

**Dreidimensionale Modellierung der
synorogenen Entwicklung des Variszischen
Vorlandbeckens mit der
Finite-Elemente-Methode**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium

(Dr. rer. nat.)

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der
Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Diplom-Physiker Kasper David Fischer
geboren am 29. Juli 1970 in Düsseldorf

Gutachter:

1. Prof. Dr. Gerhard Jentsch

2. PD Dr. Thomas Jahr

Tag der öffentlichen Verteidigung: 23. Mai 2001

Zusammenfassung

Die Geologie West- und Mitteleuropas wurde durch die variszische Orogenese im Devon und Karbon geprägt. Die Varisziden und das nördliche Vorland waren in den letzten Jahren Gegenstand mehrerer Forschungsvorhaben. Für das Verständnis und die Quantifizierung der beteiligten endogenen und exogenen Prozesse und ihrer Wechselwirkungen sind numerische Modelle unerlässlich. Die Wechselwirkungen sind durch großräumige Massenumlagerungen, verursacht durch Erosion und Sedimenttransport, charakterisiert. Die Massenumlagerungen führen zu Auflasten auf die Lithosphäre und prägen damit die Entwicklung des Orogens und des Vorlandes.

Die komplexe Wechselwirkung zwischen Tektonik und Oberflächenprozessen wird mit Hilfe dreidimensionaler numerischer Modelle untersucht. Dabei werden die tektonischen Prozesse mit einer elasto-plastischen Rheologie vom kommerziellen Finite-Elemente Programmpaket ABAQUS berechnet. Das Modell besteht aus vier Blöcken mit jeweils vier Schichten und hat eine Ausdehnung von $1500 \text{ km} \times 1800 \text{ km} \times 250 \text{ km}$. Die Ergebnisse der Finite-Elemente Analyse dienen als Ausgangspunkt für die Modellierung der Oberflächenprozesse. Hierfür kommt das Programm GOLEM, das an der Pennsylvania State University entwickelt wurde, mit einigen Erweiterungen zur Einbeziehung extern berechneter Hebungsraten zum Einsatz. Die Probleme, die bei der Konvertierung zwischen ABAQUS und GOLEM auftreten, werden mit Hilfe zweier spezieller Programme gelöst. Eine iterative Anwendung beider numerischer Verfahren führt zu einem detaillierten Bild der Entwicklung des Vorlandes.

Modelle ohne Einbeziehung von Oberflächenprozessen zeigen bereits einige Strukturen des Unterkarbons, die auch palinspastisch rekonstruiert wurden. Dazu zählt das London-Brabant-Massiv und das Böhmisches Massiv. Ferner kommt es im Modell zu einer Verlagerung der Variszischen Deformationsfront nach Norden. Die Oberflächenprozesse führen zusätzlich zu einer Exhumierung von einigen zehner Kilometern im Zentralbereich der Varisziden, die kaum Höhen über 2 km erreichen, und zur Ausbildung von mächtigen und ausgedehnten Sedimentbecken im Vorland. Die Resultate der gekoppelten Modellierung werden mit geologischen und sedimentologischen Befunden verglichen. Es zeigt sich, dass viele geologisch nachgewiesene großräumige Strukturen (z. B. Sedimentbecken, Liefergebiete, Hebungsbeiträge) im Modell sowohl qualitativ als auch quantitativ durch die iterative Modellierung der endogenen und exogenen Prozesse beschrieben werden können. Der hier vorgestellte Modellierungsweg lässt sich leicht auf andere Regionen (z. B. die Alpen) oder große Sedimentfächer (z. B. im Indus-Delta) übertragen.

Abstract

The geology of Western and Central Europe is significantly influenced by the Variscan orogeny that developed during Devonian and Carboniferous time. Several geoscientific studies during the last few years focused on the evolution of the orogeny and the adjacent northern foreland. Numerical models are essential in understanding and quantifying the involved endogenous and exogenous processes and their interactions. These are mainly based on the large-scale mass redistribution caused by erosion and fluvial sediment transport. The mass flux leads to changing loads on the lithosphere and affect therefore the evolution of the orogeny and the foreland-basin.

The complex feedback-mechanism of the surface and tectonic processes is studied by three-dimensional numerical modeling. The tectonic elasto-plastic analysis employs the commercial finite-element software ABAQUS. The model consists of four blocks with four layers and has a dimension of 1500 km \times 1800 km \times 250 km. The results are used to model the interaction with the surface processes such as erosion and sedimentation. The surface processes are modeled by the program GOLEM from Pennsylvania State University extended by minor enhancements to include externally calculated uplift-rates. The different problems connected with the transfer of results from ABAQUS to GOLEM are solved by two programs especially designed for this task. An iterative application of both programs yields a detailed view of the evolution of the foreland basin.

The tectonic model itself (excluding surface processes) already shows some of the palinspastically reconstructed features of the lower Carboniferous like the London-Brabant-Massif, the Bohemian Massif and the northward propagation of the Variscan Deformation Front. The results obtained from the coupled analysis can be compared to studies of the sedimentary record (i. e. time, thickness and rates of sedimentation) and other geological concepts (i. e. stabilities of geological provinces). The surface processes lead to the exhumation of some ten kilometers of crust in the Variscan fold-belt, that reached only a maximum height of 2 km, and the formation of thick sediment covers. Many of the observed large-scale features, like the extension of the basin, the thickness of the sediment cover, and the location of tectonic units, can be explained qualitatively and quantitatively by the interaction of the endogenous and exogenous processes. The numerical approach on the tectonic-surface processes interaction can be applied easily to other geological settings, for example mountain belts like the Alps or sedimentary fans of large fluvial systems like in the Indus delta.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	ii
Abbildungsverzeichnis	vii
Tabellenverzeichnis	ix
1 Einführung und Ziele der Arbeit	1
2 Allgemeines zu Beckenmodellierungen	5
2.1 Orogene Vorlandbecken	5
2.2 Prozessorientierte Modelle	6
2.3 Chronostratigrafische Modelle	7
2.4 Oberflächenprozess-Modelle	7
2.5 Numerische Modelle	8
3 Randbedingungen der Modellierungen	11
3.1 Die Grenzen der tektonischen Einheiten	11
3.1.1 Laurussia	13
3.1.2 Avalonia	13
3.1.3 Armorika	13
3.2 Paläogeografische Entwicklung	14
3.2.1 Plattentektonik	14
3.2.2 Entwicklung des Variszischen Orogens	16
3.2.3 Paläospannungsfeld	18
3.3 Das verwendete Krustenmodell	18
3.3.1 Das Krustenmodell CRUST 5.1	19
3.3.2 PREM und IASP91	22
4 Die Finite-Elemente-Methode	23
4.1 Grundkonzepte der FEM	23
4.1.1 Formulierung nach Euler und Lagrange	25
4.1.2 Implizite und explizite Verfahren	26

4.1.3	Nichtlinearitäten	26
4.1.4	Verschiebungs- und Kraft-Randbedingungen	27
4.2	Andere numerische Verfahren	27
4.3	ABAQUS	28
4.3.1	ABAQUS/Standard	28
4.3.2	ABAQUS/Pre	29
4.3.3	ABAQUS/Post	29
4.4	Die Auswahl der Elementtypen	29
4.4.1	Shear-locking	33
4.4.2	Hourglassing	33
5	Rheologische Modelle in ABAQUS	35
5.1	Die elementaren rheologischen Elemente	35
5.1.1	Das Hooke'sche elastische Element	36
5.1.2	Das Newton'sche viskose Element	36
5.1.3	Das Saint Venant'sche plastische Element	38
5.2	Plastizität in ABAQUS	38
5.2.1	Von-Mises Plastizität	39
5.2.2	Mohr-Coulomb Plastizität	39
5.3	Das verwendete Einheitensystem	40
6	Erosion und Sedimentation	41
6.1	Oberflächenprozess-Modelle	41
6.1.1	Die Sediment-Transportkapazität Q_s	42
6.1.2	Hangneigungs-Prozesse H	43
6.2	Das Programm GOLEM	44
6.2.1	Randbedingungen	44
6.2.2	Die Benutzung von GOLEM	46
6.2.3	Eigene Anpassungen an GOLEM	47
6.3	Der Ergebnisaustausch zwischen ABAQUS und GOLEM	47
6.3.1	Pseudo-Verschiebungen	50
6.3.2	Probleme	51
6.4	Darstellung der Ergebnisse von GOLEM	51
7	Voruntersuchungen	55
7.1	Ein Modell mit mehreren Überschiebungsflächen	55
7.1.1	Das Modell von HARDY et al.	55
7.1.2	Das ABAQUS-Modell	57
7.1.3	Diskussion des Modells	57
7.2	Ein einfaches dreidimensionales Modell	59
7.2.1	Das FEM-Modell	59
7.2.2	Ergebnisse der Modellierung	61
7.2.3	Diskussion der Ergebnisse	61

7.3	Fazit der Voruntersuchungen	63
7.4	Test des isostatischen Ausgleichs	64
8	Modelle des variszischen Europa	67
8.1	Die Modellgeometrie	67
8.1.1	Tektonische Grenzen	67
8.1.2	Umsetzung in ein FEM-Modell	68
8.1.3	Der Variszische Deformationsgürtel	70
8.1.4	Plastische Eigenschaften	71
8.2	Die Randbedingungen der FEM-Modellierung	71
8.2.1	Gravitation und Auftrieb	71
8.2.2	Die seitlichen Ränder	72
8.3	Modelle ohne exogene Prozesse	74
8.3.1	Das Modell mit festem westlichen Rand	75
8.3.2	Das Modell mit freiem westlichen Rand	81
8.3.3	Das Modell mit semi-freiem westlichen Rand	81
8.3.4	Vergleichende Diskussion der Modelle	85
9	Modelle mit Oberflächenprozessen	89
9.1	Erweiterungen des semi-freien Modells	89
9.2	Die Parameter der GOLEM-Modellierungen	89
9.3	Der Modellierungsablauf	90
9.4	Modellierungsergebnisse	92
10	Diskussion der Ergebnisse und Ausblick	101
10.1	Ergebnisse	101
10.2	Ausblick	102
11	Literatur	105
A	Die verschiedenen Elemente in ABAQUS	I
A.1	Elemente 1. und 2. Ordnung	I
A.2	Die Namensgebung der Elemente	I
B	Eigene Anpassungen im Programm GOLEM	III
B.1	Tiefe Geländeabsenkungen	III
B.2	Berücksichtigung des Meeresspiegels	IV
B.3	Berücksichtigung extern berechneter Hebungsraten	VI
B.4	Fehler in der Speicheranforderung	VII
C	Beispiel-Dateien für GOLEM	IX
C.1	Stratigrafie-Datei golem.strat	IX
C.2	Konfigurations-Datei golem.in	X

D Konvertierung ABAQUS \iff GOLEM	XIII
D.1 abaqus2golem	XIII
D.2 golem2abaqus	XIX
E Konvertierung GOLEM \implies VIS5D	XXVII
Dank	XXXVII
Selbstständigkeitserklärung	XXXIX
Curriculum Vitae	XLI

Abbildungsverzeichnis

2.1	Schematische Skizze orogener Becken.	6
3.1	Die tektonischen Einheiten Europas.	12
3.2	Paläogeografische Rekonstruktion der Plattenbewegungen.	15
3.3	Krustenmodelle für Laurussia und Avalonia.	20
3.4	Krustenmodelle nach PREM und IASP91.	21
4.1	Darstellung des Grundgedanken der Finite-Elemente-Methode.	24
4.2	Die Arbeitsoberfläche von ABAQUS/Pre.	30
4.3	Integrationspunkte in linearen und quadratischen Elementen.	31
4.4	Darstellung von Shear-locking und Hourglassing.	32
5.1	Die symbolische Darstellung der drei elementaren Körper.	37
6.1	Die Aufteilung der Landschaft in einzelne Säulen für die Berechnung der exogenen Prozesse mit GOLEM.	45
6.2	Die Nummerierung der Gitterzellen C_{ij} in GOLEM.	45
6.3	Schema des Modellierungsablaufs.	48
6.4	Aktivierung inaktiver Elemente.	50
6.5	Beispiel einer GOLEM-Berechnung.	52
7.1	Das Modell von HARDY et al. (1998).	56
7.2	Zeitliche Änderung der aktiven Störung im Modell von HARDY et al. (1998).	56
7.3	Das ABAQUS-Modell zur Untersuchung von Überschiebungen.	58
7.4	Ein einfaches Modell zur Untersuchung des Einflusses dreidimensio- naler Strukturen.	60
7.5	Ost-West-Komponente der horizontalen Deformation an der Modell- oberfläche.	60
7.6	Nord-Süd-Schnitt durch das Vorlandbecken.	61
7.7	Vertikale Deformation des einfachen 3D-Modells.	62
7.8	Detailansicht der vertikalen Deformation des einfachen 3D-Modells.	62
7.9	Vertikale Verschiebungen im Modell zum Testen des isostatischen Aus- gleichs.	65

8.1	Die Grenzen der tektonischen Einheiten des variszischen Europa. . . .	68
8.2	Die einzelnen geometrischen Körper des FEM-Modells.	69
8.3	Skizze der Randbedingungen der Modelle.	73
8.4	Vertikale Verschiebungen u_3 des rein elastischen Modells mit festem westlichen Rand.	76
8.5	Vertikale Verschiebungen u_3 des elasto-plastischen Modells mit festem westlichen Rand.	77
8.6	Von-Mises-Äquivalentenspannung σ_M des rein elastischen Modells mit festem westlichen Rand.	79
8.7	Von-Mises-Äquivalentenspannung σ_M des elasto-plastischen Modells.	79
8.8	Plastischer Anteil der Deformation in der 3. Hauptrichtung ϵ_3^{pl} des elasto-plastischen Modells.	79
8.9	Nord-Süd-Schnitte durch die Modelle.	80
8.10	Gesamtdeformation des elasto-plastischen Modells mit freiem westlichen Rand (links) und dessen plastischer Anteil ϵ_3^{pl} (rechts).	81
8.11	Vertikale Verschiebungen u_3 des Modells mit semi-freiem westlichen Rand.	83
8.12	Der plastische Anteil der Deformation im Modell mit semi-freiem westlichen Rand nach einer Kompression um 250 km (25 Ma).	84
8.13	Vergleich des semi-freien Modells mit der palinspastischen Rekonstruktion nach ZIEGLER, 1990.	86
9.1	Darstellung der aktivierten und deaktivierten Elemente im Modell mit offenen Rändern im Westen und Osten.	93
9.2	Die elastische und isostatische Antwort des Modells mit offenen Rändern im Westen und Osten aufgrund der Denudation.	94
9.3	Die zeitliche Entwicklung des Reliefs für das Profil bei 925 km.	95
9.4	Die zeitliche Entwicklung des Reliefs im Modell mit offenen Zellen im Norden und Süden.	96
9.5	Die zeitliche Entwicklung des Reliefs im Modell mit offenen Zellen im Westen und Osten.	97
9.6	Die zeitliche Entwicklung des Reliefs im Modell mit offenen Zellen im Westen und Osten (Forts.).	98
9.7	Perspektivische Ansicht des GOLEM-Modells des ersten Modellierungsschrittes mit offenen Rändern im Norden und Süden nach 1,5 Ma.	99
9.8	Perspektivische Ansicht des GOLEM-Modells des zweiten Modellierungsschrittes mit offenen Rändern im Westen und Osten nach 6,5 Ma.	99

Tabellenverzeichnis

3.1	Die elastischen Parameter der laurussischen Lithosphäre.	20
3.2	Die elastischen Parameter der avalonischen und armorikanischen Lithosphäre.	20
3.3	Elastische Eigenschaften aus PREM.	21
3.4	Elastische Eigenschaften aus IASP91.	21
6.1	Parameter der GOLEM-Berechnungen.	53
8.1	Die in der Modellierung verwendeten Elementsets und Elementanzahl.	70
8.2	Plastische Grenzspannung σ_y der einzelnen Schichten im Vergleich mit der maximalen lithostatischen Spannung σ_{\max} zu Beginn der Modellierung.	71
9.1	Die Modellierungsschritte für das Modell mit offenen Zellen im Norden und Süden.	91
9.2	Die Modellierungsschritte für das Modell mit offenen Zellen im Westen und Osten.	91

Kapitel 1

Einführung und Ziele der Arbeit

Im Rahmen des Schwerpunktprogrammes *Orogene Prozesse: Ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisziden* der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) wurde die Entwicklung der Varisziden¹ und des nördlichen Vorlandes intensiv untersucht (einen Überblick über die durchgeführten Projekte und erzielten Ergebnisse geben [FRANKE et al., 2000](#)). In diesem Schwerpunkt spielten hauptsächlich geologische Untersuchungen des kristallinen Bereichs des Orogens eine Rolle. Zeugnisse dieses großen Orogens, das die Geologie West- und Mitteleuropas entscheidend prägte, finden sich jedoch auch in den intramontanen Sedimentbecken (z. B. [SCHÄFER & KORSCH, 1998](#)) und im Variszischen Vorlandbecken. Die abgelagerten Sedimente liefern einen wichtigen Beitrag zum Verständnis der zeitlichen und räumlichen Entwicklung des Orogens und seines Vorlandes. Für viele Geowissenschaftler ist ein aktives Orogen, zum Beispiel aufgrund der zahlreichen Aufschlüsse, sicherlich interessanter als ein abgetragenenes Orogen aus dem Paläozoikum. Gegenüber jungen, aktiven Orogenen bieten die Varisziden jedoch einige Vorteile: Das Orogen ist größtenteils stark abgetragen und ehemals tiefliegende Krustensegmente der mittleren und unteren Kruste sind aufgeschlossen. Außerdem haben sich große Sedimentbecken gebildet, die weitere Informationen zum Orogen liefern. Das Studium der Varisziden ermöglicht direkte Einblicke in orogene Prozesse, die an jungen Orogenen nicht möglich sind. Die gewonnenen Ergebnisse lassen sich auf andere Orogene übertragen. Somit können Untersuchungen der Varisziden einen wichtigen Beitrag zum allgemeinen Verständnis orogener Prozesse liefern. Sowohl das Gebirge selbst als auch die zugehörigen Sedimentbecken liefern wichtige Informationen, die Rückschlüsse auf die abgelaufenen Prozesse geben. Die synorogene Entwicklung des Variszischen Vorlandbeckens mit seinen Sedimenten ist Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

Die strukturelle Entwicklung eines orogenen Vorlandbeckens hängt von endogenen Prozessen ab, die durch die physikalischen Eigenschaften der Lithosphäre be-

¹Nach [MURAWSKI \(1992\)](#) leitet sich der Name Varisziden vom lat. *Curia Variscorium* für die Region um Hof/Nordbayern ab. Die lateinische Bezeichnung des Vogtlandes *Variscia* kommt jedoch ebenfalls als Namensgeber in Frage.

stimmt werden. Die endogenen Prozesse führen zur Ausbildung eines Orogens, das als Liefergebiet der Sedimente dient, und eines Beckens, das die Sedimente aufnimmt. Oberflächenprozesse (Erosion, Sedimentation und fluvialer Sedimenttransport) führen dabei zu großräumigen Massenumlagerungen. Hierbei kommt es zu starken Wechselwirkungen zwischen den endogenen und exogenen Prozessen. Numerische Modelle können zum Verständnis der strukturellen Entwicklung eines Vorlandbeckens und der komplexen Kopplung der beteiligten Prozesse sowohl qualitativ als auch quantitativ einen wichtigen Beitrag liefern. Die Finite-Elemente-Methode (FEM) ist dafür besonders geeignet, da hier unterschiedliche geowissenschaftliche Randbedingungen in eine gemeinsame numerische Modellierung eingebracht werden können, ohne wesentliche Abstriche bei der Komplexität der Fragestellung und wichtigen Details des Modells hinnehmen zu müssen.

Bisherige numerische Untersuchungen orogener Prozesse beschränkten sich meistens auf zweidimensionale Modelle. Zum einen wurden nur prinzipielle Zusammenhänge untersucht, zum anderen waren zweidimensionale Modelle numerisch leichter zu handhaben. So konnte [Süss \(1996\)](#) die sedimentäre Entwicklung des Variszischen Vorlandes für die Zeit des Oberkarbons im Zweidimensionalen detailliert nachvollziehen. Allerdings zeigten sich auch Probleme, die mit einem zweidimensionalen Ansatz nicht zu lösen sind. Ausgehend von den gewonnenen Erkenntnissen von [Süss \(1996\)](#) und der resultierenden Forderung nach einer dreidimensionalen Modellierung der strukturellen Entwicklung unter Einbeziehung von Oberflächenprozessen entstand 1996/97 ein gemeinsames Forschungsprojekt des Geologischen Instituts der Universität Bonn (unter der Leitung von Prof. Dr. A. Schäfer) und der Angewandten Geophysik des Instituts für Geowissenschaften der Universität Jena (Leitung Prof. Dr. G. Jentzsch). Eine numerische Modellierung der strukturellen Entwicklung der Varisziden und des nördlichen Vorlandes (Durchführung durch die Arbeitsgruppe in Jena) und eine detaillierte chronostratigrafische Dokumentation der abgelagerten Sedimente (Bonn) sollen den Aufbau des Variszischen Vorlandes qualitativ und quantitativ beschreiben.

Die vorliegende Arbeit stellt ein dreidimensionales numerisches Modell der strukturellen Entwicklung des Variszischen Vorlandes vor. Das Modell beinhaltet sowohl endogene als auch exogene Prozesse und ist in der Lage, die Kopplung zwischen tektonischen Prozessen und Oberflächenprozessen zu berücksichtigen. Ziel ist es, die aus anderen Arbeiten abgeleiteten geowissenschaftlichen Vorstellungen so aufzubereiten und zu verknüpfen, dass ein numerisches Modell für die strukturelle Entwicklung des Vorlandbeckens abgeleitet werden kann. Dabei gilt es im Rahmen der vorliegenden Arbeit folgende Fragen zu klären:

- Wie kann die komplexe Geologie West- und Mitteleuropas für eine numerische Modellierung approximiert werden?
- Wie können die geowissenschaftlichen Randbedingungen in die numerische Modellierung eingebracht werden?

- Welche rheologischen, geologischen und geophysikalischen Parameter haben einen signifikanten Einfluss auf die Modellierungsergebnisse?
- Welche Wahl der verschiedenen Parameter führt zu einem einheitlichen Bild der strukturellen Entwicklung aus numerischer und geowissenschaftlicher Sicht?

Bei der Wahl der einzelnen Parameter wird dabei soweit wie möglich auf bereits publizierte Literaturwerte zurückgegriffen. Dadurch wird der Parameterraum bereits eingeschränkt, so dass auf eine detaillierte Parameterstudie verzichtet werden kann.

Die angewandten Methoden der vorliegenden Arbeit lassen sich ohne weiteres auf andere Untersuchungsgebiete übertragen. Die Größe möglicher Untersuchungsgebiete reicht dabei von lokalen bis zu überregionalen Skalen. Somit liefern die vorgestellten Methoden einen Beitrag zum allgemeinen Verständnis der strukturellen Entwicklung von Sedimentbecken.

Aufbau der Arbeit

Die vorliegende Arbeit besteht aus zwei Teilen. Nach einer kurzen Einleitung liefert der erste Teil die nötigen Hintergrundinformationen um die Modellierung erfolgreich durchzuführen. Der zweite Teil stellt die Modelle und die Ergebnisse vor.

Zunächst gibt diese Arbeit einen allgemeinen Einblick in den Stand der Forschung über orogene Vorlandbecken (Kapitel 2) und in die besondere geologische Situation des paläozoischen West- und Mitteleuropas sowie der abzuleitenden Randbedingungen für die Modellierung (Kapitel 3). Die tektonische Entwicklung der Varisziden und des Vorlandes wird mit der Methode der finiten Elemente berechnet. Dabei kommt das kommerzielle Programmpaket ABAQUS zum Einsatz. Eine grafische Benutzeroberfläche ermöglicht ein schnelles und leichtes Erstellen von Modellen. Trotzdem ist für einen erfolgreichen und verlässlichen Einsatz der Methode der finiten Elemente das Verständnis des Verfahrens, der Besonderheiten von ABAQUS und der verwendeten Rheologien unabdinglich. Die Finite-Elemente-Methode und ABAQUS werden daher im Kapitel 4 und die benutzten rheologischen Modelle in Kapitel 5 vorgestellt.

Die Oberflächenprozesse werden mit dem Programm GOLEM berechnet, das auf einem finite Differenzen Algorithmus beruht. Die große Anzahl einstellbarer Parameter im Programm GOLEM erfordert auch hier eine fundierte Kenntnis der zugrunde liegenden Mechanismen, wie Erosion, Sedimentation und fluvialer Sedimenttransport, sowie ihre Umsetzung mit GOLEM (Kapitel 6). Darüber hinaus beschreibt dieses Kapitel die Kopplung der endogenen und exogenen Prozesse, realisiert durch eine Übertragung der ABAQUS-Ergebnisse in GOLEM und der GOLEM-Ergebnisse in ABAQUS. Um die Fähigkeiten von ABAQUS zu erkunden werden noch zwei prinzipielle Modelle vorgestellt (Kapitel 7). Die Ergebnisse weisen noch einmal explizit auf die Notwendigkeit einer Abstraktion der Geologie und einer dreidimensionalen Modellierung hin.

Im zweiten Teil der Arbeit werden zunächst verschiedene Modelle zur Entwicklung der Varisziden und des Vorlandes ohne Berücksichtigung der exogenen Prozesse

vorge stellt und diskutiert (Kapitel 8). Darauf aufbauend wird ein Modell mit Berücksichtigung der Kopplung zwischen Tektonik und Oberflächenprozessen (Kapitel 9) entwickelt. Kapitel 10 beinhaltet eine Zusammenfassung und Schlussdiskussion der erzielten Ergebnisse, die sehr gut mit geologischen und stratigrafischen Befunden übereinstimmen. Die Diskussion der Ergebnisse wird von einem Ausblick auf mögliche weiterführende Studien gefolgt. Die Anhänge gehen auf verschiedene technische Details ein.

Kapitel 2

Allgemeines zu Beckenmodellierungen

In der Wissenschaft bildet man komplexe Zusammenhänge oft durch Modelle ab. Die Modelle dienen einerseits zur Beschreibung der von der Natur vorgegebenen Situation und andererseits zur Abstraktion der Natur, indem man nur einzelne, für die Untersuchung notwendige Teilaspekte in die Modelle einfließen lässt. Im Folgenden soll zwischen beschreibenden Modellen (z. B. die Modellvorstellungen von [BEAUMONT \(1981\)](#) über orogene Vorlandbecken, sequenzanalytischen Modellen (Abschnitt [2.3](#)) oder verschiedenen rheologischen Modellen (Abschnitt [3.3](#) und [5](#)), prozessorientierten Modellen (hierbei stehen die zugrunde liegenden Prozesse im Vordergrund (Abschnitt [2.2](#))) und numerischen Modellen (Abschnitt [2.4](#) und [2.5](#)) unterschieden werden. In der vorliegende Arbeit wird die synorogene Entwicklung des Variszischen Vorlandbeckens mit Hilfe numerischer Modelle untersucht. Um die notwendige Abstraktion sinnvoll vorzunehmen, müssen die verschiedenen geowissenschaftlichen Aspekte orogener Vorlandbecken erkannt und berücksichtigt werden.

2.1 Orogene Vorlandbecken

In der Literatur (z. B. [MIALL, 1995](#)) unterscheidet man bei kollisionsbedingten Sedimentbecken (im Sinne von [BEAUMONT, 1981](#)) zwei grundlegende Typen (Abbildung [2.1](#)): Retroarc-Becken und periphere (orogene) Vorlandbecken. Erstere liegen auf der oberen, überschobenen Platte hinter dem Orogen und letztere auf der unteren, belasteten Platte. Wie ein horizontaler, elastischer Stab sich unter einer (Auf-) Last verbiegt, verformt sich auch die Lithosphäre unter der Auflast eines Gebirges (z. B. [KEAREY & VINE, 1996](#)). Dadurch entsteht im Vorland des Gebirges eine Vortiefe und weiter entfernt eine Aufwölbung (engl. *outer peripheral high*, *peripheral bulge*, *forebulge*). Die Vortiefe bildet in der Regel ein ideales Sedimentbecken und selbst der Forebulge wird häufig von Sedimenten bedeckt.

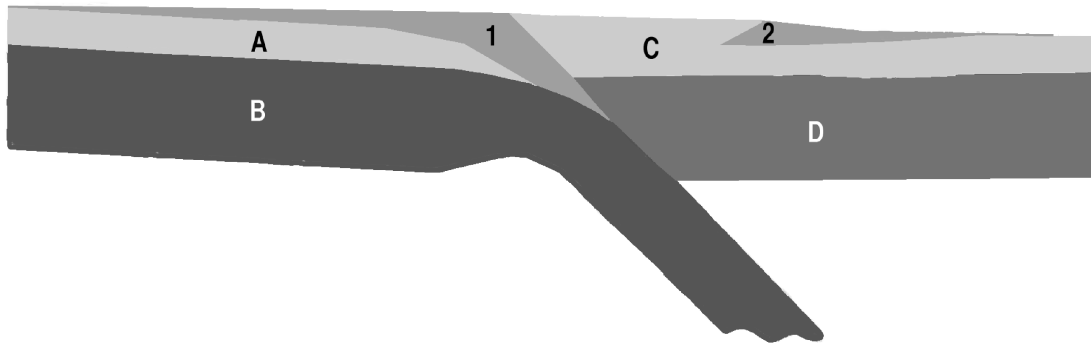


Abbildung 2.1: Schematische Skizze orogener Becken (nicht maßstäblich): A Oberkruste Vorland, B Unterkruste Vorland mit abtauchender Lithosphärenplatte, C Oberkruste Hinterland mit aufgefaltetem Orogen, D Unterkruste Hinterland, 1 peripheres Vorlandbecken und 2 Retroarc-Becken (vereinfacht nach [MIALL, 1995](#)).

2.2 Prozessorientierte Modelle

Einfache Modellstudien zeigen, dass sich eine Lithosphärenplatte unter supra-krustalen Lasten in erster Näherung wie eine elastische Platte verhält (u. a. [BEAUMONT, 1981](#)). Die Natur des Sedimentbeckens wird dabei entscheidend von seiner Umgebung geprägt. Die Beckenform, die Zusammensetzung der Beckenfüllung und die Subsidenzgeschichte hängen nicht nur von den mechanischen Eigenschaften der belasteten Kruste, sondern auch von der zeitlichen Entwicklung der Auflast ab ([ALLEN & ALLEN, 1990](#); [BUSBY & INGERSOLL, 1995](#)). Damit überliefern uns Vorlandbecken wichtige Informationen über die Entstehung und die Erosion rezenter und vergangener Gebirge, wie zum Beispiel der Varisziden. In den mächtigen Sedimenten verbergen sich außerdem häufig fossile Brennstoffe, so dass Vorlandbecken auch eine wichtige wirtschaftliche Rolle spielen ([FOWLER, 1990](#); [JORDAN, 1981](#)).

Mit einem einfachen zweidimensionalen (2D) Modell beschrieb zum Beispiel [JORDAN \(1981\)](#) das Vorlandbecken der Rocky Mountains in Wyoming. Das Alberta und Appalachen Becken konnte allerdings nicht durch einfache, elastische 2D-Modelle erklärt werden. Stattdessen zeigten [BEAUMONT \(1981\)](#) und [QUINLAN & BEAUMONT \(1984\)](#), dass diese Becken besser mit einer visko-elastischen Rheologie beschrieben werden.

Ein weiteres gut untersuchtes Vorlandbecken ist das Schweizer Molassebecken ([SCHLUNEGGER et al., 1997a,b,c](#); [SINCLAIR & ALLEN, 1992](#)). Die Schweizer Molasse zeigt einen für Vorlandbecken typischen asymmetrischen Aufbau: Das Becken wird auf der einen Seite vom Falteingürtel flankiert und teilweise überlagert und läuft auf der Vorlandseite flach aus.

[SÜSS \(1996\)](#) untersuchte detailliert die synorogene Entwicklung des Variszischen Vorlandbeckens. Er benutzte hierzu ebenfalls ein 2D-Modell, das die Verformung der Lithosphärenplatte unter der Auflast der Sedimente und des Gebirges nach dem Al-

gorithmus von [SLINGERLAND \(1994\)](#) mit Green'schen Funktionen berechnet. Dabei geht [SÜSS \(1996\)](#) von zwei alternativen Modellen aus:

1. Das Becken bildet sich auf einer relativ alten und somit thermisch konsolidierten Kruste hoher Steifigkeit.
2. Das Becken entstand durch ein asymmetrisches Subsidenzverhalten, das zu großflächigen weit über das Becken reichenden Parasequenzen führte.

Das zweite Modell beinhaltet eine zusätzliche Subsidenz im Vorland, die nicht durch die primäre Auflast des Gebirges, sondern durch andere, a priori angenommene Prozesse verursacht wird. Dieses Modell deutet an, dass einfache zweidimensionale Modelle, die zum Beispiel bei [JORDAN \(1981\)](#), [BEAUMONT \(1981\)](#) oder [QUINLAN & BEAUMONT \(1984\)](#) zum Erfolg führten, bei komplexen tektonischen Gegebenheiten nicht anwendbar sind. Alternativ bietet sich zur Lösung solcher Problemfälle die dreidimensionale Finite-Elemente-Methode an.

2.3 Chronostratigrafische Modelle

Neben tektonischen, prozessorientierten Modellen existiert eine weitere Modellklasse auf Basis der abgelagerten Sedimente und ihrer zeitlichen Zuordnung ([VAIL et al., 1977](#)). Die Stratigrafie der Beckenfüllung ist eng mit der Entwicklung des Vorlandbeckens verknüpft, so dass chronostratigrafische Analysen zum Verständnis der Entwicklung des Beckens und des angrenzenden Orogens beitragen. Das Ziel solcher stratigrafischen Modelle ist, Aussagen über Meeresspiegelschwankungen, Subsidenzraten, Liefergebiete und thermische Entwicklung der Becken zu machen ([MIALL, 1997](#)). Diese Größen sind in der Erdölindustrie von besonderem Interesse ([ALLEN & ALLEN, 1990](#)). Neuere Veröffentlichungen liegen zum Beispiel vom Karoo Retroarc-Becken / Afrika ([CATUNEANU et al., 1998](#)), dem Indus-Becken / Indien ([CLIFT et al., 2000](#)), dem Po-Becken / Italien ([BERTOTTI et al., 1998](#)), dem Dänischen Becken ([ERLSTRÖM et al., 1997](#)) und dem Nordostdeutschen Becken ([MCCANN, 1999](#); [SCHECK & BAYER, 1999](#)) vor. Vergleiche unterschiedlicher Becken wurden u. a. von [CLOETINGH et al. \(1998, 1999\)](#) und [VAN DER BEEK et al. \(1995\)](#) durchgeführt. [SÜSS \(1996\)](#) hat über ein chronostratigrafisches Modell eine Zeitskala und die Subsidenzraten des Vorlandbeckens der Varisziden in Westdeutschland abgeleitet.

2.4 Oberflächenprozess-Modelle

Neben einfachen Rheologien — die Lithosphäre wird durch eine (visko-) elastische Platte angenähert — benutzen die in Abschnitt 2.1 genannten Modelle nur relativ simple Ansätze für die Behandlung der Oberflächenprozesse Erosion und Sedimentation (Kapitel 6). Diese exogenen Prozesse spielen aber eine wichtige Rolle, da sie zu großräumigen Massenumlagerungen führen (z. B. [ALLEN, 1997](#)). Nach der Vorstellung

von WILLETT (1999) wird sogar die Morphologie des Orogens wesentlich durch den Einfluss des Klimas auf die Erosion gesteuert.

Komplexere dreidimensionale (3D) Modelle zur Berechnung der Oberflächenprozesse (SPM, engl. *surface process model*) Erosion und Sedimentation wurden u. a. von TUCKER & SLINGERLAND (1994), BRAUN & SAMBRIDGE (1997), VAN DER BEEK & BRAUN (1998), TUCKER & BRAS (1998) und TUCKER et al. (2000) vorgestellt. Die Programme GOLEM (TUCKER & BRAS, 1998; TUCKER & SLINGERLAND, 1994) und CHILD (TUCKER, 1999; TUCKER et al., 1999, 2000) zur Berechnung von SPM werden in Kapitel 6 vorgestellt. BRAUN & SAMBRIDGE (1997) entwickelten ein ähnliches SPM Namens CASCADE.

2.5 Numerische Modelle

Numerische Modelle dienen einerseits der Beschreibung des Zustands, andererseits zur Berechnung der zugrunde liegenden Prozesse. Dabei liegt das Modell in einer rechnergerechten Form vor (meistens als Binär- oder Textdateien) und das Modell wird über spezielle Programme erstellt, visualisiert und analysiert. Numerische Modelle setzen immer eine Abstraktion und Diskretisierung der geowissenschaftlichen Vorgänge und Zustände voraus. Trotzdem erlauben moderne numerische Verfahren und Computer die Simulation von äußerst komplexen Vorgängen, die nicht nur großskalige Beobachtungen sondern auch kleinskalige experimentelle Befunde erklären. Damit ist es möglich, Vorgänge zu studieren, die z. B. auf Grund ihrer Dimensionen (räumlich und zeitlich) nicht im Labor oder in der Natur unter kontrollierten Bedingungen nachvollzogen werden können.

Die meisten modernen numerischen Modelle zur Entwicklung von Sedimentbecken und Orogenen beruhen auf der Finite-Elemente-Methode (FEM). Hierbei werden entweder selbstentwickelte oder kommerzielle Programme benutzt. Aufgrund der Komplexität der FEM sind erstere meistens auf den zweidimensionalen Fall beschränkt. Dafür bieten sie den Vorteil, innovative Verfahren, wie zum Beispiel den Lagrange-Euler-Algorithmus von FULLSACK (1995), zu entwickeln und frühzeitig anzuwenden. Das numerische Verfahren von FULLSACK (1995) wurde unter anderem von WILLETT (1999, Orogenese der Southern Alps / Neuseeland und der Olympic Mountains / USA) und in einer Variation von HENK & SEYFERTH (1999) und SEYFERTH & HENK (1999) zur Berechnung der Deformation des Variszischen Orogens verwandt (Kombination des kommerziellen FEM-Programms ANSYS mit selbstprogrammiertem Code). Seit 1998 ist dieser Algorithmus auch Bestandteil des kommerziellen FEM-Programms ABAQUS/Explicit¹ (HIBBITT et al., 1998b).

Bei der numerischen Modellierung von komplexen, dreidimensionalen geowissenschaftlichen Problemen kommen fast ausschließlich kommerzielle FEM-Programme

¹Für die vorliegende Arbeit stand ABAQUS/Explicit nicht zur Verfügung

zum Einsatz. Neben ANSYS und ABAQUS existieren noch eine Reihe weiterer kommerzieller High-End FEM-Programme, wie zum Beispiel MARK oder SOLVIA.

Mit ABAQUS wurde unter anderem die Entstehung des Harzes ([GABRIEL, 1997](#); [GABRIEL et al., 1997a,b](#); [JAHR, 1998](#); [MELZER, 1994](#)) modelliert. [VÖLKSEN \(2000\)](#) konnte mit einem einfachen FEM-Modell (ABAQUS) Höhen- und Lageänderungen aus GPS-Messungen auf Island nachvollziehen und [HEIDBACH \(2000\)](#) brachte seine Ergebnisse zur Tektonik der Ägäis (MARK) ebenfalls mit GPS-Messungen in Einklang. Modellierungen zur Neotektonik des Dänischen Beckens ([HANSEN et al., 2000](#)) und der Extensionstektonik des norwegischen Schelfs ([BRAUN, 1998](#)) führten ebenfalls zu guten Übereinstimmungen von Modellierung und Messung.

Kapitel 3

Randbedingungen der Modellierungen

Im Zuge der Orogenese der Varisziden entstand im Norden des orogenen Gürtels ein Vorlandbecken. Die numerische Simulation der Entwicklung dieses Vorlandbeckens ist Gegenstand dieser Arbeit. Dabei sollen die bekannte paläogeografische Entwicklung sowie geodynamische und geophysikalische Randbedingungen weitestgehend berücksichtigt werden. Außerdem wird auf die Umsetzung der geophysikalischen, geodynamischen und geologischen Erkenntnisse in Modellparameter eingegangen.

3.1 Die Grenzen der tektonischen Einheiten

Für die geodynamische Simulation spielen die Geometrien und mechanischen Eigenschaften (Abschnitt 3.3) der verschiedenen tektonischen Einheiten eine entscheidende Rolle (PHARAOH, 1999). Die Grundlage der Modelle bilden dabei im wesentlichen drei Blöcke: Laurussia im Norden, Armorika¹ im Süden und dazwischen Avalonia² (Abbildung 3.1). Die Lage und die Geometrien der einzelnen Blöcke ergeben sich im Wesentlichen aus paläomagnetischen, paläontologischen und paläogeografischen Untersuchungen.

Zusätzlich zur Unterteilung in die drei genannten Blöcke gibt es auch eine gebräuchliche Unterteilung der Europäischen Varisziden, die auf KOSSMAT (1927) zurückgeht. KOSSMAT unterteilte die Europäischen Varisziden von Süd nach Nord in die Bereiche Moldanubikum, Saxothuringikum und Rhenoherynikum. Diese Unterteilung beruht auf der heutzutage sichtbaren Geologie in den einzelnen Bereichen, d. h. einem Zustand nach Abschluss der Orogenese der Varisziden, und ist daher für geodynamische Modellierungen der Lithosphäre vor der Entstehung des Orogens nicht geeignet.

¹Der Name Armorika wird in dieser Arbeit im Sinne des *Armorican Terrane Assemblage* (ATA) verwendet, da sich der damit bezeichnete Bereich aus mehreren kleineren Terranen zusammensetzt (s. auch Abschnitt 3.1.3).

²Der Einfachheit halber wird in dieser Arbeit Ost-Avalonia und Avalonia synonym verwendet.

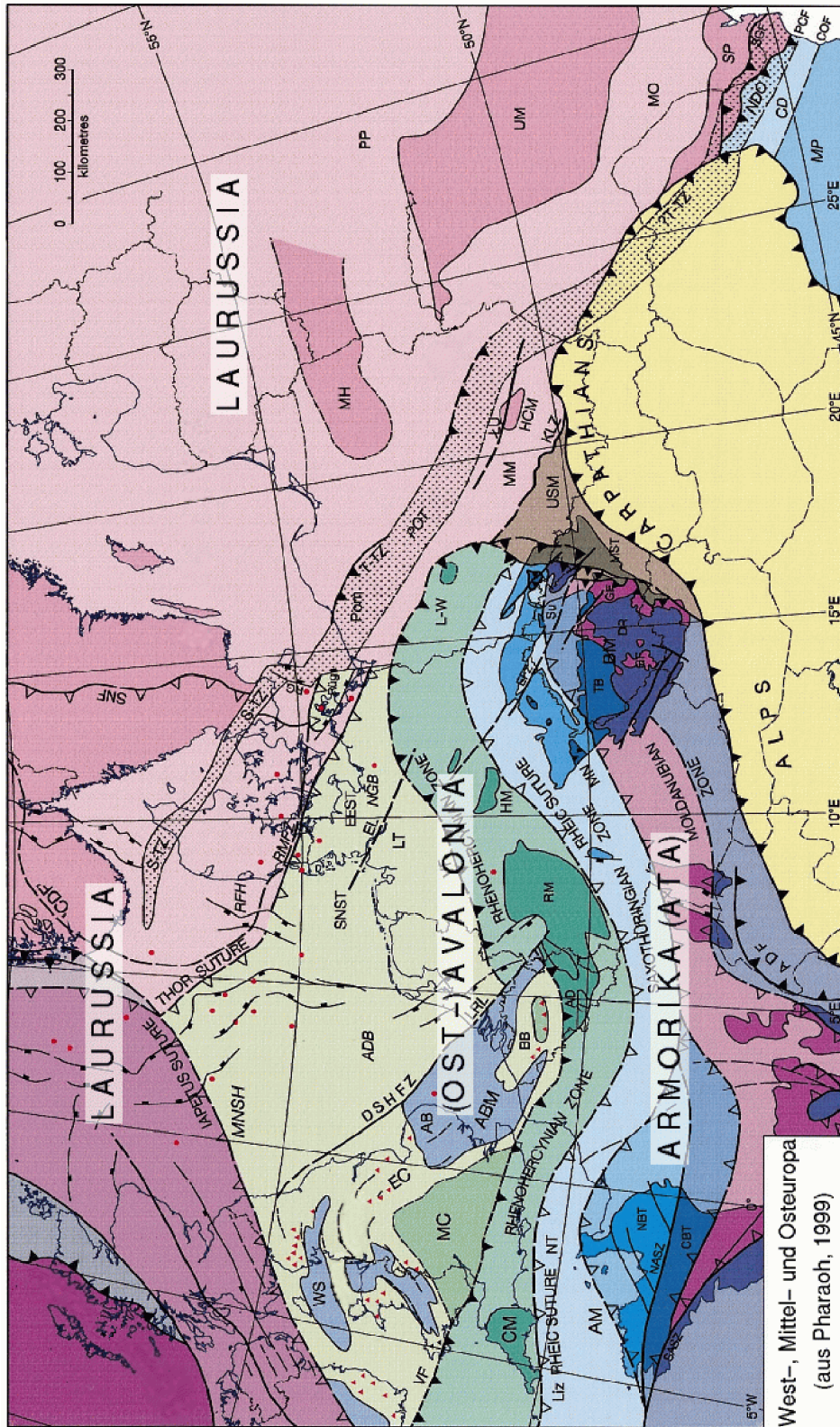


Abbildung 3.1: Die tektonischen Einheiten Europas (aus PHARAOH, 1999). Neben den drei großen tektonischen Einheiten Laurussia, Avalonia und Armorica erkennt man u. a. folgende Strukturen: AB Anglian Basin, ABM Anglo-Brabant Massif, AM Armorican Massif, BB Brabant Massif, BM Bohemian Massif, CDF Caledonian Deformation Front, CM Carnubian Massif, DSHFZ Dowsing-South Hewett Fault Zone, EEC East European Craton, EEST East Elbian Suspect Terranes, EFZ Elbe Fault Zone, EL Elbe Lineament, HM Harz Mountains, LT Lüneburg Terrane, MC Midlands Microcraton, NGB North German Basin, RM Rhenish Massif, S-TZ Sorgenfrei-Tornquist Zone, T-TZ Tornquist-Teisseyre Zone, VF Variscan Front.

3.1.1 Laurussia

Durch die Kollision Baltikas und Laurentias entstand der Kontinent Laurussia, der die heutigen Gebiete Fennoskandiens, der osteuropäischen Plattform und des kanadischen Schildes umfasst (ZIEGLER, 1990). Nach BERTHELSEN (1992), GIESE (1995), PHARAOH (1999), PHARAOH et al. (1997) und anderen wird Laurussia im Südosten durch die Tornquist-Teisseyre Zone (Trans-European Suture Zone) begrenzt, die den mobilen Gürtel Mitteleuropas von den stabilen Plattformen in Ost- und Nordeuropa trennt. Diese Suture ist Teil eines überregionalen Krustenlineaments, das in SE-NW-Richtung vom Schwarzen Meer bis in die Nordsee reicht, wobei der exakte Verlauf in der Nordsee teilweise unklar ist (WALTER, 1995). Andere Quellen (z. B. COCKS et al., 1997; ONCKEN, 1997; TANNER & MEISSNER, 1996) definieren — vor allem aufgrund geophysikalischer Messungen — das Elbe-Lineament als Grenze zwischen Avalonia und Baltika. Dies wird aber durch neue geophysikalische Untersuchungen (u. a. im Rahmen der EUROPROBE und EUROPEAN GEOTRAVERSE-Projekte) angezweifelt (z. B. BLUNDELL et al., 1992; ERLSTRÖM et al., 1997; MEISSNER, 1999; MEISSNER et al., 1994). Im Südwesten — hierin ist sich die Literatur einig — bildet die Iapetus-Suture (Solway-Lineament) die Grenze zwischen Laurussia und Avalonia (z. B. BERTHELSEN, 1992; COCKS et al., 1997; FRANKE et al., 1995; MEISSNER et al., 1994; ZIEGLER, 1990).

3.1.2 Avalonia

Nach FRANKE et al. (1995) umfasst Avalonia Südostengland, Nordfrankreich, Belgien, Norddeutschland sowie Luxemburg, die Niederlande, Dänemark und Teile der Nordsee. In der Literatur findet man auch häufiger die Namen *Mitteleuropäische Mikroplatte*, *Lüneburg Massiv* und *London-Brabant Massiv*, die aber jeweils nur Teile Avalonias bezeichnen. Laurussia und Avalonia bildeten nach der Kaledonischen Orogenese den so genannten *Old Red Continent*. Die gemeinsame Grenze Avalonias und Laurussias ist bereits im Abschnitt 3.1.1 beschrieben worden.

Die südliche Grenze Avalonias zu Armorika hin liegt heutzutage etwa am Südrand der Nördlichen Phyllitzzone (COCKS et al., 1997; FRANKE & ONCKEN, 1995). Allerdings sind durch die Kollision mit Armorika große Teile Avalonias unter Armorika subduziert oder stark deformiert worden, so dass die Gesamtgröße nicht mehr palinostatisch rekonstruierbar ist (ZIEGLER, 1990).

3.1.3 Armorika

Armorika umfasst die mittel- und westeuropäischen Gebiete südlich Avalonias einschließlich der Iberischen Halbinsel und der Böhmisches Masse (TAIT et al., 1997). Geologische und paläomagnetische Daten ergeben, dass es sich bei Armorika nicht um einen zusammenhängenden Kontinent wie Avalonia handelt, sondern um eine Ansammlung verschiedener Terrane, so dass in der jüngeren Literatur oft vom *Armorican*

Terrane Assemblage (ATA) die Rede ist (z. B. TAIT et al., 1997). Aufgrund der besseren Lesbarkeit wird in der vorliegende Arbeit der Begriff Armorika als Synonym für das *Armorican Terrane Assemblage* verwendet.

3.2 Paläogeografische Entwicklung

3.2.1 Plattentektonik

Bei der Entstehung des paläozoischen Europas waren die Kontinente Laurentia (heutiges Nordamerika), Baltika (Skandinavien und osteuropäische Plattform) und Gondwana (Südamerika, Afrika und andere Kontinente) sowie die Terrane Avalonia und Armorika beteiligt.

Der Anfang der Beckenbildung fällt mit dem Einsetzen der variszischen Gebirgsbildung zusammen (Oberdevon, ca. 370 Ma). Das Vorlandbecken erreicht kurz vor dem Kollaps der Varisziden (Oberkarbon, ca. 290 Ma) die größte räumliche Ausdehnung, die im Untergrund bis auf einige Ausnahmen am Südrand des Beckens noch heute erhalten ist. Damit kann man den Zeitraum der Modellierung auf ca. 80 Ma einschränken.

Nach TAIT et al. (1997) ergibt sich für die plattentektonische Entwicklung des heutigen Europas von Ordovizium bis Karbon (kaledonische Orogenese) folgender Ablauf (s. Abbildung 3.2):

Unterordovizium

Im Unterordovizium (um 490 Ma) bildeten die Kontinente Laurentia, Gondwana und Baltika diskrete Einheiten, deren geografische Lage und Fauna unabhängig von einander waren. Gondwana befand sich zu dieser Zeit in südlichen polaren Breiten, Baltika in mittleren Breiten und Laurentia in der Nähe des Äquators. Die Terrane Avalonia und Armorika befanden sich noch in der Nähe Gondwanas.

Während des Ordoviziums (Llanvirnium, um 470 Ma) entfernte sich Avalonia langsam von Gondwana in nördliche Richtung. Dadurch öffnete sich der Rheische Ozean und eine endemische Fauna entstand. Im Norden war Avalonia und Armorika durch den südlichen Iapetus Ozean von Laurentia getrennt. Zwischen Avalonia und Baltika befand sich die Tornquist-See (auch Tornquist-Ozean genannt) (Abb. 3.2(a)).

Oberordovizium / Unteres Silur

Bis zum Oberordovizium / unterem Silur (um 440 Ma) änderte sich die Paläoposition Laurentias kaum. Baltika bewegte sich nordwärts bei einer gleichzeitigen Rotation gegen den Uhrzeigersinn. Dies führte zu einem langsamen Schließen des Iapetus Ozeans zwischen Laurentia und Baltika. Gleichzeitig näherte sich Avalonia Baltika, wodurch die Tornquist-See und Teile des Iapetus geschlossen wurden. Dies führte außerdem zur Angleichung der Fauna im Schelfgebiet Avalonias und Baltikas, so dass man von einer



(a) Unterordovizium (ca. 490 Ma)



(b) Oberordovizium (ca. 440 Ma)



(c) Obersilur (ca. 410 Ma)



(d) Mittleres Devon (ca. 380 Ma)



(e) Oberkarbon (ca. 300 Ma)

Abbildung 3.2: Paläogeografische Rekonstruktion der Plattenbewegungen der Kontinente und Terrane Gondwana, Laurentia, Baltica, Avalonia, Armorica und Laurussia von Unterordovizium bis Oberkarbon (aus [TAIT, 2000](#)).

geschlossenen Tornquist-See zu Beginn des Silurs (Llandoveryium, um 440 Ma) ausgehen kann (Abb. 3.2(b)). Diese moderne Sichtweise — bisher ging man davon aus, dass sich erst der Iapetus Ozean und danach die Tornquist-See schloss (z. B. ZIEGLER, 1990) — wird auch durch seismische Beobachtungen von TANNER & MEISSNER (1996) unterstützt.

Die Bewegung Armorikas ist für diesen Zeitraum nicht so klar rekonstruierbar. TAIT et al. (1997) und andere Autoren (u. a. BACHTADSE et al., 1995; FRANKE & ONCKEN, 1995) gehen davon aus, dass sich zwischen Llanvirn und Caradoc Armorika ebenfalls von Gondwana löste und sich langsam in Richtung der nördlichen Kontinente bewegte. Dies führte zur Öffnung eines Ozeans, der im Oberordovizium eine Breite von 3000 km erreichte, und zur Schließung des Rheischen Ozeans.

Oberes Silur / Unterdevon

Im ausgehenden Silur / Unterdevon (um 410 Ma) hat sich der Iapetus Ozean vollständig geschlossen und es kommt zur Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Laurentia und Baltika, durch die der neue Kontinent Laurussia entsteht. Auch der Rheische Ozean wird durch die Annäherung Armorikas an Avalonia weiter geschlossen, so dass ein Faunenaustausch zwischen Avalonia und Armorika stattfinden kann.

Die relative Lage Gondwanas gegenüber den nördlichen Kontinenten ist für den Zeitraum Oberes Silur / Unterdevon nicht eindeutig bestimmbar. Wahrscheinlich war Gondwana von den nördlichen Kontinenten durch einen 4500 km breiten Ozean getrennt (Abb. 3.2(c)).

Mittleres Devon bis Unterkarbon

Im Laufe des ausgehenden Devons haben sich alle Ozeane zwischen Laurussia, Avalonia und Armorika geschlossen (380 Ma, Abb. 3.2(d)). Es kommt erneut zu einer Kontinent-Kontinent-Kollision und damit zur Auffaltung des Variszischen Faltengürtels (s. Abschnitt 3.2.2). Allerdings wurde die heutige Konfiguration des variszischen Europas erst im Oberkarbon erreicht (Abb. 3.2(e)). Die einzelnen tektonischen Einheiten führten bis dahin noch starke differenzielle Rotationen und Translationen aus.

Außerhalb des variszischen Mitteleuropas sind die Norddeutschen-Polnischen Kaledoniden am Südwestrand Baltikas, die Schottischen und Skandinavischen Kaledoniden an der Suture zwischen Baltika und Laurentia, sowie die kaledonischen Faltenzüge des Brabant Massivs und der Ardennen die wichtigsten Strukturelemente aus kaledonischer (Ordovizium bis Oberdevon) Zeit (WALTER, 1995).

3.2.2 Entwicklung des Variszischen Orogens

Im Zuge der variszischen Orogenese entstand in West- und Mitteleuropa ein ca. 500 km breiter Faltengürtel (Abbildung 3.1) der sich von Südirland über Südengland, die Bre-

tagne, dem französischen Zentralplateau, den deutschen Mittelgebirgen, der Böhmisches Masse und den Sudeten bis zu den polnischen Mittelgebirgen reicht (MURAWSKI, 1992). Nördliche dieses Faltengebirges entstand das Variszische Vorlandbecken, deren zentraler Teil das Hauptuntersuchungsobjekt der vorliegenden Arbeit ist.

Die Merkmale der variszischen Orogenese lassen sich nach FRANKE et al. (1995) zu folgendem Bild zusammen fassen: Der Beginn der Kollision von Armorica mit Avalonia zeigt sich im Rhenoharzynischen Gürtel durch die Ablagerung von devonischen Flysch-Grauwacken. Das Alter dieser Ablagerungen variiert zwischen SW-England und dem Harz kaum. Die synorogenen Ablagerungen verlaufen bis ins Unterkarbon parallel zur Deformationsfront. Im Tournaisian (ca. 350 Ma) war die Variszische Vertiefung bereits mit Sedimenten gefüllt. Bei der Kollision wurden zahlreiche Abschiebungsfelder, die während einer kurzlebigen Extensionsphase im frühen Oberdevon entstanden, reaktiviert (ONCKEN, 1997, 1998). Dabei schreitet die Variszische Deformationsfront nach Norden voran und bereits abgelagerte Sedimente werden durch duktile (plastische) Deformationen wieder aufgefaltet und erodiert (PLESCH & ONCKEN, 1999).

Die anschließende Hauptphase der Kollision dauerte ca. 80 Ma bis ins Unterperm. Diese Phase ist äußerst komplex, aber es lassen sich zwei wesentliche Merkmale unterscheiden:

- Entlang der Terrangrenzen dominieren ältere Über- und Blattverschiebungen und
- jüngere Blattverschiebungen kreuzen die Suturen.

Der Zentralteil der Varisziden verformte sich stark duktil (plastisch) (FRANKE et al., 1995) und es wurden im Laufe der Zeit 25 km bis 35 km Gebirge exhumiert (ONCKEN, 1998). SCHÄFER et al. (1997) gehen für den Zentralbereich der Varisziden sogar von Beträgen bis 70 km aus. BEHRMANN et al. (1991) konnten anhand von bilanzierten Krustenprofilen und Modellrechnungen zeigen, dass diese Kollision außerdem zu bis zu 500 km Lithosphärenverkürzung führte. Nach PLESCH & ONCKEN (1999) führte die Lithosphärenverkürzung von 14 km/Ma in der Rhenoharzynischen Zone zu Deformationsraten von $6 \cdot 10^{-16} \text{ s}^{-1}$.

Diese Befunde beruhen im Wesentlichen auf geologischen Interpretationen seismischer Profile. Hierzu zählen vor allem die DEKORP-Profile 1–4 und das zentrale Segment des EGT-Profiles (GIESE, 1995). Der Übergang von ungefalteter Kruste zu gefalteten Bereichen der Varisziden zeigt sich auch in anderen geophysikalischen Beobachtungen, wie zum Beispiel dem langwelligen Anteil der Bouguer-Schwere (GROSSE et al., 1990) oder der Magnetik (WONIK & HAHN, 1990) deutlich. Hierbei wird der heutige Zustand wiedergegeben, der sicherlich nicht mit dem Zustand zur Zeit der variszischen Orogenese übereinstimmt. Eine völlig andere, aber übereinstimmende Sichtweise auf den Verlauf der Orogenese liefern mineralogische Altesbestimmungen

(ONCKEN et al., 1995), Spurenelement-Untersuchungen (FLOYD, 1995) und Druck-Temperatur-Kurven (MENGEL & KERN, 1990) von Gesteinen.

Die Erkenntnisse der vorangegangenen Abschnitte liefern für die geodynamische Modellierung folgende Randbedingungen:

- im Norden und Osten Avalonias befinden sich die relativ alten und somit festen, konsolidierten Lithosphärenblöcke Laurentias, Baltikas und der Osteuropäischen Plattform (Abschnitt 3.1),
- Armorika kollidiert im Norden mit Avalonia, was zu 500 km Krustenverkürzung führt (Abschnitt 3.2.1),
- die Orogenese dauert etwa 80 Ma und
- der Faltegürtel verformt sich stark duktil (plastisch).

Dies führt zu einer mittleren Konvergenzrate von 6,25 mm/a im Faltegürtel, so dass sich Armorika wahrscheinlich mit einer höheren Geschwindigkeit nach Norden hin auf Avalonia zubewegt hat. Einen Anhaltspunkt liefern die Plattengeschwindigkeiten, die heutzutage gemessen werden. Diese liegen im Bereich von 0,5 cm/a bis 15 cm/a (z. B. FOWLER, 1990).

3.2.3 Paläospannungsfeld

Naturgemäß liegen für das Paläospannungsfeld keine direkten Messungen vor. Aus mineralogischen Untersuchungen können allerdings Werte für das Spannungsfeld abgeleitet werden. Diese gelten nur sehr lokal und liegen nicht flächenhaft vor (z. B. DITTMAR et al., 1994). Aufgrund der plattentektonischen Entwicklung kann man aber davon ausgehen, dass zur Zeit der variszischen Orogenese in Mitteleuropa ein in Nord-Süd-Richtung kompressives Spannungsfeld vorlag.

Auf die Umsetzung der hier vorgestellten und weiterer geodynamischer Randbedingungen wird bei der Vorstellung der entsprechenden Modelle eingegangen (ab Kapitel 8).

3.3 Das verwendete Krustenmodell

Neben den geodynamischen Randbedingungen wirken sich die mechanischen Eigenschaften der modellierten Lithosphäre entscheidend auf die Entwicklung des Modells aus. Für die paläozoischen Plattformen Laurentias und Baltikas kann man die mechanischen Eigenschaften sehr gut aus heutigen geophysikalischen und geodätischen Messungen ableiten, da diese Gebiete seit der variszischen Orogenese (außer durch die Öffnung des Atlantiks) kaum tektonisch beansprucht wurden (BLUNDELL et al., 1992). Die elastischen Eigenschaften lassen sich gut aus seismologischen oder seismischen Untersuchungen gewinnen. Die Viskosität der Lithosphäre wird in der Regel

aus post-glazialen Hebungskurven aus Fennoskandien oder Kanada abgeleitet. Andere Werte, wie zum Beispiel die plastische Grenzspannung (engl. *yield stress*) oder die Porosität, werden oft nur durch petrophysikalische Methoden an Gesteinsproben gewonnen und liegen daher naturgemäß meistens nur für Krustengesteine vor. Die folgenden Abschnitte stellen verschiedene Krustenmodelle vor, die elastische Parameter enthalten. Die Wahl und Einschränkungen der anelastische Materialparameter werden in Kapitel 5 diskutiert.

3.3.1 Das Krustenmodell CRUST 5.1

Die mechanischen Eigenschaften der Lithosphäre Avalonias und Armorikas lassen sich heutzutage nicht mehr direkt messen, da diese Terrane durch die variszische und alpidische Orogenese stark beeinflusst wurden. Begibt man sich jedoch in Gebiete, die zur Zeit einen ähnlichen Aufbau wie Avalonia und Armorika im Oberdevon zeigen, so kann man aus dortigen Messungen die gesuchten Eigenschaften abschätzen. Dazu bietet es sich an, durchschnittliche Lithosphäreneigenschaften zu nutzen, die man in verschiedenen Krustenmodellen vorfindet. Eins davon ist das Krustenmodell CRUST 5.1 von MOONEY et al. (1998).

MOONEY et al. (1998) unterteilen die Oberfläche der gesamte Erde in 2592 Zellen von $5^\circ \times 5^\circ$ Größe und ordnete jeder Zelle einen von 84 kontinentalen, 26 ozeanischen, 23 Schelf- oder 6 sonstigen eindimensionalen Modellen zu. Die Krustenmodelle beinhalten jeweils die Mächtigkeit von 7 Krustenschichten (Eis, Wasser, unkonsolidierte und konsolidierte Sedimente, Ober-, Mittel- und Unterkruste), Werte für die seismischen Geschwindigkeiten (v_p und v_s) und die Dichte ρ , sowie diese Werte für die obere Mantellithosphäre. Aus den drei Werten lassen sich der Elastizitätsmodul³ E und die Poisson-Zahl ν eindeutig berechnen.

Laurussia

Das Krustenmodell Laurussias ist ein gewichtetes, mittleres Modell aus 11 Zellen Kanadas und Fennoskandiens: 5 mal Typ H2, 5 mal Typ H1 und 1 mal Typ H0. H steht hierbei für die Modelle der proterozoische Schilde und H0, H1 und H2 sind drei Unterklassen ohne Sediment-, Eis-, und Wasserbedeckung. Damit reduziert sich das Krustenmodell Laurussias auf 3 Schichten und die Mantellithosphäre. Die Werte dieses gemittelten Modells für v_p , v_s , ρ , E und ν sowie die Tiefenlage der Schichten können der Tabelle 3.1 entnommen werden und sind in Abbildung 3.3 dargestellt.

Avalonia und Armorika

Das Krustenmodell Avalonias und Armorikas (Tabelle 3.2 und Abbildung 3.3) wurde aus den Krustentypen Z3, Z4 und T7 abgeleitet. Bei den Typen Z3 und Z4 handelt es sich um phanerozoische Krustentypen mit 2 km bis 4 km Sedimentbedeckung und

³Hierbei handelt es sich im Sinne von SCHÖN (1983) um den dynamischen E-Modul

Tabelle 3.1: Die elastischen Parameter der laurussischen Lithosphäre (vereinfacht nach MOONEY et al., 1998).

Schicht	Tiefe [km]	v_p [kms ⁻¹]	v_s [kms ⁻¹]	ρ [gcm ⁻³]	E [GPa]	ν
Oberkruste	0,0 – 14,6	6,2	3,6	2,80	60	0,25
Mittelkruste	14,6 – 29,8	6,6	3,7	2,90	69	0,27
Unterkruste	29,8 – 43,2	7,1	3,9	3,05	83	0,28
Mantellithosphäre	43,2 – ...	8,2	4,7	3,40	127	0,26

Tabelle 3.2: Die elastischen Parameter der avalonischen und armorikanischen Lithosphäre (vereinfacht nach MOONEY et al., 1998).

Schicht	Tiefe [km]	v_p [kms ⁻¹]	v_s [kms ⁻¹]	ρ [gcm ⁻³]	E [GPa]	ν
unkons. Sedimente	0,0 – 1,0	2,5	1,1	2,10	6	0,38
kons. Sedimente	1,0 – 3,2	4,0	2,1	2,40	20	0,31
Oberkruste	3,2 – 14,2	6,1	3,5	2,73	56	0,26
Mittelkruste	14,2 – 25,3	6,6	3,7	2,90	69	0,27
Unterkruste	25,3 – 36,3	7,2	4,0	3,10	88	0,28
Mantellithosphäre	36,3 – ...	8,1	4,6	3,35	121	0,25

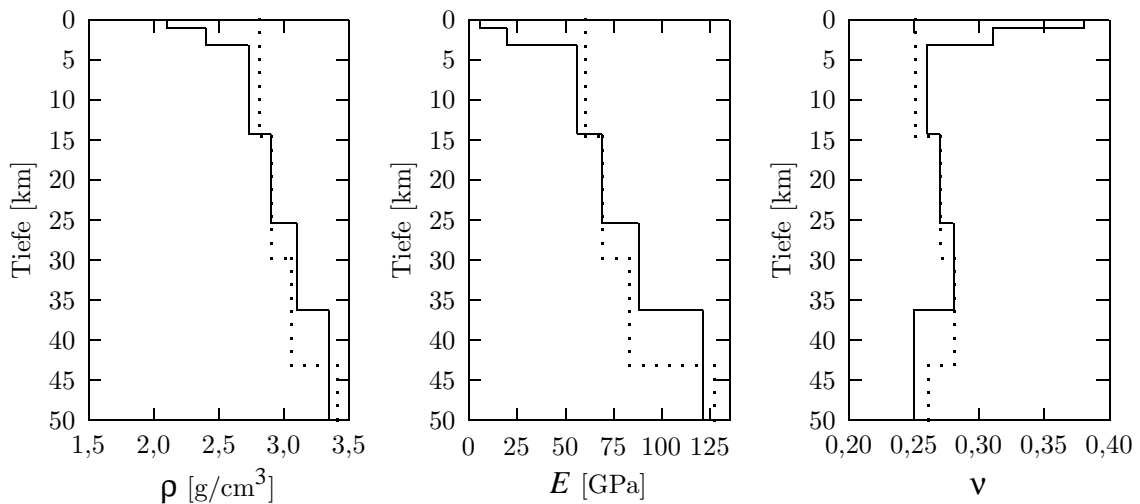


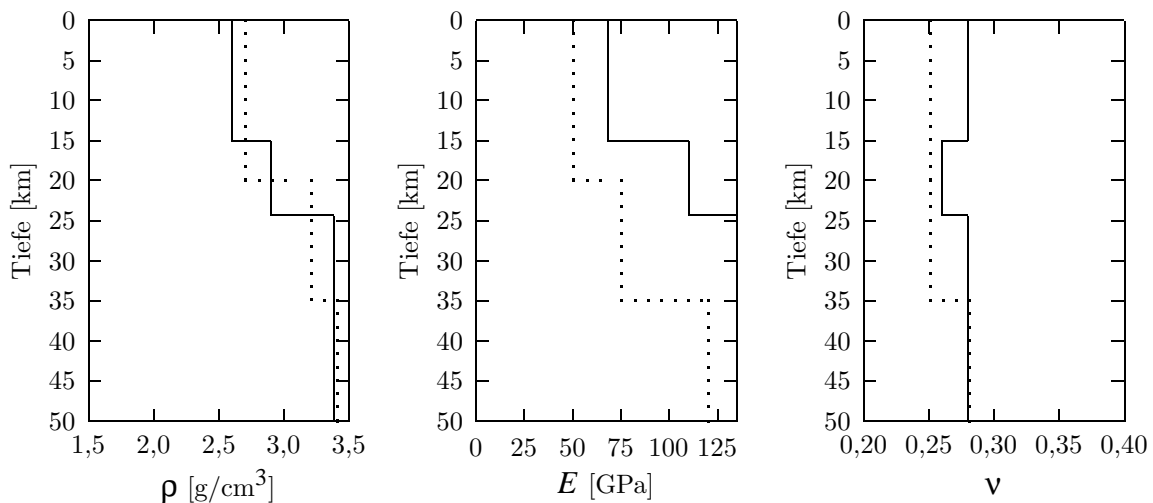
Abbildung 3.3: Krustenmodelle für Laurussia (gepunktet) und Avalonia (durchgezogen) (vereinfacht nach MOONEY et al. (1998)).

Tabelle 3.3: Elastische Eigenschaften aus PREM (DZIEWONSKI & ANDERSON, 1984) (vereinfacht).

Schicht	Tiefe [km]	ρ [gcm ⁻³]	E [GPa]	ν	g [ms ⁻²]
Oberkruste	0,0 – 15,0	2,60	68	0,28	9,83
Unterkruste	15,0 – 24,4	2,90	110	0,26	9,84
Mantel 1	24,4 – 60,0	3,38	170	0,28	9,85
Mantel 2	60,0 – 80,0	3,38	165	0,29	9,86
Mantel 3	80,0 – 115,0	3,37	165	0,29	9,87

Tabelle 3.4: Elastische Eigenschaften aus IASP91 (KENNETT, 1991) (vereinfacht).

Schicht	Tiefe [km]	ρ [gcm ⁻³]	E [GPa]	ν	g [ms ⁻²]
Oberkruste	0 – 20	2,70	50	0,25	9,81
Unterkruste	20 – 35	3,20	75	0,25	9,81
Mantellithosphäre	35 – 120	3,40	120	0,28	9,81
Asthenosphäre	120 – ...	3,50			9,81

**Abbildung 3.4:** Krustenmodelle nach PREM (durchgezogen, DZIEWONSKI & ANDERSON (1984), vereinfacht) und IASP91 (gepunktet, KENNETT (1991), vereinfacht).

bei T7 um einen Übergangstyp von Kontinentalrand zu Kontinentalschild mit 3,5 km Sedimentbedeckung (alle drei ohne Eis oder Wasser). Die Moho-Tiefen dieser Krustentypen liegen zwischen 35 km und 38 km. Damit entsprechen diese Krustentypen den wissenschaftlichen Vorstellungen über den Aufbau der damaligen Kruste Avalonias und Armorikas (BERTHELSEN, 1992; FRANKE, 1995).

3.3.2 PREM und IASP91

Im Kapitel 7 werden elastische Parameter benutzt, die auf dem IASP91-Modell (KENNETT, 1991) beruhen. Dies ist eine neuere und verbesserte Version des PREM (*Preliminary Reference Earth Model*). Bei PREM handelt es sich um ein eindimensionales Erdmodell, das auf globalen seismologischen Beobachtungen beruht (DZIEWONSKI & ANDERSON, 1984). Die Modellvorstellung entspricht einer aus homogenen Kugelschalen aufgebauten Erde. Dabei werden zum Beispiel keine Unterschiede zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste gemacht, so dass das PREM eine sehr grobe Näherung der Eigenschaften der Lithosphäre liefert. Die benutzten elastischen Eigenschaften aus dem PREM und IASP91 sind in Tabelle 3.3 bzw. Tabelle 3.4 zusammengefasst und in der Abbildung 3.4 geplottet.

Kapitel 4

Die Finite-Elemente-Methode

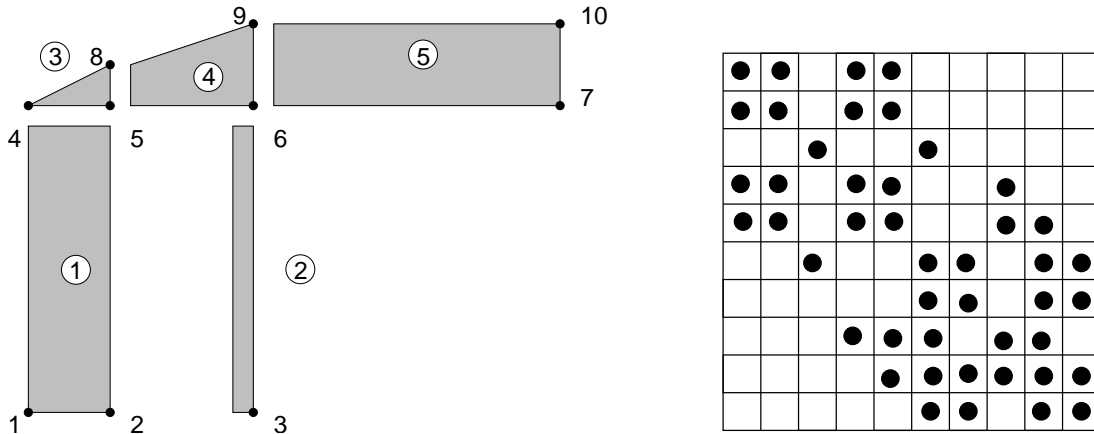
Dieses Kapitel stellt die wesentlichen Grundkonzepte der Finite-Elemente-Methode (FEM) und ihre Anwendung mit ABAQUS der Firma Hibbitt, Karlsson & Sorensen, Inc. vor. Das Verständnis dieser Grundkonzepte ist notwendig, um die Umsetzung der geowissenschaftlichen Informationen und Randbedingungen effektiv durchzuführen und somit qualitativ und quantitativ aussagekräftige Resultate zu erzielen.

Zunächst werden die Grundkonzepte der FEM und das Programmsystem ABAQUS vorgestellt. Anschließend wird kurz auf die verschiedenen benutzten Rheologien und die Auswahl der Elementtypen eingegangen. Die Beschreibungen der FEM in den folgenden Abschnitten berücksichtigen neben den allgemeinen Konzepten auch die Besonderheiten von ABAQUS.

4.1 Grundkonzepte der FEM

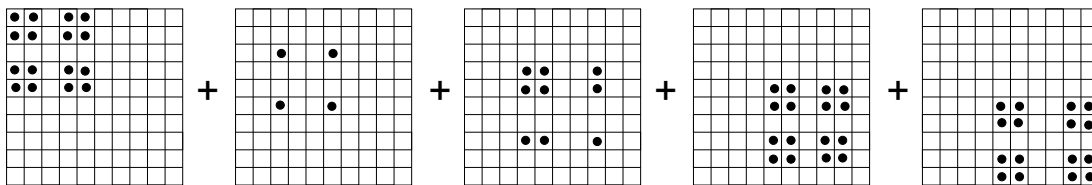
Der Grundgedanke der Finite-Elemente-Methode kann leicht anhand eines Beispiels (Abbildung 4.1) dargestellt werden. Dieses allgemeine Schema orientiert sich an den Lehrbüchern von [ZIENKIEWICZ \(1971\)](#) und [SCHWARZ \(1991\)](#):

1. Das Grundgebiet der Aufgabe wird in einzelne, begrenzte Teilgebiete (finite Elemente) unterteilt. Diesen Vorgang nennt man Diskretisierung. Die Zerlegung erfolgt oft intuitiv durch die Vorgaben der Problemstellung (z. B. bei statischen Berechnungen von Fachwerken oder tektonischen Einheiten). Die Diskretisierung kann beliebig fein erfolgen und die Ränder der Elemente können sowohl geradlinig wie krummlinig verlaufen. Benachbarte Elemente sind dabei durch gemeinsame Knoten miteinander verbunden. Die Elemente und Knoten bilden ein Gitter (engl. *mesh*, Abb. 4.1(a)).
2. In jedem Element wird für die das Problem beschreibenden Funktionen ein mathematischer Ansatz gewählt. Diese Ansatzfunktionen müssen bestimmte Bedingungen erfüllen, die sich aus Stetigkeitsbedingungen beim Übergang von einem Element zum nächsten ergeben. Meistens sind die Stetigkeitsbedingungen



(a) Das diskretisierte Problem: Die Zahlen an den Punkten nummerieren die Knoten (10 Stück) und die weiß hinterlegten Nummern die Elemente (5 Stück).

(b) Symbolische Darstellung der Gesamtmatrize N_k



(c) Die einzelnen Teilmatrizen der Elemente 1 bis 5.

Abbildung 4.1: Bildliche Darstellung des Grundgedanken der Finite-Elemente-Methode (nach ZIENKIEWICZ, 1971, Erläuterungen im Text).

aus physikalischen Gründen offensichtlich. Elemente, die den Stetigkeitsbedingungen genügen, heißen *konform*. Die gesuchte Funktion $u(x)$ kann dabei in die Form

$$u(x) = \sum_{k=1}^n N_k(x)u_k \tag{4.1}$$

gebracht werden. In Abb. 4.1(c) ist die Zuweisung der Beiträge der einzelnen Knoten zur globalen Steifigkeitsmatrize N_k durch schwarze Punkte symbolisiert. Dabei sind n die Anzahl der Knoten, u_k die gesuchten Knotenvariablen und $N_k(x)$ die Zusammensetzung jener Elementarfunktionen $N_i^{(e)}(x)$, welche im Knotenpunkt P_k den Wert Eins besitzen ($N_i^{(e)}$ ist entweder Null oder Eins). Daraus ergibt sich, dass die globale Formfunktion $N_k(x)$ nur in einem sehr beschränkten Teilgebiet von Null verschieden ist.

3. Die Gleichung (4.1) wird gelöst. Meistens kommt ein Lösungsverfahren, das auf einem Extremalprinzip beruht, zum Einsatz. Dabei nutzt man die schwache Besetzung und die Symmetrie der Matrize $N_i^{(e)}$ bzw. N_k aus. Die Randbedingungen werden über die Variablen u_k eingeführt und können somit auf eine sehr flexible und einfache Weise berücksichtigt werden.

Die Lösung wird durch die Werte der Lösungen an den Knoten dargestellt. Sie wird um so genauer, je mehr Knoten im Modell vorhanden sind. Dies erhöht auch die Gesamtzahl der Freiheitsgrade und verlängert die Rechenzeit. Dies führt dazu, dass ein Kompromiss zwischen der gewünschten Genauigkeit und der zulässigen Rechenzeit eingegangen wird, wobei moderne Computer diesen Kompromiss immer weiter in Richtung Genauigkeit verschieben.

Aus mathematischer Sicht sind nur konforme Elemente in einer FEM Analyse zulässig. Allerdings lassen sich die Stetigkeitsbedingung zum Teil nur schwer erfüllen, so dass auch unkonforme Elemente benutzt werden. Dabei rechtfertigen die erzielten Ergebnisse das mathematisch nicht haltbare Vorgehen (SCHWARZ, 1991).

Die Ansatzfunktionen werden durch die Wahl des Elementtyps und der Rheologie eines Elements festgelegt. Dafür stellt ABAQUS eine ganze Reihe unterschiedlicher Elementtypen und Rheologien zur Verfügung, wobei selbstverständlich nicht jede beliebige Kombination erlaubt oder sinnvoll ist. Die wichtigsten, verwendeten Rheologien und Elementtypen werden im Abschnitt 4.4 und Kapitel 5 vorgestellt.

4.1.1 Formulierung nach Euler und Lagrange

Bei der Lösung der Ansatzfunktion im FEM-Gitter gibt es zwei prinzipielle Möglichkeiten: Die Formulierung nach Lagrange oder Euler (z. B. ALTENBACH & ALTENBACH, 1994). Die erste Möglichkeit benutzt ein Gitter, das sich kontinuierlich mit dem Material mitbewegt und dadurch laufend seine Form ändert. Diesem Lösungsansatz liegt die sog. Lagrange'sche Formulierung der Aufgabenstellung zugrunde. Die Vorteile der Lagrange'schen Formulierungen liegen darin, dass man Randbedingungen und Grenzflächen während der Modellierung sehr gut verfolgen kann. Nachteile treten bei großen Deformationen auf, da das Gitter stark deformiert wird und es somit zu numerischen Problemen kommt. Die Formulierung nach Lagrange ist die Standardmethode bei der Lösung von strukturellen Problemen mit ABAQUS/Standard.

Im Gegensatz dazu steht die Euler'sche Formulierung. Hier bewegen sich die Knotenkoordinaten des benutzten Diskretisierungsgitters nicht, sondern das Material bzw. die zu berechnenden Felder wandern durch das Gitter hindurch. Diese Formulierung vermeidet zwar Fehler durch eine ungünstige Geometrie des Gitters, allerdings lassen sich Grenzflächen und Randbedingungen im Laufe der Rechnungen nur schwer verfolgen oder undefinieren, da das Material nicht an das Gitter gebunden ist. Die Formulierung nach Euler wird in ABAQUS/Standard vor allem bei thermischen und elektromagnetischen Problemen benutzt.

Daneben existiert noch eine dritte Form, die *arbitrary Lagrangian-Eulerian-Formulierung* (ALE). Bei der ALE Formulierung kann sich sowohl das Gitter verformen, als auch das Material durch das Gitter hindurch bewegen. Hierbei werden beide Formulierungen soweit berücksichtigt, dass die Gitterverformung minimalisiert wird und gleichzeitig Materialgrenzen an das Gitter gebunden bleiben. Die Vorteile dieser Formulierung zeigen sich besonders bei großen Deformationen, wie sie bei Metallform- und -walzprozessen auftreten. In letzter Zeit wurde die ALE auch öfter in geowissenschaftlichen Arbeiten verwendet, z. B. von [FULLSACK \(1995\)](#) bei der Modellierung von Kriechprozessen in der Tektonik. In ABAQUS/Explicit kann wahlweise die ALE-Formulierung genutzt werden.

4.1.2 Implizite und explizite Verfahren

Die Lösung der Gleichung (4.1) kann implizit oder explizit erfolgen. Implizite Verfahren bestimmen die gesuchten Variablen u_k der Gleichung (4.1) für alle Elemente gleichzeitig. Explizite Verfahren bestimmen die Variablen u_k elementweise, so dass ein Modellierungsschritt aus zahlreichen Teilschritten besteht. Eine anschauliche Beschreibung und Gegenüberstellung der beiden Verfahren aus Sicht des Anwenders findet sich in [HIBBITT et al. \(1998a\)](#):

- Explizite Methoden fordern zeitlich kurze Teilschritte, die von der höchsten Eigenfrequenz des Modells abhängen. Daher benötigen explizite Simulationen sehr viele Teilschritte. Allerdings sind die numerischen Kosten pro Teilschritt relativ gering.
- Implizite Methoden schränken die Größe der Teilschritte nicht ein. Diese wird nur durch die gewünschte Genauigkeit der Rechnung und das numerische Konvergenzverhalten bestimmt. Die implizite Simulation kommt daher mit relativ wenigen Teilschritten aus. Andererseits sind die numerischen Kosten pro Teilschritt bei impliziten Methoden relativ hoch, da hier Lösungen global berechnet werden.

In der Regel ist das explizite Verfahren bei großen Modellen (die Anzahl der Freiheitsgrade liegt über 100 000) effektiver als das implizite Verfahren. Ursprünglich wurde das explizite Verfahren zur Berechnung von dynamischen Hochgeschwindigkeitsereignissen entwickelt (z. B. in der Autoindustrie). Darüber hinaus besitzt ABAQUS/Explicit Vorteile bei der Modellierung von Kontaktflächen sowie bei großen Geometrie oder Material bedingten Nichtlinearitäten.

4.1.3 Nichtlinearitäten

Bei FEM Modellierungen wird zwischen drei Arten von Nichtlinearitäten unterschieden: Nichtlineare Randbedingungen, geometrische Nichtlinearitäten und Nichtlinearitäten aufgrund von Materialeigenschaften. Unter nichtlinearen Randbedingungen fasst

man Situationen zusammen, in denen sich Randbedingungen innerhalb des Modells im Laufe der FEM Analyse nichtlinear ändern. Ein Beispiel aus dem Alltag ist ein Gegenstand, der sich mit konstanter Geschwindigkeit auf ein Hindernis zubewegt. Die Verschiebungen der Knoten sind dann solange linear, bis der Gegenstand auf das Hindernis prallt.

Geometrische Nichtlinearitäten treten auf, falls die Modellantwort abhängig von der momentanen Modellgeometrie ist. Zum Beispiel ist die weitere Deformation am Ende eines einseitig fixierten belasteten Balkens abhängig von der momentanen Krümmung des Balkens. Die dritte Art von auftretenden Nichtlinearitäten wird im Kapitel 5 besprochen.

Bei allen Nichtlinearitäten kann die FEM Analyse nicht in einem Schritt durchgeführt werden, sondern muss in kleine Teilschritte zerlegt werden. Dies wirkt sich erheblich auf die Rechenzeit aus. ABAQUS benutzt die Newton-Raphson Methode, um die Lösung nichtlinearer Probleme zu finden (HIBBITT et al., 1996). Dabei handelt es sich um ein numerisches Verfahren zur Berechnung von Nullstellen. Eine detaillierte Beschreibung findet sich zum Beispiel in PRESS et al. (1992, Kap. 9.4).

4.1.4 Verschiebungs- und Kraft-Randbedingungen

Die Umsetzung tektonischer Fragestellungen in ein FEM-Modell beinhaltet oft die Definition von Randbedingungen, die entweder Verschiebungsbeträge bzw. -geschwindigkeiten oder Spannungen bzw. Kräfte ansetzen. Da die Knotenkoordinaten bei der Lagrange'schen Formulierung der FEM im Gegensatz zu den Elementspannungen und Kräften auf Elementflächen zu den Knotenvariablen gehören, ist die Benutzung von Verschiebungs-Randbedingungen numerisch sehr viel effektiver als die Benutzung von Kraft-Randbedingungen. Daher sollten nach Möglichkeit immer Verschiebungs-Randbedingungen bevorzugt werden.

4.2 Andere numerische Verfahren

Neben der Finite-Elemente-Methode existieren noch eine ganze Reihe anderer numerischer Verfahren zur Lösung von partiellen Differentialgleichungen. Die wichtigsten sollen hier nicht unerwähnt bleiben: Die Methode der finiten Differenzen, die Monte Carlo Methode, spektrale Methoden und Variationsmethoden (PRESS et al., 1992, Kap. 19.0). Alle Methoden haben auf unterschiedlichen Gebieten ihre Vorteile. So eignen sich spektrale Methoden besonders gut für regelmäßige Geometrien und glatte Funktionen. Sie konvergieren dabei besser als Finite-Differenzen-Verfahren, die sich ebenfalls gut für regelmäßige Geometrien eignen. Die Stärken der Finite-Elemente-Methode liegen hingegen beim Umgang mit unregelmäßigen Geometrien. Aufgrund der großen Modellierungsfreiheit wird diese Methode in vielen technischen Bereichen eingesetzt. Dies führt dazu, dass eine ganze Reihe kommerzielle Programmpakete existieren, die die Methode der finiten Elemente nutzen. Dazu gehört auch ABAQUS.

4.3 ABAQUS

ABAQUS ist ein sehr leistungsfähiges, kommerzielles Programmpaket für die Durchführung von FEM Analysen. Es besteht aus den FEM-Programmen ABAQUS/Standard und ABAQUS/Explicit. Ersteres benutzt ein implizites und letzteres ein explizites Verfahren zur Lösung der FEM-Gleichungen (Abschnitt 4.1.2). Für die vorliegende Arbeit stand ABAQUS/Explicit nicht zur Verfügung. Ergänzt werden die Kernprogramme durch interaktive, grafische Benutzeroberflächen zum Erstellen der Modelle (ABAQUS/Pre, Abschnitt 4.3.2) und zum Darstellen der Ergebnisse (ABAQUS/Post, Abschnitt 4.3.3)¹.

4.3.1 ABAQUS/Standard

ABAQUS/Standard ist das verwendete Programm zur Berechnung von FEM-Modellen. Das Modell (inkl. Randbedingungen, Materialeigenschaften, etc.) wird in einer Eingabedatei definiert. Hierbei handelt es sich um eine normale Textdatei, die mit jedem Editor bearbeitet werden kann. Komfortabler ist allerdings die Benutzung des interaktiven, grafischen Frontend ABAQUS/Pre.

Während der FEM-Analyse werden zahlreiche Dateien erzeugt, die Auskunft über den Verlauf der Analyse geben und die Ergebnisse enthalten. Die Ergebnisse kann man mit dem Programm ABAQUS/Post darstellen.

Für die Analyse stellt ABAQUS/Standard eine ganze Reihe unterschiedlicher Rheologien (Kapitel 5), Elementtypen (Abschnitt 4.4) und Analyseverfahren zur Verfügung. ABAQUS/Standard enthält folgende Analyseverfahren, die jeweils auch Ergebnisse aus anderen Analysearten berücksichtigen können (HIBBITT et al., 1997):

- Statische Spannungs- / Deformations-Analysen,
- dynamische Spannungs- / Deformations-Analysen,
- stationäre Transport-Analysen,
- Wärmeübertragung und thermische Spannungs-Analysen,
- elektrische Analysen,
- gekoppelte Porenfluidfluss- und Spannungs-Analysen,
- Massendiffusions-Analysen und
- akustische Analysen.

Details und Informationen zur Benutzung von ABAQUS/Standard findet man in den umfangreichen, gedruckten Handbüchern (HIBBITT et al., 1997) oder der Online-Version, die man durch den Aufruf `abaqus doc` erhält.

¹Ab der Version 5.8-1 treten die Programme ABAQUS/CAE und ABAQUS/Viewer an die Stelle von ABAQUS/Pre bzw. ABAQUS/Post

Schritte, Teilschritte und Iterationen

ABAQUS/Standard unterteilt eine FEM-Analyse in Schritte (*steps*), Teilschritte (*increments*) und Iterationen. Einzelne Schritte stellen dabei in sich geschlossene Analysen dar, in denen bestimmte Randbedingungen und Lasten aktiv sind. Um numerischen Unwegsamkeiten zu entgehen oder um die zeitliche Entwicklung des Modells nachzuvollziehen, werden die Schritte in Teilschritte zerlegt. Damit eine stabile Lösung innerhalb eines solchen Teilschrittes gefunden wird, sind mehrere numerische Iterationen nötig. Somit besteht eine Analyse aus mindestens einem Schritt, mit einem Teilschritt, der in einer numerischen Iteration gelöst wird.

4.3.2 ABAQUS/Pre

Bei der Bearbeitung von FEM-Modellen für ABAQUS kann man auf das interaktive, grafische Frontend ABAQUS/Pre zurückgreifen. Damit lassen sich die Modellgeometrie, die Randbedingungen, Lasten sowie Materialeigenschaften komfortabel definieren. Die Diskretisierung des Modells erfolgt menügesteuert. Aus dem fertigen Modell erzeugt ABAQUS/Pre die nötige Eingabedatei für ABAQUS/Standard. Die Abbildung 4.2 zeigt eine typische Arbeitsoberfläche von ABAQUS/Pre.

Leider unterstützt ABAQUS/Pre nicht alle Möglichkeiten von ABAQUS/Standard, so dass die Eingabedatei zum Teil noch manuell nachbearbeitet werden muss, bevor eine FEM-Analyse gestartet werden kann.

4.3.3 ABAQUS/Post

ABAQUS/Standard Ergebnisse können mit ABAQUS/Post angezeigt werden. Dies ist möglich, sobald erste Teilergebnisse vorliegen, so dass man mit ABAQUS/Post die FEM-Analyse überwachen kann. Dies ist besonders vorteilhaft, falls unerwartete Ergebnisse auftreten. Analysen lassen sich dann bei Bedarf vorzeitig abbrechen.

ABAQUS/Post kann nicht nur das (un-)deformierte Modell, sondern auch alle berechneten Variablen, wie zum Beispiel Spannungen, Verschiebungen, Druck oder den plastischen Anteil der Deformation anzeigen. Neben dreidimensionalen Ansichten des Modells oder Modellteile, ist auch der Verlauf der Variablen an einzelnen Knoten darstellbar. Außerdem können verschiedene Ansichten ausgedruckt oder als Animation gespeichert werden.

4.4 Die Auswahl der Elementtypen

ABAQUS stellt verschiedene Elementtypen zur Verfügung. Für geowissenschaftliche Fragestellungen kommen in erster Linie Kontinuumselemente in Frage. Eine Besonderheit stellen semi-infinite Elemente dar. Diese erstrecken sich in einer Richtung bis ins Unendliche und eignen sich zur Modellierung der Randbereiche.

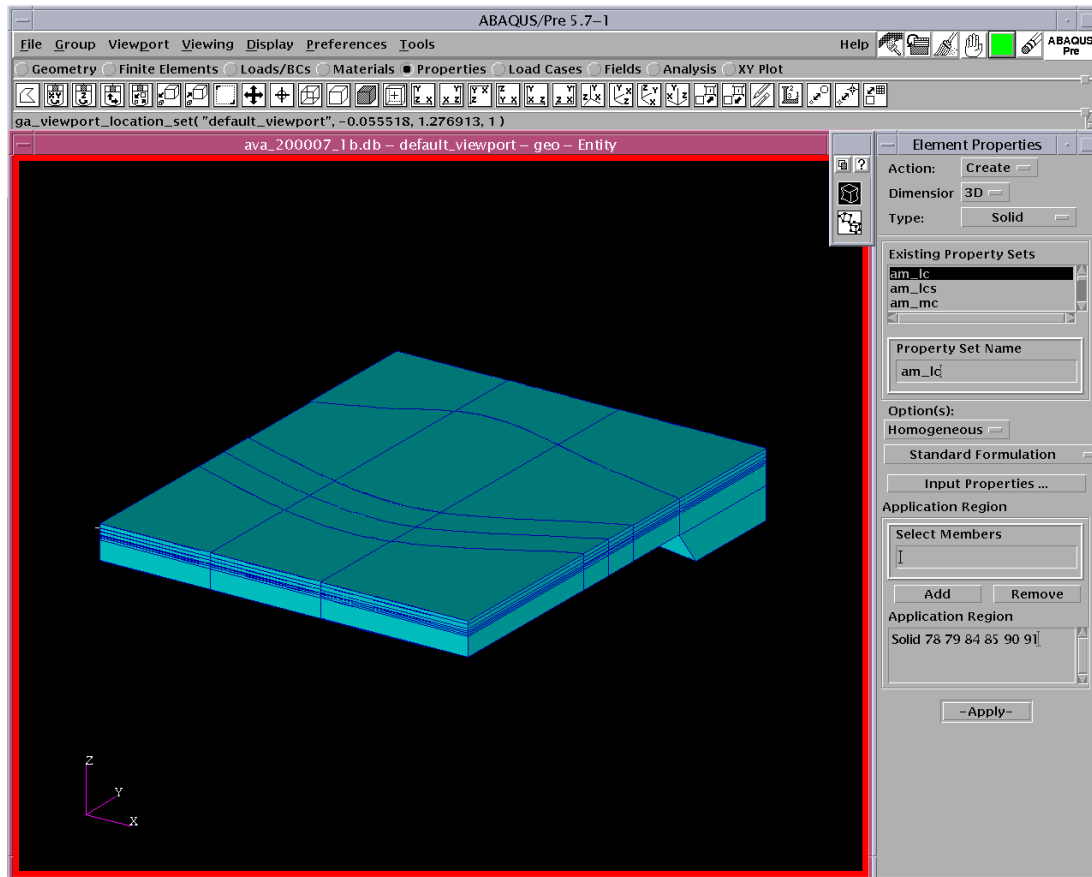


Abbildung 4.2: Die Arbeitsoberfläche von ABAQUS/Pre. Der dargestellte Block entspricht dem Modell aus Kapitel 8.

In der vorliegenden Arbeit werden ausschließlich dreidimensionale Kontinuums-elemente verwendet und im Folgenden vorgestellt. Bei der Wahl der Elementtypen sind verschiedene Kriterien zu beachten. Hinweise hierzu finden sich in [HIBBITT et al. \(1996, Kap. 4\)](#). Generell unterscheidet ABAQUS bei Kontinuums-elementen folgende Arten², die alle sowohl als lineare Elemente (z. B. Hexaeder mit 8 Knoten) oder quadratische Elemente (z. B. Hexaeder mit 20 Knoten) vorliegen können:

Full Integration Dieser Begriff bezieht sich auf die Anzahl der verwendeten Gauß-Punkte³ im Element, die nötig sind, um polynomiale Terme der Steifigkeitsmatrix des Elements zu berücksichtigen. Bei linearen Elementen sind dies 2 und bei quadratischen Elementen 3 pro Dimension (bei dreidimensionalen Elementen

²Um Missverständnissen vorzubeugen werden hier die englischen Begriffe aus [HIBBITT et al. \(1996\)](#) benutzt.

³Die Gauß-Punkte sind die numerischen Integrationspunkte nach einem Verfahren basierend auf der Gauß-Legendre-Quadratur ([ZIENKIEWICZ, 1971](#)).

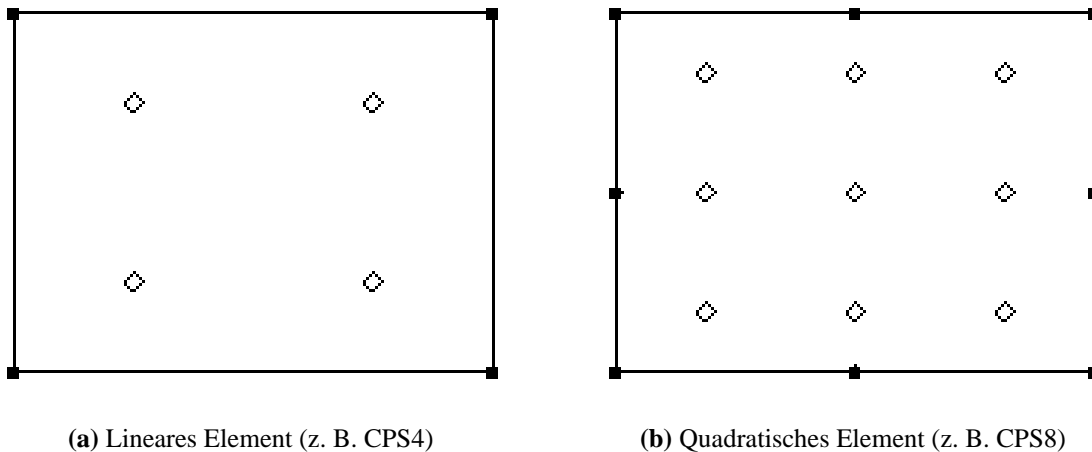


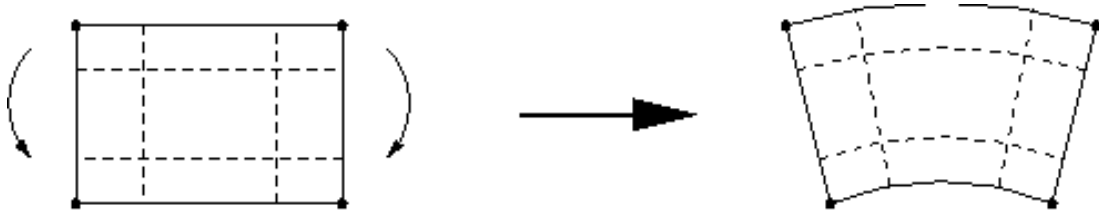
Abbildung 4.3: Integrationspunkte in linearen und quadratischen Elementen (nach HIBBITT et al., 1996). Schwarze Punkte: Elementknoten, Rauten: Integrationspunkte (Gauß-Punkte).

ten also $2 \times 2 \times 2$, bzw. $3 \times 3 \times 3$, Abbildung 4.3). Bei linearen Elementen können sog. Shear-locking-Probleme auftreten (Abschnitt 4.4.1).

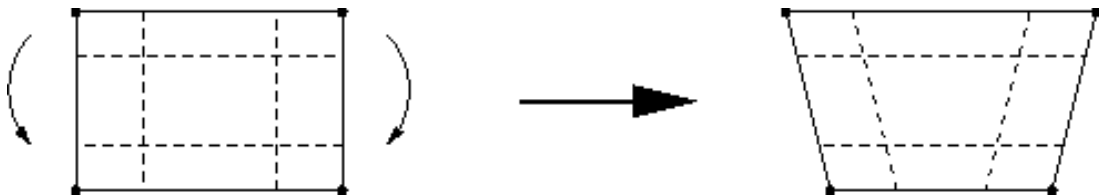
Reduced Integration Im Gegensatz zu Full Integration-Elementen benutzen Reduced Integration-Elemente weniger Gauß-Punkte. Bei linearen Elementen wird nur ein und bei quadratischen Elementen werden zwei Gauß-Punkte pro Dimension benutzt. Dies verringert die Rechenzeit und den Speicherbedarf zu Ungunsten der Rechengenauigkeit. Außerdem sind sie anfällig für sog. Hourglassing-Probleme (Abschnitt 4.4.2).

Incompatible mode elements Elemente dieses Typs wurden in ABAQUS eingeführt, um sog. Shear-locking-Probleme (Abschnitt 4.4.1) von linearen Full Integration-Elementen zu vermeiden. Zusätzliche Freiheitsgrade werden eingeführt, um die Unfähigkeit der Elemente, Scherverformungen auszuführen, zu umgehen. Dadurch können selbst mit Elementen 1. Ordnung (linear) noch sehr gute Ergebnisse erzielt werden. Allerdings bereiten nicht-orthogonale Gitter inkompatiblen Elementen Probleme, so dass sie für Analysen mit komplizierter Geometrie oder starken Deformationen nicht geeignet sind.

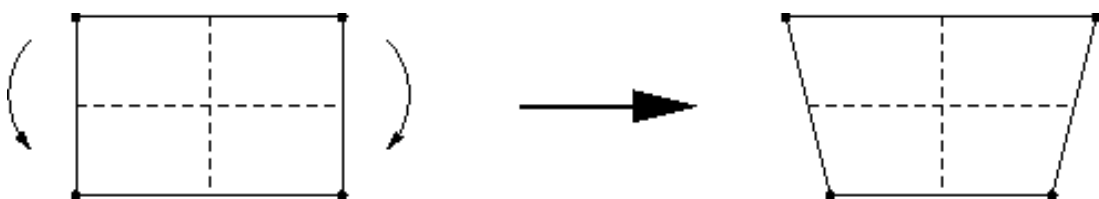
Hybrid elements Hybride Elemente stellen eine Erweiterung der drei vorhergehenden Elementtypen dar, um inkomprimierbare oder fast inkomprimierbare Materialien (Poisson-Zahl $\nu > 0,495$) zu modellieren. Solche Materialien können nicht mit anderen Elementtypen modelliert werden, da der Druck in den Elementen nicht anhand der Knotenverschiebungen bestimmt werden kann.



(a) Natürliches Verhalten einer quadratischen Materialprobe unter reiner Biegebeanspruchung. Es treten Extensions- und Kompressionspannungen aber keine Scherspannungen auf.



(b) Shear-locking. Es treten Scher-, Extensions- und Kompressionspannungen auf. Die Scherspannung wird durch den Winkel zwischen den gestrichelten Linien angedeutet.



(c) Hourglassing. Es treten keine Spannungsänderungen und keine Deformationsenergie auf.

Abbildung 4.4: Darstellung des Shear-locking-Problems bei linearen, fully-integrated Elementen und des Hourglassing-Problems bei linearen, reduced-integration Elementen (nach [HIBBITT et al., 1996](#)). Die gestrichelten Linien deuten den Spannungsverlauf in den Gauß-Punkten an.

Bei der Wahl des passenden Elementtyps sind die Eigenschaften der Elementtypen zu berücksichtigen. Innerhalb eines Modells können verschiedene Elementtypen benutzt werden. Die Namensgebung der Elemente und der Unterschied zwischen Elementen 1. und 2. Ordnung sind in Anhang A erläutert. HIBBITT et al. (1996) geben folgende Empfehlungen:

- Quadratische, reduced-integration Elemente für allgemeine Analysen außer in Fällen, in denen große Deformationen oder komplexe, variable Kontaktbedingungen auftreten.
- Quadratische, fully-integrated Elemente in Bereichen, in denen große Spannungen erwartet werden. Dadurch werden Spannungsgradienten bei geringer Rechenzeit aufgelöst.
- Analysen mit starken Deformationen sollten ein feines Gitter mit linearen, reduced-integration Elementen benutzen.
- Analysen mit komplexen Kontaktproblemen sollten ebenfalls ein feines Gitter mit linearen Elementen nutzen, wahlweise mit reduced-integration oder incompatible-mode Elementen.
- Dreidimensionale Analysen sollten nach Möglichkeit hexaederförmige Elemente gegenüber keilförmigen oder tetraederförmigen Elementen bevorzugen, da hexaederförmige Elemente bei minimaler Rechenzeit die besten Ergebnisse liefern. Besonders C3D4-Elemente (Abschnitt A.2) sollten vermieden werden.

4.4.1 Shear-locking

Bei linearen, fully-integration Elementen tritt unter Biegebeanspruchung ein Phänomen auf, das shear-locking genannt wird. Die Hauptursache liegt darin, dass die Elementseiten gerade bleiben und sich somit die Integrationsvariablen in den Gauß-Punkten unter Biegebeanspruchung nicht ändern. In natürlichen Materialien treten bei einer reinen Verbiegung des Materials keine Scherspannungen auf (Abbildung 4.4.a). Da sich die Kanten eines linearen Elements jedoch nicht krümmen, wird die Scherspannung bei linearen, fully-integration Elementen falsch berechnet. Dies ist durch die gestrichelten Linien in Abbildung 4.4.b angedeutet. Das Material wird dadurch zu steif und die auftretenden Deformationen werden unterschätzt.

Shear-locking tritt bei quadratischen Elementen fast nicht auf, da sich hier die Ränder verbiegen können. Bei linearen Elementen mit reduced-integration kommt es statt zu shear-locking zum so genannten hourglassing (Abschnitt 4.4.2).

4.4.2 Hourglassing

Bei linearen, reduced-integration Elementen kann so genanntes hourglassing auftreten. Eine Biegung führt bei diesen Elementen nicht zu Spannungsänderungen im

Gauß-Punkt (Abbildung 4.4.c). Im Element wird dadurch keine Spannung aufgebaut. Unter ungünstigen Bedingungen kann die energiefreie Mode durch das ganze Modell propagieren und so zu unsinnigen Ergebnissen führen. Zur Vermeidung führt ABAQUS/Standard eine so genannte Hourglass-Steifigkeit ein, die aber nicht immer erfolgreich ist. Quadratische, reduced-integration Elemente können unter ungünstigen Bedingungen ebenfalls hourglassing zeigen. Allerdings ist es unwahrscheinlich, dass die zugehörige Mode durch das Modell wandert.

Kapitel 5

Rheologische Modelle in ABAQUS

Neben den elastischen Eigenschaften der Gesteine spielen auch die anelastischen Eigenschaften für eine großräumige geowissenschaftliche Modellierung eine entscheidende Rolle. ABAQUS unterstützt verschiedene rheologische Modelle, wie zum Beispiel:

- Elastisches Materialverhalten (Hooke'sches Gesetz),
- plastisches Materialverhalten (metallisch, Mohr-Coulomb, Drucker-Prager),
- viskoses (Newton'sches) Kriechen,
- Potenz-Gesetz Kriechen oder
- poro-elastisches Materialverhalten.

Daneben sind auch gemischte Rheologien möglich. Die einzelnen Materialgesetze stellen einen Zusammenhang zwischen der Deformation ϵ des Materials und der einwirkenden Spannung σ her. An dieser Stelle sollen nur die wesentlichen Merkmale der benutzten Rheologien und ihre Implementierung in ABAQUS/Standard vorgestellt werden. Detaillierte Beschreibungen der verschiedenen Materialgesetze findet man zum Beispiel in den Lehrbüchern von [RANALLI \(1995\)](#), [ALTENBACH & ALTENBACH \(1994\)](#) oder [DAVIS & SELVADURAI \(1996\)](#).

5.1 Die elementaren rheologischen Elemente

Nach [ALTENBACH & ALTENBACH \(1994\)](#) kann man alle Rheologien durch drei elementare rheologische Elemente beschreiben: Das Hooke'sche elastische Element, das Newton'sche viskose Element und das Saint Venant'sche plastische Element. Aus diesen Grundelementen können kompliziertere Elemente aufgebaut werden. So erhält man aus der Reihenschaltung eines Hooke'schen und Newton'schen Elements den so genannten Maxwell-Körper (visko-elastisches Verhalten). Eine Parallelschaltung

derselben Elemente ergibt den Kelvin-Körper. Eine Reihenschaltung aus Maxwell- und Kelvin-Körper nennt man Burges-Körper, eines Newton- und Saint Venant-Körper Prandtl-Körper (visko-plastisches Verhalten).

5.1.1 Das Hooke'sche elastische Element

Das Hooke'sche Element beschreibt einen proportionalen Zusammenhang zwischen der Erregung und der Antwort eines Material. Es wird in symbolischen Darstellungen daher durch eine Feder symbolisiert Abb. 5.1(a). Besteht die Anregung aus einer äußeren Spannung σ und misst man als Antwort die Deformation ε , so erhält man das bekannte Hooke'sche Gesetz:

$$\varepsilon = \mathbf{E}^{-1} \sigma \quad (5.1)$$

\mathbf{E} bezeichnet man als Elastizitäts-Tensor. Im eindimensionalen Fall ist E der Elastizitätsmodul (ALTENBACH & ALTENBACH, 1994). Für dreidimensionale, isotrope Medien werden jedoch nur zwei unabhängige Materialkonstanten benötigt. ABAQUS benutzt hierfür den E-Modul E und die Poisson-Zahl ν . Andere gebräuchliche Konstanten sind der Schermodul μ , der Kompressionsmodul K oder die Lamé-Konstante λ . In der Geophysik erhält man E und ν zum Beispiel aus den seismischen Geschwindigkeiten v_s und v_p und der Gesteinsdichte ρ (BERCKHEMER, 1990):

$$\nu = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{1}{1 - \frac{v_p^2}{v_s^2}} \right) \quad (5.2)$$

$$E = 2\rho v_s^2 (1 + \nu) \quad (5.3)$$

Aus physikalischen Gründen gilt für die Poisson-Zahl ν immer $0,0 \leq \nu \leq 0,5$ (z. B. FEYNMAN et al., 1977; GERTHSEN et al., 1992). Werte für v_p , v_s und ρ erhält man zum Beispiel aus den in Abschnitt 3.3 besprochenen Krustenmodellen.

Der lineare Zusammenhang zwischen der Spannung und der Deformation wirkt sich sehr günstig auf die Rechenzeit aus. Außerdem enthält dieses Materialgesetz keine charakteristische Zeitkonstante, so dass die Ergebnisse auf beliebige Zeiträume extra- und interpoliert werden können.

5.1.2 Das Newton'sche viskose Element

Das Newton'sche Element beschreibt einen linearen Zusammenhang zwischen der Erregung und der zeitlichen Ableitung der Antwort eines Modellkörpers. Dieser Zusammenhang wird in grafischen Darstellungen durch das Symbol eines Dämpfungselementes Abb. 5.1(b) dargestellt. Betrachtet man wie zuvor die Deformation ε als Antwort auf eine äußere Spannung, so erhält man das Newton'sche Fließgesetz für viskoses Kriechen:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{1}{\eta} \sigma \quad (5.4)$$

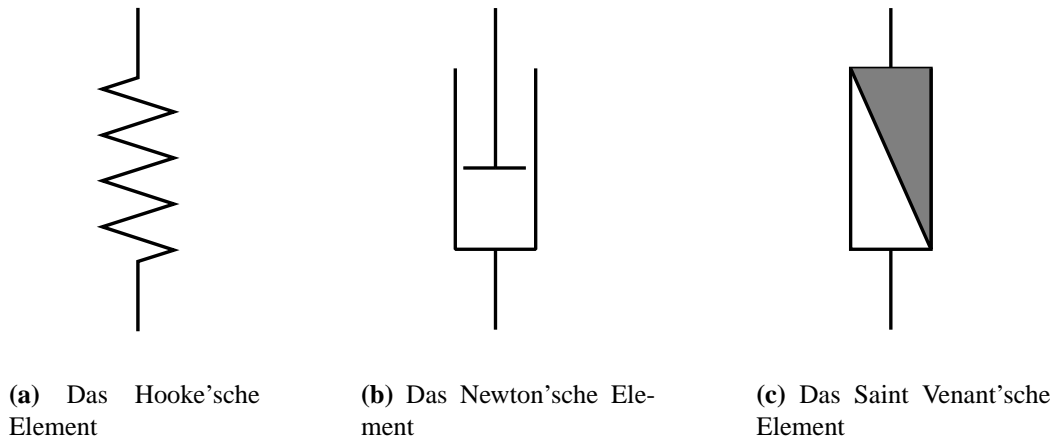


Abbildung 5.1: Die symbolische Darstellung der drei elementaren Körper.

Die Größe η ist die Viskosität des Materials (ALTENBACH & ALTENBACH, 1994). In ABAQUS/Standard wird die Gleichung (5.4) als Spezialfall eines Potenz-Gesetzes für viskoses Kriechen realisiert:

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n t^m \quad (5.5)$$

Mit $n = 1$, $m = 0$ und $A = \eta^{-1}$ erhält man wieder Gleichung (5.4).

Neben Flüssigkeiten fangen auch viele Gesteine unter Druck an zu fließen. Dabei ist die Viskosität von Gesteinen oft stark temperaturabhängig. Newton'sches Kriechen wird oft als Kriechgesetz für die untere Kruste und den Erdmantel angesetzt. Nach MEISSNER & KUSZNIR (1987) ist für die Kruste jedoch ein Potenzgesetz nach Gleichung (5.5) besser geeignet. Die Parameter A , n und m werden experimentell oder durch Modellrechnungen bestimmt. Die Fließfestigkeit ist zudem bei den meisten Gesteinen abhängig von der Verformung (EISBACHER, 1996). Man spricht dann von Verformungshärtung (engl. *strain hardening*) bzw. Verformungsschwächung (engl. *strain softening*).

Die Viskosität des oberen Mantels kann zum Beispiel aus der post-glazialen Hebung Fennoskandiens abgeleitet werden. WIECZERKOWSKI (1999) und WIECZERKOWSKI et al. (1999) geben für den relativ kalten oberen Mantel Fennoskandiens eine Viskosität von $\eta = (0,5 \pm 0,1) \cdot 10^{21}$ Pa s an. Nach KÖRNIG & MÜLLER (1989) ist dies allerdings nur eine untere Grenze, die stark vom rheologischen Modell abhängt. Die Viskosität der Kruste des Baltischen Schildes liegt nach MEISSNER & KUSZNIR (1987) bei $\eta = 10^{22}$ Pa s.

Numerisch sind Analysen mit Kriechprozessen recht anspruchsvoll, da typische Deformationsraten bei tektonischen Prozessen in der Größenordnung von 10^{-13} s⁻¹ bis 10^{-16} s⁻¹ liegen (EISBACHER, 1996).

Da die Deformation zeitabhängig ist, führen Kriechprozesse charakteristische Zeitkonstanten ein. Aus diesem Grund können Modelle mit Materialkriechen nicht auf andere Zeiträume skaliert werden und die einwirkenden Deformationsraten müssen zu den benutzten Materialkonstanten passen (Abschnitt 5.3).

5.1.3 Das Saint Venant'sche plastische Element

Das Saint Venant'sche Element bildet nach [ALTENBACH & ALTENBACH \(1994\)](#) idealplastisches Materialverhalten ab. Die durch eine äußere Erregung eingebrachte Energie wird dabei vollständig dissipiert und die Materialantwort ist daher irreversibel. Dies wird grafisch durch das Symbol eines Reibklotzes [Abb. 5.1\(c\)](#) wiedergegeben. Für idealplastische Materialien gilt:

$$\sigma < \sigma_y \implies \epsilon = 0 \quad (5.6)$$

$$\sigma \geq \sigma_y \implies \epsilon = \infty \quad (5.7)$$

Die Materialkonstante σ_y bezeichnet man als Grenzspannung (engl. *yield stress*).

5.2 Plastizität in ABAQUS

In ABAQUS/Standard existieren mehrere rheologische Modelle für plastisches Materialverhalten. Für geowissenschaftliche Anwendungen spielen die plastischen Verhalten nach dem von-Mises, Mohr-Coulomb und Drucker-Prager Kriterien die wichtigsten Rollen. Die Modelle unterscheiden sich im Wesentlichen durch die Berechnung der Grenzspannung σ_y , ab der plastisches Verhalten einsetzt. Treten Spannungen σ unterhalb der Grenzspannung σ_y auf, so verhält sich das Material rein elastisch. Oberhalb der Grenzspannung σ_y ist die Materialantwort die Summe des elastischen und plastischen Verhaltens. Nach der Entlastung des Materials bleibt der plastische Anteil der Deformation als dauerhafte Deformation zurück. Wie viskose Materialien können auch plastische Materialien Verformungshärtung (engl. *strain hardening*) bzw. Verformungsschwächung (engl. *strain softening*) zeigen.

Numerisch ist ein plastisches Materialverhalten schwerer zu handhaben als rein elastisches Materialverhalten, so dass dieses zu längeren Rechenzeiten führt. Allerdings liefern plastische Rheologien weitaus bessere Ergebnisse, da man die Grenzspannung so wählen kann, dass keine unnatürlich hohen Spannungen im Modell auftreten können. Wie bei rein elastischen Rechnungen enthält das plastische Materialgesetz keine charakteristischen Zeitkonstanten. Es kann auf beliebige Zeiträume skaliert werden. Die Ergebnisse sind nur von der Spannung und nicht von der Spannungsrate abhängig.

Geht man davon aus, dass sich Verformungsenergie in Gesteinen durch Erdbeben oder aseismisches Gleiten abbaut, so kann man die plastische Grenzspannung σ_y (engl. *yield stress*) über den auftretenden Spannungsabfall abschätzen. Dieser liegt nach [EISBACHER \(1996\)](#) zwischen 1 MPa und 10 MPa und entspricht etwa 0,2% bis 2% der lithostatischen Spannung der Oberkruste. Dieses Verhalten lässt sich gut durch eine plastische Rheologie mit einer Grenzspannung σ_y von einigen Prozent der lithostatischen Spannung modellieren, da sich plastische Materialien ab der Grenzspannung σ_y sehr leicht verformen ohne weitere Spannungen aufzubauen. Dadurch wird auch das Byerlee'sche Gesetz berücksichtigt. Das Byerlee'sche Gesetz beschreibt den

linearen Zusammenhang zwischen der Normal- und Scherkomponente auf vorgegebenen Gleitflächen. Daraus kann man ableiten, dass ab einer bestimmten kritischen Normalspannung Bewegungen an den Störungsflächen auftreten. Die auftretenden Maximalspannungen sind also begrenzt.

Die plastische Grenzspannung kann auch im Labor experimentell ermittelt werden, so dass man in der Literatur (z. B. [RANALLI, 1995](#)) auch Werte für Gesteine findet. Die Werte werden jedoch oft nur bei Zimmertemperatur und bei Normaldruck an getrockneten, kluffreien Proben bestimmt, so dass die publizierten Werte nicht ohne weiteres übernommen werden können. Besonders Klüfte und darin enthaltene Fluide können die Stabilität der Gesteine stark herabsetzen. Neueste Erkenntnisse über den Aufbau der Kruste zeigen, dass selbst in großen Tiefen (ca. 10 km) im Kristallin noch Porenfluide in Klüften angetroffen werden (z. B. [MÖLLER et al., 1997](#); [WEINLICH et al., 1999](#)).

5.2.1 Von-Mises Plastizität

Nach [RANALLI \(1995\)](#) wird zur Berechnung des plastischen Materialverhaltens der Von-Mises-Plastizität die Von-Mises-Äquivalentenspannung σ_M betrachtet:

$$\sigma_M = \sqrt{\frac{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2}{2}} \quad (5.8)$$

Dabei sind σ_i die Hauptspannungen und σ_M ist die zweite Spannungsinvariante (die Erste ist der Druck $p = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$). Plastisches Verhalten tritt ein, sobald σ_M die Grenzspannung σ_y überschreitet. Die resultierende Verformung ε kann man in einen elastischen Anteil ε^{el} und einen plastischen Anteil ε^{pl} aufteilen:

$$\varepsilon = \varepsilon^{el} + \varepsilon^{pl} \quad (5.9)$$

Gilt $\sigma_M < \sigma_y$, so findet nur rein elastische Deformation nach Gleichung (5.1) statt. Für $\sigma_M > \sigma_y$ wird ein Teil der Deformationsenergie in Wärme umgesetzt und es findet irreversible plastische Deformation statt.

Dieses rheologische Modell wurde zum Beispiel von [ZHANG \(1992\)](#) genutzt, um mit ABAQUS/Standard den Aufbau der Spannungen zu untersuchen, die zum verheerenden Tangshan Erdbeben von 1976 führten.

5.2.2 Mohr-Coulomb Plastizität

Das Mohr-Coulomb-Kriterium sagt aus, dass Gesteine bei der Überschreitung einer kritischen Scherspannung τ_{crit} brechen ([EISBACHER, 1996](#)). Diese kritische Scherspannung ist abhängig von der Kohäsion c , dem Reibungskoeffizient μ des Materials und der Normalspannung σ_n auf der potenziellen Bruchfläche. Es gelten folgende Zusammenhänge:

$$\tau_{crit} = c + \mu \sigma_n \quad (5.10)$$

$$\mu = \tan \alpha \quad (5.11)$$

Dabei ist α der interne Reibungswinkel. Der Reibungskoeffizient μ liegt bei vielen Gesteinen zwischen 0,55 und 0,85 (EISBACHER, 1996). Dies entspricht internen Reibungswinkeln α von 29° bis 40° .

5.3 Das verwendete Einheitensystem

ABAQUS/Standard rechnet wie die meisten FEM-Programme ohne Einheiten. Daher muss der Benutzer auf ein konsistentes Einheitensystem achten. Dazu bietet sich das Système International d'Unités (SI) basierend auf den Grundeinheiten Meter (m), Sekunde (s), Kilogramm (kg), Ampere (A), Kelvin (K), Mol (mol) und Candela (cd) an (MKSA-System). Andere Einheitensystem (z. B. das CGS-System) sind ebenfalls erlaubt und können durchaus sinnvoll genutzt werden, um zum Beispiel numerische Probleme zu vermeiden, die bei der Verwendung von Zahlenwerten unterschiedlicher Größenordnung auftreten können. So kann es vorteilhaft sein, Drücke in MPa statt Pa anzugeben. Dann müssen allerdings auch alle Materialparameter, die mit dem Druck zusammenhängen, angepasst werden.

Ähnliches gilt für die Zeiteinheit Sekunde, die bei der Untersuchung von geowissenschaftlichen Prozessen nicht sehr praktisch ist, da dann mit sehr großen Zahlenwerten gerechnet werden muss. Praktischer ist die Zeiteinheit Jahr bzw. Millionen Jahre¹. Allerdings ist das Jahr keine genau definierte Größe, so dass verschiedene Autoren unterschiedliche Zeitspannen angeben. In dieser Arbeit wurde mit folgender Näherung gerechnet:

$$1 \text{ Ma} \approx 3,1557 \cdot 10^{13} \text{ s} \quad (5.12)$$

Sofern durch die benutzten Materialgesetze über eine charakteristische Zeitkonstante keine natürliche Zeitskala definiert wird, kann man Deformationsraten oder Konvergenzgeschwindigkeiten durchaus in der Einheit Meter pro Millionen Jahre angeben und ABAQUS/Standard in Zeitschritten von Millionen Jahren rechnen lassen.

Beinhalten die Materialgesetze Zeitkonstanten (z. B. bei Rheologien, die von der Deformationsrate abhängen), so sind entweder die benutzten Parameter umzurechnen oder es ist mit Zeitschritten in Einheiten von Sekunden zu rechnen. Ersteres ist für die Rechenzeiten günstiger. So können Viskositäten nicht in der Einheit Pa s sondern in Pa Ma angegeben werden. Dabei gilt folgende Umrechnung:

$$1 \text{ Pa s} \approx 1 \text{ Pa s} * 3,1689 \cdot 10^{-14} \text{ Ma/s} = 3,1689 \cdot 10^{-14} \text{ Pa Ma} \quad (5.13)$$

Daraus folgt, dass die Viskosität der Baltischen Kruste (Abschnitt 5.1.2) einen Wert von etwa $3 \cdot 10^8 \text{ Pa Ma}$ hat.

¹TAYLOR (1995) spricht die Problematik an, dass für das Jahr kein allgemein gültiges Symbol definiert ist. ISO 31-1 empfiehlt das Symbol a (lat. *annus*) zu benutzen.

Kapitel 6

Erosion und Sedimentation

Die exogenen Prozesse Erosion und Sedimentation spielen eine entscheidende Rolle bei der Entwicklung eines Orogens und der zugehörigen Becken, da sie zu großräumigen Massenumlagerungen führen (z. B. ALLEN, 1997). Physikalische und chemische Erosionsprozesse lösen laufend Material von der Erdoberfläche ab. Das abgelöste Material wird als Sedimentfracht durch verschiedene Transportprozesse über weite Strecken verfrachtet (zum Teil über 4000 km, ALLEN, 1997). An anderen Stellen wird Material abgelagert (Sedimentation). Erosionsprozesse und Sedimentation finden dabei (theoretisch) an jedem Ort gleichzeitig statt, allerdings befinden sich in den seltensten Fällen beide Prozesse im Gleichgewicht. Die Transportprozesse beeinflussen dabei das Verhältnis der beiden Vorgänge, so dass in einigen Gebieten in der Bilanz Material angesammelt (Akkumulation) und an anderen abgetragen (Denudation) wird. Dieses komplexe Zusammenspiel beschreiben Oberflächenprozess-Modelle (engl. *surface process model*, SPM). Nach der Vorstellung von WILLETT (1999) wird die Morphologie des Orogens wesentlich durch den Einfluss des Klimas auf die Erosion und der Wechselwirkung zwischen Oberflächenprozessen und endogenen Prozessen gesteuert.

Die vorliegende Arbeit benutzt bei der Modellierung Literaturwerte für die Parameter, die die Oberflächenprozesse beschreiben. Eine detaillierte Studie der Einflüsse der einzelnen Parameter liegt außerhalb der Zielsetzung dieser Arbeit und wurde nicht durchgeführt.

6.1 Oberflächenprozess-Modelle

Einen Überblick über verschiedene Oberflächenprozesse gibt ANDERSON (1994) am Beispiel der Geomorphologie der Santa Cruz Berge, Kalifornien. Oberflächenprozess-Modelle betrachten in der Regel die Höhenänderung an einen Ort \vec{x} in Abhängigkeit von verschiedenen Prozessen. Die Höhenänderung $\partial h / \partial t$ an einem beliebigen Ort ist dabei die Summe der einzelnen Komponenten (TUCKER & BRAS, 1998):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = U - \Delta Q_s + H(\vec{x}) \quad (6.1)$$

Hierbei bezeichnet U die endogenen Höhenänderungen (Hebung / Subsidenz), Q_s die Sediment-Transportkapazität und H Diffusionsprozesse aufgrund der Geländeform (Hangneigungs-Prozesse, engl. *hillslope processes*). Im Folgenden werden die verschiedenen Mechanismen für den Sedimentfluss und Hangneigungs-Prozesse vorgestellt. Dabei wird nur auf die Prozesse eingegangen, die im numerischem Oberflächenprozess-Model GOLEM (SLINGERLAND, 1994; TUCKER, 1996; TUCKER & BRAS, 1998) implementiert sind und in der vorliegenden Arbeit benutzt wurden. Zum Schluss werden das Programm GOLEM und die Verbindung ABAQUS \Leftrightarrow GOLEM erläutert. Über die verschiedenen Aspekte geben TUCKER & SLINGERLAND (1994) und TUCKER & BRAS (1998) einen Überblick. Die folgenden Gleichungen und Beschreibungen sind, soweit nicht anders vermerkt, TUCKER & BRAS (1998) entnommen. Die beste Dokumentation ist der Quellcode¹ `golem.c`.

6.1.1 Die Sediment-Transportkapazität Q_s

Der Transport von Sedimenten in Wasser wird einerseits durch den Oberflächenfluss Q , andererseits durch die Transportfähigkeit der Flüsse k_f und der Erosionsfähigkeit des Gesteins k_b bestimmt. Q ergibt sich aus der Niederschlagsmenge P , der Fläche des Einzugsgebiets A , der Geländesteigung S und der Transmissivität T des Bodens:

$$Q = \begin{cases} Q_t - Q_{ss} & : Q_t > Q_{ss} \\ 0 & : \text{sonst} \end{cases} \quad (6.2)$$

$$= \begin{cases} PA - TS & : PA > TS \\ 0 & : \text{sonst} \end{cases} \quad (6.3)$$

Hierbei ist $Q_{ss} = TS$ der unterirdische Fluss parallel zur Oberfläche und $Q_t = PA$ der Zufluss aufgrund des Niederschlags. Mit Hilfe des Oberflächenflusses Q , der Geländesteigung S und der Transportfähigkeit k_f wird über folgenden empirischen Zusammenhang die Sediment-Transportkapazität Q_f berechnet:

$$Q_f = k_f Q^{m_f} S^{n_f} \quad (6.4)$$

Die Größen k_f , m_f und n_f werden empirisch bestimmt. m_f und n_f können auch aus theoretischen Überlegungen hergeleitet werden. Für das Transportmodell nach BAGNOLD (1966) ergibt sich $m_f = n_f = 1$. Das sogenannte Einstein-Brown-Transportmodell wird durch $m_f \approx 2$ und $n_f \approx 2$ erfüllt (TUCKER, 1996). Alternativ stehen in GOLEM noch drei weitere Funktionen für die Sediment-Transportkapazität zur Verfügung, die aber für die vorliegenden Untersuchungen nicht genutzt werden. Die Sediment-Transportkapazität Q_f kann nur in Bereichen, in denen mehr Sedimente vorhanden sind als weg transportiert werden können, voll ausgeschöpft werden. Dies ist typischer Weise in alluvialen Bereichen der Fall. Typische Werte für k_f liegen nach TUCKER (1996) im Bereich 0,01 bis 10,0 (für $m_f = 1$).

¹Die Angaben beziehen sich auf die Version 5.14 vom September 1999, die man unter der URL <http://www.mit.edu/people/gtucker/Golem/GolemMain.html> findet.

Gleichung (6.4) setzt voraus, dass immer genug Sedimente vorhanden sind, die transportiert werden können. Dies wird durch die Erosionsfähigkeit k_b des Materials an der Oberfläche bestimmt. Hier gilt für die Sediment-Erzeugungskapazität Q_b ein ähnlicher empirischer Ansatz:

$$\Delta Q_b = \begin{cases} k_b(Q^{m_b} S^{n_b} - t_c) & : Q^{m_b} S^{n_b} > t_c \\ 0 & : \text{sonst} \end{cases} \quad (6.5)$$

TUCKER (1996) und andere Autoren bezeichnen ΔQ_b als *Bedrock*-Erosionsrate, da in Bereichen in denen der Sedimenttransport durch Q_b beschränkt ist, oft das Grundgebirge oder erosionsbeständige Geschiebe an die Oberfläche treten. Wie zuvor werden die Exponenten m_b , n_b und t_c empirisch bestimmt. Dabei ist t_c ein Schwellenwert, der für die Erosion überschritten werden muss und nicht dem Stofftransport zur Verfügung steht (t_c wird meistens vernachlässigt). TUCKER (1996) zeigt, dass $m_b = 1/3$ und $n_b = 2/3$ gilt, falls die Erosionsfähigkeit proportional zur Scherspannung (erzeugt durch das fließende Wasser) und die Breite der Flüsse proportional zur Wurzel der Abflussmenge ist. Typische Werte für k_b liegen dann zwischen $10^{-6} \text{ a}^{-2/3}$ und $10^{-4} \text{ a}^{-2/3}$ (TUCKER, 1996).

Da der Sedimentfluss ∇Q_s entweder durch die zur Verfügung stehenden Sedimente ($Q_b < Q_f$) oder die Transportfähigkeit fluvialer Systeme ($Q_b > Q_f$) begrenzt wird, gilt:

$$Q_s = \min(Q_f, Q_b). \quad (6.6)$$

In der Regel treten innerhalb eines Modells beide Fälle auf. Der Übergang vom alluvialen Transport zu *Bedrock*-Transport hängt bei der Benutzung obengenannter Werte für m_f , n_f , m_b und n_b von den Werten k_f und k_b ab. Mit steigenden k_f -Werten (steigenden k_b -Werten) bewegt sich der Übergangspunkt in Richtung kleinerer (größerer) Hangneigung (TUCKER, 1996).

6.1.2 Hangneigungs-Prozesse H

Unter dem Begriff Hangneigungs-Prozesse werden hier diejenigen Prozesse zusammengefasst, die zu einem Massentransport allein aufgrund der Morphologie des Geländes führen. Dies sind vor allem Kriech-Prozesse des Bodens und verwandte Prozesse, die ohne fluvialen Transport auskommen. Die Prozesse sind in erster Näherung proportional zur Geländekrümmung:

$$H(\vec{x}) = k_d \nabla^2 z \quad (6.7)$$

Die Diffusionsgleichung (6.7) führt nur zu einem Massentransport in Bereichen sich ändernder Hangneigung. In Bereichen konstanter Steigung, wie in Ebenen, fallen sie ganz weg, so dass die Massenumlagerungen im Gegensatz zu fluvialen Transport nur lokal stattfinden. Aufgrund der Abhängigkeit der Diffusion von den lokalen Gegebenheiten ist sie numerisch einfach zu implementieren. Daher spielt diese Gleichung in

vielen Modellierungen eine wichtige Rolle (z. B. HANSEN et al., 2000; WINKLER-ARNDT, 1998).

Die Hangneigungs-Prozesse dominieren vor allem in Landschaften mit niedrigem bis mittlerem Relief, räumlich gleichmäßigem Abfluss und lockerem Bodenbewuchs. Das Gleiche gilt in erster Näherung auch für submarine Bereiche, da dort die fluvialen Prozesse nicht auftreten. Allerdings können an Kontinentelhängen und in Tiefseerinnen Schwereströme² (Turbidite) auftreten, die in erster Näherung wie fluviale Systeme modelliert werden können (ALLEN, 1997).

Weitere wichtige Oberflächenprozesse (einen Überblick gibt unter anderen ANDERSON, 1994) sind zum Beispiel Hangrutschungen, die aufgrund instabiler Hangneigungen entstehen (engl. *hill-slope-failure*). Diese und andere Oberflächenprozesse wurden in der vorliegenden Arbeit nicht berücksichtigt.

6.2 Das Programm GOLEM

Die Umsetzung der oben vorgestellten Zusammenhänge erfolgt mit dem Programm GOLEM (TUCKER, 1995). Dabei steht GOLEM für die englische Bezeichnung *Geomorphic / Orogenic Landscape Evolution Model*. Neben den Oberflächenprozessen erlaubt GOLEM auch die Berücksichtigung einer tektonischen Landhebung und der Flexur der Lithosphäre unter der Massenverlagerung. Beide Optionen wurden jedoch nicht benutzt, da diese endogenen Prozesse nur für einfache Sonderfälle implementiert sind und auch viel genauer von ABAQUS berechnet werden. Das SPM wird von GOLEM durch einen zweidimensionalen Finite-Differenzen-Algorithmus umgesetzt. Hierbei wird die Geländeoberfläche mit Hilfe eines gleichmäßigen Gitters in einzelne Säulen unterteilt und somit approximiert (Abbildung 6.1).

6.2.1 Randbedingungen

Innerhalb des Programms GOLEM wird die mittlere Höhe Z einzelner Zellen C_{ij} eines rechteckigen Gitters der Größe $(X_{grid} + 2) \times (Y_{grid} + 2)$ berechnet (Abbildung 6.2). Es gilt: $0 \leq i \leq X_{grid} + 1$ und $0 \leq j \leq Y_{grid} + 1$. Dabei gehorchen die Zellen entlang der Ränder besonderen Randbedingungen, die für die inneren $X_{grid} \times Y_{grid}$ Zellen nicht gelten. Die Randbedingungen sind folgendermaßen definiert:

$$Z(C_{0j}) = 0 \quad (\text{linker Rand}) \quad (6.8)$$

$$Z(C_{i0}) = Z(C_{iY_{grid}}) \quad (\text{unterer Rand}) \quad (6.9)$$

$$Z(C_{iY_{grid}+1}) = Z(C_{i1}) \quad (\text{oberer Rand}) \quad (6.10)$$

²Schwereströmungen können auch an Land in Form von Lawinen, pyroklastischen Flüssen (*nuées ardentes* (fr.), *awan panas* (indonesisch)) oder Muren (an Vulkanen oft als *lahar* (ind.)) auftreten. Diese werden im Programm GOLEM jedoch vernachlässigt.

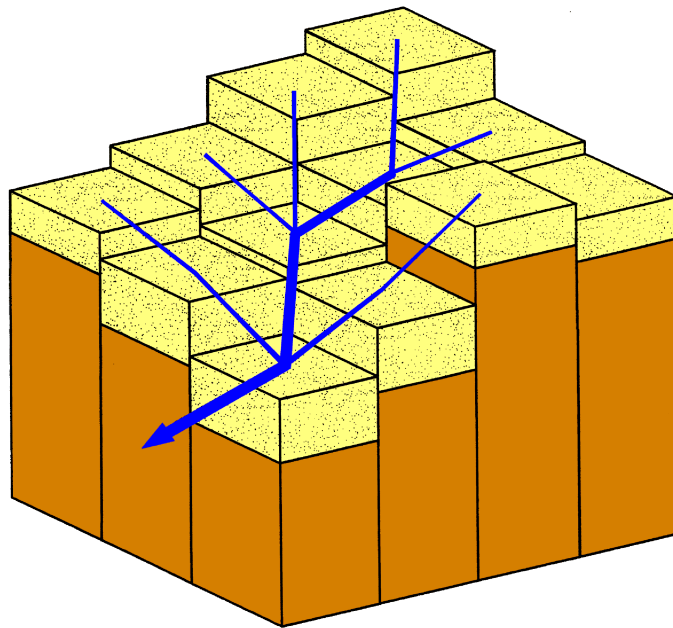


Abbildung 6.1: Die Aufteilung der Landschaft in einzelne Säulen für die Berechnung der exogenen Prozesse mit GOLEM (aus [TUCKER, 1996](#)). Wasser und Sedimente (gelb) bewegen sich entlang des steilsten Gradienten abwärts.

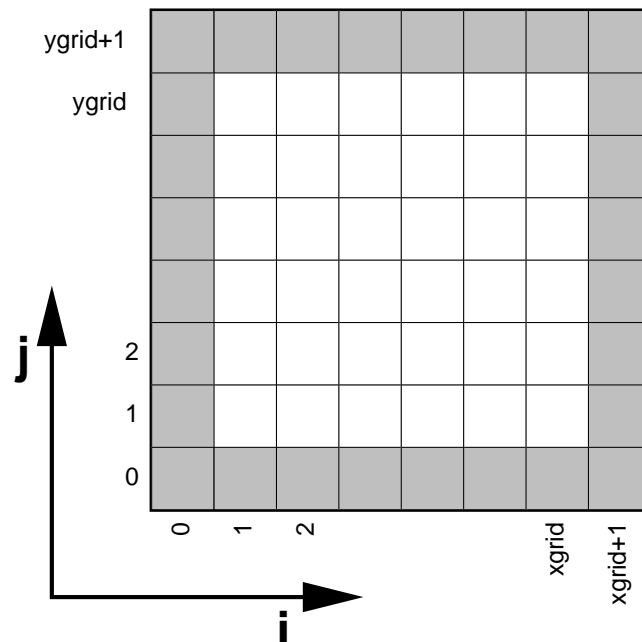


Abbildung 6.2: Die Nummerierung der Gitterzellen C_{ij} in GOLEM. Die im Text beschriebenen Randbedingungen gelten für die grau hinterlegten Zellen.

Für die Zellen C_{ij} mit $i = X_{grid} + 1$ (rechter Rand) gilt wahlweise eine der folgenden Randbedingungen:

$$Z(C_{X_{grid}+1j}) = 0 \quad (6.11)$$

$$M_{rs}(C_{X_{grid}+1j}) = const. \quad (6.12)$$

$$\frac{dZ(C_{X_{grid}+1j})}{dx} = 0 \quad (6.13)$$

$$\frac{dZ(C_{X_{grid}+1j})}{dx} = \frac{1}{2} \left(\frac{dZ(C_{X_{grid}j})}{dx} + \frac{dZ(C_{X_{grid}-1j})}{dx} \right) \quad (6.14)$$

Dabei ist $M_{rs}(C_{ij})$ die Mächtigkeit der Sedimente und Gesteine oberhalb des Grundgebirges innerhalb der Zelle C_{ij} . Die Randbedingungen (6.9) und (6.10) führen dazu, dass Material, das den einen Rand verlässt, am anderen Rand wieder in das Modell eintritt. Dies bewirkt eine periodische Fortsetzung des Modells in Y-Richtung. Die Randbedingungen (6.8) und (6.11) halten die entsprechenden Ränder auf einer konstanten Höhe von $Z = 0$. Die Randbedingung (6.12) erlaubt eine Höhenänderung bei konstanter Mächtigkeit M_{rs} , d. h. eine Höhenänderung aufgrund einer tektonischen Hebung oder einer Subsidenz wird zugelassen. Randbedingung (6.13) verhindert einen Massenfluss über den entsprechenden Rand hinweg und Randbedingung (6.14) wählt die Steigung der Zellen senkrecht zum Rand so, dass diese der mittleren Steigung der benachbarten Zellen entspricht. Die Randbedingung gemäß Gleichung (6.12) ist bei einer Kombination von ABAQUS mit GOLEM nicht sinnvoll, da sie eine Berechnung von endogenen Prozessen durch GOLEM impliziert.

Neben den oben vorgestellten Randbedingungen erlaubt GOLEM auch eine explizite Angabe der Randbedingung für jede einzelne Zelle. Dafür muss für jede Zelle angegeben werden, ob sie eine aktive, innere Zelle, eine Randzelle mit geschlossenem Rand (kein Sedimentfluss durch die Zelle) oder eine Randzelle mit offenem Rand ist.

6.2.2 Die Benutzung von GOLEM

Die Wahl der Randbedingung für die Zellen $C_{X_{grid}+1j}$ und die Angabe weiterer Parameter erfolgt in einer Konfigurationsdatei, die typischerweise die Dateiergung `.in` trägt. Details dazu finden sich in TUCKER (1995). Die Größe des Gitters ist im Programm festgelegt. Das Programm muss nach einer Veränderung der Gittergröße angepasst und neu übersetzt werden. Dazu werden im C-Quellcode am Anfang die Konstanten

```
#define SEALEVEL 200.0 /* Sealevel elevation (KDF) */
#define KFSLFAC 0.01 /* kf_sea = kf * KFSLFRAC (KDF) */
#define MINELEV -10000.0 /* minimal elevation allowed (KDF) */
#define XGRID 40 /* Grid size in X, excluding boundaries */
#define YGRID 80 /* Grid size in Y, excluding boundaries */
#define XGRIDP1 41 /* XGRID + 1 (= coord of east boundary) */
#define YGRIDP1 81 /* YGRID + 1 (= coord of north boundary) */
#define GRIDSIZE 3200 /* Number of cells, excluding boundaries */
```

angepasst. Der Aufruf `gcc -O2 -o golem golem.c -lm` übersetzt den Quellcode `golem.c` und erzeugt das ausführbare Programm `golem`. Die ersten drei Konstanten beziehen sich auf eigene Erweiterungen, die im Abschnitt 6.2.3 beschrieben sind. Nach dem Aufruf `golem job.in [-s]` wird zunächst die Konfigurationsdatei `job.in` eingelesen und ausgewertet. Der optionale Parameter `-s` (für engl. *silent*) gibt an, ob eine detaillierte Ausgabe am Bildschirm während der Berechnung unterdrückt wird. Die Konfigurationsdatei enthält neben der Wahl der einzelnen Parameter auch die Namen von Dateien, die die initiale Topografie des Grundgebirges (z. B. Datei `job.base`), die Mächtigkeiten der hangenden Gesteins- und Sedimentschichten und deren Erosionseigenschaften (z. B. Datei `job.strat`) enthalten. Außerdem werden die Namen der Ausgabe-Dateien (z. B. `job.*`) festgelegt. Details zu den einzelnen Datei-Formaten finden sich in TUCKER (1995). Die Datei der anfänglichen Grundgebirgstopografie (`job.base`) und die Datei der resultierenden Höhen (`job.elev`) werden für den Datenaustausch mit ABAQUS genutzt. Im Anhang C finden sich exemplarisch je eine Konfigurations-Datei und eine Stratigrafie-Datei.

6.2.3 Eigene Anpassungen an GOLEM

Damit das Programm mit sehr tiefen Geländeabsenkungen zurecht kommt, musste es an einer Stelle leicht modifiziert werden. Außerdem sollte der Einfluss des Meeresspiegels auf den Sedimenttransport berücksichtigt werden. Dies konnte ebenfalls durch eine Änderung im originalen Quellcode erreicht werden. Hinzu kommt noch die Beseitigung eines Fehlers, der unter bestimmten Umständen zum Absturz des Programms führte (Gregory Tucker, der Autor des Programms, wurde bereits informiert). Um für jede einzelne Zelle eine Hebungs- bzw. Subsidenzrate angeben zu können, wurde GOLEM um diese Option erweitert. Damit ist es möglich, endogene Höhenänderungen U in GOLEM zu berücksichtigen. Die einzelnen Anpassungen werden detailliert im Anhang B vorgestellt.

6.3 Der Ergebnisaustausch zwischen ABAQUS und GOLEM

Um die endogenen Prozesse mit den exogenen Prozessen zu verknüpfen, ist es notwendig, die Ergebnisse der Berechnungen mit ABAQUS und GOLEM zwischen beiden Programmen auszutauschen. Dadurch kann der positive Rückkopplungs-Mechanismus zwischen den endogenen und exogenen Prozessen simuliert werden.

Der Ablauf eines Modellierungszyklusses ist in Abbildung 6.3 dargestellt. Zuerst wird das lithostatische Gleichgewicht des Ausgangsmodells berechnet. Dies ist nötig, um ein Einsinken des Modells unter dem Eigengewicht zu verhindern. Danach werden für einen Zeitraum t_0 die endogenen Prozesse mit ABAQUS berechnet. Im nächsten Schritt erfolgt die Berechnung der exogenen Prozesse mit GOLEM für den

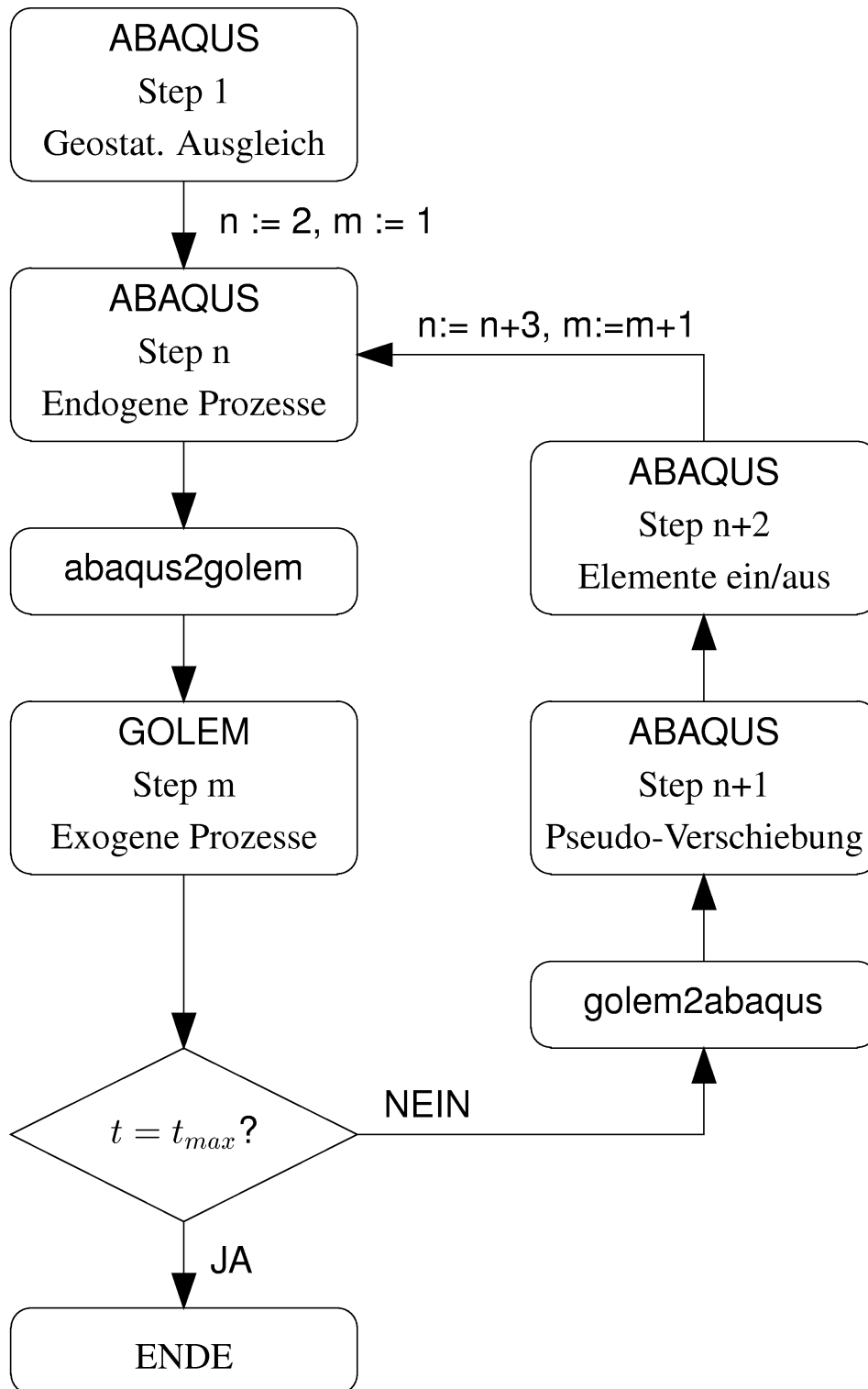


Abbildung 6.3: Schema des Modellierungsablaufs.

selben Zeitraum und das Ergebnis wird genutzt, um zu entscheiden, welche Elemente deaktiviert bzw. aktiviert werden müssen. Anschließend werden wieder die endogenen Prozesse für den Zeitraum t_1 berechnet und der Zyklus schließt sich.

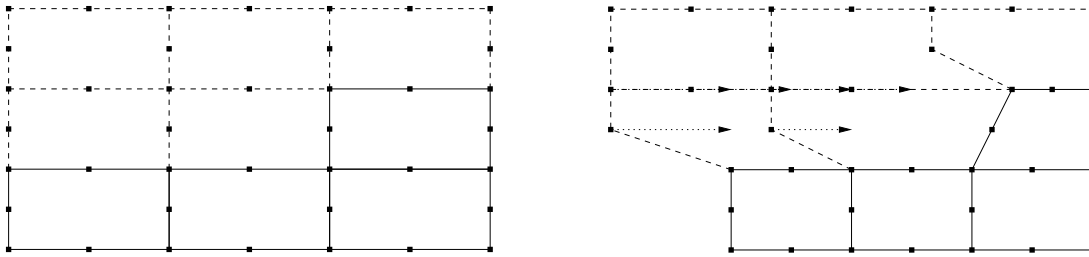
Hierbei wird die Fähigkeit von ABAQUS ausgenutzt, einzelne Elemente während der Rechnung zu aktivieren und zu deaktivieren (ABAQUS-Schlüsselwort `*CHANGE MODEL`, HIBBITT et al., 1997). Dazu wird in das FEM-Modell eine Schicht eingebracht, die am Anfang deaktiviert ist und deren Elemente bei Bedarf im Laufe der Rechnung aktiviert werden. Dadurch kann an beliebiger Stelle bis zur Mächtigkeit dieser Schicht Sediment abgelagert werden.

Um die exogenen Prozesse zu berechnen, wird aus der mit ABAQUS berechneten Topografie eine mittlere Hebungsrate der einzelnen Zellen des GOLEM-Modells berechnet (Funktion U in Gleichung (6.1)). Die GOLEM-Modellierung erfolgt dann mit diesen Hebungsraten. Dadurch werden sowohl die tektonischen Prozesse als auch die Oberflächenprozesse berücksichtigt. Die Effekte der Massenumlagerung auf die weitere tektonische Entwicklung und ein isostatischer Ausgleich werden vernachlässigt. Die Berechnung erfolgt erst in einem weiteren ABAQUS-Modellierungsschritt. Außerdem ist die Hebungsrate für jede Zelle während der Berechnung konstant. Dies entspricht jedoch nicht immer dem tektonischen Modell, so dass die Hebungsgeschichte in stückweise lineare Bereiche unterteilt werden sollte. In GOLEM können diese dann über die Restart-Option eingebracht und mit der neuen Hebungsrate U und eventuell mit veränderten Werten für den Niederschlag oder den Meeresspiegel weitergerechnet werden.

Den Ergebnisaustausch zwischen ABAQUS und GOLEM bewerkstelligen die IDL-Programme `abaqus2golem` und `golem2abaqus` (Anhang D). Es müssen allerdings verschiedene Hindernisse überwunden werden:

- ABAQUS rechnet auf unregelmäßigen, GOLEM auf regelmäßigen Gittern,
- GOLEM verändert im Gegensatz zu ABAQUS nur die Oberfläche des Modells,
- das Programm `abaqus2golem` muss die Schnittfläche zwischen den aktiven und inaktiven Elementen bestimmen, da dies der momentanen Modelloberfläche entspricht, und
- das Programm `golem2abaqus` muss die zu aktivierenden und deaktivierenden Elemente bestimmen und eine passende Eingabe-Datei für ABAQUS erzeugen.

Die ersten beiden Punkte lassen sich relativ einfach mit IDL-Funktionen (Anhang D) lösen. Die nächsten beiden Probleme sind komplexer und erfordern einen genauen Überblick über die Elemente, die zugehörigen Knoten und den Status (aktiv oder inaktiv) des Elements. Dazu werden drei Dateien herangezogen, in denen die notwendigen Informationen abgespeichert werden (Abschnitt D.1 und D.2).



(a) Skizze des undefor mierten Modells

(b) Skizze des deformierten Modells: Die Pfeile deuten die notwendigen Verschiebungen an, falls die untersten beiden inaktiven Elemente aktiviert werden sollen.

Abbildung 6.4: Aktivierung inaktiver Elemente. Aktive Elemente sind mit durchgezogenen, inaktive Elemente mit gestrichelten Linien und Knoten durch Punkte dargestellt.

6.3.1 Pseudo-Verschiebungen

Die Deaktivierung einzelner Elemente führt dazu, dass zugehörige Knoten nicht an der Deformation des Modells teilnehmen. Dies kann zu starken Verzerrungen der inaktiven Elemente führen. Bei der Erstellung einer ABAQUS-Eingabedatei mit dem Programm `golem2abaqus` stellt sich daher nicht nur die Frage, welche Elemente aktiviert bzw. deaktiviert werden sollen. Es muss auch berücksichtigt werden, wie groß die Verschiebung der Knoten ist, die sowohl zu bereits aktiven als auch zu neu aktivierten Elementen gehören. Um eine allzustarke Deformation der Elemente bei der Aktivierung zu vermeiden, ist es notwendig, die Verschiebung abzuschätzen, die ein inaktiver Knoten erfahren hätte, wenn er aktiv gewesen wäre. Dieser Verschiebungsbetrag wird im Folgenden als Pseudo-Verschiebung bezeichnet. Die Berechnung der Pseudo-Verschiebung ist wichtig, da viele Knoten der anfangs inaktiven Sedimentschicht nicht der Deformation des restlichen Modells folgen. Dadurch werden die Elemente nicht an der richtigen Stelle eingefügt. Das Problem ist für den zweidimensionalen Fall mit Verschiebungen in nur einer Richtung in [Abbildung 6.4](#) dargestellt. Bei der Konvertierung von GOLEM nach ABAQUS ist das Problem jedoch dreidimensional und es treten Pseudo-Verschiebungen in allen drei Raumrichtungen auf. Die Pseudo-Verschiebungen werden über die Verschiebungen der obersten zuvor aktiven Knoten mit den selben horizontalen, ursprünglichen Koordinaten abgeschätzt. Die so bestimmten Pseudo-Verschiebungen werden als Verschiebungs-Randbedingungen für die neu aktivierten Knoten vorgegeben und in ABAQUS ein passender Ausgleich-Schritt berechnet.

Dieses Vorgehen führt zu einer Einschränkung: Knoten der anfangs inaktiven Sedimentschicht und der Elemente, die eventuell im Laufe der Rechnungen deaktiviert und wieder aktiviert werden, müssen senkrecht über Knoten, die auf keinen Fall deaktiviert werden, liegen.

6.3.2 Probleme

In der beschriebenen Prozedur zum Ergebnisaustausch zwischen ABAQUS und GOLEM verbergen sich noch einige Probleme, die bisher noch nicht angesprochen wurden und die einen manuellen Eingriff in den Ablauf der numerischen Simulation erfordern.

Das erste Problem, das einer vollständigen Automatisierung im Wege steht, ist, dass der Benutzer abschätzen muss, zu welchem Zeitpunkt die ABAQUS-Modellierung abgebrochen werden soll, um mit GOLEM die exogenen Prozesse zu modellieren. Das Gleiche gilt für den umgekehrten Weg, allerdings spielt bei der GOLEM-Modellierung die Rechenzeit eine untergeordnete Rolle. Hier kann ein langer Zeitraum modelliert und erst anschließend die Entscheidung zur Integration eines bestimmten Modellierungsschrittes in ABAQUS gefällt werden. Während der ABAQUS-Modellierung bietet es sich an, nach jeder Beendigung eines Modellierungsunterschrittes die Ergebnisse zu sichten und dann gegebenenfalls die laufende Modellierung abzubrechen.

Ein weiteres Problem tauchte bei der Benutzung der Restart-Option von ABAQUS auf. Damit ist es möglich, unterbrochene ABAQUS-Modellierungen fortzusetzen und dabei gegebenenfalls weitere Modellierungsschritte anzufügen. Eine passende Eingabedatei wird auch vom Programm `golem2abaqus` erzeugt, in der nur noch (manuell) die passenden Restart-Parameter eingefügt werden müssen. Es stellte sich heraus, dass gerade dies in ABAQUS/Standard Version 5.7 öfter nicht funktionierte³. Die Ursache ist nicht ganz klar und auch in der Datenbank von HIBBITT, KARLSSON & SORENSON, INC.⁴ nicht dokumentiert. Abhilfe schaffte hier nur eine Modifizierung der Eingabedatei, so dass die endogene Simulation zu dem Zeitpunkt aufhört, der für die GOLEM-Modellierung benutzt wurde, und der Rechenschritt, der mit `golem2abaqus` erzeugt wurde, direkt angefügt wird. Die Rechnung muss dann von vorn gestartet werden. Ob dieser Fehler auch in der Version 5.8 auftritt, ist nicht getestet worden. Der Rechner, auf dem ABAQUS/Standard in der Version 5.8 installiert ist, hat nicht genug Ressourcen, um große und komplexe Modelle zu berechnen⁵.

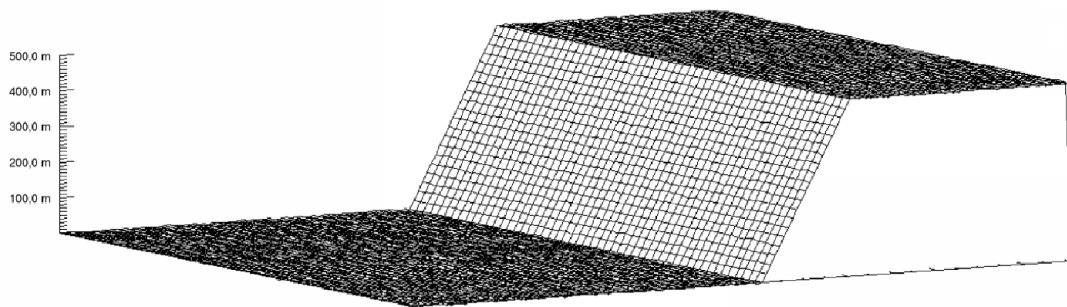
6.4 Darstellung der Ergebnisse von GOLEM

Die 3D-Darstellung der Ergebnisse einer GOLEM-Berechnung erfolgt entweder mit Hilfe von IDL oder mit dem Programm VIS5D. Abbildung 6.5, die mit IDL erstellt wurde, zeigt exemplarisch eine 500 m hohe Geländestufe, in der sich Schwemmfächer und Täler ausbilden. Außerdem ist der Einfluss des Meeresspiegels (bei 50 m) gut

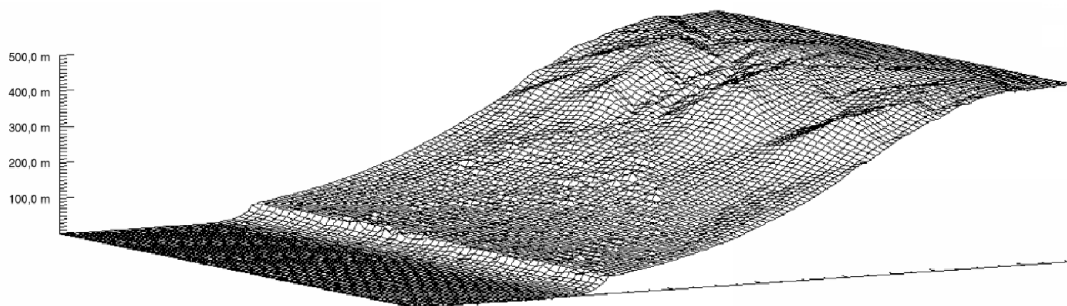
³Der ABAQUS/Standard Preprozessor stürzt mit einen sog. *core dump* ab.

⁴Zu finden im Internet unter der URL http://www.abaqus.com/support/search-status/ts_status-reports.cgi

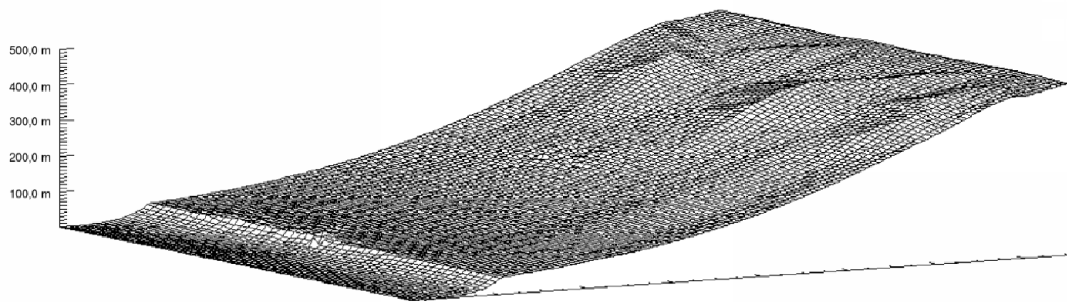
⁵Ein Update von ABAQUS/Standard Version 5.7 auf Version 5.8 ist auf dem Rechner mit ausreichenden Ressourcen nicht möglich, da dann auch das Betriebssystem (Solaris 2.5.1) auf den neusten Stand gebracht werden muss. Dies ist jedoch nicht möglich, da der ABAQUS-Lizenzserver nur mit Solaris 2.5.1 arbeitet und auf genau diesem Rechner installiert sein muss.



(a) Der Ausgangszustand (0 Ma) der Geländestufe



(b) Die Landschaft nach 1 Ma. Es bilden sich Täler und Schwemmfächer.



(c) Die Landschaft nach 2 Ma. Die Morphologie wird immer glatter und die Küstenlinie wandert meerwärts.

Abbildung 6.5: Beispiel einer GOLEM-Berechnung: Die Geländestufe entwickelt sich zu einer Landschaft mit Tälern und Schwemmfächern. Darüber hinaus kann man gut den Einfluss des Meeresspiegels erkennen. Das Modell hat eine horizontale Ausdehnung von 500 km mal 1500 km. Die vertikale Achse ist stark überhöht dargestellt und reicht von 0 m bis 500 m.

Tabelle 6.1: Parameter der GOLEM-Berechnungen.

Anzahl der Iterationen	10000	k_f	0,01
Dauer einer Iteration ΔT	200 a	k_f (unter Wasser)	$0,01 \times k_f$
Ausgabe Intervall	1000 Iterat.	m_f	1,0
Gitterabstand Δx	10000 m	n_f	1,0
rechte Randbedingung	kein Fluss	τ_c	0,0
Meeresspiegel	50,0 m	k_b	$0,00005 \text{ a}^{-2/3}$
Niederschlagsrate	1 m/a	m_b	0,330
		n_b	0,670

zu erkennen. Dafür wurden die Beispiel-Dateien `golem.in` und `golem.strat` (Anhang C) benutzt. Tabelle 6.1 gibt einen Überblick über die verwendeten Konstanten.

VIS5D ist ein Programm zur Visualisierung von skalaren und vektoriellen Daten im Raum und für unterschiedliche Zeitpunkte. Es wird von der University Wisconsin in Madison (USA) entwickelt⁶. Im Anhang E ist der Quellcode eines C-Programms wiedergegeben, das eine Konvertierung der GOLEM-Ergebnisse in das Datenformat von VIS5D vornimmt.

⁶Das Programm ist unter <http://www.ssec.wisc.edu/~billh/vis5d.html> im Quellcode und für verschiedene Plattformen vorkompiliert erhältlich.

Kapitel 7

Voruntersuchungen

In diesem Kapitel werden drei Modelle prinzipieller Art vorgestellt. Damit sollen die Möglichkeiten und Grenzen von ABAQUS aufgezeigt werden. Zunächst wird ein zweidimensionales Modell vorgestellt, das Kontaktflächen zur Modellierung von Störungsflächen benutzt. Danach wird ein dreidimensionales Modell behandelt. Es untersucht die Auswirkung einer dreidimensionalen Struktur auf die Beckenbildung und liefert somit die Motivation für ein dreidimensionales Vorgehen bei der Untersuchung der synorogenen Entwicklung des Variszischen Vorlandbeckens. Das dritte Modell demonstriert die Wirkung einer Entlastung eines Modells durch das Entfernen einer ganzen Elementschicht. Es dient als Test des isostatischen Gleichgewichts.

7.1 Ein Modell mit mehreren Überschiebungsflächen

Mit diesem Modell wird der Einsatz von Kontaktflächen in ABAQUS zur Modellierung von Überschiebungsflächen untersucht. Das zweidimensionale Modell lehnt sich an ein Modell von [HARDY et al. \(1998\)](#) an. Die Überschiebungsflächen werden in ABAQUS durch Kontaktflächen simuliert. Benachbarte Elemente haben an den Kontaktflächen keine gemeinsamen Knoten und können sich daher frei gegeneinander bewegen.

7.1.1 Das Modell von HARDY et al.

[HARDY et al. \(1998\)](#) stellen ein Modell vor, dass die Entwicklung von kritischen Überschiebungskeilen (engl. *critical wedge*) eines Falten- und Überschiebungsgürtels untersucht. Das „Bulldozer“-Modell (Abbildung 7.1) besteht aus acht Blöcken, die durch sieben parallele Überschiebungsflächen getrennt sind. Das Modell hat eine initiale Ausdehnung von 55 km und eine Mächtigkeit von 2 km. Die Störungsflächen fallen anfangs mit einem Winkel von 25° nach links ein. Das Modell setzt einen konstanten Verschiebungsbetrag (1 m ka^{-1}) an der äußersten hangenden Seite (links) des Modells an. Dadurch werden zu unterschiedlichen Zeitpunkten die einzelnen Überschiebungs-

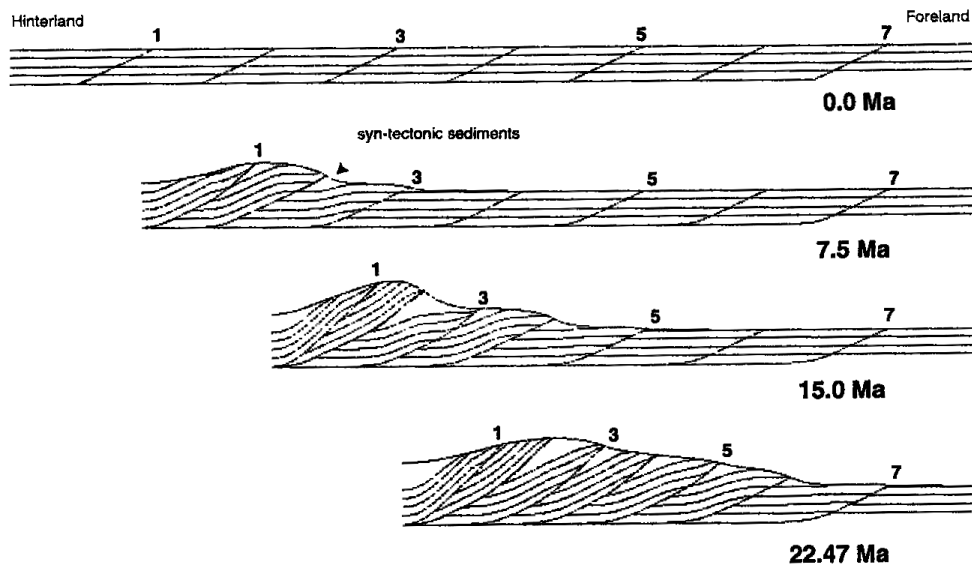


Abbildung 7.1: Das Modell von [HARDY et al. \(1998\)](#). Die Bildfolge zeigt das Ausgangsmodell und das Modell nach 7,5 Ma bis 22,47 Ma. Der Reibungskoeffizient der Sohlfläche liegt bei $\mu = 0,40$ und für die Überschiebungsflächen bei $\mu = 0,55$ (aus [HARDY et al., 1998](#)).

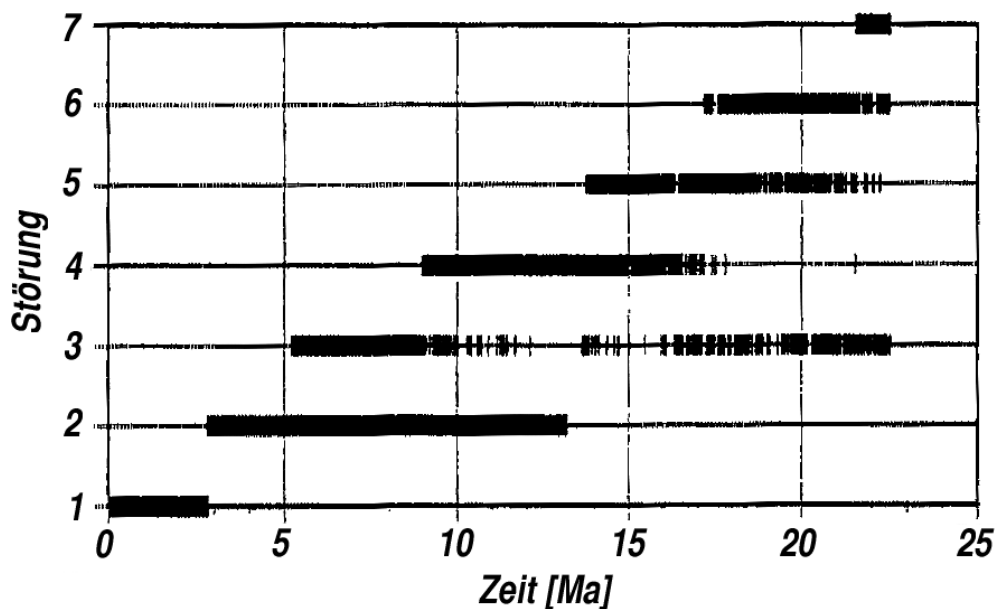


Abbildung 7.2: Zeitliche Änderung der aktiven Störung des Modells aus [Abbildung 7.1](#) (aus [HARDY et al., 1998](#)).

flächen aktiviert (Abbildung 7.2) und es kommt zur Auffaltung des Überschiebungskeils. Die Randbedingungen des Modells sind derart, dass die Unterseite (Sohlfläche, engl. *basal detachment*) sich nicht vertikal bewegen darf und der äußerste liegende Block (rechts) fixiert ist. Zusätzlich werden Oberflächenprozesse durch einen Diffusionsansatz nach Gleichung (6.7) berücksichtigt.

7.1.2 Das ABAQUS-Modell

Das ABAQUS-Modell ist stark an dem Modell von HARDY et al. (1998) orientiert. Es besteht ebenfalls aus 8 Blöcken und hat eine Ausdehnung von $55 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ (Abbildung 7.3). Im Unterschied zu dem Modell von HARDY et al. (1998) wird die Sohlfläche vertikal nicht in der Bewegung eingeschränkt und es wirkt dort keine Reibung. Zusätzlich wirkt die Schwerkraft auf das Modell, das an der Unterseite durch ausgleichende Auftriebskräfte stabilisiert wird. Die Auftriebskräfte werden durch eine Randbedingung erzeugt, die einen Druck proportional zur Verschiebung der Flächen hervorruft¹. Die Proportionalitätskonstante hat einen Wert von 30 kPa m^{-1} . Die Rechnungen wurden rein elastisch durchgeführt. Dabei haben alle Blöcke eine Dichte von $\rho = 2700 \text{ kg m}^{-3}$, einen Elastizitätsmodul von $E = 50 \text{ GPa}$ und ein Poissonverhältnis von $\nu = 0,25$. Es wurden keilförmige C3D15 Elemente benutzt, deren Knoten sich senkrecht zum Modell nicht bewegen dürfen, so dass mit einer zweidimensionalen Symmetrie gerechnet wurde.

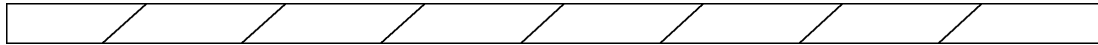
Die unteren Blöcke werden durch die Auflast der hangenden Blöcke nach unten gedrückt und verbiegen sich gleichzeitig durch die wirkenden Auftriebskräfte (Abbildung 7.3). Die auftretenden Spannungen sind sehr hoch und erreichen Werte über $1,6 \text{ GPa}$. Nach 7 Ma ist der zweite Block über den dritten geschoben und die FEM-Analyse bricht ab.

7.1.3 Diskussion des Modells

Das relativ einfach aufgebaute quasi-zweidimensionale ABAQUS-Modell zeigt, dass ABAQUS/Standard in der Lage ist, Störungsflächen zu modellieren. Allerdings führen die nichtlinearen Randbedingungen zu numerischen Schwierigkeiten, die durch eine große Anzahl Iterationen abgefangen werden. Erst nachdem ein Block komplett auf den andern geschoben worden ist und somit das Modell keine Gegenkraft aufbauen kann, bricht die Modellierung ab. Die zahlreichen Iterationen führen zu einer vergleichsweise langen Rechenzeit von 28,5 Stunden.

Der Vergleich des ABAQUS-Modells mit dem Modell von HARDY et al. (1998) zeigt einige Gemeinsamkeiten, aber auch große Unterschiede, die vor allem auf unterschiedliche Randbedingungen zurückzuführen sind. Das Verhalten der Störungszone ist in beiden Modellen ähnlich. So werden im Laufe der Modellierung alle Störungszone aktiviert, wobei im ABAQUS-Modell am Anfang alle Aufschiebungsbeträge in

¹Diese Randbedingung wird mit dem ABAQUS-Schlüsselwort *FOUNDATION implementiert.



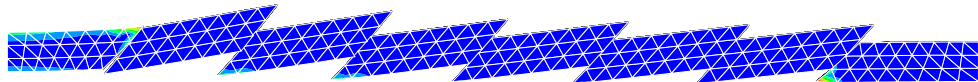
(a) Das Ausgangsmodell bestehend aus 8 Blöcken.



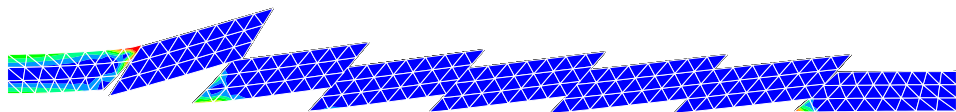
(b) Nach 1,8 Ma sind an den Störungen kleine Versätze zu erkennen. Dabei sind die Versätze links größer als rechts. Die Differenzspannungen liegen unter 0,4 GPa.



(c) Nach 4,1 Ma treten in den äußeren Blöcken Spannungen bis 1,0 GPa auf. Die Höhenunterschiede an den Störungszonen nehmen zu, wobei die einzelnen Blöcke gegeneinander verkippen.



(d) Nach 5,9 Ma haben die Spannungen weiter zugenommen, bleiben jedoch unter 1,0 GPa. Die Verschiebungen sind in den linken Blöcken am größten. Einzelne Blöcke fangen an sich zu biegen.



(e) Nach 7,0 Ma ist der zweite Block auf den dritten überschoben worden. An den anderen Blöcken treten kaum noch Bewegungen auf. Im ersten Block erreichen die Spannungen Werte über 1,6 GPa.

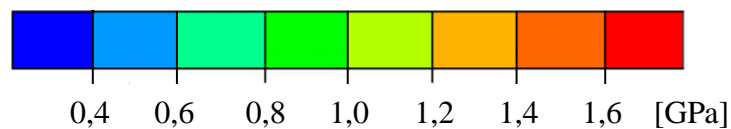


Abbildung 7.3: Das ABAQUS-Modell zur Untersuchung von Überschiebungen. Das Modell ist in Anlehnung an das Modell von [HARDY et al. \(1998\)](#) (Abbildung 7.1) aufgebaut. Die Skala gibt die Spannungsdifferenzen zwischen der minimalen und maximalen Hauptspannung wieder.

der selben Größenordnung liegen. Mit der Zeit dominiert jedoch die Überschiebung auf der linken (hangenden) Seite. Das Modell von [HARDY et al. \(1998\)](#) zeigt einen anderen zeitlichen Verlauf der Überschiebungszonen. Hier verschiebt sich die Aktivität im Laufe der Modellierung vom Hinter- zum Vorland. Diese Unterschiede haben ihre Ursache in den unterschiedlichen Randbedingungen.

Die Randbedingungen beider Modelle unterscheiden sich an den Sohlflächen des Modells und bei der Berücksichtigung von Diffusionsprozessen an der Oberfläche. Durch die Bewegungsfreiheit des ABAQUS-Modells an der Unterseite zeigt dieses die Wechselwirkung zwischen der Hebung eines Blockes und der Subsidenz des benachbarten Blocks. Dies ist in einem Modell mit vertikal fixierter Unterseite nicht möglich. In der Natur spielen beide Fälle eine Rolle, so dass beide Modelle ihre Existenzberechtigung haben.

Die Diffusionsprozesse des Modells von [HARDY et al. \(1998\)](#) führen zu einer Massenumlagerung während der Modellierung. Die syntektonischen Sedimente verursachen dabei eine Aufsteilung der Störungsflächen und führen letztendlich dazu, dass die Aufschiebung inaktiv wird. Ein Überschiebungskeil, der im Laufe der Zeit bei etwa konstanter Neigung von links nach rechts wächst, bildet sich aus. Im Gegensatz dazu steht das Verhalten des ABAQUS-Modells. Eine einhüllende Kurve über die Spitzen der Blöcke zeigt zwar die Ausbildung eines Gebirgszuges, allerdings nicht eines *critical taper wedge*. Stattdessen nimmt die Steigung der Einhüllenden immer weiter zu.

7.2 Ein einfaches dreidimensionales Modell

Um den prinzipiellen Einfluss von dreidimensionalen Strukturen auf die Entwicklung von Vorlandbecken zu untersuchen, wurde ein einfaches Modell erstellt (Abbildung 7.4). Die Ergebnisse der Modellierung weisen auf die Notwendigkeit dreidimensionaler Modelle hin.

7.2.1 Das FEM-Modell

Das $1000 \text{ km} \times 1000 \text{ km} \times 120 \text{ km}$ große Modell besteht aus drei Schichten nach dem IASP91-Modell ([KENNETT, 1991](#)), deren elastische Eigenschaften in Tabelle 3.4 wiedergegeben sind. Dabei kann sich der südliche Teil der Oberkruste unabhängig vom restlichen Modell bewegen. Die Kontaktfläche ist durch eine mit 10° nach Süden einfallenden Störung und der Grenze zwischen Ober- und Unterkruste definiert. Die Störung verläuft über 312,5 km von West nach Ost, weicht dann in südliche Richtung ab (15°) und erstreckt sich die letzten 312,5 km nach Osten. Entlang dieser Störungszone befindet sich ein 10 km hohes und 115 km breites Gebirge mit dreieckigem Querschnitt. Im Modell werden sowohl Hexaeder- als auch Keilelemente 2. Ordnung verwendet (C3D20 bzw. C3D15 Elemente).

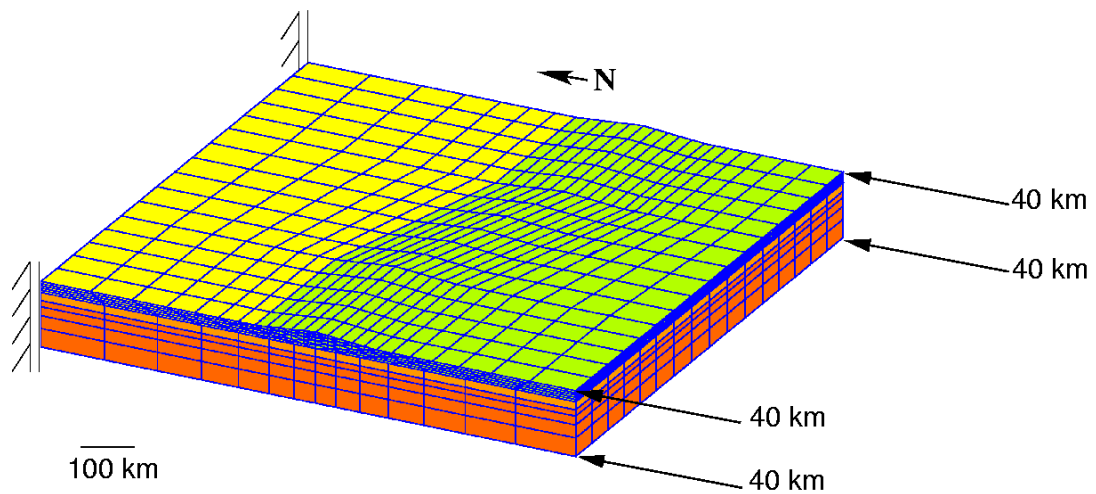


Abbildung 7.4: Ein einfaches Modell zur Untersuchung des Einflusses dreidimensionaler Strukturen. Die Oberkruste ist in einen nördlichen (gelb) und südlichen Teil (grün) entlang einer Störungszone unterteilt (s. Text). Der südliche Teil ist vom nördlichen Teil und der Unterkruste (orange) entkoppelt.

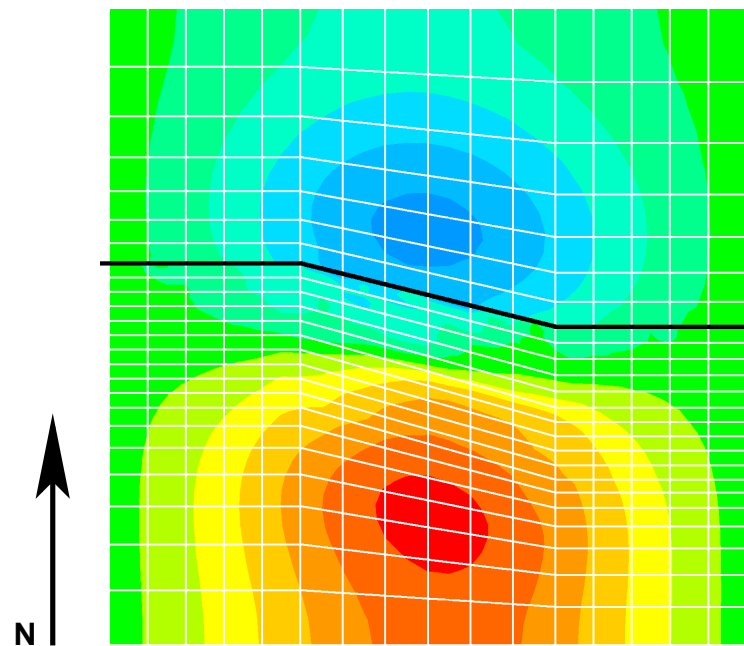


Abbildung 7.5: Ost-West-Komponente der horizontalen Deformation an der Modelloberfläche. Der nördliche Teil bewegt sich bis zu 55 m nach Westen. Der südliche Teil um mehr als 55 m nach Osten. Der Isolinienabstand beträgt 10 m, der grüne Bereich liegt zwischen -5 m und 5 m. Die schwarze Linie kennzeichnet die Störungszone.

Die Randbedingungen sind so gewählt, dass an den Modellrändern keine Bewegungen senkrecht zum Rand zugelassen sind. Eine Ausnahme bildet der südliche Rand, an dem eine kompressive Verschiebung von 40 km vorgegeben ist (Abbildung 7.4). In vertikaler Richtung wirken die Schwerkraft und isostatische Auftriebskräfte. Das Modell schwimmt quasi auf der Asthenosphäre und kann sich ansonsten frei in vertikaler Richtung bewegen. Zu beachten ist, dass sich der Gebirgsgürtel anfangs nicht im isostatischen Gleichgewicht befindet und deshalb ein Einsinken zu erwarten ist.

7.2.2 Ergebnisse der Modellierung

Nach der Kompression des Modells ergibt sich folgendes Bild:

- Im zentralen Bereich kommt es an der Oberfläche des Modells zu sinistralen Verschiebungen bis zu 110 m (Abbildung 7.5). An der Unterseite sind die Verschiebungen entgegengesetzt (o. Abb.).
- Das Modell verbiegt sich unter der Auflast des Gebirgsgürtels. Dadurch entstehen Vorland- und Retroarc-Becken.

Die sinistrale Bewegung an der Oberfläche widerspricht der intuitiven Anschauung, lässt sich jedoch einfach durch die unterschiedliche Lage des Beckenminima im westlichen und östlichen Teil des Modells erklären. Dadurch bewegt sich der nördliche Modellteil nach Westen und der südliche Teil nach Osten. Das Vorlandbecken (Abbildung 7.6 zeigt einen Schnitt durch das Becken) erreicht eine Tiefe von 1100 m und eine Breite von über 300 km. Dabei hängt sowohl die Tiefe als auch die horizontale Ausdehnung in Nord-Süd-Richtung von der Position entlang der Überschiebungsfrent ab (Abbildung 7.7). Die Form des Beckens ist jedoch unabhängig von der Lage.

7.2.3 Diskussion der Ergebnisse

Die o. g. Befunde lassen sich durch die Geometrie und die Randbedingungen des Modells erklären. Anhand der Abbildungen 7.7 und 7.8 erkennt man, dass die Oberfläche im nördlichem Teil nach Westen hin und im südlichem Teil nach Osten hin gekippt ist. Dies zeigt sich auch in den horizontalen Verschiebungen in Abbildung 7.5. Dabei

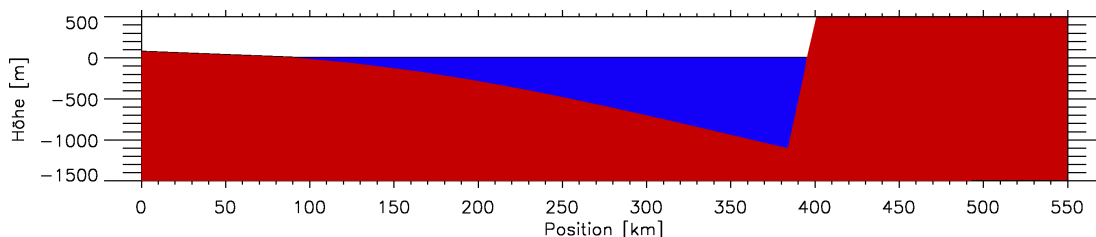


Abbildung 7.6: Nord-Süd-Schnitt durch das Vorlandbecken.

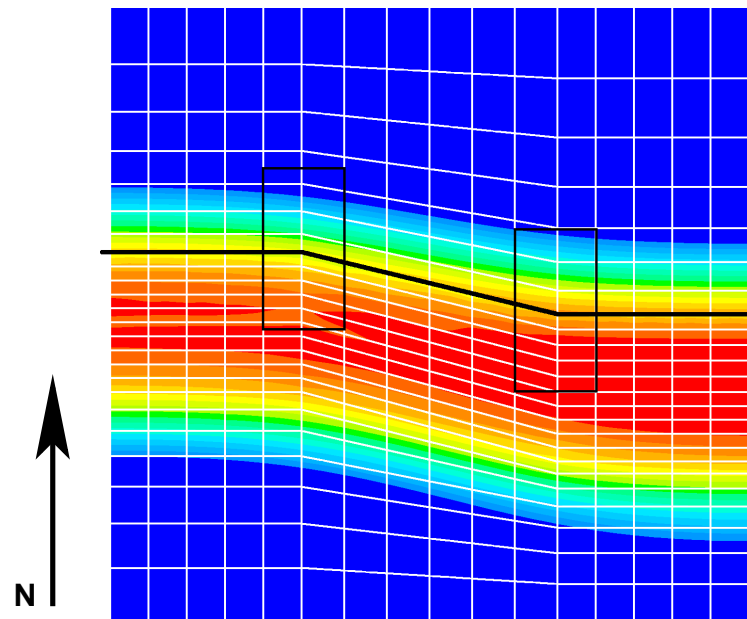


Abbildung 7.7: Vertikale Deformation des einfachen 3D-Modells. Die Farbkodierung zwischen dunkelblau (geringe Verschiebung nach unten) und rot (große Verschiebung nach unten) überdeckt 600 m. Dies entspricht 40 m pro Farbstufe. Die schwarze Linie gibt die Lage der Störungslinie wieder. Die Bereiche der schwarzen Rechtecke sind in [Abbildung 7.8](#) vergrößert wiedergegeben.

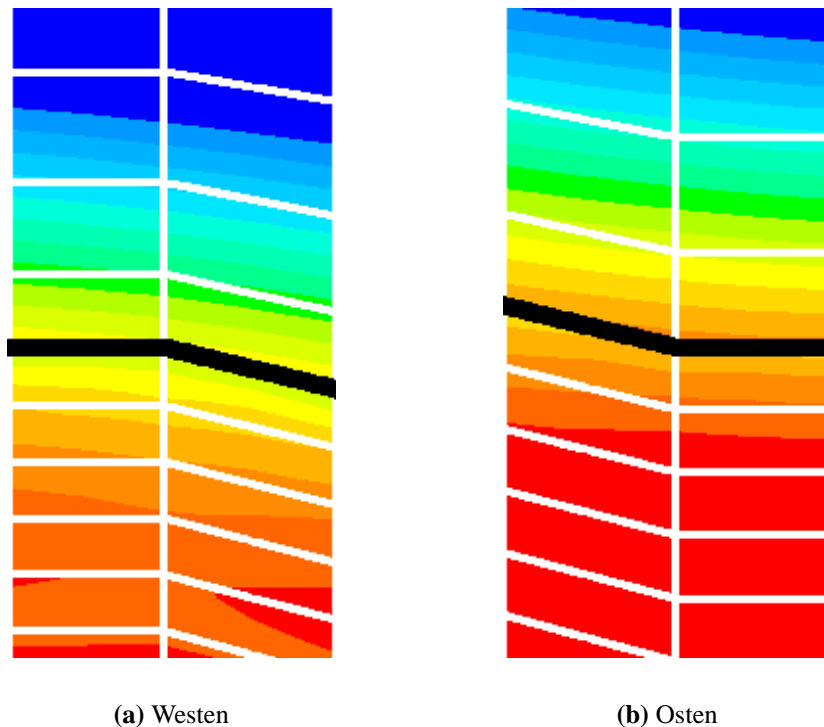


Abbildung 7.8: Detailansicht der vertikalen Deformation des einfachen 3D-Modells aus [Abbildung 7.7](#). Man beachte die unterschiedliche Tiefe und Breite der Becken nördlich der Störungszone.

fällt der Übergang von einem westlichen Einfallen zu einem östlichen Einfallen nicht mit der Störungslinie zusammen, sondern ist in Richtung Kammlinie des Gebirgszuges verschoben.

Die Tatsache, dass die Beckenform überall gleich ist, aber die Beckentiefe im Osten größer als im Westen ist, wird durch die Randbedingung am nördlichen Rand und die Ausdehnung des Modells verursacht. Der nördliche Rand kann sich zwar vertikal frei bewegen, bleibt aber, da die Nord-Süd-Bewegung eingeschränkt ist, immer senkrecht. Außerdem ist offenbar die Wellenlänge des Beckens, das aufgrund der Auflast entstehen würde, größer als die Nord-Süd Ausdehnung des Modells nördlich der Störungslinie. Daher kann sich die typische Beckenform bestehend aus Becken und Forebuldge nicht ausbilden. Die entstandene Beckenform wird somit nicht nur durch die Auflast, sondern auch durch die Größe des Modells und die Randbedingungen bestimmt. Das Modell ist also zu klein und die Randbedingungen sind zu restriktiv!

Die Unterschiede in der Beckentiefe (Abbildung 7.8) zeigen, dass die Geometrie einen entscheidenden Einfluss auf die Beckenentwicklung haben kann. Aus diesem Grund und vor allem im Hinblick auf die ausgeprägte Geometrie der wichtigsten tektonischen Einheiten West- und Mitteleuropas (Abbildung 3.1) ist eine dreidimensionale (3D) Modellierung unablässlich. Hier wird die Bewegung der Plattenränder Avalonias auf natürliche Weise durch den steifen Kontinent Laurussia eingeschränkt.

7.3 Fazit der Voruntersuchungen

Die Ergebnisse des ersten ABAQUS-Modells zeigen, dass ABAQUS in der Lage ist, individuelle tektonische Störungsflächen zu berechnen. Der Vergleich mit dem Modell von [HARDY et al. \(1998\)](#) weist jedoch auf die Notwendigkeit der Berücksichtigung von Erosion und Sedimentation und auf eine sorgfältige Auswahl der Randbedingungen hin. Beide Aspekte müssen bei der Erstellung von weiteren Modellen berücksichtigt werden. Der zweite Aspekt zeigt sich auch bei der Studie der dreidimensionalen Strukturen. Hier führten die Modellgröße und ebenfalls die Randbedingungen zu einer deutlichen Beeinflussung der Modellierungsergebnisse. Der signifikante Einfluss von dreidimensionalen Strukturen auf die Beckenentwicklung wurde trotzdem aufgezeigt. Hieraus lässt sich folgendes Fazit ziehen:

- ABAQUS/Standard ist in der Lage Störungsflächen zu modellieren.
- Dreidimensionale Strukturen haben einen Einfluss auf die Beckenentwicklung.
- Erosion und Sedimentation können nicht vernachlässigt werden.
- Die Randbedingungen können einen signifikanten Einfluss auf die Ergebnisse haben und müssen daher sorgfältig ausgewählt und untersucht werden.
- Die Modellgröße kann ebenfalls die Ergebnisse beeinflussen.

Zum ersten Punkt ist anzumerken, dass ABAQUS/Standard zwar in der Lage ist, Störungsflächen zu modellieren, aber der numerische Aufwand sehr hoch ist. Dies

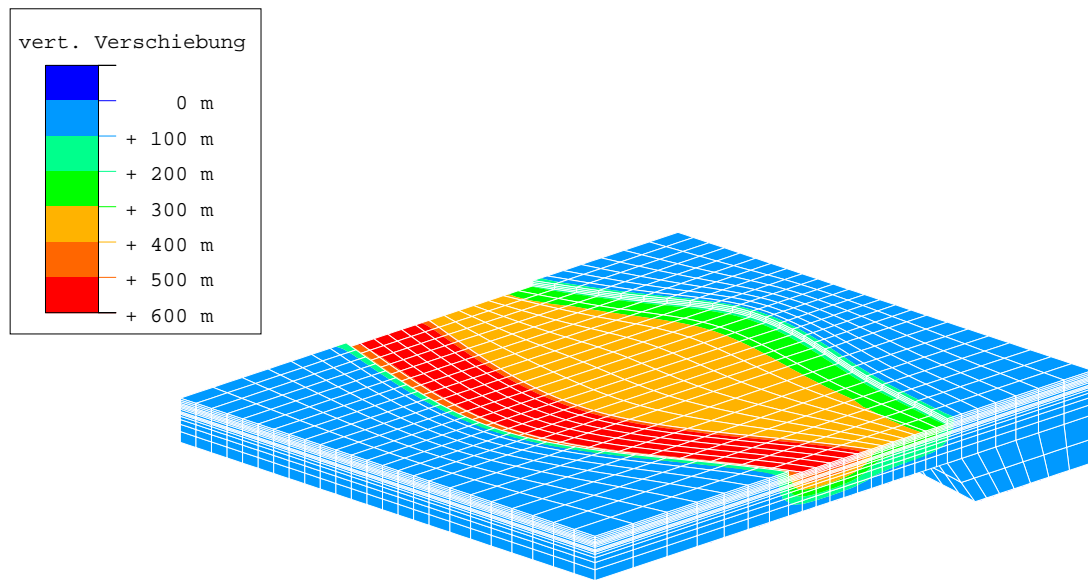
zeigt sich insbesondere bei noch komplexeren Modellen, die versuchsweise erstellt wurden. Hier war der numerische Aufwand so hoch, dass ein Rechenschritt deutlich länger brauchte, als die Dauer des simulierten Zeitraums. Dies ist bei vielen geowissenschaftlichen Fragestellungen fatal. Des Weiteren besteht das Problem, dass es sich in der Natur meistens um Störungsflächensysteme und nicht um einzelne Störungsflächen handelt. Daher ist es bei der Erstellung des Modells oft nicht möglich, die aktive Störungsfläche vorherzusagen und als solche zu modellieren. Für weitere Modellierungen kommen Modelle mit Kontaktflächen daher nicht in Frage. Stattdessen werden Störungssysteme dadurch modelliert, dass im betroffenen Bereich die elastischen Parameter verändert werden. Diese Methode wurde bereits erfolgreich von ZHANG (1992) und GABRIEL (1997) angewendet. Des Weiteren ist es notwendig die Modellgröße auf ein Maß zu beschränken, dass eine Modellierung in überschaubaren Zeiträumen und mit den vorhandenen Rechenkapazitäten erlaubt. Aus diesem Grund wird die Modellgröße auf 10 000 bis 15 000 Elemente begrenzt.

7.4 Test des isostatischen Ausgleichs

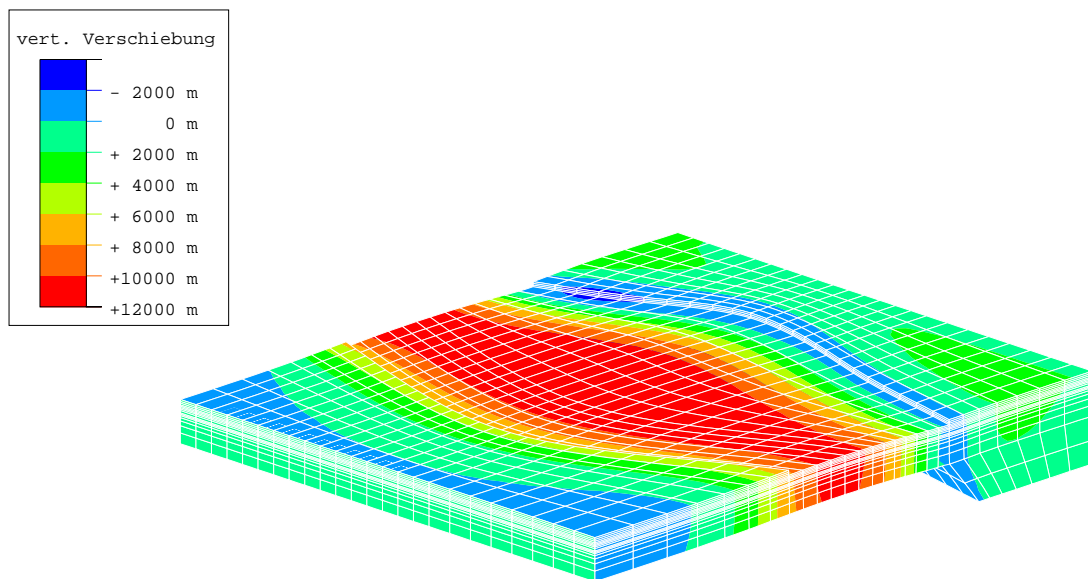
In diesem Abschnitt wird ein numerisches Experiment vorgestellt, das dazu dient, den Übergang von einem isostatischen Gleichgewichtszustand in einen anderen zu testen. Damit kann gezeigt werden, dass eine Entlastung des Modells (z. B. durch Erosion) tatsächlich zu einer Hebung des entlasteten Bereichs führt und diese Hebung auch quantitativ analytischen Ergebnissen entspricht.

Die Grundlage bildet das Modell, das in Kapitel 8 vorgestellt und ausführlich behandelt wird. Für die folgende Untersuchung ist wichtig, dass im mittleren Bereich des Modells eine 14,2 km mächtige Schicht mit einer Dichte von 2730 kg/m^3 entfernt wird (Abbildung 7.9). Aufgrund des Auftriebs des Modells in einer parametrisierten Asthenosphäre mit einer Dichte von 3500 kg/m^3 kann man nach dem archimedischen Prinzip (GERTHSEN et al., 1992) eine Hebung des zentralen Bereichs des Modells um 11,1 km erwarten. Hinzu kommt der Hebungsbetrag aufgrund der elastischen Relaxation der unteren Gesteinsschichten.

Die Berechnung erfolgte in drei Schritten. Zunächst wird der Gleichgewichtszustand des vollständigen Modells berechnet. Im nächsten Schritt wird die Oberkruste im Zentralbereich des Modells entfernt, während die Unterseite des Modells festgehalten wird. Die resultierende Deformation ist eine Hebung aufgrund der elastischen Relaxation und liegt im Bereich zwischen 300 m bis 600 m an der Modelloberseite (Abbildung 7.9(a)). Danach wird eine Bewegung der Modellunterseite in vertikaler Richtung zugelassen. Die resultierende vertikale Verschiebung setzt sich nun aus dem elastischen und isostatischen Effekt zusammen. Es ergeben sich Hebungsbeträge von 8000 m bis 12200 m (Abbildung 7.9(b)). Im mittleren Bereich der entlasteten Zone stimmen die numerischen Hebungsbeträge mit den analytischen Ergebnis von 11,1 km überein, d. h. dass die in Kapitel 8 beschriebene Implementierung der Schwerkraft und des Auftriebs zu korrekten Ergebnissen führt.



(a) Elastische Relaxation



(b) Isostatische Hebung

Abbildung 7.9: Vertikale Verschiebungen im Modell zum Testen des isostatischen Ausgleichs. Die Lage der entfernten Schicht ist gut zu erkennen.

Kapitel 8

Modelle des variszischen Europa

Ausgehend von den vorgestellten geologischen und geodynamischen Randbedingungen (Kapitel 3) und den Erfahrungen aus den Voruntersuchungen (Kapitel 7) wurden mehrere ähnliche Modelle erstellt. Die Modelle werden in diesem und im nächsten Kapitel vorgestellt und diskutiert. Die einzelnen Modelle unterscheiden sich hierbei im Wesentlichen in der Wahl der Randbedingungen und der Materialparameter. Zunächst folgen Modelle ohne Berücksichtigung exogener Prozesse, danach gekoppelte Modelle, die sowohl die endogenen als auch die exogenen Prozesse beinhalten (Kapitel 9).

8.1 Die Modellgeometrie

8.1.1 Tektonische Grenzen

Ausgehend von der paläogeografischen Entwicklung des variszischen Europa (Abschnitt 3.2) wurde ein Grundmodell bestehend aus den drei tektonischen Einheiten Laurussia, Avalonia und Armorica (Abschnitt 3.1) aufgebaut. Dabei wurde der Verlauf der Rheischen-, Iapetus- und Trans-Europäischen-Sutur (Abbildung 3.1) durch glatte Kurven approximiert (Abbildung 8.1). Da sich das Variszische Vorlandbecken im Zentralbereich Avalonias ausbildete, liegt dieser Bereich im Zentrum des Modells. Die östliche Grenze des Modells liegt im Bereich des Aufeinandertreffens der Variszischen Deformationsfront auf die Trans-Europäische-Sutur. Im Westen reicht die Variszische Deformationsfront im Modell bis zur Südküste des heutigen Irland. Somit ergibt sich eine Ost-West-Ausdehnung von 1500 km. Nach Norden hin wird das Modell durch den südlichen Teil des Laurussischen Schildes abgegrenzt. Die minimale Entfernung der Grenze zwischen Avalonia und Laurussia vom nördlichem Modellrand beträgt dabei 300 km. Dadurch können auch Deformationen der stabilen Lithosphäre Laurussias erfasst werden und der Zentralbereich Avalonias ist weit genug vom Modellrand entfernt, so dass Randeffekte keinen Einfluss auf den zentralen Teil des Vorlandbeckens haben.

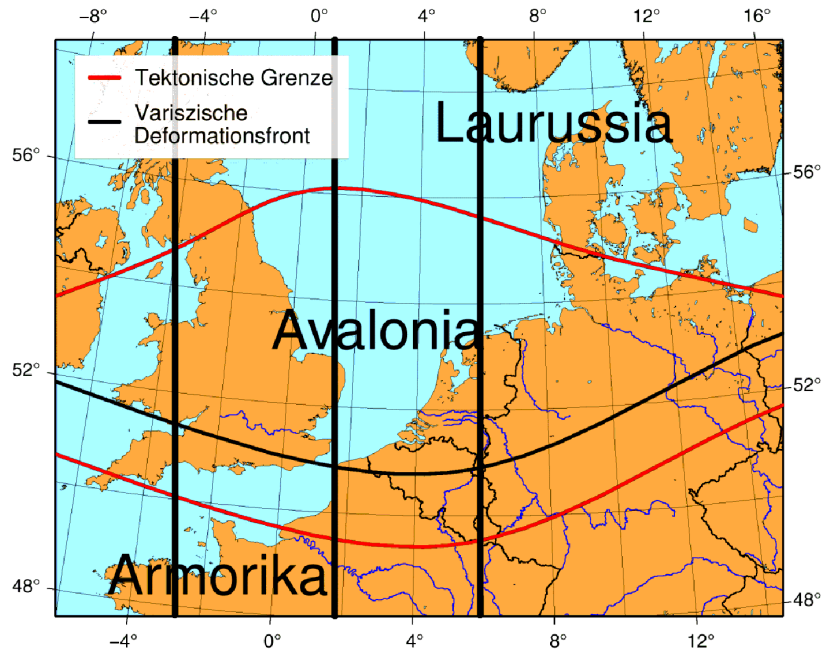


Abbildung 8.1: Die Grenzen der tektonischen Einheiten des variszischen Europa, wie sie zur Modellierung benutzt werden. Dabei ist zu beachten, dass die Linien die Lage der Grenzen nach der Deformation beschreiben. Um die auftretenden Krustenverkürzungen zu berücksichtigen, liegt die Grenze zwischen Avalonia und Armorika im Ausgangsmodell 150 km weiter südlich. Die drei schwarzen Linien geben die Lage der drei Profile wieder, die in Abbildung 8.9 gezeigt sind.

Südlich von Avalonia wurden Teile des Armorican Terrane Assemblage (ATA) (kurz: „Armorika“) modelliert. In diesem Bereich spielt sich ein Großteil der tektonischen Aktivität ab. Die tektonischen Prozesse führten zu einer Krustenverkürzung von bis zu 500 km (Kapitel 3). Dies wurde im Modell berücksichtigt, indem sich Armorika ca. 400 km vom Südrand Avalonias nach Süden erstreckt. Außerdem ist die Grenze zwischen Avalonia und Armorika um 150 km nach Süden verschoben, so dass sie sich nach der Deformation ungefähr in der Position der Abbildung 8.1 befindet. Die Nord-Süd-Ausdehnung des Modells beträgt insgesamt 1800 km.

Die elastischen Eigenschaften der Lithosphäre außerhalb des modellierten Bereichs werden durch eine geeignete Wahl der Randbedingungen parametrisiert. Hierauf wird bei der Beschreibung der unterschiedlichen Modelle eingegangen.

8.1.2 Umsetzung in ein FEM-Modell

Bei der Umsetzung in ein FEM-Modell (Abbildung 8.2) wurden die Grenzlinien der tektonischen Einheiten senkrecht nach unten fortgesetzt und somit die gesamte Lithosphäre unterteilt. Die einzelnen tektonischen Einheiten sind wiederum in vier Schich-

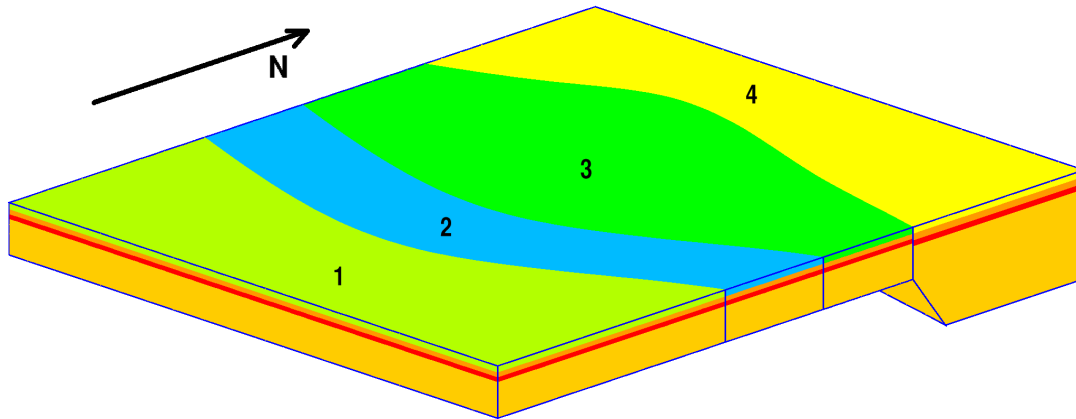


Abbildung 8.2: Die einzelnen geometrischen Körper des FEM-Modells: 1 Armorika, 2 Variszischer Gürtel, 3 Avalonia und 4 Laurussia, jeweils unterteilt in Ober-, Mittel-, Unterkruste und Mantellithosphäre (Blick von Südosten auf das Modell, Norden ist rechts oben). Das gesamte Modell hat eine Ausdehnung von $1500 \text{ km} \times 1800 \text{ km} \times 250 \text{ km}$.

ten unterteilt: Ober-, Mittel-, Unterkruste und Mantellithosphäre. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten und die elastischen Eigenschaften wurden entsprechend dem Modell CRUST 5.1 von MOONEY et al. (1998) gewählt (Tabelle 3.1 und 3.2). Die Modellierung der Mantellithosphäre erfolgte unter Armorika und Avalonia bis zur Tiefe von 120 km und unter Laurussia bis 250 km. Diese Tiefen wurden aus seismologischen Untersuchungen im Rahmen des EGT-Projektes (BLUNDELL et al., 1992) abgeleitet. Das gesamte Modell hat eine Ausdehnung von $1500 \text{ km} \times 1800 \text{ km} \times 250 \text{ km}$.

Um die Entstehung der Varisziden an der Grenze zwischen Avalonia und Armorika zu steuern, wird der Bereich zwischen der variszischen Deformationsfront und der Rheischen-Sutur von Avalonia und ein entsprechender Bereich von Armorika als eigene Einheit behandelt (Abschnitt 8.1.3). Die resultierende Geometrie des FEM-Modells ist in Abbildung 8.2 wiedergegeben.

Um Spannungsspitzen am Übergang von Avalonia nach Laurussia an der Modellunterseite zu vermeiden, wurde die südliche untere Kante Laurussias um 100 km nach Norden versetzt, so dass die Grenze zwischen der Asthenosphäre¹ unter Avalonia und der Lithosphäre Laurussias mit einem Winkel von $37,6^\circ$ nach Norden einfällt. Erste Versuche ohne diese Korrektur führten zu sehr hohen Spannungen im Bereich des Übergangs von der Mantellithosphäre Avalonias zur Mantellithosphäre Laurussias, die dort zu starken plastischen Verformungen und zum Versagen des Modells führten.

Die einzelnen Körper des Modells wurden mit C3D20-Elementen (Hexaeder, zweiter Ordnung) diskretisiert. Einen Überblick über die verwendeten Elementsets und Elementanzahl gibt Tabelle 8.1. Das Modell besteht insgesamt aus 10056 Elementen mit 47153 Knoten. Das Elementgitter ist in Abbildung 8.3 zu erkennen.

¹Die Asthenosphäre wird nicht direkt modelliert, sondern nur durch die Randbedingungen an der Modellunterseite parametrisiert.

Tabelle 8.1: Die in der Modellierung verwendeten Elementsets und Elementanzahl.

Geometrische Einheit		Elementset	Anzahl
Armorika	Oberkruste	AM_UC	504
	Mittelkruste	AM_MC	504
	Unterkruste	AM_LC	336
	Mantellithosphäre	AM_ML	1176
	Gesamt		2520
Variszischer Gürtel	Oberkruste	AV_UCS	432
	Mittelkruste	AV_MCS	432
	Unterkruste	AV_LCS	288
	Mantellithosphäre	AV_MLS	864
	Mantellithosphäre	AM_MLS	144
Gesamt		2160	
Avalonia	Oberkruste	AV_UC	504
	Mittelkruste	AV_MC	504
	Unterkruste	AV_LC	336
	Mantellithosphäre	AV_ML	1176
	Gesamt		2520
Laurussia	Oberkruste	LAU_UC	504
	Mittelkruste	LAU_MC	672
	Unterkruste	LAU_LC	504
	Mantellithosphäre	LAU_ML	1176
	Gesamt		2856
Gesamt		FEM	10056

8.1.3 Der Variszische Deformationsgürtel

Um die Entstehung der Varisziden zu ermöglichen, wurde entlang der Suture zwischen Armorika und Avalonia der E-Modul und die Poisson-Zahl geändert. Dieser Bereich erstreckt sich jeweils 150 km parallel zur Suture. Die Breite des Variszischen Gürtels beträgt somit 300 km. Hier wurde der E-Modul um die Hälfte verringert, das Poisson-Verhältnis in der Kruste um 0,1 herauf und in der Mantellithosphäre um 0,05 herab gesetzt. Dies ist nötig, da sonst aufgrund des fehlenden Materialkontrastes zwischen Avalonia und Armorika kein Gebirge entstünde. Geophysikalisch lässt sich dieses Vorgehen dadurch begründen, dass in der Kollisionszone dieser Terrane die Lithosphäre geschwächt ist und nach einer Extensionsphase im Oberdevon bei der erneuten Annäherung Armorikas an Avalonia alte Abschiebungen reaktiviert wurden (z. B. [ONCKEN, 1997](#)). In diesem Bereich reichen daher im Vergleich zur Umgebung schon kleinere Spannungen aus, um dieselbe Deformation zu erzeugen (kleinerer E-Modul) und die horizontalen Bewegungen in der Kruste werden stärker in vertikale Verschiebungen umgesetzt (höheres Poisson-Verhältnis). Das Poisson-Verhältnis in der Mantellitho-

Tabelle 8.2: Plastische Grenzspannung σ_y der einzelnen Schichten im Vergleich mit der maximalen lithostatischen Spannung σ_{\max} zu Beginn der Modellierung.

Schicht		σ_{\max} [GPa]	σ_y [GPa]
Avalonia, Armorika und Variszischer Gürtel	Oberkruste	0,38	0,9
	Mittelkruste	0,70	2,2
	Unterkruste	1,03	1,3
	Mantellithosphäre	3,78	5,0
Laurussia	Oberkruste	0,39	0,9
	Mittelkruste	0,83	2,4
	Unterkruste	1,23	1,5
	Mantellithosphäre	8,13	9,1

sphäre wurde leicht herabgesetzt. Dies bewirkt eine Absenkung der Moho, wodurch die Ausbildung einer orogenen Wurzel simuliert wird.

8.1.4 Plastische Eigenschaften

Die plastischen Eigenschaften der elasto-plastischen Modelle innerhalb der einzelnen Schichten wurden so gewählt, dass die Grenzspannung σ_y etwas größer ist, als die maximal auftretenden lithostatischen Spannungen σ_{\max} aufgrund des Eigengewichts des Modells zur Beginn der Modellierung. Die genauen Werten sind in Tabelle 8.2 zusammengefasst. Dabei wurde auch der geschichtete Aufbau der Kruste berücksichtigt, indem die Grenzspannung in der Mittelkruste ein Maximum annimmt. In größeren Tiefen überschreitet Quarz eine kritische Temperatur (400 °C bis 600 °C), bei der die mechanische Festigkeit rapide abnimmt, wodurch die Stabilität der Kruste stark herabgesetzt wird (EISBACHER, 1996). Dies macht sich durch niedrigere Grenzspannungen in der Unterkruste bemerkbar. Die Größenordnungen der Grenzspannungen σ_y entsprechen den Werten aus RANALLI (1995).

8.2 Die Randbedingungen der FEM-Modellierung

In den folgenden Abschnitten werden die gemeinsamen Randbedingungen der Modelle vorgestellt.

8.2.1 Gravitation und Auftrieb

Alle folgenden Modelle berücksichtigen sowohl die Gravitation als auch den Auftrieb, der durch den Dichteunterschied zwischen Asthenosphäre und Mantellithosphäre zustande kommt.

Die Gravitation ist dabei eine Kraft, die gleichmäßig auf alle Elemente wirkt und ohne Gegenkraft eine Beschleunigung g von $9,81 \text{ m/s}^2$ in Richtung der negativen Z-Achse (nach unten) erzeugen würde. Die Kraft, die auf ein Element wirkt, ist somit $F = \rho V g$. Hierbei ist ρ die Dichte und V das Volumen eines Elementes. Die Umsetzung in ABAQUS/Standard erfolgt über die Funktion *DLOAD mit der Option GRAV (HIBBITT et al., 1997). Attraktionswirkungen zwischen den Elementen werden nicht berücksichtigt. Mit ABAQUS ist es ohne ein kompliziertes Nachbearbeiten der Daten nicht möglich, das (externe) Gravitationsfeld zu berechnen. Hierzu bieten sich Programme wie IGMAS² an (z. B. GÖTZE & LAHMEYER, 1988).

Die nach unten wirkende Kraft der Gravitation muss durch eine entsprechende Gegenkraft kompensiert werden, damit sich das Modell nicht ins Unendliche bewegt. Diese Gegenkraft wird durch den Auftrieb F_A aufgrund des Dichteunterschieds zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre erzeugt. Das Modell „schwimmt“ auf der Asthenosphäre. Um dies zu erreichen, wirken auf die Elementflächen der Unterseite Federkräfte mit einer Federkonstanten $k = g\rho_{\text{Asth}}A$. Dabei ist g die Gravitationsbeschleunigung, ρ_{Asth} die Dichte der Asthenosphäre und A die Elementfläche, die bei der Eingabe in ABAQUS/Standard wieder herausfällt. Der Auftrieb ist genau $F_A = -k * \Delta z$, wobei Δz die vertikale Verschiebung der Modellunterseite ist. Innerhalb des Modells wird mit einer einheitliche Asthenosphärendichte von $\rho_{\text{Asth}} = 3500 \text{ kg/m}^3$ gerechnet. Zusätzlich wirkt auf die Unterseite des Modells ein Druck, der dem lithostatischen Druck in der entsprechenden Tiefe entspricht. Hierdurch wird verhindert, dass sich das Modell am Anfang nach unten bewegt. Die Umsetzung in ABAQUS/Standard erfolgt über die Funktionen *FOUNDATION und *DLOAD (HIBBITT et al., 1997).

Damit das Modell zu Beginn der Rechnung nicht unter dem Eigengewicht zusammengedrückt wird, werden die auftretenden lithostatischen Spannungen ABAQUS mitgeteilt und eine sog. geostatische Ausgleichsberechnung durchgeführt (ABAQUS-Funktionen *INITIAL CONDITIONS und *GEOSTATIC, HIBBITT et al., 1997). Nach dieser Berechnung herrscht in jedem Element der entsprechende lithostatische Druck und das Modell befindet sich in einem Gleichgewichtszustand. Außer den Auftriebskräften wirken an der Unterseite des Modells keine weiteren Kräfte, insbesondere keine horizontalen Scherkräfte zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre.

8.2.2 Die seitlichen Ränder

Die Randbedingungen an den seitlichen Rändern der Modelle sind in Abbildung 8.3 skizziert. In der folgenden Beschreibung werden drei Fälle vorgestellt, die sich in den Randbedingungen am westlichen Rand (in Abbildung 8.3 gestrichelt) unterscheiden.

²IGMAS wird an der FU Berlin entwickelt (<http://www.fu-berlin.de/geophysik>).

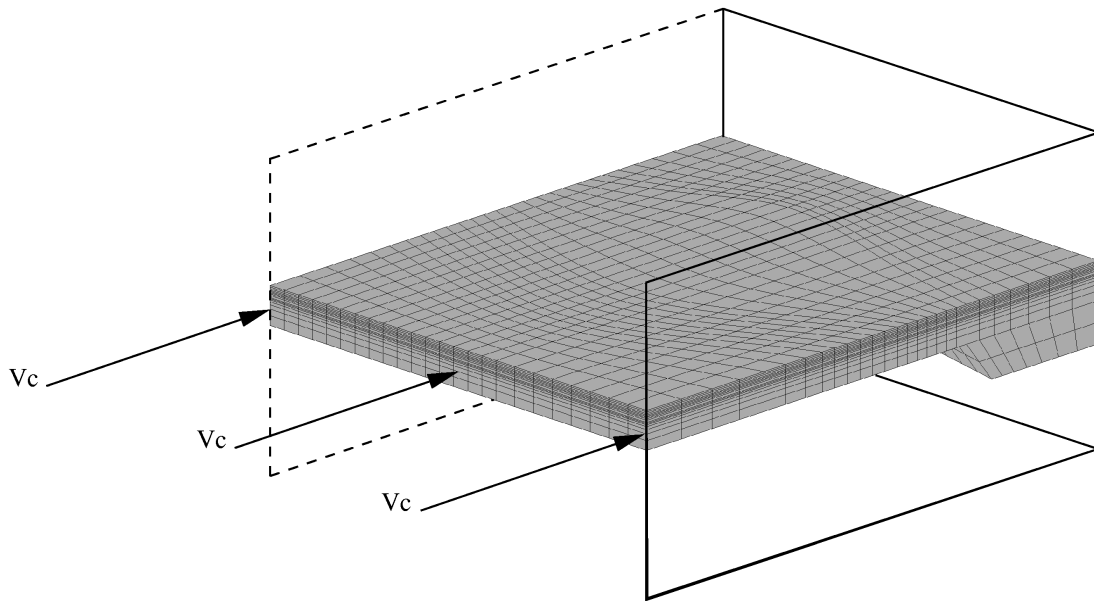


Abbildung 8.3: Skizze der Randbedingungen an den seitlichen Rändern der Modelle. Die vertikalen Randbedingungen sind nicht wiedergegeben. Neben den Randbedingungen der Modelle ist auch das Elementgitter dargestellt.

Der nördliche und östliche Rand

Die gemeinsamen Randbedingungen am nördlichen und östlichen Rand sind sehr einfach und restriktiv: Es dürfen keine Bewegungen senkrecht zum Rand auftreten. Dies bedeutet, dass der nördliche Rand sich nicht in Nord-Süd-Richtung bewegen darf, sondern nur in Ost-West-Richtung und vertikal. Entsprechendes gilt für den östlichen Rand. Diese Randbedingungen lassen sich geodynamisch mit der Stabilität der Laurussischen und Osteuropäischen Plattformen begründen. In diesen Bereichen fanden während der variszischen Orogenese keine oder nur geringe Deformationen statt. Stattdessen wurden entlang der Trans-Europäischen-Sutur dextrale Blattverschiebungen nachgewiesen (PHARAOH, 1999; TAIT et al., 1997).

Der westliche Rand

Die Randbedingungen für den westlichen Rand lassen sich nicht so klar wie die Randbedingungen des nördlichen und östlichen Rand aus den paläogeografischen Gegebenheiten ableiten. Aus diesem Grund werden im Folgenden drei Modelle vorgestellt, die sich durch die Randbedingungen am westlichen Rand unterscheiden.

Das erste Modell benutzt für die westliche Seite des Modells Randbedingungen analog zu den Randbedingungen im Norden und Osten: Es werden keine Bewegungen senkrecht zum Rand des Modells zugelassen (Abschnitt 8.3.1).

Die anderen beiden Modelle lassen Bewegungen senkrecht zum westlichen Mo-

dellrand zu. Das erste der beiden Modelle schränkt die Bewegung am westlichen Rand in keiner Weise ein. Es stellt somit wie das Modell mit festem westlichen Rand ein Extremum der Randbedingungen dar. Diese unnatürlichen Randbedingungen führen dann auch zu sehr unrealistischen Resultaten, die im Abschnitt 8.3.2 vorgestellt werden.

Die dritte Alternative liegt zwischen den beiden oben genannten Extrema: Die Knoten entlang des westlichen Randes dürfen sich zwar in alle Richtungen bewegen, werden aber trotzdem in ihrer Bewegungsfreiheit senkrecht zum Rand eingeschränkt. Dies wurde analog zum Auftrieb durch das Anlegen von Federkräften am westlichen Rand erreicht (ABAQUS/Standard-Funktion *FOUNDATION, HIBBITT et al. (1997)). Die Federkonstanten k wurden dabei so gewählt, dass sie der elastischen Antwort einer 2000 km breiten Lithosphärenplatte mit E-Modul E entsprechen:

$$k\Delta x = EA \frac{\Delta x}{x} \iff k/A = \frac{E}{x} \quad (8.1)$$

Dabei ist A die Querschnittsfläche und x die Breite (2000 km) des angenommenen Lithosphärenelements. Der E-Modul entspricht dem E-Modul der jeweiligen Schicht des Modells. k/A ist der benötigte Wert für die Funktion *FOUNDATION in ABAQUS. Diese Federkräfte liegen allerdings nur an den Elementen der Mantellithosphäre an. Die Knoten der Kruste unterliegen keinen Einschränkungen. Die Resultate, die mit dieser semi-freien Randbedingung erzielt werden, sind in Abschnitt 8.3.3 zusammengefasst.

Der südliche Rand

Die Randbedingungen am südlichem Modellrand ergeben sich aus der in Abschnitt 3.2 diskutierten paläogeografischen Entwicklung der beteiligten Terrane. Aufgrund der anhaltenden Konvergenz zwischen Avalonia und Armorika kam es zu Krustenverkürzungen von bis zu 500 km innerhalb eines Zeitraums von ca. 80 Ma. Dies entspricht einer mittleren Geschwindigkeit von 6,25 mm/a. Um diese Größenordnung im Variszischen Gürtel des Modells zu erreichen, wurde für die Knoten entlang des südlichen Randes eine Geschwindigkeit von 10 mm/a = 10 km/Ma in nördliche Richtung vorgegeben. Dabei ist die exakte Geschwindigkeit für die Modelle, die in diesem Kapitel vorgestellt werden unkritisch, da die Modelle keine zeit- oder ratenabhängigen Materialparameter beinhalten. Für die resultierende Modellgeometrie spielt nur der Verschiebungsbetrag des südlichen Randes eine Rolle, auf den bei der Diskussion der Ergebnisse verwiesen wird.

8.3 Modelle ohne exogene Prozesse

In den folgenden Abschnitten werden die angesprochenen Modelle und die Modellierungsergebnisse vorgestellt. Dabei ist zu beachten, dass diese Rechnungen alle ohne Berücksichtigung der exogenen Prozesse wie Erosion und Sedimentation durchgeführt wurden.

In Abschnitt 8.3.4 werden die einzelnen Modelle verglichen und ihre Stärken und Schwächen aufgezeigt. Die Ergebnisse dieser Modellierungen bilden die Grundlage für ein Modell, das sowohl endogene als auch exogene Prozesse berücksichtigt und in Kapitel 9 vorgestellt wird.

8.3.1 Das Modell mit festem westlichen Rand

Dieses Modell beinhaltet die oben vorgestellten Randbedingungen mit festem westlichen Rand, d. h. es werden am westlichen Rand keine Bewegungen senkrecht zum Rand zugelassen. Zunächst werden die Ergebnisse einer rein elastischen Berechnung und dann mit einer elasto-plastischen Rheologie vorgestellt.

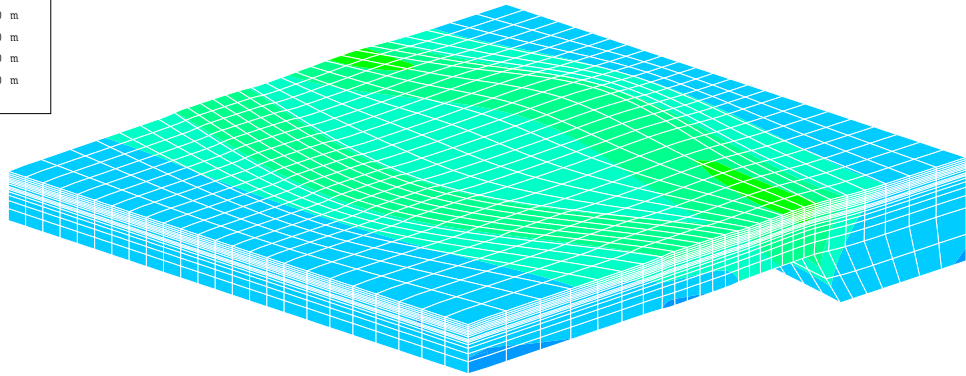
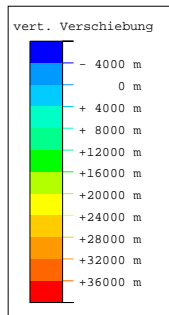
Rein elastische Analyse

Die Abbildung 8.4 zeigt die Entwicklung der vertikalen Verschiebung u_3 . Man erkennt, dass die vertikale Verschiebung u_3 proportional zur Lithosphärenverkürzung ist. Dies ist eine direkte Folge der rein elastischen und damit linearen Rheologie. Nach einer Kompression um 475 km (47,5 Ma) erreicht die resultierende Topografie (dies sind in diesen Modellen die vertikalen Verschiebungen der Modelloberfläche) Höhendifferenzen um 32 km.

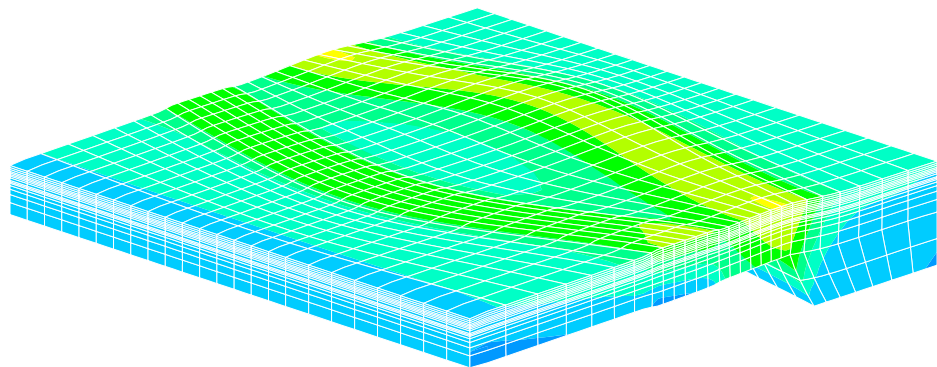
Anhand der Abbildung 8.6 erkennt man, dass die Von-Mises Spannungen sehr hohe Werte von über 16 GPa annehmen. Dies ist deutlich höher als die kritische Spannung, bei der es in Gesteinen zum Bruch kommt. Diese ist temperatur- und tiefenabhängig und liegt für die Oberkruste bei maximal 1,7 GPa (RANALLI, 1995), in der Regel jedoch niedriger (EISBACHER, 1996). Daher kann ein rein elastisches Modell die Lithosphärenentwicklung nur unzureichend beschreiben. Trotzdem deutet sich schon eine Beckenstruktur im Bereich der avalonischen Platte an. Die Beckenstruktur wird später zusammen mit der Beckenstruktur der elasto-plastischen Modellierung diskutiert.

Elasto-plastische Analyse

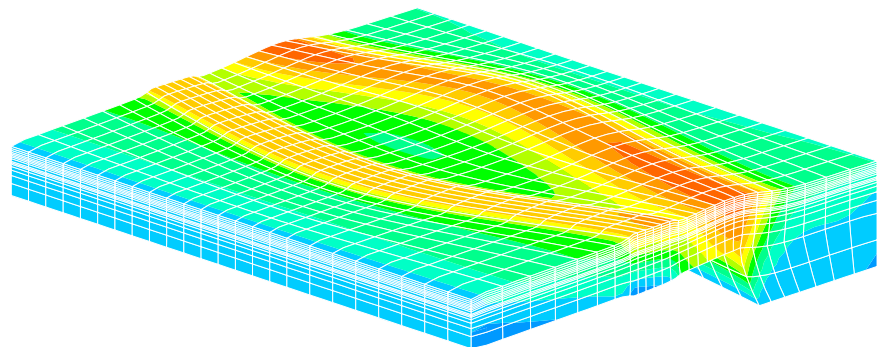
Bei einer elasto-plastischen Analyse werden im Gegensatz zur rein elastischen Analyse unrealistisch hohe Spannungen vermieden, da beim Erreichen der Grenzspannung σ_y keine Spannung mehr aufgebaut wird. Abbildung 8.7 zeigt die Von-Mises-Spannungen σ_M , die die Grenzspannung σ_y nicht überschreitet, nach einer Kompression um 250 km (25 Ma). Abbildung 8.5 zeigt die vertikale Verschiebung u_3 für drei Modellierungsschritte. Man erkennt, dass sich zunächst der Bereich an der Grenze zwischen Laurussia und Avalonia und der Variszische Gürtel gleich stark heben. Sobald jedoch im Variszischen Gürtel plastische Deformation einsetzt, hebt sich dieser Bereich stärker, so dass die Deformationen dort das Modell dominieren. Der plastische Anteil der Deformation ϵ_3^{pl} nach einer Kompression um 250 km ist in Abbildung 8.8 exemplarisch wiedergegeben.



(a) Nach einer Kompression um 175 km (17,5 Ma).

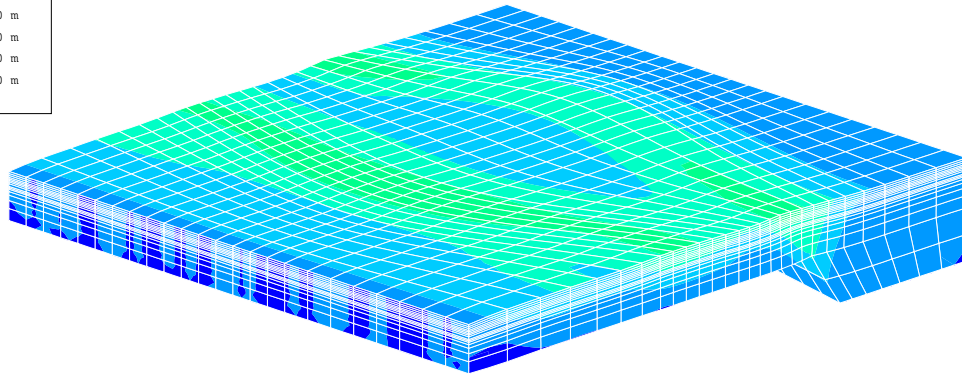
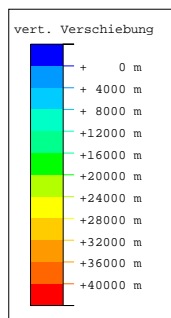


(b) Nach einer Kompression um 275 km (27,5 Ma).

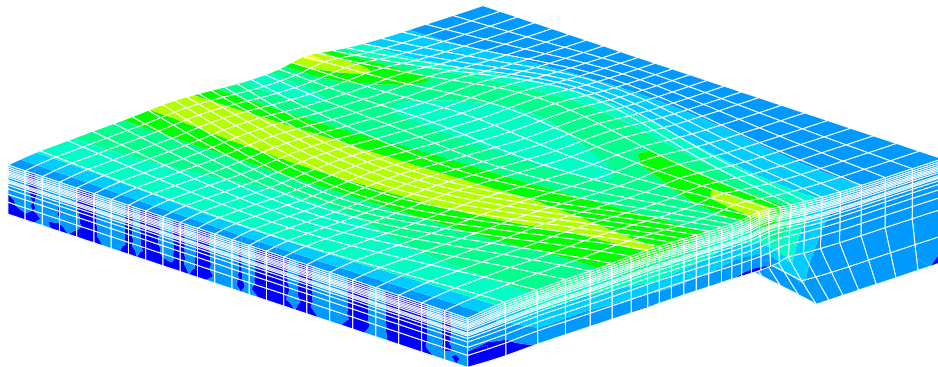


(c) Nach einer Kompression um 475 km (47,5 Ma).

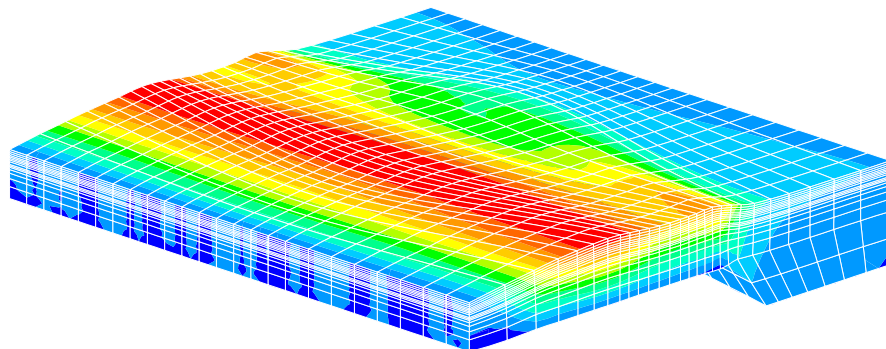
Abbildung 8.4: Vertikale Verschiebungen u_3 des rein elastischen Modells mit festem westlichen Rand.



(a) Nach einer Kompression um 175 km (17,5 Ma).



(b) Nach einer Kompression um 250 km (25,0 Ma).



(c) Nach einer Kompression um 425 km (42,5 Ma).

Abbildung 8.5: Vertikale Verschiebungen u_3 des elasto-plastischen Modells mit festem westlichen Rand.

Im Gegensatz zum rein elastischen Modell sind im elasto-plastischen Modell die Deformationen viel stärker auf den Variszischen Gürtel konzentriert. Dabei werden Höhendifferenzen von über 40 km erreicht. Nach einer anfänglichen Ausbildung einer Beckenstruktur wird diese durch die starken Hebungen am Südrand des Beckens nach Norden hin geöffnet und somit zerstört.

Sowohl die rein elastische als auch die elasto-plastische Analyse führen zu Ergebnissen, die sehr symmetrisch bezüglich der Nord-Süd-Achse sind. Außerdem streicht das Gebirge im elasto-plastischen Modell über dem Variszischen Gürtel durchweg in Ost-West-Richtung, ohne dabei dem Verlauf der Schwächezone zu folgen. Beides lässt sich auf die restriktiven Randbedingungen an den Modellseiten zurück führen.

Die Beckenform

Anhand der Abbildungen 8.4 und 8.5 erkennt man, dass sich nördlich der Varisziden innerhalb Avalonias für kleine Kompressionsbeträge eine Beckenstruktur ausbildet. Diese soll für die Modellierungsschritte nach einer Kompression um 250 km (25,0 Ma) bzw. 275 km (27,5 Ma) diskutiert werden. Für diesen Modellierungsschritt wurden drei Profile von Nord nach Süd durch das Modell gelegt (Abbildung 8.9), die 625 km, 925 km und 1250 km vom östlichen Rand entfernt das Modell durchqueren. Damit schneiden die Profile die Beckenstruktur in äquidistanten Abständen. Die Lagen der Profile sind in Abbildung 8.1 eingezeichnet.

Die Abbildungen 8.9(a) und 8.9(b) zeigen die drei Profile für das rein elastische und das elasto-plastische Modell. Die drei Kurven sind jeweils sehr ähnlich. Im rein elastischen Modell hängt die Beckenweite und -tiefe im Wesentlichen vom Abstand der Grenze Laurussia-Avalonia von den Varisziden ab. Im rein elastischen Modell folgt die Variszische Kammlinie dem Verlauf der Deformationsfront, was man als leichte Verschiebung in Abb. 8.9(a) erkennt (die Varisziden sind die Erhebungen zwischen ca. 850 km und 1200 km). Die Beckenweiten liegen zwischen ca. 220 km und 370 km und die Tiefen erreichen Werte zwischen ca. 3000 m und 3500 m. Dabei wird das Becken durch die Höhenlinie definiert, die auf halbem Weg zwischen dem Fuß der Varisziden und dem Gipfel liegt. Der Bereich der Varisziden ist im rein elastischen Modell durch relativ scharfe Knickpunkte in den Profilen gut erkennbar. Die Varisziden erheben sich ca. 7500 m über das Umland und der Höhenzug an der Grenze Laurussia-Avalonia um etwa 12500 m.

Das elasto-plastische Modell zeigt ein ganz anderes Bild (Abb. 8.9(b)): Die Variszische Kammlinie verläuft für alle drei Profile in einer Entfernung von ca. 1050 km vom nördlichen Rand und fällt in beide Richtungen mit gleicher Steigung ab. Das Beckentiefste wird dort erreicht, wo die Grenze Laurussia-Avalonia am weitesten im Norden verläuft. Von dort steigt das Gelände um 4500 m bis 5000 m an, bevor es dann nach Norden hin wieder abfällt. Interessant ist, dass dabei der Abstand des nördlich Höhenzuges zu den Varisziden (auf gleicher Höhe) konstant bleibt (360 km).

Das Modell mit semi-freiem westlichen Rand, das in Abschnitt 8.3.3 vorgestellt wird, zeigt im Gegensatz zu den Modellen mit festem westlichen Rand viel mehr Struktur.

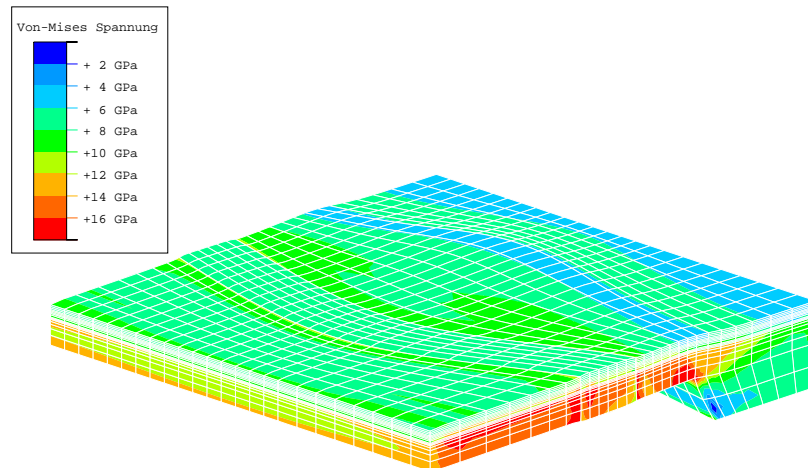


Abbildung 8.6: Von-Mises-Äquivalentenspannung σ_M des rein elastischen Modells mit festem westlichen Rand nach einer Kompression um 275 km (27,5 Ma).

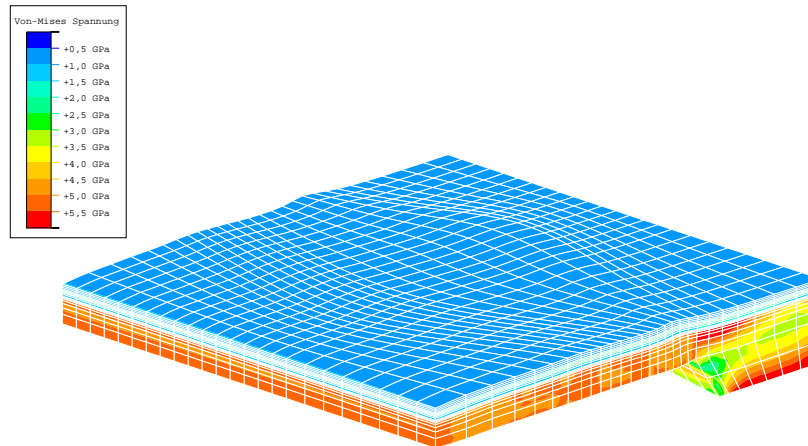


Abbildung 8.7: Von-Mises-Äquivalentenspannung σ_M des elasto-plastischen Modells mit festem westlichen Rand nach einer Kompression um 250 km (25 Ma).

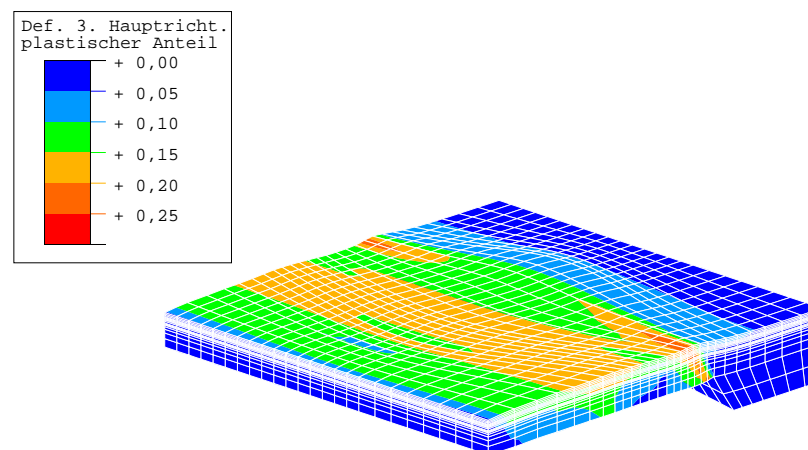
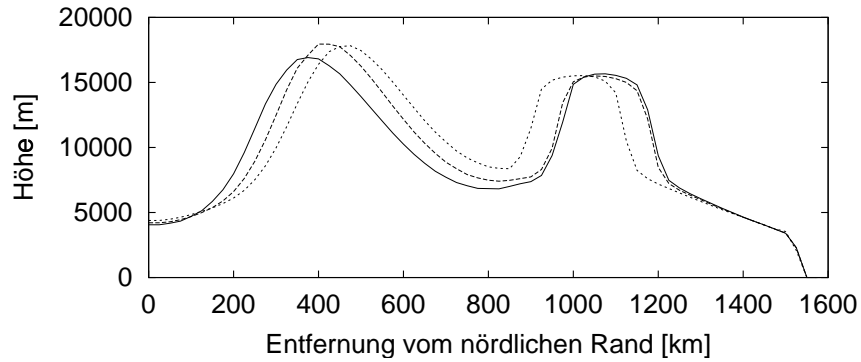
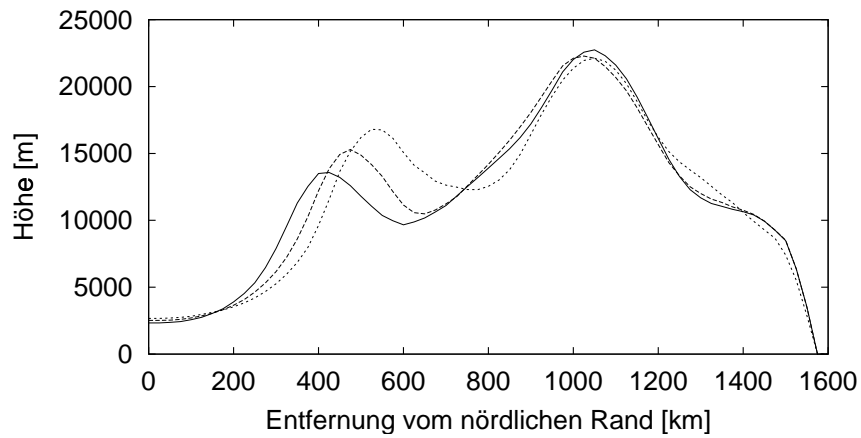


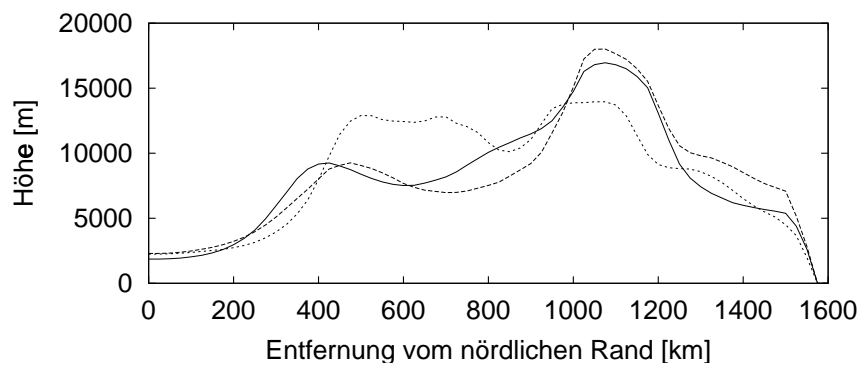
Abbildung 8.8: Plastischer Anteil der Deformation in der 3. Hauptrichtung ϵ_3^{pl} des elasto-plastischen Modells mit festem westlichen Rand nach einer Kompression um 250 km (25 Ma).



(a) Elastisches Modell mit festem westlichen Rand nach 275 km Kompression (27,5 Ma).

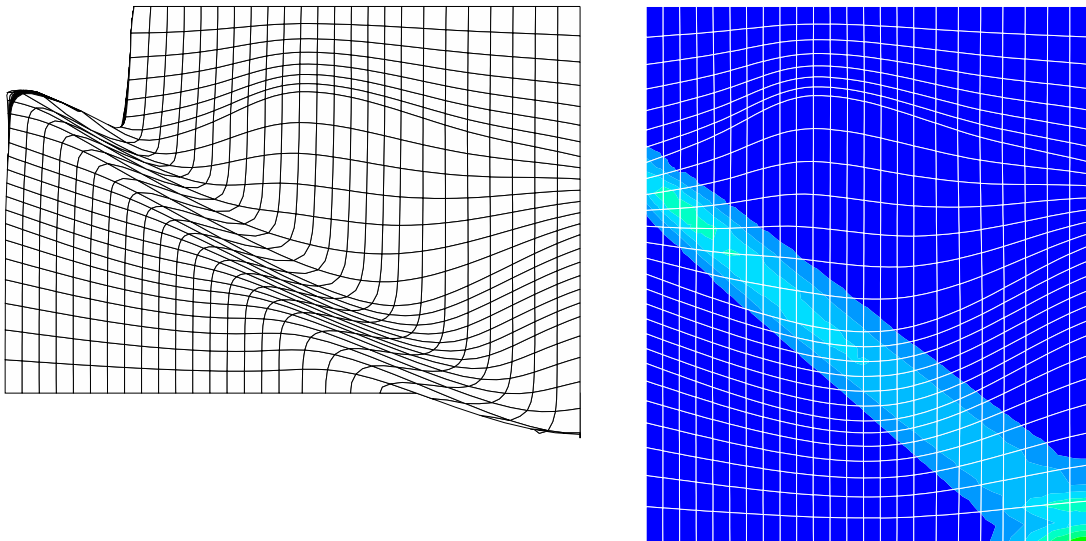


(b) Elasto-plastisches Modell mit festem westlichen Rand nach 250 km Kompression (25,0 Ma).



(c) Elasto-plastisches Modell mit semi-freiem Rand nach 250 km Kompression (25,0 Ma).

Abbildung 8.9: Nord-Süd-Schnitte durch die Modelle. Die Profile liegen 625 km (gestrichelt), 925 km (durchgezogen) und 1250 km (gepunktet) vom östlichem Rand entfernt und sind in [Abbildung 8.1](#) eingezeichnet.



(a) Deformiertes Modell. Die Verschiebung der unteren Hälfte gegenüber der oberen beträgt in Ost-West-Richtung 434 km und in Nord-Süd-Richtung 500 km.

(b) Plastischer Anteil ϵ_3^{pl} der Deformation dargestellt im undeformierten Modell. Die Werte liegen im Bereich $0,0 < \epsilon_3^{pl} < 3,0!$

Abbildung 8.10: Gesamtdeformation des elasto-plastischen Modells mit freiem westlichen Rand (links) und dessen plastischer Anteil ϵ_3^{pl} (rechts).

8.3.2 Das Modell mit freiem westlichen Rand

Abbildung 8.10 zeigt die große plastische Deformation (3. Hauptkomponente ϵ_3^{pl}), die im Modell mit komplett freiem westlichen Rand, wie in Abschnitt 8.2.2 beschrieben, auftritt. Man erkennt, dass die plastische Deformation so groß wird, dass sich das Modell diagonal in zwei Teile spaltet, die sich gegeneinander verschieben. Außerhalb des plastisch deformierten Bereichs treten kaum vertikale Verschiebungen auf. Die benutzten Randbedingungen führen offenbar zum Versagen des Modells und machen das Modell daher für weiterführende Studien uninteressant.

8.3.3 Das Modell mit semi-freiem westlichen Rand

Die Abbildung 8.11 zeigt die Entwicklung des Modells mit semi-freiem westlichen Rand. Im Vergleich zu dem Modell mit festem westlichen Rand (Abbildung 8.5) fällt auf, dass die resultierende Modellgeometrie sehr asymmetrisch ist, wobei der maximale Höhenunterschied nach einer Kompression um 400 km (40 Ma) in der selben Größenordnung liegt wie im Modell mit festem westlichen Rand. Neben dem hohen Gebirgszug im Variszischen Gürtel, der in der Modellmitte sein Maximum erreicht, entstehen weitere markante Einheiten:

- Im Osten Avalonias entsteht in den ersten Modellierungsschritten eine Beckenstruktur, die später durch starke Hebungen im Süden überdeckt wird.
- Im Westen entsteht an der Grenze zwischen Avalonia und Laurussia eine Hochlage, die sich in SE-Richtung bis zum Variszischen Gürtel erstreckt.
- Im Osten der Armorikanischen Platte entsteht ebenfalls eine Hochlage mit Verbindung zum Variszischen Gürtel.
- In den letzten Modellierungsschritten zeigt sich zusätzlich eine Hebung im Südwesten des Modells.

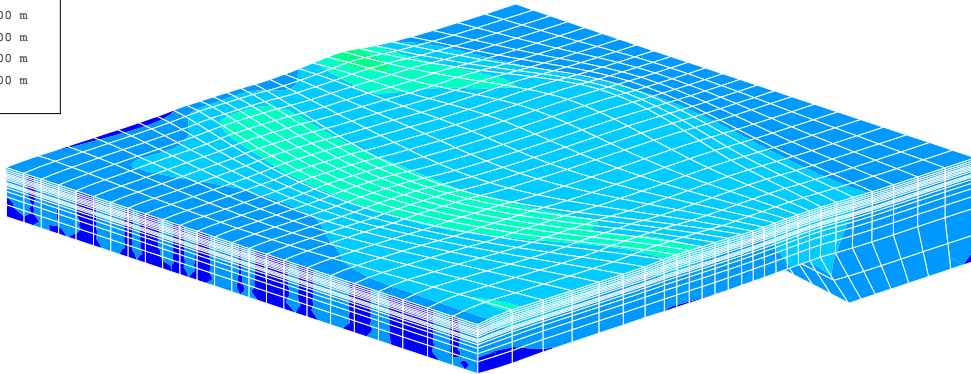
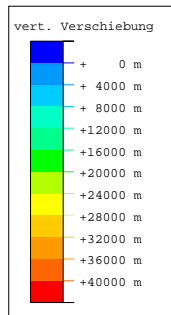
Die Entstehung dieser Einheiten ist mit starken plastischen Deformationen verbunden (Abbildung 8.12), die im Variszischen Gürtel und in einem diagonalen Streifen, der sich quer durch das Modell zieht, lokalisiert sind. Der diagonale Streifen befindet sich an der gleichen Stelle, an der es im Modell mit freiem westlichen Rand zum Versagen des Modells kommt.

Die Beckenform

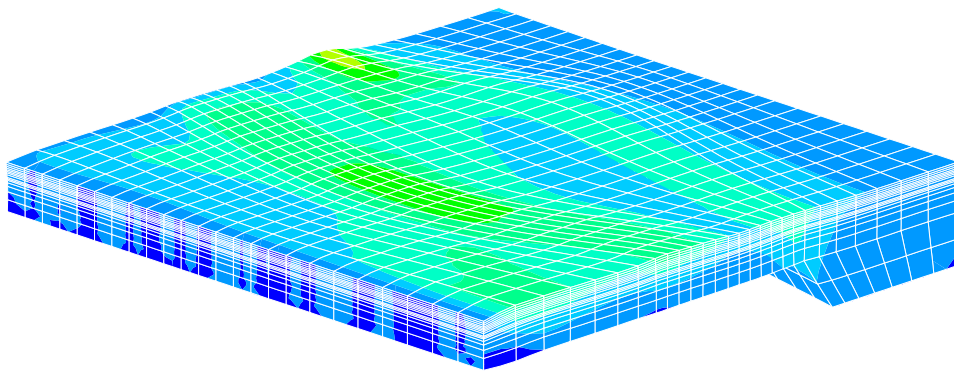
Wie bei den Modellen mit festem westlichen Rand entsteht auch im Modell mit semi-freiem Rand für hinreichend kleine Lithosphärenverkürzungen ein Becken nördlich der Varisziden. Wie zuvor soll die Form anhand dreier Nord-Süd verlaufender Profile für den Modellierungsschritt nach einer Kompression um 250 km (25 Ma) erläutert werden. Diese sind bereits in Abb. 8.9(c) wiedergegeben. Das östliche Profil zeigt die größten Ähnlichkeiten zu dem elasto-plastischen Modell mit festem westlichen Rand. Der deutlichste Unterschied ist die um ca. 65 % reduzierte Höhe. Das Becken ist entlang dieses Profils außerdem flacher und breiter (2500 m tief und 420 km breit). Weiter erkennt man, dass der plastische Anteil der Deformation südlich der Varisziden zu einer Erhöhung der Topografie führt.

In den anderen beiden Profilen macht sich der plastische Anteil der Deformation nördlich der Varisziden deutlich bemerkbar. Im mittleren Profil führt der plastische Anteil zu einem deutlichen Anstieg der Topografie in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Varisziden. Ohne diesen Einfluss hätte das Profil wahrscheinlich den gleichen Verlauf wie das östliche Profil. Dadurch reduziert sich die Beckenweite auf ca. 350 km und die Tiefe auf 2000 m.

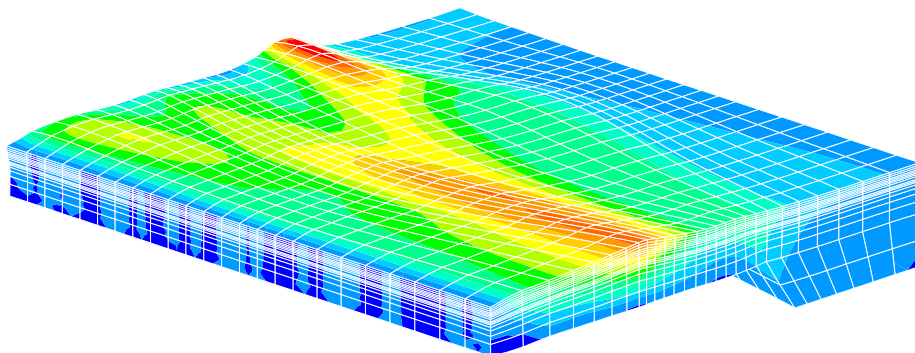
Das westliche Profil schneidet das Vorlandbecken nur noch am Rand, was sich in einer verringerten Beckenweite (170 km) und in der Höhe des Minimums (3000 m höher als die anderen beiden Profile) bemerkbar macht. Da dort jedoch die Topografie an der Grenze zwischen Laurussia und Avalonia um 4000 m höher liegt als weiter östlich, wird mit 3000 m die größte Beckentiefe von den drei Profilen erreicht. Die West-Ost-Ausdehnung des Becken erreicht damit etwa 1300 km (Abb. 8.11(b)). Die Varisziden erheben sich 8500 m bis 10000 m über ihre Umgebung.



(a) Nach einer Kompression um 175 km (17,5 Ma).

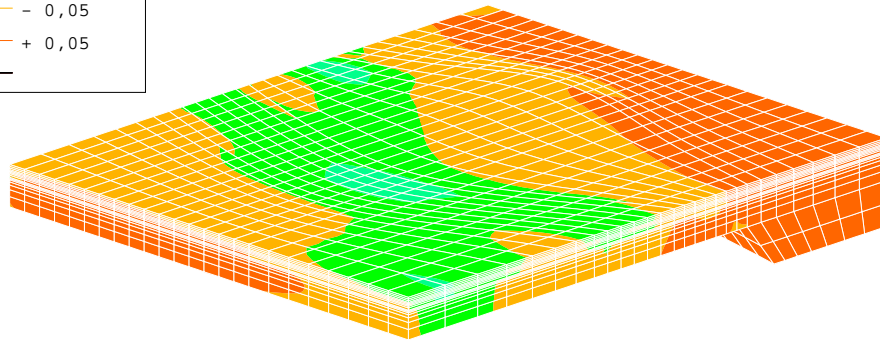
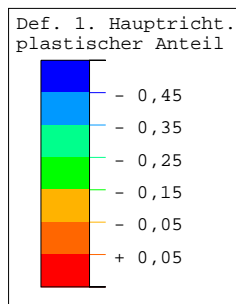


(b) Nach einer Kompression um 250 km (25 Ma).

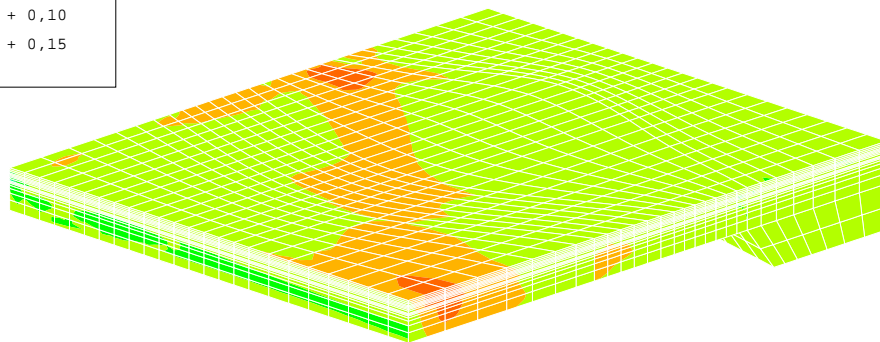
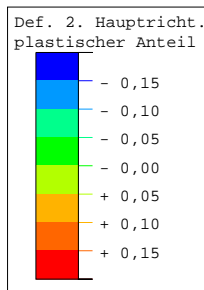


(c) Nach einer Kompression um 400 km (40 Ma).

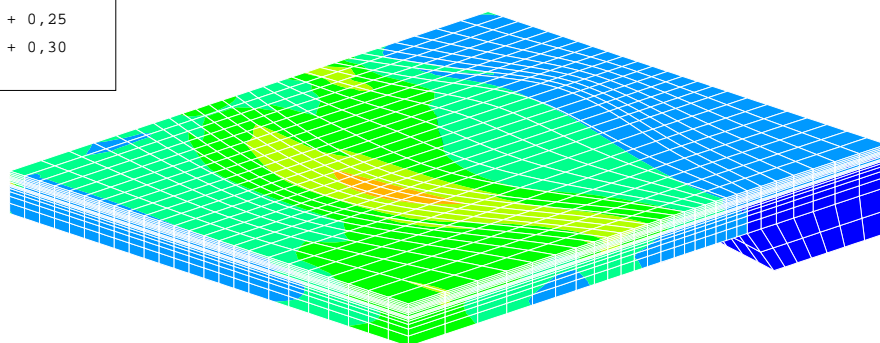
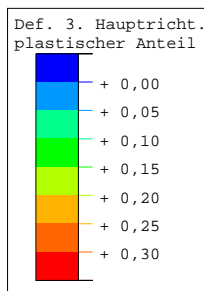
Abbildung 8.11: Vertikale Verschiebungen u_3 des Modells mit semi-freiem westlichen Rand.



(a) 1. Hauptrichtung



(b) 2. Hauptrichtung



(c) 3. Hauptrichtung

Abbildung 8.12: Der plastische Anteil der Deformation im Modell mit semi-freiem westlichen Rand nach einer Kompression um 250 km (25 Ma).

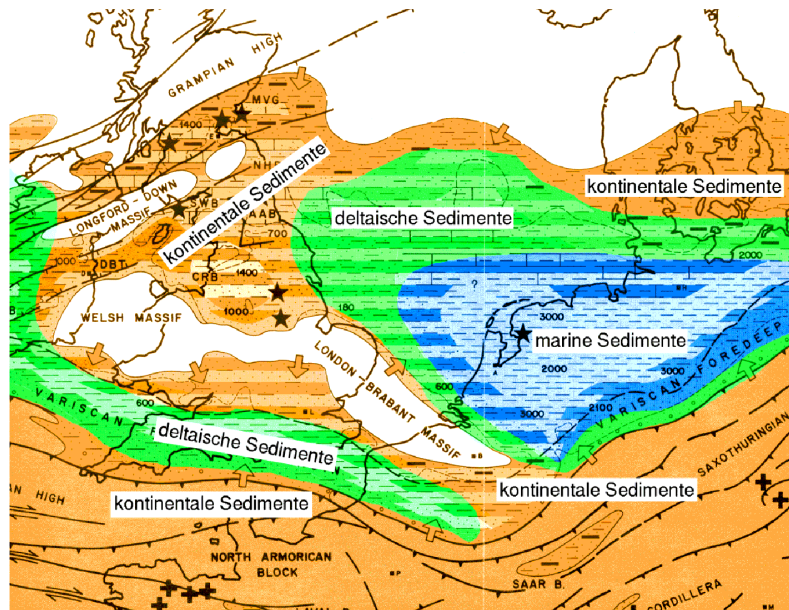
8.3.4 Vergleichende Diskussion der Modelle

Allen Modellierungsansätzen (bis auf den Ansatz mit freiem westlichen Rand, der nicht weiter diskutiert wird) ist gemeinsam, dass sehr hohe Gebirge entstehen, die schnell Höhen von über 30 km erreichen. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, dass ohne Erosion und Sedimentation gerechnet wurde. Die Höhen von über 30 km sind jedoch niedriger als die Exhumierungsbeträge, die Geologen für den Variszischen Gürtel bestimmt haben (ca. 35 km in 10 Ma bis zu 70 km in 25 Ma, [ONCKEN, 1998](#); [SCHÄFER et al., 1997](#)). Im rein elastischen Modell werden die größten Höhen jedoch nicht im Variszischen Gürtel, sondern an der Suture zwischen Avalonia und Laurussia erreicht. Dies passt nicht zur festgestellten Paläogeografie (z. B. [ZIEGLER, 1990](#), Abbildung 8.13). Das rein elastische Modell führt außerdem zu unnatürlich hohen Spannungen im gesamten Bereich des Modells.

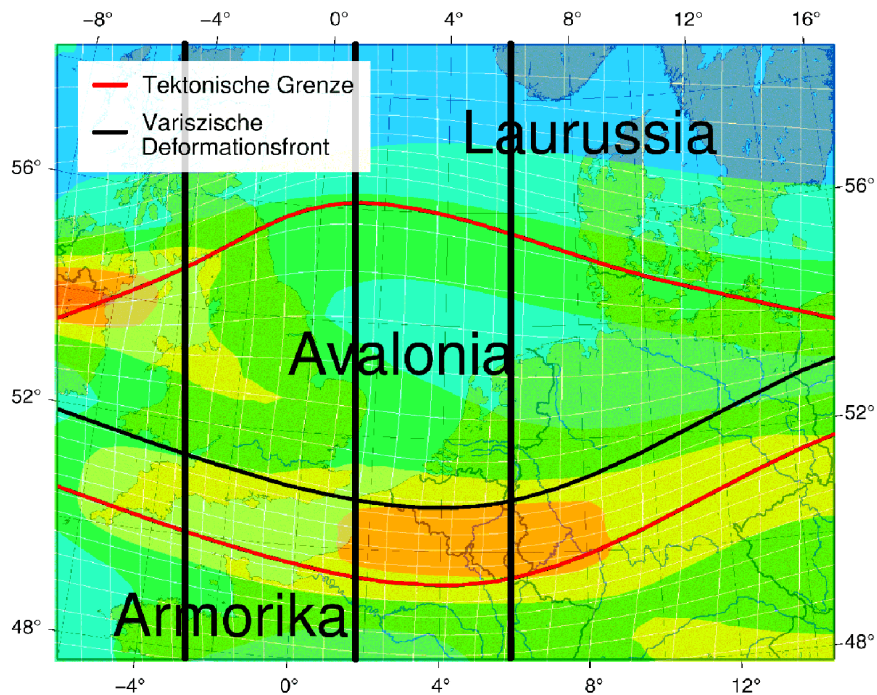
In den elasto-plastischen Analysen bleiben die Spannungen aufgrund der gewählten Rheologie in Bereichen, die auch in der Natur auftreten können. Das Modell mit festem westlichen Rand führt jedoch trotzdem nicht zu befriedigenden Ergebnissen, da die gewählten Randbedingungen zu sehr symmetrischen Modellgeometrien führen. Außerdem kann man die Randbedingungen am westlichen Rand nicht aus paläogeografischen Erkenntnissen ableiten. Hinzu kommt, dass wichtige paläogeografische Einheiten des Karbons nicht im Modell auftreten. Hierzu zählt vor allem das London-Brabant Massiv (Abbildung 3.1).

Die paläogeografischen Randbedingungen im Westen des Modells werden am besten im Modell mit semi-freiem Rand berücksichtigt. Hier kann sich der Rand in westliche Richtung bewegen. Dabei wird jedoch eine Gegenkraft aufgebaut, die die elastischen Eigenschaften der angrenzenden Lithosphärenplatte parametrisiert. Hierdurch kommt es zum Aufbau eines charakteristischen Musters der plastischen Deformation, das von Südosten nach Nordwesten verläuft. Abbildung 8.12 zeigt die plastische Deformation in den drei Hauptrichtungen der Deformation³. Ein Vergleich der resultierenden Geometrie nach einer Kompression um 250 km (25 Ma) mit der palinspastischen Rekonstruktion von [ZIEGLER \(1990\)](#) im Namur (Oberkarbon, ca. 320 Ma) zeigt einige Gemeinsamkeiten auf (Abbildung 8.13). Die Hochlagen, die sich im Laufe der Modellierung aufgrund der zunehmenden plastischen Deformation entwickeln können als London-Brabant-Massiv, Longford-Down-Massiv (im Nordwesten) und Böhmisches Massiv (im Südosten) interpretiert werden. Die plastische Deformation nördlich des Variszischen Gürtels kann als Voranschreiten der Variszischen Deformationsfront und der damit verbundenen Auffaltung bereits abgelagerter Sedimente gedeutet werden. Auch die Lage des Vorlandbeckens stimmt gut mit der Lage der marinen Sedimente entsprechend der Rekonstruktion von [ZIEGLER \(1990\)](#) überein. Im Gegensatz zu geologischen Vorstellungen von z. B. [FRANKE \(1995\)](#) oder [BERTHELSEN \(1992\)](#) kommt das FEM-Modell jedoch mit nur vier großen tektonischen Einheiten aus und ist nicht auf kleinere Terrane wie zum Beispiel das Lüneburg Terran oder die *East*

³Die Hauptrichtungen liegen in jedem Element anders. Aufgrund des anliegenden Spannungsfeldes treten die größten kompressiven Deformationen etwa in Nord-Süd-Richtung auf.



(a) Palinspastische Rekonstruktion (vereinfacht nach ZIEGLER, 1990). Der Bereich südlich der Variszischen Deformationsfront wurde nicht palinspastisch rekonstruiert. Die Zahlen geben die Sedimentmächtigkeit in Metern an.



(b) Resultierende Topografie des semi-freien Modells nach einer Kompression um 250 km (25 Ma) projiziert auf eine Karte des heutigen West- und Mitteleuropas. Der blaue Bereich liegt unter 4000 m, der rote Bereich über 20000 m. Die Farbstufen dazwischen überdecken jeweils 4000 m.

Abbildung 8.13: Vergleich des semi-freien Modells mit der palinspastischen Rekonstruktion nach ZIEGLER (1990).

Elbe Suspect Terranes (Abbildung 3.1) angewiesen. Dies zeigt, dass eine einfache, dreidimensionale numerische Analyse auf der Grundlage von physikalisch sinnvollen Rheologien und Randbedingungen in der Lage ist, komplexe geologische Vorstellungen zu quantifizieren. Allerdings gibt es auch einige Widersprüche: Im Modell liegt Laurussia niedriger als Avalonia, so dass es nicht wie in der palinspastischen Rekonstruktion als Liefergebiet für Sedimente dienen kann. Gerade die Ergebnisse des Modellierungsschritte nach einer Kompression um 250 km (25 Ma) stimmen sehr gut. Bei den anderen Modellierungsschritten sind die Deformationen entweder noch zu klein oder schon zu groß. Die resultierenden Höhenunterschiede werden mit ca. 20 km stark überschätzt. Dies ist allerdings auf die Vernachlässigung von Oberflächenprozessen zurückzuführen und steht daher nicht im Widerspruch zu nachgewiesenen Exhumierungsbeträgen (mind. 35 km, ONCKEN, 1998; SCHÄFER et al., 1997).

Die Beckenstrukturen (für die Modellierungsschritte nach einer Lithosphärenverkürzung von 250 km bzw. 275 km (25,0 Ma bzw. 27,5 Ma)) unterscheiden sich zwischen den Modellen deutlich. In den Modellen mit festem westlichen Rand erstreckt sich das Becken über die ganze Modellbreite, erreicht dabei Tiefen von 3000 m bis 5000 m und erstreckt sich in Nord-Süd-Richtung über 220 km bis 370 km. Im Modell mit semi-freiem Rand wird das Vorlandbecken im Westen durch die Hochlage nordwestlich der Varisziden begrenzt. Daher erreicht es in West-Ost-Richtung nur eine Ausdehnung von 1300 km. In Nord-Süd-Richtung erstreckt es sich über 420 km und erreicht Tiefen von 3000 m. Die horizontale Ausdehnung des Beckens stimmt im semi-freiem Modell sehr gut mit der tatsächlichen Ausdehnung der Sedimente aus dem Unterkarbon überein (z. B. FRANKE, 1995; ZIEGLER, 1990). Die Beckentiefe wird im Modell jedoch aufgrund der Vernachlässigung von Oberflächenprozessen leicht unterschätzt.

Kapitel 9

Modelle mit Oberflächenprozessen

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Modellierung ohne Berücksichtigung der exogenen Prozesse (Kapitel 8) genutzt, um ein Modell, das sowohl endogene als auch exogene Prozesse beinhaltet, zu erstellen. Die Grundlage bildet das Modell mit semi-freiem Rand aus Abschnitt 8.3.3. Dieses Modell wurde nur geringfügig abgeändert, um es für eine gekoppelte Analyse gemäß dem Schema aus Abschnitt 6.3 zu nutzen.

Bei der Berechnung der Oberflächenprozesse mit GOLEM kommen zwei verschiedene Ansätze für die Randbedingung zur Anwendung (Abschnitt 9.2). Somit können die Einflüsse der Randbedingungen abgeschätzt werden.

9.1 Erweiterungen des semi-freien Modells

Das Modell mit semi-freiem westlichen Rand aus Abschnitt 8.3.3 wurde komplett für die gekoppelte Modellierung übernommen. Um in den entstehenden Becken Sedimente abzulagern, wurde das Modell nach oben um 9 Elementschichten á 1578 m erweitert. Die Gesamtmächtigkeit der Sedimentschicht beträgt damit 14,2 km. Dies entspricht der Mächtigkeit der Oberkruste. In den ersten Modellierungsschritten sind diese Elemente deaktiviert. Die Knoten der Sedimentschicht befinden sich gemäß den Forderungen des IDL-Programms `golem2abaqus` senkrecht über den Knoten des Ausgangsmodells, das bereits die in Abschnitt 6.3 geforderten Bedingungen erfüllt. Die gesamte Sedimentschicht besteht aus 5832 hexaederförmigen Elementen zweiter Ordnung (C3D20) mit 26 770 Knoten.

9.2 Die Parameter der GOLEM-Modellierungen

Die GOLEM-Berechnungen werden im Wesentlichen mit den Parametern der Tabelle 6.1 durchgeführt (Anhang C). Allerdings wird mit einem Gitterabstand von 25 km, das dem mittleren horizontalen Knotenabstand des ABAQUS-Modells entspricht, und einem Meeresspiegel von 100 m gerechnet. Die GOLEM-Berechnungen werden mit

zwei verschiedenen Randbedingungssätzen durchgeführt. Im ersten Fall werden für den nördlichen und südlichen Rand Bedingungen gemäß Gleichung (6.8) und (6.11) sowie für den östlichen und westlichen Rand gemäß Gleichung (6.9) und (6.10) benutzt. Dadurch werden der nördliche und südliche Rand auf einer Höhe von 0 m gehalten, und das Modell wird in West-Ost-Richtung periodisch fortgesetzt. Dies führt zu einem Massentransport von der Modellmitte zum nördlichen bzw. südlichen Rand. Da die ABAQUS-Modellierung nicht zu gleichen Höhen am östlichen und westlichen Rand führt, wurde das GOLEM-Modell in West-Ost-Richtung um sein Spiegelbild erweitert. Ansonsten käme es zu signifikanten Randeffekten, die die Berechnungen stark beeinflussen würden, da GOLEM das Modell intern periodisch fortsetzt.

Der zweite Randbedingungssatz benutzt die Möglichkeit, die Randbedingungen der einzelnen Zellen der GOLEM-Modellierung explizit vorzugeben. Für den nördlichen und südlichen Rand werden geschlossene Zellen (kein Sedimentfluss erlaubt) benutzt. Entlang des westlichen und östlichen Randes werden die Randbedingungen so gewählt, dass nur die Zellen, deren Höhe nach der Hebung (berechnet ohne Oberflächenprozesse) unter einem bestimmten Wert liegt, offene Zellen sind. Dieser Schwellenwert ist der Minimalwert entlang des westlichen und östlichen Randes plus 100 m bzw. 100 m plus der Höhe des Meeresspiegels für den Fall, dass der Minimalwert unterhalb des Meeresspiegels liegt. Dadurch wird die Tatsache berücksichtigt, dass das Variszische Vorlandbecken nach ZIEGLER (1990) im Karbon im Westen und Osten Verbindungen zu anderen marinen Becken hatte. Eine Spiegelung des Modells ist hier nicht nötig, da das Modell intern nicht periodisch fortgesetzt wird.

9.3 Der Modellierungsablauf

Die numerische Modellierung beginnt, wie bei der Modellierung ohne Berücksichtigung der Oberflächenprozesse, mit einem geostatischen Ausgleichsschritt und einer Kompressionsphase (beides wird mit ABAQUS/Standard gerechnet). Nach Sichtung der Ergebnisse werden mit dem IDL-Programm `abaqus2golem` aus den vertikalen Verschiebungen die Hebungsbeträge für die GOLEM-Modellierung berechnet. Innerhalb des Modellierungszeitraums bleiben die Hebungsbeträge im Modell konstant. Mit `golem2abaqus` wird aus den Ergebnissen von GOLEM eine neue ABAQUS-Datei erzeugt. Diese Vorgehensweise wird dann iterativ fortgesetzt (Abbildung 6.3).

Die Tabellen 9.1 und 9.2 geben einen Überblick über die verwendeten Zeitintervalle und die Anzahl der aktivierten und deaktivierten Elemente. Die Anzahl der hinzugefügten und entfernten Elemente bietet dabei einen ersten Anhaltspunkt für die Stärke der Massenbewegungen. Bei der Betrachtung der Tabellen 9.1 und 9.2 fällt auf, dass sich die Zeiträume der ABAQUS Rechnungen stark überlappen. Dies ist unvermeidbar, um den passenden Zeitpunkt für die Berücksichtigung der exogenen Prozesse auszuwählen. Die Auswahlkriterie sind dabei die Höhenänderungen im Modellierungsschritt und die bisher berechnete Zeitspanne. Bei der Berechnung der

Tabelle 9.1: Die Zeiträume der einzelnen Modellierungsschritte, die maximale \dot{z}_{\max} und minimale Hebungrate \dot{z}_{\min} , die größte z_{\max} und niedrigste erreichte Höhe z_{\min} , der Zeitpunkt t_{sed} in dem die meisten Sedimente abgelagert sind und der Zeitpunkt t_{eq} , zu dem ein stationärer Zustand erreicht wird, sowie die Anzahl der aktivierten und deaktivierten Elemente für das Modell mit offenen Zellen im Norden und Süden.

Schritt	Start [Ma]	Ende [Ma]	aktiv. Elem.	deak. Elem.	\dot{z}_{\max} [m/Ma]	\dot{z}_{\min} [m/Ma]	z_{\max} [m]	z_{\min} [m]	t_{eq} [Ma]	t_{sed} [Ma]
1. ABAQUS	0,0	17,5								
GOLEM	0,0	10,5			499,0	-68,0	882,0	-4,0	3,0	1,0
2. ABAQUS	6,0	18,0	3	43						
GOLEM	6,0	18,0			914,3	-208,1	784,6	-100,0	5,0	1,0

Tabelle 9.2: Die Modellierungsschritte für das Modell mit offenen Zellen im Westen und Osten (Werte wie in Tabelle 9.1).

Schritt	Start [Ma]	Ende [Ma]	aktiv. Elem.	deak. Elem.	\dot{z}_{\max} [m/Ma]	\dot{z}_{\min} [m/Ma]	z_{\max} [m]	z_{\min} [m]	t_{eq} [Ma]	t_{sed} [Ma]
1. ABAQUS	0,0	17,5								
GOLEM	0,0	10,5			495,0	-68,0	600,2	-100,0	4,0	1,0
2. ABAQUS	6,0	14,0	0	21						
GOLEM	6,0	11,75			2070,5	-286,5	1897,4	-100,0	2,0	0,5
3. ABAQUS	9,5	19,0	7	120						
GOLEM	9,5	16,0			1283,3	-329,5	1340,8	-122,0	3,5	1,0
4. ABAQUS	14,0	23,5	46	346						
GOLEM	14,0	23,5			1578,6	-217,6	1594,6	-100,0	3,0	1,0

Oberflächenprozesse wird darauf geachtet, dass die Hebungsrate multipliziert mit der Modellierungsdauer deutlich größer ist, als die Mächtigkeit einer Sedimentschicht, da ansonsten keine Elemente aktiviert oder deaktiviert werden können.

9.4 Modellierungsergebnisse

Das Programm GOLEM erlaubt einen Sedimentfluss über die Grenzen des Modells hinweg. Damit verbunden ist ein Massenverlust im Modell, der sich durch die unterschiedliche Anzahl der deaktivierten und aktivierten Elemente in den einzelnen Modellierungsschritten bemerkbar macht (Tabellen 9.1 und 9.2). Allerdings ist die Differenz nur ein grober Anhaltspunkt für die Massenbilanz im Modell, da die Elemente sowohl ein unterschiedliches Volumen als auch eine unterschiedliche Dichte haben können. Die durchschnittliche Masse eines Elementes an der Oberfläche des ABAQUS-Modells beträgt ca. $5,5 \cdot 10^{15}$ kg. Damit ergibt sich ein Massenverlust von $1 \cdot 10^{17}$ kg bis $16,5 \cdot 10^{17}$ kg. Dies entspricht maximal 15,5% der Masse der Oberkruste im Modell. Die in ABAQUS aktivierten bzw. deaktivierten Elemente sind in der Abbildung 9.1 dargestellt. Anhand dieser Abbildung kann man auch erkennen, in welchen Gebieten Netto-Denudation (deaktivierte Elemente) und Netto-Sedimentation (aktivierte Elemente) stattgefunden hat. Im Laufe der Modellierung werden immer größere Areale von der Denudation erfasst und selbst Bereiche, in denen zuvor Sedimente abgelagert wurden, werden abgetragen. Diese großräumigen Massenverlagerungen führen zu variablen Auflasten, die eine elastische und isostatische Antwort (Abschnitt 7.4) des Modells hervor rufen. Einzelne Bereich heben sich dabei um bis zu 3000 m (Abbildung 9.2).

Die zeitliche Entwicklung des Reliefs ist in den Abbildungen 9.4, 9.5 und 9.6 wiedergegeben. Im Gegensatz zu den Modellen ohne Berücksichtigung der exogenen Prozesse (bis 14000 m, links) erreichen die Gipfel nur Höhen bis 2000 m. Beachtet man, dass GOLEM auf einem $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ Gitter rechnet, so stimmt dies mit typischen Werten von rezenten, aktiven Orogenen und der mittleren Höhe der Kontinente überein. Nach dem globalen Topografie-Modell ETOPO-5 (UNESCO, 1987) liegen die mittleren Höhen (ca. 9 km-Gitter) in den Alpen bei 1500 m bis 2200 m und im Himalaja-Gebirge bei maximal 5200 m. Zum Vergleich: Die mittlere Höhe der Kontinente liegt bei 840 m (z. B. FOWLER, 1990).

Neben den absoluten Höhen des Reliefs spielen bei der Ausbildung eines Gebirges auch die Hebungsraten eine wichtige Rolle. Ein Vergleich der Hebungsraten im Modell (495 m/Ma bis 2070 m/Ma, Tabellen 9.1 und 9.2) mit Hebungsraten in rezenten Kollisions-Orogenen zeigt Übereinstimmung. Rezente Hebungsraten liegen nach MILL (1995) im Bereich zwischen 1000 m/Ma und 4500 m/Ma. Aus den von SCHÄFER et al. (1997) veröffentlichten Exhumierungsbeträgen ergibt sich für die Varisziden eine Obergrenze von 3500 m/Ma.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass das Modell nach einigen Millionen Jahren einen stationären Zustand (*steady state*) zwischen Hebung und Denudation erreicht (Abbildung 9.3). Dabei bildet sich ein Relief mit einer charakteristischen Steigung

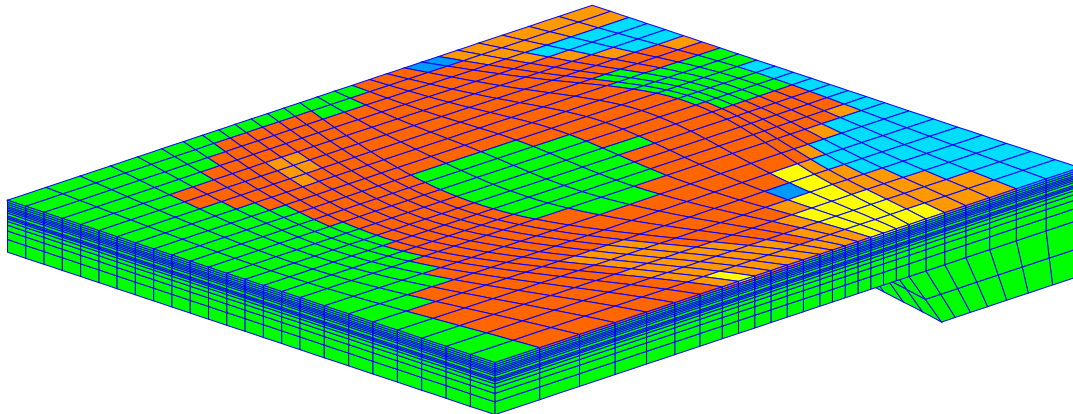
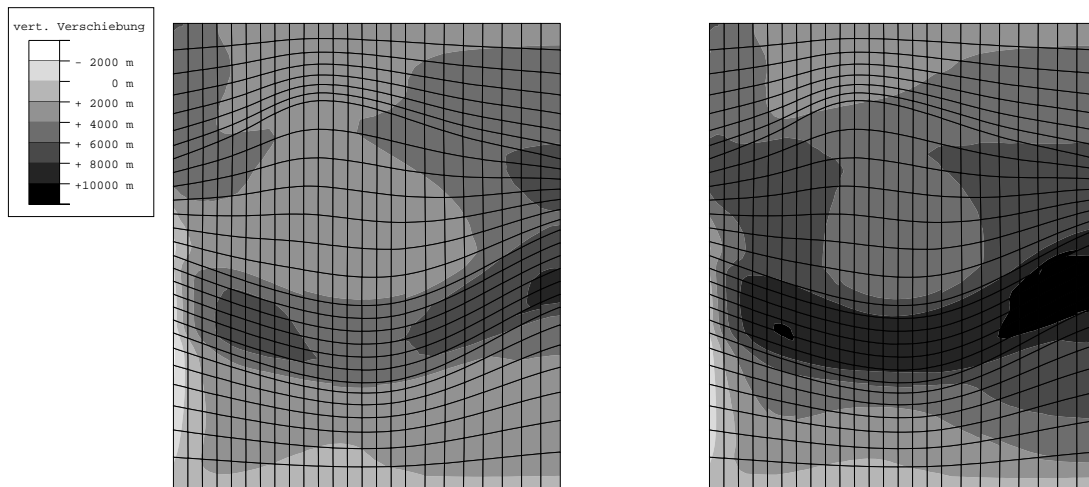


Abbildung 9.1: Darstellung der aktivierten und deaktivierten Elemente im Modell mit offenen Rändern im Westen und Osten. Im ersten Schritt werden die gelben Elemente abgetragen. Im zweiten Schritt folgen die orangenen Elemente und die dunkelblauen Elemente werden abgelagert. Die roten und hellblauen Elemente sind im dritten Modellierungsschritt betroffen.

von ca. 1° bis max. 2° aus. Dieses Phänomen wird bei fast allen Orogenen beobachtet (EISBACHER, 1996). PLESCH & ONCKEN (1999) leiten aus geologischen Untersuchungen für die Varisziden eine Steigung von 1° bis 3° ab. Bei der Betrachtung der Tabellen 9.1 und 9.2 fällt auf, dass die Dauer t_{eq} bis zum Erreichen des Gleichgewichtszustands um so kürzer ist, je größer die maximale Hebungsrate \dot{z}_{max} ist. Bei größeren Hebungsraten wird der kritische Winkel nach dem *critical taper wedge*-Modell früher erreicht, als bei kleinen Hebungsbeiträgen.

Betrachtet man die zeitliche Entwicklung des Profils genau, so fällt auf, dass sich sowohl das Beckenminimum als auch die Lage des Maximums bei 500 km mit der Zeit um ca. 100 km nach Norden verlagern. Dies stimmt sehr gut mit Beobachtungen von DROZDZEWSKI & WREDE (1994) überein. Diese Bewegung verstärkt die nordwärts gerichtete Verschiebung des Beckenzentrums, die sich aus der plastischen Modellierung der endogenen Prozesse ergibt. Somit läßt sich auch die von SÜSS (1996) angenommene asymmetrische Subsidenz im Variszischen Vorland (Abschnitt 2.2) erklären.

Neben der Topografie berechnet GOLEM auch die Mächtigkeit der abgelagerten Sedimente. Solange das Relief relativ flach ist, kann in einzelnen Zellen viel Sediment abgelagert werden (alluvialer Sedimenttransport). Aufgrund der Ausbildung eines Reliefs mit konstanter Steigung werden die Sedimente jedoch schon nach kurzer Zeit (t_{eq} , maximal 1 Ma) wieder abgetragen und meerwärts transportiert. Im Modell herrscht dann Bedrock-Transport vor. Die nach der Berechnung der endogenen Prozesse mit ABAQUS vorhandenen Senken werden durch den raschen Sedimenttransport schnell



(a) Die vertikalen Verschiebungen vor der Denudation dargestellt auf der Oberfläche des Modells, die nach der Deaktivierung der abgetragenen Elemente entsteht.

(b) Die vertikalen Verschiebungen nach der Denudation für die selbe Oberfläche.

Abbildung 9.2: Die elastische und isostatische Antwort des Modells mit offenen Rändern im Westen und Osten aufgrund der Denudation am Beispiel des dritten Modellierungsschrittes. Es ergeben sich Höhenänderungen bis zu 3000 m.

verfüllt. In der Bilanz führt dies zur Ablagerung von mächtigen Sedimentschichten. In den betroffenen Bereichen werden zuvor inaktive Elemente aktiviert (Abbildung 9.1).

Aus der resultierenden Topografie und der ursprünglichen Tiefenlage der obersten Schicht können für den Variszischen Gürtel Exhumierungsbeträge abgeleitet werden. Eine Abschätzung erhält man durch die Summen der maximalen Hebungsraten multipliziert mit den Hebungszeiträumen. Hiervon muss noch die erreichte Höhe des resultierenden Reliefs abgezogen werden. Bedenkt man, dass das Modell die Denudation nur in 1,5 km Schritten erlaubt (dies ist die Mächtigkeit einer Elementschicht), so ergeben sich Werte bis zu $35,5 \pm 1,5$ km innerhalb eines Zeitraumes von 23,5 Ma. Dies ist höher als die Exhumierungsbeträge der Modelle ohne exogene Prozesse (Abschnitt 8.3.4) und stimmt mit geologisch und mineralogisch ermittelten Werten überein (mind. 35 km, ONCKEN, 1998; SCHÄFER et al., 1997).

Neben den oben vorgestellten Gemeinsamkeiten der beiden Modelle gibt es auch einige Unterschiede, die sich aus den unterschiedlichen Randbedingungen ergeben. Die dominierende Vorzugsrichtung des Sedimenttransports innerhalb der GOLEM-Modellierung verläuft von der Modellmitte in Richtung der offenen Ränder. Für das erste Modell, das einen Sedimenttransport über den nördlichen und südlichen Rand hinweg erlaubt, führt dies zu einem Transport senkrecht zur dominierenden Streichrichtung des Gebirges. Im zweiten Modell, das im Westen und Osten offene Zellen besitzt,

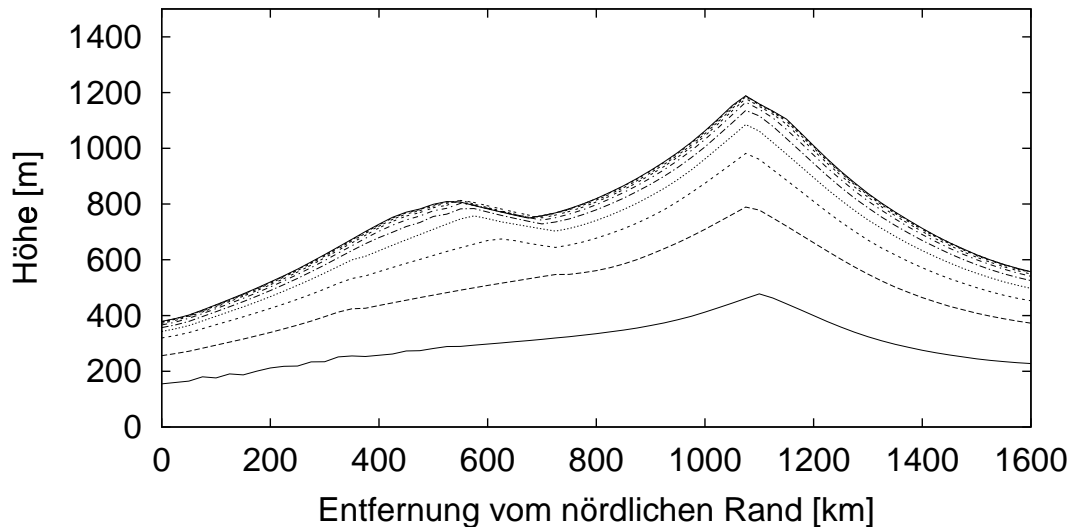
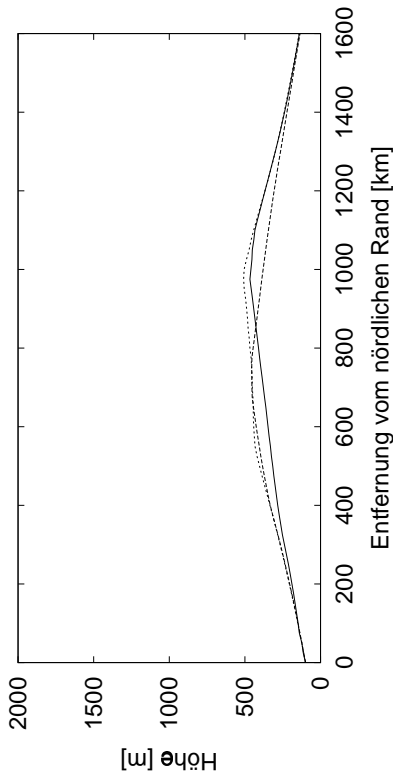


Abbildung 9.3: Die zeitliche Entwicklung des Reliefs innerhalb des 3. GOLEM-Schrittes im Modell mit offenen Zellen im Westen und Osten für das Profil bei 925 km. Die Linien zeigen das Relief nach jeweils 0,5 Ma beginnend bei 0,5 Ma (unterste Linie) nach dem Start der Modellierung bis 5,0 Ma (oberste Linie). Man erkennt, dass das Relief sich einem Gleichgewichtszustand nähert.

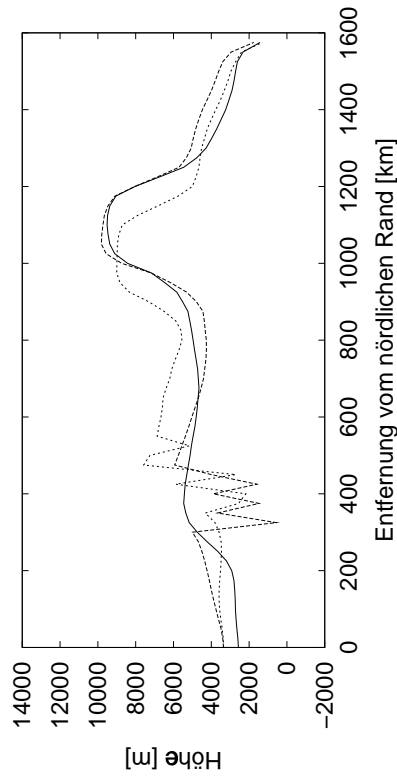
verläuft die Vorzugsrichtung des Sedimenttransports parallel zum Orogen. Dieser generelle Unterschied zeigt sich im resultierenden Relief:

- Im nord-süd-entwässernden Modell entstehen zunächst zwei Gebirgsgürtel (im Variszischen Falteingürtel und entlang der Suture zwischen Laurussia und Avalonia), die sich aufgrund der Vorzugsrichtung des Sedimenttransports zur Modellmitte hin verlagern. Hierdurch entsteht nur ein einziges Gebirge in der Mitte des Modells (Abbildung 9.7).
- Im west-ost-entwässernden Modell bleiben beide Gebirgszüge getrennt und die Varisziden dominieren aufgrund des schnelleren Wachstums. Die Senke zwischen beiden Gebirgszügen wird sehr schnell mit Sedimenten verfüllt (Abbildung 9.8).

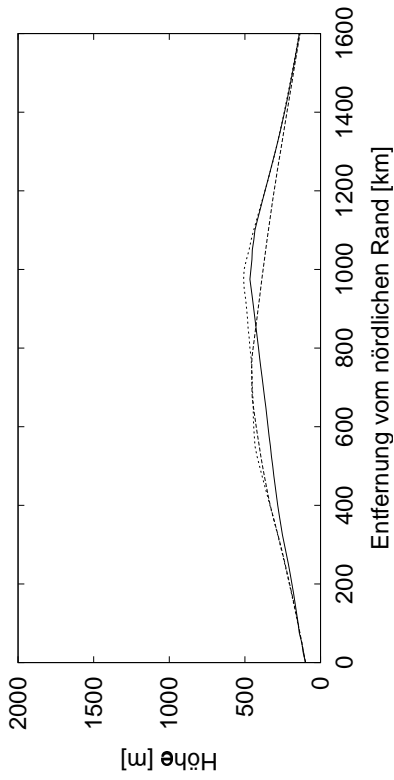
Da sich im ersten Modell (offene Zellen im Norden und Süden) weder die Randbedingungen befriedigend aus der palinspastischen Rekonstruktion Mittel- und Westeuropas ergeben noch das resultierende Relief mit der bekannten Geologie übereinstimmt, wurden für dieses Modell nur zwei Modellierungssimulationen durchgeführt und danach die Modellierung beendet. Im zweiten Modell bleiben hingegen die Strukturen, die schon in der rein endogenen Modellierung zu Tage traten, erhalten, und sowohl die Exhumierungsbeträge, die Höhe des Reliefs als auch die Ausdehnung des Vorlandbeckens stimmen mit den geologischen Befunden überein.



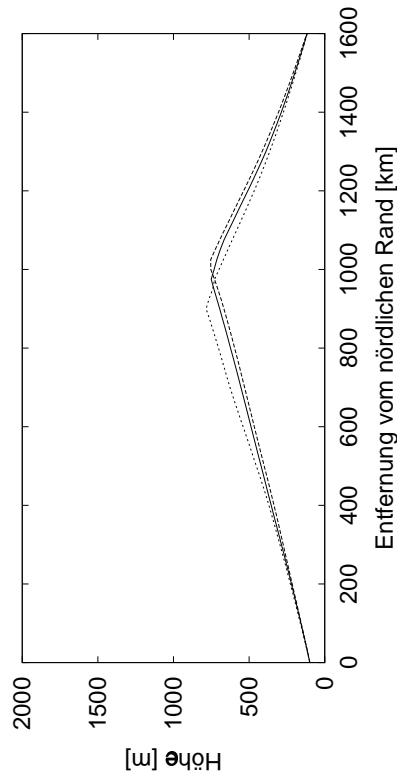
(a) Nach dem 1. ABAQUS Schritt (10,5 Ma.)



(c) Nach dem 2. ABAQUS Schritt (18,00 Ma.)



(b) Nach dem 1. GOLEM Schritt (10,5 Ma.)



(d) Nach dem 2. GOLEM Schritt (18,00 Ma.)

Abbildung 9.4: Die zeitliche Entwicklung des Reliefs im Modell mit offenen Zellen im Norden und Süden entlang der Profile bei 625 km (gestrichelt), 925 km (durchgezogen) und 1250 km (gepunktet, siehe Abbildung 8.13). Links sind die Profile wiedergegeben, die sich ohne Oberflächenprozesse ergäben, rechts die Profile mit Berücksichtigung der Oberflächenprozesse.

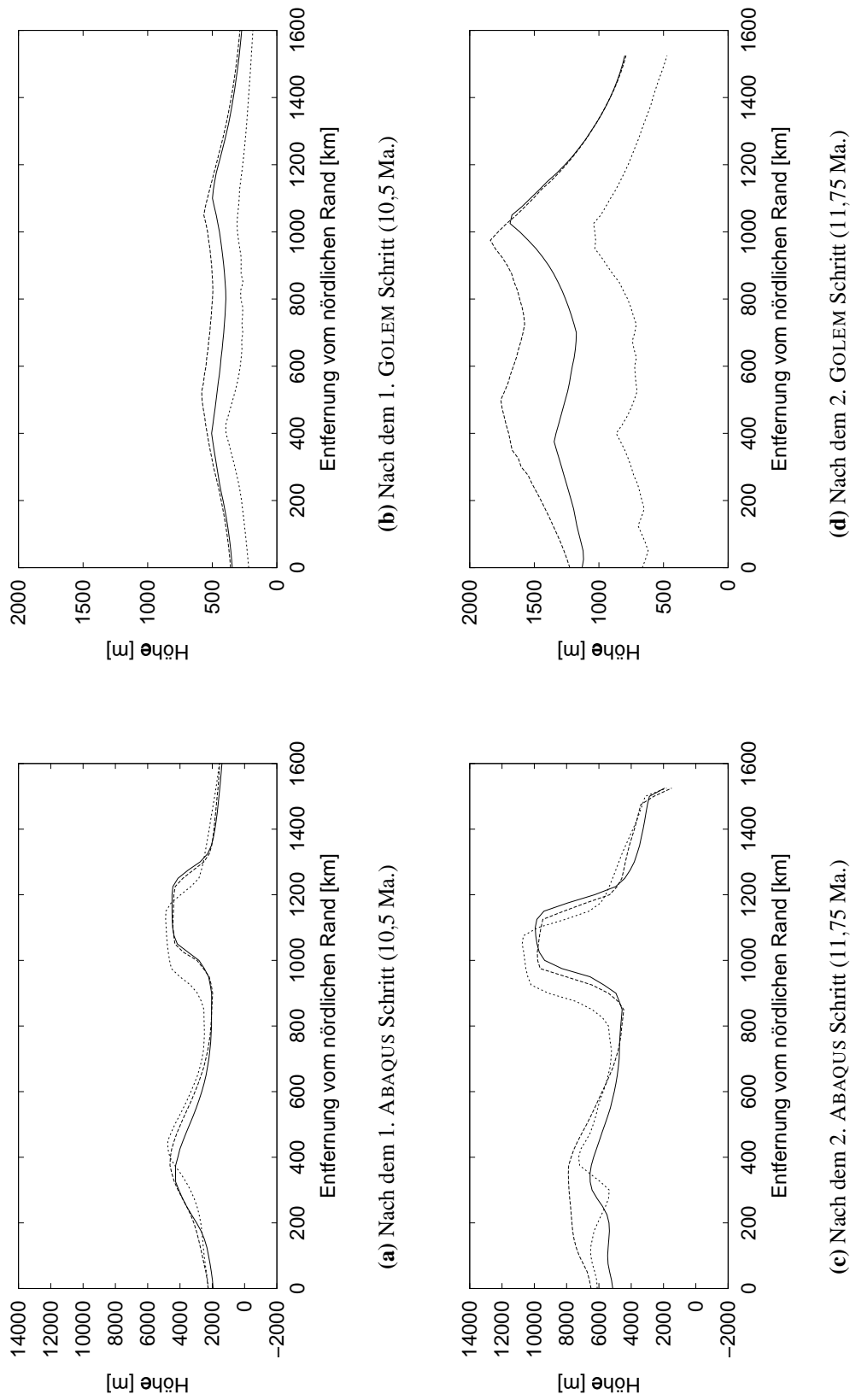
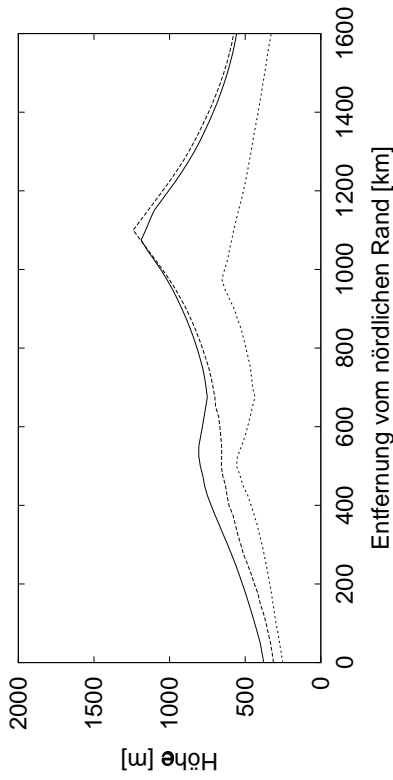
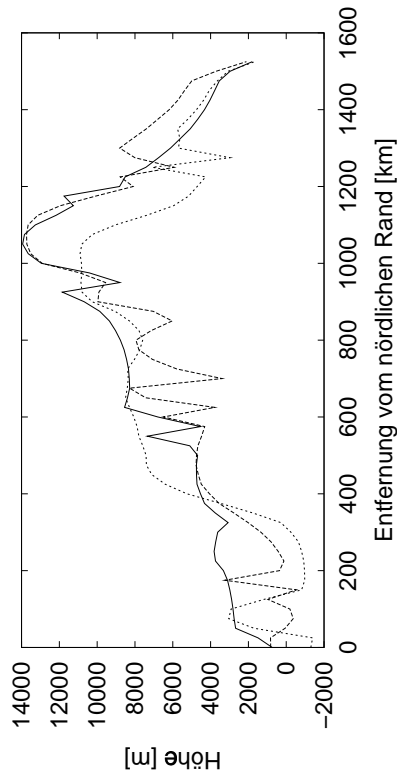


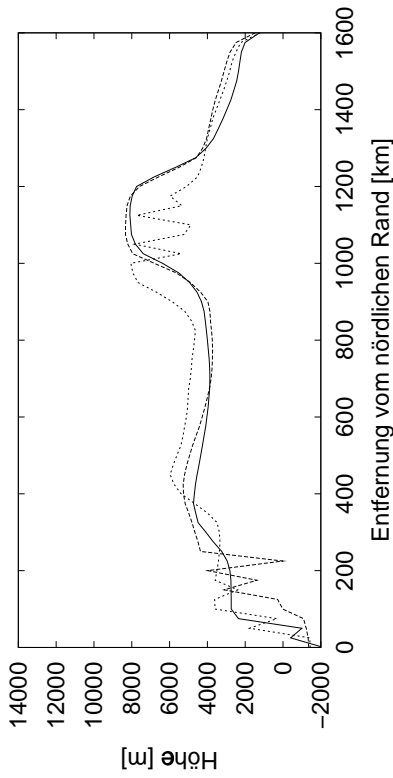
Abbildung 9.5: Die zeitliche Entwicklung des Reliefs im Modell mit offenen Zellen im Westen und Osten entlang der Profile bei 625 km (gestrichelt), 925 km (durchgezogen) und 1250 km (gepunktet, siehe Abbildung 8.13). Links sind die Profile wiedergegeben, die sich ohne Oberflächenprozesse ergäben, rechts die Profile mit Berücksichtigung der Oberflächenprozesse.



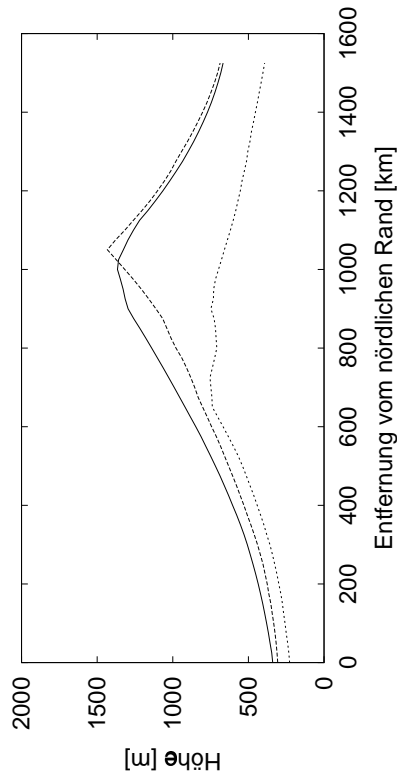
(a) Nach dem 3. ABAQUS Schritt (16,0 Ma.)



(c) Nach dem 4. ABAQUS Schritt (23,5 Ma.)



(b) Nach dem 3. GOLEM Schritt (16,0 Ma.)



(d) Nach dem 4. GOLEM Schritt (23,5 Ma.)

Abbildung 9.6: Die zeitliche Entwicklung des Reliefs im Modell mit offenen Zellen im Westen und Osten entlang der Profile bei 625 km, 925 km und 1250 km (Forts.). Die Spitzen in den Kurven entstehen durch Interpolationsfehler an Stellen, an denen Elemente aktiviert oder deaktiviert werden.

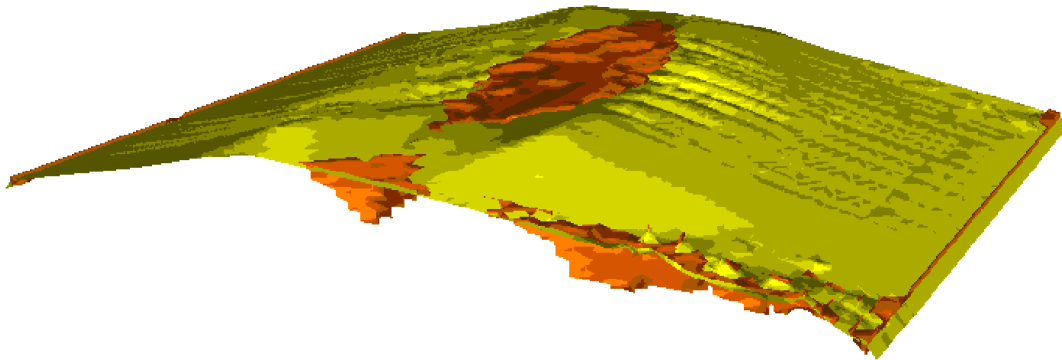


Abbildung 9.7: Perspektivische Ansicht des GOLEM-Modells des ersten Modellierungsschrittes mit offenen Rändern im Norden und Süden nach 1,5 Ma. Blick von WSW auf die Oberfläche (gelb) des Modells und die abgelagerten Sedimente (braun) dargestellt mit dem Programm VIS5D. Norden befindet sich links. Die Höhe des Modells beträgt ca. 450 m.

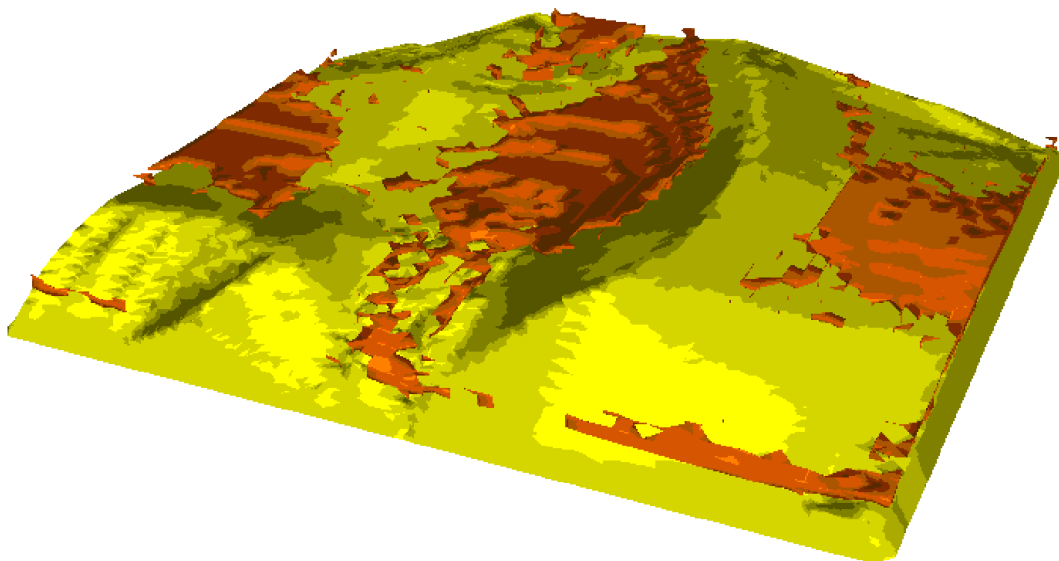


Abbildung 9.8: Perspektivische Ansicht des GOLEM-Modells des zweiten Modellierungsschrittes mit offenen Rändern im Westen und Osten nach 6,5 Ma. Blick von WSW auf die Oberfläche (gelb) des Modells und die abgelagerten Sedimente (braun) dargestellt mit dem Programm VIS5D. Norden befindet sich links. Die Höhe des Modells beträgt ca. 450 m.

Durch die Berücksichtigung der Oberflächenprozesse konnten die Unstimmigkeiten zwischen den Ergebnissen der rein endogenen Modellierung und den geologischen Befunden geklärt werden. Hierzu zählen:

- Die Höhe der Topografie (max. 2000 m),
- die Exhumierungsbeträge (ca. 35,5 km in 23,5 Ma),
- die Geländesteigungen (um 1,5°),
- die nordwärts Bewegung des Beckenminimums (etwa 20 km/Ma) und
- die Größe des Sedimentationsraumes.

Die Sedimentmächtigkeiten im Vorlandbecken lassen sich allerdings aufgrund des auftretenden Massenverlustes im Modell aus der gekoppelten Analyse nicht quantitativ bestimmen. Da der fluviale Massentransport jedoch sehr effektiv arbeitet, kann davon ausgegangen werden, dass das Variszische Vorlandbecken meistens gefüllt oder fast gefüllt war. Zusammen mit den Ergebnissen der rein endogenen Modellierungen ergeben sich hieraus Sedimentmächtigkeiten von über 3000 m im zentralen Bereich des Vorlandbeckens. Diese Größenordnung wird durch die palinspastische Rekonstruktionen von [ZIEGLER \(1990\)](#) (Abbildung 8.13) gestützt.

Kapitel 10

Diskussion der Ergebnisse und Ausblick

10.1 Ergebnisse

In der vorliegenden Arbeit wurden verschiedene Modelle zur Untersuchung der strukturellen Entwicklung der Varisziden und des nördlichen Vorlandes entwickelt. Zunächst wurden Modelle, die nur endogene Prozesse berücksichtigen, vorgestellt. Ausgehend von vier großen, tektonischen Einheiten, einer elasto-plastischen Rheologie und geeigneten Randbedingungen konnte mit einem Modell (das Modell mit semi-freiem westlichen Rand) die Entwicklung einer Vielzahl nachgewiesener, geologischer Strukturen nachvollzogen werden. Zu den wichtigsten Strukturen gehören der Gebirgsgürtel der Varisziden, das London-Brabant-Massiv und das Variszische Vorlandbecken. Bei der Modellierung ergaben sich für alle Strukturen und ihre zeitliche Entwicklung gute quantitative Übereinstimmungen mit geologischen Befunden (Abschnitt 8.3.4):

- Das Vorlandbecken bedeckt eine Fläche von 1300 km (West-Ost) mal 420 km (Nord-Süd).
- Das Becken erreicht eine Tiefe von 3000 m.
- Die Varisziden erheben sich 8500 m bis 10000 m über ihre Umgebung (ohne Berücksichtigung von Oberflächenprozessen).
- Im Laufe der Zeit werden ca. 30 km Kruste innerhalb des Variszischen Gürtels abgetragen.
- Die zunehmenden plastischen Deformationen führen zum nordwärts Schreiten der Variszischen Deformationsfront.

Durch eine Verknüpfung der Modellierung der endogenen Prozesse mit einer Modellierung der exogenen Prozesse konnte die Auswirkung der Oberflächenprozesse

und des großräumigen Massentransports auf die Entwicklung des Variszischen Vorlandes untersucht werden. Wie bei der rein endogenen Modellierung zeigt sich auch hier, dass eine plausible Wahl der Randbedingungen zu realistischen Ergebnissen führt. Durch die Einbeziehung von Oberflächenprozessen konnten letztendlich einige Unstimmigkeiten zwischen der rein endogenen Modellierung und geowissenschaftlichen Befunden geklärt werden (Abschnitt 9.4):

- Nach relativ kurzen Zeiträumen erreicht das Relief einen stationären Zustand (*steady state*) mit einer Geländesteigung von 1° bis 2° .
- Die großräumigen Massenumlagerungen führen zu einer elastischen und isostatischen Relaxation, die zu einer zusätzlichen Hebung von 3000 m führt.
- Die Hebungsraten von 495 m/Ma bis 2070 m/Ma stimmen mit rezenten Hebungsraten überein.
- Das Beckentiefste und das nördlich gelegene Maximum im Relief verlagern sich durch die wirkenden Oberflächenprozesse um 20 km/Ma nach Norden.
- Die resultierende Topografie erreicht mit Höhen von maximal 2000 m Größenordnungen rezenter Kollisions-Orogene.

Die West-Ost-Asymmetrie im gekoppelten Modell mit offenen Randzellen im Westen und Osten führt zu Unterschieden in der Denudations- und Sedimentationsgeschichte in der westlichen und östlichen Hälfte Avalonias. Diese Unterschiede können sich in unterschiedlichen geophysikalischen Eigenschaften manifestieren (BLUNDELL et al., 1992). Ob hierdurch die Aufteilung Avalonias in das *East Elbian Suspect Terrane*, das Lüneburg Massiv, *Midlands Microcraton*, das Elbe-Lineament usw. erklärt werden kann, bedarf jedoch weiterführender Studien, die außerhalb der Zielsetzung der vorliegenden Arbeit liegen.

10.2 Ausblick

Die vorgestellte Methode zur iterativen Kopplung der endogenen und exogenen Prozesse, die numerischen Modelle und die Ergebnisse öffnen ein weites Feld für fortführende wissenschaftliche Arbeiten. Zum einen können die Methoden und Modelle verfeinert werden und damit zu besseren Ergebnissen führen. Zum anderen kann die Methode selbst auf zahlreiche andere Untersuchungsgebiete übertragen werden.

Für den ersten, technischen Aspekt bieten sich zahlreiche Ansatzpunkte bei der numerischen Modellierung der exogenen Prozesse. Hierzu kam das Programm GOLEM zum Einsatz, das jedoch für die vorliegenden Modellierungen eine Schwäche aufweist: GOLEM rechnet auf einem regelmäßigen Gitter, so dass während einer Iteration die Ergebnisse zweimal interpoliert werden müssen. Günstiger ist es, für die Berechnung der Oberflächenprozesse das selbe Gitter zugrunde zu legen, wie bei der Finite-Elemente

Modellierung der endogenen Prozesse. Hierfür kommt evtl. das Nachfolgeprogramm von GOLEM, CHILD, in Frage. Weitere Möglichkeiten der Verbesserung liegen in der Einbeziehung von variablen Parametern für das vorherrschende Klima (z. B. Periodizität des Niederschlags) und eines variablen Meeresspiegels, z. B. mit der Zeitskala die SÜSS (1996) vorgestellt hat. Durch Vergleiche mit realen Sedimentablagerungen können damit auch Aussagen über das Paläoklima gemacht werden.

Weitere Ansatzpunkte für Änderungen bieten die Programme zur Konvertierung ABAQUS \iff GOLEM. Die in dieser Arbeit entwickelten Programme sind zum Teil speziell an das vorgestellte FE-Modell angepasst und enthalten einige Einschränkungen. Diese Einschränkungen können bei einer flexibleren und allgemeineren Umsetzung der Programme beseitigt werden. Dabei ist ein Wechsel zu einer schnelleren Programmiersprache als IDL sinnvoll.

Im FE-Modell können Verbesserungen durch die Nutzung von anderen Rheologien, z. B. temperaturabhängige oder viskose Rheologien, erreicht werden. Bei der Einbeziehung thermischer Effekte können auch Aussagen über die thermische Entwicklung des Sedimentbeckens getroffen werden. Dies ist in der Lagerstättenkunde von Interesse. Steht nicht das Vorland sondern der Faltengürtel im Vordergrund fortführender Untersuchungen, so sollte man eine angemessenere Modellierung (z. B. durch eine explizite Integration von Störungslinien und eine Entkopplung zwischen Kruste und Mantel im Modell) des Bereichs der Orogenese als im vorliegenden Fall wählen.

Auch ohne Umsetzung der oben genannten Verbesserungsvorschläge konnten mit den vorgestellten Modellen und der iterativen Kopplung der endogenen und exogenen Prozesse gute und konsistente Ergebnisse erzielt werden. Eine Übertragung der vorgestellten Modelle und Methoden auf andere geologische Untersuchungsgebiete ist sicherlich interessant und kann einen wichtigen Beitrag zur Quantifizierung einer Vielzahl von sedimentären Systemen liefern. In Frage kommen nicht nur andere großräumige Orogene, wie zum Beispiel die Alpen, die Anden oder der Himalaja. Die mögliche Skala der Untersuchungsobjekte reicht dabei von großräumigen, überregionalen Strukturen, wie in der vorliegenden Arbeit, über regionale Gebiete bis hin zu lokalen, kleinräumigen geologischen Objekten. Zu den großräumigen Strukturen, die in naher Zukunft am Institut für Geowissenschaften bearbeitet werden, gehören die Alpen mit dem Schweizer Molassebecken (pers. Mit. MELZER, 2000). Andere mögliche Untersuchungsgebiete, für die in der Arbeitsgruppe Angewandte Geophysik bereits Erfahrungen vorliegen, sind der Harz mit seinen Sedimentbecken sowie das Vogtland, West-Böhmen und das Erzgebirge mit dem Eger-Graben.

Interessante Untersuchungsobjekte ganz anderer Art sind die großen Sedimentfächer in den Mündungsgebieten großer Flüsse, wie zum Beispiel des Mississippi, Amazonas oder Indus, und der Zusammenhang zur Entstehung von aktiven Kontinentalrändern. So gibt es die Vermutung, dass mächtige Sedimentpakete auf der ozeanischen Kruste die Entstehung eines aktiven Kontinentalrandes begünstigen können (pers. Mit. REGENAUER-LIEB, 2000). Auch bereits aktive Kontinentalränder mit ihren großen Akkretionskeilen können mit der vorgestellten Methode untersucht werden. Andere Bereiche, in denen es zu großen Auflaständerungen kommt sind Ge-

biete mit Eiskappen (Grönland, Antarktis, Fennoskandien während der letzten Eiszeit etc.) große Stauseen (Assuan-Stausee, Ägypten oder Drei-Schluchten-Stausee, China) oder Gebiete mit starkem, aktivem Vulkanismus (Mt. St. Helens, Krakatau, Flutbasalte). Kleinräumigere Auswirkungen, die mit der vorgestellten Methode untersucht werden können, sind Bereiche, in denen es aufgrund der Ausbeutung von Lagerstätten zu Massenumlagerungen kommt (z. B. im Braunkohletagebau). Die Modellierung der Oberflächenprozesse muss dann evtl. durch zusätzliche Prozesse ergänzt oder ersetzt werden.

Die vorgestellten Methoden lassen sich in leicht abgeänderter Form auch in Bereichen außerhalb der Geophysik / Geologie nutzen. Denkbar sind z. B. Anwendungen im Bereich der Geografie (antropogene Einflüsse auf Oberflächenprozesse, Siedlungsgeschichte an Flusslandschaften etc.) oder in der Produktoptimierung (optimale Werkzeugeigenschaften bei minimalem Materialverbrauch).

Damit eröffnen die diskutierten Modelle und die Kopplung endogener und exogener Prozesse ein weites Feld für weiterführende und neue Untersuchungen innerhalb und außerhalb des Bereichs der Geowissenschaften.

Kapitel 11

Literatur

- Allen, P. A., 1997: *Earth Surface Processes*, Blackwell Sciences, Oxford.
- Allen, P. A. & Allen, J. R., 1990: *Basin Analysis*, Blackwell Sciences, Oxford.
- Altenbach, J. & Altenbach, H., 1994: *Einführung in die Kontinuumsmechanik*, B. G. Teubner, Stuttgart.
- Anderson, R. S., 1994: *Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay*, *Journal of Geophysical Research* **99** (B10): 20 161–20 179.
- Bachtadse, V., Torsvik, T. H., Tait, J. A. & Soffel, H. C., 1995: *Paleomagnetic Constraints on the Paleogeographic Evolution of Europe During the Paleozoic*, In: R. D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (Hg.), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, S. 567–578, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Bagnold, R. A., 1966: *An approach to the sediment transport problem from general physics*, U.S. Geological Survey Professional Paper **422-I**.
- Beaumont, C., 1981: *Foreland basins*, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **65**: 291–329.
- van der Beek, P., Andriessen, P. & Cloetingh, S., 1995: *Morphotectonic evolution of rifted continental margins: Inferences from a coupled tectonic-surface processes model and fission track thermochronology*, *Tectonics* **14** (2): 406–421.
- van der Beek, P. & Braun, J., 1998: *Numerical modelling of landscape evolution on geological time-scales: a parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia*, *Basin Research* **10** (1): 49–68.
- Behrmann, J., Drozdowski, G., Heinrichs, T., Huch, M., Meyer, W. & Oncken, O., 1991: *Crustal-scale balanced cross sections through the Variscan fold belt, Germany: the central EGT-segment*, *Tectonophysics* **196**: 1–21.

- Berckhemer, H., 1990: *Grundlagen der Geophysik*, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Berthelsen, A., 1992: *Mobile Europe*, In: D. Blundell, R. Freeman & S. Mueller (Hg.), *A continent revealed: The European Geotraverse*, S. 11–32, Cambridge University Press.
- Bertotti, G., Picotti, V. & Cloetingh, S., 1998: *Lithospheric weakening during “retroforland” basin formation: Tectonic evolution of the central South Alpine foredeep*, *Tectonics* **17** (1): 131–142.
- Blundell, D., Freeman, R. & Mueller, S. (Hg.), 1992: *A Continent Revealed: The European Geotraverse*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Braun, A., 1998: *Geodynamische Modellierung der Extensionstektonik im norwegischen Kontinentalschelf unter Verwendung von ERS-1 Satelliten Altimetrie Daten*, Dissertation, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main.
- Braun, J. & Sambridge, M., 1997: *Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization*, *Basin Research* **9**: 27–52.
- Busby, C. J. & Ingersoll, R. V. (Hg.), 1995: *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, Oxford.
- Catuneanu, O., Hancox, P. J. & Rubidge, B. S., 1998: *Reciprocal flexural behaviour and contrasting stratigraphies: a new basin development model for the Karoo retroarc foreland system, South Africa*, *Basin Research* **10**: 417–439.
- Clift, P., Shimizu, N., Layne, G., Gaedicke, C., Schlüter, H.-U., Clark, M. & Amjad, S., 2000: *Fifty-Five Million Years of Tibetan Evolution Recorded in the Indus Fan*, *Transactions, American Geophysical Union (EOS)* **81** (25): 277, 281.
- Cloetingh, S., den Bezemer, T. & Zoetemeijer, R., 1998: *Towards integrated models for lithospheric and surface processes in fold and thrust belts*, *Geophysical Newsletter* **19**: 2–4.
- Cloetingh, S., Burov, E. & Poliakov, A., 1999: *Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin)*, *Tectonics* **18** (6): 1064–1083.
- Cocks, L. R. M., McKerrow, W. S. & van Staal, C. R., 1997: *The margins of Avalonia*, *Geological Magazine* **134** (5): 627–636.
- Davis, R. O. & Selvadurai, A. P. S., 1996: *Elasticity and Geomechanics*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1. Aufl.

- 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*, *Journal of Structural Geology* **16** (10): 1335–1352.
- Drozdowski, G. & Wrede, V., 1994: *Faltung und Bruchtektonik — Analyse der Tektonik im Subvariscikum*, *Fortsch. Geol. Rheinl. Westfalen* **38**: 7–188.
- Dziewonski, A. M. & Anderson, D. L., 1984: *Structure, elastic and rheological properties and density of the earth's interior, gravity and pressure*, In: K. Fuchs & H. Soffel (Hg.), *Landolt-Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*, Bd. 2a, Geophysics of the Solid Earth, the Moon and the Planets, Kap. 2.1.3, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- Eisbacher, G. H., 1996: *Einführung in die Tektonik*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 2. Aufl.
- Erlström, M., Thomas, S. A., Deeks, N. & Sivhed, U., 1997: *Structure and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area*, *Tectonophysics* **271**: 191–215.
- Feynman, R. P., Leighton, R. B. & Sands, M., 1977: *Lectures on Physics*, Addison-Wesley Publishing Company, Reading, Mass., 6. Aufl.
- Floyd, P. A., 1995: *Igneous Activity*, In: R. D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (Hg.), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, S. 59–81, Springer Verlag, Berlin.
- Fowler, C. M. R., 1990: *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge, New York, Melbourne.
- Franke, D., 1995: *The North Variscan Foreland*, In: R. D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (Hg.), *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*, S. 554–566, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Franke, W., Dallmeyer, R. D. & Weber, K., 1995: *Geodynamic Evolution*, In: R. D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (Hg.), *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*, S. 579–593, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (Hg.), 2000: *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, Special Publications 179, Geological Society, London.
- Franke, W. & Oncken, O., 1995: *Zur prädevonischen Geschichte des Rhenohercynischen Beckens*, *Nova Acta Leopoldina NF* **71** (291): 53–72.
- Fullsack, P., 1995: *An arbitrary Lagrangian-Eulerian formulation for creeping flows and its application in tectonic models*, *Geophysical Journal International* **120**: 1–23.

- Gabriel, G., 1997: *Der Harz und sein südliches Vorland: Interpretation der Bouguer-Anomalie und spezielle Studien zur Geodynamik mit der Methode der finiten Elemente*, Dissertation, TU Clausthal, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät.
- Gabriel, G., Jahr, T., Jentzsch, G. & Melzer, J., 1997a: *The deep structure of the Harz Mountains: Results of gravity and finite-element modeling*, *Tectonophysics* **240** (3–4).
- Gabriel, G., Jahr, T., Jentzsch, G. & Melzer, J., 1997b: *The Harz Mountains, Germany: Finite-Element Modelling of the Evolution Based on the Interpretation of the Gravity Field*, *Physics and Chemistry of the Earth* **21** (4): 305–311.
- Gerthsen, C., Kneser, H. O. & Vogel, H., 1992: *Physik: Ein Lehrbuch zum Gebrauch neben Vorlesungen*, Springer Verlag, Berlin, 16. Aufl.
- Giese, P., 1995: *Main Features of Geophysical Structures in Central Europe*, In: R. D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (Hg.), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, S. 7–25, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Götze, H.-J. & Lahmeyer, B., 1988: *Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics*, *Geophysics* **53** (8): 1096–1108.
- Grosse, S., Conrad, W., Behr, H. J. & Heinrichs, T., 1990: *Major gravity axes and anomalies in central Europe*, In: R. Freeman, P. Giese & S. Mueller (Hg.), *The European Geotraverse: Integrative Studies*, S. 135–146, European Science Foundation.
- Hansen, D. L., Nielsen, S. B. & Lykke-Anderson, H., 2000: *The post-Triassic evolution of the Sorgenfrei-Tornquist Zone — results from thermo-mechanical modelling*, *Tectonophysics* **328**: 245–267.
- Hardy, S., Duncan, C., Masek, J. & Brown, D., 1998: *Minimum work, fault activity and the growth of critical wedges in fold and thrust belts*, *Basin Research* **10**: 365–373.
- Heidbach, O., 2000: *Der Mittelmeerraum — Numerische Modellierung der Lithosphärendynamik im Vergleich mit Ergebnissen aus der Satellitengeodäsie*, Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- Henk, A. & Seyferth, M., 1999: *Deformation, metamorphism, exhumation — numerical models of continental collision zones in the variscides*, *Terra Nostra* **99** (1): 101–102.
- Hibbitt, Karlsson & Sorensen, 1996: *Getting Started with ABAQUS/Standard*, Hibbitt, Karlsson & Sorensen, Inc.
- Hibbitt, Karlsson & Sorensen, 1997: *ABAQUS/Standard Users's Manual*, Hibbitt, Karlsson & Sorensen, Inc., Pawtucket, RI, USA, Version 5.7.

- Hibbitt, Karlsson & Sorensen, 1998a: *Getting Started with ABAQUS/Explicit*, Hibbitt, Karlsson & Sorensen, Inc.
- Hibbitt, Karlsson & Sorensen, 1998b: *ABAQUS/Explicit Users's Manual*, Hibbitt, Karlsson & Sorensen, Inc., Pawtucket, RI, USA, Version 5.8.
- ISO 31-1, 1992: *Quantities and units — Part 1*, ISO-Norm 31-1, International Organization for Standardization (ISO), Geneva, Switzerland.
- Jahr, T., 1998: *Gravimetrische und Geodynamische Betrachtungen zum Harz*, Habilitation, Friedrich-Schiller-Universität, Jena.
- Jordan, T. E., 1981: *Thrust Loads and Foreland Basin Evolution, Cretaceous, Western United States*, AAPG Bulletin **65** (12): 2506–2520.
- Kearey, P. & Vine, F. J., 1996: *Global Tectonics*, Blackwell Science, Oxford, 2. Aufl.
- Kennett, B. L. N. (Hg.), 1991: *IASPEI 1991 Seismological Tables*, Research School of Earth Sciences, Australian National University.
- Körnig, M. & Müller, G., 1989: *Rheological models and interpretation of postglacial uplift*, Geophys. J. Int. **98**: 243–253.
- Kossmat, F., 1927: *Gliederung des varistischen Gebirgsbaues*, Abh. Sächs. Geol. Landesamt **1**: 39.
- McCann, T., 1999: *The tectonosedimentary evolution of the north margin of the Carboniferous foreland basin of NE Germany*, Tectonophysics **313**: 119–144.
- Meissner, R., 1999: *Terrane accumulation and collapse in central Europe: seismic and rheological constraints*, Tectonophysics **305** (1–3): 93–107.
- Meissner, R. & Kusznir, N. J., 1987: *Crustal viscosity and the reflectivity of the lower crust*, Annales Geophysicae **5B** (4): 365–374.
- Meissner, R., Sadowiak, P., Thomas, S. A. & BABEL Working Group, 1994: *East Avalonia, the third partner in the Caledonian collisions: evidence from deep seismic reflection data*, Geologische Rundschau **83**: 186–196.
- Melzer, J., 1994: *Der Harz: Gravimetrische 3D-Modellierungen und geodynamische Interpretation mit Finiten Elementen*, Dissertation, Technische Universität Clausthal, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät.
- Mengel, K. & Kern, H., 1990: *Petrologic versus seismic Moho and crustal root mysteries of the Hercynian*, In: R. Freeman, P. Giese & S. Mueller (Hg.), *The European Geotraverse: Integrative Studies*, S. 169–176, European Science Foundation.

- Miall, A. D., 1995: *Collision-Related Foreland Basins*, In: C. J. Busby & R. V. Ingersoll (Hg.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, S. 393–424, Blackwell Science, Oxford.
- Miall, A. D., 1997: *The Geology of Stratigraphic Sequences*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Möller, P., Weise, S. M., Althaus, E., Bach, W., Behr, H. J., Borchardt, R., Bräuer, K., Drescher, J., Erzinger, J., Faber, E., Hansen, B. T., Horn, E. E., Huenges, E., mpf, H. K., Kessels, W., Kisten, T., Landwehr, D., Lodemann, M., Machon, L., Pekdeger, A., Pielow, H.-U., Reutel, C., Simon, K., Walther, J., Weinlich, F. H. & Zimmer, M., 1997: *Paleofluids and Recent fluids in the upper continental crust: Results from the German Continental Deep Drilling Program (KTB)*, *Journal of Geophysical Research* **102** (B8): 18 233–18 254.
- Mooney, W. D., Laske, G. & Masters, T. G., 1998: *CRUST 5.1: A global crustal model at 5° × 5°*, *Journal of Geophysical Research* **103** (B1): 727–747, URL <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/crust.html>.
- Murawski, H., 1992: *Geologisches Wörterbuch*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 9. Aufl.
- 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. Rundschau* **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** (1–4): 47–61.
- Oncken, O., Massonne, H. J. & Schwab, M., 1995: *Metamorphic Evolution*, In: R. D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (Hg.), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, S. 82–86, Springer Verlag, Berlin.
- Pharaoh, T. C., 1999: *Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review*, *Tectonophysics* **314**: 17–41.
- Pharaoh, T. C., England, R. W., Verniers, J. & Żelaźniewicz, A., 1997: *Introduction: geological and geophysical studies in the Trans-European Suture Zone*, *Geological Magazine* **134** (5): 585–590.
- Plesch, A. & Oncken, O., 1999: *Orogenic wedge growth during collision — constraints on mechanics of a fossil wedge from its kinematic record (Rhenohercynian FTB, Central Europe)*, *Tectonophysics* **309**: 117–139.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. & Flannery, B. P., 1992: *Numerical Recipes in C*, Cambridge University Press, Cambridge, 2. Aufl.

- Quinlan, G. M. & Beaumont, C., 1984: *Appalachian thrusting, lithosphere flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America*, Can. J. Earth Sci. **21**: 973–996.
- Ranalli, G., 1995: *Rheology of the earth*, Chapman & Hall, London, 2. Aufl.
- Research Systems Inc., 1997: *Using IDL Version 5.0*, Boulder, Colorado (USA).
- Schäfer, A. & Korsch, R. J., 1998: *Formation and fill of the Saar-Nahe Basin (Permo-Carboniferous, Germany)*, Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft **149** (2): 233–269.
- Schäfer, J., Neuroth, H., Arendt, H., Dörr, W. & Franke, W., 1997: *Accretion and exhumation at a Variscan active margin, recorded in the Saxothuringian flysch*, Geologische Rundschau **86** (3): 599–611.
- Scheck, M. & Bayer, U., 1999: *Evolution of the Northeast German Basin — inferences from a 3D structural model and subsidence analysis*, Tectonophysics **313**: 145–169.
- Schlunegger, F., Jordan, T. E. & Klaper, E. M., 1997a: *Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example*, Tectonics **16** (5): 823–840.
- Schlunegger, F., Leu, W. & Matter, A., 1997b: *Sedimentary Sequences, Seismic Facies, Subsidence Analysis, and Evolution of the Burdigalian Upper Marine Molasse Group, Central Switzerland*, AAPG Bulletin **81** (7): 1185–1207.
- Schlunegger, F., Matter, A., Burbank, D. W. & Klaper, E. M., 1997c: *Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse basin and Alpine orogenic events*, GSA Bulletin **109** (2): 225–241.
- Schön, J., 1983: *Petrophysik*, Enke, Stuttgart.
- Schwarz, H. R., 1991: *Methode der finiten Elemente*, B. G. Teubner, Stuttgart.
- Seyferth, M. & Henk, A., 1999: *Modeling large deformation with finite element techniques — application to geodynamic processes*, Terra Nostra **99** (1).
- Sinclair, H. D. & Allen, P. A., 1992: *Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin*, Basin Research **4**: 215–232.
- Slingerland, R., 1994: *Simulating clastic sedimentary basins: physical fundamentals and computer programs for creating dynamic systems*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Süss, M. P., 1996: *Sedimentologie und Tektonik des Ruhr-Beckens: Sequenzstratigraphische Interpretation und Modellierung eines Vorlandbeckens der Varisciden*, Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Geologisches Institut, Bonn.

Tait, J. A., 2000: *Applications to Palaeogeography and Terrane Analysis*, Mitteilungen der DGG **Sonderband II**: 47–59.

Tait, J. A., Bachtadse, V., Franke, W. & Soffel, H. C., 1997: *Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: paleomagnetic and geological constraints*, Geologische Rundschau **86**: 585–598.

Tanner, B. & Meissner, R., 1996: *Caledonian deformation upon southwest Baltica and its tectonic implications: Alternatives and consequences*, Tectonics **15** (4): 803–812.

Taylor, B. N., 1995: *Guide for the Use of the International System of Units (SI)*, Nr. 811 In Special Publication, National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, MD (USA), URL <http://physics.nist.gov/Document/sp811.pdf>.

Tucker, G. E., 1995: *GOLEM Version 5 Program Description and Usage Guide*, Penn. State University, URL <http://www.mit.edu/people/gtucker/Golem/Golem.html>.

Tucker, G. E., 1996: *Modeling the large-scale interaction of climate, tectonics, and topography*, Dissertation, Pennsylvania State University, University Park, PA. (USA).

Tucker, G. E., 1999: *CHILD Users Guide, Version 2.0*, Department of Civil and Environmental Engineering, MIT, Cambridge, MA (USA), URL <http://platte.mit.edu/~child/userguide.pdf>.

Tucker, G. E. & Bras, R. L., 1998: *Hillslope Processes, Drainage Density, and Landscape Morphology*, Water Resources Research **34**: 2751–2764, URL <http://platte.mit.edu/~gtucker/thresholds.pdf>.

Tucker, G. E., Gasparini, N. M., Bras, R. L. & Lancaster, S. T., 1999: *Overview of the CHILD Model*, Techn. Ber. Part I-B, Department of Civil and Environmental Engineering, MIT, Cambridge, MA (USA), URL <http://platte.mit.edu/~child/overview.pdf>.

Tucker, G. E., Lancaster, S. T., Gasparini, N. M., Bras, R. L. & Rybarczyk, S. M., 2000: *An Object-Oriented Framework for Distributed Hydrologic and Geomorphic Modeling Using Triangulated Irregular Networks*, Computers and Geosciences URL <http://platte.mit.edu/~gtucker/geocomp99.pdf>.

Tucker, G. E. & Slingerland, R. L., 1994: *Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study*, Journal of Geophysical Research **99** (B6): 12 229–12 243.

- UNESCO, 1987: ETOPO-5 *Elevation*, UNEP/GRID, Geneva, URL <http://www.grid.unep.ch/datasets/data/gnv10.html>.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., Sangree, J. B., Bubba, J. N. & Hatlelid, W. G., 1977: *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*, In: C. E. Payton (Hg.), *Seismic stratigraphy — Applications to hydrocarbon exploration*, AAPG Mem. **26**: 49–212.
- Völksen, C., 2000: *Die Nutzung von GPS für die Deformationsanalyse in regionalen Netzen am Beispiel Islands*, Dissertation, Universität Hannover.
- Walter, R., 1995: *Geologie von Mitteleuropa*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 6. Aufl.
- Weinlich, F. H., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesař, J. & Weise, S. M., 1999: *An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C, and N) and compositional fingerprints*, *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63** (21): 3653–3671.
- Wieczerkowski, K., 1999: *Gravito-Viskoelastodynamik für verallgemeinerte Rheologien mit Anwendungen auf den Jupitermond Io und die Erde*, Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster.
- Wieczerkowski, K., Mitrovica, J. X. & Wolf, D., 1999: *A Revised Relaxation-Time Spectrum for Fennoscandia*, *Geophysical Journal International* **139** (1): 69–86.
- Willett, S. D., 1999: *Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts*, *Journal of Geophysical Research* **104** (B12): 28 957–28 981.
- Winkler-Arndt, M., 1998: *Numerische Modellierung von thermischer Konvektion mit Erosion*, Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main.
- Wonik, T. & Hahn, A., 1990: *Preliminary map of anomalies of the magnetic field in the central section of the EGT*, In: R. Freeman, P. Giese & S. Mueller (Hg.), *The European Geotraverse: Integrative Studies*, S. 147–156, European Science Foundation.
- Zhang, Y., 1992: *Tangshan earthquake in 1976: Investigations of precursor phenomena with three dimensional numerical modellings*, Dissertation, Technical University Clausthal.
- Ziegler, P. A., 1990: *Geological Atlas of Western and Central Europe*, Shell International Petroleum Maatschappij BV, The Hague, 2. Aufl.
- Zienkiewicz, O. C., 1971: *Methode der finiten Elemente*, VEB Fachbuchverlag, Leipzig, 1. Aufl.

Anhang A

Die verschiedenen Elemente in ABAQUS

A.1 Elemente 1. und 2. Ordnung

Die Finite-Elemente-Methode berechnet die Verschiebungen (und andere Freiheitsgrade) eines Elements nur für die Elementknoten. Zwischen den Knoten wird interpoliert. Dabei interpoliert ABAQUS für Elemente, die nur Knoten an den Elementecken haben, linear. Diese Elemente werden als lineare Elemente oder Elemente 1. Ordnung bezeichnet (HIBBITT et al., 1996). Neben diesen Elementen existieren noch Elemente, die zusätzlich zu den Knoten an den Ecken noch Knoten in der Mitte der Elementkanten haben. Für diese Elemente benutzt ABAQUS eine quadratische (2. Ordnung) Interpolation.

Eine Konsequenz davon ist, dass Elemente 1. Ordnung immer gerade Kanten haben. Elemente 2. Ordnung können hingegen krummlinige (parabelförmige) Kanten besitzen. Elementvariablen, die keinen Freiheitsgrad zugeordnet sind (z. B. die Spannungen), werden aus den Knotenvariablen berechnet. Diese Werte werden ebenfalls auf das gesamte Element interpoliert. Bei *fully-integrated* Elementen ist die Interpolationsordnung gleich, bei *reduced-integration* Elementen ist die Interpolationsordnung um 1 verringert. Lineare *reduced-integration* Elemente besitzen daher für diese Variablen einen konstanten Wert innerhalb eines Elements (HIBBITT et al., 1996).

A.2 Die Namensgebung der Elemente

Die Namensgebung der Elemente in ABAQUS mutet auf den ersten Blick sehr kryptisch an. Allerdings handelt es sich um ein einfaches System:

- Der erste Buchstabe gibt an, um welche Elementgruppe es sich handelt. So steht ein C für Kontinuumselemente.

- Die nächsten Buchstaben geben die Dimension des Elements an, z. B. 3D für dreidimensionale Elemente oder AX für axialsymmetrische Elemente.
- Diesen Buchstaben folgt die Anzahl der Knoten des Elements. C3D20 steht zum Beispiel für ein dreidimensionales Kontinuumselement mit 20 Knoten. Daher ist dieses Element ein hexaederförmiges Element 2. Ordnung (quadratisch).
- Nachfolgende Buchstaben geben an, ob es sich um reduced-integration (R), incompatible-mode (I) oder modifizierte Elemente (M, nicht bei Kontinuumselementen) handelt.
- Hybride Elemente werden mit H markiert.
- Zuletzt folgen die Buchstaben D, T, E oder P für Diffusions-, Temperatur-, Piezoelektrik- oder Porendruckelemente.

Einige Beispiele erlaubter Elemente sind:

CAX8R Axialsymmetrisches, dreidimensionales Kontinuumselement mit 8 Knoten (quadratisch) und reduced-integration.

CPS4I Zweidimensionales Kontinuumselement (*plain stress*) mit 4 Knoten (linear) im incompatible-mode.

C3D15H Hybrides, dreidimensionales Kontinuumselement mit 15 Knoten (keilförmig, 2. Ordnung).

C3D15HP Wie Element C3D15H mit Berücksichtigung des Porendrucks.

Anhang B

Eigene Anpassungen im Programm GOLEM

Das Programm GOLEM wurde, wie in Abschnitt 6.2.3 erwähnt, an einigen Stellen an die speziellen Bedürfnisse der Kopplung von ABAQUS mit GOLEM angepasst. Außerdem wurde ein kleiner Fehler in der Speicheranforderung korrigiert und das Programm so erweitert, dass es einen Meeresspiegel und endogene Hebungen in jeder einzelnen Zelle berücksichtigen kann.

Diese Erweiterung und Korrekturen wurden dem Autor Gregory Tucker mitgeteilt und werden in die nächste offizielle Version des Programms integriert.

B.1 Tiefe Geländeabsenkungen

In der Funktion `UpdateElevations()` befindet sich eine Abfrage, die bei Unterschreitung einer Elevation von -100.0 zum Abbruch des Programms führte. Der Wert von -100.0 wurde durch die Konstante `MINELEV` ersetzt, die am Anfang des Quellcodes definiert wird. Der neue Codeteil lautet nun (markiert mit `/* KDF */`):

```
/*
 * ADJUST ROCK AND SOIL THICKNESSES, SEND NEW
 * SEDIMENT LOAD
 * DOWNSTREAM, AND INCREMENT DENUDATION COUNTER
 */
elev[x][y] += dh;

if( elev[x][y]< MINELEV ) /* KDF */
{
    printf("ALERT_%d_%d_hits_%f_at_dh=%f\n", x, y, elev[x][y], dh);
    printf("load:_%f_qs:_%f_delt:_%f_a:_%d\n", load[x][y],
        qs[x][y], delt, area[x][y]);
    printf("->_%d_%d,_h=%f\n", nx, ny, elev[nx][ny]);
    printf("chan:_%d_flood:_%d_lithology:_%d,_chansed=%f\n",
```

```

        chan[x][y], flood[x][y], rockType[x][y], chanced[x][y]);
    printf( "Bedrock_erosion_term:_%f\n", dh+chanced[x][y]);
    problem( "Negative_elevation_in_UpdateElevation()\n");
}
delz[x][y][0] -= (float)dh;
denud -= dh;
load[nx][ny] += load[x][y] - dh;

```

B.2 Berücksichtigung des Meeresspiegels

Um den Meeresspiegel zu berücksichtigen, wurde die Funktion `GenericTransport()` modifiziert. Diese Funktion berechnet den fluvialen Sedimenttransport nach Gleichung (6.4). Die Idee ist nun, dass der Koeffizient k_f unterhalb des Meeresspiegels um den Faktor `KFSLFAC` herabgesetzt wird. Dazu wird die aktuelle Höhe der Zelle mit der Höhe des Meeresspiegels verglichen und der Wert k_f entsprechend angepasst. Sowohl der Faktor `KFSLFAC` als auch der Meeresspiegel (`SEALEVEL`) werden als Makro am Programmanfang definiert. Die Definition als Makro erlaubt auch die Implementierung von komplizierten, zeitabhängigen Meeresspiegel-Variationen. Die neue Funktion lautet nun:

```

double GenericTransport( x, y, nx, ny )
int x, y, nx, ny;
{
    double S, Qw, kfsl;

    kfsl = (elev[x][y] > SEALEVEL) ? kf : kf * KFSLFAC;
    S = (elev[x][y]-elev[nx][ny])/delx[x][y];
    /*    Qw = area[x][y]*precip_flow;*/
    Qw = disch[x][y];
    if( S <= 0.0 ) {
        return( 0.0 );
    }
    else return( kfsl*pow(Qw,mf)*pow(S,nf) );
}

```

Da unter der Meeresoberfläche fluviale Transportmechanismen kaum eine Rolle spielen, ist es außerdem nötig in diesen Bereichen die Hangneigungs-Prozesse zu berücksichtigen. Normalerweise werden diese im *Large Scale*-Modus von GOLEM nicht berechnet. Dazu wurde die Funktion `DiffuseSea()` eingefügt, die von der Routine `main()` aus aufgerufen wird. `DiffuseSea()` ist, bis auf eine Abfrage des Meeresspiegels, eine Kopie der Funktion `DiffuseAll()`:

```

void DiffuseSea()
{
    double dhin[XGRID+2][YGRID+2],
           dhout[XGRIDP1][YGRIDP1],
           qsn, qss, qse, qsw,

```

```

    dhtot,
    k;
    int i, j, jn, js;

    k = kd*Dt/(dx*dx);

    for( i=0; i<=XGRIDP1; i++ )
        for( j=0; j<=YGRIDP1; j++ ) {
            dhin[i][j]=0.0;
            dhout[i][j]=0.0;
        }
    for( i=1; i<=XGRID; i++ )
        for( j=1; j<=YGRID; j++ )
            if( (!boundary[i][j]) && (elev[i][j] < SEALEVEL) )
            {
                ...
            }

    /* Adjust elevations, sediment reservoirs and denudation rates */
    for( j=1; j<=YGRID; j++ )
    {
        for( i=1; i<=XGRID; i++ )
            if( !boundary[i][j] )
            {
                ...
            }

        /* Accumulate influx at boundaries in sed_yield vbl */
        sed_yield += dhin[0][j] + dhin[XGRIDP1][j];
    }
}

```

Die „...“ stehen für den Inhalt der gleichen verschachtelten for-Schleifen der Funktion DiffuseAll(). Die Funktion DiffuseSea() kann zum Beispiel am Ende von golem.c angefügt werden. Außerdem muss noch die Zeile void DiffuseSea(); im Bereich /* FUNCTION DECLARATIONS */ eingefügt werden. Der Aufruf aus der Funktion main() erfolgt auf folgende Weise:

```

if( mode==CatchmentMode )
{
    if( streamCaptureOccurred ) /* Only re-sort when necessary */
        qsort( cell, numActiveCells, sizeof( cell[0] ),
            CompareChannelAreas );
    Weather();
    if( kd > 0.0 ) {
        if( optIrregularBoundary ) DiffuseExplIrreg();
        else if( optDiffuse==WEATHLIMDIFF )

```

```

        DiffuseExpl();
    else DiffuseAll();
}
}
else
{
    if( streamCaptureOccurred ) /* Only re-sort when necessary */
    {
        if( optIrregularBoundary )
            qsort( cell, numActiveCells, sizeof( cell[0] ),
                CompareChannelAreas );
        else
            qsort( cell, numActiveCells, sizeof( cell[0] ),
                CompareAreas );
    }
    DiffuseSea(); /* KDF */
    /*SedFluxToChannels(); NOT YET IMPLEMENTED! */
}

```

B.3 Berücksichtigung extern berechneter Hebungsra- ten

Das Programm GOLEM wurde um die Möglichkeit erweitert, extern berechnete Hebungsraten für jede Zelle zu berücksichtigen. Dazu waren im Quellcode des Programms an verschiedenen Stellen Änderungen notwendig. Zunächst wurde die Initialisierungsroutine soweit geändert, dass sie neben den bereits vorhandenen Optionen für unterschiedliche Hebungen auch das Schlüsselwort `extern` erkennt und dann aus einer Datei, die diesem Schlüsselwort folgen muss, den gesamten Hebungsbetrag für jede Zelle einliest. Das Format dieser Datei entspricht dabei dem Format der `*.base`-Datei. Aus der in der Konfigurationsdatei angegebenen Dauer der Hebung berechnet GOLEM nun die mittlere Hebung innerhalb eines Zeitschrittes. Dieser Betrag wird nun einfach bei jedem Schleifendurchlauf über die Funktion `void exUplift()` zur Höhe der Zelle addiert.

Da diese Erweiterung eine Vielzahl von Änderungen im C-Code erforderte, wird auf eine vollständige Wiedergabe verzichtet. Stattdessen wird nur die Routine zum Einlesen der Daten und die Funktion `void exUplift()` wiedergegeben.

Einlesen der Hebungsbeträge:

```

/*
 * Read the uplift file if uptype == EXUPLIFT
 * File should contain the elevations of the model after uptime
 * timesteps (without erosion / sedimentation)
 * KDF
 */
if( uptype==EXUPLIFT )

```

```

{
  exuplift=dmatrix(0,XGRIDP1,0,YGRIDP1);
  if( (ifp=fopen(uptiftfile,"r"))==NULL ) {
    fprintf( stderr, "File: <%s>.\n", uptiftfile );
    problem( "Cannot_open_uptift_data_file.\n" );
  }
  for( j=0; j<=YGRIDP1; j++ )
    for( i=0; i<=XGRIDP1; i++ )
      {
        fscanf( ifp, "%f", &temp );
        exuplift[i][j]=temp/uptime;
      }
}
fclose(ifp);
Funktion void exUplift():
/*
** exUplift
** uses externally calculated uplift rates for uplift
** KDF
*/

void exUplift()
{
  int i, j;
  for( i=0; i<=XGRIDP1; i++ )
    for( j=0; j<=YGRIDP1; j++ )
      base[i][j] += exuplift[i][j];
}

```

B.4 Fehler in der Speicheranforderung

In der Funktion `initialize()` wurde der Speicherbereich für ein Feld mit der Größe $XGRID+2 \times XGRID+2$ angefordert. Falls `YGRID` größer als `XGRID` ist, führt dies zu einem illegalen Speicherzugriff, der vom System mit einem Abbruch des Programms quittiert wird. Die richtige Speicheranforderung lautet:

```
hillslopeReservoir=dmatrix(0,XGRIDP1,0,YGRIDP1);
```


Anhang C

Beispiel-Dateien für GOLEM

In den beiden folgenden Abschnitten sind exemplarisch eine Stratigrafie-Datei und eine Konfigurations-Datei für GOLEM abgedruckt. Dabei handelt es sich um Dateien, die zur Berechnung des Beispiels in Abschnitt 6.4 und für alle anderen Rechnungen (soweit nicht anders vermerkt) benutzt wurden.

Die verwendeten Parameter wurden aus der Arbeit von TUCKER (1996) und TUCKER & BRAS (1998) sowie den Ergebnissen eines Forschungsprojektes zur Geodynamik der Alpen (pers. Mitteilung, MELZER und SCHLUNEGGER, 2000) übernommen. Dieses Projekt wird am Instiut für Geowissenschaften in Jena durchgeführt.

C.1 Stratigrafie-Datei `golem.strat`

Die Stratigrafie-Datei ist für den einfachen Fall, dass die Stratigrafie im gesamten Modell gleich ist, recht einfach aufgebaut. Die erste Zahl in der ersten Zeile gibt die Anzahl der Schichten an und die nächste Zahl, ob diese Schichten vertikal über dem Gebirgssockel (engl. *basement*) gestapelt werden (1) oder nur die oberste Schicht adiert wird (0). Anschließend folgen für jede Schicht (von oben nach unten) die Werte der Schicht-Mächtigkeit, der Erosionsfähigkeit $k_b * 1\,000\,000$, der Verwitterungsfähigkeit W (wird in den vorliegenden Berechnungen nicht berücksichtigt), der kritischen Steigung S_c (wird ebenfalls nicht berücksichtigt) und der Erosionsschwelle t_c . Danach folgt eine Zeile mit einer 1 oder einer 0, die das Vorhandensein einer Liste mit Gesteinstypen und Schichtmächtigkeiten für jedes Element anzeigt. Die Rechnungen wurden mit folgender Stratigrafie-Datei mit 4 Schichten durchgeführt:

```
4 1
 3200.0 250.000 0.0 1.0 0.0
11000.0 100.000 0.0 1.0 0.0
11100.0 20.000 0.0 1.0 0.0
74699.0 50.000 0.0 1.0 0.0
0
```

C.2 Konfigurations-Datei `golem.in`

Die Konfigurations-Dateien für GOLEM sind einfach aufgebaut: Es folgen abwechselnd Zeilen mit Schlüsselbuchstaben und den zugehörigen Daten. Hinter den Schlüsselbuchstaben kann noch beliebiger Text (z.B. Kommentare) folgen. Zum Beispiel folgen den Schlüsselbuchstaben NT in der nächsten Zeile die Anzahl der Iterationen. Leider ist der Algorithmus, der die Datei auswertet, nicht sehr robust. Die Werte müssen in einer bestimmten Reihenfolge auftreten. Weiterhin müssen Werte enthalten sein, die bei der Wahl bestimmter Optionen nicht gebraucht werden. Bei der Wahl des Transportmechanismus OPTTRANS 0 werden zum Beispiel die Werte für KT und PF nicht weiter benutzt, müssen aber trotzdem in der Konfigurations-Datei enthalten sein. Damit die Anpassungen zur Berücksichtigung des Meeresspiegels wirksam werden, muss OPTTRANS 0 und MODE 1 gesetzt sein.

```

NT Run duration:
10000
DT Time step size (yrs):
200
DTMIN Minimum sub-time step size (yrs):
100
WRTINT Output interval (time steps):
1000
DX Grid cell spacing (m):
10000
OPTTRANS Fluvial function type 0: Generic, 1: Bangold:
0
DOWNWT Downstream weighting factor (between zero and ~1/2):
0.0
KF Fluvial sediment transport coefficient Kf:(0=nofluvial sed. transport)
0.00001
KT: shear stress coefficient Kt:
1
MF Discharge exponent Mf for fluvial sediment transport:
1.00
NF Slope exponent Nf for fluvial sediment transport:
1.00
PF: Excess shear stress exponent
1
TAUC: Threshold for sediment motion
0
MB Discharge exponent Mb for bedrock channel erosion:
0.330
NB Slope exponent Nb for bedrock channel erosion:
0.670
KC: Channel width constant ((s/m)^1/2)

```



```
10
KDP: Channel depth constant
0
MDP: Channel depth exponent (depth = KDP * AREA^MDP)
0.50
OPTDIFF Diffusion option (0=apply to rock or sed; 1=sed only)
0
KD Diffusivity coefficient Kd (m^2/yr):(ignored in LS)
0.2
MW Weathering rate decay constant (1/m):(ignored in LS;leave it 0)
1.0
CHANA Weathering threshold area (for LS; leave it 0)
0
PPT Effective precipitation rate (m/yr):
1.0
PMA: Mean annual flow per unit area (m/s for MPM)
1
OPTP Precip option
0
OPTSAT: Option for saturation overland flow
0
C0 Initial sediment cover thickness (m):
0.0
OPTSLP Bother with computing slope collapse? (0=no):
1
SCR   crit sol slp
      1.0
OPTALS  opt area dep ls
      0
MODE Run in which mode? (0=Catchment scale mode, 1=Large scale mode):
1
ZTR      (file.elev: 0:track ava. cell elev or 1:track chanal elev)
        1
ACHAN Area of an active channel within a cell:
10000.0
UPDUR Duration of uplift (time steps):
0
OPTFLX Is flexural isostasy active? (0=no)
0
East boundary type:
no flux
POND Is ponding and overflow algorithm active? (0=no):
0
OPTBND Use an irregular boundary? (0=no):
0
```

NPT No. input sources

0

OPTMS Use brute force to prevent channels from etching below base level?

0

Stratigraphy file:

slope.strat

Base elevation file:

slope.base

Name for run output:

slope514

OPTRST Is this a restart of a previous run? (0=no):

0

Name of restart file:

slope514.restart

Anhang D

Konvertierung ABAQUS \iff GOLEM

Die Konvertierung der ABAQUS-Ergebnisse in GOLEM-Dateien und der GOLEM-Ergebnisse nach ABAQUS wurde mit zwei IDL-Programmen bewerkstelligt. IDL (engl. *interactive data language*) der Firma RESEARCH SYSTEMS INC.¹ ist eine Programmiersprache zur Bearbeitung und Darstellung von wissenschaftlichen Daten. Mit IDL wurden zwei Programme für die Interaktion zwischen ABAQUS und GOLEM geschrieben. Nach dem Start von IDL durch den Befehl `idl` wird durch die Eingabe `programm` das Programm `programm.pro` ausgeführt. Der Befehl `exit` beendet IDL. Eine ausführliche Programm- und Syntax-Beschreibung findet man in den Online-Handbüchern (`idlhelp`), die zum Teil auch gedruckt vorliegen (RESEARCH SYSTEMS INC., 1997). IDL-Programme sind relativ einfach zu verstehen. Kommentare werden durch „`;`“ eingeleitet. Zeilen, die mit einem „`$`“ enden, werden in der darauf folgenden Zeile fortgesetzt.

Am Anfang der IDL-Programme werden einige Konstanten definiert, die vom Benutzer mit einem Text-Editor angepasst werden können. Die Kommentare zu den einzelnen Programmblöcken sind so strukturiert, dass sie neben einer Beschreibung der Funktion auch die Variablen, die geändert werden, und die Eingangsgrößen auflisten.

D.1 `abaqus2golem`

Das Programm `abaqus2golem` wandelt die Topografie nach einem ABAQUS-Lauf in eine Datei mit der Topografie des Gebirgssockels `topo.base` für GOLEM um. Es erwartet 2 Dateien:

1. Die Datei mit der Endung `.node` enthält die Ursprungs- und Endkoordinaten aller Knoten des ABAQUS-Modells
2. und die Datei mit der Endung `.element` enthält für alle Elemente die zugehörigen Knoten.

¹In Deutschland vertreten durch die Firma CREASO GMBH, Gliching, URL: <http://www.creaso.com>

Beide Dateien können mit den ABAQUS/Post-Befehlen `*print nodes`, `original`, `*print elements` und `*set, report file` erzeugt werden. In den entstandenen Dateien muss der Datei-Kopf entfernt werden und am Anfang die Anzahl der Knoten bzw. der Elemente eingetragen werden. Existiert zusätzlich eine Datei mit der Endung `.ael`, so wird diese ebenfalls eingelesen, anderenfalls wird sie erstellt. Dazu muss der Benutzer die Konstante `ELN_TH` auf die Elementnummer des erste inaktiven Element der Sedimentschicht setzen. Die `*.ael`-Datei enthält eine Liste der zur Zeit im ABAQUS-Modell aktiven bzw. inaktiven Elemente. Aus diesen Informationen wird die Topografie des ABAQUS-Modells und daraus die Topografie des Gebirgssockels (engl. *basement*) für GOLEM berechnet. Die ABAQUS-Topografie wird durch die Knoten definiert, die sowohl zu inaktiven als auch zu aktiven Elementen gehören. Zur Transformation des unregelmäßigen ABAQUS-Gitters auf ein regelmäßiges Gitter werden die Funktionen `triangulate` und `trigrd` benutzt. Diese Funktionen führen eine Delaunay-Triangulierung und eine lineare Interpolation auf ein regelmäßiges Gitter durch. Der Gitterabstand wird über die Konstanten `xsize` und `ysize` festgelegt. Da GOLEM auf quadratischen Gittern rechnet, sollten beide den gleichen Wert haben. Zusätzlich wird mit der Funktion `randomu` die Oberfläche künstlich aufgeraut, um numerische Artefakte von GOLEM zu vermeiden. Die so ermittelte Oberfläche wird in eine Datei ausgegeben, die GOLEM lesen kann, und am Bildschirm angezeigt. Dazu wird die Konstante `LAY_THICK` benötigt, die die Gesamtmächtigkeit aller Schichten aus der GOLEM Stratigrafiedatei enthält. Der Benutzer des Programms hat die Wahl, ob eine Datei mit Hebungsbetrag und eine flache Anfangstopografie oder nur eine Anfangstopografie, die der ABAQUS-Topografie entspricht, erstellt wird.

```
pro abaqus2golem
```

```
; Konstanten definieren
ELN_TH = 10441 ;first element number of initial sed. cover
           ;(turned off)
LAY_THICK = 99999.0 ;Total thickness of all Golem layers
xsize = 25000. ; x-grid spacing
ysize = 25000. ; y-grid spacing

;Dateibasis bestimmen
result = DIALOG_PICKFILE(PATH=~/"Golem", $
    TITLE="Select an ABAQUS node file", Filter="*.node")
fbase = strmid(result, 0, rstrpos(result, "."))

;ABAQUS Knotendefinitionen einlesen (*.node)
;nodeN, nodes[*],0:6]
;----- int nodeN
;----- fltarr(nodeN,7) nodes
file = fbase + '.node'
print, "Reading file "+file
openr, fileunit, file, /GET_LUN
readf, fileunit, dummy
```

```

nodeN = long(dummy)
nodes = fltarr(nodeN,9)
x = fltarr(7)
i = long(0)
while not eof(fileunit) do begin
    readf, fileunit, x
    nodes[i,0:6] = x
    i = i + 1
end
close, fileunit

;ABAQUS Elementdefinitionen einlesen (*.element)
;elementN, elements[* ,0:20]
;----- int elementN
;----- intarr(elementN,21)
;----- ABAQUS report element format!
file = fbase + '.element'
print, "Reading file "+file
openr, fileunit, file, /GET_LUN
readf, fileunit, dummy
elementN = long(dummy)
elements = lonarr(elementN,21)
zeile = "Hallo Welt!"
zeile2 = "Hallo Welt!"
for i = 0, elementN-1 do begin
    readf, fileunit, zeile
    reads, zeile, FORMAT='(I8,22X,6(I8))', x0, x1, x2, x3, x4, x5, x6
    elements[i,0:6] = [x0, x1, x2, x3, x4, x5, x6]
    readf, fileunit, zeile
    reads, zeile, FORMAT='(30X,6(I8))', x1, x2, x3, x4, x5, x6
    elements[i,7:12] = [x1, x2, x3, x4, x5, x6]
    readf, fileunit, zeile
    reads, zeile, FORMAT='(30X,6(I8))', x1, x2, x3, x4, x5, x6
    elements[i,13:18] = [x1, x2, x3, x4, x5, x6]
    readf, fileunit, zeile
    reads, zeile, FORMAT='(30X,2(I8))', x1, x2
    elements[i,19:20] = [x1, x2]
end
close, fileunit

;Liste der aktiven/inaktiven Elemente einlesen (*.ael)
;aelist
;----- fltarr(elementN,2)
;----- KONSTANTE ELN_TH
aelist = fltarr(elementN,2)

```

```

file = fbase + '.ael'
print, "Reading file "+file
openr, fileunit, file, /GET_LUN, ERROR=fehler
if (fehler ne 0 ) then begin
  print, file+" does not exist!"
  for i = 0, elementN-1 do begin
    aelist[i,0] = elements[i,0]
    if ( aelist[i,0] lt ELN_TH ) then $
      aelist[i,1] = 1 else aelist[i,1] = 0
  end
endif else begin
  readf, fileunit, aelist
endelse
close, fileunit

;Knoten der aktiven und inaktiven Elemente filtern
;nodes[*,7:8]
nodes[*,7:8] = 0
print, "Filtering Nodes"
pinfo = 1000
for i = 0, elementN-1 do begin
  if ( i eq pinfo ) then begin
    pinfo = pinfo + 1000
    print, "... ", i, " elements out of ", elementN,$
      " processed"
  endif
  for j = 1, 20 do begin
    n = (where(nodes[*,0] eq elements[i,j]))[0]
    e = (where(aelist[*,0] eq elements[i,0]))[0]
    if ( aelist[e,1] eq 1 ) then begin ;aktives Element
      nodes[n,7] = 1
    endif else begin ;inaktives Element
      nodes[n,8] = 1
    endelse
  end
end

; Knoten, die sowohl zu aktiven, als auch inaktiven Elementen
; gehoeren, filtern.
; Dies ist die Oberflaeche, die Golem veraendern soll
; nnodes[*,0:8]
anlist = where(nodes[*,7] eq 1)
ainlist = where(nodes[anlist,8] eq 1)
nnodes = nodes[anlist[ainlist],*]
nnodesN = n_elements(ainlist)

```

```

nnodes[* ,1] = nnodes[* ,1]+nnodes[* ,4]
nnodes[* ,2] = nnodes[* ,2]+nnodes[* ,5]
nnodes[* ,3] = nnodes[* ,3]+nnodes[* ,6]
;Knoten mit selben x/y-Kooordinaten entfernen (wg. triangulate)
for i = 0, nnodesN-2 do begin
  xlist = where(nnodes[i+1:*,1] eq nnodes[i,1], count)
  if ( count ne 0 ) then begin
    xylist = where(nnodes[xlist,2] eq nnodes[i,2], count)
    if ( count ne 0 ) then begin
      nnodes[xlist[xylist],7] = 0
    endif
  endif
end

; Topografie gridden
; ----- KONSTANTEN xsize, ysize
print, "Gridding topography"
xylist = where(nnodes[* ,7] eq 1)
xylistN = n_elements(xylist)
x = nnodes[xylist,1]
y = nnodes[xylist,2]
z = nnodes[xylist,3]
xmin=min(x, max=xmax)
ymin=min(y, max=ymax)
zmin=min(z, max=zmax)
print, "Surface nodes: ", nnodesN, ", unique: ", xylistN
print, "X-Werte (min, max, delta)", xmin, xmax, xmax-xmin
print, "Y-Werte           ", ymin, ymax, ymax-ymin
print, "Z-Werte           ", zmin, zmax, zmax-zmin

triangulate, x, y, tr, b
;grid = trigrd(x, y, z, tr, [xsize, ysize], extrapolate=b)
grid = trigrd(x, y, z, tr, [xsize, ysize], missing=0)
xgrid = n_elements(grid(*,0))
ygrid = n_elements(grid(0,*))
print, "Groesse des Gebiets ", xgrid, ygrid
surface, grid

; Uplift file (yes or no)?
uplift = dialog_message("Do You want to generate an uplift file?",$
  /Question)

; Boundary generieren
; ----- Konstante LAY_THICK
print, "Generating boundaries"

```

```

gridb = fltarr(xgrid+2, ygrid+2)
gridb[1:xgrid,1:ygrid] = rotate(grid,5)
gridb[* ,0] = gridb[* ,1]
gridb[* ,ygrid+1] = gridb[* ,ygrid]
gridb[0,*] = gridb[1,*]
gridb[xgrid+1,*] = gridb[xgrid,*]
if ( uplift eq "No" ) then begin
    gridb = gridb + 200*randomu(s, xgrid+2, ygrid+2)-100
        ;Topografie aufrauen
    gridb = gridb - LAY_THICK
    file = fbase + '.base'
endif else begin
    file = fbase + '.uplift'
endelse

; Topografie ausgeben
print, "Writing file ", file
openw, fileunit, file, /GET_LUN
for i=0, xgrid+1 do begin
    for j=ygrid+1, 0, -1 do begin
        printf, fileunit, gridb(i,j)
    endfor
endfor
close, fileunit

; Evtl. noch basefile ausgeben
if ( uplift eq "Yes" ) then begin
    gridb=fltarr(xgrid+2,ygrid+2)
    gridb = 0.
    gridb = gridb - LAY_THICK
    gridb = gridb + 200*randomu(s, xgrid+2, ygrid+2)-100
    file = fbase + '.base'
    print, "Writing file ", file
    openw, fileunit, file, /GET_LUN
    for i=0, xgrid+1 do begin
        for j=ygrid+1, 0, -1 do begin
            printf, fileunit, gridb(i,j)
        endfor
    endfor
    close, fileunit
endif

end

```


D.2 golem2abaqus

Das Programm `golem2abaqus` ist das Gegenstück zu `abaqus2golem`. Es erzeugt aus den GOLEM-Ergebnissen eine ABAQUS-Eingabedatei, die einzelne Elemente im FEM-Modell aktiviert oder deaktiviert. Dazu wertet das Programm neben den drei Dateien mit den Element- und Knotendefinitionen sowie der Liste der aktiven Elemente (Abschnitt D.1) die berechnete Topografie, die auch geplottet wird, aus der GOLEM-Simulation aus. Es wird für jedes Element überprüft, wieviele Knoten ober- bzw. unterhalb der berechneten Topografie liegen. Diese wird auf die horizontalen Knotenkoordinaten bilinear interpoliert (Funktion `bilinear`). Die Konstante `ELN_TH` gibt die Anzahl der Knoten an, die mindestens unterhalb der berechneten Oberfläche liegen müssen, damit das Element aktiv bleibt bzw. aktiviert wird. Zuvor muss für alle inaktiven Knoten die Verschiebung berechnet werden, die sie erfahren hätten, falls sie aktiv gewesen wären (Abschnitt 6.3). Dies ist nötig, um Sedimente an der richtigen Stelle einzufügen.

Anschließend wird eine neue ABAQUS-Eingabedatei erstellt (mit der Dateierweiterung `.restart.inp`). Zunächst wird ein Schritt erzeugt, der die berechneten Verschiebungen der zu aktivierenden Knoten als Randbedingung vorgibt. Im nächsten Schritt werden die Elemente entsprechend dem GOLEM-Ergebnis hinzugefügt oder entfernt. Zuerst werden die zu aktivierenden Elemente, die in ABAQUS/Standard mit dem Befehl `*MODEL CHANGE, ADD` hinzugefügt werden, heraus geschrieben. Danach folgen die zu deaktivierenden Elemente (`*MODEL CHANGE, REMOVE`). Beide Elementgruppen und die zugehörigen Knoten werden auch als Elementset bzw. Nodeset definiert. Dies kann man nutzen, um in ABAQUS/Post nur die abgelagerten Sedimente anzuzeigen. Die Namen der Element- und Nodesets sind `G_SED` bzw. `G_ERO`. Die Namen müssen bei Bedarf vor dem ABAQUS-Lauf geändert werden, um eine Doppelbelegung der Namen zu vermeiden.

Das Programm geht davon aus, dass Knoten mit der ursprünglichen Koordinate $y = 0$ bereits eine Geschwindigkeitsrandbedingung im Freiheitsgrad 2 (Verschiebung in y -Richtung) haben. Daher ist die Angabe eine Verschiebungsrandbedingung für diesen Freiheitsgrad bei diesen Knoten nicht zulässig und wird auch nicht erzeugt.

```
pro golem2abaqus
```

```
;Konstanten
TIMEN = 4000.0
NODE_TH = 10
ELN_TH = 10441 ;element number of first initially turned of
              ;sed. elements --- only used if *.ael file
              ;does not exist

;Dateibasis bestimmen
result = DIALOG_PICKFILE(PATH=~ /Golem", $
  TITLE="Select an GOLEM elevation file", Filter="*.elev")
fbase = strmid(result, 0, rstrpos(result, "."))
```

```

;GOLEM Topografie einlesen (*.elev)
; xN, yN, topon, topo
; ----- KONSTANTEN TIMEN
; ----- int xN, yN
; ----- float deltaXY
; ----- ( float timestep
; -----   fltarr(xN,yN) topon )
; ----- ...
; ----- ( float timestep
; -----   fltarr(xN,yN) topon )
file = fbase + '.elev'
print, "Reading file "+file
openr, fileunit, file, /GET_LUN
readf, fileunit, xN, yN, deltaXY
readf, fileunit, timestep ; Timestep = 0
topon = fltarr(xN,yN)
readf, fileunit, topon
while ( (not eof(fileunit)) and (timestep lt TIMEN)) do begin
    readf, fileunit, timestep
    readf, fileunit, topon
end
close, fileunit
topo = rotate(topon,3)
surface, topo

;ABAQUS Knotendefinitionen einlesen (*.node)
;nodeN, nodes[* ,0:6]
;----- int nodeN
;----- fltarr(nodeN,7) nodes
file = fbase + '.node'
print, "Reading file "+file
openr, fileunit, file, /GET_LUN
readf, fileunit, dummy
nodeN = long(dummy)
nodes = fltarr(nodeN,9)
i = 0L
while not eof(fileunit) do begin
    readf, fileunit, x0, x1, x2, x3, x4, x5, x6
    nodes[i,0:6] = [x0, x1, x2, x3, x4, x5, x6]
    i = i + 1
end
close, fileunit

;ABAQUS Elementdefinitionen einlesen (*.element)

```

```

;elementN, elements[* ,0:20]
;----- int elementN
;----- intarr(elementN,21)
;----- ABAQUS report element format!
file = fbase + '.element'
print, "Reading file "+file
openr, fileunit, file, /GET_LUN
readf, fileunit, dummy
elementN = long(dummy)
elements = lonarr(elementN,21)
zeile = " "
zeile2 = " "
for i = 0L, elementN-1 do begin
  readf, fileunit, zeile
  reads, zeile, FORMAT='(I8,22X,6(I8))', x0, x1, x2, x3, x4, x5, x6
  elements[i,0:6] = [x0, x1, x2, x3, x4, x5, x6]
  readf, fileunit, zeile
  reads, zeile, FORMAT='(30X,6(I8))', x1, x2, x3, x4, x5, x6
  elements[i,7:12] = [x1, x2, x3, x4, x5, x6]
  readf, fileunit, zeile
  reads, zeile, FORMAT='(30X,6(I8))', x1, x2, x3, x4, x5, x6
  elements[i,13:18] = [x1, x2, x3, x4, x5, x6]
  readf, fileunit, zeile
  reads, zeile, FORMAT='(30X,2(I8))', x1, x2
  elements[i,19:20] = [x1, x2]
end
close, fileunit

;Liste der aktiven/inaktiven Elemente einlesen (*.ael)
;aelist
;----- fltarr(elementN,2)
;----- KONSTANTE ELN_TH
aelist = fltarr(elementN,2)
file = fbase + '.ael'
print, "Reading file "+file
openr, fileunit, file, /GET_LUN, ERROR=fehler
if (fehler ne 0 ) then begin
  print, file+" does not exist!"
  for i = 0L, elementN-1 do begin
    aelist[i,0] = elements[i,0]
    if ( aelist[i,0] lt ELN_TH ) then $
      aelist[i,1] = 1 $
    else aelist[i,1] = 0
  end
endif else begin

```

```

    readf, fileunit, aelist
endelse
close, fileunit

;Knoten bearbeiten
;

;Knoten filtern, die aktiv sind
;nodes[* ,8]
nodes[* ,8] = 0
print, "filtering active nodes"
pinfo = 1000L
for i = 0L, elementN-1 do begin
    if ( i eq pinfo ) then begin
        pinfo = pinfo + 1000L
        print, "... ", i, " elements out of ", elementN,$
            " processed"
    endif
    ae = (where(aelist[* ,0] eq elements[i,0]))[0]
    if (aelist[ae,1] eq 1 ) then begin
        for j = 0, 20 do begin
            nodes[(where(nodes[* ,0] eq elements[i,j])),8] = 1
        end
    endif
end

;Pseudo-Verschiebungen berechnen
;nodes[* ,4:6]
print, "Calculating pseudo-displacements"
anlist = where(nodes[* ,8] eq 1)
pinfo = 1000L
for i = 0L, nodeN-1 do begin
    if ( i eq pinfo ) then begin
        pinfo = pinfo + 1000L
        print, "... ", i, " nodes out of ", nodeN, " processed"
    endif
    if ( nodes[i,8] eq 0 ) then begin
        ; suche alle Knoten, die zuvor aktiv waren und
        ; die selben x0 und y0 Koordinaten haben
        x0node1 = where(abs(nodes[anlist,1] $
            - nodes[i,1]) lt 700.)
        y0node1 = where(abs(nodes[anlist[x0node1],2] $
            - nodes[i,2]) lt 700.)
        z0 = max(nodes[anlist[x0node1][y0node1]],3)
        node0 = [0., 0., 0., 0., 0., 0., 0., 0.]
    endif
end

```

```

        node0 = $
            nodes[where(nodes[anlist[x0node1[y0node1]],3] eq z0),*]
        nodes[i,4] = node0[0,4]
        nodes[i,5] = node0[0,5]
        nodes[i,6] = node0[0,6]
    endif
end

;Knoten, die unter neuer Topografie liegen filtern
;nodes[* ,7]
print, "Filtering nodes"
xmin = min(nodes[* ,1]+nodes[* ,4], MAX=xmax)
ymin = min(nodes[* ,2]+nodes[* ,5], MAX=yymax)
pinfo = 1000L
for i = 0L, nodeN-1 do begin
    if ( i eq pinfo ) then begin
        pinfo = pinfo + 1000L
        print, "... ", i, " nodes out of ", nodeN, " processed"
    endif
    x = nodes[i,1]+nodes[i,4]
    y = nodes[i,2]+nodes[i,5]
    z = nodes[i,3]+nodes[i,6]
    zt = bilinear(topo, (x-xmin)/(xmax-xmin)*xN,$
        (y-ymin)/(yymax-ymin)*yN)
    if ( z le zt ) then nodes[i,7] = 1 else nodes[i,7] = 0
end

;Elemente, die mindestens NODE_TH markierte Knoten haben filtern
;aeliste entsprechend +/- 5 aendern und
;aelist[* ,1]
;nodes[* ,8]
;----- KONSTANTE NODE_TH
print, "Filtering elements"
pinfo = 1000L
for i = 0L, elementN-1 do begin
    if ( i eq pinfo ) then begin
        pinfo = pinfo + 1000L
        print, "... ", i, " elements out of ", elementN, " processed"
    endif
    count = 0
    list = where(aelist[* ,0] eq elements[i,0])
    for j = 1, 20 do begin
        list2 = where(nodes[* ,0] eq elements[i,j])
        if ( (nodes[list2,7])[0] eq 1. ) then begin ;Knoten zaehlen
            count = count + 1
        end
    end
end

```

```

    endif
end
if ( count ge NODE_TH ) then begin
    ;Element liegt unter der Oberflaeche.
    aelist[list,1] = aelist[list,1] + 5
    for j = 0, 20 do begin
        n = (where(nodes[* ,0] eq elements[i,j]))[0]
        if ( nodes[n,8] eq 0 ) then nodes[n,8] = 2
    end
endif else begin
    aelist[list,1] = aelist[list,1] - 5
endelse
end

;Neuen ABAQUS-Input erzeugen (*.inp)
;----- * modal change, add
;----- * modal change, remove
file = fbase + '.inp'
print, "Writing file "+file
openw, fileunit, file, /GET_LUN
print, "... moving nodes"
printf, fileunit, "*STEP, INC=100"
printf, fileunit, "Moving nodes (pseudo displacement)"
printf, fileunit, "*STATIC"
printf, fileunit, " 1.0e-7, 1.0e-7"
printf, fileunit, "*BOUNDARY, OP=MOD, TYPE=DISPLACEMENT"
pinfo = 1000L
for i = 0L, nodeN-1 do begin
    if ( i eq pinfo ) then begin
        pinfo = pinfo + 1000L
        print, "... ", i, " nodes out of ", nodeN, " processed"
    endif
    if ( nodes[i,8] eq 2 ) then begin
        printf, fileunit, FORMAT='(I8,"_1,_",F)', $
            nodes[i,0], nodes[i,4]
        if ( nodes[i,2] ne 0. ) then begin
            ; Die Knoten mit y0=0 haben schon
            ; Geschwindigkeits Randbedingungen
            printf, fileunit, FORMAT='(I8,"_2,_",F)', $
                nodes[i,0], nodes[n,5]
        endif
        printf, fileunit, FORMAT='(I8,"_3,_",F)', $
            nodes[i,0], nodes[i,6]
    endif
endif
end

```

```

printf, fileunit, "*END STEP"

print, "... adding and removing elements"
printf, fileunit, "*STEP, INC=100"
printf, fileunit, "Removing and adding elements"
printf, fileunit, "*STATIC"
printf, fileunit, " 1.0e-7, 1.0e-7"
printf, fileunit, "*ELSET, ELSET=G_SED"
for i = 0L, elementN-1 do begin
    list = where(aelist[*],0) eq elements[i,0])
    if ( (aelist[list,1])[0] eq 5 ) then begin
        printf, fileunit, FORMAT='(I8,"")', long(elements[i,0])
    endif
end
printf, fileunit, "*NSET, NSET=G_SED, ELSET=G_SED"
printf, fileunit, "*MODEL CHANGE, ADD"
printf, fileunit, "G_SED,"
printf, fileunit, "*ELSET, ELSET=G_ERO"
for i = 0L, elementN-1 do begin
    list = where(aelist[*],0) eq elements[i,0])
    if ( (aelist[list,1])[0] eq -4 ) then begin
        printf, fileunit, FORMAT='(I8,"")', long(elements[i,0])
        aelist[list,1] = 0
    endif
    if ( (aelist[list,1])[0] ge 1 ) then $
        aelist[list,1] = 1 $
    else aelist[list,1] = 0
end
printf, fileunit, "*NSET, NSET=G_ERO, ELSET=G_ERO"
printf, fileunit, "*MODEL CHANGE, REMOVE"
printf, fileunit, "G_ERO,"
printf, fileunit, "*END STEP"
close, fileunit

;Liste der aktiven/inaktiven Elemente schreiben (*.ael)
;aelist
;----- fltarr(elementN,2)
file = fbase + '.ael'
print, "Writing file "+file
openw, fileunit, file, /GET_LUN
printf, fileunit, aelist
close, fileunit

end

```


Anhang E

Konvertierung GOLEM \implies VIS5D

Das folgenden C-Programm liest die Ergebnisse einer GOLEM Modellierung ein und erzeugt eine Datei im Datenformat von VIS5D¹. Das Programm wird mit dem Befehl `make -f golem_to_v5d.c.m` erzeugt. Dazu sind neben dem Quelltext des Programms `golem_to_v5d.c` die Quelltexte von VIS5D und das Makefile (s. unten) erforderlich. Mit `golem_to_v5d golembase golemstrat v5ddatei` wird das Programm aufgerufen. Dabei ist `golembase` der Anfang der Dateien der GOLEM-Ergebnisse, `golemstrat` die benutzte Stratigrafiedatei und `vis5ddatei` der Name der Datendatei im VIS5D-Format.

Das Programm erzeugt in der Datendatei `vis5ddatei` vier Variablen: *Distance*, *Sediment*, *Lithology* und *Age*. Die erste Variable enthält für jeden 3D-Gitterpunkt die Entfernung zur Oberfläche (in Kilometern), die mit GOLEM berechnet wurde. Ein Isoflächenplot der Entfernung 0 km stellt somit die Oberfläche dar. Die Variable *Sediment* erhält eine 1, falls im Volumenelement Sedimente abgelagert sind, sonst eine 0. *Lithology* enthält die Schichtnummer aus der Stratigrafiedatei und *Age* das Alter (in Zeitschritte der Ergebnissausgabe) des Volumenelements.

Der Quellcode `golem_to_v5d.c`:

```
/* golem_to_v5d.c */
/* for Vis5D version 4.2 */
/* Copyright K. D. Fischer, Dec. 2000 */
/* Use this software according to the GNU Public License */

#include <stdio.h>
#include <stdlib.h>
#include <math.h>
#include "binio.h"
#include "v5d.h"

#define G(ROW, COLUMN, LEVEL) g[(ROW)+((COLUMN)+(LEVEL)*Nc)*Nr]
```

¹Das Programm ist unter <http://www.ssec.wisc.edu/~billh/vis5d.html> im Quellcode und für verschiedene Plattformen vorkompiliert erhältlich.

```

#define E(ROW,COLUMN,LEVEL) elev[(ROW)+((COLUMN)+(LEVEL)*Nc)*Nr]
#define AGE(ROW,COLUMN,LEVEL) age[(ROW)+((COLUMN)+(LEVEL)*Nc)*Nr]

static int convert( char *base, char *stratfile, char *outfile )
{
    float *g, *elev, *age;
    FILE *felev, *fsg, *fsed, *fstrat, *flyr1;
    int it, iv, ir, ic, il;
    char infile[250];

    int NumTimes;           /* number of time steps */
    int NumVars;           /* number of variables */
    int Nr, Nc, Nl[MAXVARS]; /* size of 3-D grids */
    char VarName[MAXVARS][10]; /* names of variables */
    int TimeStamp[MAXTIMES]; /* real times for each time step */
    int DateStamp[MAXTIMES]; /* real dates for each time step */
    int CompressMode;      /* number of bytes per grid */
    int Projection;       /* a projection number */
    float ProjArgs[100];  /* the projection parameters */
    int Vertical;         /* a vertical coord system number */
    float VertArgs[MAXLEVELS]; /* the vertical coord sys parameters */

    /* variables used to determine the above values */
    float minZ, maxZ, dummyF, dummyF2;
    int dummyI, dummyI2;

    /* variables used to store stratigraphy */
    float *laythick, *kb, lyr1;
    int Nlay, is, lyrn;

    /* read stratigraphy file */
    fstrat = fopen( stratfile, "r" );
    if (!fstrat) {
        printf("Error:couldn't_open_%s_for_reading\n", stratfile );
        exit(1);
    }
    fscanf(fstrat, "%d", &Nlay);
    fscanf(fstrat, "%d2", &dummyI);
    /* allocating memory for stratdata */
    laythick = (float *) malloc(Nlay*sizeof(float));
    if (!laythick) {
        printf("Error:_out_of_memory\n");
        exit(1);
    }
}

```

```

kb = (float *) malloc(Nlay*sizeof(float));
if (!kb) {
    printf("Error: out of memory\n");
    exit(1);
}
/* reading in strata */
for (is = 0; is < Nlay; is++) {
    fscanf(fstrat, "%f%f%f%f", &dummyF, &dummyF2);
    laythick[is] = dummyF/1000.0;
    kb[is] = dummyF2/1000000.0;
}
fclose(fstrat);
printf("Read %d startigraphic layers\n", Nlay);

/* open first file */
strcpy(infile,base);
strcat(infile, ".elev");
felev = fopen( infile, "r" );
if (!felev) {
    printf("Error: couldn't open %s for reading\n", infile );
    exit(1);
}

NumTimes = 0;
NumVars = 4;
strcpy(VarName[0], "Distance");
strcpy(VarName[1], "Lithology");
strcpy(VarName[2], "Sediment");
strcpy(VarName[3], "Age");
CompressMode = 2;
Projection = 0;
ProjArgs[0] = 0.0;
ProjArgs[1] = 0.0;
Vertical = 1;
fscanf(felev, "%d", &Nr);
fscanf(felev, "%d", &Nc);
fscanf(felev, "%f", &dummyF);
ProjArgs[2] = dummyF / 100000.;
ProjArgs[3] = dummyF / 100000.;
printf("Gridspacing is %f\n", ProjArgs[2]);
/* Read in every timestep until eof */
/* Calculate min and max elevation value */
/* Count number of timesteps */
minZ = 0.0;
maxZ = 0.0;

```

```

while ( fscanf(felev, "%d", &dummyI) != EOF ) {
    TimeStamp[NumTimes] = 0;
    DateStamp[NumTimes] = 95000 + NumTimes;
    NumTimes++;
    for ( ic = 0; ic < NC; ic++) {
        for ( ir = 0; ir < Nr; ir++) {
            fscanf(felev, "%f", &dummyF);
            minZ = ( dummyF < minZ ) ? dummyF : minZ;
            maxZ = ( dummyF > maxZ ) ? dummyF : maxZ;
        }
    }
    Nl[0] = (maxZ-minZ)/50.+1.;
    Nl[1] = Nl[0];
    Nl[2] = Nl[0];
    Nl[3] = Nl[0];
    VertArgs[0] = minZ/1000.;
    VertArgs[1] = 0.05;
    printf("Found_%d_timesteps\n", NumTimes);
    printf("The_min_elevation_is_%f\n", minZ/1000.);
    printf("The_max_elevation_is_%f\n", maxZ/1000.);
    printf("There_will_be_%d_levels_in_the_output_file\n", Nl[0]);

    /* Close File and reopen again */
    /* Open other files, too */
    fclose(felev);
    strcpy(infile,base);
    strcat(infile, ".elev");
    felev = fopen( infile, "r" );
    if (!felev) {
        printf("Error:_couldn't_open_%s_for_reading\n", infile );
        exit(1);
    }
    fscanf(felev, "%d", &dummyI);
    fscanf(felev, "%d", &dummyI);
    fscanf(felev, "%f", &dummyF);

    strcpy(infile,base);
    strcat(infile, ".sg");
    fsg = fopen( infile, "r" );
    if (!fsg) {
        printf("Error:_couldn't_open_%s_for_reading\n", infile );
        exit(1);
    }
}

```

```

fscanf(fsg, "%d", &dummyI);
fscanf(fsg, "%d", &dummyI);
fscanf(fsg, "%f", &dummyF);

strcpy(infile,base);
strcat(infile,".lyr1");
flyr1 = fopen( infile, "r" );
if (!flyr1) {
    printf("Error:_couldn't_open_%s_for_reading\n", infile );
    exit(1);
}
fscanf(flyr1, "%d", &dummyI);
fscanf(flyr1, "%d", &dummyI);
fscanf(flyr1, "%f", &dummyF);

strcpy(infile,base);
strcat(infile,".sed");
fsed = fopen( infile, "r" );
if (!fsg) {
    printf("Error:_couldn't_open_%s_for_reading\n", infile );
    exit(1);
}
fscanf(fsed, "%d", &dummyI);
fscanf(fsed, "%d", &dummyI);
fscanf(fsed, "%f", &dummyF);

/* use v5dCreate to create the v5d file and write the header */
if (!v5dCreate( outfile, NumTimes, NumVars, Nr, Nc, Nl,
                VarName, TimeStamp, DateStamp, CompressMode,
                Projection, ProjArgs, Vertical, VertArgs )) {
    printf("Error:_couldn't_create_%s\n", outfile );
    exit(1);
}

/* allocate space for grid data */
{
    int maxnl, i;
    maxnl = Nl[0];
    for (i=1;i<NumVars;i++) {
        if (Nl[i]>maxnl)
            maxnl = Nl[i];
    }
    elev = (float *) malloc( Nr * Nc * maxnl * sizeof(float) );
    if (!elev) {
        printf("Error:_out_of_memory\n");
    }
}

```

```

        exit(1);
    }
    g = (float *) malloc( Nr * Nc * maxnl * sizeof(float) );
    if (!g) {
        printf("Error:_out_of_memory\n");
        exit(1);
    }
    age = (float *) malloc( Nr * Nc * maxnl * sizeof(float) );
    if (!age) {
        printf("Error:_out_of_memory\n");
        exit(1);
    }
    for (i=0;i<Nr*Nc*maxnl;i++) {
        elev[i] = 0;
        g[i] = 0;
        age[i] = 0;
    }
}

for (it=0;it<NumTimes;it++) {
    /* First variable (elevation) */
    iv = 0;
    fscanf(felev, "%f", &dummyF);
    for ( ic = 0; ic < Nc; ic++) {
        for ( ir = 0; ir < Nr; ir++) {
            fscanf(felev, "%f", &dummyF);
            for ( il = 0; il < Nl[0]; il++) {
                E(ir,ic,il) += (dummyF - (il * 50. + minZ))/2000.;
            }
        }
    }
    /* Write data to v5d file. */
    if (!v5dWrite( it+1, iv+1, elev )) {
        printf("Error_while_writing_grid._Disk_full?\n");
        exit(1);
    }

    /* Second variable (stratigraphy) */
    iv++;
    fscanf(fsg, "%f", &dummyF);
    for ( ic = 0; ic < Nc; ic++) {
        for ( ir = 0; ir < Nr; ir++) {
            if ( (ic == 0) || (ic == Nc-1) || (ir == 0) ||
                (ir == Nr-1) ) {
                for ( il = 0; il < Nl[0]; il++) {

```

```

        G(ir,ic,il) = 0.0;
    }
}
else {
    fscanf(fsg, "%d", &lyrn);
    fscanf(flyr1, "%f", &lyr1);
    for ( il = 0; il < Nl[0]; il++) {
        while (( E(ir,ic,il) - lyr1 >= 0.0 )
            && (lyrn < Nlay)) {
            lyr1 += laythick[lyrn++];
        }
        G(ir,ic,il) += ((E(ir,ic,il) > 0.0) ?
            lyrn/2.0 : 0.0);
    }
}
}
}
/* Write data to v5d file. */
if (!v5dWrite( it+1, iv+1, g )) {
    printf("Error_while_writing_grid. Disk_full?\n");
    exit(1);
}

/* Third variable (sed. thickness) */
iv++;
if ( it != 0 ) {
    fscanf(fsed, "%f", &dummyF);
    for ( ic = 0; ic < Nc; ic++) {
        for ( ir = 0; ir < Nr; ir++) {
            fscanf(fsed, "%f", &dummyF);
            if ( (ic == 0) || (ic == Nc-1) || (ir == 0) ||
                (ir == Nr-1) ) {
                for ( il = 0; il < Nl[0]; il++) {
                    G(ir,ic,il) = 0.0;
                }
            }
            else {
                for ( il = 0; il < Nl[0]; il++) {
                    G(ir,ic,il) += ((E(ir,ic,il) > 0.0) &&
                        (E(ir,ic,il)-dummyF/1000. < 0.0)) ? 0.5 : 0.0 ;
                }
            }
        }
    }
}
}
/* Write data to v5d file. */

```

```

    if (!v5dWrite( it+1, iv+1, g )) {
        printf("Error_while_writing_grid. Disk_full?\n");
        exit(1);
    }
}

/* Forth variable (age) */
iv++;
if ( it != 0 ) {
    for ( ic = 0; ic < Nc; ic++) {
        for ( ir = 0; ir < Nr; ir++) {
            for ( il = 0; il < Nl[0]; il++) {
                if ((ic==0) || (ic==Nc-1) || (ir==0) ||
                    (ir==Nr-1)) {
                    AGE(ir,ic,il) = 0.0;
                }
                else {
                    AGE(ir,ic,il) += ((E(ir,ic,il) > 0.0) ?
                                        1.0 : 0.0) ;
                }
            }
        }
    }
}
else {
    for (ic = 0; ic < Nc; ic++){
        for (ir = 0; ir < Nr; ir++){
            for (il = 0; il < Nl[0]; il++){
                AGE(ir,ic,il) = 0.0;
            }
        }
    }
}
/* Write data to v5d file. */
if (!v5dWrite( it+1, iv+1, age )) {
    printf("Error_while_writing_grid. Disk_full?\n");
    exit(1);
}

/* END */
}

v5dClose();
fclose(felev);
fclose(fsg);

```



```

    fclose(fsed);
}

/* Main */
int main( int argc, char *argv[] )
{
    if (argc==1) {
        printf("Usage:\n");
        printf("___%s_golem_base_stratfile_outfile\n", argv[0]);
    }
    else {
        printf("Golem_base:_%s\n", argv[1] );
        printf("Stratigraphy_file:_%s\n", argv[2] );
        printf("Output_file:_%s\n", argv[3] );
        convert( argv[1], argv[2], argv[3] );
    }
    return 0;
}

```

Das Makefile golem_to_v5d.c.m

makefile **for** golem_to_v5d.c conversion program

PROGRAM = golem_to_v5d

If DEC or Linux, (Little-endian), add -DLITTLE to CFLAGS

CFLAGS = -c -g

CC = cc

LIBS = -lm

OBJECTS = \$(PROGRAM).o binio.o v5d.o

\$(PROGRAM): \$(OBJECTS)

\$(CC) \$(OBJECTS) \$(LIBS) -o \$@

\$(PROGRAM).o: \$(PROGRAM).c

\$(CC) \$(CFLAGS) -I../src \$(PROGRAM).c

binio.o: ../src/binio.c

\$(CC) \$(CFLAGS) ../src/binio.c -o binio.o

v5d.o: ../src/v5d.c

\$(CC) \$(CFLAGS) ../src/v5d.c -o v5d.o

Dank

Die Anfertigung einer wissenschaftlichen Arbeit ist nicht ohne den Rückhalt einer starken Arbeitsgruppe und umfangreiche wissenschaftliche und nicht-wissenschaftliche Diskussionen und Kontakte möglich. Allen daran beteiligten Personen danke ich für ihre Unterstützung.

An erster Stelle möchte ich meinen beiden Betreuern Prof. Dr. Gerhard Jentzsch und PD Dr. Thomas Jahr danken. Beide haben sich in allen Belangen meiner Arbeit in bester Weise für mich eingesetzt und die Arbeit jederzeit unterstützt. Dabei wurde mir oft die Möglichkeit gegeben, meine Ergebnisse auf Tagungen und Workshops zu präsentieren und mir die Freiheit eingeräumt, mich neben diesem Forschungsvorhaben auch an anderen Projekten aktiv zu beteiligen. Sehr schätze ich die freundliche und ungezwungene Arbeitsatmosphäre. Diese bringt sich auch darin zum Ausdruck, dass Diskussionen nicht nur im Institut, sondern auch bei einem Glas Bier oder einer Flasche Wein in gemütlicher Atmosphäre stattfinden konnten.

Herrn Prof. Dr. Gerhard Jentzsch und Herrn Dr. Thomas Jahr danke ich darüber hinaus für ihre Bemühungen um finanzielle Unterstützung für diese Forschungsarbeit. In diesem Zusammenhang geht mein Dank auch an die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, Bonn), die das Projekt förderte (Az. Je 107/29 und Sch 279/14), und an die anderen Mitglieder des Projekts: Prof. Dr. A. Schäfer (Univ. Bonn), Dr. G. Drozdowski (GLA Krefeld) und Dr. Peter Süß (jetzt Univ. Tübingen). Herrn Dr. Peter Süß möchte ich außerdem für seine Geduld bei der Klärung zahlreicher geologischer und sedimentologischer Fragen — vor allem in der Anfangszeit der Arbeit — und viele anregende Diskussionen und Vorschläge trotz seines engen Terminkalenders danken.

Herrn Dr. G. Gabriel (GGA Hannover) danke ich für alle Hilfestellungen rund um das Programmsystem ABAQUS. Herrn Prof. Dr. F. Schlunegger (ETH Zürich) gilt mein Dank für seine Hilfestellungen und Hinweise bezüglich Oberflächenprozessen und des Programms GOLEM. Aus den selben Gründen und für die fast täglichen Diskussionen und aufmunternden Unterhaltungen in den Kaffeepausen danke ich Herrn Dr. Johannes Melzer. Herrn Dr. Greg Tucker (Oxford University) bin ich für die Bereitstellung des Programms GOLEM sowie für sein Interesse und seine Unterstützung dankbar. Frau Dr. Gabriele Marquart (Univ. Frankfurt) gebührt Dank für ihre Anregungen, die oft in Nebensätzen während Gesprächen auf verschiedenen Tagungen fielen.

Darüber hinaus gilt mein besonderer Dank allen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Angewandte Geophysik am Institut für Geowissenschaften. Besonders hervorheben

möchte ich dabei — neben den bereits genannten Personen — Herrn Dr. Thomas Meier (jetzt Univ. Bochum) für anregende Diskussionen über den Aufbau der Lithosphäre Europas, Frau Dr. Corinna Kroner und Frau Dr. Adelheid Weise für ihre vielfältigen kleineren und größeren Hinweise und Anregungen, Frau K. Rehm für ihre Orientierungshilfen nach meinem Umzug nach Jena und die freundliche Aufnahme, sowie Herrn Jan Exß (jetzt Univ. Karlsruhe), der mir oft bei Computerproblemen und der reformierten Rechtschreibung geholfen hat. Zum Schluss möchte ich Frau Yvonne Hofmann für ihre vielfältige Hilfe und ihre aufmunternden und anspornenden Worte danken.

Vielen Dank!

Selbstständigkeitserklärung

Ich erkläre, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Literatur angefertigt habe.

Jena, 14. März 2001

Kasper Fischer

Curriculum Vitae

Angaben zur Person

Name: Kasper David Fischer
Eltern: Konrad Heinrich Fischer (* 11.4.1939, † 24.11.1996) und
Dorothee Karoline Fischer (geb. Franke, * 27.3.1937)
Geburtsdatum: 29. Juli 1970
Geburtsort: Düsseldorf
Staatsangehörigkeit: Deutsch
Familienstand: Ledig

Schulbildung

1977 – 1981 Matthias-Claudius Grundschule, Düsseldorf
1981 – 1990 Humboldt-Gymnasium, Düsseldorf
30. Mai 1990 Allgemeine Hochschulreife (Durchschnittsnote 2,1)
Sep. 1987 – Aug. 1988 Besuch der Goldendale High School, Goldendale, Washington (USA) mit dem Abschluss eines *High School Diploma*

Studium

1. Oktober 1991 Immatrikulation an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms
Universität Bonn im Studienfach Physik
21. Oktober 1993 Vordiplom in Physik
21. März 1997 Diplom in Physik, Note *Gut*. Thema der Diplomarbeit: *Zum
Verhalten von Pegelschreibern unter stoßartiger Anregung*,
angefertigt am Geologischen Institut
26. Mai 1997 Immatrikulation als Promotionsstudent im Fach Geophysik
an der Friedrich-Schiller-Universität Jena

Arbeitsverhältnisse

1. Juli 1990 – 30. Juni 1991	Wehrdienst
2. Jan. 1995 – 31. Juli 1995	Studentische Hilfskraft am Geologischen Institut, Univ. Bonn
1. Nov. 1996 – 31. Dez. 1996	Studentische Hilfskraft am Institut für Geowissenschaften, Univ. Jena
1. – 31. März 1997	Studentische Hilfskraft am Institut für Geowissenschaften, Univ. Jena
1. April 1997 – 31. März 1998	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Geologischen Institut, Univ. Bonn
1. April – 30. September 1998	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geophysik, TU Clausthal
seit 1. Oktober 1998	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geowissenschaften, Univ. Jena

Jena, 14. März 2001

Kasper Fischer