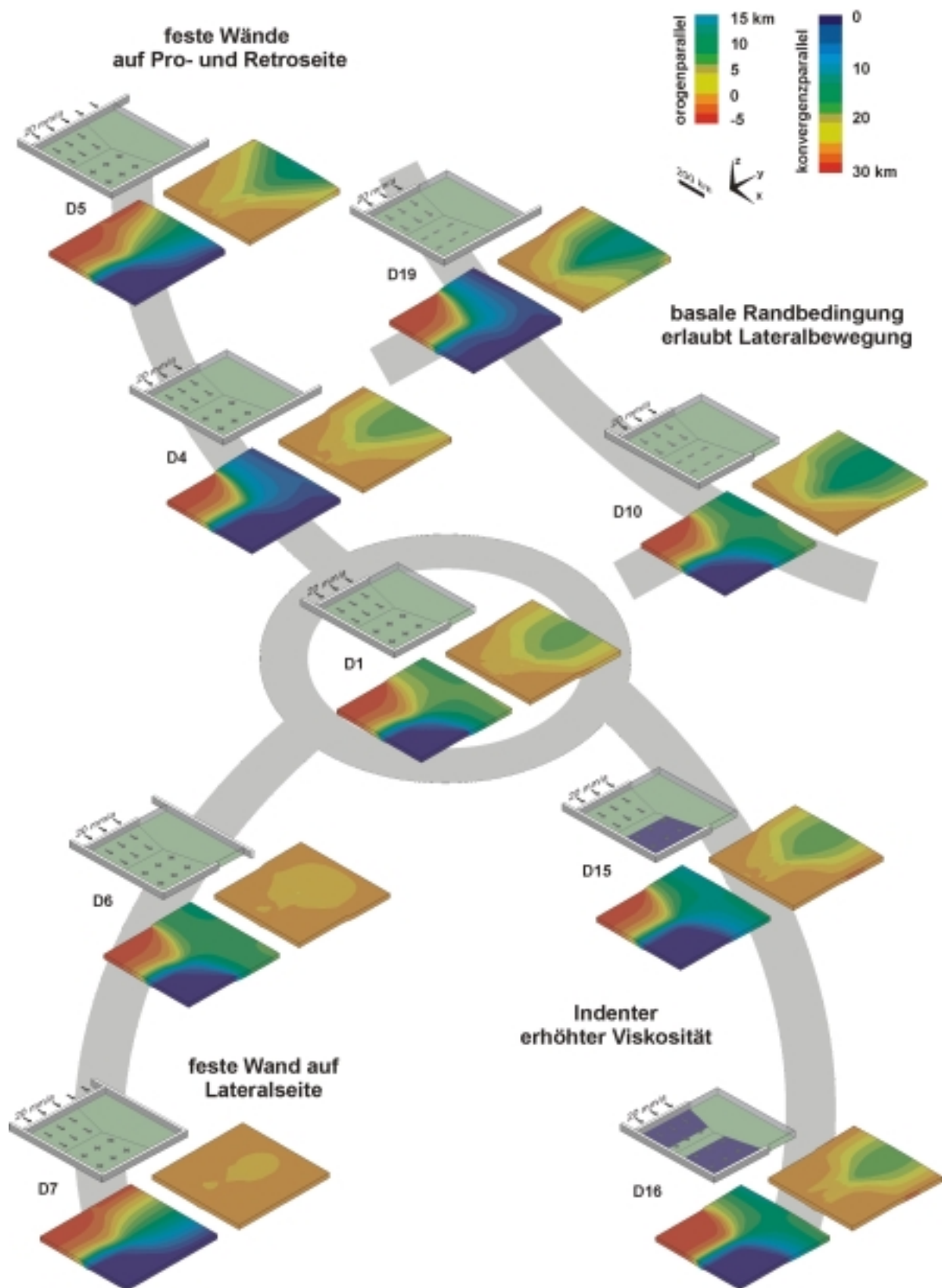


Abb. 36 Konvergenz- und orogenparallele Verschiebungskomponenten nach 30km Gesamtkonvergenz für das Standardmodell D1 und Modelle mit starren Rändern, hochviskosen Indentern und einer Freigabe des orogenparallelen Freiheitsgrades an der Modellbasis. Links oben jeweils Modellschema, links unten konvergenzparallele und rechts orogenparallele Komponente.

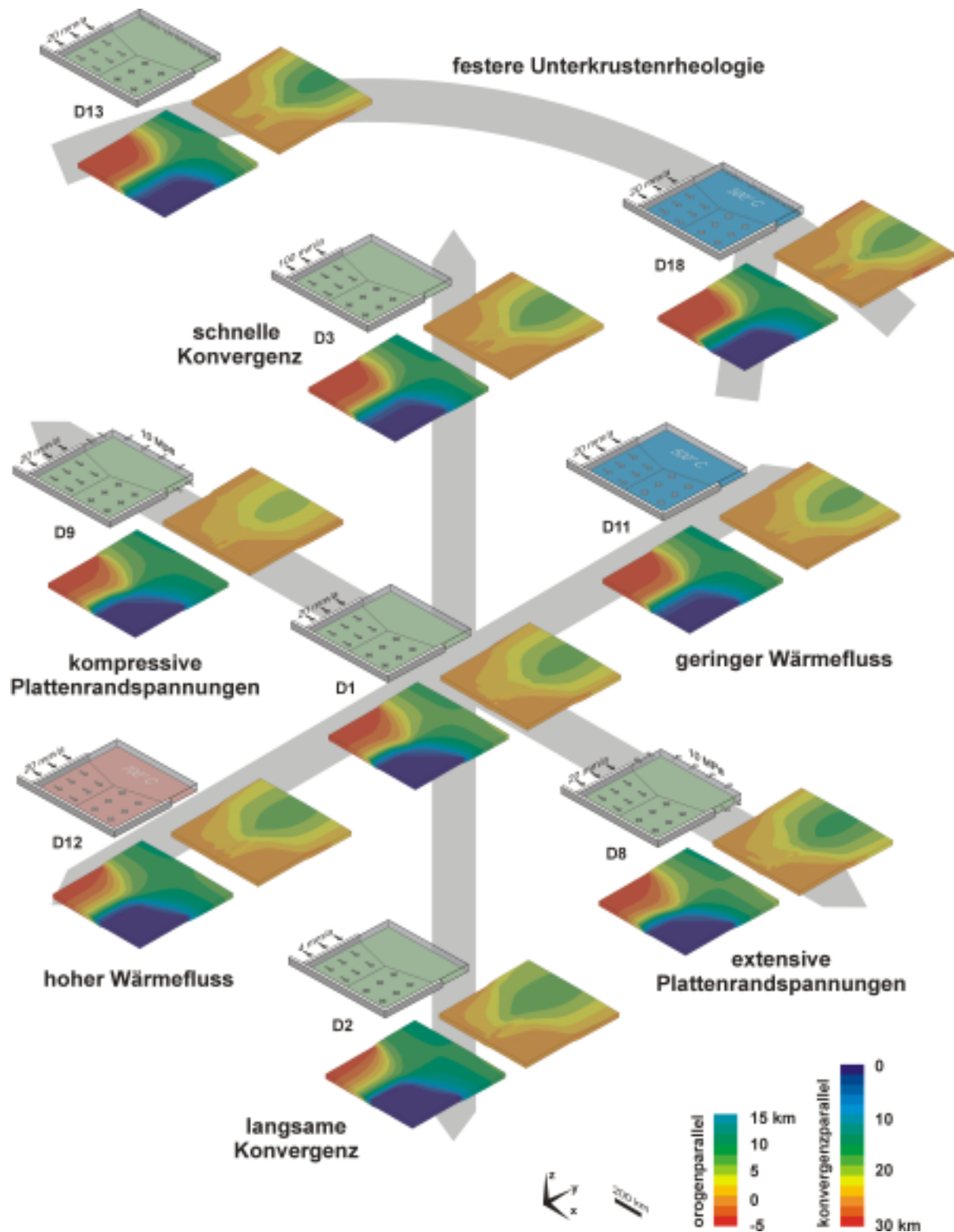
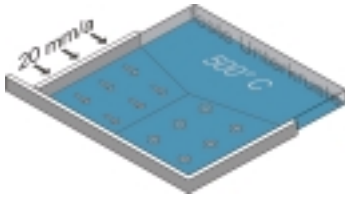


Abb. 37 Konvergenz- und orogenparallele Verschiebungskomponenten nach 30km Gesamtkonvergenz für das Standardmodell D1 und Modelle mit Variationen des Wärmefflusses, der Konvergenzrate, der Plattenrandspannungen und der Unterkrustenrheologie. Links oben jeweils Modellschema, links unten konvergenzparallele und rechts orogenparallele Komponente.

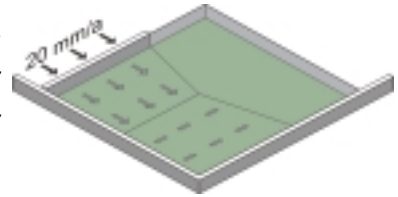


Modell D18: Festere Unterkrustenrheologie, verringerter Wärmefluss.

Um eine besonders steife Rheologie insbesondere der Unterkruste zu erhalten wird hier mit dem erniedrigten Wärmefluss aus Modell D11 und den Materialparametern nach Wilks & Carter (1990) aus Modell D13 gerechnet.

Modell D19: Rigide Modellwand auf der Retro-Seite, orogenparallele Verschiebung an Krustenbasis möglich.

Unter der Annahme einer rigiden Modellwand auf der Retro-Seite (vgl. Modell D4) wird wie in Modell D10 der Freiheitsgrad der Modellbasisknoten in orogenparalleler Richtung freigegeben.



4.3.3 Akkumulation der finiten Deformation

In den Abbildungen 38 bis 42 ist die Magnitude der finiten Verformungskomponenten parallel zur Konvergenzrichtung (x-Achse des Modells) und zur Vertikalen (z-Achse) für jeweils vier Konvergenzstadien (nach 50, 100, 150 und 200km Gesamtkonvergenz) konturiert. Neben der durch die Plattenkonvergenz modifizierten Modellgeometrie lassen sich aus den Darstellungen die Beträge orthogonaler Krustenverkürzung (eventuell auch Extension im lateralen Vorlandsbereich) bzw. vertikaler Krustenverdickung oder –ausdünnung ersehen und im zeitlichen Ablauf verfolgen. Bei der Darstellung der Vertikalkomponente ist zu beachten, dass eine Ausdünnung an der Modelloberfläche sowohl durch Erosion als auch durch tektonische Denudation auftreten kann. Die rein tektonische Komponente kann aus der Interpretation des Spannungsfelds bzw. der inkrementellen Deformation abgeleitet werden (vgl. Abschnitt 4.3.5).

- Bei allen Modellkonfigurationen lassen sich im vorderen Modellteil bivergente Orogene mit strukturell meist deutlich differenzierter Pro-, Intern- und Retro-Zone erkennen. In jeweils modifizierter Form folgt ein Übergangsbereich von wechselnder Ausrichtung und Deformationsstil und schließlich ein stark von den angelegten Randbedingungen abhängiges laterales Vorland, das Bereiche geringfügiger Krustenverdickung und –ausdünnung zeigen kann.
- Die bivergenten Orogenstrukturen im vorderen Modellteil entsprechen dem bei den 2D-Modellschnitten beobachteten Grundmuster. Eine Bevorzugung der Retro-Zone in der Krustenverkürzung und insbesondere der Krustenverdickung ist in den meisten Fällen klar zu erkennen. Während Material von der Pro-Seite in die Internzone des Orogens transportiert wird, dort stark angehoben wird und schließlich Erosion oder tektonischer Denudation zum Opfer fällt, kann sich die Verformung hier über den Modelldurchlauf hin akkumulieren.
- Die Übergangszone zwischen Kollisionsorogen und lateralem Vorland ist noch durch bedeutende Krustenverkürzung gekennzeichnet (zusammen mit dem Orogen selbst ergibt sich in Verkürzungsdarstellung bei Aufsicht auf die Modelloberfläche häufig die Form eines „T“), die aber nicht in lokalisierter Krustenverdickung resultiert und sich demnach auch nicht topographisch äußert. Da die basale Randbedingung in diesem Bereich zentral bereits eine Entkopplung simuliert, kann die Gesamtverkürzung schon in den unteren Krustenstockwerken durch wenig lokalisierte Verdickung und laterale Extension kompensiert werden.
- Das laterale Vorland wird im Zuge der erzwungenen Rotation seiner Flanken im Zentralbereich in x-Richtung um bis zu 20% gedehnt und teilweise in der Vertikalen um wenige Prozent verkürzt; der größere Teil der Extension wird durch Verkürzung entlang der orogenparallelen y-Achse kompensiert (vgl. Abschnitt 4.3.4).

Wird in *Modell D10* der orogenparallele Freiheitsgrad der Basisknoten im ganzen Modell freigegeben (Abb. 38 rechts), ist die bivergente Struktur des Kollisionsorogens zwar vorhanden, aber weniger deutlich. Damit geht eine geringere Krustenverdickung im Orogenzentrum, geringere Topographie und somit nur unbedeutende Ausdünnung an der

Oberfläche der Internzone einher. Die deutlich verdickte Retro-Zone verliert im Vergleich zu Modell D1 an Breite und erstreckt sich, nahezu konstant über alle abgebildeten Konvergenzstadien, nur noch über wenige 10er Kilometer. Die Vorländer des Orogens auf der Pro- und Retro-Seite nehmen zwar Krustenverkürzung parallel zur Konvergenzrichtung auf, diese wird jedoch durch effektiven Abtransport von Material in orogenparalleler Richtung und kaum durch Krustenverdickung kompensiert. Die äußere Geometrie des verformten Modells erfährt durch die Freigabe der basalen Randbedingung eine deutliche Asymmetrie, die mit steigender Gesamtkonvergenz zunimmt und eine stärkere Rotation des lateralen Vorlands auf der pro-seitigen Flanke erkennen lässt. Die Pro-Seite ist Ort bevorzugten lateralen Materialverlusts, der in Form der Rotation des Vorlands kompensiert wird. Auch der Orogenrand selbst ist mit leichtem Einbiegen gegen die Pro-Seite asymmetrisch gestaltet.

Die Parameterstudien mit starren Modellrändern haben über ihre geometrischen Vorgaben naturgemäß den stärksten Einfluss auf die modellinterne Kinematik. Die unterschiedlichen Konstellationen sind in den Abbildungen 39 und 40 dargestellt. Durch eine starre Wand auf der Retro-Seite (*Modell D4*, Abb. 39 links) wird eine Asymmetrie des Modells erzwungen, die das bei Freigabe der Modellbasis beobachtete Szenario (*Modell D10*, Abb. 38 rechts) bei weitem übersteigt. Die Folge ist eine starke Rotation des pro-seitigen lateralen Vorlands; pro-seitig ist auch die Krustenverkürzung im Übergangsbereich Orogen - laterales Vorland konzentriert, die im Gegensatz zum Standardmodell hier mit deutlicher Krustenverdickung einhergeht. In der Verkürzungs- wie der Verdickungsdarstellung biegt die verlängerte Pro-Zone direkt in diese Übergangszone ein. Im Kollisionsorogen selbst bewirkt die zusätzliche Randbedingung erstaunlich geringe Unterschiede zur Ausgangskonfiguration, insbesondere die Verteilung der Vertikalkomponente über Pro-, Intern- und Retro-Zone bleibt nahezu unverändert.

Die Annahme zweier rigider Modellränder, wie in *Modell D5* realisiert (Abb. 39 rechts), bewirkt ein grundsätzlich verändertes Deformationsmuster. Die hier auf das gesamte Modell erweiterte konvergente Randbedingung, die eine Konvergenzzone mit vollständiger basaler Entkopplung neben das eigentliche Kollisionsorogen stellt, führt zu bedeutenden Verkürzungsbeträgen auch im hinteren Modellteil. Die im Vergleich zum vorderen Modellteil vergleichsweise geringe Lokalisierung der Verkürzung geht mit nur undeutlicher Krustenverdickung einher. Die Orientierung der Zonen erhöhter Deformation erinnert in ihrer nahezu symmetrischen, V-förmigen Anlage an die konjugierten Scherzonen, die für die bivergente Struktur des Kollisionsorogens im vertikalen 2D-Schnitt verantwortlich sind. Die Ähnlichkeit der Randbedingung im xz- und xy-Schnitt erklärt diese Analogie.

Eine Fixierung der lateralen Modellwand, in *Modell D6* (Abb. 40 links) umgesetzt, führt zu einer deutlicheren Ausprägung der Pro-Zone und einer schmaleren Retro-Zone. Die Grenze zum lateralen Vorland ist hier scharf und T-förmig ausgebildet wie in keinem anderen Modell. Trotz starker konvergenzparalleler Extension der Kruste am hinteren Modellrand in orogenparalleler Richtung ergeben sich keine Änderungen in der Krustenmächtigkeit. Extension in konvergenzparalleler Richtung kompensiert hier folglich ausschließlich laterale Materialzufuhr. Bei *Modell D7* (Abb. 40 rechts) schließlich ist das laterale Vorland allseitig von rigiden Rändern umgeben, folglich kommt es zu deutlicher

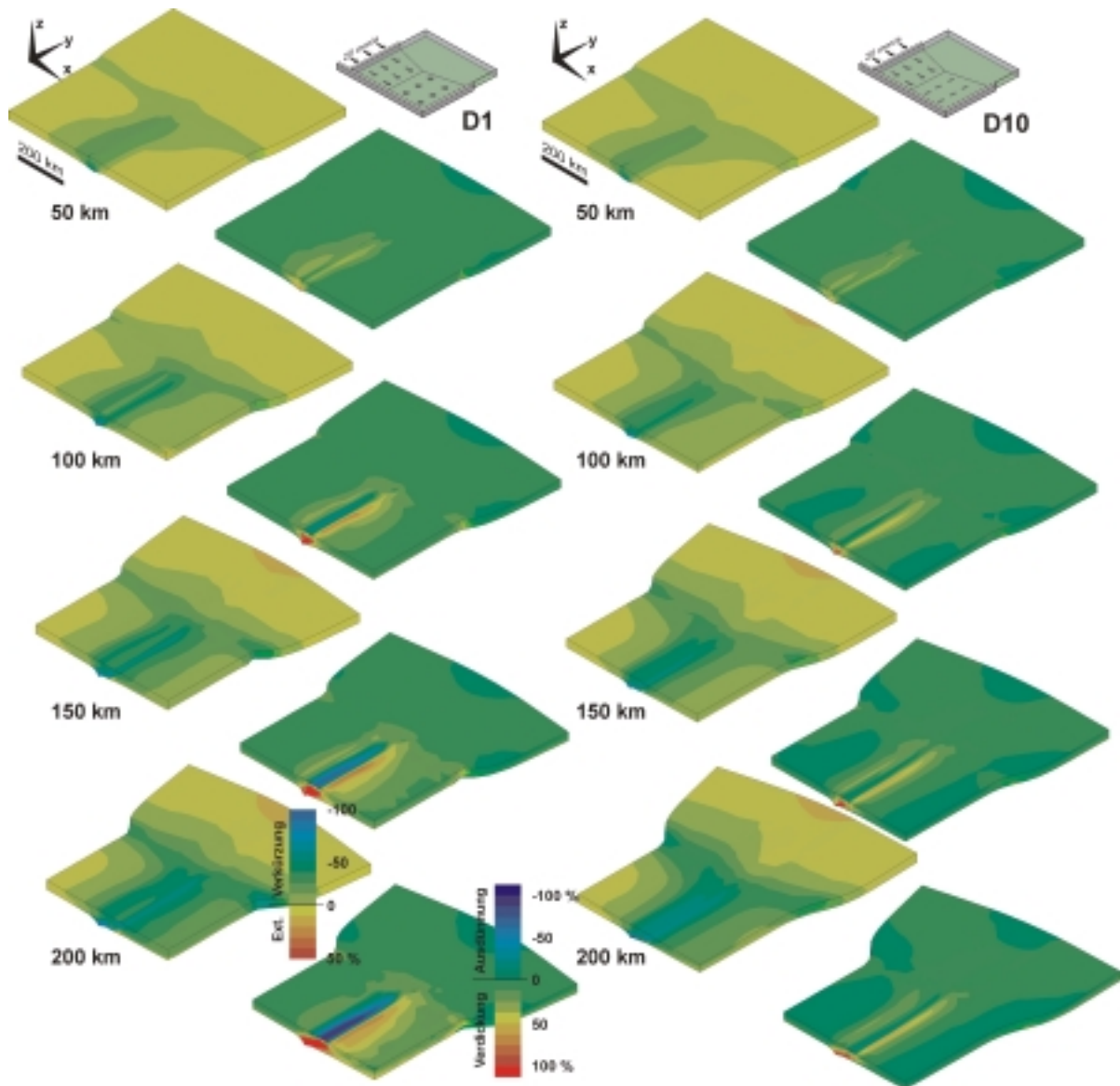


Abb. 38 Komponenten der finiten Verformung parallel zur Plattenkonvergenz (x; Verkürzung bzw. Extension) und in der Vertikalen (z; Krustenverdickung bzw. -ausdünnung) in zeitlicher Abfolge für Konvergenzbeträge von 50, 100, 150 und 200 km. Dargestellt sind die Modelle D1 (Standardmodell, links) und D10 (rechts).

Krustenverdickung. Die Verteilung von Zonen starker Deformation vermittelt zwischen dem T-förmigen Muster des Modells D6 und dem V-förmigen in Modell D5. Die Modelle D4 bis D7 beweisen, dass starre Ränder einen geringen Einfluss auf die Situation im Orogenzentrum haben, wohl aber das Deformationsmuster im Übergangsbereich zum lateralen Vorland und in diesem selbst stark beeinflussen.

Die Modelle mit hochviskosen Indentern D15 und D16 (Abb. 41 links und rechts) dokumentieren eine direktere Einflussnahme auf die Entwicklung des Kollisionsorogens. Insbesondere wird hier die Deformationsverteilung zwischen Pro- und Retro-Seite des Orogens modifiziert. Wird in *Modell D15* ein hochviskoser Indenter auf der Retro-Seite des Orogens angenommen, bewirkt dies zunächst eine leichte Asymmetrie des verformten Modells im Sinne einer verstärkten Rotation der pro-seitigen Vorlandsflanke. Das Muster der Deformationsverteilung ähnelt hier dem von Modell D4 (Abb. 39 links). Im vorderen

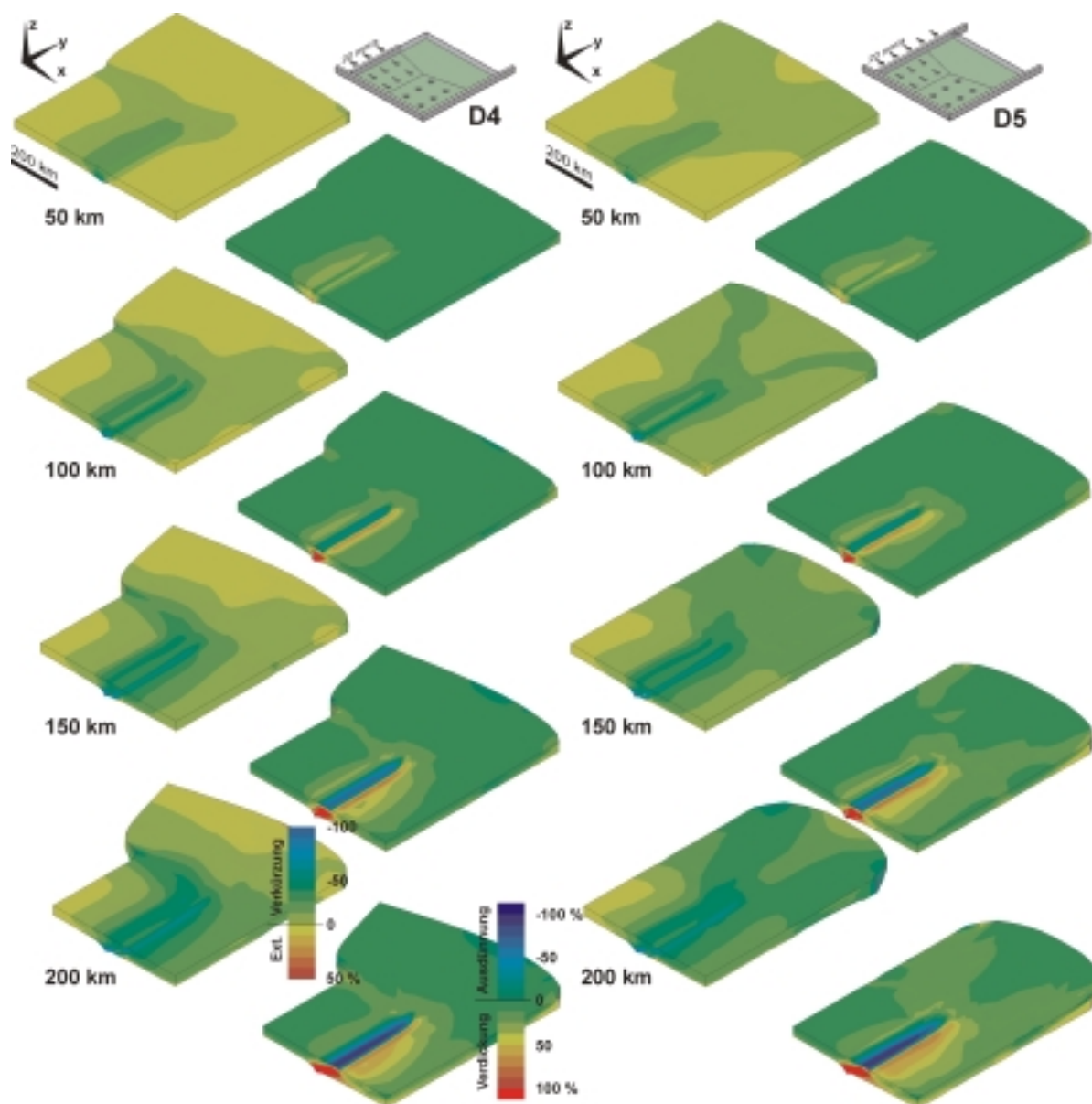


Abb. 39 Komponenten der finiten Verformung parallel zur Plattenkonvergenz (x; Verkürzung bzw. Extension) und in der Vertikalen (z; Krustenverdickung bzw. -ausdünnung) in zeitlicher Abfolge für Konvergenzbeträge von 50, 100, 150 und 200km. Dargestellt sind die Modelle D4 (links) und D5 (rechts) mit starren Rändern in unterschiedlicher Konstellation.

Modellteil liegt der Bereich maximaler Verkürzung und Krustenverdickung über den gesamten Modelldurchlauf im Bereich der Pro-Zone und erst bei ca. 100km Gesamtkonvergenz gewinnt die Retro-Zone an Bedeutung.

In *Modell D16* wird ein schmaler, warmer Krustenstreifen von zwei kalten Blöcken „in die Zange genommen“, das verformte Modell zeigt folglich hier wieder eine symmetrische Geometrie. Das Orogen ist naheliegenderweise sehr eng lokalisiert und die orogene Kruste stark verdickt. Infolge des Überfahrens der Kollisionszone durch den bewegten pro-seitigen Indenter kommt es zu einer Verlagerung der Zone maximaler Krustenverdickung von der Pro- (etwa bei 100km Konvergenz) auf die Retro-Seite (200km).

Den Effekt einer festeren Unterkruste illustriert *Modell D13* (Abb. 42 links). Im Vergleich zum Standardmodell D1 (Abb. 38 links) ist die bivergente Struktur hier von Anfang an

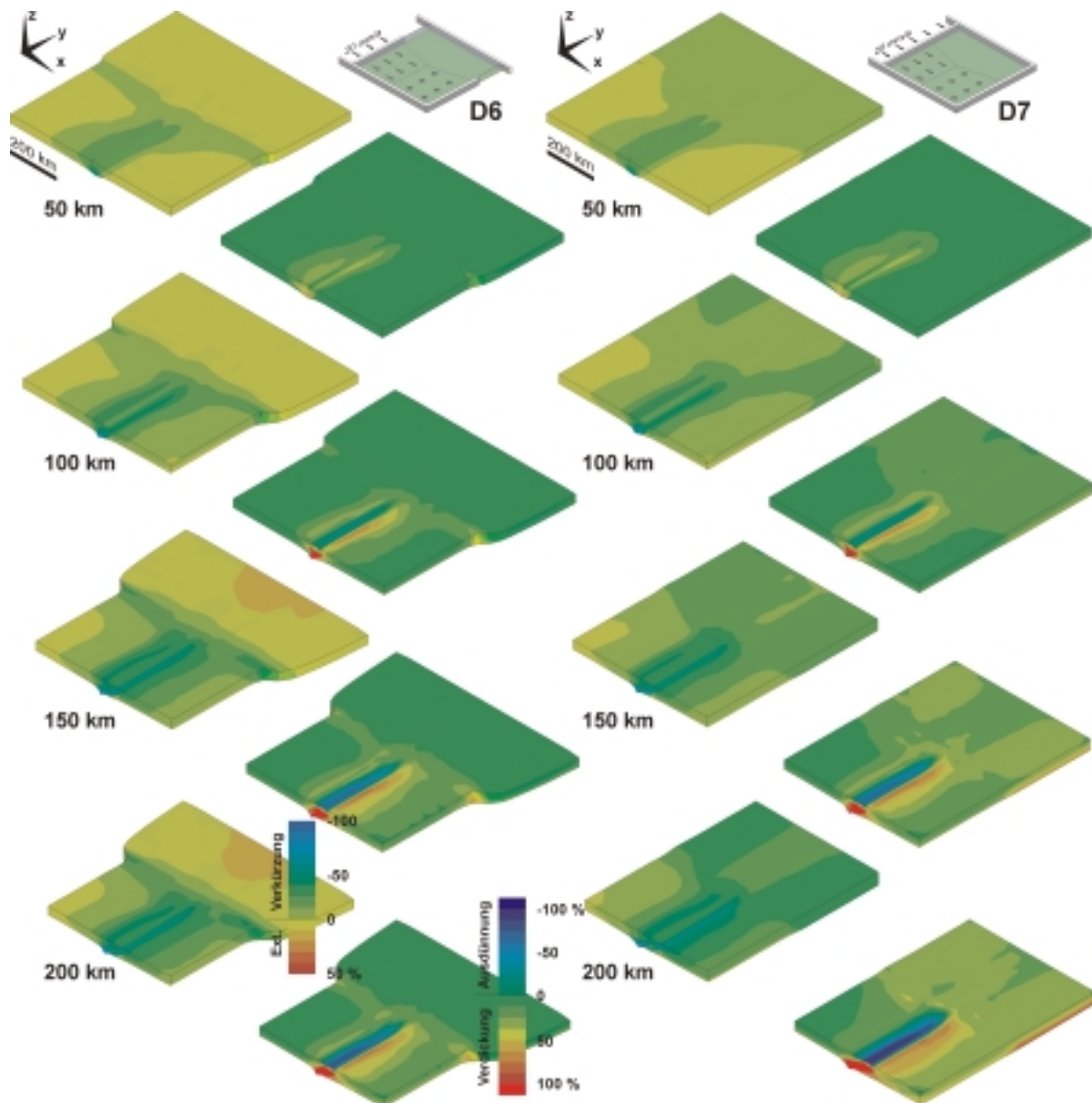


Abb. 40 Komponenten der finiten Verformung parallel zur Plattenkonvergenz (x; Verkürzung bzw. Extension) und in der Vertikalen (z; Krustenverdickung bzw. -ausdünnung) in zeitlicher Abfolge für Konvergenzbeträge von 50, 100, 150 und 200km. Dargestellt sind die Modelle D6 (links) und D7 (rechts) mit starren Rändern in unterschiedlicher Konstellation.

deutlicher ausgeprägt, auch hier mit einem oberflächlichen Verdickungsmaximum im Bereich der Retro-Zone, das jedoch nicht die gleiche Dominanz wie im Standardmodell erreicht. Im lateralen Vorland werden hohe Extensionsbeträge parallel zur Konvergenzrichtung erreicht, die sich flächendeckend in einer Ausdünnung der Kruste äußern. Der Materialzufluss aus lateraler Extrusion ist somit in dieser Modellkonfiguration nicht in der Lage, die aus der Rotation der Flanken des Lateralbereichs resultierende Extension vollständig zu kompensieren. Im Gegensatz zu allen übrigen Modellen ist die konvergenzparallele Krustenverkürzung im Übergangsbereich zum lateralen Vorland retroseitig stärker lokalisiert als pro-seitig.

Für drei weitere Modelle sind in Abb. 42 (rechts) exemplarisch die finiten Verformungskomponenten nach 100km Gesamtkonvergenz dargestellt. *Modell D3* mit schneller Konvergenz illustriert die enge Lokalisierung und die geringe oberflächliche

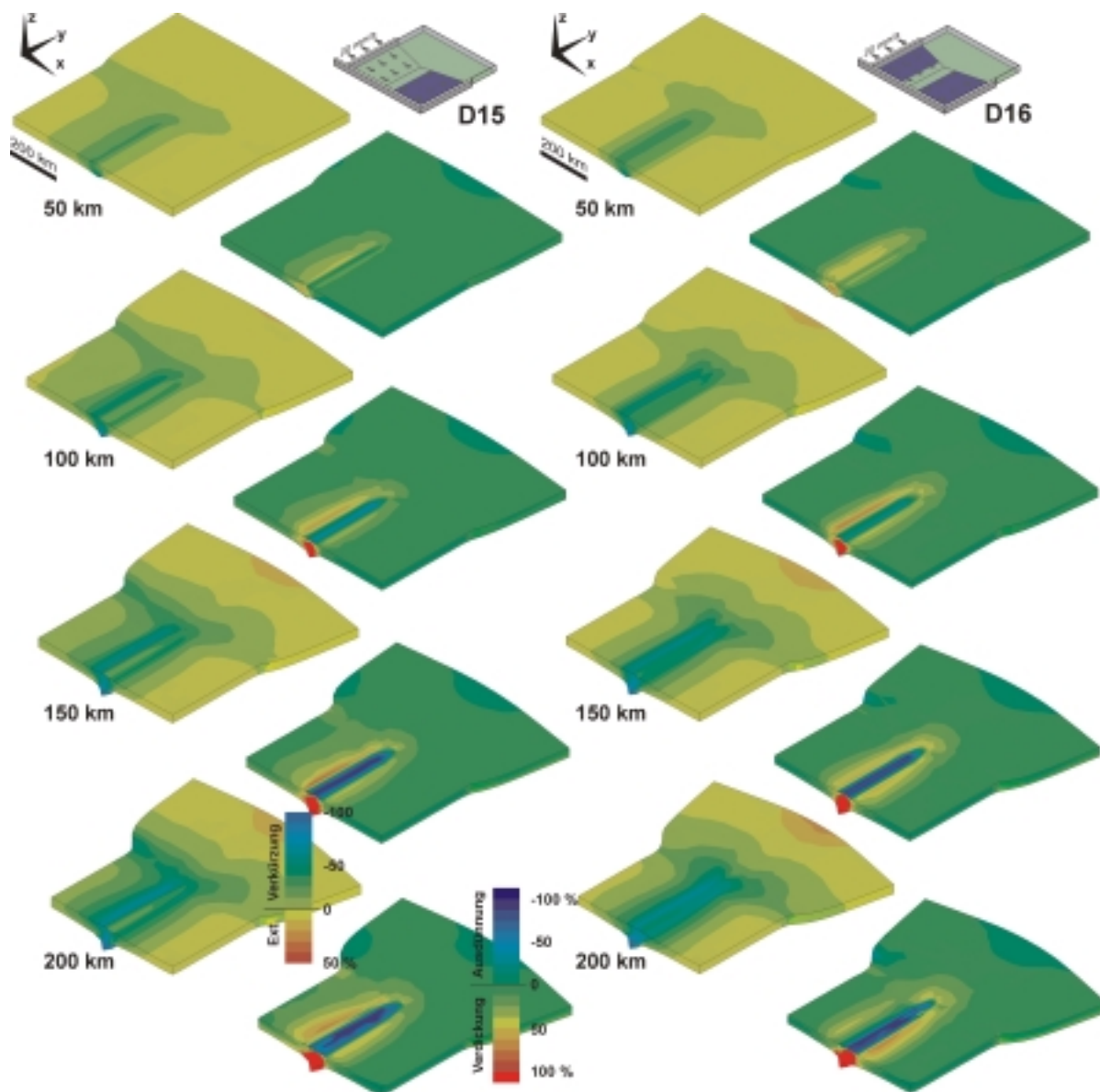


Abb. 41 Komponenten der finiten Verformung parallel zur Plattenkonvergenz (x; Verkürzung bzw. Extension) und in der Vertikalen (z; Krustenverdickung bzw. -ausdünnung) in zeitlicher Abfolge für Konvergenzbeträge von 50, 100, 150 und 200km. Dargestellt sind die Modelle D15 (links) und D16 (rechts) mit höherviskosen Indentern in unterschiedlicher Konstellation.

Ausdünnung im Zentralbereich des Orogens, die sich aus der kürzeren Exposition für Erosionsprozesse ergibt. *Modell D18* mit fester Unterkrustenrheologie und gleichzeitig niedrigerem basalen Wärmefluss präsentiert sich mit einem „buckling“ der gesamten Kruste bei nur geringfügiger Krustenverdickung als von allen übrigen Modellen abweichendes Szenario. *Modell D19* mit starrem retro-seitigem Modellrand und orogenparallelem Freiheitsgrad der Knoten an der Modellbasis verhält sich gegenüber Modell D4 mit einer verringerten orogenen Krustenverdickung analog zu den Modellen D10 bzw. D1. Eine stärkere Beteiligung lateraler Extension führt auch hier zu geringerer Krustenverdickung im Bereich des retro-seitigen lateralen Vorlands. Die finiten Verformungskomponenten für die übrigen Modellkonstellationen werden hier nicht im

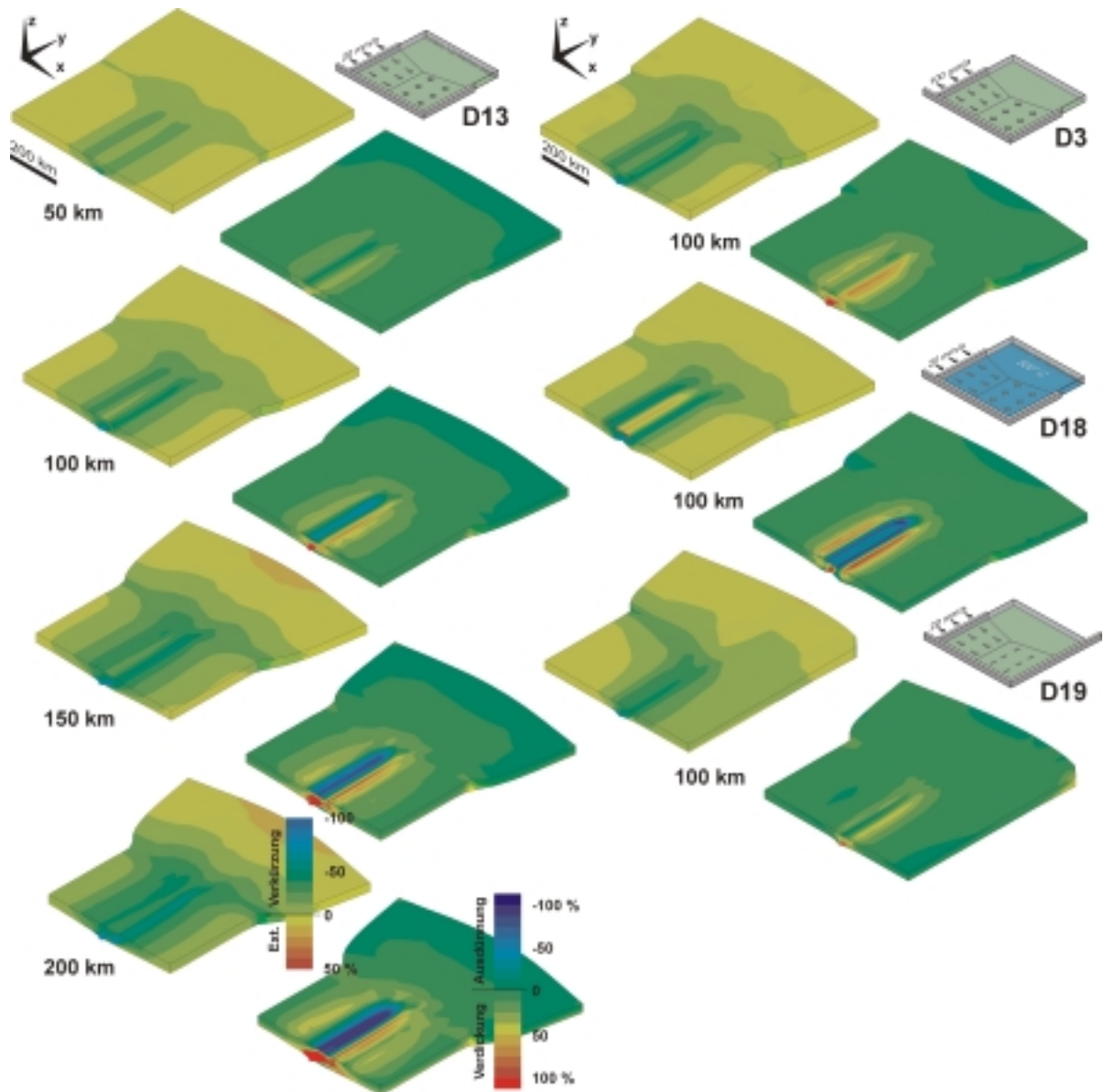


Abb. 42 Komponenten der finiten Verformung parallel zur Plattenkonvergenz (x; Verkürzung bzw. Extension) und in der Vertikalen (z; Krustenverdickung bzw. -ausdünnung) in zeitlicher Abfolge für Konvergenzbeträge von 50, 100, 150 und 200km. Dargestellt ist Modell D13 (links). Für die Modelle D3, D18 und D19 (rechts) ist nur der Zustand nach jeweils 100km Plattenkonvergenz wiedergegeben.

Einzelnen wiedergegeben, da die Unterschiede zum Standardmodell in dieser Darstellung wenig signifikant ausfallen.

4.3.4 Finite Deformation in orogenparalleler Richtung

Bereits bei der Betrachtung der finiten Verformungskomponenten im vorangehenden Abschnitt konnte eine Beteiligung orogenparalleler Deformation (parallel zur y-Achse) in Bereichen angenommen werden, wo eine konvergenzparallele Verkürzung der Kruste nicht mit einer entsprechenden Krustenverdickung korreliert. Als „neue Dimension“ (mit Blick auf die 2D-Modellschnitte) verdient die laterale Verformungskomponente in der Diskussion der Ergebnisse besondere Aufmerksamkeit. Da die basale Randbedingung bei fast allen Modellen nicht nur entlang der x-, sondern auch entlang der y-Achse des Modells eine Diskontinuität aufweist, werden in diesem Abschnitt Serienschnitte von 100km Abstand in der xz-Ebene durch das Modell gelegt und mit der Magnitude der lateralen Verformungskomponente nach jeweils 100km Gesamtkonvergenz konturiert.

Eine laterale Extension zwischen 5 und 15% ist in den Abbildungen 43 bis 49 in verschiedenen Grüntönen gehalten, blaue bis dunkelblaue Farbtöne geben Inaktivität bzw. orogenparallele Krustenverkürzung wieder. Das im Standardmodell D1 (Abb. 43 oben) erkennbare Grundmuster zeigt eine Reihe typischer Charakteristika:

- Orogenparallele Extension dominiert den überwiegenden Teil des Modells (Schnitt 1 bis 6 von vorne), wenn auch meist mit kleinen Beträgen. Krustenverkürzung entlang dieser Achse tritt als Kompensation im hinteren Modellteil (Schnitt 7 und 8) auf.
- Die Sperrung der basalen Knoten in orogenparalleler Richtung verhindert Lateralbewegungen an der Krustenbasis im vorderen Modellteil. Innerhalb der Unterkruste kommt es jedoch durch einfache Scherung zu einer gewissen Entkopplung zwischen der fixierten Krustenbasis und dem Hangenden. Im rheologisch schwachen unteren Teil der Oberkruste treten meist Maxima der lateralen Extensionskomponente auf (vgl. Schnitt 3).
- Eine effektive laterale Extension der mittleren und oberen Krustenstockwerke setzt etwa 100km vor der Freigabe der basalen Lateralverschiebungen im Zentralbereich des Orogens ein (Schnitt 3). Hier werden bis zu 15% Extension erzielt.
- Mit dem Überschreiten der Diskontinuität im Modellzentrum wird die Unterkruste auf kürzester Strecke extrem gedehnt (Schnitt 4). Dabei treten Beträge von über 30% auf, lokal werden bis zu 100% erreicht. Da die scharfe Diskontinuität der Randbedingung jedoch als artifiziell einzustufen ist, sollen die Deformationsmaxima in diesem Bereich nicht weiter betrachtet werden. Das laterale Streckungsmaximum innerhalb der Oberkruste wird häufig im gleichen Bereich erzielt.
- Mit der vollständigen Freigabe der basalen Sperrung am Ende der Übergangszone zwischen Orogen und lateralem Vorland (Schnitt 5) wird im Bereich der Krustenbasis auf der Pro- und Retro-Seite weiterhin mit hohen Extensionsbeträgen die in den oberen Krustenstockwerken bereits erfolgte Streckung kompensiert. Im Modellzentrum gehen die Extensionsbeträge dagegen zurück – im bereits kompensierten Bereich der Krustenbasis ebenso wie in der Oberkruste. Folglich teilt sich die Zone maximaler Extension in einen pro- und einen retro-seitig orientierten Ast.

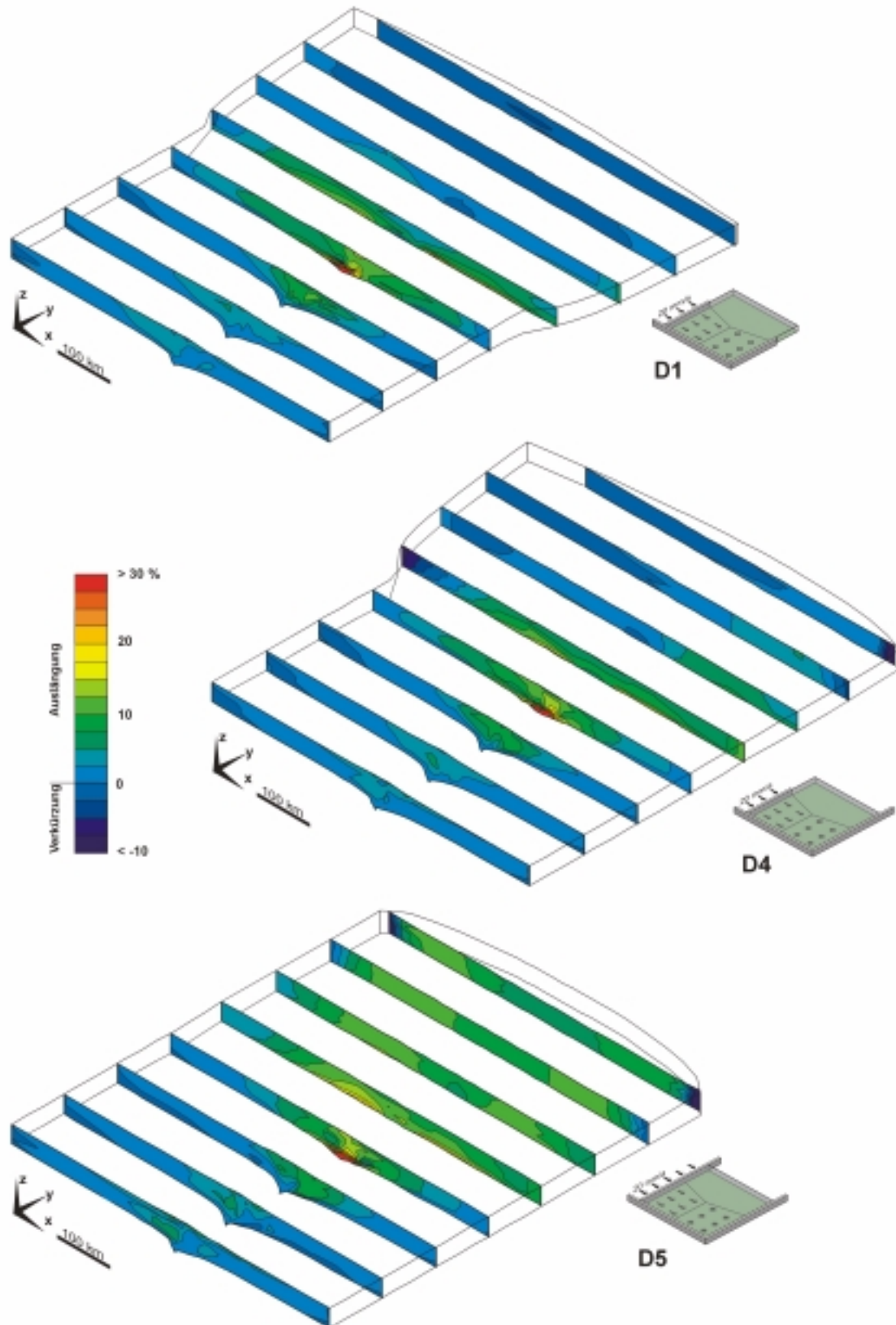


Abb. 43 Finite Verformung in orogenparalleler Richtung (y ; laterale Extension bzw. Verkürzung) bei einem Konvergenzbetrag von jeweils 100km. Dargestellt ist das Standardmodell D1 und Modelle mit starren Rändern in unterschiedlicher Konstellation (D4, D5). Der Abstand zwischen den xz -Schnitten beträgt je 100km.

- Im lateralen Vorland gehen die Extensionsbeträge zurück und werden schließlich invertiert, im Standardmodell zuerst im zentralen Bereich der Unterkruste, zuletzt im Bereich der pro-seitigen Vorlandsflanke.

Bei *Modell D4* (Abb. 43 Mitte; rigider Rand auf Retro-Seite) ist die Extensionszone im Orogenzentrum enger lokalisiert, erreicht aber ähnliche Beträge wie im Standardmodell. Im Randbereich des Kollisionsorogens werden oberflächennah (Schnitt 4) etwas geringere Beträge erzielt, dafür ist auch nach vollständiger Freigabe der basalen Sperrung (Schnitt 5) fast über die gesamte Modellbreite Extension um bis zu 10%, basal bis zu 20% messbar. Am linken Modellrand wird dagegen im Zuge der Rotation des lateralen Vorlands um bis zu 15% orogenparallel verkürzt. Auch die distalen Schnitte (6 bis 8) zeigen eine Zweiteilung: einen mit etwa 200km Breite deutlich schmaleren, über die gesamte Krustenmächtigkeit reichenden Extrusionskanal parallel zum rechten Modellrand und den zentralen bis pro-seitigen Bereich, der lateraler Verkürzung unterliegt.

Modell D5 (Abb. 43 unten; rigider Rand auf Pro- und Retro-Seite) zeigt ein deutlich abweichendes Bild. Zum Orogenrand hin verlagert sich das Extensionsmaximum zunächst von der Pro- (Schnitt 2) auf die Retro-Seite (Schnitt 3) des Orogens. Im Übergangsbereich ist die Extensionszone noch vergleichsweise eng lokalisiert, während sie sich im lateralen Vorland fast über die gesamte Modellbreite erstreckt und noch im distalsten Schnitt (8) Extensionsbeträge von bis zu 15% erreicht. Maximale Extension tritt hier wiederum in zwei divergierenden Ästen auf, die sich mit dem Y-förmigen Muster maximaler konvergenzparalleler Verkürzung in Abb. 39 (rechts) korrelieren lassen.

In *Modell D6* (Abb. 44 Mitte; rigider Rand auf der Lateralseite) ist die Lateralkomponente der Verformung stärker von Verkürzung dominiert. Im vorderen Modellteil findet auf Pro- und Retro-Seite faktisch keine laterale Verformung statt (Beträge um $\pm 0.5\%$). Einer deutlich reduzierten Extension im Orogenzentrum, die an der Modelloberfläche Beträge von 10% nicht übersteigt und im Orogenstreichen nur wenig über 100km aushält, steht in Nachbarschaft des hinteren Modellrands eine Verkürzung um 10% und lokal bis zu 16% gegenüber.

Eine weitere Verringerung der lateralen Extension wird durch das Sperren aller Modellränder um das laterale Vorland bei *Modell D7* (Abb. 44 unten) erreicht. An der Modelloberfläche werden Beträge von 5% kaum überschritten und nur in einem äußerst schmalen, zur Orogenachse leicht retro-seitig versetzten Streifen beobachtet, der auch im Orogenstreichen wenig aushält. Im Bereich des Orogenzentrums (Schnitte 1 und 2) findet, auch in der Internzone, praktisch keine laterale Verformung statt, Beträge von $\pm 2\%$ werden hier nicht überschritten.

Im Vergleich zu den übrigen, im vorangehenden Abschnitt 4.3.3 diskutierten Verformungskomponenten wird die Verteilung der orogenparallelen Deformation durch starre Modellränder deutlich modifiziert. Auch äußerst restriktive Randbedingungen sind allerdings nicht in der Lage, den extensiven Bereich am Orogenrand völlig zu eliminieren

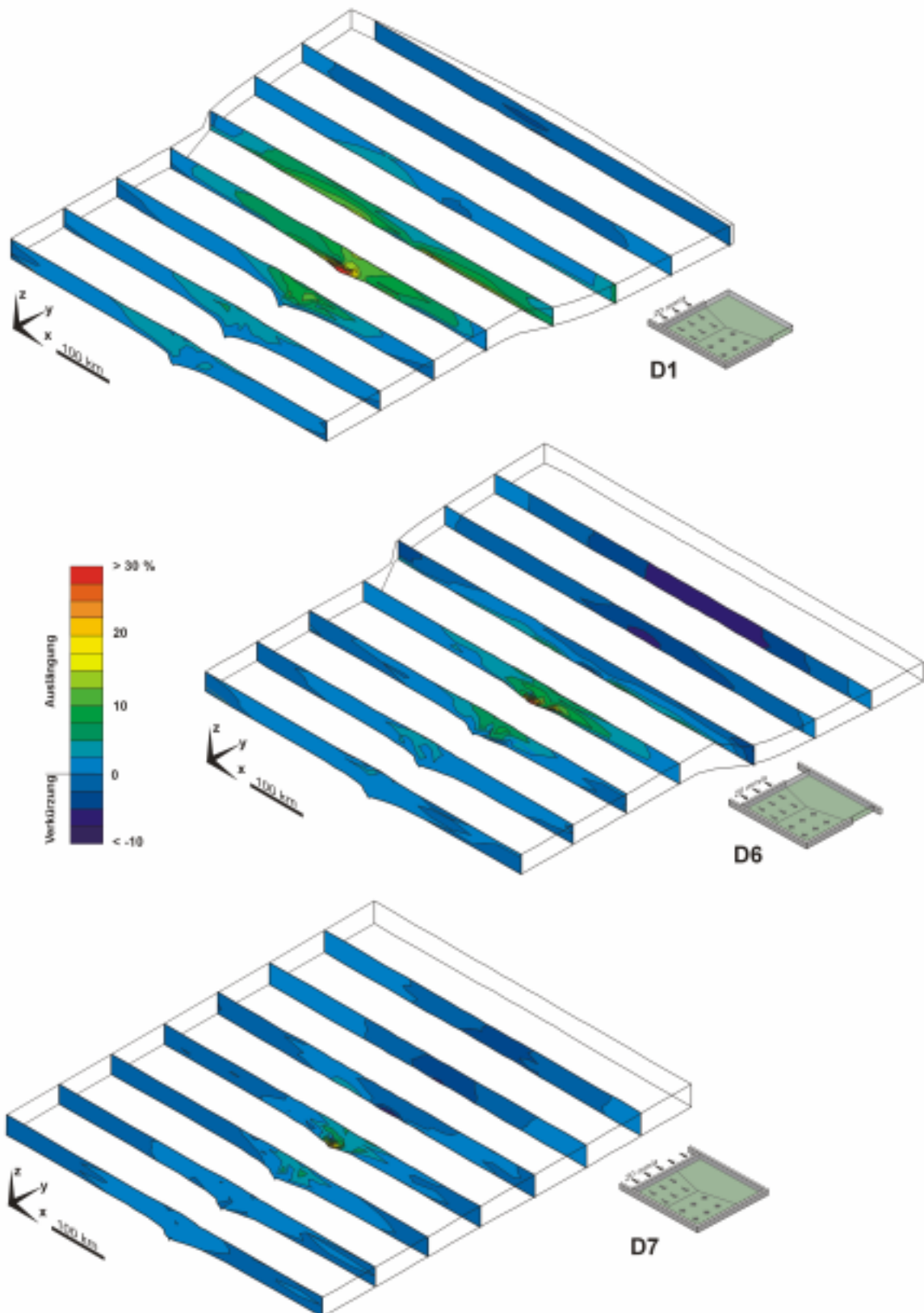


Abb. 44 Finite Verformung in orogenparalleler Richtung (y; laterale Extension bzw. Verkürzung) bei einem Konvergenzbetrag von jeweils 100km. Dargestellt ist das Standardmodell D1 und Modelle mit starren Rändern in unterschiedlicher Konstellation (D6, D7). Der Abstand zwischen den xz-Schnitten beträgt je 100km.

oder gar zu invertieren. Theoretisch leitet erst ein in y-Richtung weniger ausgedehnter bzw. fehlender lateraler Vorlandbereich bei fester Modellrückwand zu 2.5D-Modellen über, bei denen keine Lateraldeformation mehr auftreten kann.

In den *Modellen D10 und D19* (Abb. 45 Mitte und unten) wird der Freiheitsgrad für laterale Verschiebungen im vorderen Modellteil freigegeben. Laterale Deformation ist somit über das gesamte Krustenprofil möglich, ohne dass ein basaler Entkopplungshorizont hohe Beträge einfacher Scherung aufnehmen müsste; in den Abbildungen wird dies durch ein Vorherrschen subvertikaler Konturen dokumentiert. Die Modellkonfigurationen weisen folglich grundlegend andere Deformationsmuster als ihre Äquivalente mit gesperrten Freiheitsgraden auf (D1 und D4, vgl. Abb. 45 oben links und rechts). In *Modell D10* sind Extensionsbeträge über 30% im Bereich der Krustenwurzel über den gesamten vorderen Modellteil verbreitet. Oberflächennah steigert sich die laterale Extension von ca. 15% auf über 25% am Orogenrand, womit eine Verschiebung von der Pro- auf die Retro-Seite einhergeht. Schnitt 4 zeigt einen Versatz zwischen dem basalen Maximum in der Krustenwurzel und einem breiten, deutlich retro-seitig orientierten Extrusionskanal, der Dehnungsbeträge von nurmehr 15% aufweist; bei Modellen mit fixierten Basisknoten liegt hier das Oberflächenmaximum in etwa ortsgleich über dem absoluten Extensionsmaximum in der Krustenwurzel. Die stärkste Kompensation der orogenparallelen Extension durch Verkürzung findet im Zentralbereich der Schnitte 5 und 6 in der Unterkruste statt, während auf Pro- und Retro-Seite breite Zonen vergleichsweise starker lateraler Extension existieren.

Modell D19 (Abb. 45 unten, freie Basisknoten und rigide Wand auf der Retro-Seite) zeigt ähnliche Charakteristika, wobei die Extension in der Oberkruste die Beträge von Modell D10 nicht erreicht und stärker auf den Orogenrand lokalisiert bleibt. Wie in Modell D4 sind die Zonen verstärkter Extension im Vorland deutlich asymmetrisch orientiert, auf der Pro-Seite kurz und zum Modellrand stark einbiegend, retro-seitig dagegen subparallel zum Modellrand.

Eine Beeinflussung der lateralen Extrusion scheint auch über Plattenrandspannungen möglich, die am lateralen Vorland ansetzen. Im grundlegenden Muster der Verteilung von Krustenverdickung und -verkürzung parallel zur Kollisionsrichtung sind die Unterschiede zum Standardmodell jedoch so wenig signifikant, dass die Modelle D8 und D9 im vorangegangenen Abschnitt nicht diskutiert wurden. Die orogenparallele Verformungskomponente hat sich demgegenüber bereits bei der Variation der Randbedingungen (Modelle D4 bis D7) als empfindlicher Indikator für die Spannungsverhältnisse im lateralen Vorland herausgestellt.

In *Modell D8* (Abb. 46 Mitte; extensive Spannungen) wird das Grundmuster des Standardmodells D1 deutlich modifiziert, extensive Bereiche vergrößern sich und orogenparallele Verkürzung findet nur ganz lokal im lateralen Vorland statt. Im Bereich des Kollisionsorogens selbst verlagern sich die Isolinien des Extrusionskanals um etwa 50km auf das Orogenzentrum zu; dementsprechend werden am Orogenrand oberflächlich >15%

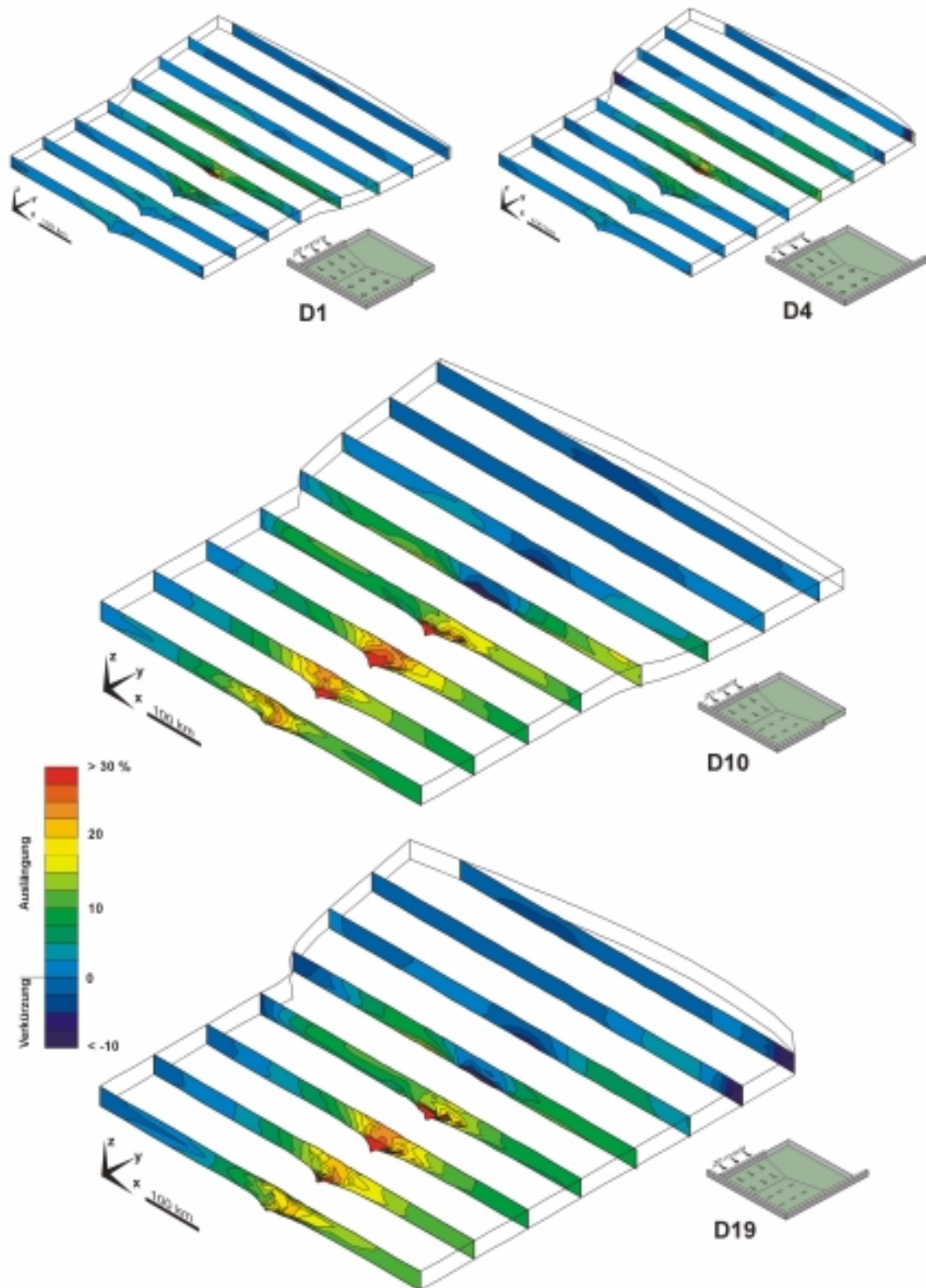


Abb. 45 Finite Verformung in orogenparalleler Richtung (y ; laterale Extension bzw. Verkürzung) bei einem Konvergenzbetrag von jeweils 100km. Dargestellt sind Modelle mit in orogenparalleler Richtung freien Basisknoten (D10, D19) und zum Vergleich die entsprechenden Modelle mit fixierten Basisknoten (D1, D4). Der Abstand zwischen den xz -Schnitten beträgt je 100km.

Extension gemessen. *Modell D9* (Abb. 46 unten; kompressive Spannungen) zeigt ein invertiertes Bild mit verstärkter Krustenverkürzung im lateralen Vorlandsbereich und einem orogenen Extrusionsbereich, dessen Isolinien nach hinten verschoben scheinen. Die maximale oberflächliche Lateraldeformation am Orogenrand übersteigt nur knapp 10%. Der Vergleich beider Modelle mit dem Standardmodell impliziert, dass Plattenrandspannungen zwar keine neuen Elemente in das Deformationsmuster einbringen, wohl aber den Prozess lateraler Extrusion quantitativ beeinflussen können.

Ein größerer Komplex von Modelldurchläufen mit Variationen, die das Parameterfeld Konvergenzrate – Temperatur – Rheologie abdecken, ist auf der Doppelseite mit Abb. 47 und Abb. 48 dargestellt. Die schnellere Plattenkonvergenz, die in *Modell D3* (Abb. 47 Mitte) realisiert ist, führt zu einer stärkeren Lokalisierung der lateralen Extension – in orogenparalleler Richtung auf den orogene Randbereich (Schnitt 4), in konvergenzparalleler Richtung auf die verdickte Internzone. Lokal werden hier Beträge >15% erreicht, während Vor- und Hinterland sowie das Orogenzentrum im vordersten Modellteil (Schnitte 1 und 2) kaum orogenparallele Deformation zeigen. Die Befunde erinnern an die Lokalisierung, die schnell konvergierende Modelle im zweidimensionalen Schnitt bezüglich der Krustenverdickung zeigen (vgl. Abschnitt 3.1.3).

Ein ganz ähnliches Bild ergibt sich bei *Modell D11* (Abb. 47 unten), das einen verringerten basalen Wärmefluss zum Ausgangspunkt hat. Dies ist zunächst eine logische Konsequenz aus der thermorheologisch einfachen Materialbeschreibung, die den Modellen mit rein temperaturabhängigem Kriechgesetz zugrunde liegt. Unterschiede bestehen jedoch im Sprödbereich und in den Auswirkungen der Erosion. In Schnitt 4 weist das schnell konvergierende Modell D3 gegenüber dem kühlen Modell D11 eine ausgeprägtere Topographie und ein lokales Maximum lateraler Extension auf, das durch den Reliefgradienten zum Vorland induziert ist.

Das von erhöhtem basalen Wärmefluss gekennzeichnete *Modell D12* (Abb. 48 oben) zeigt mit einer gegenüber Modell D1 verbreiterten lateralen Extensionszone eine inverse Situation. Die Oberkruste wird hier maximal um wenig über 10% lateral ausgelängt, allerdings ist in Schnitt 4 und 5 fast die gesamte Modellbreite davon betroffen.

Eine rheologisch festere Unterkruste bewirkt bei normaler Temperaturverteilung eine deutliche Reduktion der Extensionsbeträge, wie an *Modell D13* (Abb. 48 Mitte) zu erkennen ist. Das Fehlen einer rheologisch schwachen Zone in der Unterkruste erschwert hier die Ausbildung eines basalen Entkopplungshorizonts. Gegen den Randbereich des Orogens reagiert die Oberkruste auf diese Situation differentiell und entwickelt in Schnitt 4 ein lokales Maximum von bis zu 20% Extension. Die hohe Festigkeit des lateralen Vorlands lässt Auswirkungen der orogenen Materialzufuhr schnell abklingen, so dass die Schnitte 7 und 8 kaum Verkürzung erfahren.

Eine weitere Steigerung der Festigkeit ist durch eine Kombination aus festerer Unterkrustenrheologie und einem verringerten Wärmefluss in *Modell D18* (Abb. 48 unten) realisiert. Die Kruste reagiert hier im vorderen Modellteil, insbesondere im Zentralbereich des Orogens, nicht mehr in erster Line durch Krustenverdickung, sondern kompensiert die Verkürzung durch ein „buckling“ über ihre gesamte Mächtigkeit. Insbesondere hinsichtlich der bei geringem Wärmefluss zu erwartenden hohen Festigkeit des oberen Mantels, erscheint dieses Szenario unrealistisch. Eine ausgeprägte Topographie bedingt höchste

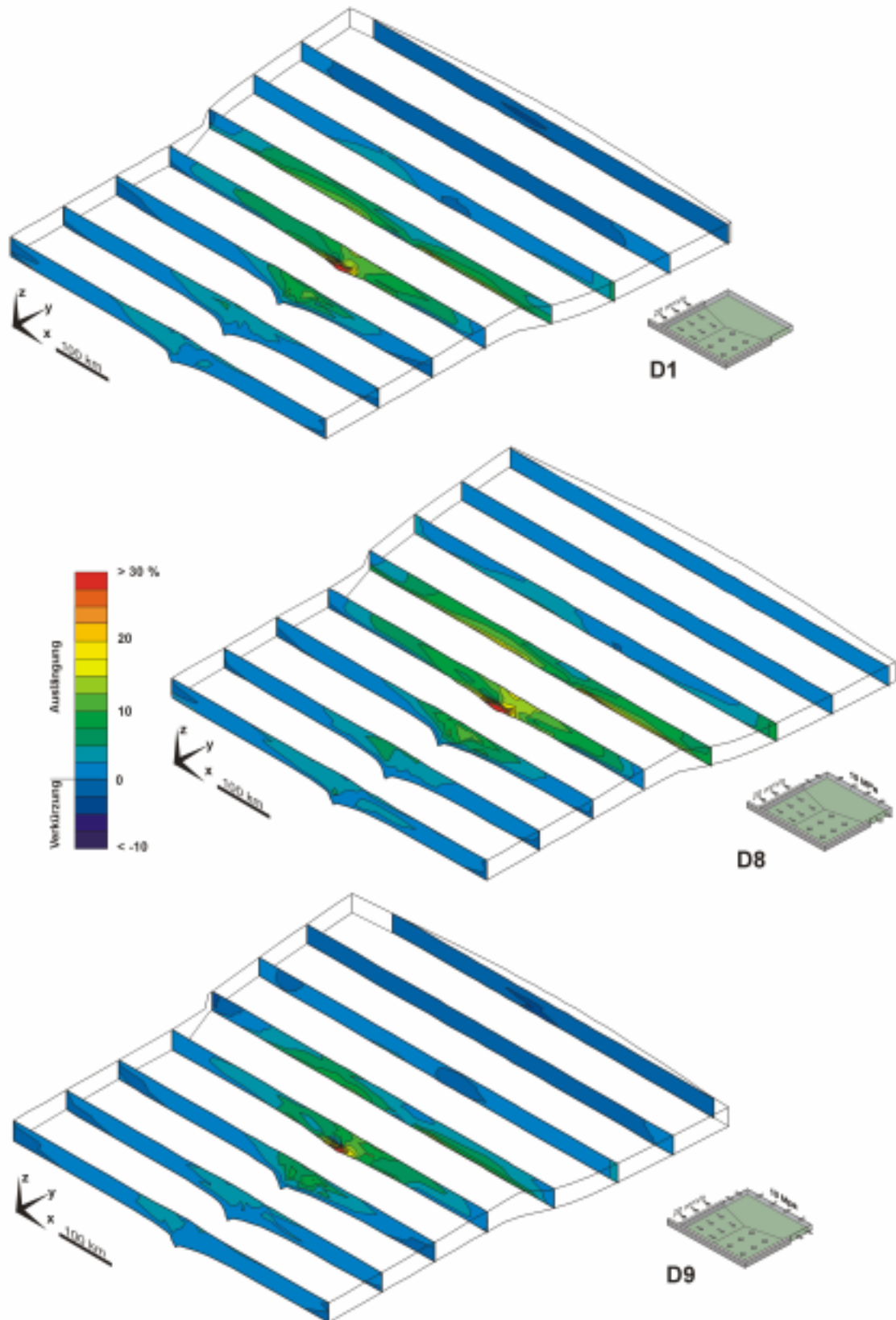


Abb. 46 Finite Verformung in orogenparalleler Richtung (y ; laterale Extension bzw. Verkürzung) bei einem Konvergenzbetrag von jeweils 100km. Dargestellt sind das Standardmodell D1 und Modelle mit Plattenrandspannungen als zusätzlicher Randbedingung (D8, D9). Der Abstand zwischen den xz -Schnitten beträgt je 100km.

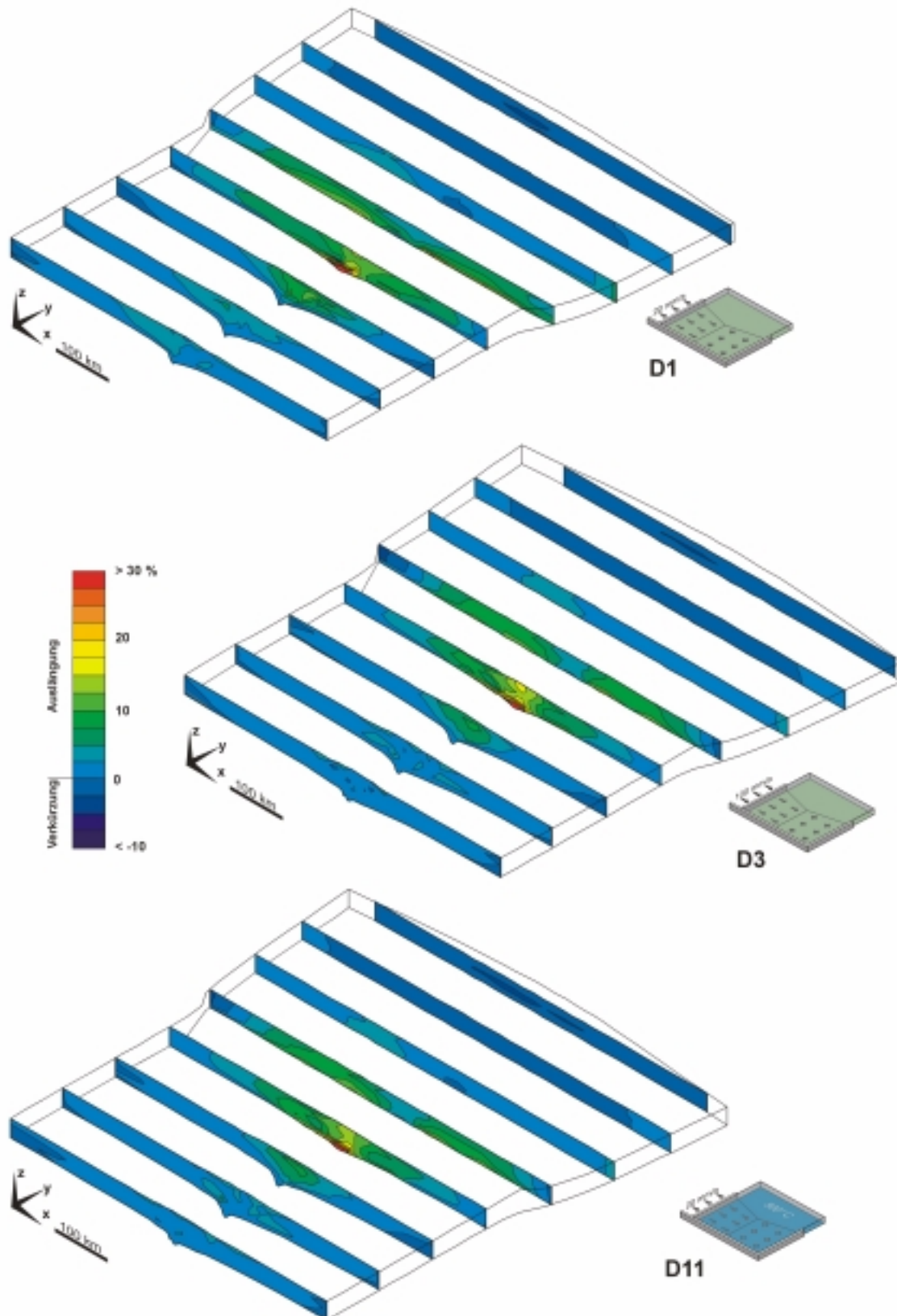


Abb. 47 Finite Verformung in orogenparalleler Richtung (y; laterale Extension bzw. Verkürzung) bei einem Konvergenzbetrag von jeweils 100km. Dargestellt sind Modelle mit Variationen in der Konvergenzrate (D3) bzw. im basalen Wärmefluss (D11). Der Abstand zwischen den xz-Schnitten beträgt je 100km.

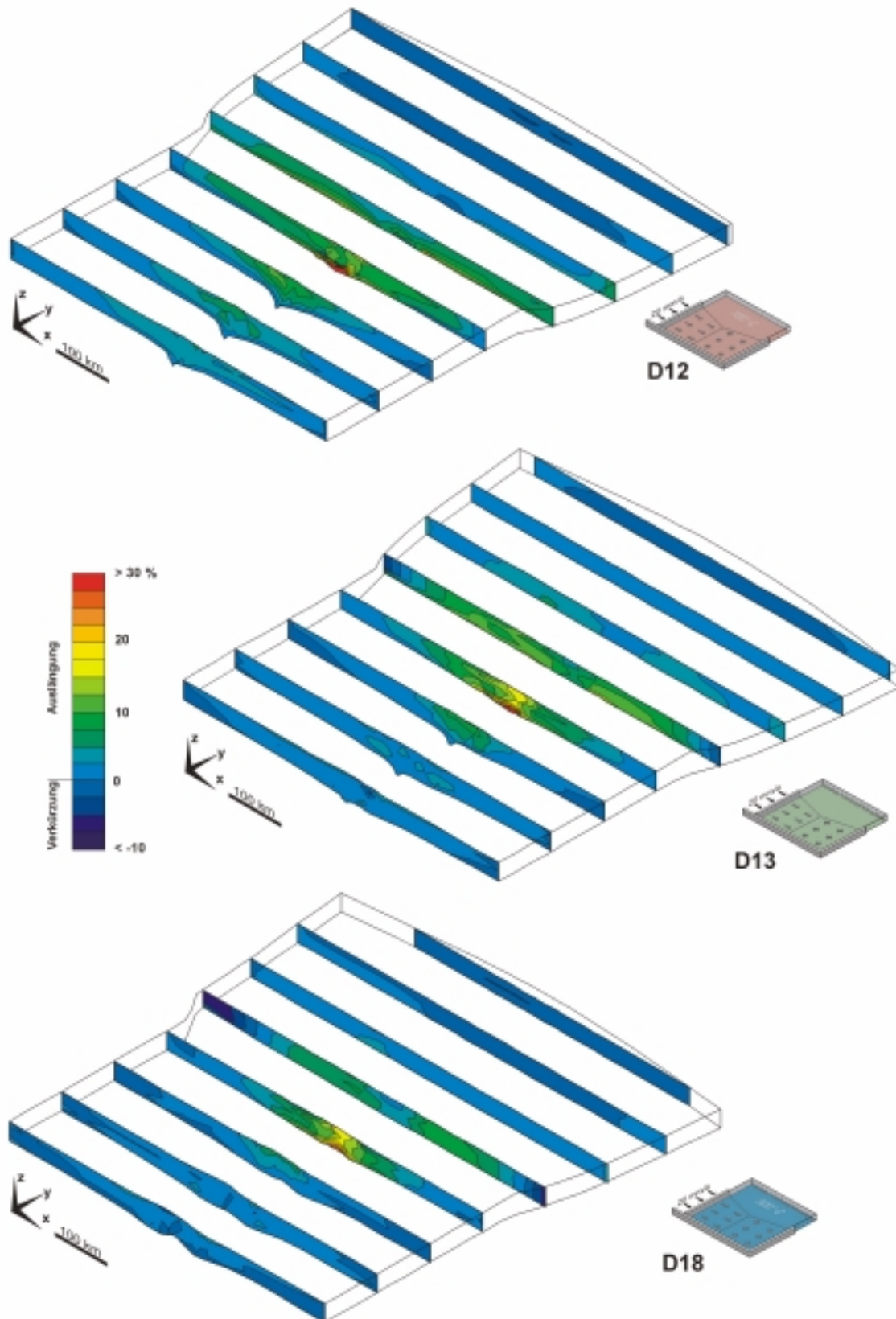


Abb. 48 Finite Verformung in orogenparalleler Richtung (y ; laterale Extension bzw. Verkürzung) bei einem Konvergenzbetrag von jeweils 100km. Dargestellt sind Modelle mit Variationen im Wärmefluss (D12, D18) bzw. den rheologischen Parametern der Unterkruste (D13, D18). Der Abstand zwischen den xz -Schnitten beträgt je 100km.

Erosionsraten und noch stärker auf die Oberkruste begrenzte orogenparallele Extension (Schnitt 3), die am Orogenrand eng lokalisiert Beträge von >20% erreicht. Das laterale Vorland jenseits der Übergangszone bleibt davon nahezu unbeeinflusst.

Wird in *Modell D15* (Abb. 49 Mitte) Kruste gegen einen hochviskosen Block auf der Retro-Seite geschoben, ist laterale Extension naturgemäß fast vollständig auf die Pro-Seite beschränkt. Die an der Modelloberfläche gemessenen Extensionsbeträge sind dabei der Standardkonfiguration (Modell D1) mit rheologisch einheitlicher Kruste vergleichbar. Die Modellkonfiguration hat jedoch auch deutliche Auswirkungen auf die Deformationsverteilung im lateralen Vorland. So biegt der Extensionskanal pro-seitig stark ein und reicht weniger weit ins Vorland als bei Modell D1, während er sich retro-seitig in etw. a parallel zum rechten Modellrand wesentlich weiter erstreckt. Das Deformationsmuster erinnert hier an Modelle mit starrem rechten Rand (vgl. Modell D4, Abb. 43 unten).

Zwei gegenüberliegende feste Blöcke mit einem schmalen Streifen rheologisch normaler Kruste (*Modell D16*, Abb. 49 unten) führen nicht nur zu einer stark lokalisierten Krustenverdickung, sondern auch zu signifikant höheren Extensionsbeträgen (>20%) innerhalb der Oberkruste am Orogenrand. Die Extrusionskanäle im Vorland sind hier wieder annähernd symmetrisch und reichen weiter hinaus als unter Standardbedingungen. Eine deutliche orogenparallele Verkürzung ergibt sich in Schnitt 5 in der Nähe beider Modellränder aus der gegenläufigen Rotation beider Flanken des lateralen Vorlands.

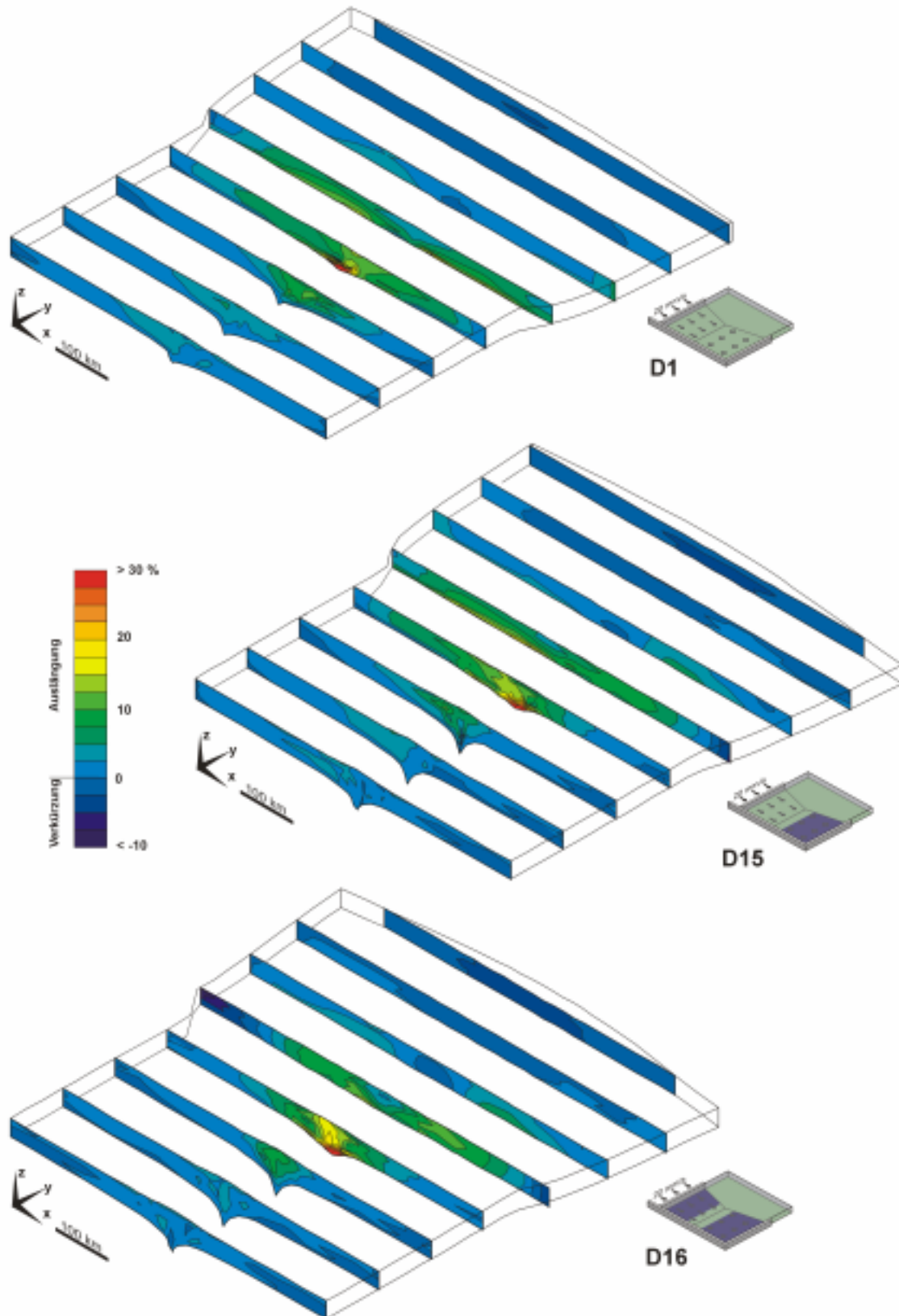


Abb. 49 Finite Verformung in orogenparalleler Richtung (y; laterale Extension bzw. Verkürzung) bei einem Konvergenzbetrag von jeweils 100km. Dargestellt sind das Standardmodell D1 und Modelle mit höherviskosen Indentern in Konstellation (D15, D16). Der Abstand zwischen den xz-Schnitten beträgt je 100km.

4.3.5 Zeitliche Entwicklung des Spannungsfelds

Das Spannungsfeld im Bereich eines Kollisionsorogens ist im Zuge der Plattenkonvergenz zeitlich deutlichen Veränderungen unterworfen, die sich nicht nur in einer Zu- oder Abnahme der Spannungsintensität, sondern auch in einer qualitativen Reorganisation zwischen zeitlich aufeinanderfolgenden Spannungsfeldern äußern.

In den Abbildungen 50 bis 58 ist für jeweils drei Konvergenzinkremente das aktuelle Spannungsfeld an der Modelloberfläche wiedergegeben; fehlt die Darstellung für 200km, wurde dieser Konvergenzbetrag nicht vollständig erreicht. Als Datenbasis dient eine Vektordarstellung des Spannungszustands der einzelnen Knoten, deren Achsen den Hauptachsen des Spannungsellipsoids entspricht und deren Beträge nach der Magnitude der Hauptspannungen ($\sigma_1 = P$; $\sigma_2 = B$; $\sigma_3 = T$) skaliert sind. Da die Vektoren selbst im Einzelnen schwer zu erkennen sind, wird die Orientierung der Hauptachsen mithilfe einer schematischen Herdflächendarstellung verdeutlicht. Dabei liegen die Achsen maximaler Kompression (σ_1) im Zentrum des weißen Quadranten.

Da eine der Hauptspannungsachsen in Oberflächennähe in aller Regel subvertikal steht, kann aus der relativen Orientierung der Hauptachsen gemäß ANDERSONS Bruchbildungstheorie (z.B. Twiss & Moores 1992) direkt der zu erwartende Typ oberflächennaher Störungen abgeleitet werden (vgl. Abschnitt 2.4.2). Hierauf beruht die farbliche Konturierung der Spannungsfelddarstellung, ohne jedoch eine Aussage über die Intensität des tatsächlichen Deformationsmechanismus zu implizieren; bei geringen Differentialspannungen, insbesondere im lateralen Vorlandbereich, kann elastische Kompensation lokal die überwiegende Rolle spielen. In der Natur wird das Idealbild des im Kontinuumsmodell errechneten Spannungsfelds zudem durch bestehende tektonische Elemente gestört. Die Kompensation der Spannungen erfolgt in der Regel an präexistierenden Elementen, die durchaus einem anderen Störungstyp angehören können als dem durch die Konturierung der Modelloberfläche gegebenen.

Das Standardmodell D1 (Abb. 50 links) zeigt wesentliche Charakteristika des Spannungsfelds im Übergangsbereich zwischen Orogen und lateralem Vorland sowie seiner zeitlichen Entwicklung:

- Bei geringer Gesamtkonvergenz (50km, oben) ist das Orogen und seine Vorländer auf Pro- und Retro-Seite von einheitlicher konvergenzparalleler Kompression als größter Hauptspannung σ_1 bei subvertikalem σ_3 gekennzeichnet; diese Konstellation wird bei sprödem Materialverhalten in der Regel durch im Streichen orogenparallel orientierte Auf- und Überschiebungen kompensiert. Im Orogenstreichen ist diese Zone weit in das Vorland hinaus verlängert. Der daran anschließende, besonders im Bereich der Flanken des lateralen Vorlands ausgeprägte Bereich ist von einer subhorizontalen, radial auf die Modellränder weisenden Orientierung von σ_1 und einer entsprechend konzentrisch-subhorizontalen Ausrichtung von σ_3 gekennzeichnet. Die Spannungen in diesem Bereich sollten durch Blattverschiebungen kompensiert werden, deren Streichen um $<45^\circ$ von σ_1 abweicht, also noch innerhalb des weißen Quadranten liegt. In unmittelbarer Nähe zum Modellrand ist σ_1 subvertikal orientiert, während σ_3 seine konzentrisch-

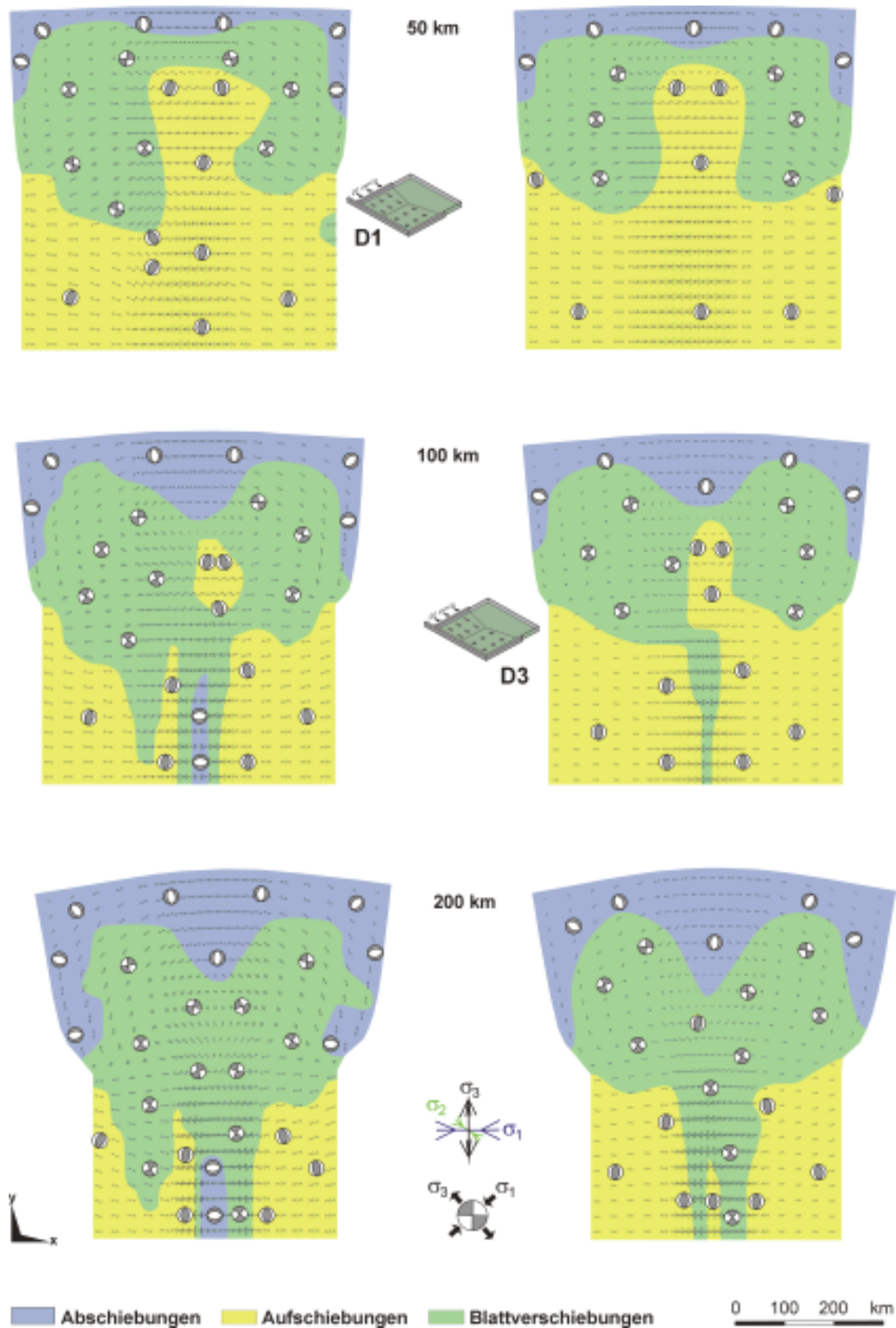


Abb. 50 Spannungsfeld an der Modelloberfläche bei 50, 100 und 200km Gesamtkonvergenz für das Standardmodell D1 (links) und Modell D3 (rechts). Die Vektoren geben Betrag und Orientierung der Hauptnormalspannungen wieder, zur Verdeutlichung dient die „Strandball“-Darstellung. Die farbliche Unterlegung spezifiziert den zu erwartenden Störungstyp.

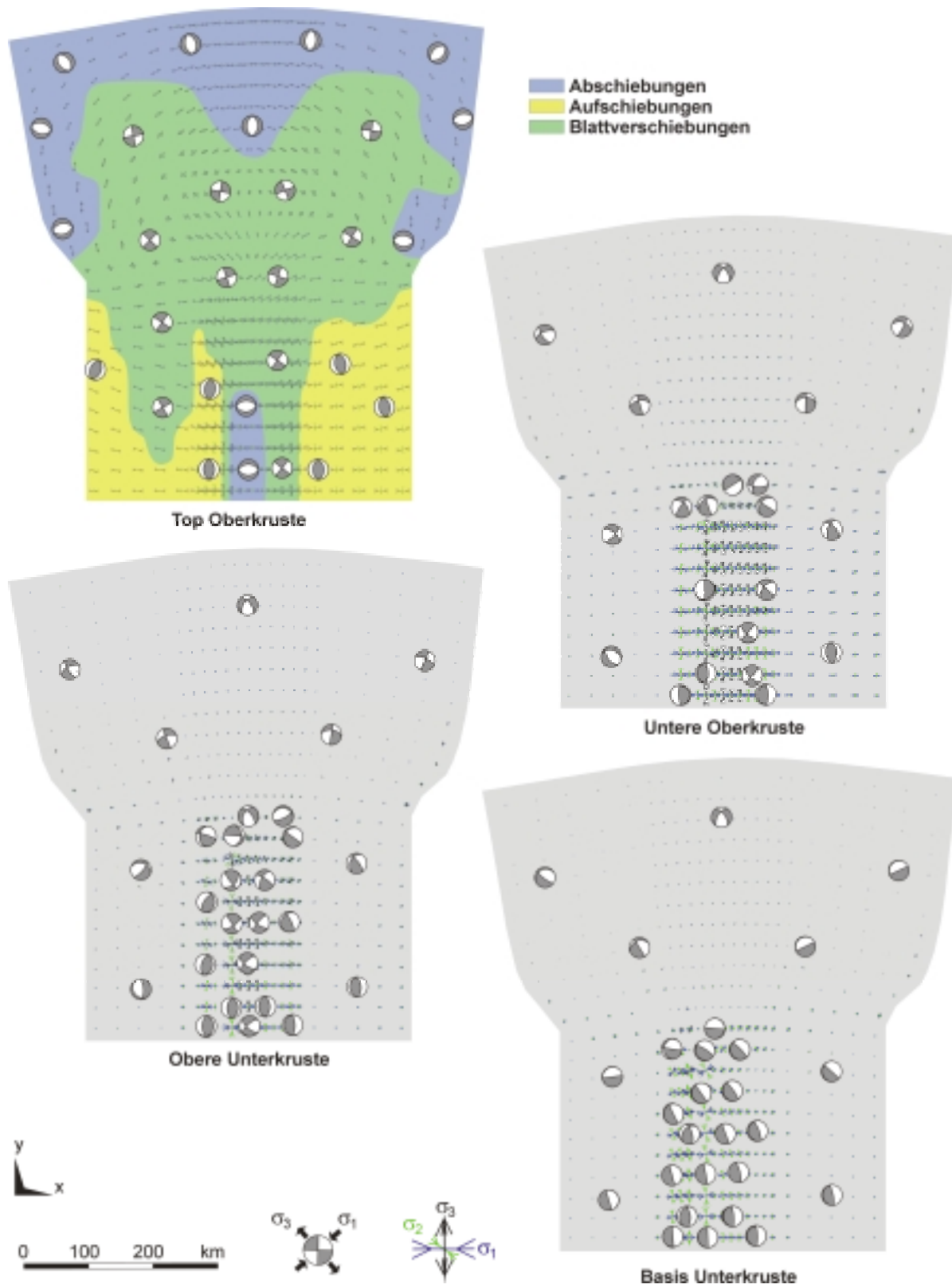


Abb. 51 Exemplarische Darstellung des Spannungszustands in tiefen Krustenstockwerken am Beispiel von Modell D1. Eine Angabe des impliziten Störungstyps ist hier nicht möglich, da in größerer Entfernung von der Erdoberfläche im Allgemeinen keine der Hauptspannungsachsen subvertikal orientiert ist. Stattdessen wird der Spannungszustand im Stil von Herdflächenlösungen (untere Hemisphäre, kompressive Quadranten weiß) angezeigt.

- subhorizontale Ausrichtung beibehält. Hier ist mit Abschiebungen zu rechnen, deren Streichen parallel zu σ_2 orientiert ist.
- Bei einer Gesamtkonvergenz von 100km (Abb. 50 links, Mitte) haben die auf- bzw. überschiebungsdominierten Bereiche deutlich an Fläche eingebüßt. In der orogenen Internzone hat sich bereits ein schmaler abschiebungsdominierter Bereich mit subvertikalem σ_1 etabliert, der von zwei Zonen mit vorherrschender Blattverschiebungsaktivität umrahmt ist. Der in etwa konvergenzparallelen Ausrichtung von σ_1 entsprechend, sind die hier zu erwartenden Elemente um $<45^\circ$ zur Konvergenzrichtung orientiert. Auch Teile des pro-seitigen Vorlands unterliegen diesem Spannungsmuster. Potente Überschiebungsaktivität hat sich auf schmale, pro- und retro-seitig vom Orogenzentrum gelegene Zonen lokalisiert, aber auch im Vor- und Hinterland bleibt σ_1 bei verringerter Magnitude konvergenzparallel und σ_3 subvertikal. Ein weiterer Bereich dieser Hauptachsenorientierung liegt isoliert jenseits des Orogenrandes, hier leitet eine Rotation der σ_1 -Achse gegen das laterale Vorland zu einem Minimum der Differentialspannungen im nominal blattverschiebungsdominierten Bereich über. In diesem bleibt das Grundmuster zwar unverändert, allerdings ist σ_1 an den Flanken des lateralen Vorlands gegenüber dem Spannungsfeld bei 50km Gesamtkonvergenz bereits leicht auf die Orogenachse zu rotiert (im Uhrzeigersinn auf der Pro-, gegenläufig auf der Retro-Seite). In der Umrandung des lateralen Vorlands haben die Bereiche eines abschiebungskompensierten Spannungsfelds an Fläche gewonnen. Insbesondere hat die gegenläufige Rotation der Flanken des lateralen Vorlands (gegen den Uhrzeigersinn auf der Pro-, im Uhrzeigersinn auf der Retro-Seite) im Zentrum des rückwärtigen Modellteils einen auf das Orogen weisenden Bereich entstehen lassen, der durch eine konvergenzparallele Orientierung von σ_3 charakterisiert ist.
 - Nach 200km Gesamtkonvergenz (Abb. 50 links unten) haben sich die ab- und blattverschiebungsdominierten Bereiche weiter in Richtung des vorderen Modellrands verschoben. In der Internzone des Orogens ist die von orogenparallel vergenteten Abschiebungen dominierte Zone in der Breite pro-seitig angewachsen, konzentriert sich aber zunehmend auf das Orogenzentrum. Ebenfalls verbreitert ist der Gürtel mit Blattverschiebungsaktivität auf der Retro-Seite. Im Übergangsbereich jenseits des Orogenrands sind Bereiche mit subvertikalem σ_3 völlig verschwunden, hier herrscht jetzt Blattverschiebungsaktivität. Die Hauptnormalspannung σ_1 verändert ihre Orientierung mit zunehmender Entfernung vom Orogenrand von einer nahezu konvergenzparallelen Lage zu einer mehr oder minder orogenparallelen. Ein ähnlicher Trend besteht mit sukzessiver Annäherung von der Pro- und Retro-Seite auf die Verlängerung der Orogenachse. Auch aus der zeitlichen Abfolge ergibt sich eine Fortsetzung der Rotation der Hauptnormalspannungen um die vertikale Achse, die den Winkel zwischen Orogenstreichen und σ_1 immer stärker verkleinert. Im hinteren Modellteil sind die Bereiche mit vertikaler Orientierung von σ_1 weiter angewachsen.
 - Die Spannungsverteilung in tieferen Krustenstockwerken nach 200km Plattenkonvergenz ist in Abb. 51 dargestellt. Im allgemeinen Fall befindet sich hier keine der drei Hauptspannungsachsen in subvertikaler Orientierung, so dass über

ANDERSONS Bruchbildungstheorie keine Korrelation zu den Grundtypen korrespondierender Störungen hergestellt werden kann. Stattdessen sind mögliche Bruchflächen aus der gegebenen Herdflächendarstellung ersichtlich. Weite Bereiche der Kruste sind zudem ohnehin von duktiler Deformation geprägt; hier mag die Herdflächendarstellung als Anhaltspunkt für die Lage der σ_1 -Achse (zentral im weißen Quadranten) bzw. der σ_3 -Achse (schwarzer Quadrant) dienen. Die Magnitude der Spannungen zeigt in tieferen Stockwerken deutlich stärkere räumliche Variationen als in der Nähe der Modelloberfläche. Hohe Spannungen sind hier auf das unmittelbare Umfeld der Kollisionszone beschränkt.

Bereits im unteren Teil der Oberkruste (Tiefen um 12.5km) sind die Spannungsvektoren deutlich rotiert. Im Bereich der Pro-Zone des Kollisionsorogens ist σ_1 retro-vergent, in der Retro-Zone pro-vergent. Die Situation auf der Pro-Seite lässt sich somit z.B. mit der Orientierung der Herdflächenlösungen an der Deformationsfront des Himalaya vergleichen (vgl. Abb. 68b auf S. 194). Die implizite Abschiebungsaktivität im oberflächennahen Bereich der orogenen Internzone findet im unteren Teil der Oberkruste kein Pendant mehr. Gegen den Orogenrand gewinnen auf der Retro-Seite \pm blattverschiebende Spannungsorientierungen an Bedeutung. Im lateralen Vorland bedingt die Rotation der Spannungsvektoren durchwegs transtensive Spannungszustände. Im Gegensatz zu den \pm aufschiebenden Spannungsfeldorientierungen im retro-seitigen Vorland treten im pro-seitigen Vorland bei geringsten Differentialspannungen \pm abschiebende Tendenzen auf. Der obere Teil der Unterkruste (Tiefen um 20km) zeigt ein in Grundzügen vergleichbares Bild, allerdings ist hier bereits eine leichte Rotation der Spannungsvektoren gegen die basale Spannungsorientierung merkbar.

In der Nähe der Krustenbasis (Tiefen zwischen 27.5 und 50km) präsentiert sich das Spannungsfeld vergleichsweise einheitlich. Bei subhorizontaler σ_2 -Achse fallen σ_1 bzw. σ_3 in weiten Bereichen in einem Winkel von ca. 45° ein. Dabei ist die Vergenz der σ_1 -Achse im Bereich des Kollisionsorogens und seiner pro- und retro-seitigen Vorländer stets gegen den bewegten Modellquadranten auf der Pro-Seite gerichtet. Bildlich gesprochen wird Material von links oben in die Krustenwurzel bzw. gegen den rechten Teil der Modellbasis gepresst.

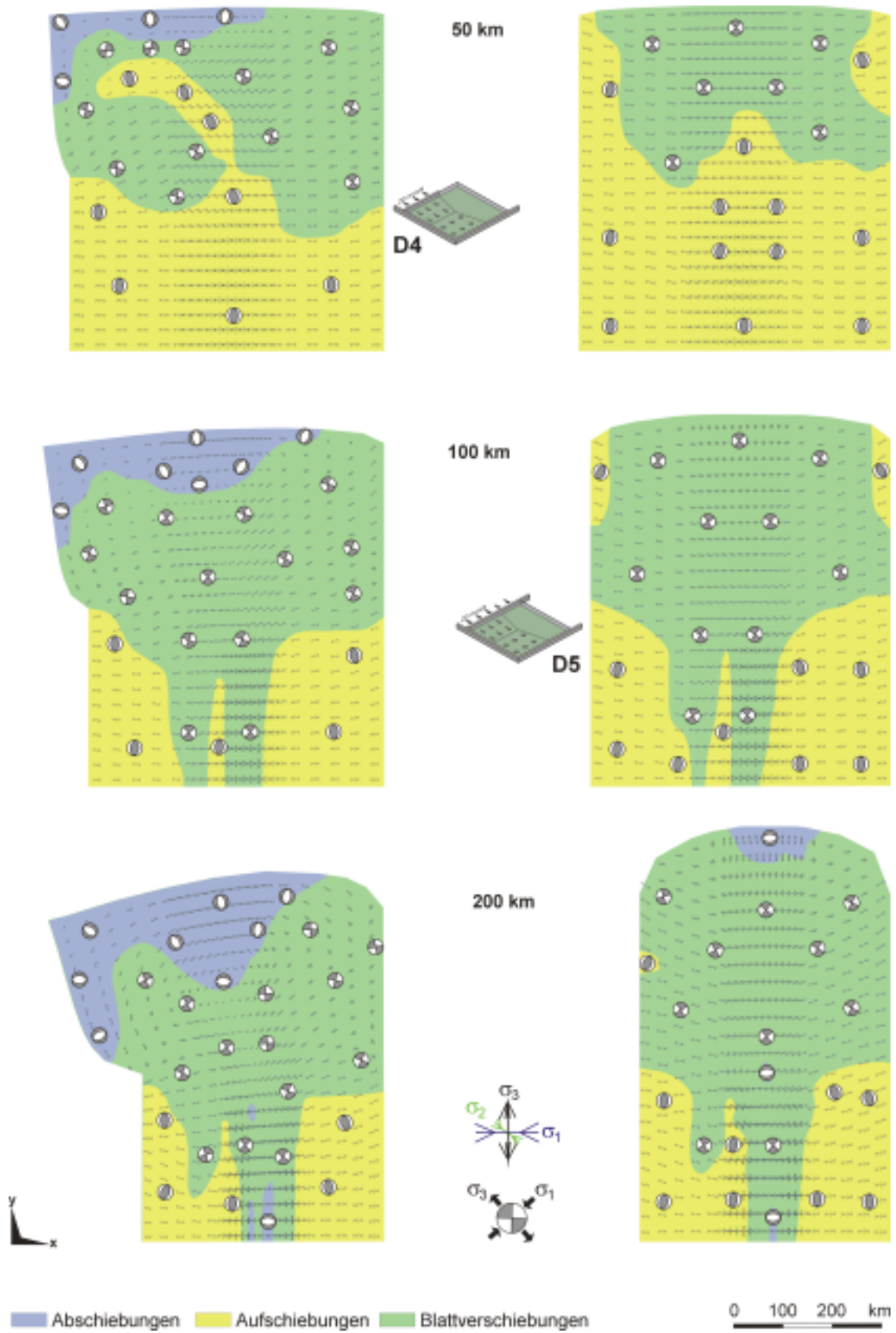


Abb. 52 Spannungsfeld an der Modelloberfläche bei 50, 100 und 200km Gesamtkonvergenz für Modell D4 (links) und Modell D5 (rechts). Zur Darstellung vgl. Abb. 50.

Die schnellere Plattenkonvergenz in *Modell D3* (Abb. 50 rechts) bewirkt tendenziell eine Zunahme der Bereiche mit subvertikaler Orientierung von σ_3 ; sogar im letzten Zeitschritt hat sich ein kleiner Bereich jenseits des Orogenrands erhalten. Über den gesamten Modelldurchlauf kann sich im pro-seitigen Vorland keine blattverschiebungsdominierte Domäne etablieren. Während die Internzone des Orogens bei geringerer Konvergenzrate bereits nach 100km Gesamtkonvergenz bereichsweise Abschiebungsdominanz zeigt, ist bei *Modell D3* hier lediglich ein schmaler Streifen potentieller Blattverschiebungen ausgebildet. Nach 200km Konvergenz hat sich dieser zwar verbreitert, beherbergt aber noch Bereiche mit vertikaler σ_3 -Orientierung. Vergleicht man die Raumlage der σ_1 -Achse im Blattverschiebungsgürtel, fällt gegenüber *Modell D1* eine geringere rotationale Annäherung an die Achse des Orogenstreichens auf.

In den Abbildungen 52 und 53 sind die modifizierten Spannungsfelder wiedergegeben, die bei den Modellen mit starren Modellwänden im Bereich des lateralen Vorlands beobachtet werden.

Modell D4 (Abb. 52 links) mit einem festen Rand auf der Retro-Seite zeigt auch im Muster der Spannungsverteilung deutliche Asymmetrien. Initial erstreckt sich eine Zone mit subvertikalem σ_3 bananenförmig in die pro-seitige Vorlandsflanke. Bereiche mit vertikalem σ_1 , die als abschiebungsdominiert gedeutet werden, treten nur auf der pro-seitigen Flanke des lateralen Vorlands auf. Blattverschiebungsaktivität dominiert den größten Teil der Modelloberfläche und kann sich auch in der Internzone des Orogens und dem pro-seitigen Vorland etablieren. Vom Orogenrand über die gesamte retro-seitige Flanke des lateralen Vorlands herrscht eine nahezu uniforme Orientierung der Hauptnormalspannungen, die mit zunehmender Plattenkonvergenz langsam gegen den Uhrzeigersinn rotiert und schließlich einen Winkel zwischen σ_1 und der Orogenachse von $45 \pm 10^\circ$ erreicht. Synkonvergente Abschiebungstektonik im Orogen selbst spielt dagegen bei 100km Konvergenzbetrag noch keine, und bei 200km nur stellenweise eine Rolle.

In *Modell D5* (Abb. 52 rechts; rigide Ränder auf der Pro- und Retro-Seite) impliziert ein Großteil des Spannungsfelds Aufschiebungs- und Blattverschiebungstektonik. Auch hier kommt es jedoch zu einer sukzessiven Abnahme der Bereiche mit subvertikalem σ_3 , so dass sich im vorderen Modellteil eine *Modell D4* sehr ähnliche Situation ergibt. Der hintere Modellteil, der hier ebenfalls einer Konvergenzbewegung unterliegt (allerdings ohne basalen Antrieb), bildet eine ausgedehnte Blattverschiebungsdomäne mit weitgehend bilateralsymmetrisch orientierten σ_1 - bzw. σ_3 -Achsen. In Verlängerung der Orogenachse liegt σ_1 parallel zur Konvergenzrichtung, auf den Flanken rotiert es mit zunehmender Entfernung und Gesamtkonvergenz sukzessive (pro-seitig im Uhrzeigersinn, invers auf der Retro-Seite).

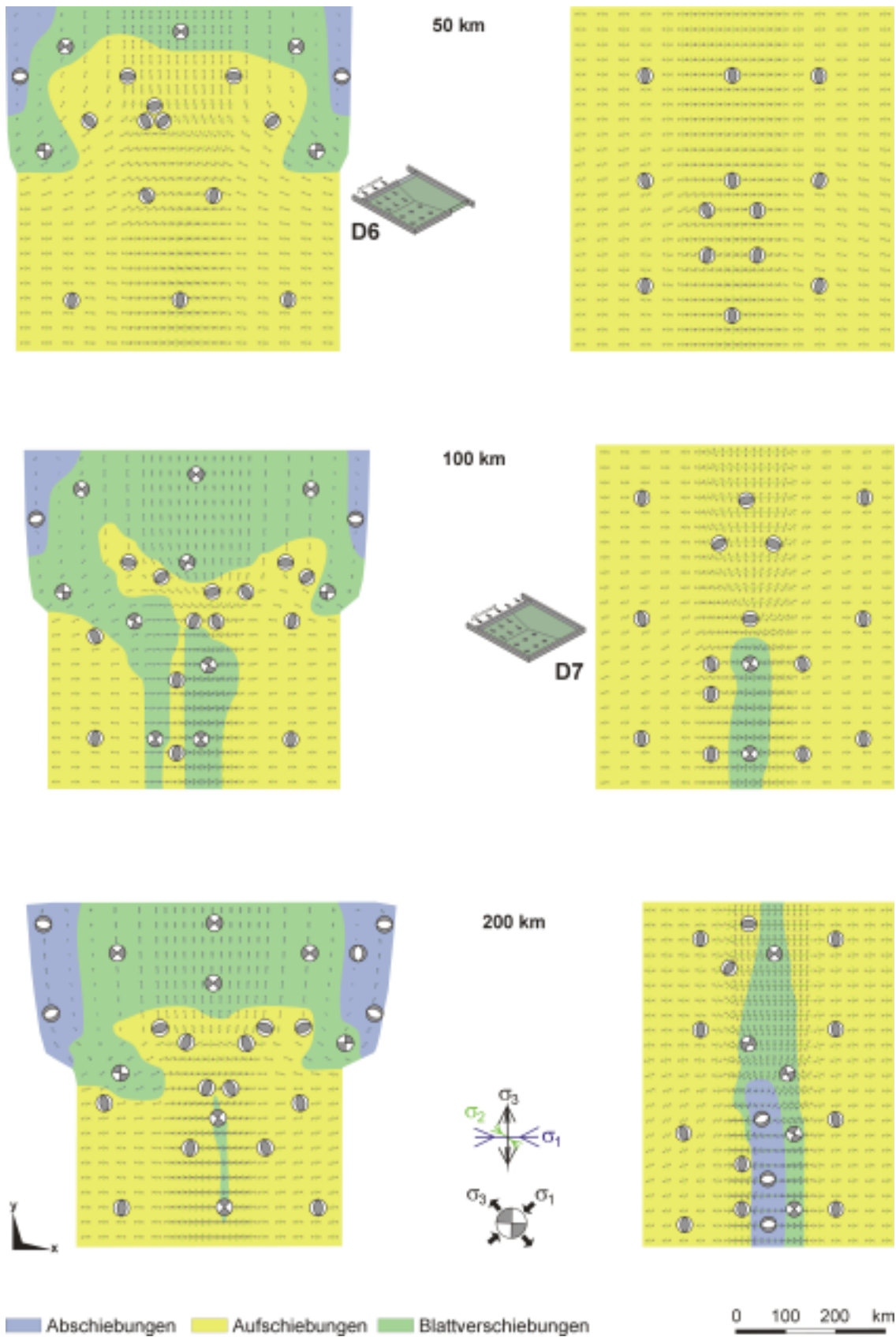


Abb. 53 Spannungsfeld an der Modelloberfläche bei 50, 100 und 200km Gesamtkonvergenz für Modell D6 (links) und Modell D7 (rechts). Zur Darstellung vgl. Abb. 50.

Eine Fixierung der Lateralseite des *Modells D6* (Abb. 53 links) bewirkt ebenfalls eine Dominanz auf- und überschiebungsdominierter Flächen. Im lateralen Vorland etabliert sich jedoch eine grundlegend modifizierte Orientierung der Spannungsvektoren, die zur Kompensation lateralen Materialtransports aus dem Kollisionsorogen Aufschiebungen mit einem Streichen parallel zur Konvergenzrichtung nahe legen. Mit zunehmender Gesamtkonvergenz wird dieser Bereich bei unveränderter Orientierung von σ_1 in ein Blattverschiebungsregime umgewandelt, das seinerseits an der pro- und retro-seitigen Flanken in Zonen mit subvertikalem σ_1 übergeht.

Allseitig starre Ränder wie in *Modell D7* (Abb. 53 rechts) erzeugen bei geringer Gesamtkonvergenz ein nahezu uniformes Spannungsfeld mit konvergenzparalleler Orientierung von σ_1 und σ_3 in subvertikaler Lage. Bei 100km Konvergenz wird die Etablierung einer Blattverschiebungsdomäne in der Internzone des Kollisionsorogens durch eine Rotation der σ_1 -Orientierung in lateraler Verlängerung der Orogenachse kompensiert. Trotz der allseitig fest umschlossenen Modellränder bildet sich bei höheren Konvergenzbeträgen ein ausgeprägte Zone subvertikaler σ_1 -Orientierung in der Internzone des Orogens. In Verlängerung zum hinteren Modellrand wird diese bei maximaler Kompression in orogenparalleler Richtung durch implizite Blattverschiebungs- und Überschiebungstektonik kompensiert.

Ein deutlicher Kontrast im Muster der Spannungsverteilung ergibt sich auch, wenn in den *Modellen D8* (Abb. 54 links) und *D9* (Abb. 54 rechts) extensive bzw. kompressive Spannungen an die freien Ränder des lateralen Vorlands angelegt werden. Extensive Spannungen verlagern die abschiebungs- und blattverschiebungsdominierten Zonen auf den vorderen Modellrand zu, wobei zeitweise auch ein Großteil des pro-seitigen Vorlands erfasst wird. Kompressive Spannungen sind in der Lage, Abschiebungstektonik im lateralen Vorland fast vollständig zu unterbinden, erst mit der verstärkten gegenläufigen Rotation der beiden Flanken des lateralen Vorlands treten zentral in einer eng begrenzten Zone subvertikale σ_1 -Orientierungen auf.

Wie bereits bei der Betrachtung der Verformungskomponenten beobachtet, wird dagegen das Kollisionsorogen selbst von Plattenrandspannungen im Vorlandbereich kaum beeinflusst.

Das oberflächliche Spannungsfeld, das sich für Modelle mit der Möglichkeit zu lateraler Verschiebung der Basisknoten (Abb. 55) ergibt, unterscheidet sich grundlegend von allen anderen Ergebnissen. Das im Übrigen dem Standardmodell D1 entsprechende *Modell D10* (Abb. 55 links) weist nur bei geringer Konvergenz eine Zone mit vertikal orientiertem σ_3 auf, die sich jedoch weit über den Orogenrand in das laterale Vorland erstreckt. Schon bei 100km Gesamtkonvergenz kann für den Großteil der Modelloberfläche Blattverschiebungsaktivität angenommen werden, auch für das Kollisionsorogen und dessen retro-seitiges Hinterland. σ_1 zeigt dabei am linken und rechten Modellrand eine konvergenzparallele Orientierung, die im lateralen Vorland auf die Orogenachse zu stark

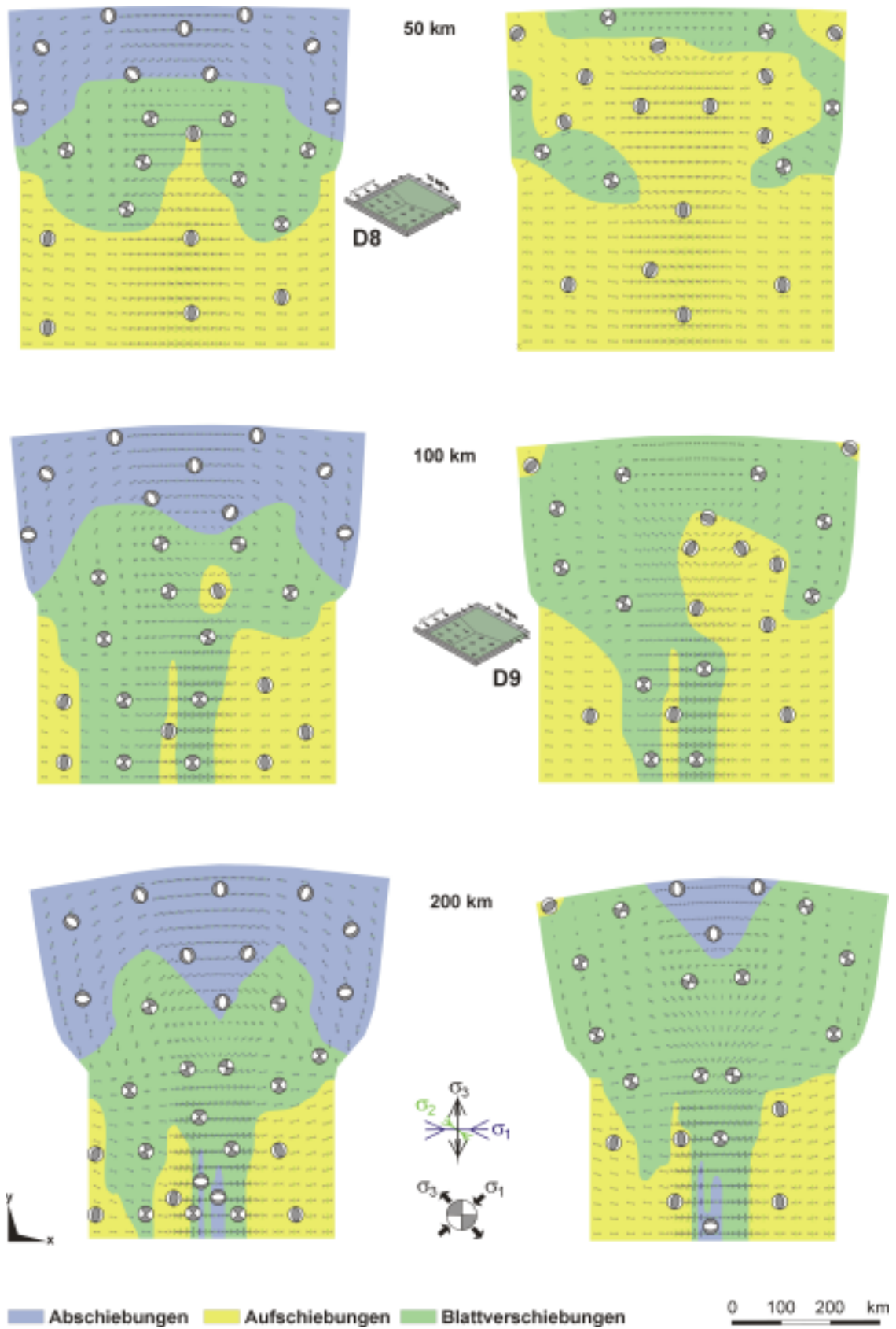


Abb. 54 Spannungsfeld an der Modelloberfläche bei 50, 100 und 200km Gesamtkonvergenz für Modell D8 (links) und Modell D9 (rechts). Zur Darstellung vgl. Abb. 50.

gegen diese einbiegt. Bei weiterer Konvergenz kommt es in großen Bereichen der Modelloberfläche sogar zu einer Vertikalorientierung von σ_1 ; die Modelloberfläche ist nun in weiten Teilen des lateralen Vorlands und in einer keilförmigen Zone auch in den Randbereich des Orogens hinein Objekt impliziter Ausdünnung durch Blattverschiebungsaktivität. Die σ_3 -Achsen sind dabei im Orogen selbst in etwa parallel zu dessen Streichen ausgerichtet, rotieren im lateralen Vorland dann jedoch schnell in eine dazu orthogonale Lage.

Ein ähnliches Bild ergibt sich auch, wenn die Modellwand auf der Retro-Seite wie bei *Modell D19* (Abb. 55 rechts) gesperrt bleibt. Analog zu *Modell D4* wird dem Spannungsfeld durch die veränderte Randbedingung eine deutliche Asymmetrie aufgeprägt. Abschiebungsdominierte Bereiche sind hier weitgehend auf die linke Modellhälfte beschränkt, die retro-seitige Flanke des lateralen Vorlands ist wiederum eine Blattverschiebungsdomäne von sehr einheitlicher Orientierung der σ_1 - bzw. σ_3 -Achsen. Ein keilförmiger Bereich mit subvertikalem σ_1 im randnahen Bereich des Orogens besteht auch in *Modell D19*, geht allerdings im Gegensatz zu *Modell D10* lateral wieder in Bereiche impliziter Blattverschiebungsaktivität über.

Die Auswirkungen unterschiedlicher Krustentemperaturen, die sich aus Variationen im basalen Wärmefluss ergeben, werden in den Modellen *D11* (Abb. 56 links) und *D12* (Abb. 56 rechts) untersucht. Wie bei den darauffolgenden Betrachtungen unterschiedlicher Unterkrustenrheologien beweist ein Einfluss auf das Spannungsfeld an der Modelloberfläche einen ausgeprägten Zusammenhang zwischen der thermisch beeinflussten Mechanik des duktilen Krustenanteils auf den Sprödbereich der Oberkruste.

Bei Annahme eines verringerten basalen Wärmeflusses in *Modell D11* (Abb. 56 links) erinnert das resultierende Spannungsfeld zunächst stark an das unter Standardbedingungen erzielte (vgl. Abb. 50 links oben). Im weiteren Verlauf der Plattenkonvergenz bleiben dagegen Bereiche mit subvertikaler Orientierung von σ_3 im unmittelbar an den Orogenrand grenzenden lateralen Vorland bestehen. Auch auf dem pro-seitigen Vorland des Kollisionsorogens kann sich keine blattverschiebungskompensierte Zone etablieren. Die Internzone des Orogens ist von impliziter Blattverschiebungstektonik dominiert, Bereiche mit subvertikaler Orientierung von σ_1 werden auch im finalen Konvergenzstadium nicht beobachtet.

Eine invertierte Situation ergibt sich aus einem erhöhten basalen Wärmefluss, wie *Modell D12* (Abb. 56 rechts) demonstriert. Im Initialstadium sind hier bereits Teile des retro-seitigen Vorlands von impliziter Blattverschiebungstektonik dominiert. Während diese Zone bei einer Gesamtkonvergenz von 100km verschwunden ist, unterliegt nun der größte Teil des pro-seitigen Vorlands einem derartigen Spannungszustand. Oberflächliche σ_3 -Achsen subvertikaler Orientierung, die eine Krustenverdickung durch Auf- oder Überschiebungen repräsentieren, sind nur in einem kleinen Bereich der Retro-Zone erhalten und wandern bei 200km Gesamtkonvergenz weit ins retro-seitige Vorland. Auch hier sind jedoch aufgrund der geringen Differentialspannungen keine ausgeprägten Versätze zu erwarten. Hohe Krustentemperaturen sind offenbar im Randbereich von Orogenen in der Lage, den üblichen überschiebungsdominierten Formenschatz der oberkrustalen Sprödeformation

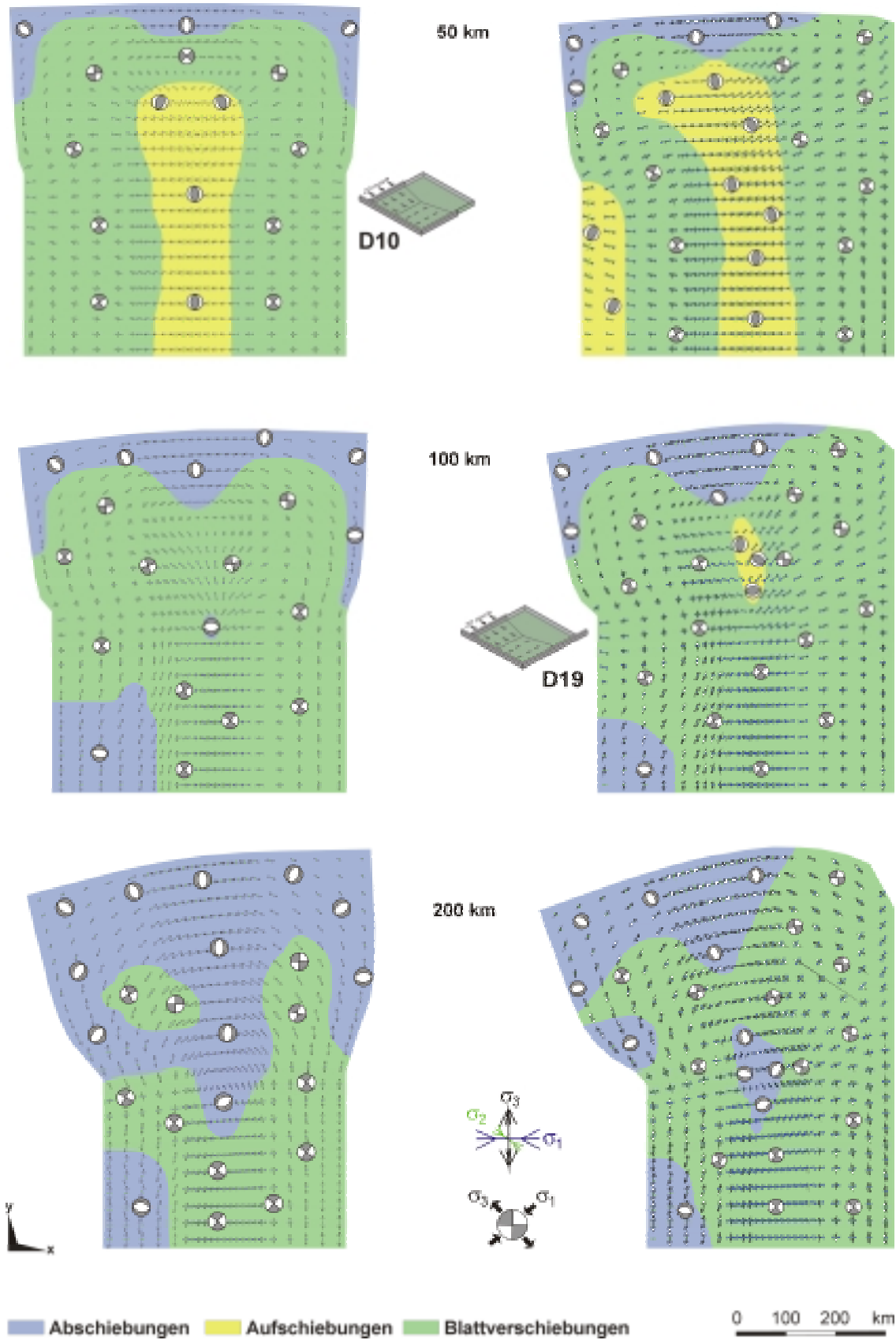


Abb. 55 Spannungsfeld an der Modelloberfläche bei 50, 100 und 200km Gesamtkonvergenz für Modell D10 (links) und Modell D19 (rechts). Zur Darstellung vgl. Abb. 50.

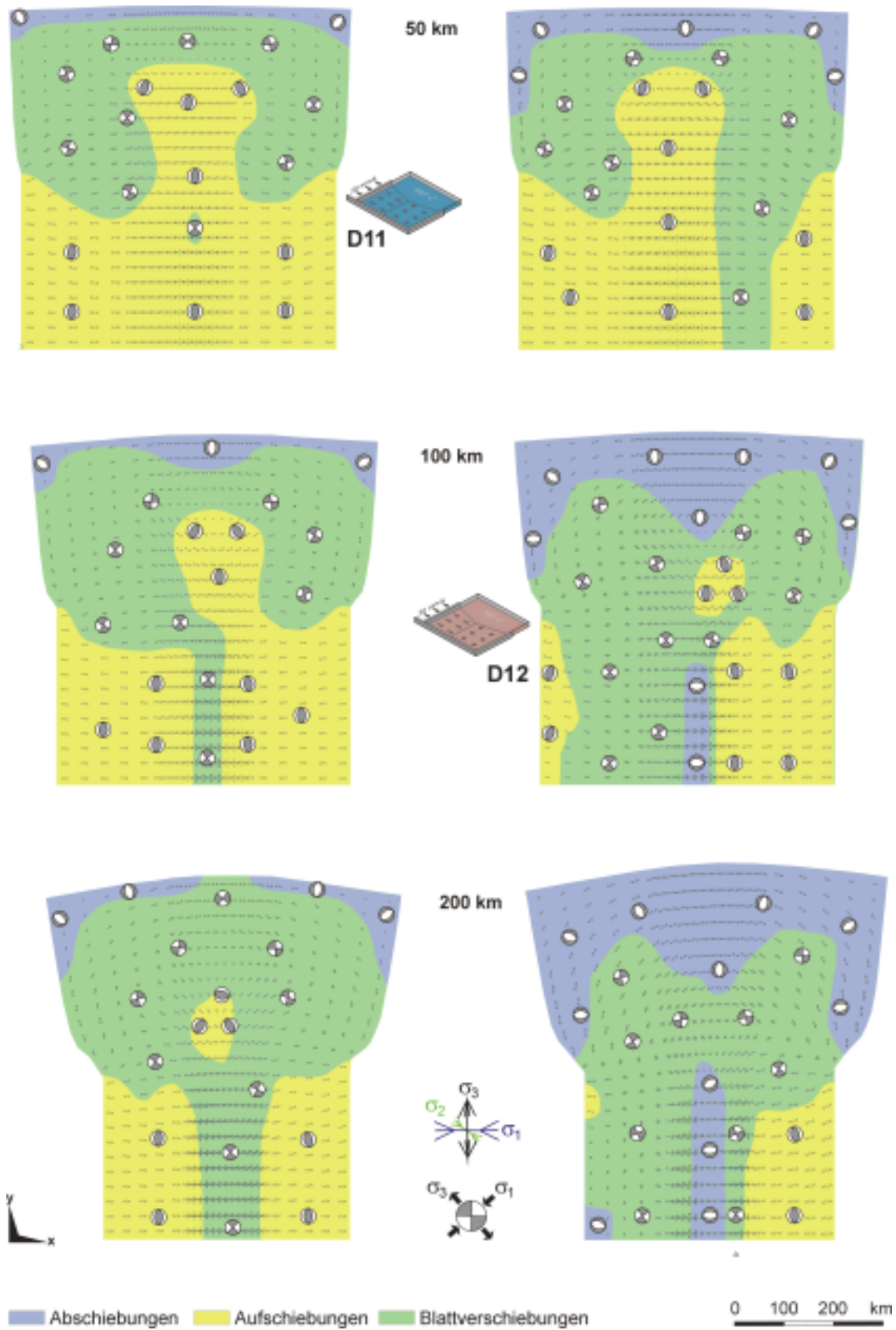


Abb. 56 Spannungsfeld an der Modelloberfläche bei 50, 100 und 200km Gesamtkonvergenz für Modell D11 (links) und Modell D12 (rechts). Zur Darstellung vgl. Abb. 50.

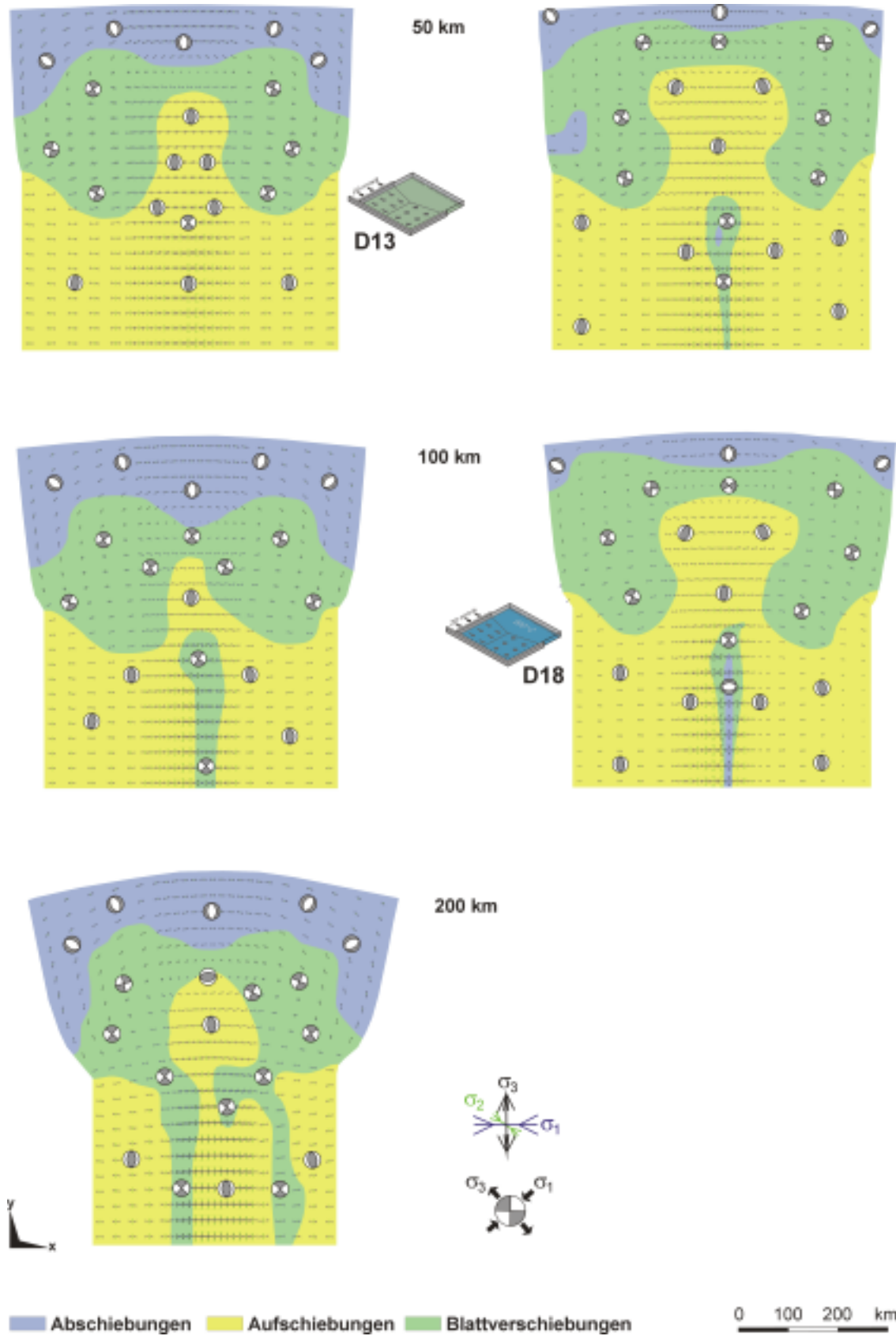


Abb. 57 Spannungsfeld an der Modelloberfläche bei 50, 100 und 200km Gesamtkonvergenz für Modell D13 (links) und Modell D18 (rechts). Zur Darstellung vgl. Abb. 50.

fast vollständig zu unterdrücken. Die bereits verringerte Krustenverdickung innerhalb der unteren Krustenstockwerke genügt hier im Zusammenspiel mit weitgehender mechanischer Entkopplung über das Krustenprofil, um oberflächlich Abschiebungs- und Blattverschiebungstektonik dominieren zu lassen.

Die Annahme einer rheologisch festeren Unterkruste im *Modell D13* (Abb. 57 links) äußert sich zunächst nur in einer geringfügig schmaleren und weniger weit ins laterale Vorland reichenden Zone subvertikaler σ_3 -Orientierungen. Eine direktere mechanische Kopplung zwischen der basalen Randbedingung und dem oberflächlichen Spannungsfeld bewirkt auch bei fortgeschrittener Plattenkonvergenz ein Überwiegen überschiebungsdominierter Bereiche im vorderen Modellteil. Eine bei 100km Gesamtkonvergenz auf der Retro-Seite des Kollisionsorogens angelegte Zone impliziter Blattverschiebungsaktivität verlagert sich im letzten betrachteten Schritt weit ins retro-seitige Hinterland des Orogens. Parallel hat sich jetzt auf der Pro-Seite eine derartige Zone etabliert, während der Internbereich des Orogens weiterhin subvertikale σ_3 -Achsen aufweist.

Eine Kombination geringer Krustentemperaturen und höherer Festigkeit der Unterkruste in *Modell D18* (Abb. 57 rechts) hat durch das hier beobachtete „buckling“ der gesamten Kruste (vgl. auch Abschnitte 4.3.3 und 4.3.4) eine eng in der Internzone des Orogens lokalisierte Zone subvertikaler σ_1 -Orientierung zur Folge. Dieses wenig realistische Szenario soll hier nicht weiter behandelt werden.

Die Spannungsverteilung an der Modelloberfläche wird schließlich auch durch die Annahme eines hochviskosen Indenters im retro-seitigen Vorland (*Modell D15* Abb. 58 links) bzw. auf beiden Seiten des Orogens (*Modell D16* Abb. 58 rechts) modifiziert. Im Allgemeinen dominieren hier im vorderen Modellteil die Bereiche subvertikaler σ_3 -Orientierung, die als Auf- und Überschiebungsdomänen gedeutet werden. In einer ausgedehnten, schmalen Verlängerung wird hiervon auch das laterale Vorland beeinflusst. Ab 100km Gesamtkonvergenz etabliert sich im Internbereich des Orogens eine sehr schmale Zone mit impliziter Blattverschiebungsdominanz. Subvertikal orientierte σ_1 -Achsen, die auf synkonvergente Abschiebungstektonik hindeuten würden, fehlen völlig.

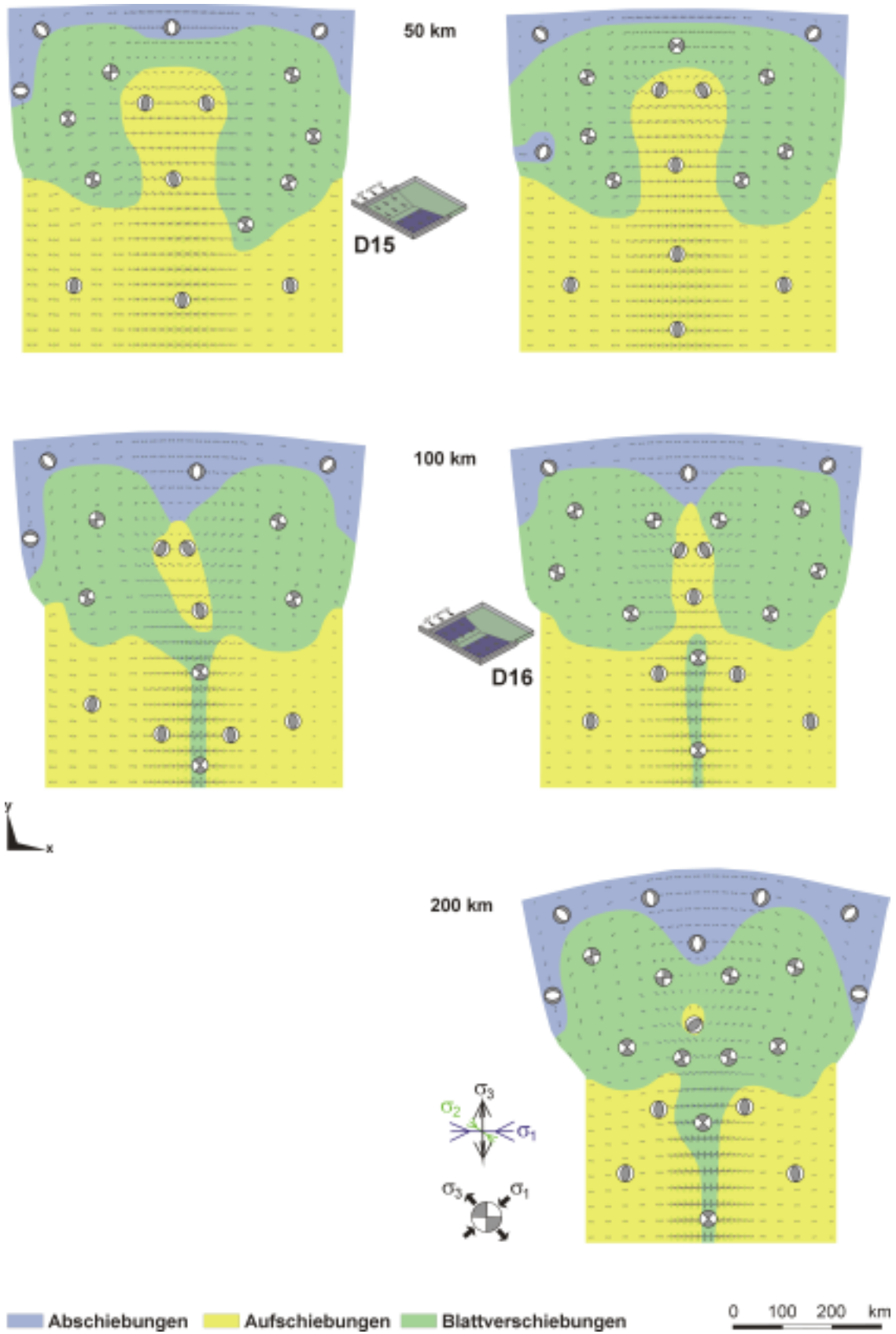


Abb. 58 Spannungsfeld an der Modelloberfläche bei 50, 100 und 200km Gesamtkonvergenz für Modell D15 (links) und Modell D16 (rechts). Zur Darstellung vgl. Abb. 50.

4.3.6 Kinematik in Orogen und Vorland

Variationen des kinematischen Grundmusters

Die Unterschiede in der horizontalen modellinternen Kinematik, die sich aus den Variationen von Parametern und Randbedingungen ergeben, sind am besten im initialen Stadium der Plattenkonvergenz zu erkennen, wie sie in den Abbildungen 36 und 37 (Seite 133 f.) dargestellt ist. Geometrische Nichtlinearitäten aus der bereits erfolgten Deformation des Modells spielen hier noch eine vergleichsweise geringe Rolle.

Auf der Pro-Seite des Orogens, d.h. im Bereich des linken vorderen Modellquadranten, dessen erzwungene Basalverschiebung zur Kollision führt, werden die Verschiebungen in der Oberkruste in einen konvergenten und einen lateral extrudierenden Anteil partitioniert. Die Modelle D1 bis D3 dokumentieren den direkten Einfluss der *Konvergenzrate* auf die Größe der jeweiligen Verschiebungsvektoren. Schnelle Konvergenz (Modell D3) äußert sich in einer geringen Lateralkomponente, somit erscheint das Verschiebungsmuster an der Modelloberfläche annähernd symmetrisch. Langsame Konvergenz (Modell D2) bewirkt dagegen starke Partitionierung der pro-seitigen Verschiebung und erzeugt ein stark asymmetrisches Bild mit einem deutlich pro-seitig verschobenen Extrusionskanal. Dieser Effekt lässt sich mit einer unterschiedlich effektiven Kopplung zwischen basaler Randbedingung und den Verschiebungen an der Erdoberfläche erklären, die sich weitgehend aus der bereits weiter fortgeschrittenen Equilibrierung des Temperaturfelds bei langsamer Konvergenz erklärt.

Vergleichbare Auswirkungen zeigen *Variationen des basalen Wärmeflusses*. Das kalte Modell D11 zeichnet sich dank guter Kopplung durch einen schmalen, symmetrisch orientierten Extrusionskanal aus, während dieser beim wärmeren Modell D12 durch ausgeprägte Partitionierung eine deutliche Asymmetrie und geringere Lokalisierung aufweist.

Räumlich variable Kompensationsmuster für den lateralen Abtransport von Material aus dem Kollisionsorogen werden durch den Vergleich des Standardmodells D1 mit den Modellen D4 bis D7 illustriert. Während freie *Modellränder* des lateralen Vorlands eine Rotation der Vorlandsflanken gestatten, die einen Extrusionsbereich mit annähernd parallelen Isolinien des Verschiebungsbetrags umgrenzen, wird die Extrusionsbewegung bei starren Rändern, welche Rotationsbewegungen verbieten, kanalisiert. Höhere Beträge und eine trompetenförmige Geometrie des Isolinienverlaufs sind dann die Folge. Das einseitige Sperren eines Randes auf der Retro-Seite (Modell D4) äußert sich in einer deutlichen Asymmetrie mit retro-seitig verschobenem Extrusionskanal.

Eine dramatische Reduktion der lateralen Verschiebungsbeträge ergibt sich aus dem Sperren des hinteren Modellrands (Modell D6). Das verbleibende extrudierte Volumen führt zu einer gegen die freien Ränder auf den Vorlandsflanken gerichteten Materialbewegung. Geringste Extrusionsbeträge werden bei einem Sperren aller Ränder (Modell 7) erzielt.

Plattenrandspannungen (Modell D8, D9) haben auf das oberflächliche Verschiebungsfeld hauptsächlich quantitativen Einfluss, der sich zudem nur untergeordnet vom lateralen Vorland in das Orogen selbst fortpflanzt. Im Vorland werden die lateralen

Verschiebungsbeträge durch Spannungen von $\pm 10\text{MPa}$ um etwa s weniger als den Faktor 2 modifiziert.

Die Freigabe der *Modellbasis* für orogenparallele Bewegungen (Modelle D10, D19) äußert sich im oberflächlichen Verschiebungsfeld in zweifacher Hinsicht. Zum einen wird bei annähernder Verdopplung der Extrusionsbeträge die in den Vergleichsmodellen D1 bzw. D4 bestehende Asymmetrie verstärkt, da die Partitionierung der Verschiebungsvektoren jetzt nicht mehr durch eine basale Vorgabe gestört wird. Auf der anderen Seite erhalten die Isolinien der Lateralverschiebung eine Geometrie, die sich durch starke Divergenz im Bereich der konvergierenden Modellränder und ein anschließendes Einbiegen in eine nahezu orogenparallele Lage auszeichnet.

Ein asymmetrisches Bild mit einem auf die Retro-Seite verschobenen lateralen Extrusionskanal ergibt sich aus der Annahme einer festeren *Unterkrustenrheologie* in Modell D13. Grund ist wiederum die effektive Kopplung mit der basalen Randbedingung und dementsprechend geringe Partitionierung der Verschiebungsvektoren im vertikalen Krustenprofil des pro-seitigen Vorlands. Die basale Asymmetrie des Mantelsubduktionsmodells wird zudem auch lateral in den Randbereich des lateralen Vorlands übertragen. Auffallend ist die Lokalisierung der Lateralbewegung im Orogen selbst, die sich in einem pro- und einem retro-seitigen Maximum äußert. Ein ähnliches, aber weniger ausgeprägtes Bild wird auch bei den Modellen mit geringem Wärmefluss (D11) bzw. hoher Konvergenzrate (D3) beobachtet.

Laterale Unterschiede in der Rheologie im Sinne *hochviskoser Indenter* bewirken eine engere Lokalisierung der Lateralverschiebung auf den internen Orogenbereich. Eine Partitionierung der Verschiebungsvektoren findet innerhalb der hochviskosen Krustenblöcke nur untergeordnet statt. Modell D15 mit einem Indenter auf der Retro-Seite zeigt dementsprechend eine Verschiebung des Extrusionskanals im Vorlandbereich in Richtung der Pro-Seite. Bei zwei Indentern (Modell D16) ist der Extrusionskanal eng lokalisiert und weist gegenüber dem Standardmodell geringfügig erhöhte Verschiebungsbeträge auf.

Umfang und zeitlicher Ablauf der lateralen Extrusionsbewegung

In den Abbildungen 63 bis 66 sind die Verschiebungskomponenten der Modellknoten für einen Konvergenzbetrag von 100km zusammenfassend dargestellt. Aus dem zugrundeliegenden Datensatz lassen sich auch Maximalbeträge für laterale Extrusion, Oberflächentopographie und Hebung (uplift) entnehmen, die im Modelldurchlauf bei verschiedenen Konvergenzinkrementen gemessen werden.

Das Maximum orogenparalleler Verschiebung wird bei allen Modellen im Bereich des lateralen Vorlands beobachtet. Vertikale Modellschnitte parallel zur Orogenachse und jeweils am Ort stärkster Lateralverschiebung (Abb. 62 links) illustrieren die Akkumulation der Verschiebungen im Orogen selbst und ihre Verteilung in Ober- und Unterkruste. Abb. 60 zeigt die maximalen oberflächlichen Verschiebungsbeträge für die Modelle D1 bis D19 im direkten Vergleich bei 100 und 200km Plattenkonvergenz. Aus der Säulendarstellung ergibt sich, dass der maximale laterale Extrusionsbetrag bei den meisten Modellen nicht linear mit der Plattenkonvergenz ansteigt. Bei fast allen Modellkonfigurationen wird im

zweiten Konvergenzinkrement ein höherer Betrag lateraler Verschiebung erzielt. Hauptgrund ist im Regelfall eine thermisch induzierte Abnahme der Festigkeiten, die in einer zunehmenden Entkopplung zwischen der gesperrten Krustenbasis und der extrudierenden Oberkruste resultiert. Exemplarisch ist die zeitliche Akkumulation der Verschiebungen für das Standardmodell D1 in Abb. 59 (rechts) dargestellt.

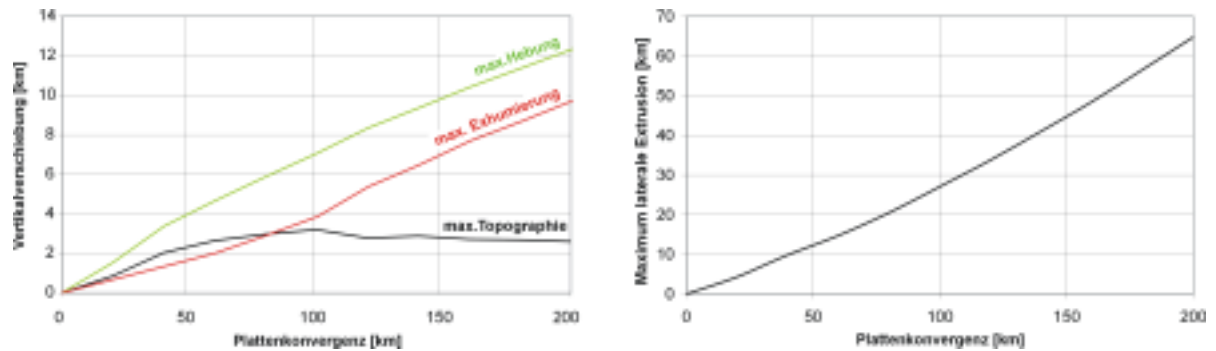


Abb. 59 Exemplarische Darstellung der zeitlichen Entwicklung von maximaler Oberflächentopographie, maximaler Hebung und abgeleiteter Exhumierung (links) bzw. maximaler lateraler Extrusion an der Modelloberfläche (rechts) für das Standardmodell D1. Die zeitliche Zunahme der Extrusionsrate korreliert mit einer Abnahme der Hebungsrate.

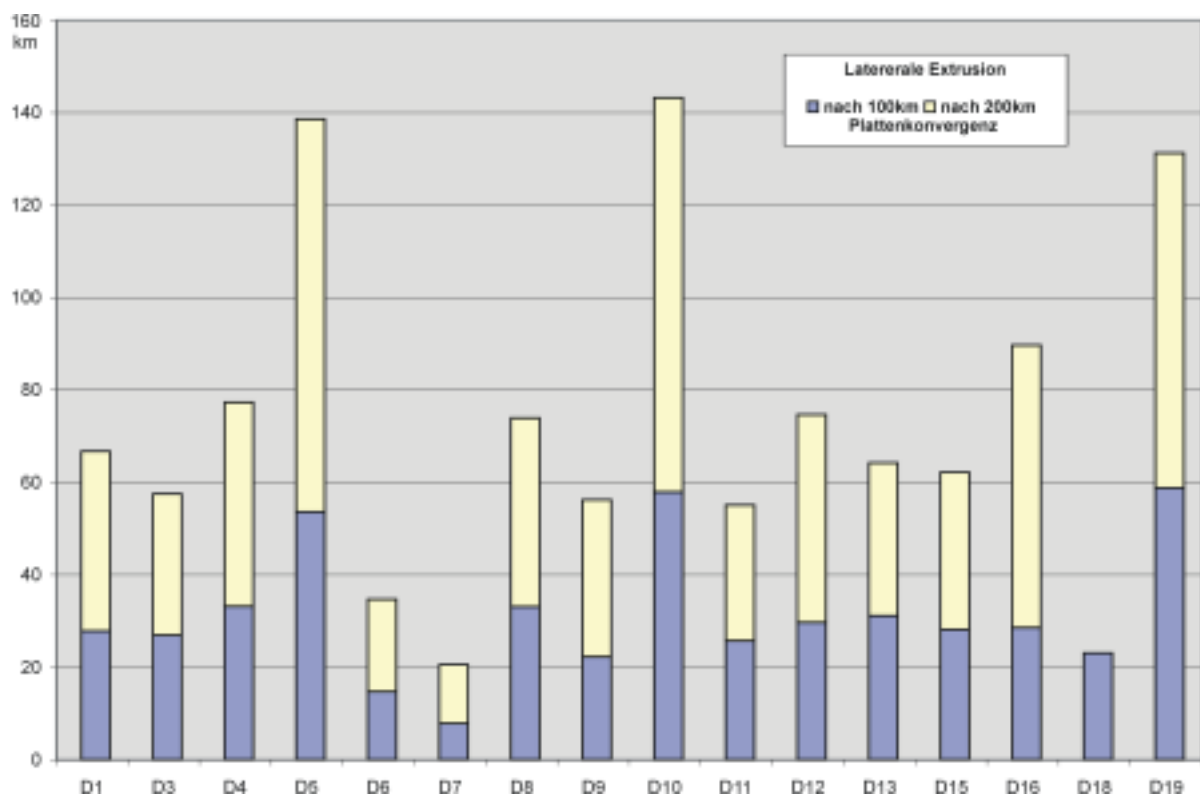


Abb. 60 An der Modelloberfläche maximal erzielte Beträge lateraler Extrusion nach 100 und 200km Plattenkonvergenz (bei Modell D18 wurde ein Konvergenzbetrag von 200km nicht erreicht). Alle Modelle zeigen eine Zunahme der lateralen Verschiebungsbeträge im zweiten Konvergenzinkrement, das hauptsächlich auf thermische Entfestigung in der Unterkruste zurückzuführen ist.

Im Vergleich mit dem Standardmodell D1 (vgl. auch Abb. 63 bis Abb. 66 jeweils oben) lässt sich eine Unterteilung der vorgenommenen Parametervariationen bezüglich ihres positiven oder negativen Einflusses auf den lateralen Extrusionsbetrag vornehmen:

- *Extrusionsbetrag verringert, maximal halbiert.* Einen leicht negativen Einfluss auf die absoluten Extrusionsbeträge zeigen schnellere Plattenkonvergenz (Modell D3, Abb. 65), erniedrigte Krustentemperaturen (Modell D11, Abb. 65) und kompressive Plattenrandspannungen (Modell D9, Abb. 66). Eine sehr feste und kalte Unterkruste (Modell D18, Abb. 65) verringert die Beträge dagegen deutlich. Durch das Sperren der hinteren Modellwand werden die orogenparallelen Verschiebungsmaxima fast halbiert (Modell D6, Abb. 63). Einen schwach negativen Einfluss hat schließlich auch das Vorhandensein eines hochviskosen Indenters auf der Retro-Seite (D15, Abb. 66).
- *Extrusionsbetrag um mehr als die Hälfte verringert.* Auf etwa ein Viertel ihres Betrags unter Standardbedingungen kann die laterale Extrusion durch das Sperren aller Modellränder reduziert werden (vgl. Modell D7, Abb. 63).
- *Extrusionsbetrag erhöht, maximal verdoppelt.* Zu einer leichten Erhöhung des lateralen Extrusionsbetrags führen langsamere Plattenkonvergenz (Modell D2), höhere Krustentemperaturen (Modell D12, Abb. 65) und extensive Plattenrandspannungen (Modell D8, Abb. 66). Eine starre Modellwand auf der Retro-Seite steigert die Extrusionsbeträge ebenfalls moderat (Modell D4, Abb. 63).
- *Extrusionsbetrag auf mehr als das Doppelte erhöht.* Extreme Extrusionsbeträge können durch das Sperren der Modellränder auf Pro- und Retro-Seite (vgl. Modell D5 Abb. 63) oder durch eine Freigabe der Basisknoten in orogenparalleler Richtung (bei den Modellen D10 (Abb. 64) und D19 (Abb. 64)) erzielt werden.
- *Zeitliche Schwankungen.* In Modell D13 (vgl. Abb. 65) mit rheologisch festerer Unterkruste wird bei 100km Plattenkonvergenz ein geringfügig höherer Extrusionsbetrag als im Standardmodell beobachtet, bei 200km ein deutlich niedrigerer. Die Akkumulation der Lateralverschiebungen verläuft hier fast linear zur Konvergenz. Relativ konstante Zuwächse in den Extrusionsbeträgen zeigen auch die Modelle mit höherer Konvergenzrate oder verringertem Wärmefluss. Eine besonders ausgeprägte Nichtlinearität ist dagegen bei hohem Wärmefluss oder dem Doppelindentermodell D16 erkennbar.

Für 10 von 17 Modellkonfigurationen liegt der maximale Extrusionsbetrag nach 100km Plattenkonvergenz in einem Fenster von 28 ± 6 km. Bei den übrigen werden entweder äußerst restriktive Randbedingungen auf die Modellwände aufgebracht, wenig realistische Rheologien angenommen oder der Modellaufbau durch die Freisetzung der basalen Randbedingung grundlegend modifiziert. Trotz der zunehmenden Divergenz der lateralen Extrusionsraten im zweiten betrachteten Konvergenzinkrement liegen nach 200km Konvergenz immerhin noch 9 von 17 Modellen im Bereich von 66 ± 12 km. Variationen der Konvergenzrate, des Temperaturfelds und der Rheologie bewirken demnach, solange sie in den hier gezogenen Grenzen erfolgen, allenfalls mäßige Modifikationen der Extrusionsbeträge, dasselbe gilt für Plattenrandspannungen, die an den Vorlandrändern angreifen. Fasst man den Modellansatz mit in orogenparalleler Richtung fixierten Basisknoten als Grundlage einer Minimalabschätzung der tatsächlichen lateralen Extrusion auf, kann ein Maximalwert durch Modelle mit in dieser Richtung freien Basisknoten

angegeben werden. Die orogenparallele Extrusion erreicht hier in etwa den doppelten Betrag. Auf der anderen Seite kann laterale Extrusion im Randbereich eines Orogens nur mittels rigider Modellränder im Bereich des lateralen Vorlands signifikant beschränkt werden.

Hebung und Exhumierung im Orogen

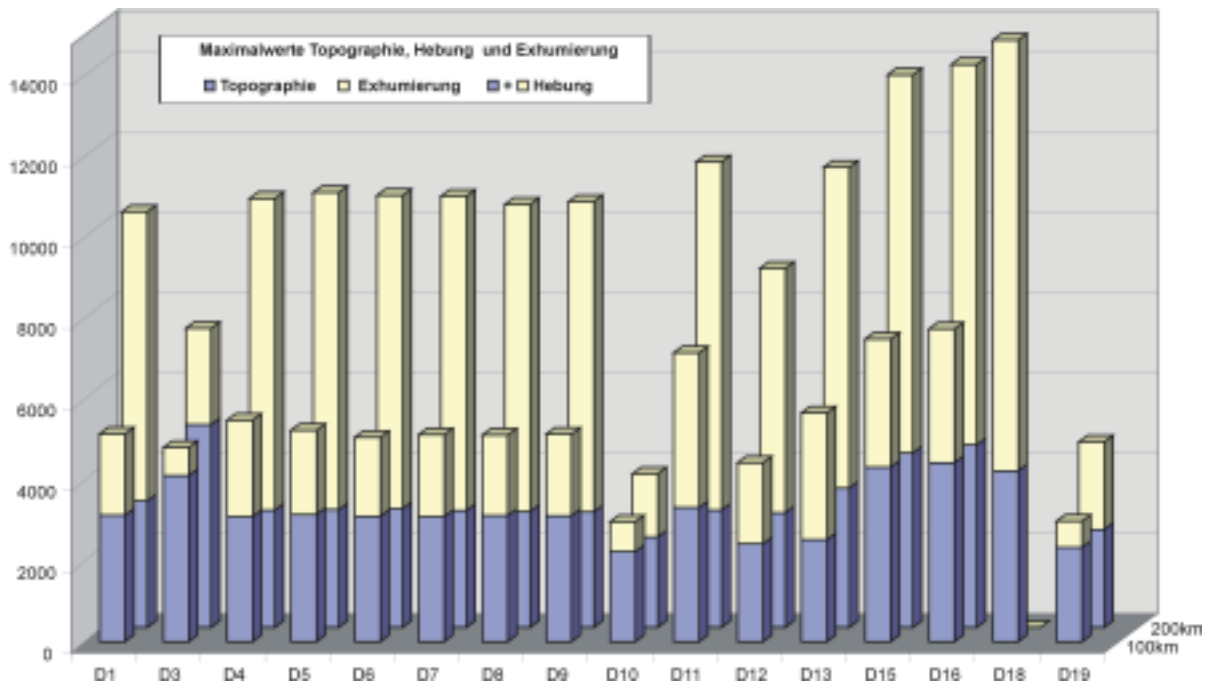


Abb. 61 Maximal erreichte Werte für Topographie und Hebung nach 100km (vordere Säulenreihe) und 200km (hintere Säulenreihe). Aus der Differenz beider Werte ergibt sich der größtmögliche Exhumierungsbetrag. Bei den meisten Modellen kann das topographische Maximum im zweiten Konvergenzinkrement nicht mehr gesteigert werden. Nur geringfügig sinkende Hebungsraten sorgen dann für verstärkte Exhumierung. Details zur Darstellung vgl. Text.

In einem komplexen Zusammenhang zur Intensität und zeitlichen Akkumulation der lateralen Verschiebungen steht die Entwicklung der orogenen Topographie und der Hebung in der Modellkruste. Da die Modelloberfläche initial uniform auf Meeresspiegelniveau liegt, ist die Topographie äquivalent zur Oberflächenhebung (surface uplift). Den Definitionen von England & Molnar (1990) folgend, illustriert Abb. 61 den Zusammenhang zwischen Oberflächenhebung, Hebung und Exhumierung für die Modelle D1 bis D19 und für jeweils zwei Konvergenzstadien (100 und 200km). Die Topographie im orogenparallelen Längsschnitt nach 100km Konvergenz ist in Abb. 62 (rechts) dargestellt, zusätzlich sind die maximalen Hebungsbeträge konturiert, die Gesteine unterhalb eines Oberflächenpunktes erfahren haben; aus der Differenz ergibt sich ein maximaler Exhumierungsbetrag, der aber nicht unbedingt auf die Gesteine an der Erdoberfläche zutrifft. Aus Abb. 59 (links) wird am Beispiel des Standardmodells deutlich, dass der Aufbau der orogenen Maximaltopographie keineswegs immer als stetiges Wachstum zu verstehen ist. Die Funktion der maximalen Oberflächenhebung erreicht ihr Maximum bereits bei ca. 100km, also zu dem in den Abbildungen 63 bis 66 dargestellten Zeitschritt. Im Folgenden wird die Internzone des Orogens, wie aus den Darstellungen der finiten

Deformation in Abschnitt 4.3.3 bei fast allen Modelldurchläufen erkennbar, oberflächlich zunehmend inaktiviert und die Deformation verlagert sich auf pro- und retro-seitige Falten- und Überschiebungsgürtel, in denen ein externes Anwachsen des Orogens erfolgt. Ein Teil der bereits gebildeten Topographie wird währenddessen oberflächlich durch verstärkte tektonische Denudation vorwiegend in orogenparalleler Richtung abgetragen (vgl. Spannungsfeldanalysen in Abschnitt 4.3.5), ein anderer Teil fällt dem aufgrund der Biegesteifigkeit verzögerten isostatischen Ausgleich zum Opfer.

Die Modelle D4 bis D9, also diejenigen, die sich vom Standardmodell durch die Annahme *rigider Ränder* oder im lateralen Vorlandbereich aufgebracht *Plattenrandspannungen* unterschieden, zeigen auf den ersten Blick eine nahezu uniforme Entwicklung der maximalen Oberflächenhebung, die in etwa der des Standardmodells D1 entspricht. Unter invarianten rheologischen Bedingungen, die in diesen Modellen herrschen, kann, weitgehend unabhängig von den am Rand des lateralen Vorlands angreifenden Kräften ein definierter Maximalbetrag an Oberflächentopographie aufrechterhalten werden, der allerdings aufgrund der thermisch induzierten Entfestigung und der Biegesteifigkeit der Kruste zeitlichen Veränderungen unterliegt. Die Längsschnitte in Abb. 62 (rechts) beweisen jedoch, dass die Topographie im Randbereich des Orogens sehr wohl von den Verhältnissen im Vorland modifiziert werden kann. Bei einem Vorland mit kompressiven Spannungen oder entsprechenden Rändern (Modelle D6, D7, D9) ist der Orogenrand steil und die daran anschließende Topographie plateauartig ausgebildet. Die maximale Hebung tritt im Zentralbereich des Orogens auf und erreicht etwas verringerte Werte. Eine entgegengesetzte Situation wird bei den Modellen D1, D4, D5 und D8 beobachtet, in denen das Vorland ein schwächeres Widerlager gegen orogenparallele Bewegungen bildet. Hier ist der Orogenrand flacher und ein ausgeprägteres Hebungsmaximum direkt an seiner Oberkante gelegen.

Dennoch liegen die aus der Differenz zwischen maximaler Topographie und Hebung errechneten maximale Exhumierungsbeträge in der gleichen Größenordnung von gut 2000m nach 100km und bis zu 8000m nach 200km Plattenkonvergenz; manifestiert sich im ersten Konvergenzinkrement mehr als die Hälfte der Hebungsbeträge in Topographie, wird im zweiten Hebung teilweise quantitativ durch Exhumierung kompensiert. Aus der Kenntnis der Erosionsbeträge und der vorwiegend orogenparallelen Vergenz oberflächennaher Abschiebungstektonik, die für die Internzone der Modellorogene aus dem Spannungsfeld der späteren Konvergenzinkremente (vgl. Abschnitt 4.3.5) abzuleiten ist, lassen sich die Anteile exogener Erosion und lateraler Extrusion an der Exhumierung abschätzen. Danach dominiert erosive Exhumierung in den Modellen D1, D4 und D9 deutlich mit etwa 90%, bei den übrigen Modellen liegen die Werte noch höher. Dies deckt sich mit der Beobachtung, dass die Zunahme der Lateralkomponente der finiten Verformung in den obersten 10km der Kruste in den Modellen D1, D4 und D9 im Orogen Absolutwerte von 10% nicht übersteigt und bei D5, D6, D7 und D8 sogar unter 5% bleibt (vgl. Abschnitt 4.3.4), wonach sich für diesen Bereich tektonische Denudationsbeträge im Fenster zwischen 250 und 1000m ergeben. Für tieferliegende Materialpunkte mit deutlich niedrigerer Hebung, die selbst nur geringen Lateralverschiebungen unterworfen sind, kann tektonisch induzierte Exhumierung eine weitaus größere relative Bedeutung haben.

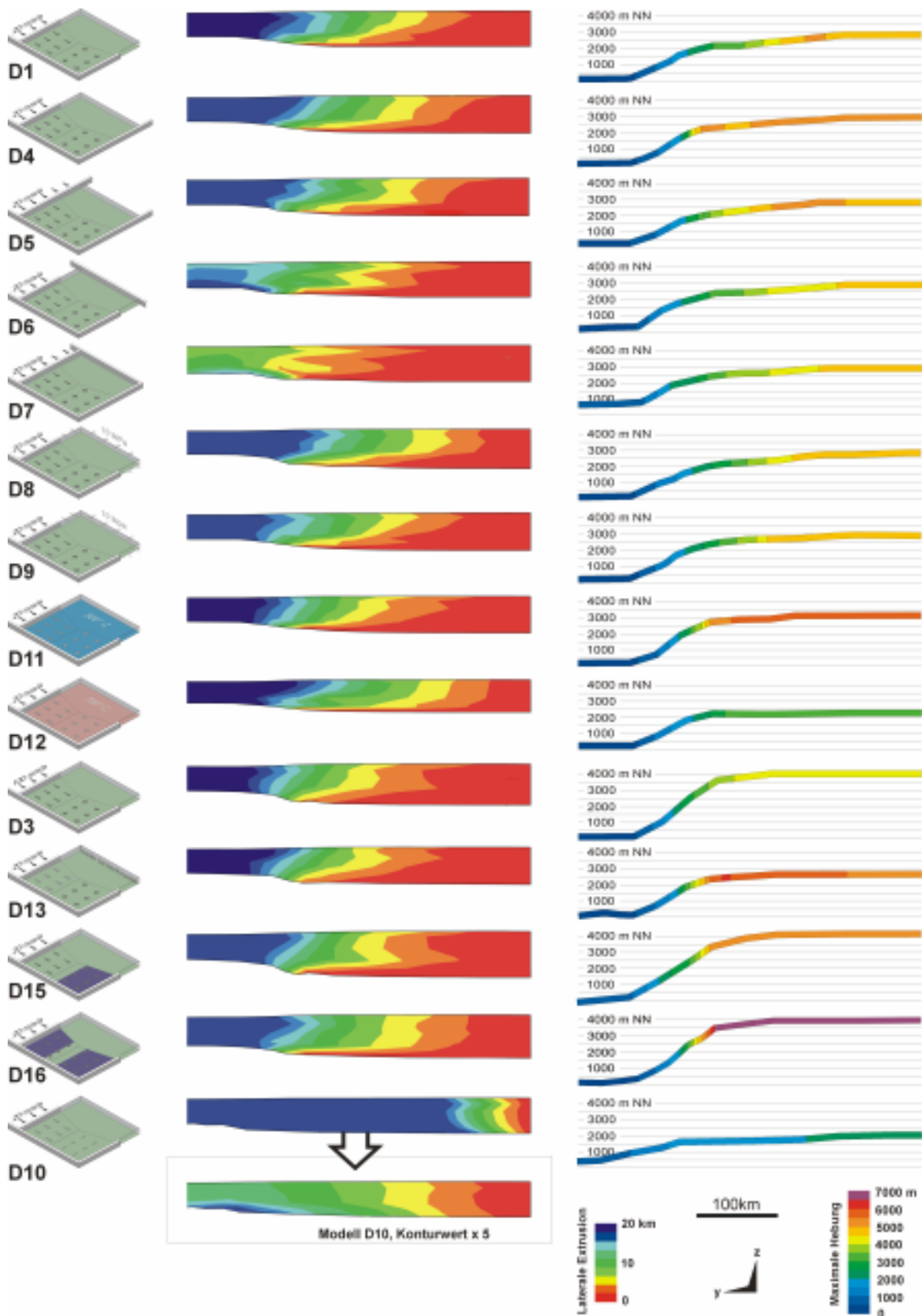


Abb. 62 Laterale Extrusion (links) und Topographie (rechts) im Längsschnitt entlang der Orogenachse (yz-Schnitt 50km rechts der S-Linie) für ausgewählte Modelle. Die Topographiedarstellung ist 20fach überhöht und zeigt zusätzlich die maximalen Hebungsbeiträge entlang der Orogenachse. Das basal entkoppelte Modell D10 ist wegen der hohen lateralen Verschiebungsbeträge zusätzlich mit einer um den Faktor 5 veränderten Konturierung dargestellt.

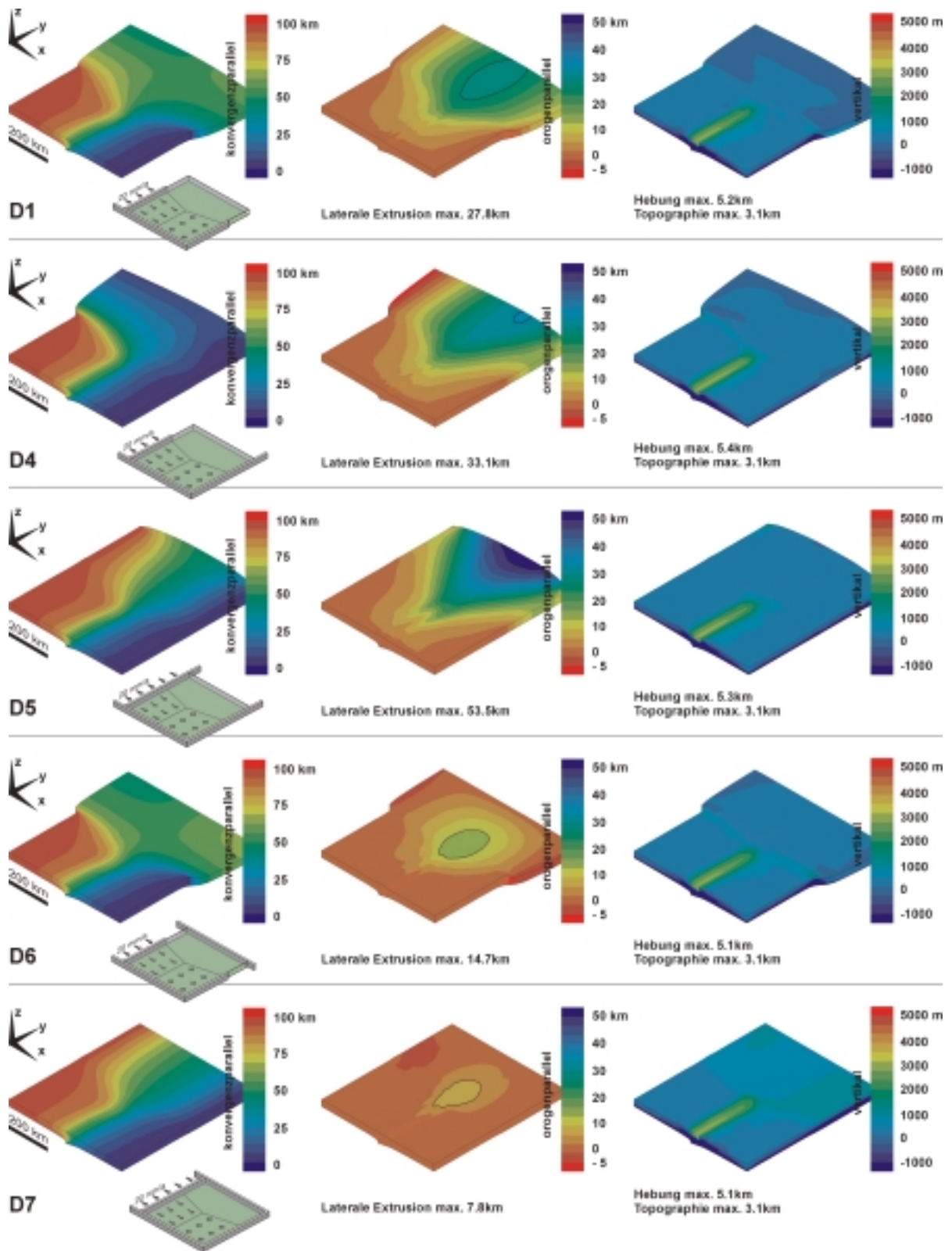


Abb. 63 Verschiebungen parallel zu den Koordinatenachsen für Modelle mit starren Rändern in unterschiedlicher Konstellation nach jeweils 100km Gesamtkonvergenz.

über das Krustenprofil sorgen dafür, dass die Exhumierungsbeträge bei diesen Szenarien äußerst bescheiden ausfallen.

Signifikante Variationen der maximalen Oberflächentopographie werden durch eine Änderung der rheologischen Parameter, der Konvergenzrate oder des Temperaturfelds hervorgerufen. Eine deutlich höhere Topographie als im Standardmodell ergibt sich bei schnellerer *Plattenkonvergenz* in Modell D3 (vgl. Abb. 65). Die im Vergleich zur Plattenkonvergenz retardierte thermische Equilibrierung der verdickten Kruste erlaubt eine stetige Zunahme der Oberflächenhebung auf über 4km. Da auch die erosive Denudation eine Zeitabhängigkeit zeigt, ist die Exhumierung in diesem Szenario fast zu vernachlässigen. Wie die zugrundeliegende Konvergenzrate von 100mm/a ist eine derartige Konstellation in der rezenten Natur nicht realisiert.

Ein verringerter *Wärmefluss* hat bei geringer Gesamtkonvergenz ebenfalls einen positiven Einfluss auf die maximale Topographie (Modell D11, Abb. 65), jedoch kommt es hier bei 200km Plattenkonvergenz wieder zu einer Tieferlegung des topographischen Maximums durch thermische Entfestigung. Entgegengesetzt kann das warme Modell D12 (Abb. 65), dessen Topographie nach 100km Plattenkonvergenz noch unter 2000m liegt, diesen Wert bei weiterer Konvergenz noch geringfügig steigern. Aufgrund der geringen Topographie bleiben die Exhumierungsbeträge hier deutlich zurück.

Im Modell mit *festerer Unterkruste* D13 (vgl. Abb. 65) wird die Topographie etwas langsamer, dafür aber konstant bis zum maximalen Konvergenzbetrag aufgebaut. Die hier bei 100km beobachteten, vergleichsweise hohen Exhumierungsraten sind mit Erosion allein nicht zu erklären. Die feste Unterkruste bewirkt eine starke initiale Lokalisierung der Lateralverschiebungen auf die Oberkruste, folglich lässt eine differentielle tektonische Denudation bereits zu einem vergleichsweise frühen Zeitpunkt Materialpunkte am Unterkrustentop maximale Hebung erfahren. Das Modell mit verringertem Wärmefluss und festerer Unterkruste (Modell D18, Abb. 65) zeigt bereits nach 100km als Folge eines „buckling“ der gesamten Kruste eine unrealistisch hohe Maximaltopographie von fast 4000m und aufgrund höchster Erosionsarten einen Exhumierungsbetrag von über 10000m. Ein Konvergenzbetrag von 200km wird von diesem Modell nicht erreicht.

Rheologisch festere *Indenter* (Modell D15 und D16, Abb. 66) können zu einem deutlichen Zuwachs der orogenen Topographie bis über 4000m führen. Der Effekt ist als Folge des isostatischen Ausgleichs einer lokal erheblich verstärkten Krustenverdickung zu verstehen, die ihrerseits durch die hochviskosen Krustenblöcke erzwungen wird. Einer zeitlichen Abnahme der Topographie im zweiten Konvergenzinkrement steht hier ebenfalls die Festigkeit der hochviskosen Blöcke entgegen. Effektive Erosion äußert sich in extremen Exhumierungsbeträgen von 3000m (bei 100km) bzw. bis zu 10000m (bei 200km Plattenkonvergenz).

Modelle, die eine frei Beweglichkeit der *Krustenbasis* in orogenparalleler Richtung simulieren, zeigen mit einer maximalen Topographie von weniger als 2000m ein von den übrigen Modellkonstellationen deutlich abweichendes Bild (Modelle D10 und D19, Abb. 64). Über das komplette Krustenprofil verteilter, verstärkter lateraler Abtransport des von der Pro-Seite in das Orogen transportierten Materials liefert eine Erklärung für dieses Phänomen.

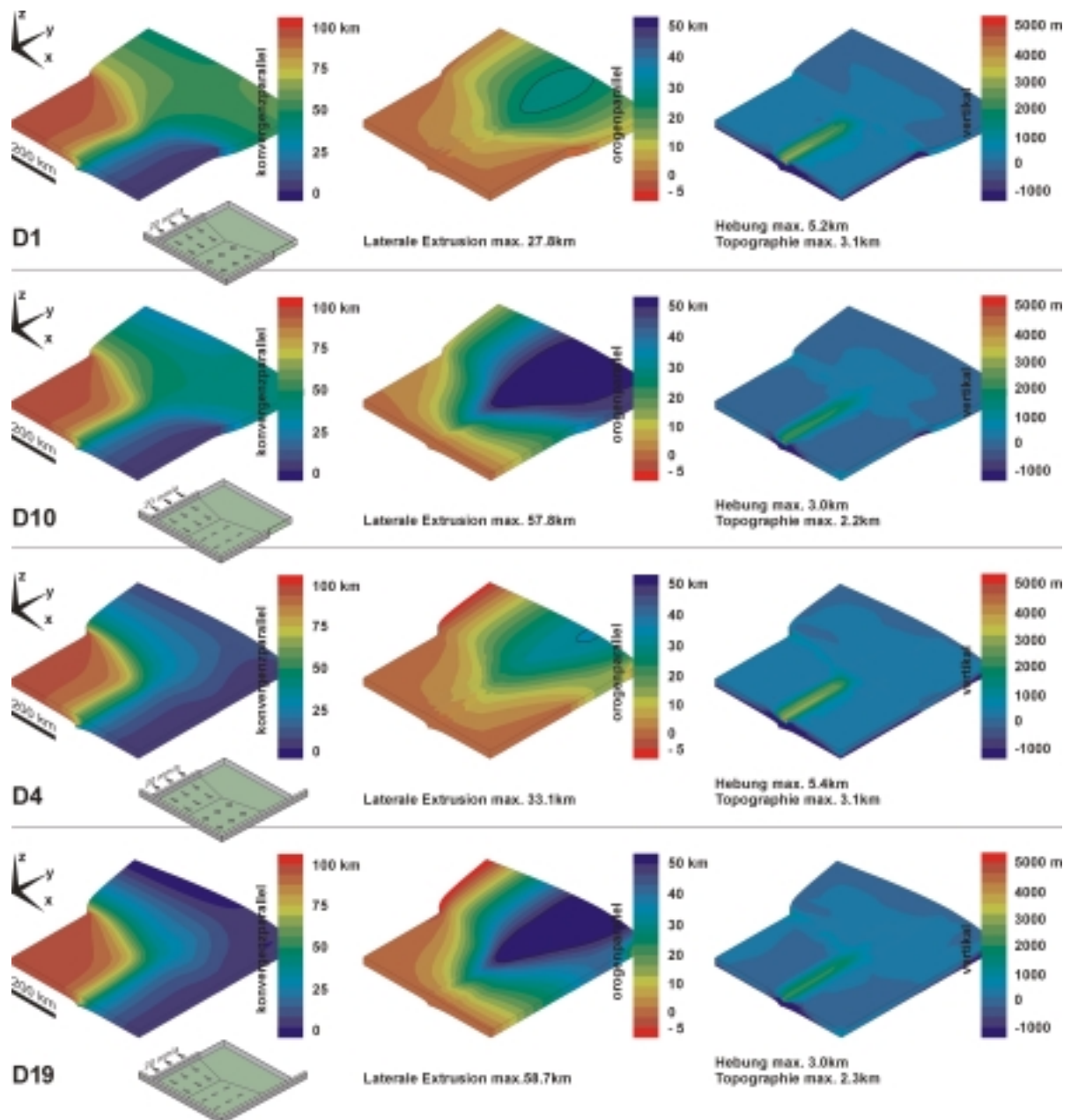
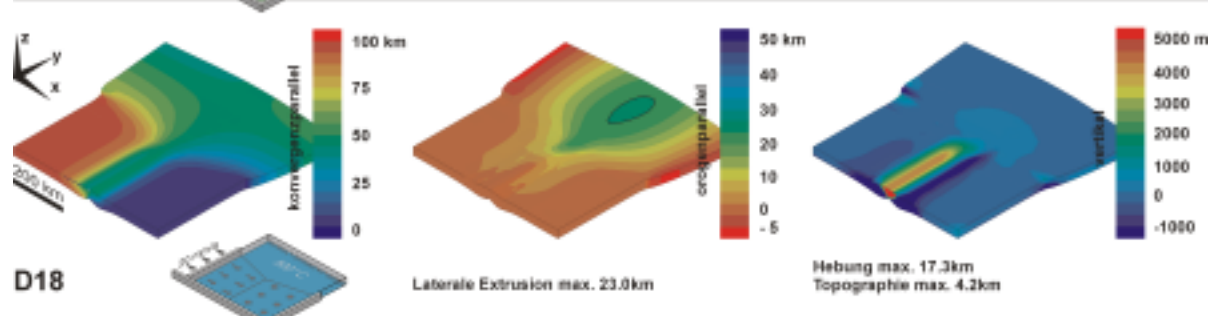
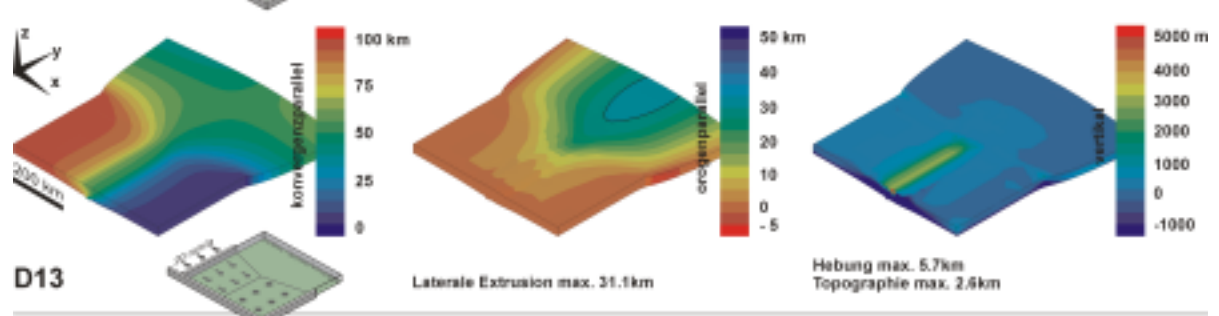
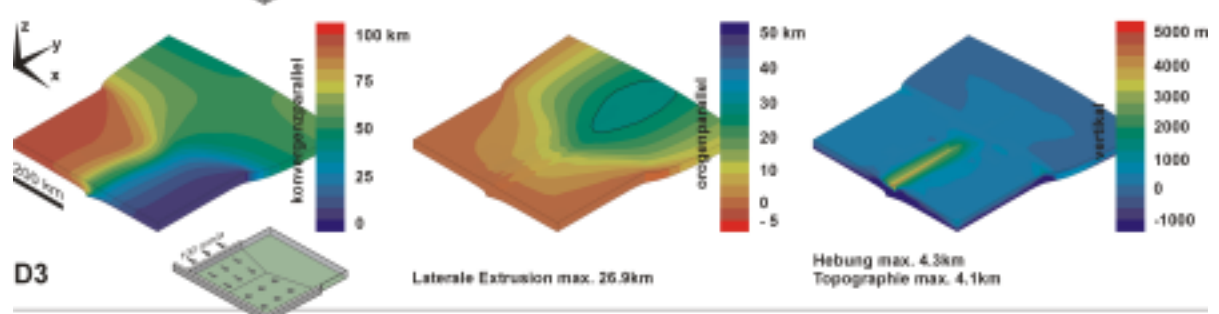
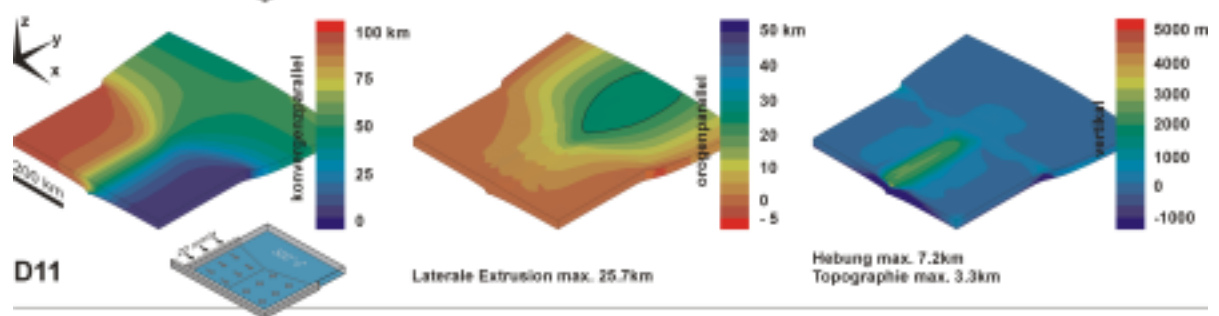
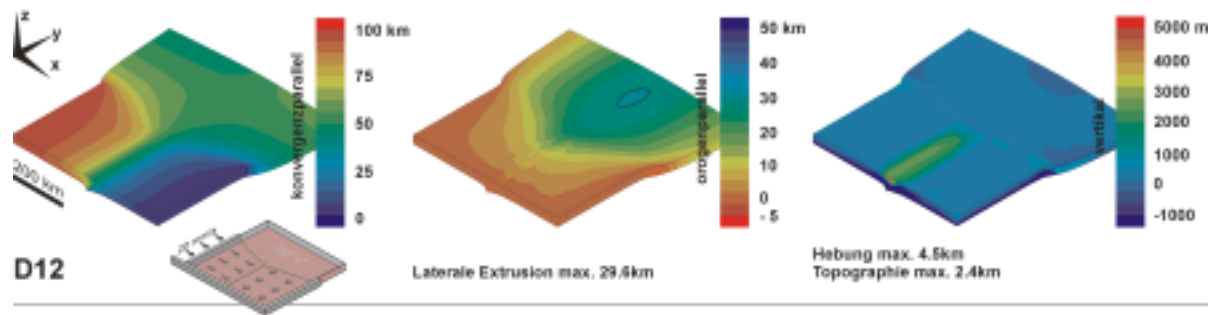
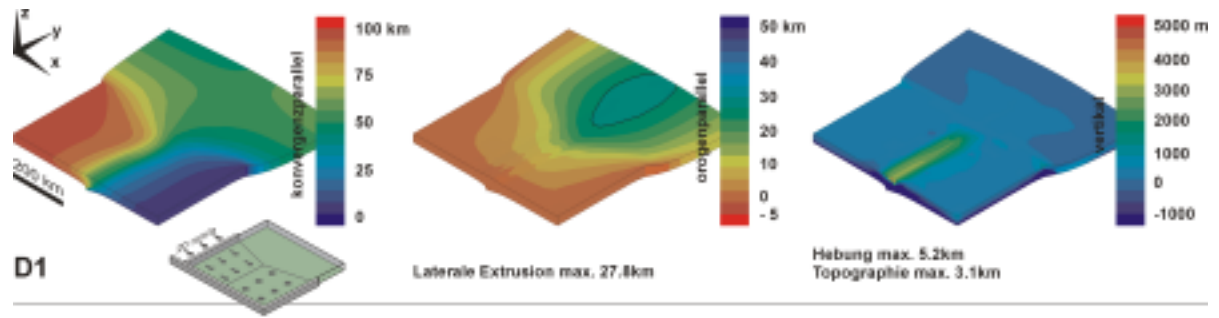


Abb. 64 Verschiebungen parallel zu den Koordinatenachsen für Modelle mit in orogenparalleler Richtung fixierten (D1, D4) bzw. freien (D10, D19) Basisknoten und sonst jeweils identischen Randbedingungen. Der Konvergenzbetrag liegt jeweils bei 100 km.



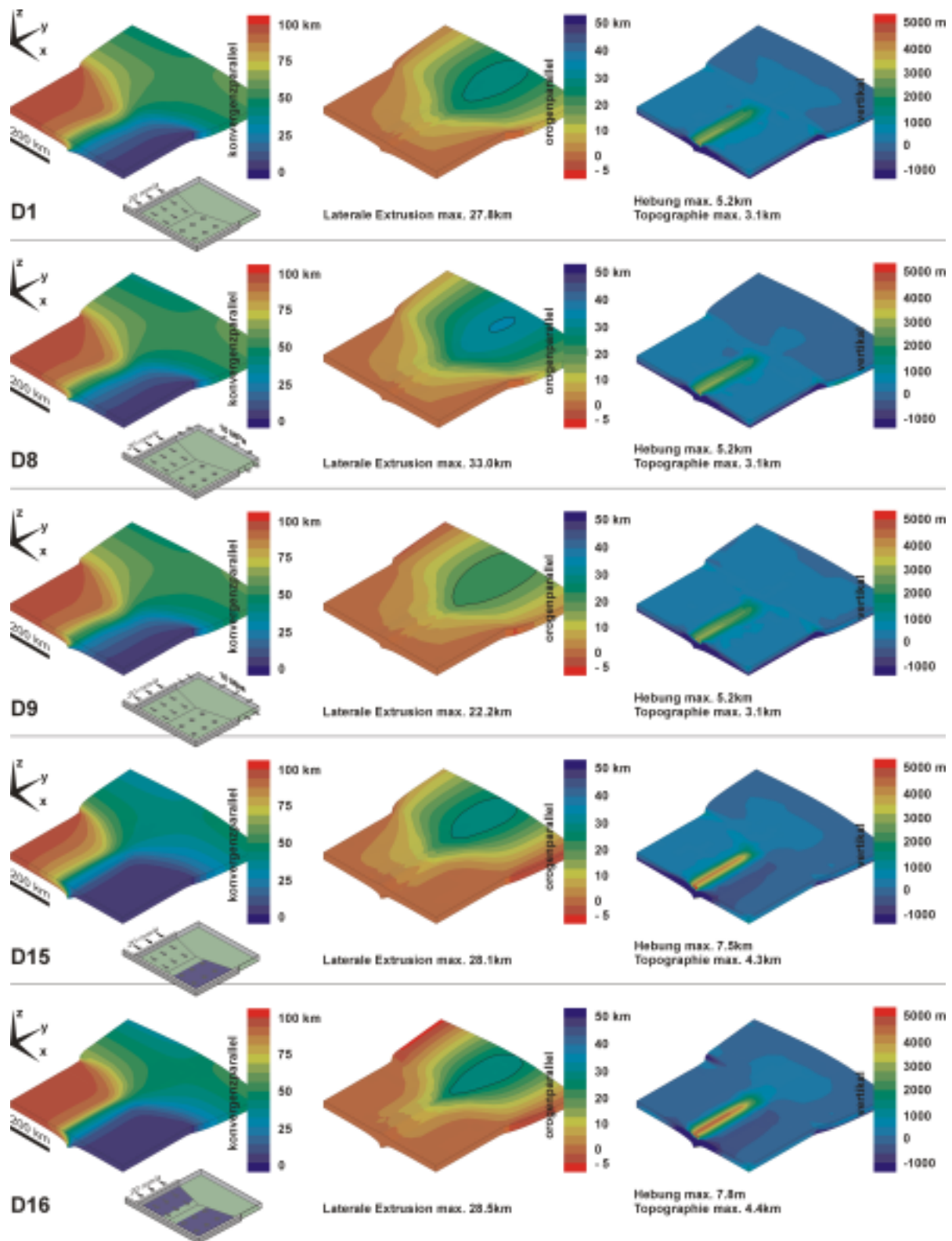


Abb. 65 (gegenüberliegende Seite) Verschiebungen parallel zu den Koordinatenachsen für Modelle mit Variationen in der Konvergenzrate, dem Wärmefluss und den rheologischen Parametern nach jeweils 100km Gesamtkonvergenz.

Abb. 66 (oben) Verschiebungen parallel zu den Koordinatenachsen für Modelle mit Plattenrandspannungen als zusätzlicher Randbedingung (D8, D9) und Indentern erhöhter Viskosität (D14, D15) nach jeweils 100km Gesamtkonvergenz.

4.3.7 Synthese der Ergebnisdarstellungen

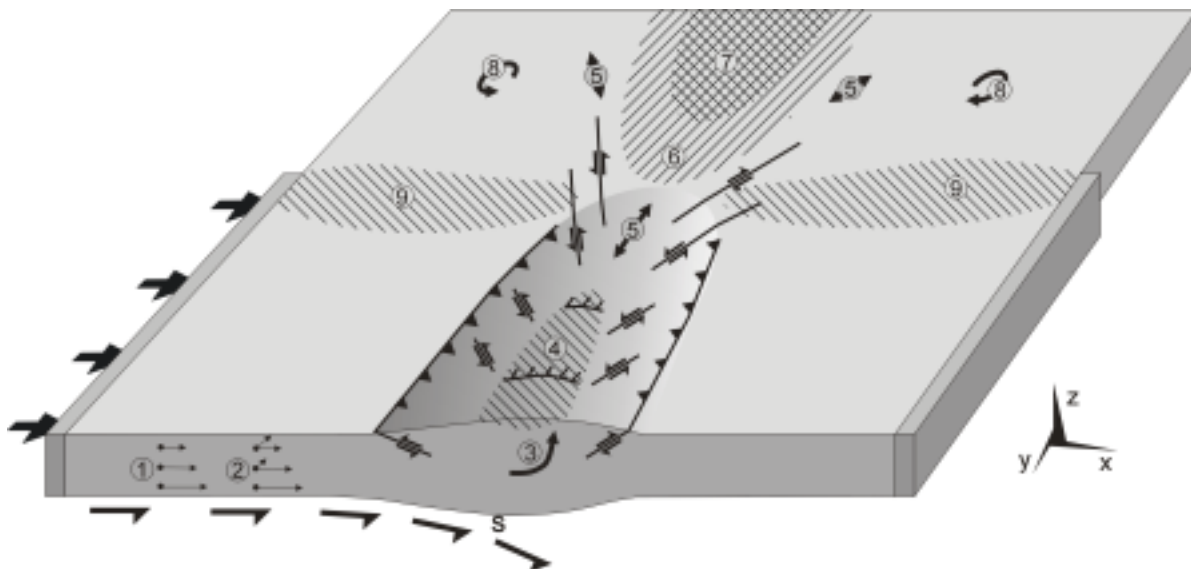


Abb. 67 Schematische Darstellung der räumlichen Verteilung wesentlicher Prozesse und Elemente im 3D-Modell: (1) Entkopplung von basaler Randbedingung im 2D-Schnitt; (2) Entkopplung durch Partitionierung des Konvergenzvektors; (3) Maximale Hebung von Unterkrustengesteinen; (4) Zone oberflächlicher Krustenausdünnung (Abschiebungstektonik); (5) Bereiche maximaler lateraler Extension; (6) Zone maximaler lateraler Extrusionsbeträge; (7) Zone konvergenzparalleler Extension; (8) Rotation der Vorlandsflanken; (9) Zonen diffuser Krustenverdickung.

Deformation, Spannungsfeld und Kinematik im 3D-Modell

Die betrachteten Modellorogene zeigen im Schnitt senkrecht zu ihrem Streichen ein deutlich bivergentes Strukturmuster, das eine phänomenologische Konsistenz zu den Ergebnissen der 2D-Modelle beweist. Oberflächlich sind Pro- und Retro-Zone Bereiche maximaler Krustenverkürzung und -verdickung, in ihrer Tiefenfortsetzung werden innerhalb der Krustenwurzel die absoluten Deformationsmaxima erreicht. In der Internzone des Orogens bilden sich oberflächennah bereits nach 100km Plattenkonvergenz Bereiche, die keine Krustenverdickung mehr aufnehmen. Die entsprechenden Spannungsfelder implizieren eine Kompensation der dortigen Krustenverkürzung durch Blattverschiebungen (vgl. Abb. 67). Im weiteren Verlauf der Plattenkonvergenz kann es - bei sukzessiver Verlagerung der aktiven Pro- und Retro-Zone in Richtung der Vorländer - im Zentrum des Orogens oberflächlich zu einer Ausdünnung durch Abschiebungstektonik (Abb. 67, 4) kommen. Aus der Orientierung der Hauptspannungsachsen lässt sich für diese Elemente ein Streichen senkrecht zur Orogenachse folgern. Gleichzeitig herrscht in diesem Bereich maximale Erosion, so dass bedeutende Hebungs- und Exhumierungsbeträge erreicht werden können (Abb. 67, 3). Ein Maximum topographischer Höhe mit ca. 3000m NN wird für die Standardrheologie bereits nach etwa 100km Plattenkonvergenz erreicht. Weitere Krustenverkürzung wird durch eine Verbreiterung des Orogens in Richtung der Vorländer (Anbau von Externzonen), orogenparallele Bewegungen (laterale Extrusion), oberflächliche Exhumierung und isostatische Kompensation akkommodiert. Das oberflächliche Spannungsfeld und die Deformationsverteilung bestätigen ein Wandern der

Überschiebungsaktivität in Richtung der Vorländer, die sich auch in einer zunehmend undeutlichen Verteilung der finiten Deformation äußert. Laterale Extrusion gewinnt über den Modelldurchlauf im Allgemeinen an Bedeutung (s.u.). Schließlich steigern sich die maximalen Exhumierungsbeträge und erreichen nach 100km Konvergenz um 2000m, nach 200km Konvergenz dagegen bereits etw a 8000m.

Darstellungen der Verschiebungen und der orogenparallelen Deformationskomponente legen nahe, dass laterale Extrusion nicht nur im Bereich des Kollisionsorogens selbst eine bedeutende Rolle spielt, sondern sich auch über dessen Vorländer auf Pro- und Retro-Seite erstreckt. Die Partitionierung der Verschiebungsvektoren in eine konvergente und eine orogenparallele Komponente (Abb. 67, 2) führt zu einer Ausweitung der Deformationszone gegenüber den 2D-Modellen. Erst im Bereich des Orogenrands, wo in der Internzone hohe Extensionsbeträge auftreten, beginnt sich der Extrusionskanal zu lokalisieren (Abb. 67, 5 (Mitte)). In unmittelbarer Nachbarschaft zum Rand des Kollisionsorogens schließen sich Gebiete mit einer Topographie von einigen 100m NN an. Die zugrundeliegende Krustenverdickung wird zunächst durch anhaltende konvergente Verkürzung bei zunehmender Entkopplung von der Mantelbewegung ausgelöst (Abb. 67, 9); weiter außen gewinnt dann die Kompensation der lateralen Extension des Orogens durch orogenparallele Verkürzung im Vorland an Bedeutung. Die externen Bereiche des Vorlands bleiben topographisch weitgehend unbeeinflusst. Dabei zeigt die Oberfläche des lateralen Vorlands sehr variable Spannungsmuster, die auf überwiegende Blattverschiebungs- und Abschiebungsaktivität bei geringen Differentialspannungen schließen lassen. In der Regel rotiert die Hauptkompressionsachse im Laufe des Modelldurchlaufs aus einer konvergenzparallelen in eine annähernd orogenparallele Lage.

Orogenparallele Deformation begleitet die Orogenese über den gesamten Modelldurchlauf. Da die orogene Krustenbasis unter Standardbedingungen fest an den oberen Mantel gekoppelt ist, dominiert im Bereich der Krustenwurzel einfache Scherung in orogenparalleler Richtung. Maximalbeträge longitudinaler Extension (15% nach 100km Konvergenz bei Standardbedingungen) werden in der Oberkruste in einem Bereich erzielt, der sich vom Orogenrand 50 bis 150km auf das Orogenzentrum zu erstreckt (Abb. 67, 5 (Mitte)). Der Grad der Beschleunigung der Extension mit zunehmender Konvergenzdauer ist vorwiegend von den thermischen und rheologischen Parametern abhängig. Das Maximum lateraler Extension in der Unterkruste liegt bereits im Randbereich des lateralen Vorlands. Starke Dehnung bis über 30% (100km Konvergenz) wird im distalen Vorland teilweise durch orogenparallele Verkürzung kompensiert. Der Bereich stärkster lateraler Extension spaltet sich deshalb stets in zwei Äste auf (Abb. 67, 5 (oben)), die auf die pro- und retro-seitigen Flanken des lateralen Vorlands zielen. Diese Zonen umgrenzen den Bereich maximaler orogenparalleler Relativverschiebungen (Abb. 67, 6), in dessen distalem Teil bereits wieder Verkürzung herrscht. Verbunden damit ist eine gegenläufige Rotation der Vorlandsflanken (Abb. 67, 8), die im Zentrum des lateralen Vorlands eine horizontale Extension (Abb. 67, 7) parallel zur Konvergenzrichtung um bis zu 20% mit sich bringt.

Einfluss der Konvergenzrate (Modelle D2 und D3)

Wie aus dem 2D-Modell bekannt, hat die Konvergenzrate einen direkten Einfluss auf die Lokalisation der orogenen Deformation; auch wenn keine Verformungsratenabhängigkeit der Rheologie besteht, beeinflusst der unterschiedliche Grad thermischer Equilibrierung die Ergebnisse.

Bei hoher Konvergenzrate verringert die feste Kopplung über das gesamte Krustenprofil den Anteil des Materials, der bereits vor Erreichen der Konvergenzzone lateral abgeführt wird. Daraus und aus der bereits im 2D-Schnitt beobachteten engeren Deformationslokalisierung resultieren eine schmalere Zone lateraler Extrusion, eine relativ deutlich ausgebildete Pro-Zone und eine markantere orogene Topographie mit einem Maximum um 4000m. Trotzdem ist Denudation durch Abschiebungstektonik auch im finalen Konvergenzstadium nicht dokumentiert. Die vergleichsweise kurze Exposition für Oberflächenprozesse wirkt sich zudem in deutlich verringerten Exhumierungsbeträgen aus. Im oberflächlichen Spannungsfeld dominieren Bereiche mit impliziter Überschiebungsaktivität und reichen lateral weit ins Vorland. Auch das Spannungsfeld der lateralen Vorlandsflanken bleibt eng an die konvergente Randbedingung gekoppelt, die σ_1 -Achsen rotieren weniger stark als im Standardmodell. Im orogenparallelen Schnitt ist laterale Extension der Oberkruste durch den starken topographischen Gradienten eng auf den orogenen Randbereich lokalisiert. Insgesamt werden die lateralen Verschiebungsbeträge durch die schnellere Konvergenz etwa reduziert, wobei sich die Diskrepanz zum Standardmodell aufgrund des nahezu linearen Anstiegs der Verschiebungsbeträge mit zunehmender Kollisionsdauer vergrößert.

Einfluss der Temperatur (Modelle D11 und D12)

Änderungen im Temperaturfeld, die durch Variationen des basalen Wärmeflusses ausgelöst werden, zeigen auf die Modellierungsergebnisse ähnliche Einflüsse wie die der Konvergenzrate.

Bei einem niedrigeren Wärmefluss, der in einer initialen Gleichgewichtstemperatur an der Modellbasis von 500°C resultiert, kommt es zu einer stärkeren Lokalisierung der Krustenverdickung, die sich in einem Topographiemaximum um 3200m äußert. Allerdings kann dieser Maximalwert nicht bis zu 200km Plattenkonvergenz aufrechterhalten werden. Eine zeitliche Beschleunigung der gegenüber normalen Temperaturbedingungen leicht verminderten lateralen Extrusion wird nicht beobachtet. Bis zum finalen Konvergenzstadium besteht im lateralen Vorland ein Bereich mit Überschiebungsaktivität, dagegen wird die Internzone des Orogens großflächig von Blattverschiebungsaktivität geprägt. Aus der oberflächennahen Spannungsverteilung lassen sich im Bereich des Orogens keine Hinweise auf Abschiebungstektonik entnehmen.

Eine weitgehende Entkopplung zwischen der Konvergenzbewegung des oberen Mantels und der Modelloberfläche tritt bei erhöhtem Wärmefluss (initiale Krustenbasistemperatur 700°C) auf. Der tektonische Formenschatz an der Erdoberfläche wird dadurch fast vollkommen umgestaltet. Nach der Interpretation des Spannungsfelds treten Überschiebungszonen in den Hintergrund und bereits nach 100km Konvergenz herrscht in der Internzone des Orogens Abschiebungstektonik. Die Topographie pendelt sich auf einem deutlich niedrigeren Niveau von maximal 2000m ein. Trotzdem findet in den tieferen

Stockwerken der Pro- und Retro-Zone weiterhin Krustenverdickung statt. Die Lateralverschiebungen steigen mit zunehmender Konvergenz überproportional an und kompensieren in einer breiten Extrusionszone einen vergleichsweise hohen Anteil an Krustenverkürzung, ohne lokalisiert hohe Extensionsbeträge zu erreichen.

Einfluss der Unterkrustenrheologie (Modell D13 und D18)

Im Modell mit festerer Unterkruste entstehen eng lokalisierte Orogene von deutlich bivergenter Struktur. Vergleichsweise hohe konvergenzparallele Extensionsbeträge im Zentrum des lateralen Vorlands zeugen von einer effektiven Rotation der intern relativ starren Vorlandsflanken. Materialzufuhr aus lateraler Extrusion kann diese Extension nicht kompensieren, so dass es zu Krustenausdünnung kommt. Die Lokalisierung der Krustenverdickung in der Übergangszone bewirkt mit ihrer (im Gegensatz zu allen übrigen Modellen) retro-seitigen Orientierung eine effektive laterale Kopplung zwischen den von Mantelsubduktion bzw. freier Modellbasis geprägten Bereichen.

Die lateralen Extensionsbeträge im Orogen selbst sind deutlich verringert. Das Fehlen eines rheologisch schwachen Niveaus in der Unterkruste verhindert die Bildung einer potenten Scherzone in der Nähe der Krustenbasis. Die Oberkruste reagiert darauf differentiell mit einem eng lokalisierten Extensionsmaximum (20% bei 100km Konvergenz) im Bereich des Orogenrands. Die maximalen Verschiebungsbeträge im lateralen Vorland steigen nahezu linear mit der Plattenkonvergenz an, so dass sie initial etwas höher, später deutlich niedriger liegen als bei Standardrheologie.

Einfluss von Plattenrandspannungen (Modell D8 und D9)

Am Modellrand angreifende Plattenrandspannungen bringen zwar keine neuen Elemente in das Deformationsmuster ein, können aber den Prozess lateraler Extrusion quantitativ beeinflussen. Im Bereich des Vorlands ergeben sich naturgemäß starke Variationen des oberflächlichen Spannungsfelds. Eine Ausdünnung der Kruste findet bei extensiven Plattenrandspannungen in weiten Bereichen statt, während sie bei inverser Randbedingung erst spät und nach starker Rotation der Vorlandsflanken einen kleinen Bereich im Zentrum des lateralen Vorlands einnimmt. Damit korreliert das Fehlen orogenparalleler Verkürzung bei extensiven Spannungen bzw. ein Anwachsen im kompressiven Fall. Im Orogen selbst rücken Bereiche gleichen lateralen Extensionsbetrags etwa 50km vom Orogenrand gegen das Orogenzentrum vor, wenn extensive Plattenrandspannungen von 10MPa angelegt werden. Die maximale Topographie und Exhumierung im Orogen wird davon jedoch nur in geringem Maße beeinflusst. Auch bei kompressiven Plattenrandspannungen von 10MPa erreichen die maximale Extension noch 10% und die Verschiebungen bis zu 20km (nach 100km Konvergenz). Plattenrandspannungen in realistischer Größenordnung sind demnach kaum geeignet, eine Lateralbewegung zu unterbinden oder zu initiieren.

Einfluss fester Modellränder (Modell D4, D5, D6 und D7)

Durch das Sperren von Modellrändern lassen sich, insbesondere im lateralen Vorland, kinematische Asymmetrien erzwingen. Bei verlängertem festem Rand auf der Retro-Seite des Modells ergibt sich aus der Rotation des lateralen Vorlands eine deutliche Asymmetrie gegen die Pro-Seite. Maximalbeträge der lateralen Verschiebungen werden folglich leicht

retro-seitig erreicht, im pro-seitigen Vorland bedingt die Rotation sogar orogenparallele Krustenverkürzung. Der pro-seitige Übergangsbereich zwischen Orogen und lateralem Vorland wird hier durch das Zusammentreffen von diffuser Krustenverkürzung und rotationaler Einengung verdickt und oberflächlich um bis zu 1000m angehoben. Die Pro-Zone des eigentlichen Kollisionsorogens leitet direkt in diesen Ast über. Auch das Spannungsfeld im Vorlandbereich zeigt dementsprechende Asymmetrien. Als abschiebungsdominiert einzuschätzende Bereiche existieren nur auf der pro-seitigen Flanke, während retro-seitig ein nahezu uniformes Blattverschiebungsregime herrscht, dessen σ_1 -Achsen langsam gegen den Uhrzeigersinn rotieren. So stark sich das Bild im Vorland wandelt, Topographie und Exhumierungsbeträge im Orogen selbst zeigen keine nennenswerten Unterschiede zur Standardkonfiguration. Allerdings treten Zonen mit impliziter Abschiebungsaktivität in den Hintergrund. Die laterale Verformungskomponente ist innerhalb des Orogens etw as enger lokalisiert, erreicht aber ähnliche Beträge und wird erst im lateralen Vorland durch das allgemeine kinematische Muster deutlich modifiziert: Ein Arm verstärkter lateraler Extrusion verläuft parallel zum rechten Modellrand, der andere wird im Zuge des pro-seitigen Rotation verkürzt und endet in unmittelbarer Nachbarschaft zum Orogenrand.

Noch deutlicher werden Kinematik, Deformation und oberflächliches Spannungsfeld des lateralen Vorlands bei einem Szenario verändert, das auch hier einer konvergenten Randbedingung, allerdings ohne basale Kopplung, unterliegt. Die Krustenverkürzung ist in diesem Bereich undeutlich auf zwei Zonen lokalisiert, die V-förmig gegen das laterale Vorland divergieren. Weit verbreitete Krustenverdickung äußert sich in einem Anstieg der Topographie auf bis zu 500m NN (nach 100km Konvergenz). Die konvergente Verkürzung wird jedoch hauptsächlich durch orogenparallele Extension kompensiert, die noch am hinteren Modellrand bis zu 15% erreicht und sich zu extremen lateralen Verschiebungsbeträgen (mehr als 50km nach 100km und fast 140km nach 200km Konvergenz) addiert. Das Verschiebungsmaximum wird folglich erst am hinteren Modellrand erreicht. Über den größten Teil der Modelloberfläche zeigt das Spannungsfeld in etwa konvergenzparallele σ_1 -Achsen, die auf den Flanken des lateralen Vorlands langsam gegenläufig rotieren und den steigenden Einfluss der lateralen Materialzufuhr dokumentieren. Die Verkürzung wird im hinteren Modellteil zunehmend von Blattverschiebungen akkommodiert. Auch in diesem Szenario bleiben Topographie und Exhumierung im Orogen selbst weitgehend unbeeinflusst, auch Verteilung und Betrag der orogenparallelen Extension werden nur geringfügig modifiziert.

Ein signifikant verändertes Bild ergibt sich aus der Sperrung der hinteren Modellwand. Im Gegensatz zu den Modellen D4 und D5 wird der Betrag an lateraler Extension hier auch im Orogen selbst deutlich reduziert, und ihr oberflächliches Maximum im Bereich des Orogenrands erreicht gerade 10% (nach 100km Konvergenz). Während sich Krustenverdickung, Topographie und Exhumierung in ihren Maximalwerten kaum von den Verhältnissen bei freien Modellrändern unterscheiden, wird das topographische Längsprofil des Orogens deutlich modifiziert: ein steilerer Orogenrand und ein topographisch ausgeglichenes Plateau mit maximalen Hebungsbeträgen im Orogenzentrum sind Ausdruck der kompressiven Verhältnisse im lateralen Vorland. Starke orogenparallele Verkürzung, stellenweise >10%, kompensiert dort Extension innerhalb des Orogens, ohne

jedoch zu signifikanter Krustenverdickung zu führen. Oberflächlich wird ein Großteil der lateralen Materialzufuhr durch Blattverschiebungen in einem Spannungsfeld mit orogenparalleler σ_1 -Achse akkommodiert. Das Maximum der Lateralverschiebung im lateralen Vorland ist auf gut die Hälfte seines Standardwerts reduziert.

Das Spannungsfeld bei allseitig gesperrten Modellrändern zeigt initial auf der gesamten Modelloberfläche konvergenzparallele σ_1 -Achsen, die erst später im Zentrum des lateralen Extrusionskanals im lateralen Vorland in eine orogenparallele Richtung rotieren. Krustenverkürzung wird hier durch Krustenverdickung kompensiert, die in V-förmig divergierenden Zonen undeutlich lokalisiert ist und auf den Flanken des lateralen Vorlands eine Oberflächenhebung bis auf 1500m zur Folge hat. Das oberflächliche Spannungsfeld impliziert für diese Bereiche eine Kompensation durch Auf- und Überschiebungen, während im Zentralteil Blattverschiebungstätigkeit herrscht. Laterale Extension wird bei diesem Szenario weitgehend unterdrückt und erreicht am Orogenrand oberflächlich maximal 5% (100km Konvergenz). Die lateralen Verschiebungen im Vorland sind auf etwa ein Viertel ihres Standardwerts reduziert.

Einfluss der basalen Randbedingung (Modell D10 und D19)

Die stärksten Veränderungen ergeben sich, wenn die Modellbasis für Verschiebungen in orogenparalleler Richtung freigegeben wird. Laterale Extension und Extrusion werden dann in wesentlich stärkerem Maße wirksam und beeinflussen direkt oder indirekt alle übrigen Parameter. Die orogene Unterkruste, die im Bereich der Krustenwurzel in allen Modellen maximaler Verdickung unterliegt, wird auch zum Ort maximaler Lateralkompensation, sobald dies nicht durch restriktive Randbedingungen an ihrer Basis verhindert wird. Extension und Lateralbewegung erfolgen hier mit solcher Intensität, dass ein von der Oberkruste entkoppelter Extrusionskanal entsteht, der große Volumina aus dem Kollisionsorogen abführt. Auch die lateralen Extensionsbeträge in der Oberkruste können davon profitieren. Eines basalen Widerstands entbunden, wird hier bereits in einiger Entfernung vom Orogenrand kräftig ausgelängt, während am Orogenrand selbst das Widerlager der Vorlandkruste die Extensionsbeträge bereits wieder reduziert.

Die maximale Oberflächenhebung liegt unter 2000m, dementsprechend gering bleiben auch die Erosionsbeträge. Da in der Unterkruste effektiverer Lateraltransport stattfindet als in der Oberkruste, spielt auch tektonische Denudation kaum eine Rolle. Beide Faktoren bewirken, dass synkonvergente Exhumierung durch den extrem effektiven Lateraltransport eher behindert als gefördert wird.

Auch das oberflächliche Muster der Spannungsverteilung zeigt, dass eine freie Beweglichkeit der Modellbasis im Randbereich von Orogenen zu einer Situation führen kann, die sich deutlich vom üblichen orogenen Formenschatz unterscheidet. Bereiche mit subvertikaler σ_3 -Achse, in denen Krustenverdickung durch Auf- und Überschiebungen zu erwarten ist, treten nur im Initialstadium des Modelldurchlaufs auf. In fortgeschrittenen Stadien dominieren Bereiche impliziter Blattverschiebungsaktivität den größten Teil des Orogens und seiner Vorländer. Zunehmend spielt auch oberflächliche Ausdünnung durch Abschiebungstektonik eine Rolle, deren Domäne vom Orogenrand her in Form eines breiten Keils in das Kollisionsorogen hineinreicht.

Einfluss hochviskoser Indenter (Modell D15 und D16)

Hochviskose Indenter modifizieren insbesondere die Deformation im Kollisionsorogen selbst, üben aber auch starken Einfluss auf die Kinematik im lateralen Vorland aus. Bei einem retro-seitigen Indenter liegt die Zone maximaler Krustenverkürzung und –verdickung im Bereich der Pro-Zone, während sich die Retro-Zone verspätet ausbildet und vergleichsweise unbedeutend bleibt. Die erzwungene Lokalisierung der Krustenverdickung bedingt ein schmales Orogen mit maximalen topographischen Höhen von ca. 4000m; entsprechend hoch sind die Exhumierungsraten durch Erosion. Lateralbewegungen führen aus dem pro-seitigen Vorland gegenüber seinem retro-seitigen Äquivalent verstärkt Material ab. Folglich beobachtet man nicht nur in der Verteilung lateraler Extension Asymmetrien, diese äußern sich auch in einer verstärkten Rotation der pro-seitigen Vorlandsflanke. Die orogenparallele Extension erreicht trotz der erzwungenen Lokalisierung keine erhöhten Beträge. Das oberflächliche Spannungsfeld zeigt, dass ihre Kompensation, zumindest nach 100km Konvergenz, allein durch Blattverschiebungsaktivität erfolgt. Die maximalen Verschiebungen im lateralen Vorland bleiben gegenüber rheologisch homogenen Modellen sogar zurück, da die wenig mobile retro-seitige Vorlandsflanke ein gewisses Widerlager bildet. Das Muster orogenparalleler Deformation im lateralen Vorland ist mit einem geraden Ast parallel zum rechten Modellrand und einem zweiten, verkürzten und pro-seitig einbiegenden Ast der asymmetrischen Verteilung aus Modell D4 (rechter Rand rigide) vergleichbar.

Zwei feste Krustenblöcke im pro- und retro-seitigen Vorland verstärken die erzwungene Lokalisierung der orogenen Deformation. Krustenverdickung und Exhumierungsbeträge sind enorm und im Zuge der Verengung des leicht deformierbaren Streifens wechseln Pro- und Retro-Zone als Orte bevorzugter Deformation ab. Die laterale Extension erreicht im Randbereich des Orogens oberflächlich signifikant erhöhte Werte. Infolge der erzwungenen geometrischen Einengung verhält sich die Relation der maximalen Lateralverschiebungen zum Konvergenzbetrag zeitlich stark nichtlinear. Das Muster der Vorlandsdeformation ist weitgehend symmetrisch und von starker gegenläufiger Rotation der Vorlandsflanken gekennzeichnet, die im Übergangsbereich zum vorderen Modellteil in orogenparalleler Krustenverkürzung resultiert.

4.3.8 Zusammenfassung und Diskussion

Prozesse im Randbereich von Kollisionsorogenen

Dreidimensionale FE-Modelle, die den Randbereich einer kontinentalen Kollisionszone abbilden, können Grundsätzliches zum Verständnis des Zusammenspiels der dort beobachteten Prozesse beitragen. Die detailgetreue Modellierung eines Fallbeispiels kann im Rahmen dieser Arbeit noch nicht präsentiert werden. Aus den Ergebnissen der Parameterstudien ergeben sich jedoch Implikationen für die Deformationsgeschichte rezenter Orogenränder und Ansatzpunkte für eine zukünftige maßstabsgetreue Modellierung dieser Gebiete.

Laterale Extrusion ist in allen Modellen und zu jedem Zeitpunkt der jeweiligen Modelldurchläufe präsent. Aus dieser Tatsache und aus der Verteilung der lateralen Extensionsbeträge im Krustenprofil geht hervor, dass der von horizontalen Kräften induzierte Prozess „tectonic escape“ am Beobachteten den überwiegenden Anteil hat. Anders als in horizontalen „plane strain“-Modellen befindet sich das lateral entweichende Material jedoch in einem ständigen Gleichgewicht mit gravitativen und isostatischen Kräften. Ein synkonvergentes gravitatives Kollabieren in Richtung des lateralen Vorlands spielt demgegenüber eine vergleichsweise geringe Rolle, die zudem auf die höchsten Stockwerke der Oberkruste beschränkt bleibt. Das Einsetzen gravitativer Krustenausdünnung ist in den Darstellungen der oberflächlichen Spannungsverteilung jedoch gut dokumentiert. Die Orientierung der Spannungsvektoren impliziert hierbei stets ein Überwiegen orogenparalleler Streckung, die mit oberflächennaher Abschiebungstätigkeit in der internen Zone des Orogens zu korrelieren ist.

Krustenverkürzung im Kollisionsorogen wird durch Krustenverdickung in der Internzone des Orogens, Verbreiterung des Orogens in den externen, an das Vor- und Hinterland grenzenden Bereichen, durch oberflächliche Erosion und laterale Extrusion kompensiert. Der jeweilige Anteil dieser Prozesse ist von den herrschenden Modellparametern und der Zeit bzw. dem bereits erfolgten Konvergenzbetrag abhängig. Die Modelle illustrieren klare Zusammenhänge zwischen den genannten Mechanismen und signifikante Modifikationen des resultierenden Modellorogens in Abhängigkeit von Modellgeometrie, Randbedingungen und rheologischen Parametern.

Wie im 2D-Modell beweist der Parameterkomplex Temperatur-Kollisionsrate-Rheologie großen Einfluss auf die herrschenden Prozesse, da von diesen Faktoren der Grad mechanischer Kopplung im vertikalen Krustenprofil und somit letztendlich das Deformationsmuster in der Oberkruste bestimmt wird. Lokalisierte Deformation korreliert mit niedrigen Temperaturen, festen Rheologien und/ oder hohen Konvergenzraten. Im 3D-Modell wird die Lokalisierung orogener Deformation nicht nur durch den Grad der Übertragung des konvergenzparallelen Verschiebungsvektors von der Modellbasis in die höheren Krustenstockwerke (Abb. 67, 1) bestimmt; hier kommt es mit zunehmender Entfernung von der Krustenbasis zusätzlich zu einer Partitionierung des Verschiebungsvektors in einen konvergenz- und einen orogenparallelen Anteil (Abb. 67,

2). Die Abhängigkeit lokalisierter orogener Deformation von guter basaler Kopplung wird durch diesen Mechanismus noch verstärkt.

Andererseits korreliert ein effektiver lateraler Abtransport von Material mit einem geringeren Grad an intrakrustaler Kopplung. Die Verteilung lateraler Verschiebungen zeigt dann relativ hohe Beträge ohne lokalisierte Extensionsmaxima, im Falle gegenteiliger Bedingungen geringere Beträge bei einem eng auf den Orogenrand beschränkten, dabei aber signifikant höheren Deformationsmaximum.

Neben vertikaler Kopplung ist im Übergangsbereich zwischen Orogen und lateralem Vorland auch horizontale Kopplung von Bedeutung. Eine rheologisch feste Unterkruste kann die basale Randbedingung des Mantelsubduktionsmodells horizontal auf die benachbarten Krustenpartien übertragen, so dass sich deren Asymmetrie im Deformationsmuster dieser Bereiche widerspiegelt.

Von noch weitreichenderer Bedeutung als die rheologischen Verhältnisse innerhalb der Kruste ist der Modus der basalen Übertragung der konvergenten Verschiebungen des lithosphärischen Mantels auf die Krustenbasis. Wie in Abschnitt 4.2 diskutiert, impliziert ein Sperren der Modellbasis gegen orogenparallele Verschiebungen eine Minimalabschätzung der tatsächlichen Verschiebungsbeträge in den höheren Krustenstockwerken; auf dieser Grundlage basieren alle vorgestellten Modelle bis auf D10 und D19, die eine lateral frei bewegliche Krustenbasis besitzen. Theoretisch könnte eine lateral bewegliche Krustenbasis im Zusammenhang im Mantelsubduktionsmodell durch folgende Annahmen gerechtfertigt werden: (a) eine Anisotropie im basalen Kopplungsmodus; (b) eine aktive laterale Bewegung oder (c) passive Beweglichkeit des lithosphärischen Mantels; (d) eine bereichsweise Entkopplung der Krustenbasis von der Mantelbewegung. Indes ist eine plausible Erklärung für eine anisotrope Kraftübertragung (a) an der Krustenbasis weder im makroskopischen noch im mikroskopischen Maßstab evident. Weiter kann das Verhalten des subduzierten Mantels im Bereich eines Orogenrands (b und c) nur durch Modelle quantifiziert werden, die über den Krustenmaßstab hinausgehen. Schließlich bedeutet die Annahme bereichsweiser Entkopplung (d) eine Relativierung der Mantelsubduktion als prägenden Prozess der Kollisionszone und ist somit ebenfalls nicht geeignet, ein anisotropes Verhalten der basalen Kopplung zu erklären. Im Hinblick auf das Gesagte können die Modelle mit freier Krustenbasis nur als Maximalabschätzung der lateralen Deformation unter Annahme einer geeigneten Kinematik des lithosphärischen Mantels angesehen werden; lokale Entkopplung von Mantelbewegungen durch Prozesse wie „slab-breakoff“ (Davies & von Blanckenburg 1995) ist ebenfalls geeignet, um ähnliche Extrusionsraten zu erzielen, allerdings wird dieser Prozess bei fortgesetzter Konvergenzbewegung an der Krustenbasis nicht exakt simuliert.

Bei allen Modellen mit konventioneller Randbedingung erreicht laterale Extension und Extrusion innerhalb des Orogens im Bereich der Oberkruste ihr Maximum, das bei einem Großteil der Modellkonstellationen etwa 30% der erfolgten Krustenverkürzung erreicht. Im Bereich der Krustenbasis findet dagegen hauptsächlich orogenparallele Scherverformung statt. Differentielle Extensionsbeträge zugunsten der Oberkruste sind die Voraussetzung für Exhumierung durch tektonische Denudation. Zugleich gestatten die vergleichsweise geringen Volumina, die durch laterale Bewegungen aus der Kollisionszone abgeführt

werden, den Aufbau einer großzügigen Topographie mit dementsprechenden Erosionsraten. Beide Faktoren begünstigen somit die synkonvergente Exhumierung von Unterkrustengesteinen in der orogenen Internzone.

Bei einer in orogenparalleler Richtung frei beweglichen Krustenbasis werden oberflächlich maximale Extrusionsbeträge erzielt, die um mehr als den Faktor 2 über denen bei fixierter Krustenbasis liegen und somit etwa 70% der erfolgten Krustenverkürzung erreichen. Allerdings werden die wahren Extensionsmaxima hier in der Unterkruste erreicht, so dass eine Exhumierung durch tektonische Denudation keine Rolle spielt. Gleichzeitig wird die orogene Topographie durch die effiziente Abfuhr von Material aus der Kollisionszone niedrig gehalten und der Betrag erosiver Denudation somit verringert. Beide Faktoren behindern eine synkonvergente Exhumierung von Unterkrustengesteinen.

Auch horizontale Unterschiede in der rheologischen Festigkeit der Kruste können die Prozesse in Randbereich von Orogenen und die dabei auftretenden Strukturen beeinflussen. Die Modelle, die hochviskose Indenter im Bereich der orogenen Vorländer simulieren, beweisen zunächst einen starken Einfluss auf die Verteilung der Deformation zwischen Pro- und Retro-Zone, sowie auf die resultierende Krustenverdickung und Topographie. Diese Modifikationen sind Folge einer erzwungenen Lokalisierung der Deformation und bereits in 2D-Modellen abzubilden. Erzwungene Lokalisierung spiegelt sich auch in der Form des orogenen Extrusionskanals und der im Vorland anschließenden Zone maximaler Lateralverschiebungen wider; ein signifikanter Anstieg der Extrusionsbeträge wird dabei jedoch nur dann beobachtet, wenn es bei einer zunehmenden Einengung der orogenen Kruste durch zwei hochviskose Krustenblöcke zu einer überproportionalen Beschleunigung der Extrusionsbewegung kommt, die an die rein geometrisch erklärbaren Verhältnisse bei einer Einengung durch rigide Blöcke erinnert.

Horizontale rheologische Inhomogenitäten sind somit wohl geeignet, das strukturelle Bild von Kollisionszonen zu modifizieren. Allerdings kann auch bei unrealistisch festen Rheologien, wie sie in den Modellen D15 und D16 angenommen werden, kein explizit „rigides“ Verhalten beobachtet werden. A priori rigide Indenter, wie sie in Analogmodellen verwendet werden, stellen demnach eine grobe Vereinfachung der Randbedingungen dar. In der Natur ist derartige Verhalten weder im Duktil- noch im Sprödbereich der Kruste plausibel zu erklären. Ein quasi-rigides Verhalten eines Krustenblocks, wie z.B. des Apulischen Indenters in den Südalpen ist somit eher als Ergebnis der herrschenden Bedingungen, denn als Erklärung für das beobachtete Deformationsmuster anzusehen. Aus diesem Grund besteht wenig Anlass, den Prozess lateraler Extrusion in ursächliche Verbindung mit dem Auftreten eines „rigiden“ Indenters zu stellen.

Überraschenderweise implizieren die Modellierungsergebnisse, bei denen die Randbedingungen im Bereich des lateralen Vorlands durch die Annahme starrer Ränder oder das Aufbringen von Plattenrandspannungen modifiziert werden, einen erstaunlich geringen Einfluss auf das Kollisionsorogen. Zu signifikanten Variationen kommt es hier hauptsächlich im Bereich des lateralen Vorlands, dessen kinematisches Muster sich nach den herrschenden Randbedingungen ausrichtet. Eine deutliche Reduktion der

orogenparallelen Verschiebungsbeträge kann erzielt werden, wenn die Rückseite des lateralen Vorlands gesperrt bleibt.

Implikationen für den „tectonic escape“ in Ostasien

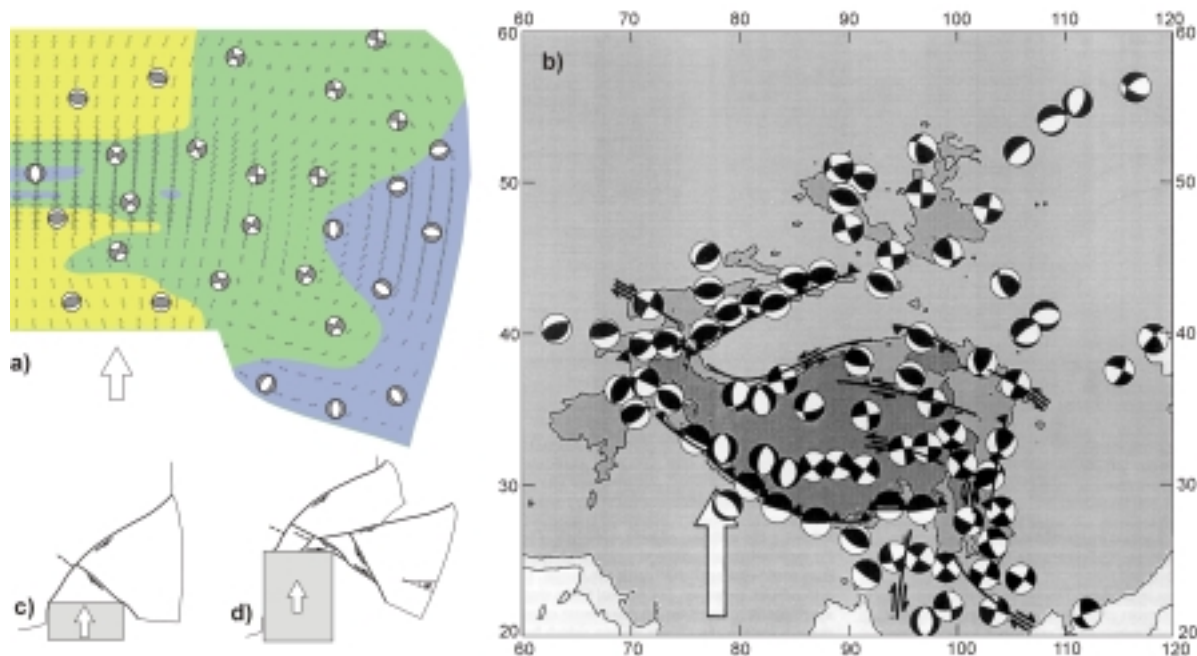


Abb. 68 Gegenüberstellung geologischer und geophysikalischer Daten aus Ostasien mit einem numerischen Modell und einem Analogmodell. Aufgrund der rein phänomenologischen Natur der Gegenüberstellung wird auf die Angabe eines Maßstabs bewusst verzichtet. a) FE-Modell D4, rotiert und gespiegelt, nach 200km Plattenkonvergenz (Originaldaten und Legende vgl. Abb. 52). b) Herdflächen-lösungen von Erdbeben zwischen 1900 und 1987; wie im FE-Modell sind kompressive Quadranten weiß gefärbt. (aus: England 1992). c) und d) Sukzessive Entwicklung von Störungen in „plane-strain“ Plastilinmodellen (aus: Peltzer 1983 in Tapponnier et al. 1986). Nähere Erläuterungen vgl. Text.

Da die Kollision zwischen Indien und Eurasien aufgrund ihrer Dimensionen und der im Bereich des Tibet-Plateaus vom einfachen Mantelsubduktionsmodell abweichenden Krustenmechanik bislang nicht maßstabsgerecht durch numerische FE-Modelle abgebildet werden kann, muss an dieser Stelle ein rein phänomenologischer Vergleich zwischen der rezenten Spannungsverteilung, Analogmodellen und dem numerischen Modell genügen; bewusst wird hier auf jeglichen Maßstab verzichtet. Die rheologisch feste Kruste der Sibirischen Plattform rechtfertigt in Anlehnung an die Analogmodelle von Peltzer (1983) bzw. Tapponnier et al. (1986) den Vergleich mit Modell D4, dessen retro-seitiger Rand (oberer Rand in Abb. 68) sich auf ganzer Breite rigide verhält.

Mit den Plastilinmodellen von Peltzer (1983) lässt sich die Bildung großdimensionaler Blattverschiebungszonen und das daraus resultierende kinematische Muster gut reproduzieren. Eine erste Phase des ostgerichteten „tectonic escape“ mit sinistralen Bewegungen an einer hier NE streichenden Blattverschiebung (Abb. 68c) kann mit den gleichgerichteten Bewegungen entlang der Red River Fault im Zeitraum von 50-17ma korreliert werden; in Abb. 68d ist diese Störung in eine ENE-gerichtete Lage rotiert und

eine neue, wiederum NE-streichende Blattverschiebung nimmt weitere sinistrale Relativverschiebungen auf; die jüngeren Bewegungen an der Altyn Tagh Fault lassen sich diesem Element zuordnen (Peltzer 1983; Tapponnier et al. 1982; Tapponnier et al. 1986).

Eine Rotation des südöstlichen Quadranten mit dem Uhrzeigersinn wird auch im numerischen Modell beobachtet. Während diskrete Störungszonen im Kontinuumsmodell (Abb. 68a) naturgemäß nicht abgebildet werden können, zeigen sich seine Vorteile gegenüber dem „plane-strain“-Ansatz der Analogmodelle in der Möglichkeit, auch Bereiche mit Auf-/ Überschiebungs- bzw. Abschiebungsaktivität zu dokumentieren. Aus einer Zusammenstellung von Herdflächenlösungen historischer Erdbeben nach England (1992) (Abb. 68b) geht hervor, dass die Bereiche rein horizontaler Bewegungen in Wirklichkeit vergleichsweise klein und auf die Altyn Tagh Fault, das östliche Tibet-Plateau und Indochina beschränkt sind.

Überschiebungsaktivität prägt sowohl die Deformationsfront des Himalaya (vgl. Pro-Seite des Modells) als auch des Tien Shan im N des Tibet-Plateaus (vgl. Retro-Seite des Modells). Die rezente Abschiebungstätigkeit in großen Teilen des Tibet-Plateaus unter EW-gerichteter Extension äußert sich in einer Überprägung EW-streichender Falten- und Überschiebungsstrukturen durch N-S gerichtete Abschiebungen (z.B. England 1992). Dieses Grundmuster ist auch im numerischen Modell zu erkennen, sobald höhere Konvergenzbeträge erreicht werden. Bei einer Verbreiterung des orogenen Plateaus unter fortlaufender Konvergenz sollten abschiebungsdominierte Bereiche in der beobachteten Ausdehnung zu reproduzieren sein.

Krustenausdünnung durch Abschiebungen, die das numerische Modell im rotierten Modellquadranten prognostiziert, sind in der Natur im Bereich der Baikal- und Shansi-Riftstrukturen und in Teilen Indochinas dokumentiert. Auch wenn für die genannten Riftstrukturen ein Zusammenhang mit „mantle plumes“ wahrscheinlich ist (z.B. Westaway 1993; 1995), entspricht die Orientierung der Extensionsstrukturen in etwa den im numerischen Modell beobachteten Abschiebungen.

Die numerischen Modelle können wesentliche Elemente der Tektonik Ostasiens reproduzieren. Die Durchführung skaliertes FE-Modelle erscheint aus diesem Blickwinkel überaus erfolgversprechend.

Implikationen für die miozäne laterale Extrusion in den Ostalpen

Die spätoligozän-miozäne Tektonik der Ostalpen ist durch ein extremes Verhältnis zwischen N-S gerichteter Krustenverkürzung und E-W-gerichteter lateraler Extension gekennzeichnet. Palinspastische Rekonstruktionen von Ratschbacher et al. (1991a) und Frisch et al. (1998) beziffern die maximalen Verkürzungsbeträge für ein Zeitfenster von etwa 10Ma (23 bis 13Ma, Frisch et al. 1998) auf etwa 100km am Westrand des Tauernfensters und etwa 70km am Alpenostrand. Im selben Zeitraum soll ein lateraler Extensionsbetrag von 160 bis 170km erreicht worden sein. Die Gesamtkonvergenz zwischen Adriatischer und Europäischer Platte kann - unter Berücksichtigung der Bildung eines südvergenten Falten- und Überschiebungsgürtels in den Südalpen mit Transportweiten um 60km (Roeder 1989) - auf 150-200km geschätzt werden. Einer

Konvergenzrate von 15-20mm/a steht demnach eine Extrusionsrate von bis zu 17mm/a gegenüber.

Sedimentologische Hinweise legen nahe, dass die Nördlichen Kalkalpen östlich der Inntal-Linie noch zu Beginn des lateralen Extrusionsereignisses (prä-Ottang, d.h. bis vor ca. 18Ma) keine nennenswerte Oberflächenhebung erfahren hatten. Die von verzweigten Flusssystemen geschütteten Sande und Konglomerate der Augenstein-Formation deuten auf einen dem marinen Molassebecken benachbarten Ablagerungsraum in Tieflandsposition hin (Frisch et al. 1998). Das Fehlen kristalliner Komponenten in diesen Sedimenten spricht zudem auch gegen ein Hochgebirgsrelief im Bereich der weiter südlich gelegenen Liefergebiete, zumindest jedoch gegen eine langandauernde Exposition für Erosionsprozesse. Auf der Basis dieser Befunde erscheint eine signifikante Krustenverdickung für den Bereich der Ostalpen vor dem Beginn der lateralen Extrusion unwahrscheinlich.

Unter dieser Prämisse erscheint es gerechtfertigt, die Ergebnisse der Modellstudien D1 bis D19, die eine Kollision zweier Krustenblöcke mit initialer Topographie auf Meeresspiegelniveau simulieren, zumindest phänomenologisch mit der ostalpinen Entwicklung im bezeichneten Zeitfenster zu vergleichen. Keines der Modelle, die auf der Grundlage einer isotropen basalen Kopplung zwischen dem bewegten Mantel und der Kruste in 10Ma 200km Gesamtkonvergenz erfahren, erreicht den geforderten Extrusionsbetrag auch nur annähernd: die modellierten Extensionsbeträge bleiben um den Faktor 3 bis 4 unter den für die Ostalpen errechneten Werten.

Neben dem Umfang der Bewegungen ist ihr fest umgrenzter zeitlicher Rahmen bemerkenswert: sie erscheinen nicht als kontinuierlicher Prozess, sondern als „historisches“ Ereignis. Zur Erklärung wurden folgende Faktoren postuliert: (1) die nordgerichtete Indentation der Südalpen (Ratschbacher et al. 1991a; Ratschbacher et al. 1991b); (2) extensive Plattenrandspannungen während der Bildung des pannonischen Beckens durch ein Zurückweichen der Subduktionszone im Bereich der Ostkarpaten (Royden 1993a) (3) thermische Entfestigung durch die sukzessive Reequilibrierung des Temperaturfelds im Bereich der verdickten Gebirgswurzel (Ratschbacher et al. 1991a; Ratschbacher et al. 1991b); (4) rasche Hebung als Folge einer Störung im Bereich der Lithosphärenwurzel durch Delamination (Laubscher 1983) oder „slab breakoff“ (Davies & von Blanckenburg 1995).

Modelldurchläufe mit horizontalen Variationen im rheologischen Verhalten der Kruste zeigen, dass hochviskose Indenter infolge einer erzwungenen Lokalisierung der Deformation ein effizientes Werkzeug zu einer raschen Krustenverdickung darstellen. Enger lokalisiert wird dabei auch der orogenparallele Extrusionskanal, ohne jedoch insgesamt signifikant höhere Extrusionsbeträge aufzunehmen. Das aus dem heutigen strukturellen Befund vergleichsweise geringer Interndeformation abgeleitete Bild eines a posteriori „rigiden“ Indenters kann deshalb nicht als Ursache des lateralen Extrusionsereignisses herangezogen werden. Vielmehr konnte sich der südalpine Block vergleichsweise „rigide“ verhalten, weil ihm die Ostalpen aufgrund spezieller Bedingungen keinen stärkeren Widerstand entgegenbrachten. Die Modellergebnisse legen ferner nahe, dass Plattenrandspannungen im Bereich des lateralen Vorlands nur einen beschränkten

Einfluss auf die tatsächlichen lateralen Verschiebungsbeträge ausüben. Modelle mit Plattenrandspannungen unterschiedlichen Vorzeichens und von je 10MPa Betrag zeigen einen Unterschied in der maximalen Lateralverschiebung von <25%. Schließlich führen auch moderat variierte Krustentemperaturen ($\pm 100\text{K}$ an der Moho) zu Modifikationen der Verschiebungsbeträge in der gleichen Größenordnung (vgl. Abb. 60). Eine signifikante Veränderung des gesamten krustalen Temperaturfelds bedarf zudem längerer Zeiträume, ist also für die Erklärung einer drastischen Änderung der oberkrustalen Deformation kaum geeignet. Aus der Sicht der Modellergebnisse sind die Faktoren (1) bis (3) demnach in der Lage, den Umfang lateraler Extrusion zu steigern und ihre räumliche Verteilung zu beeinflussen. Allerdings erscheinen die Auswirkungen der genannten Parameter so gering, dass die Extrusionsbeträge selbst bei einem Zusammenspiel aller beteiligten Mechanismen um mindestens den Faktor 2 unterschritten bleiben.

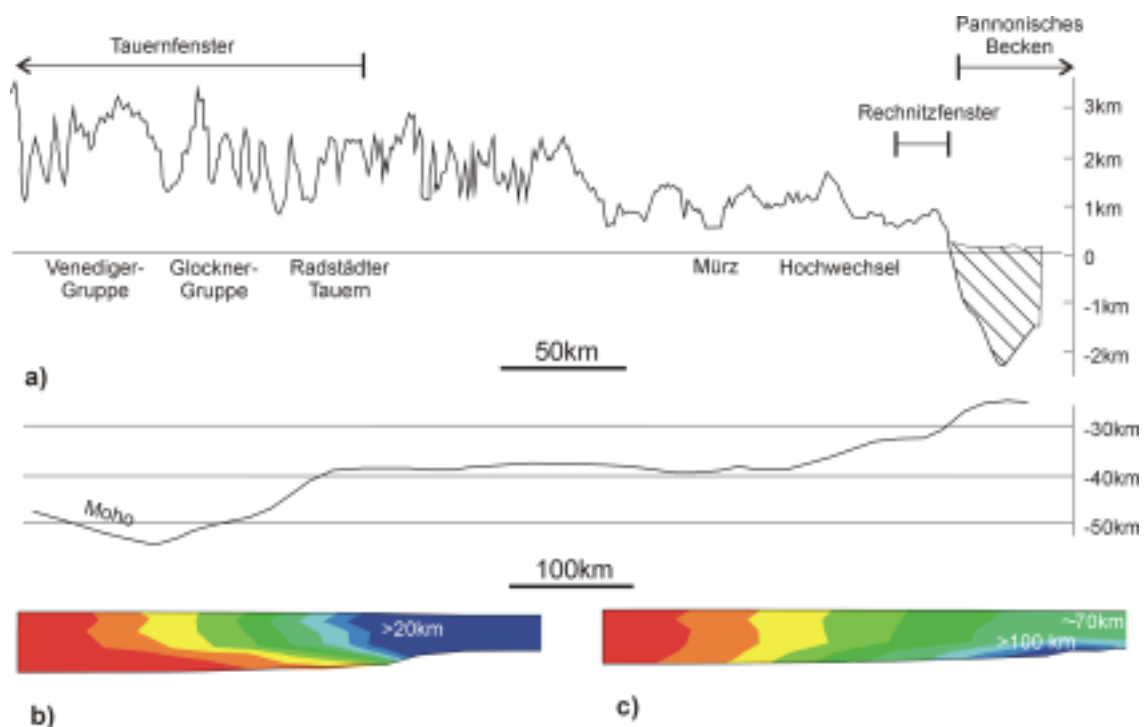


Abb. 69 (a) Abnahme der Topographie und Krustendicke entlang eines Längsschnitts durch die Ostalpen (vereinfacht nach Dunkl et al. 1998). (b) Orogenparalleler Längsschnitt durch das Modell D8 (Basis fixiert, extensive Plattenrandspannungen) und (c) durch das Modell D10 (Basis frei) nach je 100km Plattenkonvergenz. Man beachte die unterschiedliche Konturierung beider Schnitte und vergleiche hierzu Abb. 62.

Umgekehrt implizieren die Modellergebnisse, dass laterale Extrusionsprozesse an jedem freien Orogenrand zu erwarten sind und im Randbereich selbst, modifiziert durch die herrschenden Bedingungen, größenordnungsmäßig etwa 15-30km Lateralversatz pro 100km Krustenverkürzung erreichen. Die eozän-oligozäne Kollision hätte demnach, wo immer sich der topographische Orogenrand in dieser Zeit befand, Spuren in Form ostgerichteter Lateralbewegungen hinterlassen müssen. Die modellierten Spannungsfelder implizieren jedoch, dass sich die Lateralkomponente im Initialstadium der Krustenverdickung oberflächlich nicht durch Blattverschiebungsaktivität bemerkbar macht

und allenfalls die Orientierung der Verkürzungsachsen kompressiver Strukturen modifiziert.

Weder die erzielten Verschiebungsbeträge, noch die enge zeitliche Begrenzung des lateralen Extrusionsereignisses lassen sich auf der Basis der Modelle mit konventioneller basaler Kopplung plausibel machen. Den oben genannten Faktoren muss daher aus Sicht der Modellierungsergebnisse eine weitere entscheidende Forderung zur Seite gestellt werden: die Existenz eines Entkopplungshorizonts, der in seinem Top eine annähernd freie Beweglichkeit in orogenparalleler Richtung gewährleistet. Als Ort für einen derartigen Horizont wird in den Modellen D10 und D19 die Krustenbasis angenommen. Unter dieser Voraussetzung können für einen Zeitraum von 10Ma bzw. bei 200km Plattenkonvergenz etwa 140km laterale Extrusion simuliert werden. Eine Kombination mit rheologisch festeren Indentern, höheren Temperaturen und extensiven Plattenrandspannungen lässt den geforderten Betrag in den Bereich des Möglichen rücken. Alternativ ist auch ein Entkopplungshorizont innerhalb der Kruste denkbar.

Über die Tiefenfortsetzung der oberflächlichen Lateralverschiebungen in den Ostalpen besteht wenig Klarheit. Während die ostalpinen Decken von Spröddeformation dominiert und durch Blattverschiebungen und listrische Abschiebungen in ein Mosaik einzelner Blöcke gegliedert sind, ist das Penninikum von duktiler Deformation mit subhorizontaler, orogenparalleler Streckung gekennzeichnet (Ratschbacher et al. 1991a).

Die im Randbereich des Tauernfensters aufgeschlossene Basis des Ostalpin bildet mit starker nicht-koaxialer Deformation einen Detachmentshorizont. Palinspastische Rekonstruktionen von Frisch et al. (1998), die nahe legen, dass der Bereich des heute exhumierten Tauern-Penninikums vor dem Extrusionsereignis vollständig von den jetzt nach E verschobenen ostalpinen Blöcken bedeckt war, unterstreichen die Bedeutung dieses Detachments. Allerdings kann daraus nicht zwingend gefolgert werden, dass sich das Ostalpin als Ganzes deckenartig über ein kaum gedehntes Penninikum ostwärts bewegte. Sowohl Ostalpin als auch Penninikum reichen über den Ostrand der Alpen (Rechnitz-Fenster) hinaus bis in den Bereich des Pannonischen Beckens, so dass der laterale Versatz zwischen beiden Einheiten hier nicht zu bestimmen ist. Eine mit dem topographischen Gradienten korrelierende, kontinuierliche Abnahme der Krustenmächtigkeit nach E (vgl. Abb. 69a) impliziert jedoch, dass das Penninikum bzw. eventuell Gesteine der Europäischen Unterplatte lateral um insgesamt ähnliche Beträge gestreckt wurden wie die ostalpine Oberkruste. Der geforderte Entkopplungshorizont sollte demnach im unteren Teil der Kruste oder an deren Basis liegen, da die laterale Extrusion sonst ein oberflächliches Phänomen ohne signifikanten Einfluss auf die Krustenmächtigkeit wäre.

Allgemein legen die Modelle nahe, dass „tectonic escape“ der dominante Prozess bei lateralen Extrusionsbewegungen ist. Eine überhöhte orogene Topographie, die ein ereignisartiges gravitatives Kollabieren herausfordern würde, wird demnach im Randbereich von Orogenen gar nicht erst aufgebaut. Die Vorstellung, gravitatives Kollabieren sei der Hauptgrund der lateralen Extrusion der Ostalpen, steht zudem im Gegensatz zu den sedimentologischen, hydrologischen und klimatischen Indizien, die ein weitgehendes Fehlen orogener Topographie für die Ostalpen zu Beginn des Miozän implizieren (Frisch et al. 1998).

Problematisch erscheint es jedoch, auf Basis der Modelle D10 bzw. D19 die mit dem lateralen Extrusionsereignis synchrone Exhumierung des Tauernfensters zu erklären. Während Modelle mit fester basaler Kopplung bei 200km Plattenkonvergenz (in 10Ma) immerhin bis zu 10km vorwiegend erosive Exhumierung erreichen und zudem gegen das Orogenzentrum Bereiche mit impliziter Abschiebungstätigkeit reproduzieren können, bleiben die Beträge bei Annahme eines basalen Entkopplungshorizonts durch die verminderte Topographie weit zurück. Nach petrologischen Daten, die der unmittelbaren Umgebung des Tauernfensters einen enormen Gradienten im Exhumierungsgrad attestieren, wurde in Form flach einfallender Abschiebungen eine extreme Lokalisierung der orogenparallelen Dehnung erreicht, die in Sprunghöhen von ca. 20km an der Katschberg- und Brennerstörung resultiert (Behrmann 1988; Genser & Neubauer 1988; Selverstone 1988). Die Ostalpinen Decken wären demnach in Form einzelner, intern kaum deformierter Blöcke in einer „piggyback“-Lage passiv auf dem duktilen Penninikum Richtung Osten gegliedert. Derartige Deformationsmuster sind im Kontinuumsmodell per se nicht abzubilden, allerdings ist naheliegend, dass mit Unterstützung des sich entwickelnden topographischen Gradienten Richtung E (1) bereits kleine orogenparallele Zugspannungen ausreichen, um diskrete Abschiebungsflächen zu etablieren und (2) eine Relativbewegung an der Basis des Ostalpinen Blöcke mit dem topographischen Gradienten zur Exhumierung des Tauernfensters führen konnte. Neue Modellierungstechniken, die eine Kopplung zwischen Kontinuums- (FEM) und Diskontinuumsmethoden (DEM) vorsehen, sollten derartige Strukturen abbilden können. Über den Charakter eines mechanischen Entkopplungshorizonts kann indes auf der Basis einer auf die Kruste beschränkten Modellstudie naturgemäß nur spekuliert werden. Die ausgeprägte magmatische Aktivität im Bereich der periadriatischen Linie, die ihr Maximum zwischen 29 und 33 Ma erreichte und bis ca. 24Ma anhielt, wird als Folge eines „slab-breakoff“-Ereignisses um 45Ma gedeutet (von Blanckenburg & Davies 1995; von Blanckenburg et al. 1998). Der resultierende, mechanisch und thermisch basal entkoppelte Bereich könnte in den Ostalpen erst im Zuge der zunehmenden Annäherung zweier fester Blöcke (des Apulischen Indenters und der Böhmisches Masse) soweit eingeeignet worden sein, dass es zu einer Krustenverdickung - allerdings unter stärksten Lateralbewegungen - kommen konnte. FE-Modelle mit einem modifizierten basalen Verschiebungsansatz, den entsprechenden thermischen Parametern und einer skalierten Geometrie können in Zukunft zum genaueren Verständnis der beteiligten Faktoren beitragen.

Implikationen für die Extrusion Anatoliens

Anders als in den Ostalpen, wird bei der Kollision der Arabischen mit der Europäischen Platte nach Dewey et al. (1986) nur ein vergleichsweise geringer Anteil in orogenparallele Bewegungen umgesetzt, die im westgerichteten „tectonic escape“ und einer gleichzeitigen Rotation Anatoliens gegen den Uhrzeigersinn resultieren. Die vektorielle Zerlegung der Relativbewegungen zwischen Syrien (Arabische Platte), Europa und Anatolien impliziert, dass in den letzten 9Ma nur etwa ein Drittel der Konvergenzbewegung durch laterale Extrusionsbewegungen kompensiert wird, während zwei Drittel in Krustenverdickung im Bereich der Assyriden und der Bitlis-Überschiebungszone umgesetzt werden.

Lateralverschiebungen dieses Umfangs liegen nur wenig über den modellierten Werten bei vollständiger Kopplung zwischen Kruste und oberem Mantel. Da es sich hierbei um eine Minimalabschätzung der tatsächlichen Beträge handelt und in den Modellen bei allgemeiner zeitlicher Zunahme des Anteils der Lateralbewegungen geringere Konvergenzbeträge erzielt wurden als im Naturbeispiel (200 vs. etwa 300km), kann eine derartige Extrusionsbewegung als reproduzierbar eingestuft werden.

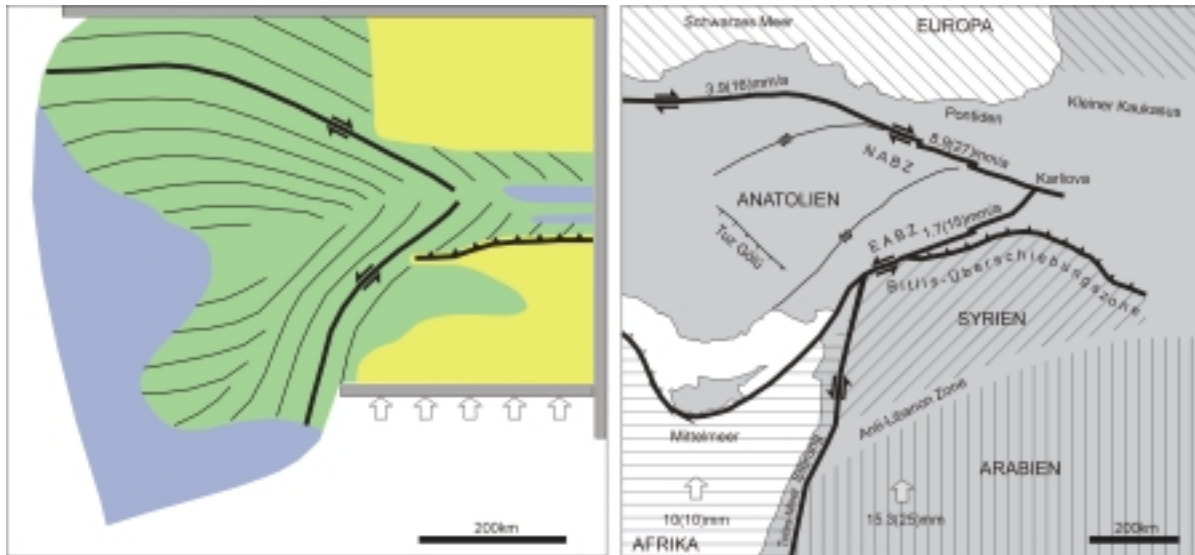


Abb. 70 Links: Modell D4 nach 200km Plattenkonvergenz (vgl. Abb. 52). Blau: Abschiebungen; grün: Blattverschiebungen; gelb: Auf-/ Überschiebungen. Die Orientierung möglicher Blattverschiebungen ist in Form von „slip lines“ angegeben, wobei im oberen bzw. unteren Modellteil jeweils nur eine der sich rechtwinklig kreuzenden Kurvenscharen dargestellt ist. Rechts: Tektonische Übersichtskarte der Kollisionszone zwischen Arabien (Syrien) und Europa bzw. Anatolien (modifiziert nach Dewey et al. 1986). Verschiebungsbeträge mit Bezugssystem Europa: Durchschnittswerte der letzten 9Ma (Dewey et al. 1986; Sengör 1979 und Referenzen dort), in Klammern dahinter heutige Werte (Kiratzi 1993; Oral et al. 1995; Reilinger et al. 1997). – Man beachte den unterschiedlichen Maßstab dieser phänomenologischen Gegenüberstellung.

Das beobachtete Muster der Lateralverschiebungen ist indes deutlich asymmetrisch. Während sich für die Nordanatolische Blattverschiebungszone für die letzten 9Ma eine gemittelte Verschiebungsrates von 8.9mm/a ergibt, erreichten die Bewegungen an der Ostanatolischen Blattverschiebungszone im selben Zeitraum durchschnittlich nur 1.7mm/a. Diese Zahlen lassen sich mit einer Rotation Anatoliens gegen den Uhrzeigersinn korrelieren. Der phänomenologische Vergleich mit den Modellergebnissen legt nahe, dass ein vergleichsweise rigides Verhalten der Europäischen Platte Grund für dieses Muster ist. Modell D4 mit einer starren Wand auf der Retro-Seite lässt nach 200km Plattenkonvergenz bei einer Darstellung der „slip lines“ im blattverschiebungsdominierten Bereich weitgehende Übereinstimmungen erkennen. Auch das Grundmuster der Überschiebungs- bzw. Abschiebungsdominierten Bereiche entspricht weitgehend den Verhältnissen in Anatolien.

Die rezenten Verschiebungsgeschwindigkeiten, die auf der Basis von GPS-Daten bestimmt wurden, erreichen demgegenüber wesentlich höhere Beträge (z.B. Oral et al. 1995; Reilinger et al. 1997) und sprechen für eine weitgehende Entkopplung der Anatolischen Platte von der Europäischen und Arabischen Platte. Das dies, wie im Falle

der Ostalpen postuliert, mit einem Entkopplungshorizont an der Krustenbasis korreliert, ist angesichts der größeren Dimensionen des anatolischen „tectonic escape“ unwahrscheinlich. In diesem Fall ist eher an eine vertikalen Entkopplung der gesamten Lithosphäre entlang der neue entstandenen transversalen Plattengrenzen zu denken.

5 Kommentar und Kritik

In der vorliegenden Arbeit wurden zwei- und dreidimensionale FE-Modelle zur Berechnung kontinentaler Kollisionen in Theorie und praktischer Umsetzung beschrieben, in Parameterstudien getestet und auf konkrete Fragestellungen aus der variscischen und alpidischen Orogenese angewendet. Der heterogenen Struktur der Arbeit entsprechend wurden die jeweiligen Ergebnisse sinngemäß bereits am Ende der einzelnen Kapitel diskutiert, so dass an dieser Stelle eine kurze abschließende Zusammenfassung genügen mag, um zu einer kritischen Diskussion des Geleisteten zu gelangen.

5.1 Methodische Fortentwicklungen

Beim Aufbau der ersten 2D-Modelle konnte weitgehend auf die Vorarbeiten von A. HENK zurückgegriffen werden, bei dessen Modellierungen - u.a. zur postkonvergenten Extension des variscischen Orogens - eine Vielzahl der auch hier verwendeten Werkzeuge entworfen wurde. Ein Großteil der bei Henk (1997b) vorgestellten Konzepte zur Implementation von thermomechanischer Kopplung, Materialbeschreibung, Isostasie etc. konnten für die Simulation von Orogenen adaptiert werden. Darüber hinaus erforderte die Beschreibung eines Kollisionsszenarios eine dynamische Randbedingung an der Basis des mechanischen Modells und einen kurzen Kopplungszeitschritt zwischen mechanischer und thermischer Modellierung. Sämtliche erforderlichen Funktionen ließen sich im Programmpaket Ansys® relativ unproblematisch implementieren.

Große Schwierigkeiten ergaben sich demgegenüber aus der ausschließlichen Verwendung LAGRANGEScher FE-Netze in Ansys®. Praktische Folge ist eine Limitierung der modellierbaren Deformation, die bei kontinentalen Kollisionen und ihrer vorwiegend penetrativen Deformation mit Beträgen bis zu mehreren hundert Prozent nur bescheidene Konvergenzbeträge gestattet. Bisherige numerische Modelle betrachteten deshalb entweder nur initiale Stadien der Kollision oder bedienten einer speziellen Implementation der FEM, die sowohl LAGRANGE- als auch EULER-Netze verwendet. Die letztgenannte Methode, die mit großem Aufwand in den neunziger Jahren von der Arbeitsgruppe um C. BEAUMONT speziell für Orogenmodelle entwickelt wurde (Fallsack 1995), ist als Arbeitsgrundlage nicht frei verfügbar. Als Alternativen auf der Basis kommerzieller Software erschien zum einen die Verwendung expliziter Lösungsalgorithmen, zum anderen die Entwicklung einer speziellen Neuvernetzungstechnik für das Orogenproblem möglich. Da explizite Lösungen nach der zugrundeliegenden Theorie nur auf Kurzzeitprozesse anwendbar sind und eine Umskalierung des gesamten Modells auf „geologische Zeiträume“ äußerst gewagt erscheint, wurde mit dem Aufbau von Programmen für Neuvernetzung und Ergebnisverwaltung begonnen, die schließlich als Programmpakete OROTRACK bzw. OROTRACK3D zusammen mit ANSYS® zur Grundlage der weiteren Modellierungen wurden.

Im Bereich der Materialbeschreibung muss bei Verwendung von OROTRACK in Kauf genommen werden, dass der Spannungszustand des Ausgangsmodells bei der Neuvernetzung bislang nicht auf das neu generierte Folgemodell übertragen werden kann. Konsequenterweise muss auf eine Verwendung verformungsratenabhängiger

Kriechgesetze so lange verzichtet werden, bis in Ansys® die Applikation von Vorspannungen für die entsprechenden nichtlinearen Materialgesetze realisiert ist. Zum jetzigen Zeitpunkt ist dies noch nicht der Fall. Folglich wurde bei allen Modellen, bei denen die Neuvernetzungsoption genutzt wird, für den duktilen Bereich ein rein temperaturabhängiges Kriechgesetz verwendet. Die entscheidende Limitierung der Gesamtkonvergenz konnte dagegen durch den Einsatz von OROTRACK erfolgreich umgangen werden. Das Verfahren erweitert die Fähigkeiten von Ansys® im speziellen Fall erheblich und ermöglicht die Modellierung von Plattenverschiebungen um mehrere hundert Kilometer sowie eine Berücksichtigung exogener Einflüsse. Eine Modellierung von Kollisionsorogenen ist somit erstmals mit kommerziellen FE-Programmen und den für viele andere geodynamische Szenarien bereits erfolgreich implementierten Techniken möglich geworden.

5.2 Temperatur - Rheologie - Verformunglokalisierung

Viele der bislang publizierten Modellstudien basieren auf der Annahme teilweise unrealistisch niedriger Krustentemperaturen. In einer ersten Reihe von Parameterstudien, bei denen die Neuvernetzungstechnik noch nicht verwendet wurde und somit verformungsrate- und temperaturabhängiges Kriechen nach dem Power-Law Gesetz angenommen werden konnte, wurde der Einfluss höherer Krustentemperaturen auf die Verteilung der Deformation untersucht. Erhöhte Krustenbasistemperaturen (700-900°C), wie sie z.B. für die variscische Orogenese angenommen werden, äußern sich Modell in einer sukzessive abnehmenden Lokalisierung der Deformation im Bereich der Ober- und weiten Teilen der Unterkruste. Der orogen verdickte Bereich weitet sich dabei lateral aus, die Krustenverdickung nimmt ab und die bivergente Struktur des Orogens wird undeutlich. Statt dessen kommt es zu einer starken Lokalisierung der Deformation entlang der Krustenbasis, die eine zunehmende Entkopplung der krustalen Dynamik von der aus dem lithosphärischen Mantel transferierten Konvergenzbewegung impliziert. Aus dem Gesagten ergibt sich die Schwierigkeit, ein Nebeneinander von lokalisierter Deformation und hohen metamorphen Temperaturen innerhalb der Kruste zu erklären. Auswirkungen auf die Verformunglokalisierung haben auch Variationen der Konvergenzrate, die parallel untersucht wurden. Ihr Effekt ergibt sich aus zwei Komponenten, zum einen über die Verformungsrateabhängigkeit der Materialbeschreibung, zum anderen über die in unterschiedlichem Maße fortgeschrittene Reequilibrierung des Temperaturfelds in der orogen verdickten Kruste. Beide Komponenten bewirken, dass niedrige Konvergenzraten ähnlich wie erhöhte Temperaturen zu einer wenig ausgeprägten Verformunglokalisierung führen.

Die genannten Parameterstudien dienten als „benchmark“ für die nachfolgenden Modelle mit Neuvernetzungstechnik. Bei realistischen Konvergenzraten von wenigen cm a^{-1} werden mit dem um die Verformungsrateabhängigkeit reduzierten Materialgesetz bei einer angenommenen Verformungsrate von 10^{-14} s^{-1} Ergebnisse erzielt, die den unter der Annahme von Power-Law Kriechen gewonnenen am besten entsprechen. Bei allen folgenden Modellen kann jetzt Erosion an der Modelloberfläche mitberücksichtigt werden, um synorogene Exhumierung metamorpher Gesteine zu untersuchen.

Eine Variation der angenommenen Verformungsrate um jeweils eine Zehnerpotenz führt zu Veränderungen der effektiven Viskosität und zu deutlich veränderten Resultaten, besonders dann, wenn die Werte für Ober- und Unterkruste differenziell verändert werden. Eine ähnliche Variationsbreite kann erzielt werden, wenn statt der Kriechparameter nach Paterson & Luan (1990) bzw. Shelton & Tullis (1981) andere publizierte Materialparameter verwendet werden. Unabhängig von den Ursachen einer variierenden effektiven Viskosität lassen sich in Parameterstudien grundlegende Ergebnisse ableiten: (1) bei hohen effektiven Viskositäten ist die Deformation lokalisiert und bewirkt hohe Exhumierungsraten (2) bei niedrigen effektiven Viskositäten ist die Deformation verteilt, dementsprechend tritt synorogene Exhumierung zurück (3) die effektivste Exhumierung ergibt sich bei einer gegenüber der Oberkruste relativ festen Unterkruste.

In enger Verbindung mit dem Wirkungskomplex Temperatur-Rheologie-Verformungslokalisierung, dessen Bedeutsamkeit durch die bisherigen Parameterstudien unterstrichen wird, steht die Frage, wie es in den von hohen Temperaturen charakterisierten Varisciden Mitteleuropas zur Bildung eng lokalisierter, bivergenter Teilorogene kommen konnte und ob sich die synorogene Exhumierungsgeschichte heute oberflächlich exponierter Metamorphite unter den gegebenen Bedingungen reproduzieren lässt. Als Fallbeispiel wurde die Kollision des rhenohercynischen passiven Kontinentalrands in Unterplattensituation mit der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MDKS) als nordöstlichem Rand des Saxothuringikum s. l. gewählt. Ein numerisches Modell der MDKS (Seyferth & Henk 2000) sowie des angrenzenden Rhenohercynikums und Saxothuringikums beruht auf einer initial einheitlichen Krustenmächtigkeit, Schätzungen der Konvergenzrate und –dauer nach Oncken 1997; 1998) und der Annahme einer initialen Krustenbasistemperatur von fast 800°C. Als weitere Randbedingung werden erhöhte Erosionsraten auf der NW- d.h. der Pro-Seite des Orogens angenommen. Die postorogene Extension und Erosion, verantwortlich für die nahezu einheitliche Krustenmächtigkeit von ca. 30km, die heute weite Teile Mitteleuropas prägt (Blundell et al. 1992), wird durch eine geometrische Bilanzierung berücksichtigt, um die modellierte Situation am Ende der Kollision mit rezenten Datensätzen vergleichen zu können. Zur Abbildung der in den reflexionsseismischen Profilen DEKORP 2N und 2S ersichtlichen Großstrukturen und der Maximaldrucke und –temperaturen der heute exhumierten Metamorphite ist, wie nach den Parameterstudien zu erwarten, eine wesentlich festere Unterkrustenrheologie erforderlich. Verwendet werden die Kriechparameter nach Mackwell et al. (1998) für trockenen Diabas. Unter dieser Annahme lassen sie die Datensätze durch das Modell gut reproduzieren. Zusätzlich können synthetische PT-Pfade für die Dauer der Kollision erstellt werden, deren Variationen von der Pro- zur Retro-Seite mit publizierten Pfaden in Beziehung gesetzt werden.

5.3 Deformation im lateralen Randbereich von Orogenen

Dreidimensionale FE-Modelle kontinentaler Kollisionszonen wurden bislang ausschließlich zur Untersuchung des Strukturmusters bei schräger Plattenkonvergenz angewendet. Ein anderer Effekt, der nur im dreidimensionalen Modell hinreichend beschrieben werden kann, sind orogenparallele Materialbewegungen, die im Randbereich von

Kollisionsorogenen gegen das lateral angrenzende Vorland gerichtet sind und als „tectonic escape“ oder „lateral extrusion“ u.a. aus dem Himalaya-Tibet-System, aus Anatolien und den Ostalpen beschrieben wurden. Derartige Prozesse wurden bislang mit Analogmodellen und numerischen „thin-sheet“-Modellen untersucht.

Im letzten Teil der vorliegenden Arbeit werden dreidimensionale Orogenmodelle vorgestellt, die zwei kollidierende Platten und ein freies laterales Vorland umfassen. In Parameterstudien wurden zunächst die schon im 2D-Modell untersuchten Auswirkungen von Temperatur, Kollisionsrate und Rheologie auf Orogen und Vorland getestet. Laterale Extrusionsprozesse werden demnach im Allgemeinen von den Faktoren begünstigt, die einer guten mechanischen Kopplung zwischen Modellbasis und –oberfläche entgegenwirken (vgl. oben). Effektive laterale Extrusion führt dabei zu einer zusätzlichen Delokalisierung der Deformation im 2D-Schnitt und steht mit Krustenverdickung, Topographie und Exhumierungsraten in engem Zusammenhang. Weitere Parameterstudien wurden durchgeführt, um den Einfluss gesperrter Modellränder und am lateralen Vorland angreifender Plattenrandspannungen in unterschiedlichen Konstellationen zu untersuchen. Durch diese Variationen wird die Deformation des Vorlands stark modifiziert, während das Orogen selbst vergleichsweise unbeeinflusst bleibt. Zusätzliche Untersuchungen beschäftigten sich mit dem Einfluss rheologisch festerer Indenter auf die orogene Deformation und ihren Auswirkungen auf das Vorland. Für die Präsentation der Ergebnisse wurden diverse Ausgaberroutinen implementiert, die Verschiebungs- und Verformungskomponenten in verschiedenen Schnittlagen sowie das Spannungsfeld an der Erdoberfläche darstellen.

Als Parameter von herausragender Bedeutung stellte sich die Definition der basalen Randbedingung heraus. Ist die Kruste nach dem Mantelsubduktionsmodell fest und isotrop an den bewegten lithosphärischen Mantel gekoppelt, führen vergleichsweise geringe Lateralverschiebungen (15-30% der Krustenverkürzungsbeträge) zu relativ stabilen Orogenrändern mit Hochgebirgstopographie und hohen Exhumierungsraten. Tektonische Denudation spielt hier eine Rolle, da die höchsten lateralen Extensionsbeträge in der Oberkruste auftreten. Werden laterale Bewegungen dagegen auch an der Krustenbasis erlaubt, sind hohe Extrusionsbeträge (bis zu 70% der Krustenverkürzung), wenig ausgeprägte Topographie und nur unbedeutende Exhumierung die Folge.

Wenn auch im Rahmen dieser Arbeit keine skalierten Fallstudien zu den oben genannten Naturbeispielen durchgeführt werden konnten, erlauben die Modellierungsergebnisse doch einen phänomenologischen Vergleich mit den in den Ostalpen und in Anatolien beobachteten Deformationsmustern. Im Fall des oberoligozän-miozänen lateralen Extrusionsereignisses in den Ostalpen muss aufgrund der dort beobachteten Relation zwischen Krustenverkürzung und lateralen Extrusionsbewegungen ein Entkopplungshorizont postuliert werden, der eine weitgehend freie laterale Beweglichkeit der Kruste (oder eines Großteils von ihr) ermöglichte. Bei einer durchgehenden und isotropen Kopplung der Kruste mit einem bewegten lithosphärischen Mantel können die beobachteten Extrusionsbeträge im Modell auch dann nicht reproduziert werden, wenn höherviskose Indenter und extensive Plattenrandspannungen laterale Extrusion begünstigen. Demnach kann das beobachtete Muster, das a posteriori die Indentation

eines quasi-rigiden Indenters zeigt, nur unter Annahme eines basalen Entkopplungshorizonts entstanden sein.

5.4 Abschließende Betrachtungen und Ausblick

Methodisch konnte im Bereich zweidimensionaler „plane strain“ Modelle eine Möglichkeit aufgezeigt werden, auch mit kommerziellen FE-Programmen in rein LAGRANGEScher Formulierung das „Orogenproblem“ – hohe penetrative Deformationsbeträge bei geringsten Deformationsraten – zu handhaben. Restriktionen bestehen hier weiterhin bezüglich des Einsatzes des Power-Law Kriechgesetzes; es bleibt jedoch zu hoffen, dass das Problem in Kürze durch die Möglichkeit, vorgespannte Modelle zu generieren, von Seiten der Programmanbieter behoben wird.

In Parameterstudien konnte eine weitgehende Konsistenz der Modellierungsergebnisse mit denen anderer Arbeitsgruppen, die auf der Basis einer „Arbitrary Lagrangian-Eulerian Formulation“ (ALE) arbeiten, bewiesen werden (C. BEAUMONT, Halifax, persönliche Mitteilung). Hier wie dort bleibt die Frage der Anwendbarkeit über mehrere Zehnerpotenzen extrapolierter Materialgesetze auf Prozesse im duktilen Teil der Kruste von kritischer Bedeutung für die Qualität der Modellergebnisse. Eine Forderung festerer Unterkrustenrheologien als bislang angenommen ergibt sich aus dem Nebeneinander lokalisierter Deformation und hoher Krustentemperaturen z.B. im Bereich der Varisciden Mitteleuropas. Demgegenüber wird in anderen Fällen eine besonders schwache Unterkruste zur Erklärung bestimmter orogener Prozesse herangezogen (z.B. Meissner & Mooney 1998). Der mit der rheologischen Beschreibung der Unterkruste verbundene Fragenkomplex übersteigt Ziele und Möglichkeiten dieser Arbeit bei Weitem und kann nur durch verstärkte interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen experimenteller Petrologie und numerischer Prozessmodellierung gelöst werden.

Ebenfalls unter Verwendung einer Neuvernetzungstechnik wurden erstmals dreidimensionale FE-Modelle auf den Prozess lateraler Extrusion angewendet. Obwohl hierbei generell orthogonale Konvergenz angenommen wurde, lassen sich von methodischer Seite ebenso gut andere Kollisionsszenarien modellieren. Problematisch bleiben hier auch zu Beginn des 21. Jahrhunderts die langen Rechenzeiten, die eine im Vergleich zu 2D-Modellen geringe Auflösung der Ergebnisdaten zur Folge haben. Im Übrigen gelten die Restriktionen der 2D-Modelle auch für den dreidimensionalen Fall. Die in den Parameterstudien erkannte überragende Bedeutung der basalen Randbedingung in orogenparalleler Richtung lässt zukünftig eine Erweiterung des Modells um den lithosphärischen Mantel wünschenswert erscheinen, um die Problematik der Kopplung zwischen Kruste und Mantel nicht als Randbedingung, sondern als dynamischen Prozess beschreiben zu können.

6 Literaturverzeichnis

- ANAND L. (1985): Constitutive equations for hot-working of metals. - *International Journal of Plasticity*, 1: 213-231.
- ANDERLE H.-J., MASONNE H.-J., MEISL S., ONCKEN O. & WEBER K. (1990): Southern Taunus Mountains. - In: FRANKE W. (Hrsg.): *International conference on paleozoic orogenesis in Central Europe 1990 - Field guide "Mid German Crystalline Rise & Rheinisches Schiefergebirge"*. - Universität Giessen, Giessen: 125-148.
- ARGAND E. (1924): La tectonique de l'Asie. - *Int. Geol. Cong. Rep. Sess.*, 13(1): 170-372.
- BABUSKA V., PLOMEROVA J. & GRANET M. (1990): The deep lithosphere in the Alps: a model inferred from P residuals. - *Tectonophysics*, 176: 137-165.
- BARKA A.A. (1992): The North Anatolian Fault Zone. - *Annales Tectonicae*, 6: 164-195.
- BASSI G. (1991): Factors controlling the style of continental rifting: insights from numerical modelling. - *Earth and planet. Sci. Lett.*, 105: 430-452.
- BASSI G., KEEN C.E. & POTTER P. (1993): Contrasting styles of rifting: models and examples from the Eastern Canadian Margin. - *Tectonics*, 12(3): 639-655.
- BATHE K.J. (1982): *Finite element procedures in engineering analysis*. - Prentice-Hall, Englewood Cliffs: 382 S.
- BEAUMONT C., ELLIS S., HAMILTON J. & FULLSACK P. (1996): Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. - *Geology*, 24(8): 675-678.
- BEAUMONT C., FULLSACK P. & HAMILTON J. (1994): Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere. - *Tectonophysics*, 232: 119-132.
- BEAUMONT C. & QUINLAN G. (1994): A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic-reflectivity patterns in compressional orogens. - *Geophys. J. Int.*, 116: 754-783.
- BEHRMANN J. (1988): Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. - *Geodynamica acta*, 2: 63-73.
- BETTEN J. (1993): *Kontinuumsmechanik; Elasto-, Plasto- und Kriechmechanik*. - Springer-Verlag, Berlin: 425 S.
- BIRD P. (1979): Continental delamination and the Colorado Plateau. - *J. Geophys. Res.*, 84: 7561-7571.
- BIRD P. (1991): Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit. - *J. Geophys. Res.*, 96: 10275-10286.
- BIRD P. & BAUMGARDNER J. (1981): Steady propagation of delamination events. - *J. Geophys. Res.*, 86: 4891-4903.
- BLUNDELL D., FREEMAN R. & MUELLER S. (1992): *A continent revealed - The European Geotraverse*. - Cambridge University Press, London: 275 S.
- BRACE W.F. & KOHLSTEDT D.L. (1980): Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. - *J. Geophys. Res.*, 85: 6348-6252.
- BRAUN J. (1988): *Styles of continental extension: results from numerical experiments* [Ph.D. Thesis]. Dalhousie University, Halifax: 352 S.
- BRAUN J. (1993): Three-dimensional numerical modeling of compressional orogenies: thrust geometry and oblique convergence. - *Geology*, 21: 153-156.
- BRAUN J. & BEAUMONT C. (1995): Three-dimensional numerical experiments of strain partitioning at oblique plate boundaries: Implications for contrasting tectonic styles in the southern Coast Ranges, California, and central South Island, New Zealand. - *J. Geophys. Res.*, 100: 18059-18074.
- BROWN S.B., KIM K.H. & ANAND L. (1989): An internal variable constitutive model for hot working of metals. - *International Journal of Plasticity*, 3: 95-130.
- BUNTEBARTH G. (1980): *Geothermie; eine Einführung in die allgemeine und angewandte Wärmelehre des Erdkörpers*. - Springer-Verlag, Berlin: 156 S.
- BURG J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J.-P. (1994): Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: models and structural consequences. - *Géologie de la France*, 3: 33-51.
- BURKE K.K. & SENGÖR A.M.C. (1986): Tectonic escape in the evolution of the continental crust. - In: BARAZANGI M. & BROWN L. (Hrsg.): *Reflection seismology: the continental crust*. *Geodyn. Ser. Vol. 14*. - AGU, Washington D. C.: 41-53.
- BYERLEE J.D. (1978): Friction of rocks. - *Pure and Applied Geophysics*, 116: 615-626.
- CERMAK V. & BODRI L. (1989): On the vertical distribution of radiogenic heat production in the continental crust and the estimated Moho heat flow. - In: MEREU R.F., MUELLERS & FOUNTAIN

- D.M. (Hrsg.): Properties and processes of Earth's lower crust. - Geophysical Monograph., 51,; 235-242.
- 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. & 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 planet. Sci. Lett., 143(1-4): 173-182.
- CHEMENDA A.I., MATTAUER M., MALAVIEILLE J. & BOKUN A.N. (1995): A mechanism for syn-collisional deep rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modeling. - Earth and planet. Sci. Lett., 132: 225-232.
- CLAUSER C. & HUENGES E. (1995): Thermal conductivity of rocks and minerals. - In: AHRENS T.J. (Hrsg.): Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants (AGU Reference Shelf 3). - American Geophysical Union, Washington: 105-126.
- COWARD M.P. & DIETRICH D. (1989): Alpine tectonics - an overview. - In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (Hrsg.): Alpine tectonics. - Geol. Soc. Spec. Publ., 45,; 1-29.
- CULLING W.E. (1960): Analytical theory of erosion. - J. Geol., 68: 336-344.
- DAHLEN F.A. (1984): Noncohesive critical coulomb wedges: An exact solution. - J. Geophys. Res., 89: 10125-10133.
- DAHLEN F.A. & SUPPE J. (1988): Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. - Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 218: 161-178.
- DAVIES J.H. & VON BLANCKENBURG F. (1995): Slab breakoff; a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. - Earth and planet. Sci. Lett., 129(1-4): 85-102.
- DECKER K. & PERESSON H. (1995): Late Miozene E-W compression in the Alpine-Carpathian-Pannonian Region linked to late subduction in the Eastern Carpathians. - Terra Abstr., Suppl. 1 to Terra Nova, 7: 271.
- DECKER K., PERESSON H. & FAUPL P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. - Jb. Geol. B.-A., 137(1): 5-18.
- DETOURNAY E. & ST. JOHN C. (1985): Equivalent continuum of large scale modeling for rock masses: an alternative approach. - In: ASHWORTH E. (Hrsg.): Research and engineering applications in rock masses. -, 26,; 131-138.
- DEWEY J.F. (1988): Extensional collapse of orogens. - Tectonics, 7: 1123-1139.
- DEWEY J.F. & BURKE K.K. (1973): Tibetan, Variscan and Precambrian reactivation: products of continental collision. - J. Geol., 81: 683-692.
- DEWEY J.F., HEMPTON M.R., KIDD W.S.F., SAROGLU F. & SENGÖR A.M.C. (1986): Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. - In: COWARD M.P. & RIES A.C. (Hrsg.): Collision tectonics. - Geol. Soc. Spec. Publ., 19,; 3-36.
- DHONT D., CHOROWICZ J., YÜRÜR T. & ONUR K. (1998): Polyphased block tectonics along the North Anatolian Fault in the Tosya basin area (Turkey). - Tectonophysics, 299: 213-227.
- DILLON W.P. (1988): On underplating. - Geology, 16(10): 958-959.
- DITTMAR D., MEYER W., ONCKEN O., SCHIEVENBUSCH T., WALTER R. & VON WINTERFELD C. (1994): Strain partitioning across a fold and thrust belt: the Rhenish Massif, Mid-European Variscides. - J. Struct. Geol., 16: 1335-1352.
- DUNKLI I., GRASEMANN B. & FRISCH W. (1998): Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall syn-rift sediments: an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps. - Tectonophysics, 297: 31-50.
- EISBACHER G.H., LÜSCHEN E. & WICKERT F. (1989): Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. - Tectonics, 8: 1-21.
- ELLIS S., BEAUMONT C., JAMIESON R.A. & QUINLAN G. (1998): Continental collision including a weak zone: the vice model and its application to the Newfoundland Appalachians - In: QUINLAN G. (Hrsg.): Lithoprobe east transect. - Can. J. Earth Science, 35, 11,; 1323-1346.
- ENGLAND P. (1992): Deformation of the continental crust. - In: BROWN G., HAWKESWORTH C. & WILSON C. (Hrsg.): Understanding the Earth. - Cambridge University Press, Cambridge: 275-300.
- ENGLAND P. & HOUSEMAN G. (1988): The mechanics of the Tibetan Plateau. - Phil. Trans. R. Soc. London, 326: 301-319.
- ENGLAND P. & HOUSEMAN G. (1989): Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. - J. Geophys. Res., 94: 17561-17579.
- ENGLAND P. & MOLNAR P. (1990): Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks - Geology, 18: 1173-1177.

- ENGLAND P.C. & HOUSEMAN G.A. (1986): Finite strain calculations of continental deformation; 2. Comparison with the India-Asia collision zone. - *J. Geophys. Res.*, 91: 3664-3676.
- ENGLAND P.C. & MCKENZIE D.P. (1982): A thin viscous sheet model for continental deformation. - *Royal Astronomical Society, Geophysical Journal*, 141: 295-321.
- EVANS B. & KOHLSTEDT D.L. (1995): Rheology of Rocks. - In: AHRENS T.J. (Hrsg.): *Rock physics and phase relations - A handbook of physical constants (AGU reference shelf 3)*. - American Geophysical Union, Washington: 148-165.
- FLEMINGS P.B. & GROTZINGER J.P.S., PAGES 1-7. 1996. . (1996): STRATA; freeware for analyzing classic stratigraphic problems. - *GSA Today*, 6(12): 1-7.
- FLEMINGS P.B. & JORDAN T.E. (1989): A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. - *J. Geophys. Res.*, 94: 3851-3866.
- FRANKE W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. - *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 230: 67-90.
- FRANKE W. (1992): Phanerozoic structures and events in central Europe. - In: BLUNDELL D., FREEMAN R. & MUELLER S. (Hrsg.): *A continent revealed - The European Geotraverse*. - Cambridge University Press, Cambridge: 164-180.
- FRANKE W. & ONCKEN O. (1990): Geodynamic evolution of the North-Central Variscides - a comic strip. - In: FREEMAN R., GIESE P. & MUELLER S. (Hrsg.): *The European Geotraverse: Integrative studies, results from the 5th study centre 26.3-7.4.1990*. - European Science Foundation, Strassbourg: 187-194.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & BRÜGEL A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. - *Tectonophysics*, 297: 1-15.
- FULLSACK P. (1995): An arbitrary Lagrangian-Eulerian formulation for creeping flows and its application in tectonic models. - *Geophys. J. Int.*, 120: 1-23.
- GENSER J. & NEUBAUER F. (1988): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern Window (Eastern Alps). - *Mitt. österr. geol. Ges.*, 81: 233-243.
- GHOSH A. & MCSWEEN H.Y. (1999): Temperature dependence of specific heat capacity and its effect on asteroid thermal models. - *Meteoritics & Planetary Science*, 34(1): 121-127.
- GROTH C. & MÜLLER G. (1995): FEM für Praktiker - Temperaturfelder. - expert Verlag, Renningen: 1-542 S.
- HALLQUIST J.O., LIN T. & TSAY C. (1993): LS-Dyna3D Theoretical manual. Nonlinear dynamic analysis of solids in three dimensions. - Livermore Software Technology Corporation, Livermore: 1-645 S.
- HALLQUIST J.O., LIN T. & TSAY C. (1994): LS-Dyna3D Users manual. Nonlinear dynamic analysis of solids in three dimensions. - Livermore Software Technology Corporation, Livermore: 1-787 S.
- HANDY M.R. (1994): Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: a phenomenological approach. - *J. Struct. Geol.*, 16: 287-301.
- HANSEN F.D. & CARTER N.L. (1983): Semibrittle creep of dry and wet Westerly Granite at 1000 MPa. - *Proceedings - Symposium on Rock Mechanics*, 24: 429-447.
- HEKEL H. (1968): Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). - *Jb. Geol. B.-A.*, 111: 293-338.
- HENK A. (1993): Late orogenic basin evolution in the Variscan intermidies: the Saar-Nahe Basin, southwest Germany. - *Tectonophysics*, 223: 273-290.
- HENK A. (1995): Late Variscan exhumation histories of the southern Rhenohercynian Zone and western Mid-German Crystalline Rise: results from thermal modelling. - *Geol. Rdsch.*, 84: 578-590.
- HENK A. (1997a): Gravitational orogenic collapse vs plate-boundary stresses: a numerical modeling approach to the permo-carboniferous evolution of central Europe. - *Geol. Rdsch.*, 86: 39-55.
- HENK A. (1997b): Thermomechanische Modellrechnungen zur postkonvergenten Krustenreequilibrierung in den Varisciden [Habilitationsschrift]. Universität Würzburg, Würzburg: 177 S.
- HENK A. (1998): Thermomechanische Modellrechnungen zur postkonvergenten Krustenreequilibrierung in den Varisciden. - *Geotektonische Forschungen*, 90: 124 S.
- HENK A. (2000): Foreland-directed lower crustal flow and its implications for the exhumation of high pressure/high temperature rocks. - In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O. & TANNER D. (Hrsg.): *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt*. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 179,; in press.
- HOLT W.E. (2000): Correlated crust and mantle strain fields in Tibet. - *Geology*, 28(1): 67-70.

- HOUSEMAN G. & ENGLAND P. (1986): A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basin formation. - *J. Geophys. Res.*, 86: 6115-6132.
- 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: 6135-6155.
- HUIQI L., MCCLAY K.R. & POWELL D. (1992): Physical models of thrust wedges. - In: MCCLAY K.R. (Hrsg.): *Thrust tectonics*. - Chapman and Hall, London: 71-81.
- INGER S. & CLIFF R.A. (1994): Timing of metamorphism in the Tauern Window. - *J. metam. Geol.*, 12: 695-707.
- IRONS B.M. (1970): A frontal solution program for finite element analysis. - *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 2(1): 5-23.
- JAMIESON R.A. (1991): P-T-t paths of collisional orogens. - *Geol. Rdsch.*, 80(2): 321-332.
- JAMIESON R.A., BEAUMONT C., FULLSACK P. & LEE B. (1998): Barrovian regional metamorphism: where's the heat? - In: TRELOAR P.J. & O'BRIAN P.J. (Hrsg.): *What drives metamorphism and metamorphic reactions?* - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 138: 23-51.
- JOHNSON D.D. & BEAUMONT C. (1995): Preliminary results from a platform kinematic model of orogen evolution, surface processes and the development of clastic foreland basin stratigraphy. - *SEPM Spec. Pub.*, 52: 3-24.
- KARIG D.E. (1974): Tectonic erosion at trenches. - *Earth and planet. Sci. Lett.*, 21(2): 209-212.
- KEMNITZ H. (1995): Phyllitic islands in very low grade surroundings - nappes in Thuringia? A microanalytical approach on metamorphic phyllosilicates. - *J. Czech Geol. Soc.*, 40(3): 20-21.
- KIRATZIA A.A. (1993): A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault zones. - *Tectonophysics*, 225: 191-203.
- KOHLSTEDT D.L., EVANS B. & MACKWELL S.J. (1995): Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments. - *J. Geophys. Res.*, 100: 17587-17602.
- KOHNKE P. (1992): *ANSYS User's Manual for Revision 5.0 - Volume IV: Theory*. - Swanson Analysis Systems Inc., Houston / Texas: 821 S.
- KOOI H. & BEAUMONT C. (1996): Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. - *J. Geophys. Res.*, 101: 3361-3386.
- KOSAREV G., KIND R., SOBOLEV S.V., YUAN X., HANKA W. & ORESHIN S. (1999): Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet. - *Science*, 283(5406): 1306-1309.
- KOSSMAT F. (1927): *Gliederung des varistischen Gebirgsbaus*. - *Abh. sächs. Geol. Landesamt*, 1: 1-39.
- LACHENBUSCH A.H. (1968): Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. - *J. Geophys. Res.*, 73: 6977-6989.
- LAUBSCHER H.P. (1983): The late Alpine (Periadriatic) intrusions and the insubric line. - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 26: 21-30.
- LE PICHON X., CHAMOT-ROOKE N., LALLEMENT S., NOOMEN R. & VEIS G. (1995): Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. - *J. Geophys. Res.*, 100: 12675-12690.
- LE PICHON X., FOURNIER M. & JOLIVET L. (1992): Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision. - *Tectonics*, 11(6): 1085-1098.
- LE PICHON X., HENRY R. & GOFFÉ B. (1997): Uplift of Tibet: from eclogites to granulites-implications for the Andean Plateau and the Variscan belt. - *Tectonophysics*, 273: 57-76.
- LINZER H.-G., MOSER F., NEMES F., RATSCHBACHER L. & SPERNER B. (1997): Build-up and dismembering of the eastern Northern Calcareous Alps. - *Tectonophysics*, 272: 97-124.
- LINZER H.-G., RATSCHBACHER L. & FRISCH W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt in the Northern Calcareous Alps. - *Tectonophysics*, 242: 41-61.
- LYNCH H.D. & MORGAN P. (1990): Finite-element models of continental extension. - *Tectonophysics*, 174(115-134).
- MACKWELL S.J., ZIMMERMAN M.E. & KOHLSTEDT D.L. (1998): High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus. - *J. Geophys. Res.*, 103: 975-984.
- MALAVIEILLE J. (1984): *Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués Application aux chaînes des montagnes*. - *Société Géologique de France, Bulletin*, 26: 129-138.
- MCCLAY K.R. (1996): Recent advances in analogue modelling: uses in section interpretation and validation. - In: BUCHANAN P.G. & NIEUWLAND D.A. (Hrsg.): *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling*. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 99: 201-225.
- MEISSNER R. & BORTFELD R.K. (1990): *Dekor-Atlas*. - Springer-Verlag, Berlin: 99 S.

- MEISSNER R. & MOONEY W. (1998): Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape. - *Tectonophysics*, 296: 47-60.
- MEISSNER R. & STREHLAU J. (1982): Limits of stresses in the continental crust and their relation to depth-frequency distributions of shallow earthquakes. - *Tectonics*, 1: 73-89.
- MOLNAR. (1988): Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. - *Nature*, 335: 131-137.
- MOLNAR P. & TAPPONNIER P. (1975): Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision. - *Science*, 189: 419-426.
- MÜLLER G., REHFELD I. & KATHEDER W. (1995): FEM für Praktiker. - expert Verlag, Renningen: 1-709 S.
- OKRUSCH M. (1995): Mid-German Crystalline High - Metamorphic evolution. - In: DALLMEYER R.D., FRANKE W. & WEBER K. (Hrsg.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. - Springer-Verlag, Berlin: 201-213.
- ONCKEN O. (1997): Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). - *Geol. Rdsch.*, 86: 2-20.
- ONCKEN O. (1998): Orogenic mass transfer and reflection seismic patterns - evidence from DEKORP sections across the European Variscides (central Germany). - *Tectonophysics*, 286: 47-61.
- ORAL M.B., REILINGER R.E., TOKSÖZ M.N., KING R.W., BARKA A.A., KINIK I. & LENK O. (1995): Global positioning system offers evidence of plate motion in eastern Mediterranean. - *EOS*, 76(2): 9-11.
- PATERSON M.S. & LUAN F.C. (1990): Quartzite rheology under geological conditions. - In: KNIPER J. & RUTTER E.H. (Hrsg.): Deformation mechanisms, rheology and tectonics. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 54, : 299-307.
- PELTZER G. (1983): Naissance et évolution des décrochements lors d'une collision continentale, approche expérimentale, application à la tectonique de l'Est de l'Asie. [Thèse de 3ème Cycle]. Université des Paris VII, Paris: 157 S.
- PERESSON H. & DECKER K. (1997): The tertiary dynamics of the Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. - *Tectonophysics*, 272: 125-157.
- PLATZMAN E.S., PLATT J.P., TAPIRDAMAZ C., SANVER M. & RUNDLE C.C. (1994): Why are there no clockwise rotations along the North Anatolian Fault Zone, Turkey. - *J. Geophys. Res.*, 99: 21705-21715.
- PLATZMAN E.S., TAPIRDAMAZ C. & SANVER M. (1998): Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): preliminary palaeomagnetic and geochronological results. - *Tectonophysics*, 299: 175-189.
- RANALLI G. (1995): Rheology of the Earth. - Chapman & Hall, London: 413 S.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W. & LINZER H.-G. (1991a): Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: Structural analysis. - *Tectonics*, 10(2): 257-271.
- RATSCHBACHER L., MERLE O., PHILIPPE D. & COBBOLD P. (1991b): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. - *Tectonics*, 10(2): 245-256.
- REILINGER R.E., MCCLUSKY S.C., ORAL M.B., KING R.W., TOKSOZ M.N., BARKA A.A., KINIK I., LENK O. & SANLI I. (1997): Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. - *J. Geophys. Res.*, 102: 9983-9999.
- RITZ W. (1909): Über eine neue Methode zur Lösung gewisser Variationsprobleme der mathematischen Physik. - *J. f. reine und angew. Math.*, 135: 1-61.
- ROEDER D. (1989): South-Alpine thrusting and trans-Alpine convergence. - In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (Hrsg.): Alpine Tectonics. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, : 211-227.
- ROYDEN L. (1993a): Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. - *Tectonics*, 12(3): 629-638.
- ROYDEN L.H. (1993b): The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. - *Tectonics*, 12(2): 303-325.
- RYBACH L. & BUNTEBARTH G. (1984): The variation of heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere. - *Tectonophysics*, 103: 335-344.
- SACKS P.E. & SECOR D.T. (1990): Delamination in collisional orogens. - *Geology*, 18(10): 999-1002.
- SCARASCIA S. & CASSINIS R. (1997): Crustal structures in the central-eastern Alpine sector: a revision of the available DSS data. - *Tectonophysics*, 271: 157-188.
- SCHÄFER F. (1997): Krustenbilanzierung eines variscischen Retrokeils im Saxothuringikum (Scientific Technical Report 97/16). - GFZ, Potsdam: 131 S.

- SCHÄFER F., ONCKEN, O., KEMNITZ, H., ROMER, R. (2000): Upper-plate deformation during collisional orogeny: a case study from the German Variscides (Saxo-Thuringian Zone) - In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O. & TANNER D. (Hrsg.): Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt. - Geol. Soc. Spec. Publ., 179,: 123-154.
- SCHMID S.M., PFIFFNER O.A., FROITZHEIM N., SCHÖNBORN G. & KISSLING E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. - Tectonics, 15: 1036-1064.
- SCHÖN J. (1983): Petrophysik; Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. - Ferdinand Enke, Stuttgart: 405 S.
- SCHWARZ H.R. (1991): Methode der finiten Elemente. - B. G. Teubner Verlag, Stuttgart: 410 S.
- SELVERSTONE J. (1988): Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing history of the Tauern Window. - Tectonics, 7(1): 87-105.
- SENGÖR A.M.C. (1979): North Anatolien Fault: its age offset and tectonic significance. - J. Geol. Soc., 136: 269-282.
- 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. (Hrsg.): Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt. - Geol. Soc. Spec. Publ., 179,: 217-230.
- SHELTON G. & TULLIS J. (1981): Experimental flow laws for crustal rocks. - EOS, 62: 396.
- SIBSON R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanism. - J. Geol. Soc., 133: 191-213.
- SINCLAIR H.D. (1997): Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: the role of the passive margin versus slab breakoff. - Geology, 25(12): 1123-1126.
- SUMMERFIELD M.A. & HULTON N.J. (1994): Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. - Journal of Geophysical Research., 99: 13871-13883.
- TAPPONNIER P., PELTZER G. & ARMIJO R. (1986): On the mechanics of the collision between India and Asia. - In: COWARD M.P. & RIES A.C. (Hrsg.): Collision tectonics. - Geol. Soc. Spec. Publ., 19,: 115-157.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., LE DAIN A.Y., ARMIJO R. & COBBOLD P. (1982): Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. - Geology, 10: 611-616.
- TODT W. (1979): U-Pb-Datierungen an Zirkonen des kristallinen Odenwaldes. - Fortschr. Mineral., 57(Beiheft 1): 153-154.
- TRÜMPI R. (1998): Die Entwicklung der Alpen: Eine kurze Übersicht. - Z. deutsch. geol. Ges., 149(2): 165-183.
- TURCOTTE D.L. & SCHUBERT G. (1982): Geodynamics - Applications of continuum physics to geological problems. - John Wiley & Sons, New York: 450 S.
- TWISS R.J. & MOORES E.M. (1992): Structural Geology. - Freeman and Company, New York: 532 S.
- VAN GOOL J.A.M. & CAWOOD P.A. (1994): Frontal vs. basal accretion and contrasting particle paths in metamorphic thrust belts. - Geology, 22(1): 51-54.
- VAUCHEZ A., TOMMASI A. & BARUOL G. (1998): Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. - Tectonophysics, 296: 61-86.
- VEJBAEK O.V. (1994): Radiative heat transfer in lithospheric geodynamics: implications for asthenospheric partial melting and basin modelling concepts. - Tectonophysics, 240: 115-131.
- VON BLANCKENBURG F. & DAVIES J.H. (1995): Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. - Tectonics, 14(1): 120-131.
- VON BLANCKENBURG F., KAGAMI H., DEUTSCH A., OBERLI F., MEIER M., WIEDENBECK M., BARTH S. & FISCHER H. (1998): The origin of Alpine plutons along the Periadriatic lineament. - Schweiz Mineral. Petrol. Mitt., 78: 55-66.
- VON BLANCKENBURG F., VILLA I.M., BAUR H., MORTEANI G. & STEIGER R.H. (1989): Time calibration of a PT-path from the Western Tauern Window. - Contrib. Mineral. Petrol., 101: 1-11.
- WALTER R. (1992): Geologie von Mitteleuropa. - Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 561 S.
- WESTAWAY R. (1993): Forces associated with mantle plumes. - Earth and planet. Sci. Lett., 119: 331-348.
- WESTAWAY R. (1994): Reevaluation of extension in the Pearl River Mouth basin, South China Sea: Implications for continental lithosphere deformation mechanisms. - J. Struct. Geol., 16: 823-838.
- WESTAWAY R. (1995): Crustal volume balance during the Indian-Asian collision and altitude of the Tibetan Plateau: a working hypothesis. - J. Geophys. Res., 100: 15713-15192.

-
- WILKS K.R. & CARTER N.L. (1990): Rheology of some continental lower crustal rocks. - *Tectonophysics*, 182: 57-77.
- WILLETT S., BEAUMONT C. & FULLSACK P. (1993): Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. - *Geology*, 21: 371-374.
- WILLETT S.D. (1992): Dynamic and kinematic growth and change of a Coulomb wedge. - In: McCLAY K.R. & PRICE N.J. (Hrsg.): *Thrust Tectonics*. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 9,: 19-30.
- WILLETT S.D. & BEAUMONT C. (1994): Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision. - *Nature*, 369: 642-645.
- WILLIAMS C.A. & RICHARDSON R.M. (1991): A rheologically layered three-dimensional model of the San Andreas Fault in Central and Southern California. - *J. Geophys. Res.*, 96: 16597-16623.
- WILLNER A.P., MASONNE H.-J. & KROHE A. (1991): Tectonothermal evolution of a part of a Variscan magmatic arc: the Odenwald in the Mid-German Crystalline Rise. - *Geol. Rdsch.*, 80: 369-389.
- WOSNITZA E.M., GRUJIC D. & BEHRMANN J.H. (1999): Thermomechanical analogue modelling: first experiments. - *EOS*, 80(46): 1009.
- ZHAO W.L. & MORGAN W.J. (1985): Uplift of the Tibetan Plateau. - *Tectonics*, 4: 359-369.
- ZHAO W.L. & MORGAN W.J. (1987): Injection of Indian Crust into Tibetan lower crust. - *Tectonics* 6: 489-504.
- ZEH, A., COSCA, M.A., BRAETZ, H., OKRUSCH, M. & TICHOMIROVA, M. (2001). Simultaneous horst-basin formation and magmatism during Late Variscan transtension: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ geochronology in the Ruhla Crystalline Complex.- *Geol. Rdsch*, in press.
- ZIEGLER P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. - Shell Internationale Petroleum Maatschappij, The Hague: 239 S.
- ZOTH G. & HÄNEL R. (1988): Appendix. - In: HÄNEL R., RYBACH L. & STEGENA L. (Hrsg.): *Handbook of terrestrial heatflow density determination*. - Kluwer, Dordrecht: 449-466.
- ZUBER M.T. (1994): Folding a jelly sandwich. - *Nature*, 371: 650-651.

7 Anhang

7.1 Beispiel Parameterdefinition für 3D-Modelle (ADPL-Code)

```

! MODELLPROTOKOLL 3D OROGENE: SPEISERÖHRE

! REIHE:                Aufbau 3d Modelle
! AV:                   C:/Modell/
! QV:                   /disc4/sturm/
! SKRIPT VERSION:       S4
! MAKROBIBLIOTHEK:     M7
! BEMERKUNGEN:

finish
/clear

! MODELLVARIABLE:

dx=700000
dy=700000
dzo=15000
dzu=15000
dzsd=6000

elx=40
ely=25
elzo=3
elzu=3
elzsd=2

sxa=400000
sxb=400000
syb=-300000
syc=-400000
xvsv=2000
yvsv=0
zeitpro=0.1
panw=1/4
heatflux=0.020
subste=0
erolinks=1
erorecht=1
prink=12000

para=60      ! Elemente im Modellzentrum (%)
parb=735     ! Rechner für OROTRACK (735, 7351=lokaler Test)
parc=(-5e7)  ! Plattenrandspannung in Pa (kompressiv: 1e7)
pard=1       ! 0 hinterer Modellrand nicht starr
              ! 1 hinterer Modellrand starr
pare=1       ! 0 linker Modellrand hinter Konvergenzbereich nicht starr
              ! 1 linker Modellrand hinter Konvergenzbereich starr
parf=1       ! 0 rechter Modellrand hinter Konvergenzbereich nicht starr
              ! 1 rechter Modellrand hinter Konvergenzbereich starr

! INITIALISIERUNGSSEQUENZ (2x VERSION ANGEBEN!):

*cfopen, pfade, dat
*cfwrite, makros='M7'
*cfclose
/inpu, pfade, dat
*ulib, makros, txt, C:\Modell\input\
*USE, SAVEVAR
/output, output, txt, c:\modell\
*USE, DEL_ALL
/inpu, S4, txt, C:\Modell\input\

```

7.2 Steuerskript für 3D-Modelle (ADPL-Code)

```

=====
!
! Initiales Temperaturmodell
=====

/clear
/finam, msstemp
/npu, pfade, dat
/npu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
zaeahler=0
gzaehler=0
i=0
rdl=0
strainre=0
*USE, ZAHLACT

/prep7
shpp, off
/npu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, T_ELTY

*USE, T_KNOTEN
*USE, T_ELEM
*USE, T_NUMSET
save
finish

/solu
*USE, T_BC
*USE, T1_SOLUT
*USE, T_KELVIN
finish

=====

! Premodell
=====

/clear
/finam, premodell
/npu, pfade, dat
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
/npu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/prep7
shpp, off
/npu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_ELTY
*USE, S_KNOTEN
*USE, S_ELEM
*USE, S_FELEM
*USE, S_NUMSET
save

/solu
/npu, kelvin3d, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_BISO
*USE, INNETZ
*USE, SPANNEN
! Federknoten spannen: Gravitation aufragen
nset, s, node,, i+1, i+no*noy*noz
d, all, ux, 0
! Sperren der Verschiebungen fuer alle Knoten in x und z-Richtung d, all, uz, 0

nset, all
*USE, S_PRESOL
/post1
*USE, S_PRERES
*USE, INFLATE
finish

=====

! Initiales Strukturmodell
=====

/clear
/finam, msstruk
/npu, pfade, dat
/npu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
gzaehler=0
zaehler=0
/npu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_ARRAYS

/prep7
shpp, off
/npu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_ELTY
*USE, SR_KNOTE
*USE, S_ELEM
*USE, S_FELEM
*USE, S_NUMSET
save

! Expansion und Gravitatives Sacken
/solu
/npu, kelvin3d, dat, C:\modell\daten\
! Thermischen stress aufragen
*USE, S_BISO
*USE, SPANNEN
nset, s, node,, i+1, i+no*noy*noz
d, all, ux, 0
d, all, uz, 0
nset, all

*USE, S_PRESOL

/post1
*USE, SACKNETZ
*USE, SACKTEST

! Kollisionsschritte
/solu
antype, trans, rest
nset, s, node,, i+1, i+no*noy*noz
d, all, ux
d, all, uy
d, all, uz
nset, all
*if, syc, eq, 0, then
*USE, S_FIXB25
*else
*USE, S_FIXB3
*endif
*USE, ZAHLACT
*USE, INNETZ
*USE, SPANNEN
save
*do, schritte, 1, 5
*USE, S_BC
/npu, disp, cmd, C:\modell\command\
*if, schritte, gt, 1, then
*msg, info
Erosionskraefte aufragen ...
/npu, eroforce, cmd, C:\modell\command\
*endif
*USE, S_SOLUT
*USE, ZAHLACT
*USE, AKTNETZ
*USE, TEMPRES
*USE, TRACKING
*USE, EROSION
finish

/solu
antype, trans, rest
*enddo
save
finish

/post1
*USE, ZAHLACT
*USE, S_DISACT
finish

=====

!
! Zweites Temperaturmodell
=====

/finam, msstemp
/npu, pfade, dat
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
resume
/npu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/solu
antype, trans, rest
/npu, disp3d, dat, C:\modell\daten\
*USE, T_SOLUT
*USE, T_KELVIN
finish

=====

! Statische Strukturberechnung um Temperaturen aufzunehmen
=====

/finam, msstruk
/npu, pfade, dat
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
resume
/npu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/solu
! nicht wirklich transient
antype, trans, rest
/npu, kelvin3d, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_BISO
dcum, repl
*do, nkn, i+1, i+no*noy*noz
d, nkn, ux, ux(nkn)
d, nkn, uy, uy(nkn)
d, nkn, uz, uz(nkn)
*enddo
*enddo
*msg, info
Nodes were fixed at their position by DOF constraint ...
timint, off
save
solve

/post1
inres, all
set, last
/solu
timint, on
finish
save

=====

! REMESHING 1 (explizit aufgefuehrt)

```

```

=====
/clear
/finam, msstruk
/inpu, pfade, dat
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
resume
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/post1
file
inres
set, last
*USE, T RANSFER
*USE, SIGMA
rdl=1
! =print
*USE, ZAHLACT
*USE, REMESH
finish

=====

! Temperaturen interpolieren mit ANSYS

=====

/clear
/finam, msstruk
/inpu, pfade, dat
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
resume
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\
! rdl und i sind durch zahlfile definiert

/prep7
shpp, off
upco, 1, on
! Neues Netz aufbauen
/inpu, ansnetz, cmd, C:\modell\command\
/inpu, variable, dat, C:\modell\daten\
nset, s, node,, i+1, i+nox*noy*noz, 1
! selektieren der Neuknoten
nwrite, tempint1, dat, C:\modell\daten\, 0
! Schreiben der Neuknoten in File tempint1.dat
finish

/post1
set, last
esel, all
! interpol. Temp. in Datei tempint2.cmd
bflnt, tempint1, dat, C:\modell\daten\, tempint2, cmd, C:\modell\command\
nset, all
*USE, CCC
*USE, DEL_X

=====

! Premodell

=====

/clear
/finam, premodell
/inpu, pfade, dat
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/prep7
shpp, off
/inpu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_ELTYP
*USE, SR_KNOT E
*USE, S_ELEM
*USE, S_FELEM
*USE, S_NUMSET
save
finish

/solu
/inpu, bf_temp, cmd, C:\modell\command\
/inpu, d_temp, cmd, C:\modell\command\
*USE, S_BISO
*USE, ININET Z
! Federknoten mit Shift spannen
*USE, PSPANEN
nset, s, node,, i+1, i+nox*noy*noz
d, all, ux, 0
d, all, uz, 0
nset, all
*USE, S_PRESOL

/post1
*USE, S_PRERES
*USE, INFLATE
*USE, DEL_PRE
finish

=====

! Neuvernetztes initiales Strukturmodell

=====

/clear
/finam, msstruk2
/inpu, pfade, dat
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\
zaehler=0

/prep7
shpp, off
/inpu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_ARRAYS
*USE, S_ELTYP
*USE, SR_KNOT E
*USE, S_ELEM

=====

*USE, S_FELEM
*USE, S_NUMSET
save
finish

! Expansion und Gravitatives Sacken
/solu
/inpu, bf_temp, cmd, C:\modell\command\
/inpu, d_temp, cmd, C:\modell\command\
*USE, S_BISO
*USE, PSPANEN
nset, s, node,, i+1, i+nox*noy*noz
d, all, ux, 0
d, all, uz, 0
nset, all
*USE, S_PRESOL
/post1
*USE, SACKNET Z
*USE, SACKT EST

! Kollisionsschritte
/solu
antype, trans, rest
nset, s, node,, i+1, i+nox*noy*noz
ddelete, all, ux
ddelete, all, uy
ddelete, all, uz
nset, all
*if, syc, eq, 0, then
*USE, S_FIXB25
*else
*USE, S_FIXB3
*endif
*USE, ZAHLACT
*USE, ININET Z
*USE, SPANNEN

*do, schritte, 1, 5
*USE, S_BC
/inpu, disp, cmd, C:\modell\command\
*if, schritte, gt, 1, then
*msg, info
Erosionskraefte aufragen ...
/inpu, eroforce, cmd, C:\modell\command\
*endif
*USE, S_SOLUT
*USE, ZAHLACT
*USE, AKT NET Z
*USE, T EMPRES
*USE, T RACKING
*USE, EROSION
finish

/solu
antype, trans, rest
*enddo
save
finish

/post1
*USE, ZAHLACT
*USE, S_DISACT
finish

/prep7
shpp, off
*cbopen, d_temp, cmd, C:\modell\command\
*do, nodenr, 1+i, nox*noy*noz+i
*get, tempknot, node, nodenr, bfe, temp
*cfwrite, d, nodenr, temp, tempknot
*enddo
*cfclose
finish

=====

! Neuvernetztes Temperaturmodell

=====

/clear
/finam, ms2temp2
/inpu, pfade, dat
*uilb, makros, txt, C:\modell\input
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/prep7
shpp, off
/inpu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, T_ELTYP
*USE, TR_KNOT E
*USE, T_ELEM
*USE, T_NUMSET
save
finish

/solu
d, all, ux, 0
d, all, uy, 0
d, all, uz, 0
/inpu, d_temp, cmd, C:\modell\command\
*msg, info
Temperaturberechnung Statisch 0.01 sec
/!be, Temperaturberechnung Statisch
!mint, off
time, 0.01
save
solve
!post1 integriert
/solu
ddelete, all
/inpu, disp3d, dat, C:\modell\daten\
*USE, T_BC
!mint, on
*USE, T_SOLUT
!post1 integriert
*USE, T_KELVIN
finish

=====

```


! Statische Strukturberechnung um Temperaturen aufzunehmen

=====

```
/finam, msstruk2
/inputs, pfade, dat
*ulib, makros, txt, C:\modell\input
resume
/inputs, zahfile, dat, C:\modell\daten\
```

```
/solu
antype, trans, rest
transient
/inputs, kelvin3d, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_BISO
für Biso bestimmen & aktualisieren
```

```
dcum, repl
*do, nkn, i+1, i+no*noy*toz
  d, nkn, ux, ux(nkn)
  d, nkn, uy, uy(nkn)
  d, nkn, uz, uz(nkn)
*enddo
```

```
*enddo
*msg, info
Nodes were fixed at their position by DOF constraint ...
timint, off
```

```
save
solve
/post1 integriert
/solu
timint, on
finish
```

```
/post1
file
```

```
inres
set, last
*USE, TRANSFER
*USE, SIGMA
finish
```

=====

! REMESHING 2 *

=====

```
/clear
/inputs, pfade, dat
*ulib, makros, txt, C:\modell\input
```

```
*cfdopen, reminfo, dat, C:\modell\daten\
*cfdwrite, fneu='mstemp3' ! AKTUALISIEREN
*cfdwrite, falt='mstemp2' ! AKTUALISIEREN
*cfdwrite, fsneu='msstruk3' ! AKTUALISIEREN
*cfdwrite, fsalt='msstruk2' ! AKTUALISIEREN
*cfdclose
```

```
/inputs, variable, dat, C:\modell\daten\
/inputs, zahfile, dat, C:\modell\daten\
rdl=rdl+1
```

```
*if, i, eq, prink, then i=0
*else i=prink
*endif
*USE, ZAHLACT
*USE, ZYKLUS
```

* Weitere Remeshingschritte werden nach dem Muster von REMESHING 2 definiert

7.3 Makrobibliothek für 3D-Modelle (ADPL-Code)

```

=====
!
! Makrobibliothek 3D Modelle
!
=====

EOF
SAVEVAR
=====
! Schreiben des Files variable.dat
=====
!msg, info
***** MAKRO SAVEVAR3 *****

*cfopen, variable, dat, C:\modell\daten\

*cfwrite, dx=dx
*cfwrite, dy=dy
*cfwrite, dz=dzo+dzu
*cfwrite, dzo=dzo
*cfwrite, dzu=dzu
*cfwrite, dzsd=dzsd

*cfwrite, elx=elx
*cfwrite, ely=ely
*cfwrite, elz=elzo+elzu
*cfwrite, elzo=elzo
*cfwrite, elzu=elzu
*cfwrite, elzsd=elzsd

*cfwrite, nox=elx+1
*cfwrite, noy=ely+1
*cfwrite, noz=elzo+elzu+1
*cfwrite, nozo=elzo+1
*cfwrite, nozu=elzu+1
*cfwrite, nozsd=elzsd+1

*cfwrite, sxa=sxa
*cfwrite, sxb=sxb
*cfwrite, syb=syb
*cfwrite, syc=syc
*cfwrite, xvsv=xvsv
*cfwrite, yvsv=yvsv
*cfwrite, zeitpro=zeitpro
*cfwrite, parw=parw
*cfwrite, heatlux=heatlux

*cfwrite, subste=subste
*cfwrite, erolinks=erolinks
*cfwrite, erorecht=erorecht
*cfwrite, prink=prink

*cfwrite, para=para
*cfwrite, parb=parb
*cfwrite, parc=parc
*cfwrite, pard=pard
*cfwrite, pare=pare
*cfwrite, parf=parf
*cfclose

EOF
S_ARRAYS
=====
! Arrays dimensionieren und initialisieren
!
!msg, info
***** MAKRO S_ARRAYS *****

! Initiale Temperaturen f. Therm. Exp.
*dim, initemp, array, nox*noy*noz
! Konvergenzbetrag eines Basisknotens
*dim, xkonverg, array, nox*noy*noz
*do, horiz, 1, nox*noy*noz
  xkonverg(horiz)=0
*enddo

EOF
T_ELTP
=====
! Elementdefinition
=====
!msg, info
***** MAKRO T_ELTP *****

! Elementtyp 1
et, 1, solid5, 0
! Material 1
mp, ex, 1, 0.5e11
mp, nuxy, 1, 0.25
! Spezifische Wärmekapazität
mp, c, 1, 1.3e3
! Dichte
mp, dens, 1, 2800
! Temperaturabhängige Wärmeleitfähigkeit
mptemp, 1, 273, 373, 473, 573
mptemp, 5, 773, 1023
mpdata, kxx, 1, 1, 2.8, 2.25, 1.9, 1.8
mpdata, kxx, 1, 5, 1.7, 1.2

et, 2, solid5, 0
mp, ex, 2, 0.5e11
mp, nuxy, 2, 0.25
mp, c, 2, 1.3e3
mp, dens, 2, 2950
mptemp, 1, 273, 323, 373, 473
mptemp, 5, 573, 773, 1023, 1273
mpdata, kxx, 2, 1, 3.5, 3.1, 2.8, 2.55
mpdata, kxx, 2, 5, 2.3, 2.0, 1.75, 1.6

EOF
T_KNOTEN
=====

```

```

!
! Aufbau des Temperaturmodells
=====
!msg, info
***** MAKRO T_KNOTEN *****

elxi=nint(elx*(100-para)/100Z)
elxre=elxi
elxmi=elx-elxi-elxre
noli=elxi+1
nore=elxi+elxmi+1
n, i+1, 0, 0, 0
n, i+noli, dx/3, 0, 0
fill, i+1, i+noli
n, i+nore, 2*dx/3, 0, 0
fill, i+noli, i+nore
n, i+nox, dx, 0, 0
fill, i+nore, i+nox
ngen, noy, nox, i+1, i+nox, 1, 0, 0, (-dy/ely)
ngen, noz, noy*nox, i+1, i+noy*nox, 1, 0, (-dz/elz), 0
nplot

! Erdoberflaeche
nset, s, node,, i+1, i+nox*noy, 1
cm, _erdober, node
nset, all

! Krustenbasis
nset, s, node,, i+nox*noy*(noz-1)+1, i+nox*noy*noz, 1
cm, _moho, node
nset, all

! Grenze Ober-/Unterkruste
nset, s, node,, i+nox*noy*(nozo-1)+1, i+nox*noy*nozo, 1
cm, _konrad, node
nset, all

! Kalibrierpunkt fuer sproedes Materialgesetz auf Grenze Ober-/Unterkruste
caliber=i+nox*noy*(nozo-1)+1

! linker Modellrand
nset, s, node,, i+1, i+nox*noy*(noz-1)+nox*(noy-1)+1, nox
cm, _links, node
nset, all

! rechter Modellrand
nset, s, node,, i+nox, i+nox*noy*noz, nox
cm, _rechts, node
nset, all

! vorderer Modellrand
nset, s, node,, i+1
*do, zreihe, 0, noz-1, 1
  nset, a, node,, i+zreihe*nox*noy+1, i+zreihe*nox*noy*nox, 1
*enddo
cm, _vorne, node
nset, all

! hinterer Modellrand
nset, s, node,, i+(nox*noy-1)+1
*do, zreihe, 0, noz-1, 1
  nset, a, node,, i+zreihe*nox*noy+nox*(noy-1)+1, i+zreihe*nox*noy+nox*noy, 1
*enddo
cm, _hinten, node
nset, all

EOF
T_ELEM
=====
! Elementgenerierung
=====
!msg, info
***** MAKRO T_ELEM *****

type, 1
mat, 1
noi=1+(nox*noy)+i
noi=1+nox+(nox*noy)+i
nop=i+nox+i
e, noi, noi+1, noi+1, noi, 1+i, 2+i, nop+1, nop
egen, elx, 1, -1
egen, ely, nox, -elx
egen, elzo, (nox*noy), -(ely*elx)

type, 2
mat, 2
noi=(nox*noy*elzo)+1+(nox*noy)+i
noi=(nox*noy*elzo)+1+nox+(nox*noy)+i
nom=(nox*noy*elzo)+1+i
nop=(nox*noy*elzo)+1+nox+i
e, noi, noi+1, noi+1, noi, nom, nom+1, nop+1, nop
egen, elx, 1, -1
egen, ely, nox, -elx
egen, elzu, (nox*noy), -(ely*elx)

EOF
T_NUMSET
=====
! Numerische Einstellungen
=====
!msg, info
***** MAKRO T_NUMSET *****

antype, trans ! transiente Analyse
cnvnl, temp
cnvnl, heat
nlgeom, on ! grosse Verformungen
autots, on ! automatische Zeitschritsteuerung
pred, on
neqit, 500
outrst, all, last

EOF

```

```

T BC
=====
!                               Randbedingungen
=====
*msg, info
***** MAKRO T_BC *****

! Sperren der Verschiebungen fuer alle Knoten
nset, all
d, all, ux, 0
d, all, uy, 0
d, all, uz, 0

! Temperatur an der Erdoberflaeche 273.2K = 0° C
cmsel, s, _erdober
d, all, temp, 273.2
nset, all

! radiogene Waermeproduktion
cmsel, s, _oberkr
esln, s, 0
bfe, all, hgen, 1, 2.3e-6
allsel
cmsel, s, _unterkr
esln, s, 1
bfe, all, hgen, 1, 0.52e-6
allsel

! Basaler Waermefluss
lcmsel, s, _moho
lsf, all, hflux, heatflux
inset, all

/EOF
T_L_SOLUT
=====
!                               Initiale Gleichungsloesung
=====
*msg, info
***** MAKRO T_L_SOLUT *****

/solu
*msg, info
(Temperaturberechnung 1) Statisch 0.01 sec
/!te, (Temperaturberechnung 1) Statisch
timintoff
time, 0.01
save
solve

/solu
*msg, info
(Temperaturberechnung 1) Transient 1 sec
/!te, (Temperaturberechnung 1) Transient 1 sec
timinton
time, 1.0
save
solve

/post1
inres, all
set, last

/EOF
T_SOLUT
=====
!                               Gleichungsloesung
=====
*msg, info
***** MAKRO T_SOLUT *****

zeitma=zaehler*zeitbro
zeitsec=(zeitma*3.15576e13)
gzeitma=gzaehler*zeitbro
gzeitsec=(gzeitma*3.15576e13)
timinton
time, zeitsec
*msg, info
Temperaturberechnung
*msg, info, zaehler, zeitma
Teilmodell: Schritt %i, Zeit %g Ma
*msg, info, gzaehler, gzeitma
Gesamtmodell: Schritt %i, Zeit %g Ma
/!te, Temperaturberechnung Schritt %zaehler%, Zeit %zeitma% Ma
save
solve

/post1
inres, all
set, last

/EOF
T_KELVIN
=====
!                               Erstellen von kelvin3d.dat
=====
*msg, info
***** MAKRO T_KELVIN *****

! Schreiben der Temperaturen als body load und temperature constraints aufFilekelvin3d
set, last
*cfopen, kelvin3d, dat, C:\modell\daten\
*do, nkn, 1+i, nox*noy*noz+i
  *cwrite, bf, nkn, temp, temp(nkn)
  *cwrite, d, nkn, temp, temp(nkn)
*enddo
*cfclose

/EOF
T_PT
=====
!                               Bestimmen von Temperatur und Spredbruchgrenze an der Basis der Oberkruste
=====
*msg, info
***** MAKRO T_PT *****

tcalib=temp(caliber)
pcalib=0.2e8+(ny(caliber)/(-1000)*58e6)

*cfopen, calibs, dat, C:\modell\daten\
*cwrite, tcalib=tcalib
*cwrite, pcalib=pcalib
*cfclose
*msg, info, caliber, tcalib, pcalib
Aktualisierung an Knoten %i auf T = %g    p = %g

/EOF
S_PT ACT
=====
!                               Sprödgesetz aktualisieren
=====
*msg, info
***** MAKRO S_PT ACT *****

*msg, info
Reading file calibs.dat ...
/npu, calibs, dat, C:\modell\daten\
*msg, info, pcalib, tcalib
New value pcalib: %g ; New value tcalib: %g .
tb, de, biso, 4, 4, 1
mp, ex, 4, 1.0e11
mp, nuxy, 4, 0.49
mptemp, 1, 273, 2273
mpdata, dens, 4, 1, 2800, 2620.8
tb, biso, 4, 2
tbtemp, 273.2
tbdata, 1, 0.2e8, 0
tbtemp, tcalib
tbdata, 1, pcalib, 0

/EOF
S_BISO
=====
!                               Bestimmen von Temperatur und Spredbruchgrenze an der Basis der Oberkruste
=====
*msg, info
***** MAKRO S_BISO *****

*get tcalib, node, caliber, d, temp
pcalib=0.2e8+(ny(+1)-ny(caliber))*58e3) kompressive Festigkeit
*msg, info, caliber, tcalib, pcalib
BISO: Aktualisierung an Knoten %i auf T = %g    p = %g
tb, de, biso, 4, 4, 1
mp, ex, 4, 1.0e11
mp, nuxy, 4, 0.49
mptemp, 1, 273, 2273
mpdata, dens, 4, 1, 2800, 2620.8
tb, biso, 4, 2
tbtemp, 273.2
tbdata, 1, 0.2e8, 0
tbtemp, tcalib
tbdata, 1, pcalib, 0
*cfopen, calibs, dat, C:\modell\daten\
*cwrite, tcalib=tcalib
*cwrite, pcalib=pcalib
*cfclose
/solu

/EOF
S_ELTYP
=====
!                               Elementdefinition
=====
*msg, info
***** S_ELTYP *****

dof, ux, uy, uz, temp, pres

! 1. Oberkruste duktil VISCO
*if, 1, eq, 1, then
! 3-D viscoelastic solid, 20(8) nodes
et, 1, visco89
tref, 700
! Elastizitätsmodul
mp, ex, 1, 0.5e11
! Poissonzahl
mp, nuxy, 1, 0.49
! Dichte
mp, dens, 1, 2650
! temperaturviskoses Materialgesetz fuer Material 1
tb, evisc, 1
! Paterson & Luan (1990) Wet Quarzite
tbdata, 1, 5237.96
! Hansen & Carter (1983) Dry Westerly Granite
tbdata, 1, 6797.59
tbdata, 2, 1
tbdata, 3, 1
tbdata, 6, 1
tbdata, 16, 1e40
tbdata, 26, 3.41e-5
tbdata, 31, 3.40e-5
tbdata, 36, 700
tbdata, 46, 2.0e10
tbdata, 47, 0
tbdata, 48, 3.333e10
tbdata, 49, 3.333e10
tbdata, 50, 1
tbdata, 51, 1
! Paterson & Luan (1990) Wet Quarzite
tbdata, 61, 2.82e10
*endif

! Alternativ Oberkruste duktil ANAND
*if, 1, eq, 2, then
! 3D viscoplastic solid, 8 nodes
et, 1, visco107, . . . . ., 1, 1
! Paterson & Luan (1990) Wet Quarzite
mp, ex, 1, 1.0e11
mp, nuxy, 1, 0.25
mptemp, 1, 273, 2273
mpdata, dens, 1, 1, 2800, 2620.8
tb, anand, 1
tbdata, 1, 6.0e15
tbdata, 2, 16237.67
tbdata, 3, 2.5877e11
tbdata, 4, 6.0e3
tbdata, 5, 0.3226

```

```

! Federknoten Grenze Ober/Unterkruste
nrel, s, node,, i+nox*noy*(noz+1)+1, i+nox*noy*(noz+1)+nox*noy, 1
cm, _federkonrad, node
nrel, all
! Federknoten Krustenbasis
nrel, s, node,, i+nox*noy*(noz+2)+1, i+nox*noy*(noz+2)+nox*noy, 1
cm, _federmocho, node
nrel, all
! Erdoberflaeche
nrel, s, node,, i+1, i+nox*noy, 1
cm, _erdober, node
nrel, all
! Krustenbasis
nrel, s, node,, i+nox*noy*(noz-1)+1, i+nox*noy*noz, 1
cm, _mocho, node
nrel, all
! Grenze Ober-/Unterkruste
nrel, s, node,, i+nox*noy*(nozo-1)+1, i+nox*noy*nozo, 1
cm, _konrad, node
nrel, all
! Kalibrierpunkt fuer sprovedes Materialgesetz auf Grenze Ober-/Unterkruste
caliber=i+nox*noy*(nozo-1)+1
! linker Modellrand
nrel, s, node,, i+1, i+nox*noy*(noz-1)+nox*(noy-1)+1, nox
cm, _links, node
nrel, all
! rechter Modellrand
nrel, s, node,, i+nox, i+nox*noy*noz, nox
cm, _rechts, node
nrel, all
! vorderer Modellrand
nrel, s, node,, i+1
*do, zreihe, 0, noz-1, 1
nrel, a, node,, i+zreihe*nox*noy+1, i+zreihe*nox*noy+nox, 1
*enddo
cm, _vorne, node
nrel, all
! hinterer Modellrand
nrel, s, node,, i+(nox*noy-1)+1
*do, zreihe, 0, noz-1, 1
nrel, a, node,, i+zreihe*nox*noy+nox*(noy-1)+1, i+zreihe*nox*noy+nox*noy, 1
*enddo
cm, _hinten, node
nrel, all

/EOF
S_ELEM
=====
!
! Elementgenerierung
=====
*msg, info
***** MAKRO S_ELEM *****

! Oberkruste Spröd
type, 4
mat, 4
*if, elzsd, ge, 1, then
  noi=1+(nox*noy)+i
  nol=1+(nox*noy)+i
  nom=1+i
  nop=1+nox+i
  e, noi, noi+1, nol+1, nol, nom, nom+1, nop+1, nop
  egen, elk, 1, -1
*if, elzsd, ge, 2, then
  egen, ely, nox, -elx
  egen, elzsd, (nox*noy), -(ely*elx)
*else
  egen, ely, nox, -elx
*endif
*endif

! Oberkruste Duktil
type, 1
mat, 1
*if, (elzo-elzsd), ge, 1, then
  noi=1+(nox*noy*elzsd)+(nox*noy)+i
  nol=1+(nox*noy*elzsd)+nox+(nox*noy)+i
  nom=1+(nox*noy*elzsd)+i
  nop=1+(nox*noy*elzsd)+nox+i
  e, noi, noi+1, nol+1, nol, nom, nom+1, nop+1, nop
  egen, elk, 1, -1
*if, (elzo-elzsd), ge, 2, then
  egen, (ely), nox, -elx
  egen, (elzo-elzsd), (nox*noy), -(ely*elx)
*else
  egen, (ely), nox, -elx
*endif
*endif

! Unterkruste Duktil
type, 2
mat, 2
noi=1+(nox*noy*elzo)+(nox*noy)+i
nol=1+(nox*noy*elzo)+nox+(nox*noy)+i
nom=1+(nox*noy*elzo)+i
nop=1+(nox*noy*elzo)+nox+i
e, noi, noi+1, nol+1, nol, nom, nom+1, nop+1, nop
egen, elk, 1, -1
egen, ely, nox, -elx
egen, elzo, (nox*noy), -(ely*elx)

/EOF
S_FELEM
=====
!
! Elementgenerierung Federn
=====
*msg, info
***** MAKRO S_FELEM *****

! Federelemente
elxi=nint(elx*(100-para)/1002)
elxre=elxli
elxmi=elx-elxli-elxre
noli=elxi+1
nore=elxi+elxmi+1
n, i+1, 0, 0, 0
n, i+noli, dx/3, 0, 0
fili, i+1, i+noli
n, i+nore, 2*dx/3, 0, 0
fili, i+noli, i+nore
n, i+nox, dx, 0, 0
fili, i+nore, i+nox
ngen, noy, nox, i+1, i+nox, 1, 0, 0, (-dy/ely)
ngen, noz, noy*nox, i+1, i+nox*nox, 1, 0, 0, (-dz)/elz, 0

! Generierung von freien Knoten fuer Federelemente
ngen, 2, nox*noy*noz, i+1, i+nox*noy, 1
ngen, 2, nox*noy*(noz+1), i+nox*noy*(noz-1)+1, i+nox*noy*nozo, 1
ngen, 2, nox*noy*3, i+nox*noy*(noz-1)+1, i+nox*noy*noz, 1
nplot

! Federknoten Erdoberflaeche
nrel, s, node,, i+nox*noy*noz+1, i+nox*noy*noz+nox*noy, 1
cm, _federeof, node
nrel, all

```

```

*if, kx, lt, noli, then
kdistx=kdistx1
*elseif, kx, eq, noli, then
kdistx=(kdistx1+kdistx2)/2
*elseif, kx, gt, nore, then
kdistx=kdistx1
*elseif, kx, eq, nore, then
kdistx=(kdistx1+kdistx2)/2
*else
kdistx=kdistx2
*endif
kdistz=abs(nz(i+nox+1)-nz(i+1))
deof=2800*9.81*kdistx*kdistz
dkon=200*9.81*kdistx*kdistz
dmoh=400*9.81*kdistx*kdistz
cmsel, s, _links
cmsel, a, _rechts
cm, _lire, node
cmsel, s, _vorne
cmsel, a, _hinten
cm, _hivo, node
cmsel, s, _lire
cmsel, a, _hivo
sel=nsel(knoten)
*if, sel, eq, 1, then
deof=0.50*deof
dkon=0.50*dkon
dmoh=0.50*dmoh
*endif
cmsel, s, _lire
cmsel, r, _hivo
sel=nsel(knoten)
*if, sel, eq, 1, then
deof=0.50*deof
dkon=0.50*dkon
dmoh=0.50*dmoh
*endif
nset, all
r, knoten+nox*noy*noz, deof
*msg, info, knoten, deof
Federkonstante fuer %i: %g
r, knoten+nox*noy*(noz+1), dkon
*msg, info, knoten, dkon
Federkonstante fuer %i: %g
r, knoten+nox*noy*(noz+2), dmoh
*msg, info, knoten, dmoh
Federkonstante fuer %i: %g
*enddo
*enddo

! Elemente erstellen
type, 7
*do, knoten, i+1, i+nox*noy
real, knoten+nox*noy*noz
e, knoten, knoten+nox*noy*noz
cp, knoten+nox*noy*0, ux, knoten, knoten+nox*noy*noz
cp, knoten+nox*noy*1, uz, knoten, knoten+nox*noy*noz
*enddo
*do, knoten, i+1, i+nox*noy
real, knoten+nox*noy*(noz+1)
e, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+1)
cp, knoten+nox*noy*2, ux, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+1)
cp, knoten+nox*noy*3, uz, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+1)
*enddo
*do, knoten, i+1, i+nox*noy
real, knoten+nox*noy*(noz+2)
e, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+2)
cp, knoten+nox*noy*4, ux, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+2)
cp, knoten+nox*noy*5, uz, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+2)
*enddo

! Fixieren der freien Federelementknoten
cmsel, s, _federeof
cmsel, a, _federkonrad
cmsel, a, _feder moho
d, all, uy, 0
nset, all

/EOF
P_FELEM
!
! Elementgenerierung Federn fuer pre-model
!
*msg, info
***** MAKRO P_FELEM *****

*do, kz, 1, nox
*do, kx, 1, noy
knoten=i+kx+(nox*(kz-1))
kdistx=abs(nz(i+2)-nz(i+1))
kdistz=abs(nz(i+nox+1)-nz(i+1))
deof=2800*9.81*kdistx*kdistz/4
dkon=200*9.81*kdistx*kdistz/4
dmoh=400*9.81*kdistx*kdistz/4
r, knoten+nox*noy*noz, deof
*msg, info, knoten, deof
Federkonstante fuer %i: %g
r, knoten+nox*noy*(noz+1), dkon
r, knoten+nox*noy*(noz+2), dmoh
*enddo
*enddo

! Elemente erstellen
type, 7
*do, knoten, i+1, i+nox*noy
real, knoten+nox*noy*noz
e, knoten, knoten+nox*noy*noz
cp, knoten+nox*noy*0, ux, knoten, knoten+nox*noy*noz
cp, knoten+nox*noy*1, uz, knoten, knoten+nox*noy*noz
*enddo
*do, knoten, i+1, i+nox*noy
real, knoten+nox*noy*(noz+1)
e, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+1)
cp, knoten+nox*noy*2, ux, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+1)
cp, knoten+nox*noy*3, uz, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+1)
*enddo
*do, knoten, i+1, i+nox*noy
real, knoten+nox*noy*(noz+2)
e, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+2)
cp, knoten+nox*noy*4, ux, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+2)
cp, knoten+nox*noy*5, uz, knoten+nox*noy*(noz-1), knoten+nox*noy*(noz+2)
*enddo

! Saeulen der freien Federelementknoten
cmsel, s, _federeof
cmsel, a, _federkonrad
cmsel, a, _feder moho
d, all, uy, 0
nset, all

/EOF
S_NUMSET
!
! Numerische Einstellungen
!
*msg, info
***** MAKRO S_NUMSET *****

! transiente Analyse
antype, trans
cnv, u
cnv, f
! grosse Verformungen
nlgeom, on
! ramp loading
kbc, 0
! automatische Zeitschrittsteuerung aus
autots, off
pred, on
neqit, 500
oures, all, last

S_FIXB3
!
! Aufbau der unveraenderlichen Randbedingungen 3d
!
*msg, info
***** MAKRO S_FIXB3 *****

! Symmetrieebene vordere Seite
cmsel, s, _vorne
d, all, uz, 0
nset, all

! Symmetrieebene hintere Seite
*if, pard, eq, 1, then
cmsel, s, _hinten
d, all, uz, 0
nset, all
*endif

! Saeulen linke Seite (No tilt boundary)
*do, master, i+1, i+nox*(noy-1)+1, nox
! Durchlaufen aller Oberflaechenknoten Linker Rand
cpdele, master
! Loeschen der bisherigen Kopplung mit Federknoten
cpdele, master+nox*noy*2
cpdele, master+nox*noy*3
cpdele, master+nox*noy*4
cpdele, master+nox*noy*5
nset, s, node, master
nset, a, node, master+nox*noy*noz
nset, a, node, master+nox*noy*(noz+1)
nset, a, node, master+nox*noy*(noz+2)
*do, slave, master+nox*noy, master+nox*noy*(noz-1), nox*noy
nset, a, node, slave
*enddo
dofsel, s, u
! Loeschen aller DOF constraints
ddele, all
dofsel, all
! Koppeln in ux
cp, master, ux, all
! Koppeln in uz
cp, master+nox*noy, uz, all
nset, s, node, all
*enddo

! Plattenrandspannungen links, rechts, hinten
cmsel, s, _links
sf, all, pres, parc
nset, all
cmsel, s, _rechts
sf, all, pres, parc
nset, all
cmsel, s, _hinten
sf, all, pres, parc
nset, all

! Saeulen rechte Seite (No tilt boundary)
! Durchlaufen aller Oberflaechenknoten Rechter Rand
*do, master, i+nox, i+nox*noy, nox
! Loeschen der bisherigen Kopplung mit Federknoten
cpdele, master
cpdele, master+nox*noy
cpdele, master+nox*noy*2
cpdele, master+nox*noy*3
cpdele, master+nox*noy*4
cpdele, master+nox*noy*5
nset, s, node, master
nset, a, node, master+nox*noy*noz
nset, a, node, master+nox*noy*(noz+1)
nset, a, node, master+nox*noy*(noz+2)
*do, slave, master+nox*noy, master+nox*noy*(noz-1), nox*noy
nset, a, node, slave
*enddo
dofsel, s, u
ddele, all
dofsel, all
cp, master, ux, all
cp, master+nox*noy, uz, all
nset, s, node, all
*enddo

! Saeulen hintere Seite (No tilt boundary)
*if, pard, ne, 1, then
*do, master, i+nox*(noy-1)+2, i+nox*noy, 1
cpdele, master
cpdele, master+nox*noy
cpdele, master+nox*noy*2
cpdele, master+nox*noy*3

```

```

cpdele, master+nox*noy*4
cpdele, master+nox*noy*5
nset, s, node,, master
nset, a, node,, master+nox*noy*noz
nset, a, node,, master+nox*noy*(noz+1)
nset, a, node,, master+nox*noy*(noz+2)
*do, slave, master+nox*noy, master+nox*noy*(noz-1), nox*noy
nset, a, node,, slave
*enddo
do/set, s, u
ddele, all
do/set, all
cp, master, ux, all
cp, master+nox*noy, uz, all
nset, s, node,, all
*enddo
*endif

EOF
S SOLUT
=====
!                               Loesung Strukturmodell
=====
*msg, info
***** MAKRO S_SOLUT *****

zaehler=zaehler+1
pro Kollisionsdurchlauf
gzaehler=gzaehler+1
zeitma=(zaehler+5)*zeitpro
zeitsec=(zeitma*3.15576e13)
gzeitma=gzaehler*zeitpro
gzeitsec=(gzeitma*3.15576e13)
time, zeitsec
*msg, info
Strukturberechnung
*msg, info, zaehler, zeitma
Teilmodell: Schritt %i, Zeit %g Ma
*msg, info, gzaehler, gzeitma
Gesamtmodell: Schritt %i, Zeit %g Ma
!file, Strukturberechnung Schritt %zaehler%, Zeit %zeitma% Ma
save
solve
/post1
/inres, all
set, last

EOF
ZAHLACT
=====
! Aktualisieren von zahlfile.dat
=====
*msg, info
***** MAKRO ZAHLACT *****

/inpu, calibs, dat, C:\modell\daten\
! NEU
*cfopen, zahlfile, dat, C:\modell\daten\
*cfwrite, zaehler=zaehler
! Schritt in Teilmodell
*cfwrite, gzaehler=gzaehler Schritt in Gesamtmodell
*cfwrite, i=
! Aktuelles Knoteninkrement
*cfwrite, rdl=rdl
! Remeshingschritt
*cfwrite, strainre=strainre
! Befehl amakestrainre
*cfwrite, pcalib=pcalib
! NEU
! NEU
*cfwrite, calib=calib
*cfclose

EOF
S_DISACT
=====
!                               Erstellen von disp3d.dat
=====
*msg, info
***** MAKRO S_DISACT *****

! Schreiben der Knotenverschiebungen auf disp3d.dat zum Einlesen in
! Temperaturberechnung mit deformiertem Netz
set, last
*cfopen, disp3d, dat, C:\modell\daten\
*do, nkn, i+1, nox*noy*noz+H
*cfwrite, d, nkn, ux, uz(nkn)
*cfwrite, d, nkn, uy, uz(nkn)
*cfwrite, d, nkn, uz, uz(nkn)
*enddo
*cfclose

EOF
TRANSFER
=====
! Schreiben von transfer.dat
=====
*msg, info
***** MAKRO TRANSFER *****

*cfopen, transfer, dat, C:\modell\daten\
*do, nodenr, i+1, i+nox*noy*noz
nodenx=nx(nodenr)
nodeny=ny(nodenr)
nodenz=nz(nodenr)
nodeux=ux(nodenr)
nodeuy=uy(nodenr)
nodeuz=uz(nodenr)
*cfwrite, hallo, nodenr, nodenx, nodeny, nodenz, nodeux, nodeuy, nodeuz
*enddo
*cfclose

EOF
SIGMA
=====
! Schreiben von sigma.dat
=====
*msg, info
***** MAKRO SIGMA *****

*cfopen, sigma, dat, C:\modell\daten\
*do, nodenr, i+1, i+nox*noy*noz
*get, nodetemp, node, nodenr, temp
*get, nodes1, node, nodenr, s, 1
*get, nodes3, node, nodenr, s, 3

```

```

*cfwrite, hallo, nodenr, nodetemp, nodes1, nodes3
*enddo
*cfclose

```

```

/EOF
AKT NET Z
=====
! Schreiben von aktnetz.dat (Unterschied zu TRANSFER nur reduzierte Knotennumm)
=====
*msg, info
***** MAKRO AKT NET Z *****
*cfopen, aktnetz, dat, C:\modell\daten\
*do, nodenr, i+1, i+nox*noy*noz
nodenx=nx(nodenr)
nodeny=ny(nodenr)
nodenz=nz(nodenr)
nodeux=ux(nodenr)
nodeuy=uy(nodenr)
nodeuz=uz(nodenr)
*cfwrite, hallo, nodenr-i, nodenx, nodeny, nodenz, nodeux, nodeuy, nodeuz
*enddo
*cfclose

```

```

/EOF
SACKNET Z
=====
! Schreiben von sacknetz.dat
=====
*msg, info
***** MAKRO SACKNET Z *****
set, 1
*cfopen, sacknetz, dat, C:\modell\daten\
*do, nodenr, i+1, i+nox*noy*noz
nodenx=nx(nodenr)
nodeny=ny(nodenr)
nodenz=nz(nodenr)
nodeux=ux(nodenr)
nodeuy=uy(nodenr)
nodeuz=uz(nodenr)
*cfwrite, hallo, nodenr-i, nodenx, nodeny, nodenz, nodeux, nodeuy, nodeuz
*enddo
*cfclose

```

```

/EOF
ININET Z
=====
! Schreiben von ininetz.dat (initiale Form von AKT NET Z)
=====
*msg, info
***** MAKRO ININET Z *****
*cfopen, aktnetz, dat, C:\modell\daten\
*do, nodenr, i+1, i+nox*noy*noz
nodenx=nx(nodenr)
nodeny=ny(nodenr)
nodenz=nz(nodenr)
nodeux=0
nodeuy=0
nodeuz=0
*cfwrite, hallo, nodenr-i, nodenx, nodeny, nodenz, nodeux, nodeuy, nodeuz
*enddo
*cfclose

```

```

/EOF
TEMPRES
=====
!                               Erstellen von tempres.dat
=====
*msg, info
***** MAKRO TEMPRES *****

! Schreiben der Temperaturen als File
*cfopen, tempres, dat, C:\modell\daten\
*do, nodenr, i+1, i+nox*noy*noz
*cfwrite, hallo, nodenr-i, temp(nodenr)
*enddo
*cfclose

```

```

/EOF
REMESH
=====
!                               Durchfuehren des Remeshing-EP (2)
=====
*msg, info
***** MAKRO REMESH *****

```

```

/sys, C:\modell\system\putvar
/sys, C:\modell\system\putzahl
/sys, C:\modell\system\puttrans
/sys, C:\modell\system\putsigma
*cfopen, job, dat, C:\modell\daten\
*cfwrite, job=2
*cfclose
/sys, C:\modell\system\putjob
*do, versuch, 1, 10000000
/sys, C:\modell\system\getjob
/inpu, job, dat, C:\modell\daten\
/if, job, eq, 0, exit
*enddo
/sys, C:\modell\system\getanetz

```

```

/EOF
TRACKING
=====
!                               Durchfuehren des Tracking-EP
=====
*msg, info
***** MAKRO TRACKING *****

```

```

/sys, C:\modell\system\putvar
/sys, C:\modell\system\putzahl
/sys, C:\modell\system\puttakt
/sys, C:\modell\system\puttemp
*cfopen, job, dat, C:\modell\daten\
*cfwrite, job=3
*cfclose
/sys, C:\modell\system\putjob

```

```

*do, versuch, 1, 1000000
/ sys, C:\modell\system\geljob
/ inpu, job, dat, C:\modell\daten\
*if, job, eq, 0, exit
*enddo

/ EOF
S_BC
=====
! Durchfuehren des Randbedingungen-EP
=====
*msg, info
***** MAKRO S_BC *****

/ sys, C:\modell\system\putvar
/ sys, C:\modell\system\putzahl
/ sys, C:\modell\system\putakt
*clopen, job, dat, C:\modell\daten\
*cfwrite, job=4
*cfclose
/ sys, C:\modell\system\putjob
*do, versuch, 1, 1000000
/ sys, C:\modell\system\geljob
/ inpu, job, dat, C:\modell\daten\
*if, job, eq, 0, exit
*enddo

/ sys, C:\modell\system\getdisp

/ EOF
EROSION
=====
! Durchfuehren des Erosion-EP
=====
*msg, info
***** MAKRO EROSION *****

/ sys, C:\modell\system\putvar
/ sys, C:\modell\system\putzahl
/ sys, C:\modell\system\putakt
*clopen, job, dat, C:\modell\daten\
*cfwrite, job=5
*cfclose
/ sys, C:\modell\system\putjob
*do, versuch, 1, 1000000
/ sys, C:\modell\system\geljob
/ inpu, job, dat, C:\modell\daten\
*if, job, eq, 0, exit
*enddo
/ sys, C:\modell\system\geteterof

/ EOF
CCC
=====
! Durchfuehren des CCC-EP
=====
*msg, info
***** MAKRO CCC *****

/ sys, C:\modell\system\putvar
/ sys, C:\modell\system\putzahl
/ sys, C:\modell\system\puttempi
*clopen, job, dat, C:\modell\daten\
*cfwrite, job=6
*cfclose
/ sys, C:\modell\system\putjob
*do, versuch, 1, 1000000
/ sys, C:\modell\system\geljob
/ inpu, job, dat, C:\modell\daten\
*if, job, eq, 0, exit
*enddo
/ sys, C:\modell\system\getbt
/ sys, C:\modell\system\getdt

/ EOF
INFLATE
=====
! Durchfuehren des Inflate-EP
=====
*msg, info
***** MAKRO INFLATE *****

/ sys, C:\modell\system\putvar
/ sys, C:\modell\system\putzahl
/ sys, C:\modell\system\putpremo
*clopen, job, dat, C:\modell\daten\
*cfwrite, job=7
*cfclose
/ sys, C:\modell\system\putjob
*do, versuch, 1, 1000000
/ sys, C:\modell\system\geljob
/ inpu, job, dat, C:\modell\daten\
*if, job, eq, 0, exit
*enddo
/ sys, C:\modell\system\getanetz ! in EP ansnetz

/ EOF
SACKT EST
=====
! Durchfuehren des Sacktest-EP
=====
*msg, info
***** MAKRO SACKT EST *****

/ sys, C:\modell\system\putvar
/ sys, C:\modell\system\putzahl
/ sys, C:\modell\system\putakt ! Anzustrebendes Netz
/ sys, C:\modell\system\putsack ! Netz nach Sackung

*clopen, job, dat, C:\modell\daten\
*cfwrite, job=8
*cfclose
/ sys, C:\modell\system\putjob
*do, versuch, 1, 1000000
/ sys, C:\modell\system\geljob
/ inpu, job, dat, C:\modell\daten\
*if, job, eq, 0, exit
*enddo

/ EOF
SPANNEN
=====
! Vorspannen der Federn für Isostasie
=====
*msg, info
***** MAKRO SPANNEN *****

! Federknoten Erdoberflaeche
*do, knoten, i+nox*noy*noz+1, i+nox*noy*noz+nox*noy, 1
d, knoten, uy, (0)-ny(knoten)
*msg, info, knoten, (0)-ny(knoten)
Knoten %i um %g vorgespannt
*enddo
! Federknoten Grenze Ober/Unterkruste
*do, knoten, i+nox*noy*(noz+1)+1, i+nox*noy*(noz+1)+nox*noy, 1
d, knoten, uy, -dzo-ny(knoten)
*msg, info, knoten, -dzo-ny(knoten)
Knoten %i um %g vorgespannt
*enddo
! Federknoten Krustenbasis
*do, knoten, i+nox*noy*(noz+2)+1, i+nox*noy*(noz+2)+nox*noy, 1
d, knoten, uy, -dz-ny(knoten)
*msg, info, knoten, -dz-ny(knoten)
Knoten %i um %g vorgespannt
*enddo

/ EOF
PSPANNEN
=====
! Vorspannen der Federn mit Shift (Premodel)
=====
*msg, info
***** MAKRO PSPANNEN *****

deof=2800*9.81*kdistx*kdistz
dkon=200*9.81*kdistx*kdistz
dmoh=400*9.81*kdistx*kdistz
! Federknoten Erdoberflaeche
*do, knoten, i+nox*noy*noz+1, i+nox*noy*noz+nox*noy, 1
eohode=knoten-nox*noy*noz
mohonode=knoten-nox*noy
shift=ny(eohode)-(ny(eohode)-ny(mohonode)-dzo-
dzu)*(dkon+dmoh)/(deof+dkon+dmoh)
d, knoten, uy, (0)-ny(knoten)+shift
*msg, info, knoten, (0)-ny(knoten)+shift
Knoten %i um %g vorgespannt
*enddo
! Federknoten Grenze Ober/Unterkruste
*do, knoten, i+nox*noy*(noz+1)+1, i+nox*noy*(noz+1)+nox*noy, 1
eohode=knoten-nox*noy*(noz+1)
mohonode=knoten-nox*noy*2
shift=ny(eohode)-(ny(eohode)-ny(mohonode)-dzo-dzu)*(dkon+dmoh)/(deof+dkon+dmoh)
d, knoten, uy, -dzo-ny(knoten)+shift
*msg, info, knoten, -dzo-ny(knoten)+shift
Knoten %i um %g vorgespannt
*enddo
! Federknoten Krustenbasis
*do, knoten, i+nox*noy*(noz+2)+1, i+nox*noy*(noz+2)+nox*noy, 1
eohode=knoten-nox*noy*(noz+2)
mohonode=knoten-nox*noy*3
shift=ny(eohode)-(ny(eohode)-ny(mohonode)-dzo-dzu)*(dkon+dmoh)/(deof+dkon+dmoh)
d, knoten, uy, -dz-ny(knoten)+shift
*msg, info, knoten, -dz-ny(knoten)+shift
Knoten %i um %g vorgespannt
*enddo

/ EOF
S_PREESOL
=====
! Lösung des Premodel-Strukturschritts
=====
*msg, info
***** MAKRO PRESOL *****

! Kein Inkremetieren des Zählers
zeitma=zeitpro*5
zeitsec=(zeitma*3.15576e13)
time, zeitsec
*msg, info
Premodel-Strukturberechnung
!time, Premodel-Strukturberechnung
save
solve

/ EOF
S_PRERES
=====
! Auswerten des Premodels und Schreiben der Verschiebungen in File
=====
*msg, info
***** MAKRO PRERES *****

inres, all
set, last
*clopen, premod, dat, C:\modell\daten\
*do, nodenr, i+1, i+nox*noy*noz
nodenx=nx(nodenr)
nodeny=ny(nodenr)
nodenz=nz(nodenr)
nodeux=ux(nodenr)
nodeuy=y(nodenr)
nodeuz=uz(nodenr)
*cfwrite, hallo, nodenr-i, nodenx, nodeny, nodenz, nodeux, nodeuy, nodeuz
*enddo
*cfclose

ZYKLUS
=====
! Teil des Hauptprogramms, uebergeordnetes Makro
=====
*msg, info
***** MAKRO ZYKLUS *****

=====
! ***** REMESHING

```

```

=====
*USE, REMESH
finish

=====
! ***** Temperaturen interpolieren mit ANSYS
=====

/clear
/inpu, reminfo, dat, C:\modell\daten\
/finam, %satt%
/inpu, pfaede, dat
*ulib, makros, txt, C:\modell\input\
resume
/inpu, reminfo, dat, C:\modell\daten\
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/prep7
shpp, off
upco, 1, on
! Neues Netz aufbauen
/inpu, ansnetz, cmd, C:\modell\command\
/inpu, variable, dat, C:\modell\daten\
! selektieren der Neuknoten
nsel, s, node,, i+1, i+no*x*noy*noz, 1
nwrite, tempint1, dat, C:\modell\daten\, 0
finish

/post1
set, last
esel, all
bflnt, tempint1, dat, C:\modell\daten\, tempint2, cmd, C:\modell\command\
nsel, all
finish

*USE, CCC
*USE, DEL_X

! PREMODEL

/clear
/finam, premodel
/inpu, pfaede, dat
*ulib, makros, txt, C:\modell\input\
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/prep7
shpp, off
/inpu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_ELTY P
*USE, SR_KNOTE
*USE, S_ELEM
*USE, S_FELEM
*USE, S_NUMSET
save
finish

/solu
! Thermischen stress aufragen
/inpu, bf_temp, cmd, C:\modell\command\
/inpu, d_temp, cmd, C:\modell\command\
*USE, S_BISO
*USE, INNET Z
! Federknoten spannen: Gravitation aufragen
*USE, PSPAN NEN
nsel, s, node,, i+1, i+no*x*noy*noz
d, all, ux, 0
d, all, uz, 0
nsel, all
*USE, S_PRESOL

/post1
*USE, S_PRERES
! Bestimmung der Verschiebungen und Schreiben in Datei
*USE, INFLATE
finish
*USE, DEL_PRE

! NEUVERN ET ZT ES ST RUKT URMODEL L

/clear
/inpu, reminfo, dat, C:\modell\daten\
/finam, %sneu%
/inpu, pfaede, dat
*ulib, makros, txt, C:\modell\input\
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\
zaehler=0

/prep7
shpp, off
/inpu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_ARRAYS
*USE, S_ELTY P
*USE, SR_KNOTE
*USE, S_ELEM
*USE, S_FELEM
*USE, S_NUMSET
save
finish

! Expansion und Gravitations Sacken
/solu
/inpu, bf_temp, cmd, C:\modell\command\
/inpu, d_temp, cmd, C:\modell\command\
*USE, S_BISO
*USE, PSPAN NEN
nsel, s, node,, i+1, i+no*x*noy*noz
d, all, ux, 0
d, all, uz, 0
nsel, all
*USE, S_PRESOL
*USE, SACKNET Z
*USE, SACKT EST

! Kollisionsschritte
/solu
antype, trans, rest
nsel, s, node,, i+1, i+no*x*noy*noz
ddelete, all, ux
ddelete, all, uy
ddelete, all, uz
nsel, all

*if, sys, eq, 0, then
*USE, S_FIXB25
*else
*USE, S_FIXB3
*endif
*USE, ZAHLACT
*USE, INNET Z
*USE, SPANNEN
*do, schritte, 1, 5
*USE, S_BC
/inpu, disp, cmd, C:\modell\command\
*if, schritte, gt, 1, then
*msg, info
Erosionskoeffizient aufragen ...
/inpu, eroforce, cmd, C:\modell\command\
*endif
*USE, S_SOLUT
*USE, ZAHLACT
*USE, AKT NET Z
*if, schritte, eq, 1, then
*USE, TEMPRES
*endif
*USE, TRACKING
*USE, EROSION
finish

/solu
antype, trans, rest
*enddo
save
finish

/post1
*USE, ZAHLACT
*USE, S_DISACT
finish

/prep7
shpp, off
*ctopen, d_temp, cmd, C:\modell\command\
*do, nodenr, 1+i, nox*noy*noz+i
*get, tempknot, node, nodenr, bfe, temp
*cfwrite, d, nodenr, temp, tempknot
*enddo
*cfclose
finish

! NEUVERN ET ZT ES T EMPERAT URMODEL L

/clear
/inpu, reminfo, dat, C:\modell\daten\
/finam, %sneu%
/inpu, pfaede, dat
*ulib, makros, txt, C:\modell\input\
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/prep7
shpp, off
/inpu, variable, dat, C:\modell\daten\
*USE, T_ELTY P
*USE, TR_KNOTE
*USE, T_ELEM
*USE, T_NUMSET
save
finish

/solu
d, all, ux, 0
d, all, uy, 0
d, all, uz, 0
/inpu, d_temp, cmd, C:\modell\command\
*msg, info
Temperaturberechnung Statisch 0.01 sec
/ttle, Temperaturberechnung Statisch
timint, off
time, 0.01
save
solve
ddelete, all
/inpu, disp3d, dat, C:\modell\daten\
*USE, T_BC
timint, on
*USE, T_SOLUT
*USE, T_KELVIN
finish

! STATISCHE STRUKTURBERECHNUNG

/inpu, reminfo, dat, C:\modell\daten\
/finam, %sneu%
/inpu, pfaede, dat
*ulib, makros, txt, C:\modell\input\
resume
/inpu, reminfo, dat, C:\modell\daten\
/inpu, zahlfile, dat, C:\modell\daten\

/solu
antype, trans, rest ! nicht wirklich transient
/inpu, kelvin3d, dat, C:\modell\daten\
*USE, S_BISO
dcum, repl
*do, nkn, i+1, i+no*x*noy*noz
d, nkn, ux, ux(nkn)
d, nkn, uy, uy(nkn)
d, nkn, uz, uz(nkn)
*enddo
*enddo
*msg, info
Nodes have been fixed at their position by DOF constraint ...
timint, off
save
solve
timint, on
finish
/post1
file
inres
set, last
*USE, T_TRANSFER
*USE, SIGMA
finish

```


7.4 Grundstruktur des Programmpakets OROTRACK3D (Pascal-Quellcode)

program orotrack (input, output);

```

const
  zfix=true;
  warnings=false;
  info=false;
  errors=true;
  docgauss=false;

type
  {allgemeine Typen}
  typename = string[25];
  dateinamstring = string[40];
  ASCIIdateien = text;
  realarray = array[1..8000] of real;
  zaehler = integer;
  modellzaehler = integer;

{Modelldaten in Knotenarrays/dateien}
seedknoten3d = record nr: integer; elem, keul, dach: integer; la, lb, lc: real; rem: typename; afeg: real; end;
seeddateien3d = file of seedknoten3d;
netzknoten3d = record nr: integer; ux, uy, uz, nx, ny, nz: real; jn: char; end;
netzdateien3d = file of netzknoten3d;
netzarrays3d = array[1..8000] of netzknoten3d;
topoknoten3d = record nr: integer; topo, eros: real; end;
topodateien3d = file of topoknoten3d;
tempknoten3d = record nr: integer; temp: real; end;
tempdateien3d = file of tempknoten3d;
metaknoten3d = record nr: integer; druck, temperatur: real; fazies: integer; end;
metadateien3d = file of metaknoten3d;
sigmaknoten3d = record nr: integer; temp, s1, s2: real; end;
sigmadateien3d = file of sigmaknoten3d;
sigmaarrays3d = array[1..8000] of sigmaknoten3d;
dispknoten3d = record Nr: integer; dix, diy, diz: real; bx, by, bz: boolean; end;
dispdateien3d = file of dispknoten3d; {sequentiell}

{Ansys-Parameter aus variable.dat}
AAktuell = integer;
AOptionen = integer;           {beliebige Werte}
ANetz = integer;              {Elemente und Knoten}
AGeom = real;                 {Abmessungen in Meter}
AParam = real;                {geometrieunabhngige Eingabeparameter}

{Vektorgeometrie}
v3d = array [1..4] of longreal;
m3x3 = array [1..3] of v3d;
m4x3 = array [1..4] of v3d;
m5x3 = array [1..5] of v3d;
m6x3 = array [1..6] of v3d;
m8x3 = array [1..8] of v3d;
m9x3 = array [1..9] of v3d;
m15x3 = array [1..15] of v3d;
m44x3 = array [1..44] of v3d;
nslenodes4 = array [1..4] of integer;
nslenodes8 = array [1..8] of integer;
esnlelem = array [1..8] of integer;

var
  {Files}
  topograp_set, ero_set, topoknoten3d;
  topograp_int, ero_int, topodateien3d;
  netz_set, nini_set, alnetz_set, neunetz_set, resu_set, premod_set, sd_set, sacknetz_set;
  netzknoten3d;
  netz_int, nini_int, alnetz_int, neunetz_int, resu_int, premod_int, sd_int, sacknetz_int;
  netzdateien3d;
  netz_arr: netzarrays3d;
  seed_int, seeddateien3d;
  seed_set, seedknoten3d;
  temp_set, tempint_set, tempknoten3d;
  temp_int, tempint_int, tempdateien3d;
  disp_set, dispknoten3d;
  disp_int, dispdateien3d;
  metamops_set, metaknoten3d;
  metamops_int, metadateien3d;
  sigma_set, sigmaknoten3d;
  sigma_int, sigmadateien3d;
  sigma_arr: sigmaarrays3d;
  aktnetz_dat, zahfile_dat, variable_dat, sacknetz_dat;
  transfer_dat, tempres_dat, erosion_dat, premod_dat, sigma_dat;
  disp_cmd, ansnetz_cmd, tempint_cmd, bf_temp_cmd, d_temp_cmd, sd_cmd;
  seed_asc, eroforce_cmd;
  pascal_log, pascal_err, job_dat, ASCIIdateien;
  strain_rst, strain_tot, uxuv_rst, temp_rst, druck_rst, mfaz_rst;
  quovadis_lic: ASCIIdateien;

{Uebernahme variable.dat}
dx, dy, dz, dzo, dzu, dzsd, sx1, sx2, sy2, sy3, xvsv, yvsv: AGeom;
nox, noy, noz, nozo, nozu, nozsd, elx, ely, elz, elzo, elzu, elzsd: ANetz;
subst, prink, erolinks, erorechts: AOptionen;
parw, heatflux, zeitpro, para, parb, parc, pard, pare, parf: AParam;

{Uebernahme zahfile.dat}
ainka, ardl, amakestraine, azaehler, agzaehler: AAktuell;
pcalib, tcalib: longreal;

{sonstige dienstbare kleine Fische}
job: typename;
verzeichnis: dateinamstring;
pi, pihalbe: longreal;
randomrequest: integer;
i, zaehler;
j: real;
kstbre: m5x3;
nochmal: boolean;

```

{Grundfunktionen}

function tan (arg: longreal): longreal; {berechnet T angens}

(*-----*)

procedure daten_knoten_auf_flaeche

(nox, noy, noz: integer; flaechentyp: typename; var startnode, endnode, inknode, min, max: integer);

Bestimmt die Parameter *startnode, endnode, inknode, min* und *max*, die ein Durchlaufender Knoten auf Fläche *typename* erlauben.

(*-----*)

function frage_knoten_auf_flaeche

(flaechentyp: typename; nox, noy, noz, node, startnode, inknode, min, max: integer): boolean;

Funktion bestimmt, ob Knoten *node* auf Fläche liegt.

(*-----*)

function random: real; {erzeugt Zufallszahl}

(*-----*)

procedure mitte2 (p1, p2: v3d; var m: v3d);

procedure mitte4 (p1, p2, p3, p4: v3d; var m: v3d);

procedure mitte8 (p1, p2, p3, p4, p5, p6, p7, p8: v3d; var m: v3d);

Prozeduren bestimmen Mittelpunkt *m* zwischen Punkten *p1* bis *pi*.

(*-----*)

function x (knoten: integer): real;

function y (knoten: integer): real;

function z (knoten: integer): real;

Funktionen geben Absolutkoordinaten von *knoten* aus array *netz_arr* aus.

(*-----*)

function temp (knoten: integer): real;

function sigma1 (knoten: integer): real;

function sigma3 (knoten: integer): real;

Funktionen geben Temperaturen / Spannungen von *knoten* aus array *sigma_arr* aus.

(*-----*)

function xyz (knoten: integer): v3d;

Funktion gibt Absolutkoordinaten von *knoten* aus array *netz_arr* im Datentyp *v3d* aus.

(*-----*)

procedure convert4 (nsl4: nslenodes4; schema: typename; var e1, e2, e3, e4: v3d);

procedure convert8_4d (nsl8: nslenodes8; schema: typename; var e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8: v3d);

Prozeduren sortieren die Koordinaten der in array *nsl4* bzw. *nsl8* bezeichneten Eckknoten aus globalem Netzarray in Koordinatenarrays vom Typ *v3d*.

(*-----*)

procedure reihensplitting (elx, ely, elz, nox, noy, noz, knoten: integer; var ox, oy, oz: integer);

Prozedur bestimmt die Reihe in x-, y- und z-Richtung *ox, oy, oz*, in der *knoten* liegt

(*-----*)

procedure nachbarknoten (punktlage: typename; ox, oy, oz: integer; name: dateinamstring; var nachbar: m6x3);

Prozedur schreibt Koordinaten und Ordnungsnummern der Knoten, die vor, hinter, links, rechts, ueber, unter gegebenem Knoten liegen, in array *nachbar*.

(*-----*)

procedure kantenknoten (elx, ely, elz, nox, noy, noz, knoten: integer; var punktlage: typename; var ox, oy, oz: integer);

Prozedur bestimmt die Kante des Modells, auf der ein Knoten liegt

(*-----*)

procedure esln (elx, ely, elz, nox, noy, noz, knoten: integer; var e: esnlelem);

Prozedur schreibt Elemente, die an Knoten liegen in array *esnlelem*.

(*-----*)

procedure nsl4 (elx, ely, elz, nox, noy, noz, element: integer; key: char; var nslout: nslenodes4);

Prozedur schreibt Knoten, die auf elementseite *key* von *element* liegen in array *nslout*

(*-----*)

procedure nsl4full (elx, ely, elz, nox, noy, noz, element: integer; var nslout8: nslenodes8);

Prozedur schreibt alle Knoten von *element* in array *nslenodes8*.

(*-----*)

```

procedure naechster_netzknoten (nox, noy, noz: integer; punkt: v3d; var knotmin: integer);
Prozedur bestimmt den zu punkt naechstgelegenen Knoten knotmin im netz aus array netz_arr
(*-----*)

procedure flaechendurchlauf (ex, ely, elz: integer; flaechentyp: typename; var startelem, endelem, inkelem, min, max: integer; var key: char);
Prozedur bestimmt zu der durch ort definierten Fläche die Parameter var startelem, endelem, inkelem, min, max, die zum Durchlaufen aller Elemente auf dieser Fläche nötig sind.
(*-----*)

function flaechendurchlaufkriterien (flaechentyp: typename; ex, ely, elz, elem, startelem, inkelem, min, max: integer): boolean;
Prozedur bestimmt, ob Element elem auf Fläche typename liegt.
(*-----*)

function arccos (n: longreal): longreal;
Funktion bestimmt Arcus Cosinus.
(*-----*)

procedure gauss (n: integer; A: m3x3; b: v3d; var x: v3d; var eindeutig: boolean);
Funktion berechnet x mit Gauss-Algorithmus aus Matrix A und Vektor b.
(*-----*)

procedure negativ (vp: v3d; var vn: v3d);
Prozedur invertiert alle Komponenten des Vektors vp zu vn.
(*-----*)

procedure addition (v1, v2: v3d; var vs: v3d);
Prozedur addiert Vektoren v1 und v2 zu vs.
(*-----*)

procedure subtraktion (v1, v2: v3d; var vs: v3d);
Prozedur subtrahiert Vektor v2 von v1 zu vs.
(*-----*)

procedure s_multiplikation (v: v3d; faktor: longreal; var vp: v3d);
Prozedur multipliziert Vektor v mit skalarem Faktor faktor zu vp.
(*-----*)

procedure geradengleichung (p0, p1: v3d; var x0, x1: v3d);
Prozedur erstellt Geradengleichung in Punkt-Richtungs-Form für 2 Koordinatenpunkte p0, p1:  $x=x_0+ax_1$ .
(*-----*)

procedure punkt_auf_gerade_lambda (x0, x1: v3d; lambda: longreal; var p: v3d);
procedure punkt_auf_gerade (typ: char; g0, g1: v3d; var pkt: v3d);
procedure punkt_auf_gerade_x (x0, x1: v3d; y: longreal; var x: longreal);
(*-----*)

procedure punkt_zwischen_2 (startpkt, endpkt, gg_1, gg_2: v3d; proz: longreal; var pkt: v3d);
Prozedur berechnet Punkt zwischen startpkt und endpkt der proz Prozent von endpkt entfernt liegt.
(*-----*)

procedure schnittpunkt_2_geraden_xy (a, b, c, d: v3d; var s: v3d);
Prozedur bestimmt Schnittpunkt zweier Geraden in xy-Ebene
(*-----*)

procedure ebenengleichung (p0, p1, p2: v3d; var x0, x1, x2: v3d);
Prozedur erstellt Ebenengleichung in Punkt-Richtungs-Form für 3 Koordinatenpunkte p0, p1, p2:  $x=x_0+ax_1+bx_2$ .
(*-----*)

procedure punkt_auf_ebene (x0, x1, x2: v3d; lambda, mue: longreal; var p: v3d);
Prozedur bestimmt Ortsvektor von Punkt auf Ebene.
(*-----*)

procedure v_multiplikation (v1, v2: v3d; var v3: v3d);
Prozedur führt Vektormultiplikation von v1 und v2 zu v3 durch.
(*-----*)

procedure einheitsvektor (v: v3d; var ve: v3d);
procedure einheitsvektor_2d_xy (v: v3d; var ve: v3d);
procedure einheitsvektor_2d_yz (v: v3d; var ve: v3d);
procedure einheitsvektor_2d_xz (v: v3d; var ve: v3d);
Prozedur bestimmt Einheitsvektoren ve zu v.
(*-----*)

procedure normale_2d_xz (v: v3d; var vn: v3d);
procedure normale_2d_xy (v: v3d; var vn: v3d);
procedure normale_3d_xy (v: v3d; var vn: v3d);
procedure normale_3d_xz (v: v3d; var vn: v3d);
procedure normale_3d_yz (v: v3d; var vn: v3d);
Prozeduren bestimmen Normalen auf Vektoren in angegebener Fläche.
(*-----*)

(*-----*)
procedure durchstosspunkt (g1, g2, e1, e2, e3: v3d; var ds: v3d);
Prozedur berechnet Durchstoßpunkt ds einer Geraden (g1, g2) durch Ebene (e1, e2, e3)
(*-----*)

procedure distanz (p1, p2: v3d; var dist: longreal);
function dist (p1, p2: v3d): longreal;
Bestimmen Entfernung dist zwischen p1 und p2.
(*-----*)

procedure schnittgerade (s1, s2, s3, r1, r2, r3: v3d; var g1, g2: v3d);
Prozedur bestimmt Geradengleichung g1, g2 von Schnittlinie zweier Ebenen s1 und g1.
(*-----*)

procedure schnittpunkt_3_ebenen (pe1_1, pe1_2, pe1_3, pe2_1, pe2_2, pe2_3, pe3_1, pe3_2, pe3_3: v3d; var ort: v3d);
Prozedur bestimmt Schnittpunkt ort dreier Ebenen pe1_i, pe2_i, pe3_i.
(*-----*)

procedure naechster_flaechennoten (flaechentyp: typename; nox, noy, noz: integer; punkt: v3d; var knotmin: integer);
Prozedur bestimmt den zu punkt naechstgelegenen Knoten knotmin auf Flaechen typename aus array netz_arr.
(*-----*)

procedure dreieck (k_e1, k_e2, k_e3, k_punkt: v3d; var drinnen: boolean);
Prozedur prüft, ob Punkt k_punkt im von den Eckpunkten k_ei aufgespannten Dreieck liegt.
(*-----*)

procedure viereck (k_e1, k_e2, k_e3, k_e4, k_punkt: v3d; var drinnen: boolean);
procedure vierecker (e1, e2, e3, e4, punkt: v3d; var janein: boolean);
Prozedur prüft, ob Punkt k_punkt im von den Eckpunkten k_ei aufgespannten Viereck liegt. Die Form in Vierecker darf einen überstumpfen Innenwinkel besitzen.
(*-----*)

procedure schiefelage (p0, p1, p2, q0, q1, q2, mark: v3d; var prozent: longreal);
Bestimmt relative Distanz prozent des Punktes mark zu den Ebenen pi und q1.
(*-----*)

procedure toppunkt (e1, e2, e3, e4, punkt: v3d; var innen: boolean; var ds: v3d);
Bestimmt zu punkt den Punkt ds an der Modelloberfläche, der vertikal über ihm liegt
(*-----*)

procedure keule (k_e1, k_e2, k_e3, k_e4, k_e5, k_punkt: v3d; vorschlagnr: integer; var keulennr: integer; var maxw: longreal);
(*-----*)

procedure punktebene (p0, p1, p2, q0, q1, q2: v3d; prozent: longreal; var pe1, pe2, pe3: v3d);
Bestimmt Ebene pei in relativer Lage prozent zwischen den Ebenen pi und qi.
(*-----*)

procedure quadort (k_e1, k_e2, k_e3, k_e4, k_e5, k_e6, k_e7, k_e8: v3d; keulennr, dach: integer; proza, probz, prozc: longreal; var ort: v3d; var eindeutig: boolean);
Bestimmt Punkt ort aus der durch keulennr, dach, proza, probz, prozc beschriebenen Relativposition in Element
(*-----*)

procedure keulpro (k_e1, k_e2, k_e3, k_e4, k_e5, k_e6, k_e7, k_e8, k_punkt: v3d; keulennr: integer; var proza, probz, prozc: longreal; var dach: integer);
Umkehrfunktion zu quadort.
(*-----*)

procedure expand (key: char; fuktor: real; var keue1, keue2, keue3, keue4, keue5: v3d);
Führt leichte Expansion eines Elementteils durch, um gegebenenfalls auftretende Probleme bei Suchalgorithmus zu überwinden.
(*-----*)

procedure keulen_wink (expofuck: real; k_e1, k_e2, k_e3, k_e4, k_e5, k_e6, k_e7, k_e8, k_punkt: v3d; winknr: integer; var keulennr: integer; punktlage: typename);
(*-----*)

procedure keulen (expofuck: real; k_e1, k_e2, k_e3, k_e4, k_e5, k_e6, k_e7, k_e8, k_punkt: v3d; var keulennr: integer; punktlage: typename);
(*-----*)

procedure read_variable_dat;
procedure read_zahilfe_dat;
procedure create_nini_int;
procedure read_transfer_dat;
procedure read_sigma_dat;
Lesen von Parametern aus ascii-Dateien.
(*-----*)

procedure read_premod_dat_create_premod_int;
procedure read_aktnetz_dat_create_netz_int;
procedure read_sacknetz_dat_create_sacknetz_int;
procedure read_temples_dat_create_temp_int;
procedure read_tempint_cmd_create_tempint_int;
Umwandeln von ascii-Dateien in binäre Dateien.

```

```
(*-----*)
procedure inarray (name: dateinamstring);
procedure sinarray;
Felddaten für einfachen Zugriff in array schreiben.
(*-----*)
procedure quadratische_gleichung (krit: real; p, q: longreal; var x1, x2: longreal; var
anzahl: integer);
procedure kubische_gleichung (stellen: integer; a, b, c, d: longreal; var x, x1, x2:
longreal; var anzahl: integer);
Lösung von kubischen bzw. quadatischen Gleichungen.
(*-----*)
procedure principal_strain (ex, ey, ez, exy, eyz, exz: longreal; var x1, x2, x3: longreal);
Lösung des Hauptachsenproblems.
(*-----*)
procedure von_mises_strain (sp1, sp2, sp3: longreal; var svm: longreal);
Berechnung der Gesamtverformung nach von Mises.
(*-----*)
function erosion (knoten: integer; alt: real; art: typename): real;
Bestimmung des Erosionsbetrags für knoten mit der Höhenlage alt.
(*-----*)
```

procedure rem3d;

```
procedure anzeige (name: dateinamstring);
Gibt Inhalt von binären Dateien zur Kontrolle auf Bildschirm aus.
(*-----*)
procedure knoten_speichern (nr: integer; x, y, z: longreal);
Speichert Knotennummer mit Koordinaten in Datei neunetz.int.
(*-----*)
procedure knoten_lesen_xyz (nr: integer; var xyz: v3d; var jn: char);
Liest Knotennummer mit Koordinaten aus Datei neunetz.int.
(*-----*)
procedure elemente_an_linie (nknoten: integer; linientyp, ort: typename; xpunkt,
ypunkt, zpunkt: real; var elemdrin: integer; var elemrem: typename);
procedure kantentest (nknoten: integer; linientyp, ort: typename; var v_marker: v3d; var
elemdrin: integer; var elemrem: typename; var afg: real);
Bestimmt Element elemdrin an Modellkante linientyp in dem Punkt mit Koordinaten xpunkt,
ypunkt, zpunkt liegt.
(*-----*)
procedure eckentest (nknoten: integer; punktlage: typename; var v_marker: v3d; var
elemdrin: integer; var elemrem: typename);
Bestimmt Element elemdrin an Modellecke punktlage in dem Punkt v_marker liegt.
(*-----*)
procedure koordinaten_auf_flaeche (nknoten: integer; flaechentyp: typename; var v_fp:
v3d; var elemdrin: integer);
Bestimmt Element elemdrin an Modellseite flaechentyp, in dem Knoten nknoten liegt.
(*-----*)
procedure mesh_ansys;
Erzeugt Datei mit Knotenkoordinaten zum Aufbau eines neuen Netzes in Ansys.
(*-----*)
procedure allekeulen (expofuck: real; nknoten: integer; v_marker: v3d; var elemdrin,
keuldrin: integer; var elemrem: typename; var seeda, seedb, seedc: longreal; var dach:
integer);
(* Durchläuft alle Teilkörper des Modells, um für nknoten mit absoluten Koordinaten v_marker
Element elemdrin und Teilkörper keuldrin und Parameter seeda, seedb, seedc, dach zu
bestimmen. *)
const
  infoloc=false;
var
  elem, i: integer;
  janein: boolean;
  e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8, pkt: v3d;
  n: nslenodes8;
  punktlage: typename;
  ox, oy, oz: integer;
begin
  elemdrin:=0;
  keuldrin:=0;
  janein:=false;
  for elem:=1 to elx*ely*elz do if keuldrin=0 then
    begin
      nslenull (elx, ely, elz, nox, noy, noz, elem, n);
      convert8_4d (n, 'xyz', e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8);
      pkt[1]=v_marker[1]; pkt[2]=v_marker[3]; pkt[3]=v_marker[2];
      kantenknoten (elx, ely, elz, nox, noy, noz, nknoten, punktlage, ox, oy, oz);
      if infoloc then writeln (pascal_log, 'Element', elem:1, ' checken. ');
      keulen (expofuck, e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8, pkt, keuldrin, punktlage);
      if keuldrin <> 0 then
```

```
begin
  keulpro (e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8, pkt, keuldrin, seeda, seedb, seedc, dach);
  elemdrin:=elem;
end;
end;
end;
end;
(*-----*)
procedure achterkeulen (expofuck: real; nknoten: integer; v_marker: v3d; var elemdrin,
keuldrin: integer; var elemrem: typename; var seeda, seedb, seedc: longreal; var dach:
integer);
procedure vierundsechzigkeulen (expofuck: real; nknoten: integer; v_marker: v3d; var
elemdrin, keuldrin: integer; var elemrem: typename; var seeda, seedb, seedc: longreal;
var dach: integer);
Vorgehensweise wie bei allekeulen, es werden aber nur Teilkörper in der dritten Umgebung
des Punkts v_marker durchsucht.
(*-----*)
procedure outcheck (punktlage: typename; nknoten: integer; var v_marker: v3d; var
elemdrin: integer; var elemrem: typename; var afg: real);
(* Punkte außerhalb des Modells werden auf den Modellrand des nächstgelegenen Elements
elemdrin gelegt *)
const t=10;
  infoloc=false;
var
  elemtop, elemmoho, elemvorn, elemhinten, elemlinks, elemrechts: integer;
  ztop, zmocho, yvorn, yhinten, xlinks, xrechts: real;
  notelemdrin: integer;
begin
  procedure flaechentest (nknoten: integer; flaechentyp: typename; var v_marker: v3d; var afg:
  real);
  var element: integer;
  v_fp: v3d; {tatsächlicher Punkt auf Fläche}
begin
  afg:=0;
  v_fp:=v_marker;
  if ((flaechentyp='moho') or (flaechentyp='top')) then
    begin
      v_fp[3]=0;
      koordinaten_auf_flaeche (nknoten, flaechentyp, v_fp, element);
      if (flaechentyp='top') then
        begin
          afg:=v_marker[3]-(v_fp[3]-t); {tatsächliche Lage ueber (+) bzw. unter (-) Fläche}
          v_marker[3]=v_fp[3]+t; {Markerpunkt wird um Toleranz unter Fläche gesetzt}
        end;
      if (flaechentyp='moho') then
        begin
          afg:=v_marker[3]-(v_fp[3]+t);
          v_marker[3]=v_fp[3]+t;
        end;
      if ((flaechentyp='vorne') or (flaechentyp='hinten')) then
        begin
          v_fp[2]=0;
          koordinaten_auf_flaeche (nknoten, flaechentyp, v_fp, element);
          if (flaechentyp='vorne') and (v_marker[2]>v_fp[2]-t) then v_marker[2]=v_fp[2]-t;
          if (flaechentyp='hinten') and (v_marker[2]<v_fp[2]+t) then v_marker[2]=v_fp[2]+t;
        end;
      if ((flaechentyp='links') or (flaechentyp='rechts')) then
        begin
          v_fp[1]=0;
          koordinaten_auf_flaeche (nknoten, flaechentyp, v_fp, element);
          if (flaechentyp='links') and (v_marker[1]<v_fp[1]+t) then v_marker[1]=v_fp[1]+t;
          if (flaechentyp='rechts') and (v_marker[1]>v_fp[1]-t) then v_marker[1]=v_fp[1]-t;
        end;
      begin
        elemrem:=punktlage;
        afg:=0;
        if punktlage='oben' then flaechentest (nknoten, 'top', v_marker, afg);
        if punktlage='unten' then flaechentest (nknoten, 'moho', v_marker, afg);
        if punktlage='vorne' then flaechentest (nknoten, 'vorne', v_marker, afg);
        if punktlage='hinten' then flaechentest (nknoten, 'hinten', v_marker, afg);
        if punktlage='links' then flaechentest (nknoten, 'links', v_marker, afg);
        if punktlage='rechts' then flaechentest (nknoten, 'rechts', v_marker, afg);
        if punktlage='vorneoben' then kantentest (nknoten, 'x-achse', 'vorneoben', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='vorneunten' then kantentest (nknoten, 'x-achse', 'vorneunten', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='hintenoben' then kantentest (nknoten, 'x-achse', 'hintenoben', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='hintenunten' then kantentest (nknoten, 'x-achse', 'hintenunten', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='obenlinks' then kantentest (nknoten, 'y-achse', 'obenlinks', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='untenlinks' then kantentest (nknoten, 'y-achse', 'untenlinks', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='obenrechts' then kantentest (nknoten, 'y-achse', 'obenrechts', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='untenrechts' then kantentest (nknoten, 'y-achse', 'untenrechts', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='vornelinks' then kantentest (nknoten, 'z-achse', 'vornelinks', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='hintenlinks' then kantentest (nknoten, 'z-achse', 'hintenlinks', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='vornerechts' then kantentest (nknoten, 'z-achse', 'vornerechts', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        if punktlage='hintenrechts' then kantentest (nknoten, 'z-achse', 'hintenrechts', v_marker,
        elemdrin, elemrem, afg);
        eckentest (nknoten, punktlage, v_marker, elemdrin, elemrem);
      end;
    end;
  end;
  (*-----*)
procedure lage (nknoten: integer; v_marker: v3d; var elemdrin, keuldrin, dach: integer;
var seeda, seedb, seedc: longreal; var elemrem: typename; var afg: real);
(*Zentralroutine für Mapping*)
const
  infoloc=false;
var
  ox, oy, oz: integer;
```

```

punktflag: typename;
n: nslenodes8;
e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8, ort v3d;
eindeut boolean;
exe: real;

begin
  afg:=0;
  elemdrin:=0;
  elemrem='innen';
  kantenknoten (elx, ely, elz, nox, noy, noz, nknoten, punktflag, ox, oy, oz);
  writeln (pascal_log, '*** Knoten ', nknoten:1, ', ', ox:1, ', ', oy:1, ', ', oz:1);
  writeln (pascal_log, 'Koordinaten ', v_marker[1]:1:1, ', ', v_marker[2]:1:1, ', ', v_marker[3]:1:1,
    ', ', punktflag);
  if punktflag <> 'irgendwo' then
    begin
      if (infloc and (elemdrin=0)) then writeln (pascal_log, 'OUT CHECK');
      outcheck (punktflag, nknoten, v_marker, elemdrin, elemrem, afg);
      writeln (pascal_log, 'Outcheck-Koordinaten ', v_marker[1]:1:1, ', ', v_marker[2]:1:1, ', ',
        v_marker[3]:1:1);
    end;

  if infloc then writeln (pascal_log, 'ACHTERKEULEN');
  achterkeulen (0, nknoten, v_marker, elemdrin, keuldrin, elemrem, seeda, seedb, seedc,
    dach);
  if elemdrin=0 then
    begin
      if infloc then writeln (pascal_log, 'VIERUNDSECHZIGKEULEN');
      vierundsechzigkeulen (0, nknoten, v_marker, elemdrin, keuldrin, elemrem, seeda, seedb,
        seedc, dach);
    end;

  exe:=0.0001;
  while (elemdrin=0) and (exe<0.1) do
    begin
      if infloc then writeln (pascal_log, 'ACHTERKEULEN expanded by ', exe:5:5);
      achterkeulen (exe, nknoten, v_marker, elemdrin, keuldrin, elemrem, seeda, seedb, seedc,
        dach);
      if elemdrin=0 then
        begin
          if infloc then writeln (pascal_log, 'VIERUNDSECHZIGKEULEN expanded by ', exe:5:5);
          vierundsechzigkeulen (exe, nknoten, v_marker, elemdrin, keuldrin, elemrem, seeda, seedb,
            seedc, dach);
        end;
      exe:=exe*10;
    end;

  if elemdrin=0 then
    begin
      if infloc then writeln (pascal_log, 'ALLEKEULEN');
      allekeulen (0, nknoten, v_marker, elemdrin, keuldrin, elemrem, seeda, seedb, seedc, dach);
    end;

  exe:=0.0001;
  while elemdrin=0 do
    begin
      if infloc then writeln (pascal_log, 'ALLEKEULEN expanded by ', exe:5:5);
      allekeulen (exe, nknoten, v_marker, elemdrin, keuldrin, elemrem, seeda, seedb, seedc,
        dach);
      exe:=exe*10;
    end;

  if elemdrin <> 0 then
    begin
      writeln (pascal_log, '*** Knoten ', nknoten:1, ' in Element ', elemdrin:1, ' Keule ', keuldrin:1,
        ' (' , seeda:1:1, ', ', seedb:1:1, ', ', seedc:2:2, ', ', elemrem, ')');
    end
  else
    begin
      elemrem:=elemrem+' ERROR';
      writeln (pascal_log, 'ERROR No element found for node ', nknoten);
      writeln (pascal_err, 'ERROR No element found for node ', nknoten);
      writeln (pascal_err, 'error occurred at remeshing after LS', agzaehler);
    end;
end;

(*-----*)

procedure B_Netz_Elemente_fuer_alte_B_Netz_Knoten;

(*-----*)

procedure B_Netz_Elemente_fuer_D_Netz_Marker;

var
  i: zaehler;
knoten: Modellzaehler;
resu_nr: integer;
v_marker: v3d;
seed_a, seed_b, seed_c: longreal;
elemrem: typename;
elemdrin, keuldrin, dach: integer;
afg: real; {V25}

begin
  writeln (pascal_log, 'Markerpunkte (D-Netz Marker) in neues Netz einbauen...');
  open (seed_int, verzeichnis+'intern/seed.int');
  open (resu_int, verzeichnis+'intern/resu.int');
  rewrite (seed_asc, verzeichnis+'asci/seed.asc');

  for knoten=1 to nox*noy*noz do
    begin
      seek (resu_int, knoten);
      read (resu_int, resu_set);
      resu_nr:=resu_setnr;
      v_marker[1]:=resu_setux+resu_setnx;
      v_marker[2]:=resu_setuy+resu_setny;
      v_marker[3]:=resu_setuz+resu_setnz;
      lage (resu_nr, v_marker, elemdrin, keuldrin, dach, seed_a, seed_b, seed_c, elemrem, afg);
      seek (seed_int, knoten);
      seed_setnr:=knoten;
      seed_setelem:=elemdrin;
      seed_setkeul:=keuldrin;
      seed_setdach:=dach;
      seed_setla:=seed_a;
      seed_setlb:=seed_b;
      seed_setlc:=seed_c;
      seed_setrem:=elemrem;
      seed_setafg:=afg;
      write (seed_int, seed_set);
      writeln (seed_asc, 'n, ', seed_setnr:1, ', ', seed_setelem:1, ', ', seed_setkeul:1, ', ',
        seed_setdach:1, ', ', seed_setla:2:2, ', ', seed_setlb:2:2, ', ', seed_setlc:2:2, ', ',
        seed_setafg:2:2, ', ', seed_setrem:15);
    end;
  end;
close (resu_int);
close (seed_int);
close (seed_asc);
end;

(*-----*)

procedure create_internal_files;
Erstellt Dateien in Verzeichnis /intern/.

(*-----*)

procedure hdreifaekigkeit (node: integer; xrandli, xrandre: real; var xnode: longreal);
(* Berechnet zu einer Knotennummer, ausgehend von den x-Werten des Modells links
und rechts, die x-Koordinate im dreigeteilten Modell mit unterschiedlichem Knotenstart)

var
  elxli, elxre, elxmi, noli, nore: integer;
  dli, dmi, dre, brelem1, brelem2, brelem3: real;

begin
  elxli:=round(elx*(100-para)/100/2);
  elxre:=elxli;
  elxmi:=elx-elxli-elxre;
  dli:=abs(xrandre-xrandli)/3;
  dmi:=dli;
  dre:=dli;
  brelem1:=dmi*elxli;
  brelem2:=dmi*elxmi;
  brelem3:=dre*elxre;
  noli:=elxli+1;
  nore:=elxli+elxmi+1;
  if (((node-1) mod nox) + 1) <= noli then
    xnode:=xrandli+(((node-1) mod nox)*brelem1);
  if (((node-1) mod nox) + 1) > noli and (((node-1) mod nox)+1) <= nore then
    xnode:=xrandli+abs(xrandre-xrandli)/3+(((node-1) mod nox)+1)*brelem2;
  if (((node-1) mod nox) + 1) > nore then
    xnode:=xrandli+2*abs(xrandre-xrandli)/3+(((node-1) mod nox)+1)*brelem3;
end;

(*-----*)

procedure koordinaten_auf_linie_x (nstart, nend: integer; xakt: longreal; var yakt, zakt:
longreal);
(* Bestimmt Koordinaten entlang Modellkante aus x-Wert)

var
  nre, nli: integer;
  znli, znre: real;

begin
  nre:=nstart;
  repeat
    nre:=nre+1;
    nli:=nre-1;
  until (abs(x(nre)) >= abs(xakt)) or (abs(nre) >= abs(nend));
  zakt:=z(nli)+(z(nre)-z(nli))*(x(nre)-x(nli))/(xakt-x(nli));
  yakt:=y(nli)+(y(nre)-y(nli))*(x(nre)-x(nli))/(xakt-x(nli));
end;

procedure koordinaten_auf_linie_y (nstart, nend: integer; yakt: longreal; var xakt, zakt:
longreal);
procedure koordinaten_auf_linie_z (nstart, nend: integer; zakt: longreal; var xakt, yakt:
longreal);

(*-----*)

procedure kanteneigenschaften (typ: char; start, ende: integer; var brelem1, brelem2,
brelem3, wertstart, wertende: real);

var
  breilact, dli, dmi, dre: real;
  elxli, elxre, elxmi: integer;

begin
  if typ='x' then
    begin
      wertstart=x(start);
      wertende=x(ende);
      breilact:=abs(wertstart-wertende);
      brelem1:=breilact*elx;
    end;
  if typ='y' then
    begin
      wertstart=y(start);
      wertende=y(ende);
      breilact:=abs(wertstart-wertende);
      brelem1:=breilact*ely;
    end;
  if typ='z' then
    begin
      wertstart=z(start);
      wertende=z(ende);
      breilact:=abs(wertstart-wertende);
      brelem1:=breilact*elz;
    end;
  writeln (pascal_log, 'New ', typ, '-width of elements ', brelem1:2:2, ' (' , wertstart:2:2, ' ',
    wertende:2:2, ')');
end;

(*-----*)

procedure kantenkoordinaten (kantentyp: typename);
(* erstellt Knoten auf allen Kanten des Modells *)

var
  richtung: char;
node, start, ende, inke, count, elxli, elxmi, elxre, noli, nore: integer;
wertstart, wertende, brelem1, brelem2, brelem3: real;
xnode, ynode, znode: longreal;

begin
  writeln (pascal_log, '*** Kantenkoordinaten ', kantentyp);
  if kantentyp='v_o' then begin richtung='x'; start=1; ende=nox; end;
  if kantentyp='h_o' then begin richtung='x'; start=nox*(noy-1)+1; ende=nox*noy; end;
  if kantentyp='v_sd' then begin richtung='x'; start=nox*noy*(nozsd-1)+1;
    ende=nox*noy*(nozsd-1)+nox; end;
  if kantentyp='h_sd' then begin richtung='x'; start=nox*noy*(nozsd-1)+nox*(noy-1)+1;
    ende=nox*noy*nozsd; end;
  if kantentyp='v_ou' then begin richtung='x'; start=nox*noy*(nozo-1)+1;
    ende=nox*noy*(nozo-1)+nox; end;
  if kantentyp='h_ou' then begin richtung='x'; start=nox*noy*(nozo-1)+nox*(noy-1)+1;
    ende=nox*noy*nozo; end;
end;

```

```

if kantentyp='v_u' then begin richtung='x'; start=nox*noy*(noz-1)+1; ende=nox*noy*(noz-1)+nox; end;
if kantentyp='h_u' then begin richtung='x'; start=nox*noy*(noz-1)+nox*(noy-1)+1; ende=nox*noy*noz; end;
if kantentyp='l_o' then begin richtung='y'; start=1; ende=nox*(noy-1)+1; inke=1; end;
if kantentyp='r_o' then begin richtung='y'; start=nox; ende=nox*noy; inke=0; end;
if kantentyp='l_sd' then begin richtung='y'; start=nox*(nozsd-1)+1; ende=nox*noy*(nozsd-1)+1; inke=1; end;
if kantentyp='r_sd' then begin richtung='y'; start=nox*noy*(nozsd-1)+nox; ende=nox*noy*nozsd; inke=0; end;
if kantentyp='l_ou' then begin richtung='y'; start=nox*noy*(nozo-1)+1; ende=nox*noy*(nozo-1)+nox*(noy-1)+1; inke=1; end;
if kantentyp='r_ou' then begin richtung='y'; start=nox*noy*(nozo-1)+nox; ende=nox*noy*noz; inke=0; end;
if kantentyp='l_u' then begin richtung='y'; start=nox*noy*(noz-1)+1; ende=nox*noy*(noz-1)+nox*(noy-1)+1; inke=1; end;
if kantentyp='r_u' then begin richtung='y'; start=nox*noy*(noz-1)+nox; ende=nox*noy*noz; inke=0; end;
if kantentyp='v_l' then begin richtung='z'; start=1; ende=nox*noy*(noz-1)+1; inke=1; end;
if kantentyp='h_l' then begin richtung='z'; start=nox*(noy-1)+1; ende=nox*noy*(noz-1)+nox*(noy-1)+1; inke=nox*(noy-1)+1; end;
if kantentyp='v_r' then begin richtung='z'; start=nox; ende=nox*noy*(noz-1)+nox; inke=nox; end;
if kantentyp='h_r' then begin richtung='z'; start=nox*(noy-1)+nox; ende=nox*noy*noz; inke=0; end;

kanteneigenschaften (richtung, start, ende, brelem1, brelem2, brelem3, wertstart, wertende)
if richtung='x' then
begin
count=0;
for node=start to ende do
begin
hidreifaltigkeit (node, wertstart, wertende, xnode);
koordinaten_auf_linie_x (start, ende, xnode, ynode, znode);
knoten_speichern (node, xnode, ynode, znode);
writeln (pascal_log, 'Kanten:', kantentyp, ' ', 'node:1,', 'xnode:2,2,', 'ynode:2,2,', 'znode:2,2');
count=count+1;
end;
end;
if richtung='y' then
begin
count=0;
for node=start to ende do if (node mod nox)=inke then
begin
ynode=wertstart-(count*brelem1);
koordinaten_auf_linie_y (start, ende, ynode, xnode, znode);
knoten_speichern (node, xnode, ynode, znode);
writeln (pascal_log, 'Kanten:', kantentyp, ' ', 'node:1,', 'xnode:2,2,', 'ynode:2,2,', 'znode:2,2');
count=count+1;
end;
end;
if richtung='z' then
begin
count=0;
for node=start to ende do if (node mod (nox*noy))=inke then
begin
znode=wertstart-(count*brelem1);
koordinaten_auf_linie_z (start, ende, znode, xnode, ynode);
knoten_speichern (node, xnode, ynode, znode);
writeln (pascal_log, 'Kanten:', kantentyp, ' ', 'node:1,', 'xnode:2,2,', 'ynode:2,2,', 'znode:2,2');
count=count+1;
end;
end;
end;

(*-----*)
procedure randknoten (node: integer; richtung: char; var lage: integer; var wertrand1, wertrand2: longreal);
(*bestimmt zu Knoten node, die in der Aches richtung gelegenen Koordinaten der zugehoerigen Knoten am Modellrand*)
var
ox, oy, oz, randnodeli, randnodere, randnodevo, randnodehi, randnodeob, randnodur: integer;
xnode, ynode, znode: longreal;
jn: char;

const infoloc=false;

begin
reihensplitting (elx, ely, elz, nox, noy, noz, node, ox, oy, oz);
if richtung='x' then
begin
lage=ox;
randnodeli:=(node-1) div nox+1;
randnodere:=randnodeli+nox-1;
if infoloc then writeln (pascal_log, node, ': x ', randnodeli, ' ', randnodere);
knoten_lesen (randnodeli, wertrand1, ynode, znode, jn);
knoten_lesen (randnodere, wertrand2, ynode, znode, jn);
end;
if richtung='y' then
begin
lage=oy;
randnodevo:=(node-1) mod nox+(oz-1)*nox*noy+1;
randnodehi:=randnodevo+nox*(noy-1);
if infoloc then writeln (pascal_log, node, ': y ', randnodevo, ' ', randnodehi);
knoten_lesen (randnodevo, xnode, wertrand1, znode, jn);
knoten_lesen (randnodehi, xnode, wertrand2, znode, jn);
wertrand1:=y (randnodevo);
wertrand2:=y (randnodehi);
end;
if richtung='z' then
begin
lage=oz;
randnodeob:=(node-1) mod (nox*noy)+1;
randnodeub:=randnodeob+nox*noy*(nozo-1);
knoten_lesen (randnodeob, xnode, ynode, wertrand1, jn);
knoten_lesen (randnodeub, xnode, ynode, wertrand2, jn);
if infoloc then writeln (pascal_log, node, ': z(z)', randnodeob, ' ', randnodeub, ' ', wertrand1:2,2, ' ', wertrand2:2,2);
end;
if richtung='a' then {wie z, aber nur Oberkruste}
begin
lage=oz;
randnodeob:=(node-1) mod (nox*noy)+1;
randnodeub:=randnodeob+nox*noy*(nozo-1);
knoten_lesen (randnodeob, xnode, ynode, wertrand1, jn);
knoten_lesen (randnodeub, xnode, ynode, wertrand2, jn);
end;
if infoloc then writeln (pascal_log, node, ': z(a)', randnodeob, ' ', randnodeub, ' ', wertrand1:2,2, ' ', wertrand2:2,2);
end;
if richtung='b' then {wie z, aber nur Unterkruste}
begin
lage=oz-nozo+1;
randnodeob:=(node-1) mod (nox*noy)+nox*noy*(nozo-1)+1;
randnodeub:=randnodeob+nox*noy*(nozo-1);
knoten_lesen (randnodeob, xnode, ynode, wertrand1, jn);
knoten_lesen (randnodeub, xnode, ynode, wertrand2, jn);
if infoloc then writeln (pascal_log, node, ': z(b)', randnodeob, ' ', randnodeub, ' ', wertrand1:2,2, ' ', wertrand2:2,2);
end;
if richtung='l' then {wie z, aber nur sproede Oberkruste}
begin
lage=oz;
randnodeob:=(node-1) mod (nox*noy)+1;
randnodeub:=randnodeob+nox*noy*(nozsd-1);
knoten_lesen (randnodeob, xnode, ynode, wertrand1, jn);
knoten_lesen (randnodeub, xnode, ynode, wertrand2, jn);
if infoloc then writeln (pascal_log, node, ': z(l)', randnodeob, ' ', randnodeub, ' ', wertrand1:2,2, ' ', wertrand2:2,2);
end;
if richtung='m' then {wie z, aber nur duktile Oberkruste}
begin
lage=oz-nozsd+1;
randnodeob:=(node-1) mod (nox*noy)+nox*noy*(nozsd-1)+1;
randnodeub:=randnodeob+nox*noy*(nozsd-1);
knoten_lesen (randnodeob, xnode, ynode, wertrand1, jn);
knoten_lesen (randnodeub, xnode, ynode, wertrand2, jn);
if infoloc then writeln (pascal_log, node, ': z(m)', randnodeob, ' ', randnodeub, ' ', wertrand1:2,2, ' ', wertrand2:2,2);
end;
end;

(*-----*)
procedure flaechenkoordinaten (flaechentyp: typename);
var
node, startnode, endnode, inknode, min, max, xlage, ylage, zlage, element: integer;
xrandli, xrandre, yrandvo, yrandhi, zrandob, zrandun: longreal;
k_fp: v3d;
jn: char;

begin
writeln (pascal_log, '*** Flaechenkoordinaten ', flaechentyp);
daten_knoten_auf_flaeche (nox, noy, noz, flaechentyp, startnode, endnode, inknode, min, max);
for node=startnode to endnode do
begin
if frage_knoten_auf_flaeche (flaechentyp, nox, noy, noz, node, startnode, inknode, min, max) then
begin
knoten_lesen_xyz (node, k_fp, jn); {nur fuer jn und znode=0}
if jn='n' then
begin
if (flaechentyp='top') or (flaechentyp='sd') or (flaechentyp='konrad') or (flaechentyp='moho') then
begin
randknoten (node, 'x', xlage, xrandli, xrandre);
hidreifaltigkeit (node, xrandli, xrandre, k_fp[1]);
randknoten (node, 'y', ylage, yrandvo, yrandhi);
k_fp[2]:=yrandvo-(((ylage-1)/(noy-1))*abs(yrandvo-yrandhi));
koordinaten_auf_flaeche (node, flaechentyp, k_fp, element);
writeln (pascal_log, node, ' = ('k_fp[1]:1,1,', 'k_fp[2]:1,1,', 'k_fp[3]:1,1, ');');
knoten_speichern (node, k_fp[1], k_fp[2], k_fp[3]);
end;
if (flaechentyp='l_so') or (flaechentyp='r_so') then
begin
randknoten (node, 'y', ylage, yrandvo, yrandhi);
k_fp[2]:=yrandvo-(((ylage-1)/(noy-1))*abs(yrandvo-yrandhi));
randknoten (node, 't', zlage, zrandob, zrandun);
k_fp[3]:=zrandob-(((zlage-1)/(nozsd-1))*abs(zrandob-zrandun));
koordinaten_auf_flaeche (node, flaechentyp, k_fp, element);
writeln (pascal_log, node, ' = ('k_fp[1]:1,1,', 'k_fp[2]:1,1,', 'k_fp[3]:1,1, ');');
knoten_speichern (node, k_fp[1], k_fp[2], k_fp[3]);
end;
if (flaechentyp='l_do') or (flaechentyp='r_do') then
begin
randknoten (node, 'y', ylage, yrandvo, yrandhi);
k_fp[2]:=yrandvo-(((ylage-1)/(noy-1))*abs(yrandvo-yrandhi));
randknoten (node, 'm', zlage, zrandob, zrandun);
k_fp[3]:=zrandob-(((zlage-1)/(nozsd-1))*abs(zrandob-zrandun));
koordinaten_auf_flaeche (node, flaechentyp, k_fp, element);
writeln (pascal_log, node, ' = ('k_fp[1]:1,1,', 'k_fp[2]:1,1,', 'k_fp[3]:1,1, ');');
knoten_speichern (node, k_fp[1], k_fp[2], k_fp[3]);
end;
if (flaechentyp='l_u') or (flaechentyp='r_u') then
begin
randknoten (node, 'y', ylage, yrandvo, yrandhi);
k_fp[2]:=yrandvo-(((ylage-1)/(noy-1))*abs(yrandvo-yrandhi));
randknoten (node, 'b', zlage, zrandob, zrandun);
k_fp[3]:=zrandob-(((zlage-1)/(nozo-1))*abs(zrandob-zrandun));
koordinaten_auf_flaeche (node, flaechentyp, k_fp, element);
writeln (pascal_log, node, ' = ('k_fp[1]:1,1,', 'k_fp[2]:1,1,', 'k_fp[3]:1,1, ');');
knoten_speichern (node, k_fp[1], k_fp[2], k_fp[3]);
end;
if (flaechentyp='v_so') or (flaechentyp='h_so') then
begin
randknoten (node, 'x', xlage, xrandli, xrandre);
hidreifaltigkeit (node, xrandli, xrandre, k_fp[1]);
randknoten (node, 't', zlage, zrandob, zrandun);
{NW f#r sproede Okr}
k_fp[3]:=zrandob-(((zlage-1)/(nozsd-1))*abs(zrandob-zrandun));
{NW noz statt noz}
koordinaten_auf_flaeche (node, flaechentyp, k_fp, element);
writeln (pascal_log, node, ' = ('k_fp[1]:1,1,', 'k_fp[2]:1,1,', 'k_fp[3]:1,1, ');');
knoten_speichern (node, k_fp[1], k_fp[2], k_fp[3]);
end;
if (flaechentyp='v_do') or (flaechentyp='h_do') then
begin
randknoten (node, 'x', xlage, xrandli, xrandre);
hidreifaltigkeit (node, xrandli, xrandre, k_fp[1]);
randknoten (node, 'm', zlage, zrandob, zrandun);
{NW m f#r duktile Okr}
k_fp[3]:=zrandob-(((zlage-1)/(nozo-nozsd))*abs(zrandob-zrandun));
{NW noz statt noz}
koordinaten_auf_flaeche (node, flaechentyp, k_fp, element);
writeln (pascal_log, node, ' = ('k_fp[1]:1,1,', 'k_fp[2]:1,1,', 'k_fp[3]:1,1, ');');
knoten_speichern (node, k_fp[1], k_fp[2], k_fp[3]);
end;

```

```

end;
if (flaechentyp=v_u) or (flaechentyp=h_u) then
begin
randknolen (node, 'x', xlage, xrandli, xrandre);
hldreifaligkeit (node, xrandli, xrandre, k_fp[1]);
randknolen (node, 'b', zlage, zrandob, zrandun);
{NW b fir Ukr}
k_fp[3]=zrandob-(((zlage-1)/(nozu-1))*abs(zrandob-zrandun));
{NW nozu statt noz}
koordinaten_auf_flaeche (node, flaechentyp, k_fp, element);
writeln (pascal_log, node, ' = ('k_fp[1]:1.1, 'y, k_fp[2]:1.1, 'y, k_fp[3]:1.1, 'y);
knolen_speichern (node, k_fp[1], k_fp[2], k_fp[3]);
end;
end;
end;
end;
end;

```

```
(*-----*)
```

```
procedure raumkoordinaten (raumtyp: typename);
```

```

var
node, start, ende, xlage, ylage, zlage, element integer;
xrandli, xrandre, yrandvo, yrandhi, zrandob, zrandun, xnode, ynode, znode: longreal;
jn, richtung: char;

```

```

const
infoloc=false;

```

```

begin
writeln (pascal_log, '*** Raumkoordinaten ', raumtyp);
if raumtyp='so' then begin start=1; ende=nox*noy*nozsd+1; richtung='l'; end;
if raumtyp='do' then begin start=nox*noy*nozsd+1; ende=nox*noy*nozo; richtung='rt'; end;
if raumtyp='u' then begin start=nox*noy*nozo+1; ende=nox*noy*noz; richtung='b'; end;
for node:=start to ende do
begin
knolen_lesen (node, xnode, ynode, znode, jn); {Init, Lesen jn}
if jn='n' then
begin
randknolen (node, 'x', xlage, xrandli, xrandre);
hldreifaligkeit (node, xrandli, xrandre, xnode);
randknolen (node, 'y', ylage, yrandvo, yrandhi);
ynode:=yrandvo-(((ylage-1)/(noy-1))*abs(yrandvo-yrandhi));
randknolen (node, richtung, zlage, zrandob, zrandun);
if richtung='l' then znode:=zrandob-(((zlage-1)/(nozsd-1))*abs(zrandob-zrandun));
if richtung='m' then znode:=zrandob-(((zlage-1)/(nozu-1))*abs(zrandob-zrandun));
if richtung='b' then znode:=zrandob-(((zlage-1)/(nozu-1))*abs(zrandob-zrandun));
if infoloc then writeln (pascal_log, node, ' (' , zlage, ' : ob. 'zrandob:1.1, 'urt', zrandun:1);
knolen_speichern (node, xnode, ynode, znode);
writeln (pascal_log, node, ' = ('xnode:1.1, 'y, ynode:1.1, 'y, znode:1.1, 'y);
end;
end;
end;
end;

```

```
(*-----*)
```

```
procedure remesh;
```

```

begin
kantenkoordinaten ('v_o'); {x}
kantenkoordinaten ('h_o');
kantenkoordinaten ('v_sd');
kantenkoordinaten ('h_sd');
kantenkoordinaten ('v_ou');
kantenkoordinaten ('h_ou');
kantenkoordinaten ('v_u');
kantenkoordinaten ('h_u');
kantenkoordinaten ('l_o'); {y}
kantenkoordinaten ('r_o');
kantenkoordinaten ('l_sd');
kantenkoordinaten ('r_sd');
kantenkoordinaten ('l_ou');
kantenkoordinaten ('r_ou');
kantenkoordinaten ('l_u');
kantenkoordinaten ('r_u');
kantenkoordinaten ('v_l'); {z}
kantenkoordinaten ('h_l');
kantenkoordinaten ('v_r');
kantenkoordinaten ('h_r');

```

```

flaechenkoordinaten ('bp'); {xy}
flaechenkoordinaten ('sd');
flaechenkoordinaten ('konrad');
flaechenkoordinaten ('moh');
flaechenkoordinaten ('v_so'); {xz}
flaechenkoordinaten ('v_do');
flaechenkoordinaten ('v_u');
flaechenkoordinaten ('h_so');
flaechenkoordinaten ('h_do');
flaechenkoordinaten ('h_u');
flaechenkoordinaten ('l_so'); {yz}
flaechenkoordinaten ('l_do');
flaechenkoordinaten ('l_u');
flaechenkoordinaten ('r_so');
flaechenkoordinaten ('r_do');
flaechenkoordinaten ('r_u');

```

```

raumkoordinaten ('so'); {xyz}
raumkoordinaten ('do');
raumkoordinaten ('u');
end;

```

```
(*-----*)
```

```
function sproed (s1, s2, T, pcalib, tcalib: real; output: boolean): boolean;
```

```

var sibiso, sdiff: real;
ostri: string[6];
begin
sibiso:=0.2e8+(pcalib-0.2e8)/(tcalib-273.2)*(t-273.2);
sdiff=(s1-s2);
if sdiff > sibiso then
begin sproed:=true; ostri:=sproed; end
else
begin sproed:=false; ostri:=duktil; end;
if output then writeln (pascal_log, ' temp: ', T:1.1, ' sdiff: ', sdiff/1e6:1.1, ' yield: ',
sibiso/1e6:1.1, ' ', ostri);
end;

```

```
(*-----*)
```

```
procedure sdgrenze (eofnode: zaehler; var sdg: v3d);
```

```

const
infoloc=true;
var
schicht, subschicht zaehler;
unode, onode: integer; {Nummern Knoten oben und unten}
t s1, s2: real;
zgrenze: longreal;
g0, g1: v3d;
duktil, sduktil: boolean;
sib, sdi: real;
begin

```

```

schicht=0;
repeat
schicht:=schicht+1;
unode:=eofnode+schicht*nox*noy;
onode:=eofnode+(schicht-1)*nox*noy;
write (pascal_log, 'Basis Schicht ', schicht1);
if not sproed (sigma1(unode), sigma2(unode), temp(unode), pcalib, tcalib, true) then
duktil:=true else duktil:=false;
if duktil then
begin
subschicht=0;
repeat
subschicht:=subschicht+1;
zgrenze:=z(onode)+(z(unode)-z(onode))*subschicht/10;
t:=temp(unode)+(temp(unode)-temp(onode))*subschicht/10;
s1:=sigma1(onode)+(sigma1(unode)-sigma1(onode))*subschicht/10;
s2:=sigma2(onode)+(sigma2(unode)-sigma2(onode))*subschicht/10;
writeln (pascal_log, zgrenze:2.2, ' ', t:2.2, ' ', s1/1e6:2.2, ' ', s2/1e6:2.2);
write (pascal_log, 'Basis SubSchicht ', subschicht1);
if not sproed (s1, s2, t, pcalib, tcalib, true) then sduktil:=true else sduktil:=false;
until sduktil or (subschicht=10);
end;
until duktil or (schicht=nozo-1);
if (sdg[3]>z(eofnode)-dzsd) then
begin
if infoloc then writeln (pascal_log, 'NOT ZUWEISUNG MINDEST TIEFE');
sdg[3]:=z(eofnode)-dzsd;
end;
if not duktil or (sdg[3]<(z(eofnode+(nozo-1)*nox*noy)+2000)) then
begin
if infoloc then writeln (pascal_log, 'NOT ZUWEISUNG MAXIMALE TIEFE');
sdg[3]:=z(eofnode+(nozo-1)*nox*noy)+2000; {Duktile Okr bleibt 2000m michtig}
end;
geradengleichung (xyz(onode), xyz(unode), g0, g1);
punkt_auf_gerade ('z', g0, g1, sdg);
end;
end;

```

```
(*-----*)
```

```
procedure sdflaeche;
```

```

const
infoloc=true;
var
sibiso, sdiff: real;
sdpunkt v3d;
eofnode: zaehler;
i: zaehler;
temp, s1, s2: real;
begin
sinarray;
open (sd_int, verzeichnis+'intern/sd.int');
rewrite (sd_cmd, verzeichnis+'command/sd.cmd');
{Durchlaufen Erdoberflache}
for eofnode:=1 to nox*noy do
begin
if infoloc then writeln (pascal_log, 'SD-Grenze unter Knoten ', eofnode:1, ' ermitteln ...');
sdgrenze (eofnode, sdpunkt);
seek (sd_int, eofnode+(nozsd-1)*noy*nox);
sd_setnr:=eofnode+(nozsd-1)*noy*nox;
sd_setnx:=sdpunkt[1];
sd_setny:=sdpunkt[2];
sd_setnz:=sdpunkt[3];
sd_setux:=0;
sd_setuy:=0;
sd_setuz:=0;
write (sd_int, sd_set);
writeln (sd_cmd, 'n, ', eofnode+(nozsd-1)*noy*nox+ainka, ' ', sdpunkt[1]:2.2, ' ',
sdpunkt[2]:2.2, ' ', sdpunkt[3]:2.2);
if infoloc then writeln (pascal_log);
end;
close (sd_int);
close (sd_cmd);
end;

```

```
(*-----*)
```

```
(* Hauptprogrammrem3d *)
```

```

begin
create_internal_files;
read_variable_dat;
read_zahfile_dat;
read_transfer_dat;
read_sigma_dat;
writeln (pascal_log, 'Schrittummer Modell: ', azaehler);
writeln (pascal_log, 'Schrittummer gesamt ', agzaehler);
writeln (pascal_log, 'Knoteninkrement ', ainka);
writeln (pascal_log, 'Remeshingdurchlauf ', ardl);
writeln (pascal_log, 'Strainre-Schalter: ', amakestrainre);
writeln (pascal_log, 'pcalib: ', pcalib);
writeln (pascal_log, 'tcalib: ', tcalib);
writeln ('bisheriges Netz speichern und ausgeben...');
if doc then anzeige ('altnetz.int');

```

```

open (neunetz_int,verzeichnis+'intern/neunetz.int');
for i:=1 to nox*noy*noz do
  begin
    seek (neunetz_int, i);
    neunetz_setnr:=i;
    neunetz_setnx:=0;
    neunetz_setny:=0;
    neunetz_setnz:=0;
    neunetz_setjn:=n;
    write (neunetz_int, neunetz_set);
  end;
close (neunetz_int);

writeln ('sproed-duktil-Grenze bestimmen');
inarray ('alnetz.int');
sdflaeche;
inarray ('alnetz_sd.int');

writeln ('neues Netz aufbauen...');
remesh;

writeln ('neues Netz speichern und ausgeben...');
if doc then anzeige ('neunetz.int');
inarray ('neunetz.int');

writeln ('neues Netz fuer meshing ausgeben ...');
mesh_ansys;

writeln ('Markerpunkte in neues Netz einbauen...');
if ardl=1 then B_Netz_Elemente_fuer_alte_B_Netz_Knoten;

if ardl>1 then B_Netz_Elemente_fuer_D_Netz_Marker;

writeln ('Wir danken fuer Ihren Auftrag. ');
end;

```

```
(*-----*)
```

procedure tra3d ;

```

const
  errors=true;
  warnings=false;
  doc = false;
  docact = false;
  info = false;

var
  {sonstige dienstbare kleine Fische}
  uxuy_name, strain_name, temp_name, druck_name, mfaz_name, ppdatnam: datenamstring;
  eindeut, speck: boolean;

```

```
(*-----*)
```

procedure create_internal_files;

Erstellt Dateien in Verzeichnis /intern/.

```
(*-----*)
```

```

procedure uxuyresultfiles (schritt: integer; var datnam: datenamstring);
procedure tempresultfiles (schritt: integer; var datnam: datenamstring);
procedure metafazfiles (schritt: integer; var datnam: datenamstring);
procedure druckresultfiles (schritt: integer; var datnam: datenamstring);
procedure strainresultfiles (schritt: integer; var datnam: datenamstring);

```

Bestimmt Namen der aktuellen Ergebnisdateien *datnam* zu *schrift*.

```
(*-----*)
```

```

procedure open_files;
procedure close_files;

```

Öffnen und Schließen der Ergebnisdateien.

```
(*-----*)
```

```

procedure save_at_uxuy_rst (speck: boolean; knoten: integer; ort: v3d);

```

Speichern der Verschiebungen in Ergebnisdatei.

```
(*-----*)
```

```

procedure save_at_resu_int (knoten: integer; ort: v3d);

```

Speichern der Verschiebungen in interner Datei.

```
(*-----*)
```

```

procedure tracking (knoten: zaehler; seedknot: seedknoten3d; var ort: v3d);

```

```

var
  n: nslenodes8;
  e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8: v3d;
  punktlage: tynpame;

begin
  (*8 Knoten des Elements*)
  nslfull (elx, ely, elz, nox, noy, noz, seedknotelem, n);
  (*Koordinaten der 8 Knoten*)
  converB_4d (n, 'xzy', e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8);
  quadort (e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8, seedknotkeul, seedknotdach,
    seedknotla, seedknotlb, seedknotlc, ort, eindeut);
end;

```

```
(*-----*)
```

```

procedure drucke (knoten: integer; ort: v3d; var druck: real);

```

```

const
  infloc = false;

var
  elem, startelem, endelem, inkelem, min, max, elemdrin: integer;
  ueberdeckung: real;
  e1, e2, e3, e4, punkt, ds: v3d;
  nslout nslenodes4;
  key: char;
  innen: boolean;

```

```
xpunkt, ypunkt, zpunkt: real;
```

```

begin
  xpunkt:=ort[1];
  ypunkt:=ort[3];
  zpunkt:=ort[2];
  innen:= false;
  if infloc then writeln (pascal_log, 'druck fuer knoten', knoten);
  if agzaehler > 1 then
    begin
      elemdrin:=0;
      flaechendurchlauf (elx, ely, elz, 'bp', startelem, endelem, inkelem, min, max, key);
      for elem:=startelem to endelem do
        begin
          if flaechendurchlaufkriterien ('deckef, elx, ely, elz, elem, startelem, inkelem, min, max) and
            not innen then
            begin

```

```

              if infloc then writeln (pascal_log, 'Druck: Vorgeschlagenes Deckeelement ', elem);
              nsl (elx, ely, elz, nox, noy, noz, elem, key, nslout);
              converM (nslout, 'xzy', e1, e2, e3, e4);
              seek (topograp_int, nslout[1]);
              read (topograp_int, topograp_set);
              e1[2]=e1[2]-topograp_seteros;
              seek (topograp_int, nslout[2]);
              read (topograp_int, topograp_set);
              e2[2]=e2[2]-topograp_seteros;
              seek (topograp_int, nslout[3]);
              read (topograp_int, topograp_set);
              e3[2]=e3[2]-topograp_seteros;
              seek (topograp_int, nslout[4]);
              read (topograp_int, topograp_set);
              e4[2]=e4[2]-topograp_seteros;
              punkt[1]=xpunkt, punkt[2]=zpunkt, punkt[3]=ypunkt;
              toppunkt (e1, e2, e3, e4, punkt, innen, ds);
              if innen then elemdrin:=elem;
            end;
          end;
        end;
      else
        begin
          ueberdeckung:=(zpunkt);
          druck:=ueberdeckung*0.3/1000;
        end;
      if innen=true then
        begin
          ueberdeckung:=ds[2]-zpunkt;
          druck:=ueberdeckung*0.3/1000;
          if druck<0 then druck:=0;
        end;
      if infloc then writeln (pascal_log, 'druck fuer knoten', knoten, ' ende');
    end;

```

```
(*-----*)
```

```

procedure temperaturen (knoten: zaehler; vknoten: v3d; seedknot: seedknoten3d; var tinter: real);

```

```

const
  infloc = false;

var
  aktele, aktknoden: integer;
  n: nslenodes8;
  keil, i: zaehler;
  e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8: v3d;
  e_1234, e_5678: v3d;
  te: array[1..8] of real;
  te_1234, te_5678: real;
  tmin, tmax: real;
  minecke, maxecke, ekel: integer;
  pmin0, pmin1, pmin2, pmin3, pm,
  pmax0, pmax1, pmax2, pmax3: v3d;
  emi1, emi2, emi0, emx1, emx2, emx0: v3d;
  ngmi0, ngmi1, ngmi2, nmi,
  ngmx0, ngmx1, ngmx2, nm: v3d;
  dsmi, dsmx: v3d;
  dmi, dmx: longreal;
  zw: longreal;

```

```
(*-----*)
```

```

procedure anfragen (pob, punt v3d; tb, tunt, t real; var p: v3d);
var g0, g1: v3d;

```

```

begin
  if infloc then writeln (pascal_log, 'tb: ', tb:2:2, ' tunt', tunt:2, ' t', t:2);
  p[3]=pob[3]-((t-tb)/abs(tb-tunt))*abs(pob[3]-punt[3]);
  if infloc then writeln (pascal_log, 'zob: ', pob[3]:2:2, ' zunt', punt[3]:2:2, ' z', z:2:2);
  geradengleichung (pob, punt, g0, g1);
  punkt_auf_gerade ('z', g0, g1, p);
  p[4]=1;
end;

```

```

procedure minimax1 (cand1, cand2, cand3: integer; wert1, wert2, wert3: real; at1, at2, at3: v3d);
minmax: tynpame; var sieger: integer; var siegerwert: real; var siegeratt: v3d;

```

```

begin
  if minmax='max' then
    begin
      if ((wert1>=wert2) and (wert1>=wert3)) then begin sieger:=cand1; siegerwert:=wert1; siegeratt:=at1; end;
      if ((wert2>=wert1) and (wert2>=wert3)) then begin sieger:=cand2; siegerwert:=wert2; siegeratt:=at2; end;
      if ((wert3>=wert1) and (wert3>=wert2)) then begin sieger:=cand3; siegerwert:=wert3; siegeratt:=at3; end;
    end;
  if minmax='min' then
    begin
      if ((wert1<=wert2) and (wert1<=wert3)) then begin sieger:=cand1; siegerwert:=wert1; siegeratt:=at1; end;
      if ((wert2<=wert1) and (wert2<=wert3)) then begin sieger:=cand2; siegerwert:=wert2; siegeratt:=at2; end;
      if ((wert3<=wert1) and (wert3<=wert2)) then begin sieger:=cand3; siegerwert:=wert3; siegeratt:=at3; end;
    end;
end;

```

```

procedure anfragen (pob, punt v3d; tb, tunt, t real; var p: v3d);
var g0, g1: v3d;

```

```

begin
  if infloc then writeln (pascal_log, 'tb: ', tb:2:2, ' tunt', tunt:2, ' t', t:2);
  p[3]=pob[3]-((t-tb)/abs(tb-tunt))*abs(pob[3]-punt[3]);
  if infloc then writeln (pascal_log, 'zob: ', pob[3]:2:2, ' zunt', punt[3]:2:2, ' z', z:2:2);
  geradengleichung (pob, punt, g0, g1);
  punkt_auf_gerade ('z', g0, g1, p);
  p[4]=1;
end;

```

```

procedure minimax1 (cand1, cand2, cand3: integer; wert1, wert2, wert3: real; at1, at2, at3: v3d);
minmax: tynpame; var sieger: integer; var siegerwert: real; var siegeratt: v3d;

```

```

begin
  if minmax='max' then
    begin
      if ((wert1>=wert2) and (wert1>=wert3)) then begin sieger:=cand1; siegerwert:=wert1; siegeratt:=at1; end;
      if ((wert2>=wert1) and (wert2>=wert3)) then begin sieger:=cand2; siegerwert:=wert2; siegeratt:=at2; end;
      if ((wert3>=wert1) and (wert3>=wert2)) then begin sieger:=cand3; siegerwert:=wert3; siegeratt:=at3; end;
    end;
  if minmax='min' then
    begin
      if ((wert1<=wert2) and (wert1<=wert3)) then begin sieger:=cand1; siegerwert:=wert1; siegeratt:=at1; end;
      if ((wert2<=wert1) and (wert2<=wert3)) then begin sieger:=cand2; siegerwert:=wert2; siegeratt:=at2; end;
      if ((wert3<=wert1) and (wert3<=wert2)) then begin sieger:=cand3; siegerwert:=wert3; siegeratt:=at3; end;
    end;
end;

```

```

begin
  (*Element in dem Punkt liegt*)
  aktele:=seedknotelem;
  if infloc then writeln (pascal_log, 'HP1');

```

```

(*Lage der 8 Knoten des Elements und der Mittelpunkte Top und Basis*)
nsfull (elx, ely, elz, nox, noy, noz, aktele, n);
conver8_4d (n, 'xyz', e1, e2, e3, e4, e5, e6, e7, e8);
mitte4 (e1, e2, e3, e4, e_1234);           {o}
mitte4 (e5, e6, e7, e8, e_5678);         {u}

(*Temperaturen der 8 Knoten des Elements und der Mittelpunkte Top und Basis*)
for aktknoten=1 to 8 do
  begin
    seek (temp_int, n[aktknoten]);
    read (temp_int, temp_set);
    te[aktknoten]=temp_settemp;
  end;
te_1234=(te[1]+te[2]+te[3]+te[4])/4; {o}
te_5678=(te[5]+te[6]+te[7]+te[8])/4; {u}

(*Prüfung, in welchem der 4 Keile der Punkt liegt*)
if (seedknotkeul=5) or (seedknotkeul=9) then keil=1; {vorn}
if (seedknotkeul=6) or (seedknotkeul=10) then keil=2; {rechts}
if (seedknotkeul=7) or (seedknotkeul=11) then keil=3; {hinten}
if (seedknotkeul=8) or (seedknotkeul=12) then keil=4; {links}
if (seedknotkeul=1) then if (seedknotdach=1) then keil=1 {vorn} else keil=4 {links};
if (seedknotkeul=2) then if (seedknotdach=1) then keil=2 {rechts} else keil=1 {vorn};
if (seedknotkeul=3) then if (seedknotdach=1) then keil=3 {hinten} else keil=2 {rechts};
if (seedknotkeul=4) then if (seedknotdach=1) then keil=4 {links} else keil=3 {hinten};
if infloc then writeln (pascal_log, 'Keil: ', keil);

(*Anfragen der bestimmten Temperaturen an allen "senkrechten" Kanten*)
for i=1 to 4 do pmin1[i]=0;
for i=1 to 4 do pmin2[i]=0;
for i=1 to 4 do pmin3[i]=0;
for i=1 to 4 do pmax1[i]=0;
for i=1 to 4 do pmax2[i]=0;
for i=1 to 4 do pmax3[i]=0;
if keil=1 then {vorn}
  begin
    (*Bestimmung der Maximaltemperatur oben bzw. Minimaltemperatur unten*)
    minimax (5, 6, 10, te[5], te[6], te_5678, e5, e6, e_5678, 'min', minecke, tmin, pmin0);
    if not (minecke=5) then anfragen (e1, e5, te[1], te[5], tmin, pmin1);
    if not (minecke=6) then anfragen (e2, e6, te[2], te[6], tmin, pmin2);
    if not (minecke=10) then anfragen (e_1234, e_5678, te_1234, te_5678, tmin, pmin3);
    minimax (1, 2, 9, te[1], te[2], te_1234, e1, e2, e_1234, 'max', maxecke, tmax, pmax0);
    if not (maxecke=1) then anfragen (e1, e5, te[1], te[5], tmax, pmax1);
    if not (maxecke=2) then anfragen (e2, e6, te[2], te[6], tmax, pmax2);
    if not (maxecke=9) then anfragen (e_1234, e_5678, te_1234, te_5678, tmax, pmax3);
  end;
if keil=2 then {rechts}
  begin
    (*Bestimmung der Maximaltemperatur oben bzw. Minimaltemperatur unten*)
    minimax (6, 7, 10, te[6], te[7], te_5678, e6, e7, e_5678, 'min', minecke, tmin, pmin0);
    if not (minecke=6) then anfragen (e2, e6, te[2], te[6], tmin, pmin1);
    if not (minecke=7) then anfragen (e3, e7, te[3], te[7], tmin, pmin2);
    if not (minecke=10) then anfragen (e_1234, e_5678, te_1234, te_5678, tmin, pmin3);
    minimax (2, 3, 9, te[2], te[3], te_1234, e2, e3, e_1234, 'max', maxecke, tmax, pmax0);
    if not (maxecke=2) then anfragen (e2, e6, te[2], te[6], tmax, pmax1);
    if not (maxecke=3) then anfragen (e3, e7, te[3], te[7], tmax, pmax2);
    if not (maxecke=9) then anfragen (e_1234, e_5678, te_1234, te_5678, tmax, pmax3);
  end;
if keil=3 then {hinten}
  begin
    (*Bestimmung der Maximaltemperatur oben bzw. Minimaltemperatur unten*)
    minimax (7, 8, 10, te[7], te[8], te_5678, e7, e8, e_5678, 'min', minecke, tmin, pmin0);
    if not (minecke=7) then anfragen (e3, e7, te[3], te[7], tmin, pmin1);
    if not (minecke=8) then anfragen (e4, e8, te[4], te[8], tmin, pmin2);
    if not (minecke=10) then anfragen (e_1234, e_5678, te_1234, te_5678, tmin, pmin3);
    minimax (3, 4, 9, te[3], te[4], te_1234, e3, e4, e_1234, 'max', maxecke, tmax, pmax0);
    if not (maxecke=3) then anfragen (e3, e7, te[3], te[7], tmax, pmax1);
    if not (maxecke=4) then anfragen (e4, e8, te[4], te[8], tmax, pmax2);
    if not (maxecke=9) then anfragen (e_1234, e_5678, te_1234, te_5678, tmax, pmax3);
  end;
if keil=4 then {links}
  begin
    (*Bestimmung der Maximaltemperatur oben bzw. Minimaltemperatur unten*)
    minimax (8, 5, 10, te[8], te[5], te_5678, e8, e5, e_5678, 'min', minecke, tmin, pmin0);
    if minecke<=8 then anfragen (e4, e8, te[4], te[8], tmin, pmin1);
    if minecke<=5 then anfragen (e1, e5, te[1], te[5], tmin, pmin2);
    if minecke<=10 then anfragen (e_1234, e_5678, te_1234, te_5678, tmin, pmin3);
    minimax (4, 1, 9, te[4], te[1], te_1234, e4, e1, e_1234, 'max', maxecke, tmax, pmax0);
    if maxecke<=4 then anfragen (e4, e8, te[4], te[8], tmax, pmax1);
    if maxecke<=1 then anfragen (e1, e5, te[1], te[5], tmax, pmax2);
    if maxecke<=9 then anfragen (e_1234, e_5678, te_1234, te_5678, tmax, pmax3);
  end;
if infloc then writeln (pascal_log, 'minecke: ', minecke:1, 'tmin: ', tmin:2:2);
if infloc then writeln (pascal_log, 'maxecke: ', maxecke:1, 'tmax: ', tmax:2:2);

(*Bestimmung der Ebenengleichungen: min=unten, max=oben*)
if (pmin1[4]=0) then ebenengleichung (pmin0, pmin2, pmin3, emi0, emi1, emi2);
if (pmin2[4]=0) then ebenengleichung (pmin0, pmin1, pmin3, emi0, emi1, emi2);
if (pmin3[4]=0) then ebenengleichung (pmin0, pmin1, pmin2, emi0, emi1, emi2);
if (pmax1[4]=0) then ebenengleichung (pmax0, pmax2, pmax3, emx0, emx1, emx2);
if (pmax2[4]=0) then ebenengleichung (pmax0, pmax1, pmax3, emx0, emx1, emx2);
if (pmax3[4]=0) then ebenengleichung (pmax0, pmax1, pmax2, emx0, emx1, emx2);

(*Bestimmung der Abstände Punkt-Ebene*)
(*Normalen der Ebenen*)
einheitsvektor (emi1, emi1);
einheitsvektor (emi2, emi2);
einheitsvektor (emx1, emx1);
einheitsvektor (emx2, emx2);
v_multiplikation (emi1, emi2, nmi);
v_multiplikation (emx1, emx2, nmx);
(*Geradengleichungen aus Normalen*)
zw=vknoten[2];
in ANSYS-Koordinaten
vknoten[2]=vknoten[3];
vknoten[3]=zw;
addition (vknoten, nmi, ngmi2);
addition (vknoten, nmx, ngmx2);
geradengleichung (vknoten, ngmi2, ngmi0, ngmi1);
geradengleichung (vknoten, ngmx2, ngmx0, ngmx1);
(*Durchstoßpunkte Geraden durch zugehörige Filchen*)
durchstoßpunkt (ngmi0, ngmi1, emi0, emi1, emi2, dsmi);
durchstoßpunkt (ngmx0, ngmx1, emx0, emx1, emx2, dsmx);
(*Abstände Durchstoßpunkte - Knoten*)
distanz (dsmi, vknoten, dmi);
distanz (dsmx, vknoten, dmx);
if infloc then writeln (pascal_log, 'dmi: ', dmi:2:2, ' dmx: ', dmx:2:2);

(*Temperatur an Punkt*)
tinter=tmax+(tmin-tmax)*(dmx)/(dmi+dmx);
if infloc then writeln (pascal_log, 'T-Interpolation: ', tinter:1:1);

if tinter < 273.2 then tinter:=273.2;
end;

(*-----*)
function metamorphe_fazies (p,t: real): integer;

var
  keine_1, keine_2,
  zeolith_1, zeolith_2,
  hornfels_1, hornfels_2,
  blauschiefer,
  preh_pump,
  gruenschiefer_1, gruenschiefer_2,
  amphibolit,
  granulit,
  ultra_granulit,
  eklogit_1, eklogit_2: m4x3;
  pt v3d;
  fazies: string[30];
  mf: integer;

(*-----*)

function inform (fazber: m4x3; pt: v3d; eckz: integer): boolean;
var drinnen: boolean;

begin
  if eckz=4 then viereck (fazber[1], fazber[2], fazber[3], fazber[4], pt, drinnen);
  if eckz=44 then vierecker (fazber[1], fazber[2], fazber[3], fazber[4], pt, drinnen);
  if eckz=3 then dreieck (fazber[1], fazber[2], fazber[3], pt, drinnen);
  inform:=drinnen;
end;

procedure faziesbereiche;

begin
  keine_1[1,1]=0;
  keine_1[1,3]=0;
  keine_1[2,1]=30;
  keine_1[2,3]=0;
  keine_1[3,1]=180;
  keine_1[3,3]=14;
  keine_1[4,1]=0;
  keine_1[4,3]=14;
  keine_2[1]=keine_1[2]; {Vierecker}
  keine_2[2,1]=300;
  keine_2[2,3]=0;
  keine_2[3,1]=125;
  keine_2[3,3]=1.25;
  keine_2[4,1]=59.4;
  keine_2[4,3]=2.75;
  zeolith_1[1]=keine_2[4];
  zeolith_1[2,1]=150;
  zeolith_1[2,3]=2;
  zeolith_1[3,1]=150;
  zeolith_1[3,3]=3;
  zeolith_1[4,1]=72.8;
  zeolith_1[4,3]=4;
  zeolith_2[1]=keine_2[3];
  zeolith_2[2,1]=150;
  zeolith_2[2,3]=1;
  zeolith_2[3]=zeolith_1[2];
  zeolith_2[4]=keine_2[4];
  preh_pump[1]=zeolith_2[2];
  preh_pump[2,1]=361.4;
  preh_pump[2,3]=8.4;
  preh_pump[3]=zeolith_1[4];
  preh_pump[4]=zeolith_1[3];
  gruenschiefer_1[1,1]=178.5;
  gruenschiefer_1[1,3]=2;
  gruenschiefer_1[2,1]=420;
  gruenschiefer_1[2,3]=2;
  gruenschiefer_1[3]=preh_pump[2];
  gruenschiefer_2[1]=gruenschiefer_1[2];
  gruenschiefer_2[2,1]=475;
  gruenschiefer_2[2,3]=9.75;
  gruenschiefer_2[3,1]=450;
  gruenschiefer_2[3,3]=9.75;
  gruenschiefer_2[4]=preh_pump[2];
  amphibolit[1]=gruenschiefer_1[2];
  amphibolit[2,1]=650;
  amphibolit[2,3]=2;
  amphibolit[3,1]=740;
  amphibolit[3,3]=10;
  amphibolit[4]=gruenschiefer_2[2];
  granulit[1]=amphibolit[2];
  granulit[2,1]=750;
  granulit[2,3]=2;
  granulit[3,1]=875;
  granulit[3,3]=12;
  granulit[4]=amphibolit[3];
  ultra_granulit[1]=granulit[2];
  ultra_granulit[2,1]=1000;
  ultra_granulit[2,3]=2;
  ultra_granulit[3,1]=1000;
  ultra_granulit[3,3]=14;
  ultra_granulit[4]=granulit[3];
  hornfels_1[1]=keine_2[2];
  hornfels_1[2]=gruenschiefer_1[2];
  hornfels_1[3]=gruenschiefer_1[1];
  hornfels_1[4]=zeolith_2[2];
  hornfels_2[1]=keine_2[2];
  hornfels_2[2,1]=1000;
  hornfels_2[2,3]=0;
  hornfels_2[3]=ultra_granulit[2];
  hornfels_2[4]=gruenschiefer_1[2];
  blauschiefer[1]=zeolith_1[4];
  blauschiefer[2]=gruenschiefer_2[3];
  blauschiefer[3]=keine_1[3];
  blauschiefer[4]=blauschiefer[1]; {Dreieck}
  eklogit_1[1]=gruenschiefer_2[3];
  eklogit_1[2]=gruenschiefer_2[2];
  eklogit_1[3,1]=475;

```



```

eklogit_1[3,3]=14;
eklogit_1[4]=keine_1[3];
eklogit_2[1]=eklogit_1[2];
eklogit_2[2]=amphibolit[3];
eklogit_2[3]=ultra_granulit[3];
eklogit_2[4]=eklogit_1[3];
end;

begin
faziesbereiche;
fazies='???';
p[1]=t;
p[3]=p;
test;
metamorphe_fazies:=mf;
end;

(*-----*)

procedure knotenergebnisse;
const
infoloc=false;

var
ort v3d;
knoten: zaehler;
druck, altdruck, temperatur, altemperatur: real;
metafaz, pardellier: integer;

begin
for knoten=1 to (nox*noy*noz) do
begin
if infoloc then writeln (pascal_log, **** Knoten ', knoten);

{ABSOLUT KOORDINATEN}
if speck then ("Schritt 1 bis ..., eigentliches Tracking")
begin
seek (seed_int, knoten);
read (seed_int, seed_set);
tracking (knoten, seed_set, ort);
feinheiten (knoten, seed_set, ort);
save_at_resu_int (knoten, ort);
save_at_uxuy_rst (speck, knoten, ort);
end
else ("Schritt 1 bis 10 Pseudo-Tracking")
begin
ort[1]= x(knoten);
ort[2]= z(knoten);
ort[3]= y(knoten);
feinheiten (knoten, 0, ort);
save_at_resu_int (knoten, ort);
save_at_uxuy_rst (speck, knoten, ort);
end;

if ((agzaehler-1) mod 5)=0 then
begin

{DRUCK}
drucke (knoten, ort, druck); (ort in ANSYS-Koordinaten !!!!)
writeln (druck_rst, 'dnsol, ', knoten:1, ', ', druck:5.5);

{TEMPERATUR}
if speck then temperaturen (knoten, ort, seed_set, temperatur) else begin
seek (temp_int, knoten);
read (temp_int, temp_set);
temperatur=temp_settemp;
end;
writeln (temp_rst, 'dnsol, ', knoten:1, ', ', temp, ', temperatur:5.5);
if infoloc then writeln (pascal_log, 'Temperatur: ', temperatur:2.2, ' Druck: ', druck:2.2);

{METAMORPHE FAZIES}
pardellier:=1;
if pardellier=0 then
begin
metafaz := metamorphe_fazies (druck, temperatur-273.2);
writeln (mfaz_rst, 'dnsol, ', knoten:1, ', ', temp, ', metafaz:1);
if infoloc then writeln (pascal_log, 'Metamorphe Fazies: ', metafaz:1);
end;
if pardellier=1 then
begin
open (metamops_int, verzeichnis+'intern/metamops.int');
if agzaehler <> 1 then
begin
seek (metamops_int, knoten);
read (metamops_int, metamops_set);
metafaz:=metamops_setfazies;
altdruck:=metamops_setdruck;
altemperatur:=metamops_settemperatur;
if ((druck > altdruck) and (temperatur > altemperatur)) or (agzaehler = 1) then
begin
if infoloc then write (pascal_log, 'NEU Metamorphe Fazies Knoten ', knoten);
metafaz:=metamorphe_fazies (druck, temperatur-273.2);
seek (metamops_int, knoten);
metamops_setfazies:=metafaz;
metamops_setdruck:=druck;
metamops_settemperatur:=temperatur;
write (metamops_int, metamops_set);
end
else if infoloc then writeln (pascal_log, 'Metamorphe Fazies unveraendert');
end
else
begin
seek (metamops_int, knoten);
metafaz:=metamorphe_fazies (druck, temperatur-273.2);
metamops_setfazies:=metafaz;
metamops_setdruck:=druck;
metamops_settemperatur:=temperatur;
write (metamops_int, metamops_set);
end;
writeln (mfaz_rst, 'detab, ', knoten:1, ', metafaz, ', metafaz:1);
close (metamops_int);
end;
end;
end;
end;

(*-----*)

procedure netzergebnisse;
const
infoloc=false;

var
w: longreal;
d1, d2: integer;

begin
if ebene='xy' then begin d1:=1; d2:=2; end;
if ebene='yz' then begin d1:=2; d2:=3; end;
if ebene='xz' then begin d1:=1; d2:=3; end;
w:=arccos((oe_nba[p1,d1]*oe_nba[p2,d1])+(oe_nba[p1,d2]*oe_nba[p2,d2]));

wg:=wg+vz*(w-pihalbe);
wi:=wi+1;
end;

begin
for knoten=1 to (nox*noy*noz) do
begin
if infoloc then writeln (pascal_log, **** Knoten ', knoten);

{Bestimmung der aktuellen Punktkoordinaten}
seek (resu_int, knoten);
read (resu_int, resu_set);
na[1]=resu_setux+resu_setnx;
na[2]=resu_setuy+resu_setny;
na[3]=resu_setuz+resu_setnz;

{Bestimmung der initialen Punktkoordinaten}
seek (nini_int, knoten);
read (nini_int, nini_set);
ni[1]=nini_setux+nini_setnx;
ni[2]=nini_setuy+nini_setny;
ni[3]=nini_setuz+nini_setnz;

{Bestimmung der Koordinaten und Ortsvektoren fuer sechs Nachbarknoten}
kanteknoten (elx, ely, elz, nox, noy, noz, knoten, punktage, ox, oy, oz);
nachbarknoten (punktage, ox, oy, oz, 'resu.int', nba);
nachbarknoten (punktage, ox, oy, oz, 'nini.int', nbi);

for i=1 to 6 do subtraktion (nba[i], na, o_nba[i]);

{epsilon x}
if ox=1 then
nb[2,1])abs(ni[1]-nb[2,1]);
if ox=nox then
nb[1,1])abs(ni[1]-nb[1,1]);
if (ox<>1) and (ox<>nox) then
nb[2,1])abs(nbi[1,1]-nb[2,1]);

{epsilon y - nach hinten}
if oy=1 then
nb[4,2])abs(ni[2]-nb[4,2]);
if oy=noy then
nb[3,2])abs(ni[2]-nb[3,2]);
if (oy<>1) and (oy<>noy) then
nb[4,2])abs(nbi[3,2]-nb[4,2]);

{epsilon z - nach oben}
if oz=1 then
nb[6,3])abs(ni[3]-nb[6,3]);
if oz=noz then
nb[5,3])abs(ni[3]-nb[5,3]);
if (oz<>1) and (oz<>noz) then
nb[6,3])abs(nbi[5,3]-nb[6,3]);

{epsilon xy}
for i=1 to 6 do einheitsvektor_2d_xy (o_nba[i], oe_nba[i]);
wi:=0; wg:=0;
if not ((ox=nox) or (oy=1)) then
winkelquadrant ('xy', 2, 3, -1, wi, wg);
if not ((ox=1) or (oy=1)) then
winkelquadrant ('xy', 3, 1, 1, wi, wg);
if not ((ox=1) or (oy=noy)) then
winkelquadrant ('xy', 1, 4, -1, wi, wg);
if not ((ox=nox) or (oy=noy)) then
winkelquadrant ('xy', 4, 2, 1, wi, wg);
wq:=wg/wi;
exy:=0.5*tan(wq);

{epsilon yz}
for i=1 to 6 do einheitsvektor_2d_yz (o_nba[i], oe_nba[i]);
wi:=0; wg:=0;
if not ((oy=1) or (oz=1)) then
winkelquadrant ('yz', 5, 3, -1, wi, wg);
if not ((oy=1) or (oz=noz)) then
winkelquadrant ('yz', 3, 6, 1, wi, wg);
if not ((oy=noy) or (oz=noz)) then
winkelquadrant ('yz', 6, 4, -1, wi, wg);
if not ((oy=noy) or (oz=1)) then
winkelquadrant ('yz', 4, 5, 1, wi, wg);
wq:=wg/wi;
eyz:=0.5*tan(wq);

{epsilon xz}
for i=1 to 6 do einheitsvektor_2d_xz (o_nba[i], oe_nba[i]);
wi:=0; wg:=0;
if not ((ox=nox) or (oz=1)) then
winkelquadrant ('xz', 5, 2, -1, wi, wg);
if not ((ox=nox) or (oz=noz)) then
winkelquadrant ('xz', 2, 6, 1, wi, wg);
if not ((ox=1) or (oz=noz)) then
winkelquadrant ('xz', 6, 1, -1, wi, wg);
if not ((ox=1) or (oz=1)) then
winkelquadrant ('xz', 1, 5, 1, wi, wg);
wq:=wg/wi;
exz:=0.5*tan(wq);
if infoloc then writeln (pascal_log, ex:10:10, ' ', ey:10:10, ' ', ez:10:10, ' ', exy:10:10, ' ',
eyz:10:10, ' ', exz:10:10);

```

```

{epsilon 1, 2, 3}
principal_strain (ex, ey, ez, exy, eyz, exz, e1, e2, e3);

{epsilon eqv}
von_mises_strain (e1, e2, e3, eqv);
if infloc then writeln (pascal_log, e122, ' ', e222, ' ', e322, ' ', eqv22);
writeln (strain_rst, 'dnsol, 'knoten', temp, ', eqv6.6);
writeln (strain_tot, 'dnsol, 'knoten', eppl, x, ', ex:6.6, ', ', ey:6.6, ', ', ez:6.6, ', ', exy:6.6, ', ',
eyz:6.6, ', ', exz:6.6, ', ', ', ', eqv:6.6);
end;
end;

(*-----*)

{ Hauptprogrammtra3d }

begin
create_internal_files;
read_variable_dat;
read_zahlfile_dat;

writeln (pascal_log, 'Schrittnummer Modell: ', azaeahler);
writeln (pascal_log, 'Schrittnummer gesamt: ', agzaehler);
writeln (pascal_log, 'Knoteninkrement ', ainka);
writeln (pascal_log, 'Remeshingdurchlauf: ', ardl);
writeln (pascal_log, 'Strainre-Schaller: ', amakestrainre);
if ardl <> 0 then
begin
writeln (pascal_log, '-----');
writeln (pascal_log, '----- Vollversion);
writeln (pascal_log, '-----');
speck:=true;
end
else
begin
writeln (pascal_log, '----- abgespeckte Version);
writeln (pascal_log, '-----');
speck:=false;
end;
end;

read_akhnetz_dat_create_netz_int;
read_tempres_dat_create_temp_int;
inarray ('netz.int');
if agzaehler=1 then create_nini_int;

open_files;
writeln ('files opened');
knotenergebnisse;
netzergebnisse;
close_files;

(*-----*)

```

procedure bc3d;

procedure komponenten (o_s1, o_s2, v: v3d; var prozsenk: longreal);

```

var o_v, gs1, gs2, ngs2, s: v3d;
laenge_vsenkrecht, laenge_vgesamt: longreal;

begin
geradengleichung (o_s1, o_s2, gs1, gs2);
normale_2d_xy (gs2, ngs2);
addition (o_s1, v, o_v);
schnittpunkt_2_geraden_xy (gs1, ngs2, o_v, gs2, s);
distanz (o_s1, s, laenge_vsenkrecht);
distanz (o_s1, o_v, laenge_vgesamt);
prozsenk:=laenge_vsenkrecht/laenge_vgesamt*100;
{gibgerade ('Verbindung', gs1, gs2);
gibgerade ('Normale', gs1, ngs2);
end;

```

(*-----*)

procedure konvergenzbetrag (node: integer; xaufslinie: real; o_n, o_s1, o_s2, videal: v3d; var vreal: v3d);

```

var parww, xdist, at, prozsenk, bbf: longreal;

begin
komponenten (o_s1, o_s2, videal, prozsenk);
parww:=dz*parw;
xdist:=xaufslinie-o_n[1];
at:=arctan(xdist/parww);
bbf:=2*pi*at*(1-2*pi*at)*(1-prozsenk/100);
vreal[1]:=videal[1]*bbf;
vreal[2]:=videal[2]*bbf;
end;

```

(*-----*)

procedure konvergenzaktualisierung3d;

```

var
node, startnode, endnode, inknode, min, max: zaehler;
xaufslinie, prozsenk, maxkonv: longreal;
videal, vreal, o_n, o_s1, o_s2, o_s3, o_s4, g0, g1: v3d;
ox, oy, oz: integer;

```

```

procedure knoten_zentral_links; {Knotenverschiebung Indenter}
begin
konvergenzbetrag (node, xaufslinie, o_n, o_s1, o_s2, videal, vreal);
writeln (pascal_log, 'Verschiebung Punkt (ZZ) ', node, ', ', vreal[1]:1, ', ', vreal[2]:1);
if (node mod nox) = 1 then (*Knoten am linken Modellrand, Säulen, Constant an End)
begin
disp_setn:=node+ainka-nox*noy*(noz-1);
maxkonv:=vreal[1]+netz_arr[node].ux;
(*Max. Konvergenz für li. Modellrand *)
end
else disp_setn:=node+ainka; (*Übrige Knoten, Constraint an Basis*)
disp_setdix:=vreal[1]+netz_arr[node].ux; (*orthogonale Komponente,
immer aktiviert)
disp_setbx:=true;
disp_setdiy:=0; (*Vertikalsperrung, nie aktiviert*)
disp_setby:=false;

```

```

if zfx then
begin
disp_setdiz:=0;
disp_setbz:=true;
end
else
if yvsv <> 0 then (*schraege Konvergenz*)
begin
disp_setdiz:=vreal[2]+netz_arr[node].uz;
disp_setbz:=true;
end
else (*orthogonale Konvergenz)
begin (*Knoten 1 wird in z gesperrt, Symmetrieebene*)
if disp_setn:=1+ainka then
begin
disp_setdiz:=0;
disp_setbz:=true;
end
else disp_setbz:=false; (*weitere Knoten bleiben in z frei*)
end;
write (disp_int, disp_set);
end;

```

procedure knoten_zentral_rechts; {Knotenfixierung Bolwerk gegen Indenter}

```

begin
if ((node mod nox) = 1) or ((node mod nox) = 0) then
disp_setn:=node+ainka-nox*noy*(noz-1)
else
disp_setn:=node+ainka;
disp_setdix:=0;
disp_setbx:=true;
disp_setdiy:=0;
disp_setby:=false;
disp_setdiz:=0;
if zfx then disp_setbz:=true
else
if yvsv <> 0 then disp_setbz:=true
else
if disp_setn:=nox+ainka then disp_setbz:=true
else disp_setbz:=false;
write (disp_int, disp_set);
end;

```

procedure knoten_marginal_links; {Knotenverschiebung Übergangsbereich}

```

begin
konvergenzbetrag (node, xaufslinie, o_n, o_s2, o_s3, videal, vreal);
writeln (pascal_log, 'Verschiebung Punkt (MZ) ', node, ', ', vreal[1]:1, ', ', vreal[2]:1);
if (node mod nox) = 1 then
disp_setn:=node+ainka-nox*noy*(noz-1)
else
disp_setn:=node+ainka;
disp_setdix:=vreal[1]+netz_arr[node].ux;
disp_setdiz:=vreal[2]+netz_arr[node].uz;
disp_setdiy:=0;
disp_setbx:=true;
disp_setdiz:=0;
if zfx then disp_setbz:=true
else
if yvsv <> 0 then disp_setbz:=true
else disp_setbz:=false;
disp_setby:=false;
write (disp_int, disp_set);
end;

```

procedure knoten_marginal_rechts; {Knotenfixierung Übergangsbereich}

```

begin
if ((node mod nox) = 1) or ((node mod nox) = 0) then
disp_setn:=node+ainka-nox*noy*(noz-1)
else
disp_setn:=node+ainka;
disp_setdix:=0;
disp_setdiy:=0;
disp_setdiz:=0;
disp_setbx:=true;
disp_setby:=false;
if zfx then disp_setbz:=true else disp_setbz:=false;
if yvsv <> 0 then disp_setbz:=true else disp_setbz:=false;
write (disp_int, disp_set);
end;

```

procedure knoten_ausserhalb_linker_modellrand;

```

{Knoten am linken Rand in lateralem Vorland}
begin
disp_setn:=node+ainka-nox*noy*(noz-1); { }
disp_setdix:=maxkonv;
disp_setdiy:=0;
disp_setdiz:=0;
disp_setbx:=true;
disp_setby:=false;
if disp_setn:=ainka+nox*(noy-1)+1 then disp_setbz:=true else disp_setbz:=false;
write (disp_int, disp_set);
end;

```

procedure knoten_ausserhalb_rechter_modellrand

```

begin
disp_setn:=node+ainka-nox*noy*(noz-1); { }
disp_setdix:=0;
disp_setdiy:=0;
disp_setdiz:=0;
disp_setbx:=true;
disp_setby:=false;
if disp_setn:=ainka+nox*noy then disp_setbz:=true else disp_setbz:=false;
write (disp_int, disp_set);
end;

```

```

begin
append (disp_int, verzeichnis+'intern/disp.int');
videal[1]:=xvsv; videal[2]:=yvsv; videal[3]:=0;
o_s[1]:=sx1; o_s[2]:=0; o_s[3]:=0;
o_s2[1]:=sx2; o_s2[2]:=sy2; o_s2[3]:=0;
o_s3[1]:=0; o_s3[2]:=sy3; o_s3[3]:=0;
o_s4[1]:=2*sx2; o_s4[2]:=sy3; o_s4[3]:=0;
daten_knoten_auf_flaeche (nox, noy, noz, 'moho', startnode, endnode, inknode, min, max);
for node:=startnode to endnode do
begin
o_n[1]:=x(node); o_n[2]:=y(node); o_n[3]:=z(node);
if frage_knoten_auf_flaeche ('moho', nox, noy, noz, node, startnode, inknode, min, max)
then
begin
if o_n[2] > o_s3[2] then
begin
if o_n[2] > o_s2[2] then
begin

```

```

geradengleichung (o_s1, o_s2, g0, g1);
punkt_auf_gerade_x (g0, g1, o_n[2], xaufslinie);
if xaufslinie > o_n[1] then knoten_zentral_links
else knoten_zentral_rechts;
end
else
begin
geradengleichung (o_s2, o_s3, g0, g1);
punkt_auf_gerade_x (g0, g1, o_n[2], xaufslinie);
if xaufslinie > o_n[1] then knoten_marginal_links
else if (pare=1) and ((node mod nox)=1) then knoten_ausserhalb_linker_modelrand;
geradengleichung (o_s2, o_s4, g0, g1);
punkt_auf_gerade_x (g0, g1, o_n[2], xaufslinie);
if xaufslinie < o_n[1] then knoten_marginal_rechts;
end;
end
else
if (pare=1) and ((node mod nox)=1) then knoten_ausserhalb_linker_modelrand;
if (par=1) and ((node mod nox)=0) then knoten_ausserhalb_rechter_modelrand;
end;
end;
close (disp_int);
end;

```

```
(*-----*)
```

procedure konvergenzaktualisierung25d;

Randbedingungen für 2.5d-Modell ohne laterale Änderung der Randbedingung.

```
(*-----*)
```

procedure loadansys;

Schreibt Randbedingungen in /command-/Datei für Ansys.

```
(*-----*)
```

{ Hauptprogramm bc3d }

```

begin
rewrite (disp_int, verzeichnis+'intern/disp.int');
close (disp_int);
rewrite (disp_cmd, verzeichnis+'command/disp.cmd');
close (disp_cmd);

read_variable_dat;
read_zahlfle_dat;
read_aktnetz_dat_create_netz_int;

writeln (pascal_log, 'Schrittummer Modell: ', azaehler);
writeln (pascal_log, 'Schrittummer gesamt ', agzaehler);
writeln (pascal_log, 'Knoteninkrement ', ainka);
writeln (pascal_log, 'Remeshingdurchlauf ', ardl);
writeln (pascal_log, 'Strainre-Schalter: ', amakestrainre);

inarray ('netz.int');
if sy3=0 then
begin
writeln (pascal_log, '*** Konvergenzaktualisierung fuer Basisknoten 2.5D');
konvergenzaktualisierung25d;
end
else
begin
writeln (pascal_log, '*** Konvergenzaktualisierung fuer Basisknoten 3D');
konvergenzaktualisierung3d;
end;
loadansys;
end;

```

```
(*-----*)
```

procedure ero3d;

```

var
ox, oy, oz: integer;
knoten: integer;
area, force: real;
ero_neu, ero_bisher, ero_ges: real;
hoehe_netz, hoehe_korr, hoehe_wahr: real;

```

```

read_variable_dat;
read_zahlfle_dat;
read_aktnetz_dat_create_netz_int;
writeln (pascal_log, 'Schrittummer Modell: ', azaehler);
writeln (pascal_log, 'Schrittummer gesamt ', agzaehler);
writeln (pascal_log, 'Knoteninkrement ', ainka);
writeln (pascal_log, 'Remeshingdurchlauf ', ardl);
writeln (pascal_log, 'Strainre-Schalter: ', amakestrainre);

```

```

inarray ('netz.int');
open (topograp_int, verzeichnis+'intern/topograp.int');
rewrite (eroforce_cmd, verzeichnis+'command/eroforce.cmd');
for knoten=1 to nox*noy do
begin
if azaehler > 1 then
begin
seek (topograp_int, knoten);
read (topograp_int, topograp_set);
ero_bisher:=topograp_seteros;
end
else ero_bisher:=0; {nach jedem Remeshing Reset}
hoehe_netz:=netz_arr[knoten]uz+netz_arr[knoten]nz;
hoehe_korr:=hoehe_netz-ero_bisher;
ero_neu:=erosion (knoten, hoehe_korr, 'topograp');
ero_ges:=ero_bisher+ero_neu;
hoehe_wahr:=hoehe_netz-ero_ges;

```

```

seek (topograp_int, knoten);
topograp_setnr:=knoten;
topograp_settopo:=hoehe_wahr;
topograp_seteros:=ero_ges;
write (topograp_int, topograp_set);

reihensplitting (elx, ely, elz, nox, noy, noz, knoten, ox, oy, oz);
area:=dx*dy*elx*ely;
if ((ox=1) or (ox=nox) or (oy=1) or (oy=noy)) then area:=area/2;
if ((ox=1) or (ox=nox)) and ((oy=1) or (oy=noy)) then area:=area/2;
force:=9.81*2800*ero_ges*area;
writeln (eroforce_cmd, 'f ', knoten+ainka, ', fy, ', force);

```

```

end;
close (topograp_int);
close (eroforce_cmd);
end;

```

```
(*-----*)
```

procedure ccc3d;

```

const
infloc=false;

```

```

var
temperatur: real;
knoten: integer;

```

```

begin
read_zahlfle_dat;

```

```

writeln (pascal_log, 'Schrittummer Modell: ', azaehler);
writeln (pascal_log, 'Schrittummer gesamt ', agzaehler);
writeln (pascal_log, 'Knoteninkrement ', ainka);
writeln (pascal_log, 'Remeshingdurchlauf ', ardl);
writeln (pascal_log, 'Strainre-Schalter: ', amakestrainre);

```

```

open (tempint_int, verzeichnis+'intern/tempint.int');
rewrite (bf_temp_cmd, verzeichnis+'command/bf_temp.cmd');
rewrite (d_temp_cmd, verzeichnis+'command/d_temp.cmd');
read_variable_dat;
read_tempint_cmd_create_tempint_int;

```

```

for knoten:=ainka+1 to ainka+nox*noy*noz do

```

```

begin
seek (tempint_int, knoten);
read (tempint_int, tempint_set);
temperatur:=tempint_settemp;
if tempint_settemp=0 then
begin
i:=0;
if not ((knoten) mod (nox*noy) = 1) then
begin
seek (tempint_int, knoten-1);
read (tempint_int, tempint_set);
end
else
repeat
i:=i+1;
seek (tempint_int, knoten+i);
read (tempint_int, tempint_set);
until (tempint_settemp>0);
temperatur:=tempint_settemp;
tempint_setnr:=knoten;
seek (tempint_int, knoten);
write (tempint_int, tempint_set);
writeln (pascal_log, 'Temperatur fuer Knoten ', knoten, ' durch Wert von ', knoten-1,
ersetzt);
end;
writeln (bf_temp_cmd, 'bf ', knoten, ', temp, ', temperatur);
writeln (d_temp_cmd, 'd ', knoten, ', temp, ', temperatur);
end;

```

```

close (tempint_int);
close (bf_temp_cmd);
close (d_temp_cmd);
end;

```

```
(*-----*)
```

procedure inflate3d;

```

const
infloc=false;

```

```

var
knoten, hor, ver: integer;
nxneu, nyneu, nzneu, nz, duz, dnz, uz, rev, nzo, nzu, uzo, uzu, drevsack, dewaehrer;

```

```

begin
read_zahlfle_dat;
read_variable_dat;
read_premod_dat_create_premod_int;
{premod_int und Rechnung logisch}
writeln (pascal_log, 'Schrittummer Modell: ', azaehler);
writeln (pascal_log, 'Schrittummer gesamt ', agzaehler);
writeln (pascal_log, 'Knoteninkrement ', ainka);
writeln (pascal_log, 'Remeshingdurchlauf ', ardl);
writeln (pascal_log, 'Strainre-Schalter: ', amakestrainre);

```

```

open (premod_int, verzeichnis+'intern/premod.int');
rewrite (ansnetz_cmd, verzeichnis+'command/ansnetz.cmd');

```

```

for hor:=1 to nox*noy do
begin
for ver:=0 to noz-1 do
begin
knoten:=hor+ver*nox*noy;
seek (premod_int, knoten);
read (premod_int, premod_set);
nz:=premod_setnz;
uz:=premod_setuz;
seek (premod_int, hor);
read (premod_int, premod_set);
nzo:=premod_setnz;
uzo:=premod_setuz;
seek (premod_int, hor+nox*noy*(noz-1));
read (premod_int, premod_set);
nzu:=premod_setnz;
uzu:=premod_setuz;
rev:=(nzo+uzo)-((nzo+uzo)-(nzu+uzu))/2;
drevvorher:=(nz)-(rev);
drevsack:=(nz+uz)-(rev);

```

```

seek (premod_int, knoten);
read (premod_int, premod_set);
nz:=premod_setnz;
uz:=premod_setuz;
nzneu:=rev+(drevvorher-uz*(1+uz/dz))*1.003;
nxneu:=premod_setnx;
nyneu:=premod_setny;

```

```

        writeln (pascal_log, 'Knoten ', knoten, ': nz=',nz:1:1, ' uz=',uz:1:1, ' rev=', rev:4:4, ' nz
neu=',nzneu:1:1);
        writeln (ansnetz_cmd, 'n, ', knoten+ainka, ', , nxneu2:2, ', , nzneu2:2, ', , nyneu2:2);
        {ansnetz_cmd physisch}
    end;
end;

close (ansnetz_cmd);
close (premod_int);
end;

```

```
(*-----*)
```

procedure sack3d;

```

const
    pi = 3.141592654;

var
    knoten: zaehler;
    zsol1, zist, zdiff: real;

begin {V27 alles neu}

    read_variable_dat;
    read_zahfle_dat;
    read_aknetz_dat_create_netz_int;
    read_sacknetz_dat_create_sacknetz_int;
    writeln (pascal_log, 'Schrittummer Modell: ', azaehler);
    writeln (pascal_log, 'Schrittummer gesamt ', agzaehler);
    writeln (pascal_log, 'Knoteninkrement ', ainka);
    writeln (pascal_log, 'Remeshingdurchlauf ', ardl);
    writeln (pascal_log, 'Strainre-Schalter: ', amakestrainre);

    open (sacknetz_int, verzeichnis+'intern\sacknetz.int');
    open (netz_int, verzeichnis+'intern\netz.int');
    for knoten=1 to nox*noy*noz do
        begin
            seek (netz_int, knoten);
            read (netz_int, netz_set);
            seek (sacknetz_int, knoten);
            read (sacknetz_int, sacknetz_set);
            zist:=netz_setnz+netz_setuz;
            zist:=sacknetz_setnz+sacknetz_setuz;
            zdiff:=zsol1-zist;
            writeln (pascal_log, knoten:1, ' Soll: ', zsol1:1:1, ' Ist ', zist:1:1, ' Differenz: ', zdiff:1:1);
        end;
    close (netz_int);
    close (sacknetz_int);
end;

```

{Hauptprogramm Orotrack}

```

begin
    writeln ('Quovadis?');
    readln (verzeichnis);
    rewrite (pascal_log, verzeichnis+'ascii\pascal.log');
    rewrite (pascal_err, verzeichnis+'ascii\pascal.err');
    rewrite (strain_tot, verzeichnis+'results\strain.tot');
    writeln ('Multipurpose Remeshing & Tracking Program is running !');
    writeln;
    writeln ('looking for jobs at ', verzeichnis, 'daten\job.dat');
    writeln ('output is written to: ', verzeichnis, 'ascii\pascal.log');
    writeln ('use ticker2 to view an updated output window');
    writeln;
    rewrite (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
    write (job_dat, "SET job,0");
    close (job_dat);

    pi:= 3.141592654L0;
    pihalbe:= 1.570796327L0;
    randomrequest=1;

    repeat
        for i=1 to 1000 do j:=sqrt(i);
        repeat
            nochmal=false;
            reset (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
            if not eof (job_dat) then readln (job_dat, job) else nochmal=true;
            until nochmal=false;
            close (job_dat);
            if (job<>"SET job,0") and (job<>"SET job,10") then
                begin
                    rewrite (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
                    write (job_dat, "SET job,1");
                    close (job_dat);
                    if job="SET job,2" then
                        begin
                            writeln (pascal_log, "-----");
                            writeln (pascal_log, '
Remeshing ');
                            writeln (pascal_log, "-----");
                            write (
                                {
                                '
Remeshing ');

```

```

                                '
Remeshing ');
                                }
                                );
                            end;
                        end;
                    end;
                end;
            end;
        end;
    until job="SET job,10";
    close (pascal_log);
    close (pascal_err);
end.

        writeln (rem3d);
        writeln ('Job finished');
        rewrite (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
        write (job_dat, "SET job,0");
        close (job_dat);
        end;
        if job="SET job,3" then
            begin
                writeln (pascal_log, "-----");
                writeln (pascal_log, '
Tracking ');
                writeln (pascal_log, "-----");
                write (
                    {
                    '
Tracking ');
                    }
                    );
                tra3d;
                writeln ('Job finished');
                rewrite (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
                write (job_dat, "SET job,0");
                close (job_dat);
                end;
            if job="SET job,4" then
                begin
                    writeln (pascal_log, "-----");
                    writeln (pascal_log, '
Boundary Conditions ');
                    writeln (pascal_log, "-----");
                    write (
                        {
                        '
Boundary Conditions ');
                        }
                        );
                    bc3d;
                    writeln ('Job finished');
                    rewrite (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
                    write (job_dat, "SET job,0");
                    close (job_dat);
                    end;
                if job="SET job,5" then
                    begin
                        writeln (pascal_log, "-----");
                        writeln (pascal_log, '
Erosion ');
                        writeln (pascal_log, "-----");
                        write (
                            {
                            '
Erosion ');
                            }
                            );
                        ero3d;
                        writeln ('Job finished');
                        rewrite (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
                        write (job_dat, "SET job,0");
                        close (job_dat);
                        end;
                    if job="SET job,6" then
                        begin
                            writeln (pascal_log, "-----");
                            writeln (pascal_log, '
Copy & Complete ');
                            writeln (pascal_log, "-----");
                            write (
                                {
                                '
Copy & Complete ');
                                }
                                );
                            ccc3d;
                            writeln ('Job finished');
                            rewrite (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
                            write (job_dat, "SET job,0");
                            close (job_dat);
                            end;
                        if job="SET job,7" then
                            begin
                                writeln (pascal_log, "-----");
                                writeln (pascal_log, '
Inflate ');
                                writeln (pascal_log, "-----");
                                write (
                                    {
                                    '
Inflate ');
                                    }
                                    );
                                inflate3d;
                                writeln ('Job finished');
                                rewrite (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
                                write (job_dat, "SET job,0");
                                close (job_dat);
                                end;
                            if job="SET job,8" then
                                begin
                                    writeln (pascal_log, "-----");
                                    writeln (pascal_log, '
Sacktest ');
                                    writeln (pascal_log, "-----");
                                    write (
                                        {
                                        '
Sacktest ');
                                        }
                                        );
                                    sack3d;
                                    writeln ('Job finished');
                                    rewrite (job_dat, verzeichnis+'daten\job.dat');
                                    write (job_dat, "SET job,0");
                                    close (job_dat);
                                    end;
                                end;
                            until job="SET job,10";
                            close (pascal_log);
                            close (pascal_err);
                            end.

```

Lebenslauf

Geboren am 12.1.1970 in Bayreuth als Sohn von Siegfried und Roswitha Seyferth

1989: Abitur am Gymnasium Christian-Ernestinum in Bayreuth

1989/90: Wehrdienst

1990-96: Studium der Geologie-Paläontologie an der Universität Würzburg

1992: Vordiplomprüfung in den Fächern Geologie, Mineralogie, Physik, Naturgeographie

1995: Diplomkartierung am Ulmener Maar / Westeifel

1995/96: Diplomarbeit bei Prof. Dr. V. Lorenz. Thema: Dynamische Volumenbilanzierung zur
Genese von Maar-Diatrem-Vulkanen.

1996: Diplomprüfung in den Fächern Allgemeine Geologie, Historische Geologie,
Paläontologie und Geochemie

1997-2001: Promotionsstudium an der Universität Würzburg