

Gravimetrische und geodynamische
Modellierungen in der Schwarmbeben-Region
Vogtland/NW-Böhmen

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-Geophysikerin Yvonne Hofmann
geboren am 31. Dezember 1975 in Friedrichroda

Gutachter:

1. Prof. Dr. Gerhard Jentzsch
2. PD Dr. Thomas Jahr
3. Prof. Dr. Hans-Jürgen Götze

Tag der öffentlichen Verteidigung: 25. Juni 2003

Zusammenfassung

Schwarmbeben werden in verschiedenen Regionen der Erde beobachtet, wobei der zugrunde liegende Mechanismus nicht oder nur teilweise verstanden wird. Die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten gravimetrischen und geodynamischen Modellierungen zielen auf die Klärung geophysikalischer Fragestellungen, die im Zusammenhang mit den Schwarmbeben der Region Vogtland/NW-Böhmen stehen. Die Resultate liefern einen Beitrag zur geowissenschaftlichen Gesamtinterpretation des Vogtlandes und seiner Umgebung.

Das entwickelte gravimetrische Untergrundmodell stellt für die Region Vogtland und NW-Böhmen die erste überregionale 3-dimensionale Interpretation dar. Die aus dem Endmodell berechnete Schwere erklärt die das Untersuchungsgebiet charakterisierenden gravimetrischen Anomalien und Schweregradienten mit sehr guter Anpassung. Die durchschnittlichen Abweichungen zwischen beobachteter und modellierter Schwere betragen ± 2 mGal, nur lokal treten Residuen bis zu ± 7 mGal auf.

Den seismisch aktivsten Bereich der Region kennzeichnet ein lokales Schwereminimum, hervorgerufen durch die Sedimente des Eger-Beckens und die darunter lagernden Granite des Fichtelgebirges. Die mit dem Schwarmbeben-Geschehen in Verbindung gebrachte Mariánské Lázně-Störung lässt sich im gravimetrischen Modell bis in 9 km Tiefe verfolgen. Das modellierte steile Einfallen von 80° in westliche Richtung korreliert mit der hypozentralen Bebenverteilung in der Region Nový Kostel.

Gravimetrische Modellierungen bezüglich der Existenz eines Magmensystems an der Kruste-Mantel-Grenze bzw. einer Mantelaufwölbung, im Sinn einer lokalen Hochlage der Moho unterhalb des Eger-Beckens, zeigen, dass eine Mantelaufwölbung gravimetrisch ausgeschlossen werden kann. Im Rahmen der Randbedingungen ist ein Magmensystem mit einer Dichte von 2850 kg/m^3 als Quelle der Fluide und mögliche Ursache der Schwarmbeben aus gravimetrischer Sicht plausibel.

Mittels einer elastischen Finite-Elemente-Modellierung konnte die von [NEUNHÖFER & GÜTH \(1989\)](#) postulierte Verbindung zwischen den geometrischen Besonderheiten der geologischen Strukturen im Untersuchungsgebiet und dem rezenten Spannungsfeld in Verbindung mit geodätisch bestimmten horizontalen Verschiebungen bestätigt werden. Der das Eger-Becken unterlagernde Fichtelgebirgsgranit trägt entscheidend zum Aufbau von Spannungen in der oberen Kruste bei. Die Amplituden der berechneten Scherspannungs-Akkumulationen erweisen sich als zu gering, um Erdbeben zu erzeugen. Es müssen weitere physikalische Prozesse in der Region stattfinden, wie z.B. Porendruckänderungen ([KURZ et al., 2003b](#)), um Schwarmbeben zu generieren.

Abstract

The phenomena of swarm earthquakes is observed throughout the world, but the underlying geophysical mechanism is not sufficiently understood. The gravimetric and geodynamic modelling carried out in this study aims at answering geophysical questions arising from swarm earthquake activity in the Vogtland and NW-Bohemia region. The results are a contribution to an integrated geoscientific interpretation of the Vogtland and its surrounding area.

The resulting gravimetric model represents the first comprehensive 3-dimensional interpretation of the Vogtland and NW-Bohemia region. The computed gravity from the final model fully explains the characteristic gravimetric anomalies and gradients and is in good agreement with the observed gravity in the area under investigation. Average deviations between observed and modelled gravity are about $\pm 2\text{mGal}$, only very local residues show values up to $\pm 7\text{mGal}$.

The seismically most active area is characterized by a distinct local gravity low, caused by the sediments of the Eger-Basin and the granites of the Fichtelgebirge underlying the basin structure. The Mariánské Lázně fault zone, thought to be related to the swarm earthquake events, has been extended to a depth of 9 km in the gravimetric model. The modelled steep dip of 80° of the fault plane in western direction correlates with the earthquake hypocenter distribution of the region Nový Kostel.

The result of the gravimetric model with respect to the existence of a magmatic system at the crust/mantle boundary and a possible upwelling mantle in the sense of a local „high“ of the Moho underneath the Eger-Basin revealed that the latter assumption can be ruled out. In the context of boundary conditions the existence of a magmatic system with a density of 2850 kg/m^3 can be confirmed, serving as a source area for the fluids assumed to be the cause for swarm earthquakes. This interpretation is not in contradiction to the gravimetric model.

The postulated interaction between the geometrical characteristics of the geological structures of the region and the recent stress field associated with horizontal displacements determined by geodetic measurements (NEUNHÖFER & GÜTH, 1989) could be verified by applying elastic finite element modelling. According to the modelling the granite of the Fichtelgebirge, which underlies the Eger-Basin contributes significantly to stress accumulation in the upper crust. The amplitudes of the computed shear stress accumulations emerge as too small for causing earthquakes. Further physical processes must therefore take place in the region, e.g. pore pressure changes (KURZ *et al.*, 2003b), in order to generate swarm quakes.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	ii
Abbildungsverzeichnis	vii
Tabellenverzeichnis	ix
1 Einführung und Ziele der Arbeit	1
2 Geologie des Untersuchungsgebietes	5
2.1 Tektonische Entwicklung der Varisziden	5
2.2 Regionale Geologie im Variszikum	8
3 Geophysikalischer Kenntnisstand	13
3.1 Seismische Profile	13
3.2 Dichtecharakteristik im Untersuchungsgebiet	26
3.3 Erdbebenschwärme	30
3.3.1 Die Region Vogtland/NW-Böhmen	30
3.3.2 Globale Schwarmbeben-Regionen im Vergleich	34
4 Gravimetrische Datengrundlage	37
4.1 Datenbasis	37
4.2 Transformationen und Reduktionen	38
4.2.1 Referenzsysteme	38
4.2.2 Schwerereduktionen	40
4.3 Festlegung der Modellierungsgebiete	40
5 Methoden der gravimetrischen Interpretation	43
5.1 Direkte Verfahren	43
5.2 Indirekte Verfahren	45
5.3 Programm IGMAS	46

6	Bouguer-Schwerefeld und Geologie	49
7	Analyse des Schwerefeldes	55
7.1	Grundlagen der Wellenlängenfilterung	55
7.2	Anwendung und Resultate	56
7.3	Zusammenfassung der Filterungsergebnisse	63
7.4	Isostatische Betrachtungen	64
8	2,5-dimensionale Modellrechnungen	69
9	3-dimensionale gravimetrische Modellierung	77
9.1	Entwicklung des 3-dimensionalen Modells	77
9.2	Randbedingungen	78
9.3	Startmodell	79
9.4	Modifizierungen im Modell	84
9.5	Diskussion des Endmodells	87
9.6	Bewertung der Residuen	99
10	Magmensystem oder Mantelaufwölbung?	103
10.1	Arbeitshypothese	103
10.2	Gravimetrische Umsetzung der Hypothese	105
10.3	Ergebnisse der gravimetrischen Simulation	106
10.3.1	Modell A: Mantelaufwölbung	106
10.3.2	Modell B: Magmensystem	110
10.4	Interpretation der Ergebnisse	112
11	Geodynamische Modellierung	115
11.1	Methode	116
11.2	Modellierungsgebiet	117
11.3	Aufbau des Modells	119
11.4	Randbedingungen	120
11.4.1	Materialparameter	120
11.4.2	Spannungsfeld	121
11.4.3	Gravitation	123
11.4.4	Die seitlichen Ränder	123
11.4.5	Modellierungszeitraum	125
11.5	Ergebnisse der geodynamischen Modellierung	125
11.5.1	Das vollständige Modell	126
11.5.2	Das Modell ohne Granit	128
11.6	Diskussion zur Bedeutung der Granite	128
12	Ergebnisse und Ausblick	131

INHALTSVERZEICHNIS

v

13 Literaturverzeichnis

137

Dank

I

Curriculum Vitae

III

Abbildungsverzeichnis

2.1	Variszische Gebirgszusammenhänge in Mitteleuropa nach Kossmat . . .	6
2.2	Plattentektonische Entwicklung der Mitteleuropäischen Varisziden . . .	7
2.3	Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes	9
3.1	Lage der seismischen Profile	14
3.2	Geschwindigkeits-Tiefen-Modell entlang DEKORP3/MVE-90	15
3.3	Lage des seismischen Profils 9HR	17
3.4	Geologisches Modell entlang des seismischen Profils 9HR	19
3.5	Geologie und wichtigste seismische Reflektoren im Bereich der KTB . . .	23
3.6	Lageplan zum Projekt GRANU95	24
3.7	P-Wellenmodelle entlang GRANU95	25
3.8	Lage der Erdbeben von Schwärmen zwischen 1991 und 2001	31
3.9	Epizentrale und hypozentrale Verteilung von Schwarmerdbeben der Region Nový Kostel	32
4.1	Lage der gravimetrischen Messstationen	39
4.2	Lage der Modellierungsgebiete	41
5.1	Filtercharakteristik eines 2-dimensionalen Tiefpasses	45
5.2	Beispiel für Triangulierung der Modellgeometrie.	47
6.1	Bouguer-Karte des Untersuchungsgebietes	50
6.2	Lage der wichtigsten Anomalien und Gradientenzonen	51
7.1	Wellenlängenfilterung mit $\lambda_{eff}=12,8$ km	57
7.2	Wellenlängenfilterung mit $\lambda_{eff}=36,0$ km	58
7.3	Wellenlängenfilterung mit $\lambda_{eff}=64,0$ km	61
7.4	Wellenlängenfilterung mit $\lambda_{eff}=90,0$ km	62
7.5	Prinzip der isostatischen Kompensation	65
7.6	Isostatisches Schwerfeld nach AIRY	67
7.7	Isostatisches Restfeld nach AIRY	67
7.8	Isostatisches Schwerfeld nach VENING-MEINESZ	68
7.9	Isostatisches Restfeld nach VENING-MEINESZ	68

8.1	Lage der 2,5-dimensionalen Modellierungsebenen	70
8.2	Gravimetrische 2,5-dimensionale Modellierung entlang Ebene 27 . . .	71
8.3	Gravimetrische 2,5-dimensionale Modellierung entlang Ebene 22 . . .	73
8.4	Tiefenlage der Unterseite des Fichtelgebirgsgranites	73
8.5	Gravimetrische 2,5-dimensionale Modellierung entlang Ebene 18 . . .	74
9.1	Lage der gravimetrischen Modellierungsebenen	80
9.2	Ebene 14 des Startmodells	82
9.3	Ebene 33 des Startmodells	83
9.4	Ebene 29 des Endmodells	88
9.5	NW-SO-Schnitt durch das Endmodell	91
9.6	Ebene 22 des Endmodells	92
9.7	Ebene 14 des Endmodells	94
9.8	Verteilung der Metabasite im Endmodell	95
9.9	Modellierte Tiefenlage der Moho	97
9.10	Residuen des Endmodells	100
9.11	Histogramm der Residuen des Endmodells	101
10.1	Darstellung des CO ₂ -Austrittsgebietes	104
10.2	Ebene 20 des Endmodells mit zusätzlichem Körper	107
10.3	Schwerewirkung von Mantelaufwölbung bzw. Magmensystem	108
10.4	Residuen nach Einführung einer Mantelaufwölbung	109
10.5	Residuen nach Einführung eines Magmensystems	111
11.1	Lage des geodynamischen Modellierungsgebietes	117
11.2	Neotektonisch bis rezent aktives Störungsmuster	118
11.3	Diskretisierung und Aufbau des Finite-Elemente-Modells	120
11.4	Geodätische Bestimmung horizontaler Deformationen	124
11.5	Randbedingungen für die geodynamische Modellierung	125
11.6	Scherspannungs-Akkumulationen in σ_{12} -Richtung	127

Tabellenverzeichnis

3.1	Dichtemodelle für die Profile EV01/02 und DEKORP3/MVE-90	16
3.2	Tiefenverteilung ausgewählter geologischer Körper	20
3.3	Geschwindigkeits-Dichte-Profil für EV01 und EV02	21
3.4	Blockdichten für Modellierungen	22
3.5	Dichten von Oberflächengesteinen	26
3.6	Tiefenabhängige Dichten ausgewählter Gesteinsarten	27
3.7	Dichteverteilung existierender 3-dimensionaler Modellierung	29
4.1	Koordinaten der Eckpunkte der Modellierungsgebiete	42
7.1	Parameter für die Wellenlängenfilterung	56
9.1	Dichtezuordnung des Startmodells	81
9.2	Zum Startmodell nachträglich hinzugefügte Körper	85
9.3	Dichtezuordnung des Endmodells	89
9.4	Dichtezuordnung der nachträglich hinzugefügten Körper	90
11.1	Elastische Parameter im geodynamischen Modell	122

Kapitel 1

Einführung und Ziele der Arbeit

Die in der vorliegenden Arbeit betrachtete Region Vogtland/NW-Böhmen liegt im Grenzgebiet der Bundesrepublik Deutschland und der Tschechischen Republik. Das Vogtland und das im Süden angrenzende West-Böhmen zeichnen sich seismo-tektonisch durch ein nahezu periodisches Auftreten von Schwarmerdbeben aus und stehen aufgrund dieser seismischen Aktivität bereits viele Jahre im Mittelpunkt des Interesses geowissenschaftlicher Forschung. Seit 1962 werden im Vogtland und seiner Umgebung seismologische Netze betrieben, so dass die Bebenschwärme in moderner Form registriert werden können. Im Verlauf des Erdbebenschwarms von 1985/86 fanden in nur 12 Monaten mehr als 8400 seismische Ereignisse mit maximalen Amplituden von $M_L=4,6$ statt. Für das Auftreten intensiver Schwärme wird von [GRÜNTHAL \(1989\)](#) eine mittlere Periode von 74 ± 10 Jahre angegeben, während kleinere Schwärme mit Magnituden $M_L < 3$ alle zwei bis drei Jahre beobachtet werden ([WIRTH et al., 2000](#)).

Aus geologischer Sicht liegt das Schwarmbeben-Gebiet im variszisch konsolidierten Teil Mitteleuropas, im Grenzbereich von Saxothuringikum und Moldanubikum. Tiefreichende, neotektonische Bruchstörungen mit unterschiedlichen Streichrichtungen charakterisieren das Untersuchungsgebiet. Eine großräumige Struktur bildet der in WSW-ONO-Richtung verlaufende Eger-Graben, der von mehreren NNW-SSO-streichenden Störungszonen in einzelne Teilbecken untergliedert wird. Etwa 80% der seit 1985 registrierten Schwarmbeben ereigneten sich im Eger-(Cheb)-Becken, dem westlichen Teil des Eger-Grabens ([ŠPIČÁK & HORÁLEK, 2001](#)). Die Verteilung der Epizentren korreliert mit der NW-SO-orientierten Mariánské Lázně-Störungzone und der N-S-streichenden Počátky-Plesnátal-Störungzone. Damit kommt den Kreuzungsbereichen dieser regionalen Störungen hinsichtlich der Schwarmbeben-Aktivität eine besondere Bedeutung zu. Die tiefenseismischen Profile DEKORP3/MVE90 (EAST) ([BEHR et al., 1994](#)) und 9HR ([VRÁNA & ŠTĚDRÁ, 1997](#)) zeigen eine sehr komplexe Struktur der Erdkruste im Gebiet Vogtland und NW-Böhmen, wobei zahlreiche Detailfragen zur 3-dimensionalen Struktur der geologischen Einheiten insbesondere des tieferen Untergrundes des Schwarmbeben-Gebietes nicht hinreichend geklärt sind. Es bleibt offen, in welchem Maße die starke Zergliederung der Erdkruste und die Bruchtektonik die Schwarmbeben-Tätigkeit hervorrufen bzw. beeinflussen.

Die vielfach als „Natur-Labor“ bezeichnete Region wird durch eine Reihe weiterer Phänomene wie flächenhafte Entgasung CO₂-dominierter Fluide (WEINLICH et al., 1999), rezente tektonische Aktivität (WENDT & DIETRICH, 2003) und quartären Vulkanismus (WAGNER et al., 1998) charakterisiert. Das Untersuchungsgebiet ist seit langem durch Mineralquellen und Mofetten bekannt. Hier sind vor allem die Quellen der traditionsreichen Kurorte Bad Brambach und Bad Elster im Vogtland sowie im Bereich des Bäderdreiecks Karlovy Vary, Mariánské Lázně und Františkovy Lázně auf tschechischer Seite zu nennen. Geochemische Untersuchungen der Bestandteile der exhalierenden Gase zeigen eine starke Mantelbeeinflussung (WEINLICH et al., 1993, 1999). Als Quelle der Fluide kommen somit Schmelzen im oberen Erdmantel oder rezente Magmenintrusionen in Frage (O'NIONS et al., 1989). Von einer zeitweisen vulkanischen Aktivität in der Region zeugen die quartären Vulkane Komorní Hůrka (Kammerbühl) und Železna Hůrka (Eisenbühl), die sich in nur 20 km Entfernung vom rezenten Hauptepizentralgebiet befinden (KÄMPF et al., 1993). Diese Beobachtungen führen zu der Annahme, dass die Schwarmerdbeben von magmatischen Intrusionen und den damit in Beziehung stehenden Fluiden verursacht werden.

Ein Vergleich verschiedener, weltweit verteilter Schwarmbeben-Regionen zeigt, dass Erdbebenschwärme generell mit magmatischen Aktivitäten in Verbindung gebracht werden können. Besonders deutlich wird dies an aktiven Vulkanen, beispielsweise der Izu-Halbinsel auf Honshu sowie an mittelozeanischen Rücken. In beiden Fällen werden die Schwärme durch Magmenintrusionen und den daraus resultierenden Deformationen und Spannungsänderungen in der Erdkruste hervorgerufen. Intrakontinentale Schwarmbeben, wie die der Region Vogtland/NW-Böhmen, ereignen sich auch im französischen Zentralmassiv, in Arkansas (USA) und im zentralen Teil Italiens. Diese Regionen sind durch quartären Vulkanismus gekennzeichnet und stehen in direktem Zusammenhang mit Fluidaktivitäten. Der grundlegende, zu Schwarmbeben führende Mechanismus ist allerdings bislang nicht geklärt.

Im Hinblick auf die Generierung der zyklisch auftretenden Schwarmerdbeben sind komplexe geophysikalische Betrachtungen notwendig. Hier bieten gravimetrische Untersuchungen und Modellierungen ideale Möglichkeiten, da die mit der Potentialmethode Gravimetrie einhergehende Mehrdeutigkeit der Lösungen stets die umfangreiche Einbeziehung von Randbedingungen, in Form von Ergebnissen anderer geowissenschaftlicher Erkundungen, notwendig macht. Geodynamische Modellierungen stellen eine weitere integrative Methode dar, um Resultate verschiedener geowissenschaftlicher Fachgebiete zusammenzuführen. Die interdisziplinäre Betrachtung, speziell des Vogtlandes und seiner Umgebung, wird dadurch unterstützt, dass das im Rahmen dieser Arbeit umgesetzte Vorhaben ein Teilprojekt des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Bündels *Physikalisch/chemische Zustände und geodynamische Prozesse im Schwarmbebengebiet Vogtland/NW-Böhmen* darstellt. Somit konnten neueste Erkenntnisse aus diesen Teilprojekten in die Untersuchungen und Modellierungen der vorliegenden Arbeit einbezogen werden, ebenso wie hier gewonnene Resultate in andere Vorhaben des Bündels einfließen.

Das Ziel des ersten Teils dieser Arbeit ist die Entwicklung eines hochauflösenden 3-dimensionalen gravimetrischen Untergrundmodells des Vogtlandes und seiner Umgebung. Dabei sollen besonders die tiefliegenden Strukturen der mittleren und unteren Kruste im Hinblick auf die in der Region Vogtland/NW-Böhmen auftretenden Schwarmbeben untersucht werden (HOFMANN et al., 2000). Die Zielsetzung wird im Wesentlichen von drei Punkten zusammen gefasst:

- Fragen zum Aufbau und zur Struktur der Erdkruste im Vogtland und dessen Umgebung sollen mittels gravimetrischer Modellierungen geklärt und mit bestehenden Vorstellungen verglichen werden.
- Die Existenz eines Magmensystems bzw. einer Mantelaufwölbung, im Sinn einer lokalen Hochlage der Moho, unterhalb des Eger-Beckens wird aus gravimetrischer Sicht verifiziert.
- Mögliche Zusammenhänge zwischen den Mechanismen der vogtländisch-böhmischen Schwarmbeben und Geometrien gravimetrisch bestimmter geologischer und tektonischer Strukturen werden hergestellt.

Basierend auf den gravimetrischen Ergebnissen wurden im zweiten Teil der Arbeit geodynamische Modellierungen mit der Methode der Finiten Elemente vorgenommen. Dabei gilt es folgende Fragen näher zu beleuchten:

- Welche Bedeutung besitzt eine Wechselwirkung zwischen dem rezenten Spannungsfeld und den geometrischen Besonderheiten der geologischen Strukturen in der Region Vogtland/NW-Böhmen für die Schwarmbeben-Generierung?
- Wie und in welchem Maße beeinflussen die tektonische Situation sowie einzelne geologische Körper, insbesondere Granite, das Schwarmbeben-Geschehen?

Insgesamt sollen mit Hilfe der gravimetrischen Modellierung die 3-dimensionale Dichteverteilung ermittelt und darauf aufbauend geodynamische Prozesse untersucht werden, um Aussagen über die Generierung der in der Region Vogtland/NW-Böhmen stattfindenden Schwarmbeben abzuleiten.

Kapitel 2

Geologie des Untersuchungsgebietes

Wichtige Randbedingungen für gravimetrische und geodynamische 3-dimensionale Modellierungen sind geologische und tektonische Informationen. Diese Notwendigkeit folgt für die Gravimetrie als Potentialmethode direkt aus dem Äquivalenzprinzip und dem Integraleffekt (Kapitel 5.2). Die folgenden Ausführungen orientieren sich, sofern nicht anders angegeben, an den umfassenden Publikationen von [FRANKE et al. \(1995\)](#), [FRANKE \(2000\)](#), [MATTE et al. \(1990\)](#) und [TAIT et al. \(2000, 1997\)](#) hinsichtlich der tektonischen Entwicklung der Varisziden bzw. [WALTER \(1995\)](#), [FRANKE & STEIN \(2000\)](#) und [O'BRIEN & CARSWELL \(1993\)](#) bezüglich regional-geologischer Fragestellungen. Beginnend mit der tektonischen Entwicklung Mitteleuropas werden im Rahmen einer regional-geologischen Einordnung des Untersuchungsgebietes die überregionalen Komplexe Saxothuringikum und Moldanubikum sowie die einzelnen, das Schwarmbeben-Gebiet charakterisierenden geologischen Strukturen beschrieben, wobei die für die gravimetrische Interpretation relevanten Einheiten im Vordergrund stehen.

2.1 Tektonische Entwicklung der Varisziden

Das Untersuchungsgebiet ist Teil der Saxothuringischen und der Moldanubischen Zone im Variszischen Orogen (Abbildung 2.1), dessen Gliederung in Rhenoharzynische, Saxothuringische und Moldanubische Zone auf [KOSSMAT \(1927\)](#) zurück geht. Bei den Zonengrenzen handelt es sich um Suturen, die bei der Schließung von verschiedenen paläozoischen Becken entstanden. Die von [KOSSMAT \(1927\)](#) definierte Moldanubische Zone umfasst den südöstlichen Teil des Bohemikums und das Teplá-Barrandium. Das Bohemikum wird auch als Moldanubikum *sensu stricto* oder einfach als Moldanubikum bezeichnet.

Das Variszische Orogen stellt eine tektonische Collage von Mikroplatten dar. Es setzt sich zusammen aus: Avalonia im Norden und Teilen des American Terrane Assemblage (Franken, Saxothuringikum, Bohemikum, Moldanubikum) im Süden. Aus-

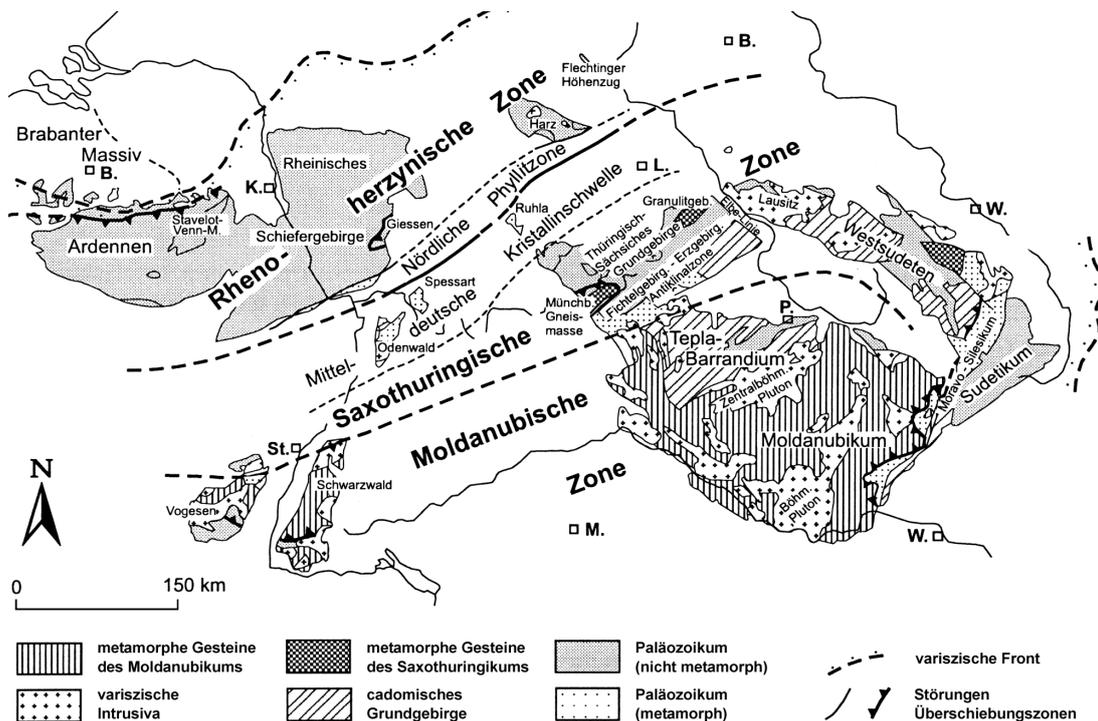


Abbildung 2.1: Auf [KOSSMAT \(1927\)](#) zurückgehende variszische Gebirgszusammenhänge in Mitteleuropa nach [WALTER \(1995\)](#).

gehend vom nördlichen Rand Gondwanas bewegen sich die einzelnen Terranes (Abbildung 2.2) während des Altpaläozoikums in Richtung der nördlichen Kontinente Laurentia und Baltika. Dies führt im Unterdevon zur Öffnung des Rhenoherynschen, Saxothuringischen und des Moldanubischen Ozeans. Im Laufe des Mittel- und Oberdevons (vor ca. 380 Ma) erfolgt die Schließung der Ozeane zwischen Avalonia und den Mikroplatten der American Terrane Assemblage. Im Zuge der variszischen Einengung entsteht eine bilaterale Symmetrie: zwei südwärts gerichtete Subduktionszonen im nördlichen Teil (Rhenoherynsche Sutur, Sutur südlich des Saxothuringikums) und eine nordwärts gerichtete Subduktionszone im südlichen Teil (Moldanubische Sutur). Die sich der Subduktion der Ozeane anschließende Kontinent-Kontinent-Kollision dauert bis zum Ende des Karbons ([FRANKE, 1992](#)) und führt zur Aufaltung des Variszischen Orogens. Diese doppelte Subduktion und Kollision bewirkt eine Verdickung der Kruste besonders in den zentralen Varisziden (im Bereich des Bohemikums), was nach [SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER \(1994\)](#) zur Anatexis der Unterkruste mit intensivem granitischem Plutonismus führt. Im späten Karbon (vor ca. 300 Ma) beginnt das Variszische Orogen zu kollabieren. Dieser Prozess wird durch mantelinduzierte krustale Extension und magmatische Aktivität verstärkt. Während der alpiden Orogenese (vor 100 bis 30 Ma) dominiert in der betrachteten Region kom-

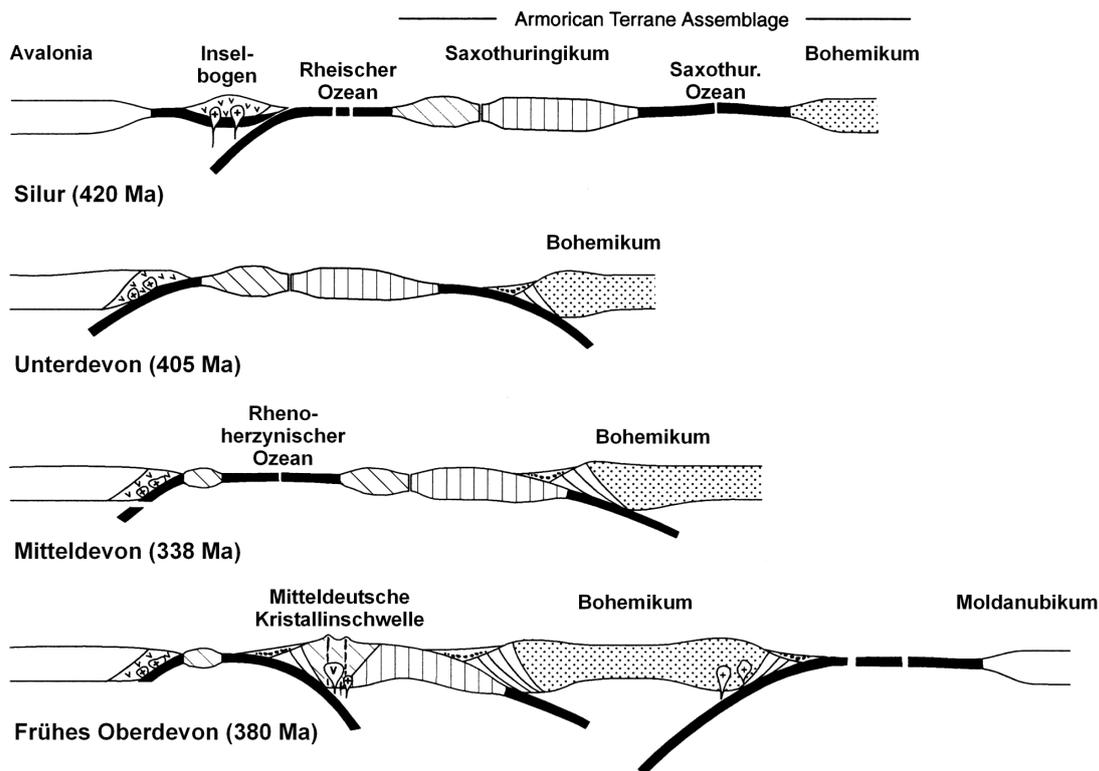


Abbildung 2.2: Plattentektonische Entwicklung der Mitteleuropäischen Varisziden nach [FRANKE \(2000\)](#).

pressionale und transpressionale Tektonik, gefolgt von Rifting und Grabenbildungen im Tertiär vor 25 Ma ([EMMERMANN & LAUTERJUNG, 1997](#)).

Die im gravimetrischen Modell enthaltene Suture zwischen der saxothuringischen Mikroplatte und dem Bohemikum ([Abbildung 2.2](#)) wird charakterisiert durch eine Überschiebung des Saxothuringikums vom Moldanubikum bzw. Teplá-Barrandium ([SCHÄFER et al., 1997](#)). In der Oberpfalz ist die Grenze zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum durch die Störungszone von Tirschenreuth-Mähring gekennzeichnet, wird aber größtenteils von variszischen Graniten überdeckt. Die Übergangszone zwischen Saxothuringikum und Teplá-Barrandium bildet die Tiefenstörung von Litoměřice oder Nordböhmischescherzone im Untergrund des tertiären Eger-Grabens ([FRANKE, 2001](#)). Das Teplá-Barrandium und das Moldanubikum werden durch die NNW-SSO-verlaufende Westböhmischescherzone und die SW-NO-verlaufende Zentralböhmischescherzone getrennt ([BUES & ZULAUF, 1998](#)). Es handelt sich um Abschiebungen, die steil zum Teplá-Barrandium hin einfallen und auf kollapsbedingtes Einsinken des Teplá-Barrandiums gegenüber dem sich heraushebenden Moldanubikum hinweisen ([ZULAUF et al., 1998](#)). Das cadomische Grundgebirge der Saxothuringischen Zone und der Moldanubischen Zone bricht im Westen des Untersuchungsgebietes an den

nach NO einfallenden antithetischen Störungen der Fränkischen Linie ab (PETEREK *et al.*, 1997) und wird von den permo-mesozoischen Sedimenten des Süddeutschen Schichtstufenlandes überlagert (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER, 1994).

2.2 Regionale Geologie im Variszikum

Die für die gravimetrische Modellierung relevanten strukturgeologischen Einheiten des Vogtlandes und seiner Umgebung sind in Abbildung 2.3 dargestellt. Es handelt sich um die Saxothuringische und die Moldanubische Zone des Variszischen Orogens.

Saxothuringikum

Das Saxothuringikum wird charakterisiert durch variszisch gefaltete, kambrische bis karbonische vulkano-sedimentäre Sequenzen, die von post-variszischen Granitplutonen durchschnitten sind (O'BRIEN & CARSWELL, 1993). Aus der variszischen Deformation resultieren große NO-SW-verlaufende Antiklinalzonen bestehend aus kambro-ordovizischen Gesteinen des parautochtonen Grundgebirges und Synklinalzonen, in denen das Grundgebirge von Flyschsedimentation überlagert wird, die biostratigraphisch in das Oberdevon und das Unterkarbon datiert werden kann.

Die südlichste Antiklinalzone des Saxothuringikums bildet die NO-SW-streichende Erzgebirgs-Antiklinalzone mit dem sich in SW-Richtung anschließenden Fichtelgebirgs-Antiklinorium. Beide sind von ausgedehnten variszischen Granitkörpern durchsetzt. In nördlicher Richtung schließen sich die Vogtländisch-Mittelsächsische Mulde, der Bergaer Sattel und das Granulitgebirge, das Thüringische Synklinorium sowie der Schwarzbürger Sattel an.

Im Vogtländisch-Mittelsächsischen Synklinorium wird das Grundgebirge von paläozoischen Sedimenten überlagert. Besonders im vogtländischen Abschnitt zeigt das Synklinorium einen asymmetrischen Strukturbau mit einer breiten SO-Flanke und einer schmalen NW-Flanke. Das Erzgebirge ist gekennzeichnet durch postkollisionale Extension. Die Dehnung der Kruste wird, nach einem geodynamischen Modell von ZULAUF (1997) und DÜRBAUM *et al.* (1999), von aus südöstlicher Richtung einströmender duktiler Unterkruste begleitet. Im Zuge dieser Prozesse erfolgt die Platznahme der Gesteine des Sächsischen Granulitgebirges, die von CHOI (2001) gravimetrisch untersucht wurde. Infolge eines post-orogenen Kollapses werden tiefere Bereiche des durch variszische Kontinent-Kontinent-Kollision entstandenen verdickten Krustenstapels exhumiert. Großräumiger Rhyolith-Vulkanismus begleitet die Konsolidierung des zerglittenen Deckenstapels (KRONER, 1995). Im zentralen und südlichen Teil des Erzgebirges befinden sich ausgedehnte Körper aus Orthogneis. Post-orogene Granite treten im Westerzgebirge auf. Hierbei handelt es sich um das großräumige, NW-SO-verlaufende Eibenstock-Massiv, das sich nach Süden bis Karlovy Vary fortsetzt. Das Fichtelgebirgs-Aniklinorium wird im SW von der Fränkische Linie und im SO von

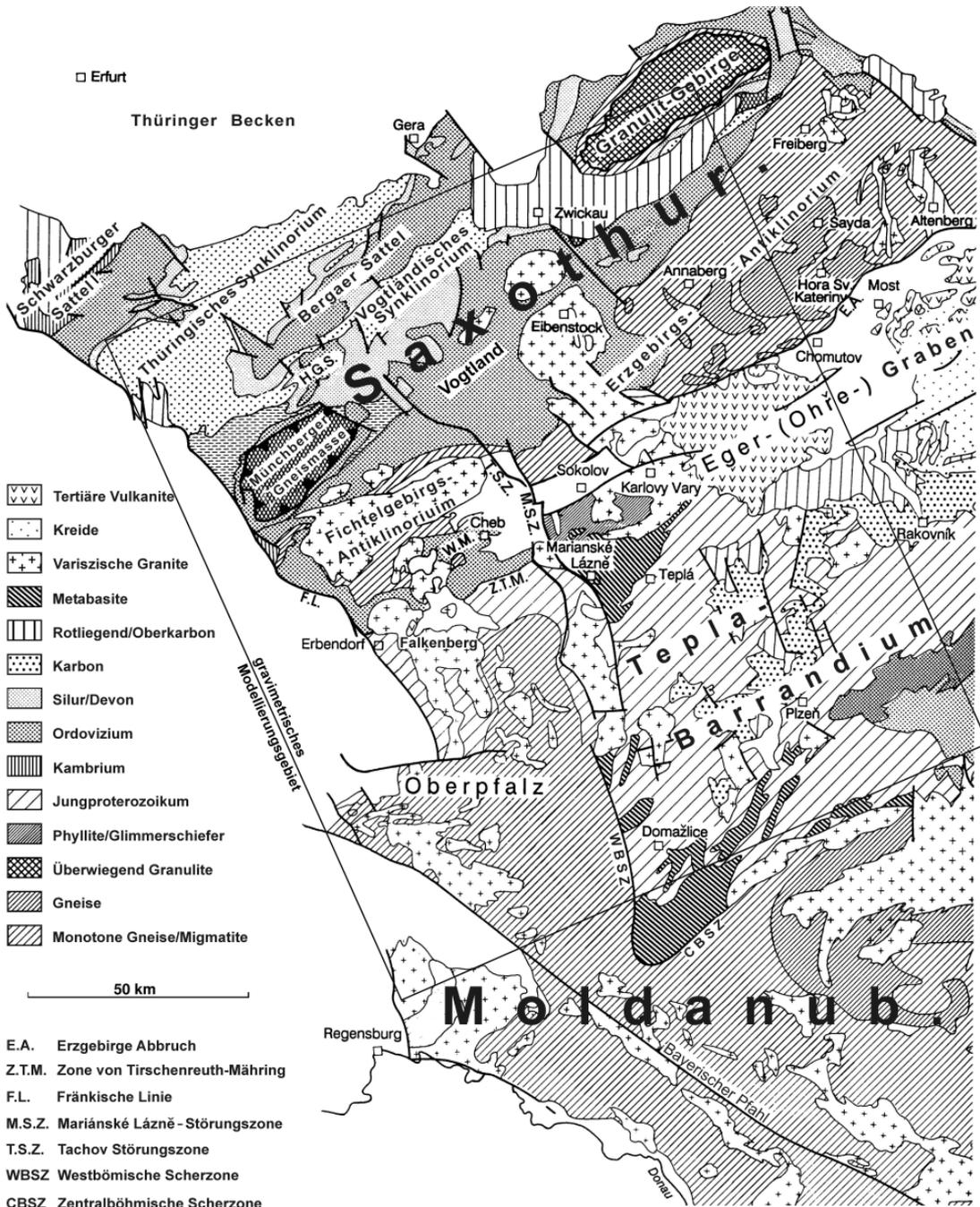


Abbildung 2.3: Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes der vorliegenden Arbeit nach WALTER (1995).

der SW-NO-streichenden Zone von Tirschenreuth-Mähring begrenzt. Es besteht überwiegend aus kambro-ordovizischen Sedimentfolgen. Die im Oberkarbon intrudierten Granite nehmen im heutigen Anschnitt fast die Hälfte der Grundgebirgsfläche ein.

Das Sächsische Granulitgebirge repräsentiert eine großflächige Einheit granulitischer Unterkruste im östlichen Saxothuringikum (KRONER, 1995). Die Herkunft dieser Hochdruckgesteine ist nicht vollständig geklärt (KRAWCZYK et al., 2000). Möglicherweise stammen sie aus einer der beiden variszischen Subduktionszonen, die im Norden und Süden an das Saxothuringikum angrenzen, wobei die Gesteine durch Subduktionserosion (ONCKEN, 1998) bzw. innerkrustalen Fluss aus SO plaziert wurden (DÜRBAUM et al., 1999; ZULAUF, 1997). Im Gegensatz dazu handelt es sich bei der ebenfalls granulitischen Münchberger Gneismasse um eine allochtone Deckeneinheit, die aus südlicher Richtung stammt (BEHR et al., 1984). Der Ursprung liegt möglicherweise südlich des Fichtelgebirges (O'BRIEN & CARSWELL, 1993). Für einen kollisionsbedingten nordwärtigen Deckentransport (WALTER, 1995) spricht die im seismischen Profil DEKORP3/MVE90 (EAST) sichtbare schüsselförmige Struktur der Münchberger Gneismasse, sowie die vorwiegend horizontalen strukturellen Merkmale der Gesteine (O'BRIEN & CARSWELL, 1993).

Moldanubikum

Das Moldanubikum schließt sich am Südrand des Saxothuringikums an. Es wird charakterisiert durch hochmetamorphe Gesteine wie Migmatite, Gneise und Amphibolite. Während des Karbons erfolgten granitoide Intrusionen im Moldanubikum (BUES & ZULAUF, 1998).

Im nordöstlichen Teil des in Abbildung 2.3 dargestellten Moldanubikums blieb schwach bis nicht metamorphes Jungproterozoikum erhalten. Diese, ins Kristallin eingesunkene grabenartige Scholle, wird als Teplá-Barrandium bezeichnet. Es ist ein Teil der American Terrane Assemblage, der nur wenig von der variszischen Verkürzung, Metamorphose und granitischen Intrusionen berührt wurde (FRANKE, 2000). Während der oberdevonischen Kontinent-Kontinent-Kollision wurde das Teplá-Barrandium als fast intakter Krustenblock auf das Saxothuringikum und das Moldanubikum überschoben. Das rasche unterkarbonische Einsinken des Teplá-Barrandiums in seine Umgebung entlang der Störungszonen fand nach dieser kräftigen Stapelung in einem konvergenten Regime statt. Der Kollaps muss sich in einer stark verdickten Kruste ereignet haben, deren oberer Bereich gravitativ instabil wurde und auseinander driftete (ZULAUF et al., 1998). Obwohl das Teplá-Barrandium zur Internzone des Variszischen Orogens zählt, besteht es aus suprakrustalen, schwachmetamorphen Gesteinen des cadomischen Grundgebirges (BUES & ZULAUF, 1998). Die metamorphen Gesteine des Teplá-Hochlandes werden bei Karlovy Vary von einem ausgedehnten variszischen Granitpluton, dem Granit von Karlovy Vary, durchbrochen.

Die Suturzone zwischen dem Saxothuringikum und dem Teplá-Barrandium wird vom Mariánské Lázně-Komplex markiert (MATTE et al., 1990), der eine klare Indikation für eine Geosutur innerhalb des in dieser Arbeit betrachteten Teils des Variszi-

schen Orogens darstellt (JELÍNEK et al., 1997). Es handelt sich um einen aus ozeanischer Kruste entstandenen ophiolithischen Komplex (FRANKE & STEIN, 2000), der die größte aufgeschlossene Einheit von basischen und ultrabasischen Gesteinen des Moldanubikums bildet. Die strukturelle und metamorphe Entwicklung sowie Altersinformationen und Geochemie der mafischen Gesteine des Mariánské Lázně-Komplexes sind direkt mit denen der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) vergleichbar (JELÍNEK et al., 1997). Nach O'BRIEN et al. (1997) handelt es sich bei dem Mariánské Lázně-Komplex, der Münchberger Gneismasse und der ZEV um Mantelgesteine, wobei alle mit Suturzonen von Plattengrenzen in Verbindung gebracht werden.

Eine bedeutende tektonische Struktur im Untersuchungsgebiet stellt der Eger-Graben (Ohře rift) dar. Er wird als eine reaktivierte variszische Sutur betrachtet, verursacht durch ein SW-NO-gerichtetes kompressives Spannungsfeld (FRANKE, 2001). Die Entstehung des Grabens beruht nicht auf einfacher Dehnungstektonik, sondern es handelt sich um ein vulkano-tektonisches Senkungsgebiet, das nach einer Hauptförderphase im späten Oligozän entstand und bis heute aktiv ist (WALTER, 1995). Im Norden wird der Eger-Graben durch den Erzgebirge-Abbruch (Krušné Hory deep fault) mit Sprunghöhen bis zu 1500 m begrenzt (NEDOMA, 1987). Die südliche Begrenzung bildet der Staffelbruch von Leitmeritz (Litoměřice). Der Eger-Graben erstreckt sich in WSW-ONO-Richtung über eine Strecke von 350 km (SCHROEDER, 1987). Mehrere NNW-SSO-streichende Störungen, wie die Tachov-Störung, die Mariánské Lázně-Störung und die Jáchymov-Störungszone, untergliedern den Eger-Graben in verschiedene Teilbecken, die mit oligozänen und miozänen Sedimenten gefüllt sind (SVOBODA, 1966). Im Modellierungsgebiet liegen das Eger-(Cheb)-Becken und das Sokolov-Becken. Östlich des Sokolov-Beckens befindet sich der Vulkankomplex des Duppauer Gebirges (Doupovské Hory).

Das Moldanubikum des Oberpfälzer, Böhmer und Bayerischen Waldes ist durch monotone Gneise und Migmatite gekennzeichnet und von Intrusionen post-metamorpher Granite durchsetzt.

Insgesamt ist der im Rahmen dieser Arbeit untersuchte Teil der Erdkruste in vertikaler und lateraler Hinsicht als extrem heterogen anzusehen (EMMERMANN & LAUTERJUNG, 1997). Diese komplexen geologischen und tektonischen Verhältnisse machen eine 3-dimensionale Betrachtung der Region, insbesondere des Schwarmbeben-Gebietes Vogtland/NW-Böhmen, notwendig. Für die in der vorliegenden Arbeit geplanten Modellierungen hinsichtlich der Generierung von Schwarmerdbeben sind die das Hauptepizentralgebiet charakterisierenden Strukturen, wie das Eger-Becken, der Fichtelgebirgsgranit, die Granite von Eibenstock & Karlovy Vary sowie die Mariánské Lázně-Störungszone relevant.

Kapitel 3

Geophysikalischer Kenntnisstand

Aufgrund des in Kapitel 5.2 diskutierten Äquivalenzprinzips der Potentialmethoden ist bei der 3-dimensionalen gravimetrischen Modellierung die Einbeziehung von Randbedingungen erforderlich, um die unendliche Anzahl von Lösungen zur Erklärung ein und desselben Schwereeffekts deutlich einzuschränken. Hierzu ist es notwendig die Struktur des Untergrundes und die Dichteverteilung mittels vorhandener geowissenschaftlicher Informationen schon im Vorfeld der 3-dimensionalen gravimetrischen Modellierung als Startmodell festzulegen. In der vorliegenden Arbeit wird auf reflexions- und refraktionsseismische Untersuchungen zurückgegriffen, die in den letzten Jahrzehnten im Bereich des Untersuchungsgebietes erfolgten. Vorgestellt werden die wichtigsten seismischen Erkundungen, sowie weitere im Rahmen dieser Projekte durchgeführte geophysikalische Untersuchungen. Dabei wird besonders auf die individuelle Bedeutung der Randbedingungen für die gravimetrische Modellierung eingegangen. Im nördlichen Teil des in der vorliegenden Arbeit betrachteten Gebietes wurden von [CHOI \(2001\)](#) Dichtemodellierungen bezüglich der Herkunft der sächsischen Granulite vorgenommen. Diese Arbeit stellt vor allem für die Festlegung der Dichten von Modellkörpern in diesem Bereich sowie deren Mächtigkeiten eine wichtige Referenz dar.

3.1 Seismische Profile

Profil DEKORP3/MVE-90 (EAST)

Der Ostteil des reflexionsseismischen Profils DEKORP3/MVE-90 verläuft parallel zur südlichen Grenze des Saxothuringikums (Abbildung 3.1). Es werden die Münchberger Gneismasse, die Vogtländische Synklinalzone und das Erzgebirge überquert. Neben der Auswertung der seismischen Daten wurde das Schwerefeld im Bereich des Erzgebirges und NW-Böhmens betrachtet, sowie speziell für diese Region Geschwindigkeits-Dichte-Relationen abgeleitet. Die folgenden Ausführungen orientieren sich an der Veröffentlichung von [BEHR et al. \(1994\)](#).

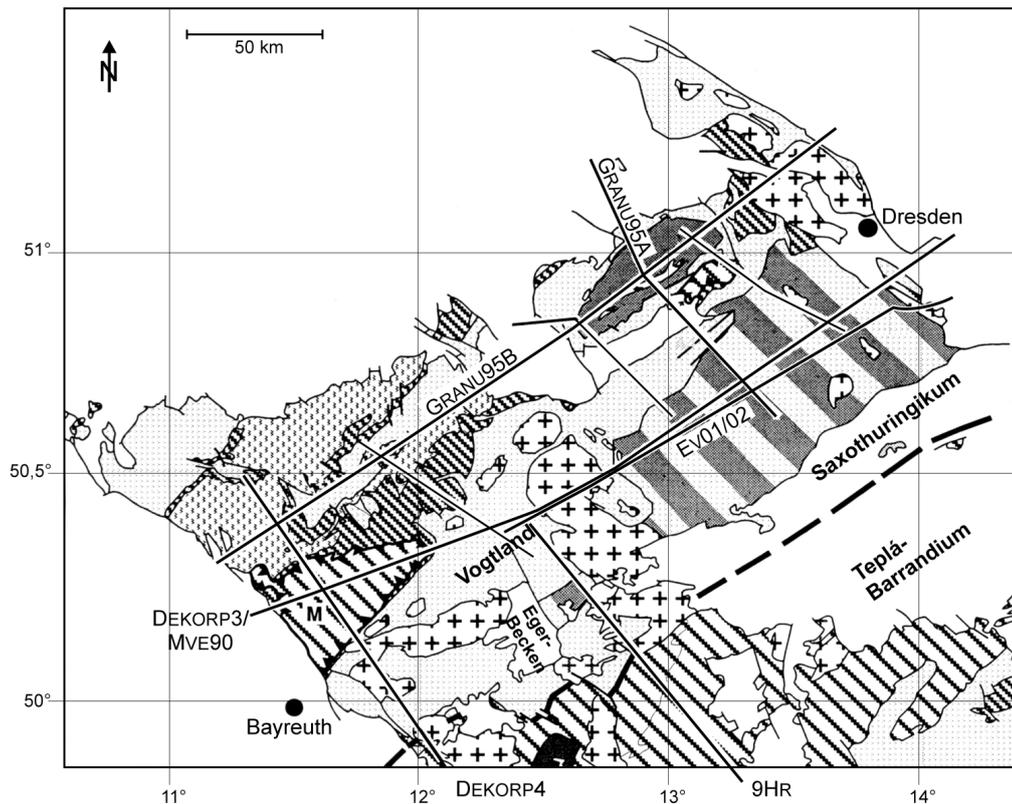


Abbildung 3.1: Lage der seismischen Profile DEKORP3/MVE-90, DEKORP4 und EV01/02 nach [DÜRBAUM et al. \(1999\)](#).

Die Interpretation der entlang des Profils DEKORP3/MVE-90 (EAST) aufgenommenen seismischen Daten liefert ein 4-Schichten Modell für die Kruste im Untersuchungsgebiet. Abgesehen von der Münchberger Gneismasse zeigt die obere Kruste (0 bis 8 km Tiefe) nur sehr wenige Reflektoren. In der mittleren Kruste (8 bis 18 km Tiefe) sind flache, linsenartige Strukturen sichtbar. Es schließt sich eine Zone mit schwach reflektierenden, nach SW einfallenden Reflektoren an. Der Tiefenbereich zwischen 24 km und der Moho (untere Kruste) wird durch starke horizontale, teils flach geneigte Reflektoren gekennzeichnet.

Abbildung 3.2 zeigt ein 2-dimensionales „macro velocity model“ entlang des seismischen Profils. Das Geschwindigkeitsmodell wurde unter Einbeziehung von Daten einzelner Schusspunkte, Informationen aus CMP (Common-Mid-Point)-Messungen sowie qualitativen Resultaten aus 2-dimensionalen gravimetrischen Modellierungen entwickelt. Das Modell weist einen Körper mit hoher v_p -Geschwindigkeit in 3 bis 6 km Tiefe aus, der sich unter der Münchberger Gneismasse befindet. Die Münchberger Gneismasse selbst zeigt sich im Seismogramm als stark reflektierende Beckenform. Dies stützt den Charakter einer Überschiebungsdecke, die beispielsweise von [BEHR et al. \(1984\)](#) postuliert wird. Relativ geringe Geschwindigkeiten in der oberen

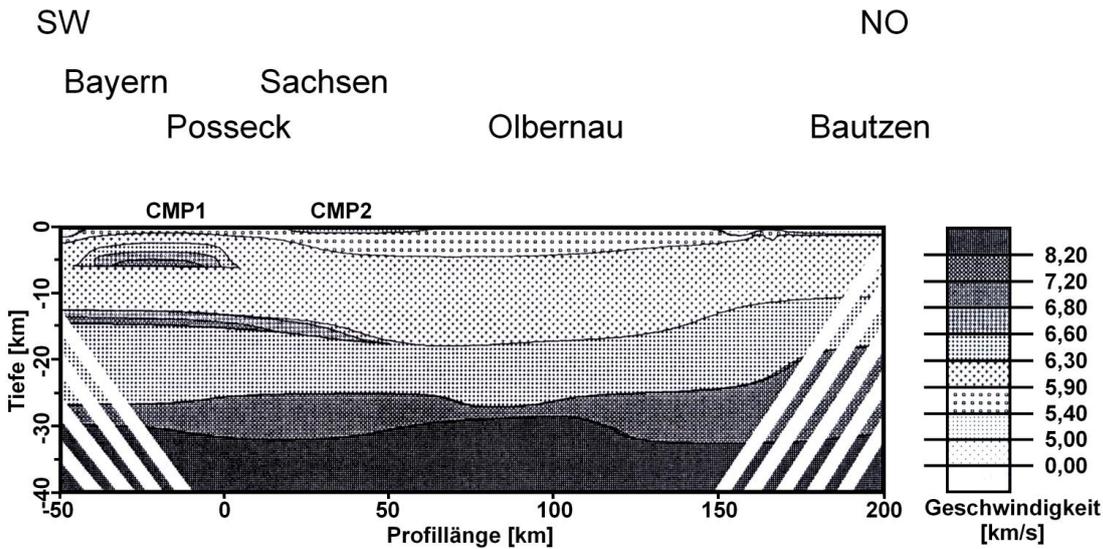


Abbildung 3.2: Berechnetes Geschwindigkeits-Tiefen-Modell entlang des seismischen Profils DEKORP3/MVE-90 unter Berücksichtigung der beobachteten Bouguer-Schwere nach [BEHR et al. \(1994\)](#). Die einzelnen Schichten werden durch verschiedene Signaturen gekennzeichnet, die allerdings keine einheitlichen Geschwindigkeiten enthalten, sondern Geschwindigkeitsgradienten. In den weiß gestreiften Bereichen liegen keine Ergebnisse vor, da diese nicht vom Strahlengang durchdrungen wurden.

Kruste kennzeichnen die Region des Granites von Eibenstock. Die Mächtigkeit der Granite konnte nicht genau festgestellt werden, da der Dichtekontrast zu den umgebenden Gneisen mit 100 bis 150 kg/m^3 zu gering ist. Die Krustenmächtigkeit entlang des seismischen Profils beträgt durchschnittlich $31,0$ bis $31,5 \text{ km}$. Eine leichte Moho-Depression auf 32 km Tiefe wurde unter dem Eibenstocker Granit beobachtet. Weiter östlich liegt die Moho in ca. 28 km Tiefe, wobei diese Aufwölbung durch die vorhandenen Daten nicht explizit belegt werden kann.

In Tabelle [3.1](#) sind Dichtemodelle der Profile EV01/02 und DEKORP3/MVE-90 enthalten sowie die aus dem Geschwindigkeitsmodell in [Abbildung 3.2](#) berechneten Dichten. Die dabei verwendete Geschwindigkeits-Dichte-Relation (v_p - ρ -Relation) für magmatische und metamorphe Gesteine

$$\rho = \frac{v_p + 3559}{3,459} \quad (3.1)$$

geht auf [CONRAD & KOPF \(1986\)](#) und [CONRAD et al. \(1994\)](#) zurück. Die Dichte ρ von parametamorphen Gesteinen der Amphibolitfazies wurde mittels der Beziehung

$$\rho = \frac{v_p + 7763}{4,901} \quad (3.2)$$

Tabelle 3.1: Dichtemodelle entlang der seismischen Profile Ev01/02 und DEKORP3/MVE-90. Die vierte Spalte enthält die aus dem v_p -Modell in Abbildung 3.2 berechneten Dichten (nach BEHR et al. (1994)).

Tiefe [km]	Ev01/02 ρ [kg/m ³]	DEKORP3/MVE-90 ρ [kg/m ³]	v_p -Modell ρ [kg/m ³]	Gesteinsart
8	2620/2680	2620/2680	2660	Granite
15	2720	2720	2780	Paragneise, Granodiorite, Migmatite
25	2840	2840	2880	Amphibolite, Gneise
30	3000/3100	3000	3050	Metabasite, mafische Granulite
35	3250	3250	3400	Iherzolite, Peridotite

aus den seismischen Geschwindigkeiten v_p berechnet. Eine genauere Betrachtung der Dichtekarakteristik im Untersuchungsgebiet erfolgt in Kapitel 3.2.

Die einzelnen Dichtemodelle in Tabelle 3.1 zeigen innerhalb der aus vier Schichten aufgebauten Kruste eine gute Übereinstimmung. Lediglich der Dichtewert für den oberen Mantel, der aus dem entwickelten Geschwindigkeitsmodell bestimmt wurde, liegt deutlich über den direkt aus den seismischen Daten ermittelten Werten.

Auf einem weiteren Profil ca. 55 km südlich des Profils DEKORP3/MVE-90 wurden im Hinblick auf eine mögliche Fortsetzung des Erbdorf-Körpers in östlicher Richtung sowie zur Untersuchung der Westböhmischescher Zone seismische Messungen durchgeführt. Das Profil zeigt unter dem Eger-Graben Störungen im Verlauf der Kruste-Mantel-Grenze über ein Tiefenintervall von 2 bis 3 km. Generell konnte ein Einfallen der Moho nach Süden von 28 bis 29 km Tiefe nördlich von Cheb auf 31 bis 32 km bei Karlovy Vary bestimmt werden. Hinweise auf den Erbdorf-Körper wurden nicht gefunden. Im Bereich von Karlovy Vary wurde im oberen Teil der Erdkruste sehr dichtes Material mit hohen seismischen Geschwindigkeiten detektiert. Die obere Begrenzungsfläche dieses so genannten Karlovy Vary-Körpers (Metabasite von Mariánské Lázně) befindet sich in 4 bis 6 km Tiefe und fällt in südöstliche Richtung ein. Der Dichtekontrast dieses Körpers zum umgebenden Material beträgt 250 kg/m³.

Die Ergebnisse der gravimetrischen Untersuchungen von BEHR et al. (1994) entlang des reflexionsseismischen Profils DEKORP3/MVE-90 (EAST) zeigen, dass die Kruste hauptsächlich aus Sillimanit-Paragneisen mit einer durchschnittlichen Dichte

von 2720 kg/m^3 aufgebaut ist. Aufgrund der beobachteten Bouguer-Schwere muss die durchschnittliche Dichte der unteren Kruste im Bereich von 2900 kg/m^3 liegen, was Pyroxengranuliten bzw. Amphiboliten entsprechen könnte. Das Volumen der Granite von Eibenstock und Karlovy Vary sowie im Bereich des Erzgebirges wird auf 30 000 bis $54\,000 \text{ km}^3$ bei einem Dichtekontrast von 150 kg/m^3 zur Umgebung geschätzt (BEHR et al., 1994).

Profil 9HR

Wichtige Informationen über die Struktur der Kruste und des oberen Mantels liefert das in den Jahren 1991 bis 1993 aufgenommene tschechische seismische Profil 9HR. Neben der seismischen Erkundung wurden umfangreiche geophysikalische und geologische Untersuchungen in der Region Westböhmen durchgeführt, deren Ergebnisse in VRÁNA & ŠTĚDRÁ (1997) zusammengefasst sind. Abbildung 3.3 zeigt den Verlauf des Profils 9HR. Das 200 km lange Profil reicht von Klingenthal in Deutschland bis nach Prachatice in Tschechien. Dabei werden die Saxothuringische Zone, das Teplá-Barrandium und das Moldanubikum überquert. Die wichtigsten Ergebnisse des seismischen Profils 9HR nach VRÁNA et al. (1997) sind:

- Im NW des Profils deuten die Reflexionsstrukturen im Seismogramm auf eine delaminierte untere und mittlere Kruste im Bereich des Saxothuringikums hin.
- Die genaue Lage des Mariánské Lázně-Komplexes sowie dessen Fortsetzung unter das Teplá-Barrandium Richtung SO konnte bestimmt werden.
- Innerhalb des Teplá-Barrandiums zeigen sich nach SO einfallende Reflexionshorizonte über die gesamte vertikale Ausdehnung der Kruste.
- Die antiklinale Struktur des südlichen Bereiches des Teplá-Barrandiums sowie dessen Fortsetzung unter das Moldanubikum scheinen sich zu bestätigen.
- Die reflexionsseismischen Eigenschaften im Bereich des Moldanubikums unterscheiden sich deutlich von den im restlichen Profil beobachteten und sind charakteristisch für eine aus Hochtemperaturgneisen und Migmatiten bestehende Kruste.
- Zum ersten Mal konnten Informationen über eine mögliche Lage von Basalt-Intrusionen im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze als eine tiefe Erscheinungsform der vulkanischen Aktivitäten während des Tertiärs gewonnen werden.

Die geologische Interpretation des seismischen Profils 9HR unter Einbeziehung der gravimetrischen und magnetischen Untersuchungen sowie geologischer Informationen wurde von TOMĚK et al. (1997) vorgenommen. Das Ergebnis ist in Abbildung 3.4 dargestellt. Die folgenden Ausführungen basieren, wenn nicht anders angegeben, auf TOMĚK et al. (1997).

Im nördlichen Bereich des Profils ist ein System von horizontalen Reflexionen in einer Tiefe von ca. 10 km sichtbar. Dies kann als Hauptüberschiebung des Variszischen Orogens in Westböhmen betrachtet werden. Oberhalb dieser Störung liegen die allochthonen Einheiten der Saxothuringischen Zone sowie die Gesteine des Mariánské Lázně-Komplexes. Die Interpretation der intensiv deformierten Kruste mit einer Mächtigkeit von 15 bis 20 km unter den allochthonen Gesteinen gestaltet sich schwierig. Hier wurde dieser Komplex als zu Avalonia gehörendes „Europäisches Autochton“ bezeichnet. Der Grund für diese Interpretation ist eine ausgedehnte positive Anomalie in der gravimetrischen Karte, die beispielsweise von [GROSSE et al. \(1992\)](#) beschrieben wird. Diese Anomalie reicht von Nordböhmen bis ca. 50 km südlich von Berlin und wird möglicherweise von einem einzigen geologischen Körper hervorgerufen. Betrachtet man die variszischen Gebirgszusammenhänge in Mitteleuropa ([Abbildung 2.1](#)), so zeigt sich, dass sich südlich von Berlin die Nördliche Phyllitzone befindet und sich im Süden die Einheiten der Mitteldeutschen Kristallinschwelle

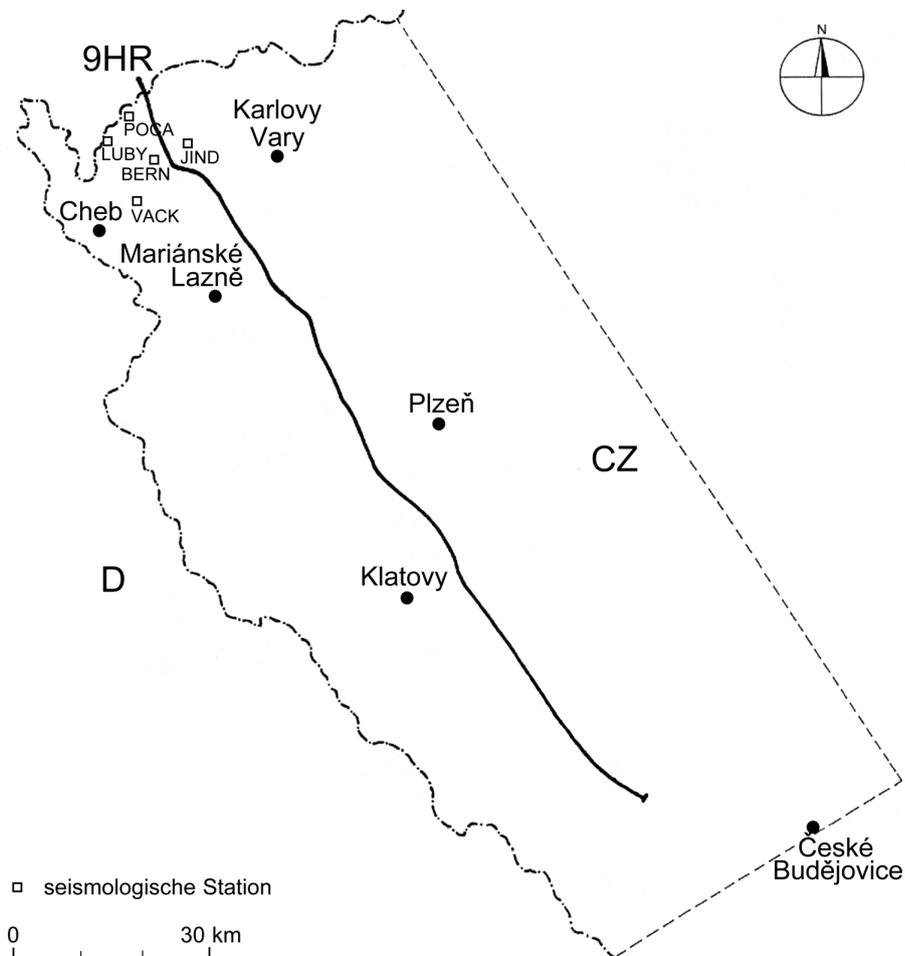


Abbildung 3.3: Lage des seismischen Profils 9HR nach [VRÁNA & ŠTĚDRÁ \(1997\)](#).

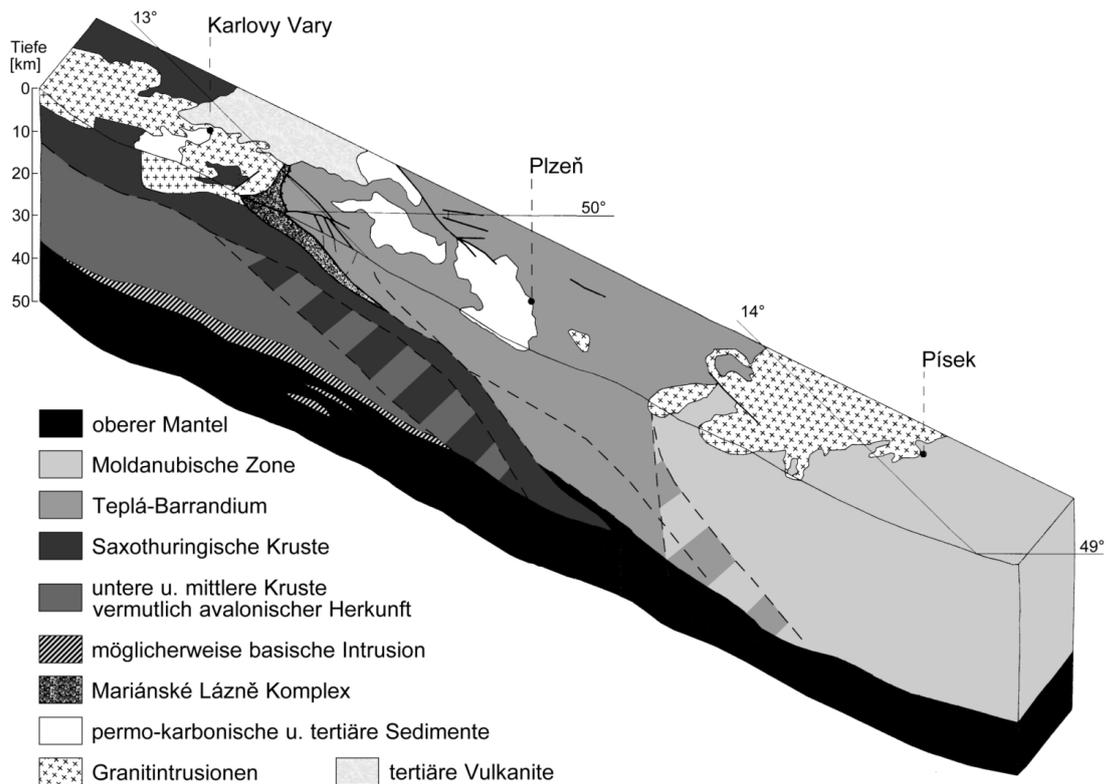


Abbildung 3.4: Geologisches Modell der Erdkruste und des oberen Mantels entlang des seismischen Profils 9HR nach VRÁNA & ŠTĚDRÁ (1997). Das Modell beruht auf der Interpretation der seismischen Daten unter Einbeziehung weiterer geophysikalischer sowie geologischer Informationen.

anschließen. Für diese Interpretation würde die Transportentfernung der oberen Decken von der Grenze des Teplá-Barrandiums bis zum Gebiet des nördlichen Harzes fast 300 km betragen. Dieser Wert entspricht dem aus einer palinspastischen Rekonstruktion von ZIEGLER (1990) ermittelten Krustenverkürzung sowie der von FISCHER (2001) modellierten Kompression zur variszischen Orogenese. Eine starke tektonische Beanspruchung wird durch eine Reihe von nach Süden einfallenden Reflektoren dokumentiert, die als Krustenstapelung resultierend aus der rhenohertzynischen Kollision interpretiert werden.

Die Metabasite des Mariánské Lázně-Komplexes werden durch eine Reihe starker Reflektoren, die bis in 5 km Tiefe reichen, gekennzeichnet. Darunter befinden sich weitere starke Reflektoren. Diese nach SO unter das Teplá-Barrandium abtauchenden Metabasite konnten über eine Entfernung von 30 km beobachtet werden. Zwischen dem Mariánské Lázně-Komplex und den kristallinen Einheiten des Saxothuringikums befindet sich der Karlovy Vary-Pluton. Aus den seismischen Daten lässt sich eine Mächtigkeit von ca. 10 km ableiten. Reflexionen aus der Kruste unterhalb des Granites

deuten darauf hin, dass der Pluton nicht diapirisch entstanden ist.

Das Teplá-Barrandium ähnelt in seiner seismischen Struktur einem Akkretionskeil, wobei sämtliche nach SO einfallenden Reflexionen als Überschiebungen angesehen werden können. Zwischen Teplá-Barrandium und Moldanubikum wird eine steil einfallende, antithetische Verwerfung beobachtet. Diese reicht von der Oberfläche bis zur Kruste-Mantel-Grenze und fächert im unteren Teil auf. Die Moldanubische Zone zeigt ein deutlich anderes seismisches Verhalten als das Teplá-Barrandium. In der oberen Kruste wurden nach NW einfallende Reflektoren beobachtet. In ca. 12 km Tiefe treten horizontale Reflektoren auf, während die untere Kruste nach SO einfallende Reflektoren aufweist.

Im nördlichen Teil des seismischen Profils sind im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze Strukturen zu beobachten, die als basaltische Intrusionen interpretiert werden. Dieses Magmensystem ist laut Seismogramm ca. 3 km mächtig und befindet sich direkt unter dem im Tertiär aktiven Vulkangebiet Böhmens. Untersuchungen in Regionen mit jungem basaltischen Vulkanismus zeigen, dass sich die durch Schmelzprozesse in der Lithosphäre entstandenen Magmen an rheologischen Grenzen besonders an der Kruste-Mantel-Grenze sammeln (PARSONS *et al.*, 1992; SINGH & MCKENZIE, 1993).

Die im Rahmen des seismischen Projekts 9HR vorgenommene quantitative Interpretation gravimetrischer Daten im Bereich des Profils (in Abbildung 3.3 durch gestrichelte Linie und tschechisch-deutsche Grenze umschlossene Fläche) liefert Informationen über die Mächtigkeiten einzelner oberflächennaher Körper. Tabelle 3.2 beinhaltet die Ergebnisse dieser Interpretation für Körper, die sich im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit befinden. Die Betrachtungen beruhen auf unveröffentlichten Berichten (ŠRÁMEK *et al.*, 1997).

Tabelle 3.2: Tiefenverteilung ausgewählter geologischer Körper im Bereich des tschechischen seismischen Profils 9HR nach ŠRÁMEK *et al.* (1997).

Geologischer Körper	Tiefe obere Begrenzung	Tiefe untere Begrenzung
Eger-(Cheb)-Becken	0 km	0,05 – 0,35 km
Granit Karlovy Vary	0 km	10 – 15 km
Fichtelgebirgsgranit	0 km	6 – 8 km
Metabasite Mariánské Lázně		
westlicher Teil	0 km	2 – 3 km
östlicher Teil	1 – 2 km	5 – 8 km
Borgranit (südlicher Teil)	0 km	6 – 8 km
Granit Kladruby	0 km	2 – 4 km
Plzeň-Becken	0 km	0,8 – 1 km
Zentral-Böhmischer Pluton	0 km	3 – 5 km

Profile Ev01 und Ev02

Die Bedeutung der bereits in den Jahren 1978 bis 1980 aufgenommenen seismischen Profile EV01 und EV02 kommt nicht allein der seismischen Interpretation zu, sondern liegt vielmehr in der komplex-geophysikalischen Interpretation (CONRAD et al., 1994). Die Lage der Profile ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Sie queren die Vogtländische Synklinalzone, die Erzgebirgische Antiklinale und die Lausitzer Scholle. Für die vorliegende Arbeit wurden Ergebnisse von Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen (v_p - ρ -Relationen) herangezogen, die in Kapitel 3.2 erläutert werden. Die sich hier anschließenden Ausführungen folgen CONRAD et al. (1994).

Mittels der refraktionsseismischen Messungen entlang EV01 und EV02 konnte ein Geschwindigkeits-Dichte-Profil für dieses Gebiet berechnet werden (Tabelle 3.3). Die angegebenen Werte variieren an den verschiedenen Messpunkten entlang des seismischen Profils nur leicht. Im Tiefenbereich von 18 bis 20 km und unterhalb von 28 km sind die ermittelten Werte im Wesentlichen konstant. Daraus kann geschlossen werden, dass sich in diesem Bereich durchgängige Diskontinuitätsflächen befinden. Obwohl die Moho in den Seismogrammen der Profile nur schwer zu verfolgen ist, scheint sie durch mehrere Störungen unterbrochen zu sein.

Für gravimetrische Modellierungen ist das in Tabelle 3.3 vorgestellte Geschwindigkeits-Dichte-Profil zu allgemein. Deshalb wurden die in der Erdkruste vorkommenden einzelnen Gesteinsarten zu Dichteblocken verwandter Gesteine zusammen gefasst (Tabelle 3.4). In tieferen Krustenbereichen erfolgte keine petrografisch Ansprache. Hier wurde von einer Zunahme der basischen Anteile im Gestein mit der Tiefe ausgegangen, wobei die erforderlichen Anteile an basischen Komponenten direkt in Dichtewerte umgerechnet wurden. Bei der Festlegung der Anteile und der Berechnung der

Tabelle 3.3: Aus refraktionsseismischen Untersuchungen berechnetes Geschwindigkeits-Profil für EV01 und EV02. Die angegebenen Dichten wurden mittels statistischer v_p - ρ -Beziehungen berechnet (CONRAD et al., 1994), die in Kapitel 3.2 näher erläutert werden.

Tiefe in km	Geschwindigkeit v_p in km/s	Dichte ρ in kg/m ³
bis 1	5,0	2600
1 – 4	6,0	2760
4 – 6	5,6	2650
6 – 18	6,0	2800
18 – 20	7,0	3050
20 – 28	6,5	2900
> 28	8,0	3350

Tabelle 3.4: Dichten von zu Blöcken zusammen gefasster verwandter Gesteinsarten im Bereich der seismischen Profile EV01 und EV02 nach [CONRAD et al. \(1994\)](#).

Gesteinsblock	Dichte ρ in kg/m^3
Granit	2620
verdeckte Granitoide/saure Anatexite	2640
Phyllite	2740
Gneis, überwiegend Paragneis	2720
Gneis, überwiegend Orthogneis	2640 – 2680
Granodiorit (z.T. mit Gneisanteilen)	2720
Magmatit/Metamorphit mit 20% Metabasitanteil	2780
mit 40% Metabasitanteil	2840
mit 60% Metabasitanteil	2900
Metabasite	3100
Pyroxengranulite und Ultrabasite	3250

Dichten wurde das Geschwindigkeits-Dichte-Profil (Tabelle 3.3) berücksichtigt. Diese Art der Berechnung stellt eine gute Möglichkeit dar, Dichtewerte in nicht zugänglichen Tiefen zu ermitteln.

Profil DEKORP4 und KTB

Im Rahmen des **Kontinentalen Tiefbohrprogramms** der **Bundesrepublik Deutschland** (KTB) wurden in der Oberpfalz zwei Bohrungen in das kristalline Grundgebirge des moldanubischen Teils der Varisziden niedergebracht. Die Vorbohrung besitzt eine Tiefe von 4000 m. In der Hauptbohrung konnten 9101 m Tiefe erreicht werden. Beide Bohrlokationen befindet sich im Bereich der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV), südlich der Suture zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum. Es wurden im oberen Bereich Wechsellagerungen von verschiedenen Paragneisen und im unteren Bereich Metabasite erbohrt, die ausschließlich zur ZEV gehören ([O'BRIEN et al., 1997](#)). Die ZEV wird, genau wie der Mariánské Lázně-Komplex, mit der Suture zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum in Verbindung gebracht. Die Entstehung beruht auf Subduktion und Exhumierung von frühpaläozoischer, ozeanischer Kruste, welche danach in die variszische Kollision einbezogen wurde.

Das seismische Profil DEKORP4 (zur Lage siehe Abbildung 3.1) sowie seismische Untersuchungen im direkten Umfeld der KTB zeigen nach SO einfallende Reflektoren und bestätigen die Überschiebung von moldanubischer Kruste auf saxothuringische

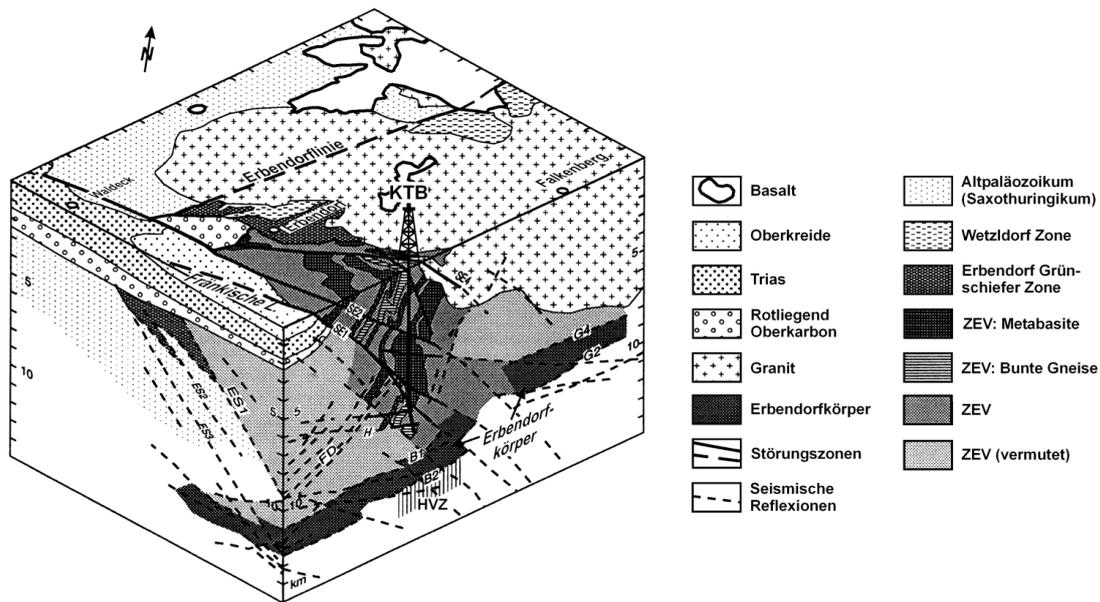


Abbildung 3.5: Geologie und wichtigste seismische Reflektoren im Bereich der KTB nach HARJES et al. (1997).

Kruste (BORTFELD et al., 1988). Vor allem die moldanubische Region weist eine große Anzahl südöstlich einfallender Reflexionen auf und lässt sich somit gut vom Saxothuringikum im Norden differenzieren.

Das in Abbildung 3.5 dargestellte Blockdiagramm basiert auf Korrelationen von seismischen Untersuchungen (HARJES et al., 1997; ZILLMER et al., 2002) mit der Geologie an der Oberfläche und Informationen aus den Bohrungen. Bei den dominierenden seismischen Reflektoren S1 und S2 handelt es sich um Störungen der an der Oberfläche 4 km westlich der Bohrung verlaufenden Fränkischen Linie. Die KTB trifft dieses Störungssystem in 6850 m und 7260 m Tiefe. Daraus folgt, dass die Fränkische Linie aus einem breiten Band von individuellen Verwerfungsflächen besteht (EMMERMANN & LAUTERJUNG, 1997). Die seismischen Daten des Profils KTB 8502 zeigen, dass die Fränkische Linie bis in mindestens 10 km Tiefe reicht, vermutlich noch tiefer (HIRSCHMANN, 1996; SIMON et al., 1996). Subhorizontale Reflektoren B1, B2, G3 und G4 in 8,5 bis 12 km Tiefe markieren eine Zone hoher seismischer Geschwindigkeit, die als Erbendorf-Körper bezeichnet wird. Dieser kann möglicherweise mit horizontalen Reflexionen nordöstlich des Untersuchungsgebietes korreliert werden. An Reflexionen von Störungszonen der Fränkischen Linie ist eine Unterbrechung sowie ein vertikaler Versatz des Erbendorf-Körpers zu beobachten (HARJES et al., 1997).

Profil GRANU95

Im Rahmen des refraktionsseismischen Experiments GRANU95 wurden zwei sich kreuzende Profile vermessen, deren Lage in Abbildung 3.6 dargestellt ist. Das Ziel des Projektes war die Erstellung einer Geschwindigkeits-Tiefen-Struktur unterhalb des östlichen Saxothuringikums. Die Untersuchungen wurden von ENDERLE (1998) durchgeführt, wobei besonderer Wert auf die Tiefenstruktur unterhalb des sächsischen Granulitgebirges gelegt wurde, um zur Klärung der Platznahme der Granulite beizutragen. Die folgenden Ausführungen basieren auf Untersuchungen von ENDERLE (1998) und beschreiben wichtige Ergebnisse, die die gesamte Krustenstruktur im Hinblick auf die Entwicklung des gravimetrischen Startmodells betreffen.

Das Ergebnis der refraktionsseismischen Untersuchungen entlang der Profile GRANU95A (SO von Leipzig bis Olbernaue) und GRANU95B (Bamberg bis Großenhain) gibt Abbildung 3.7 in perspektivischer Darstellung wieder. Das 2-dimensionale Geschwindigkeitsmodell wurde in 4 Schichten unterteilt. Das kristalline Grundgebirge mit Geschwindigkeiten um 6,0 km/s wird generell in geringer Tiefe (< 2 km) angetroffen. Eine Ausnahme bildet das Grundgebirge westlich der Fränkischen Linie, das erst in größerer Tiefe (3 bis 5 km) detektiert wurde. Das Permo-Karbon-Becken südwestlich des Granulitgebirges und die Sedimente westlich der Fränkischen Linie treten als Zonen niedriger Geschwindigkeiten (4,8 bis 5,1 km/s) hervor und zeigen Mächtig-

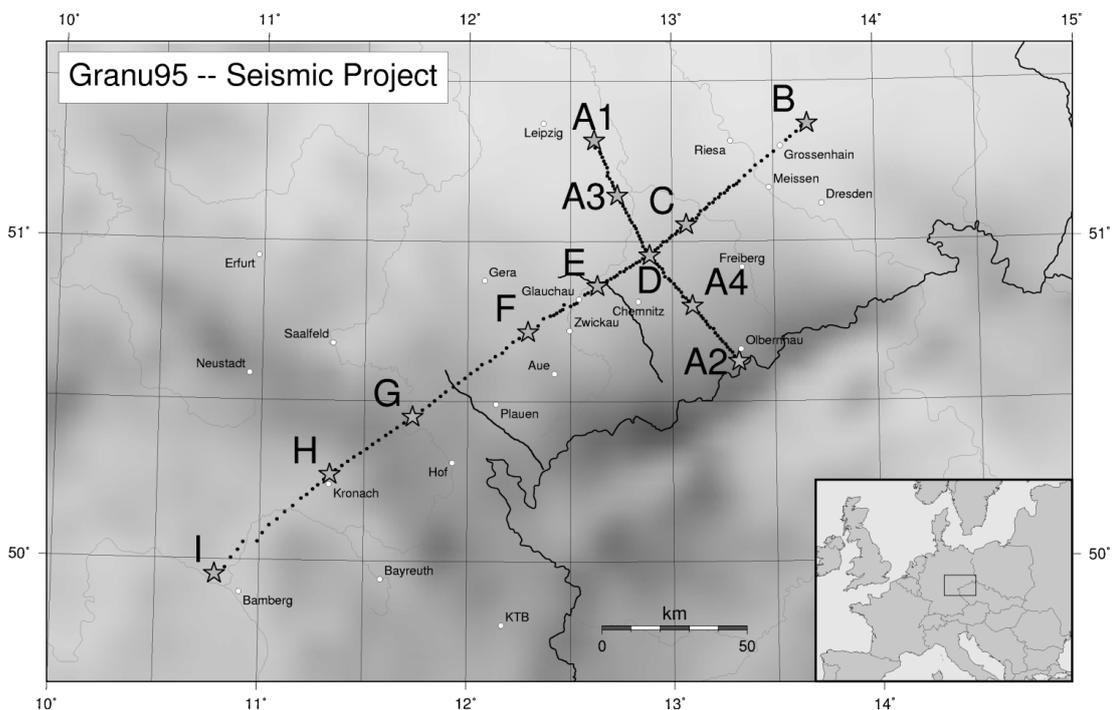


Abbildung 3.6: Lage der im Rahmen des Projektes GRANU95 aufgenommenen refraktionsseismischen Profile nach ENDERLE (1998).

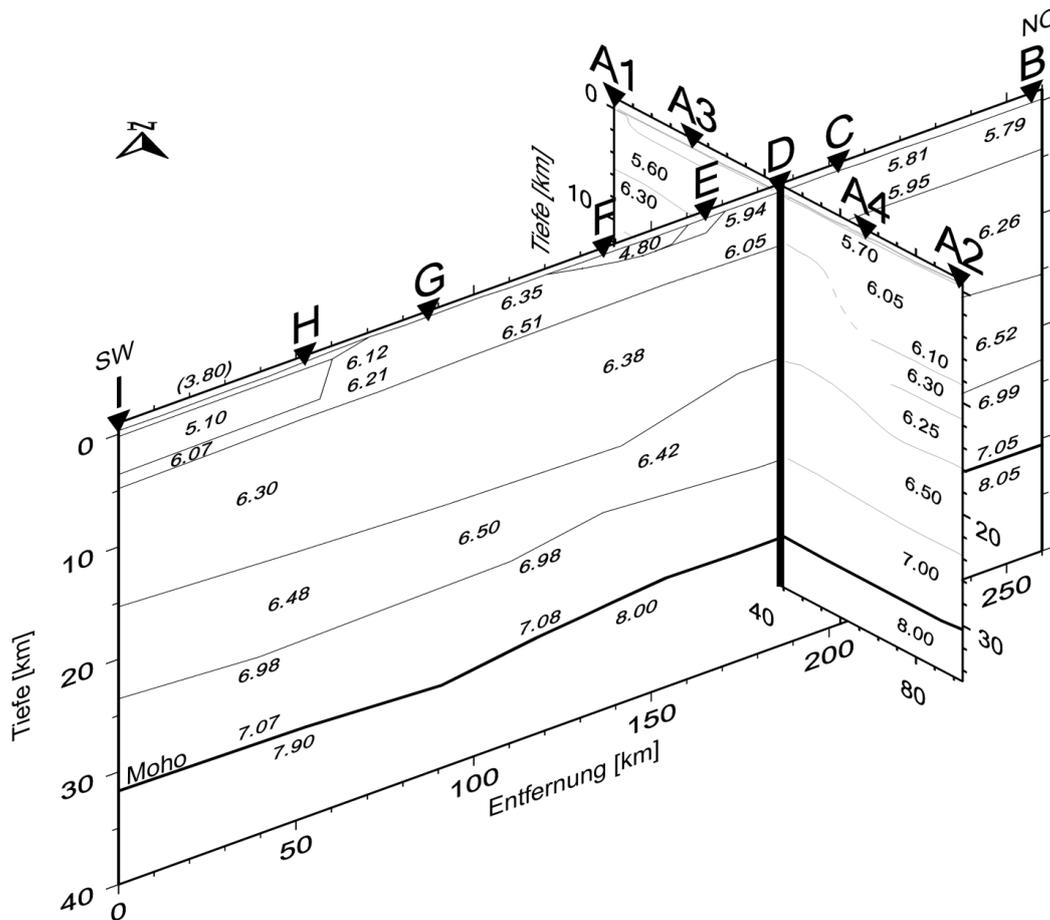


Abbildung 3.7: Perspektivische Darstellung der P-Wellenmodelle entlang der Profile GRANU95A und GRANU95B nach [ENDERLE \(1998\)](#).

keiten bis zu 5 km. Unterhalb einer in ca. 5 km Tiefe liegenden Zone erhöhter Geschwindigkeit schließt sich eine Schicht mit Geschwindigkeiten von 6,2 bis 6,4 km/s an. Diese verläuft senkrecht zum variszischen Streichen in NW-SO-Richtung in einer Tiefe von 11 bis 16 km und fällt nach SO ein. Eine Zone erhöhter Geschwindigkeit (7,0 km/s) konnte auch in der Unterkruste zwischen 22 und 24 km Tiefe nachgewiesen werden. Sie wird möglicherweise durch Einlagerungen von mafischen Granuliten hervorgerufen. Die Moho wurde in durchschnittlich 30 bis 32 km Tiefe beobachtet und zeigt keine signifikante Aufwölbung. Die für den oberen Erdmantel angegebenen Geschwindigkeiten von 7,9 bis 8,0 km/s sind allerdings mit Unsicherheiten behaftet, da keine klaren Reflexionen aus dieser Tiefe beobachtet werden konnten ([ENDERLE, 1998](#)).

3.2 Dichtecharakteristik im Untersuchungsgebiet

Die Grundlage gravimetrischer Modellierungen ist eine, von der geologischen Struktur des Untergrundes abhängige, Vorstellung der Massen-(Dichte)-Verteilung. Bei den in diesem Kapitel aufgeführten Dichteangaben handelt es sich ausschließlich um Werte aus der Literatur. Es wird angestrebt die im Rahmen der vorliegenden Arbeit geplanten komplex-geophysikalischen Untersuchungen der Schwarmerdbeben-Region Vogtland/NW-Böhmen auf eine möglichst breite Basis zu stellen, wobei die in verschiedenen Teilen des Untersuchungsgebietes durchgeführten seismischen und gravimetrischen Untersuchungen eine sehr gute Grundlage bilden. Für den oberflächennahen Bereich können im Labor, durch direkte Untersuchung der Gesteinsproben, bestimmte Dichten verwendet werden. Tabelle 3.5 enthält Dichteangaben zu Oberflächengesteinen des Untersuchungsgebietes, die aus verschiedenen Veröffentlichungen zusammen gestellt wurden. Den angeführten Dichten liegt eine durchschnittliche, für oberflächennahe Schichten geltende Porosität von 1,5% zugrunde. In tieferen Schichten wird die Porosität deutlich geringer, wobei die Dichten der Gesteine um 10 bis 20 kg/m³ steigen (ŠRÁMEK et al., 1997).

Tabelle 3.5: Im Labor bestimmte Dichten von im Untersuchungsgebiet vorkommenden Oberflächengesteinen (verschiedene Autoren).

Gestein	Dichte ρ in kg/m ³	Literaturquelle
Granulit	2680	KOPF (1980)
Phyllit	2750	KOPF (1980)
Schiefer (Saxothuringikum)	2700	BÜCKER (1986)
Granit (Falkenberg)	2620	BÜCKER (1986)
Granit (Bor)	2580	CHLUPÁČOVÁ (1993)
Granit (Fichtelgebirge)	2560	KOPF (1966)
Granit (Eibenstock-Karlovy Vary)	2620	KOPF (1966)
ZEV: Gneis	2720	BÜCKER (1986)
Amphibolit	2960	
Blockdichte	2800	
Moldanubischer Gneis (südlich Erbdorf)	2730	BÜCKER (1986)
Permo-mesozoische Sedimente (Sandstein)	2340	BÜCKER (1986)
Amphibolit (Mariánské Lázně-Komplex)	2950	UHMANN (1989)
Rotliegend	2480	BÜCKER (1986)

Die physikalischen Eigenschaften der Gesteine variieren in Abhängigkeit von ihrer Zusammensetzung sowie der Tiefenlage, wobei Druck und Temperatur hier die entscheidenden Parameter sind. Die Änderung dieser Parameter äußert sich bei allen Gesteinen durch eine geringe aber messbare Veränderung der Dichte. Der daraus resultierende vertikale Tiefengradient der Dichte muss beim Dichteansatz für die Gesteine der tieferen Kruste berücksichtigt werden. Tabelle 3.6 zeigt die Tiefenabhängigkeit der Dichte ausgewählter Gesteinsarten des Untersuchungsgebietes für verschiedene Drücke und Temperaturen. Ein Vergleich der in Tabelle 3.6 dargestellten Dichteangaben einzelner Gesteinsarten für verschiedene Tiefenlagen bestätigt die von CONRAD et al. (1994) postulierten sehr geringen Tiefenvariationen der Dichte innerhalb der Erdkruste.

Wesentliche Informationen über Dichteverteilungen in der Erdkruste des Modellierungsgebietes liefern die in Kapitel 3.1 vorgestellten reflexions- und refraktionsseismischen Profile. Dabei wird durch petrophysikalische Auswertung der seismisch bestimmten Geschwindigkeitsverteilungen auf die Dichte geschlossen. Zur Bestim-

Tabelle 3.6: Dichten ausgewählter Gesteinsarten des Modellierungsgebietes in Abhängigkeit der Tiefenlage der Gesteine nach BORMANN (1986).

Gesteinsart	ρ [kg/m ³]	ρ [kg/m ³]	ρ [kg/m ³]	ρ [kg/m ³]
		z=5 km P=120 MPa T=90 °C	z=20 km P=530 MPa T=320 °C	z=30 km P=900 MPa T=410 °C
Granit	2620	2620	2640	2650
Granodiorit	2720	2720	2730	2740
Orthogneis	2720	2720	2730	2740
Paragneis	2720	2720	2730	2740
Diorit	2900	2900	2900	2900
Gabbro	3000	3000	3000	3000
Peridotit	3250	3250	3250	3250
Eklogit	3400	3400	3400	3400
Diabas	3000	3000	3000	3000
Granulit (hell)	2720	2720	2720	2730
Pyroxengranulit	2850	2850	2850	2860
Serpentinit (SP 100%)	2510	2510	2520	2530
Serpentinit (SP 90%)	2630	2630	2630	2640
Serpentinit (SP 50%)	2840	2840	2840	2840

mung der Relation zwischen der seismischen Geschwindigkeit und der Dichte (v_p - ρ -Beziehung) finden sich in der Literatur eine Reihe von empirischen Formeln. Dazu zählen v_p - ρ -Relationen beispielsweise von [NAFE & DRAKE \(1957\)](#), [WOLLARD \(1957\)](#), [LUDWIG et al. \(1970\)](#), [GEBRANDE \(1982\)](#) und [CHRISTENSEN & MOONEY \(1995\)](#), die in Arbeiten z.B. von [BÜTTGENBACH \(1990\)](#), [CHOI \(2001\)](#) und [EBBING \(2002\)](#) erläutert werden. Wichtige Faktoren, die die Geschwindigkeits-Dichte-Beziehung beeinflussen, sind beispielsweise Porosität und Flüssigkeitsgehalt sowie Druck und Temperatur. Eine statistische Untersuchung bekannter und häufig angewandter Korrelationsbeziehungen zwischen seismischer Geschwindigkeit und der Dichte wurde von [BÜTTGENBACH \(1990\)](#) vorgenommen, wobei speziell kristalline Gesteine bei unterschiedlichen Druck- und Temperaturbedingungen betrachtet wurden. Kenntnisse über die Änderung der physikalischen Eigenschaften der Gesteine mit der Tiefe lassen Rückschlüsse auf die mögliche stoffliche Zusammensetzung der Erdkruste zu. Neben der stofflichen Zusammensetzung wird der v_p - ρ -Gradient wesentlich vom Metamorphosegrad der Gesteine beeinflusst. [SOBOLEV & BABEYKO \(1994\)](#) entwickelten diesbezüglich synthetische Phasendiagramme für magmatische Gesteine unter Einbeziehung der Gesteinszusammensetzung und experimentell bestimmter elastischer Eigenschaften einzelner Kristalle.

Für den nördlichen Teil des in dieser Arbeit zu untersuchenden Gebietes entwickelten [CONRAD & KOPF \(1986\)](#) Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen. Eine umfangreiche Datenbasis erlaubte es, v_p - ρ -Relationen für verschiedene Gesteinskomplexe abzuleiten. Neben der im Rahmen der Interpretation des reflexionsseismischen Profils DEKORP/MVE90 verwendeten Geschwindigkeits-Dichte-Relationen für Magmatite und Metamorphite (Gleichung 3.1) sowie für parametamorphe Gesteine der Amphibolitfazies (Gleichung 3.2) gelang es, Formeln für weitere Gesteinsarten festzulegen. Es handelt sich um eine v_p - ρ -Relation für Sedimente

$$\rho = \frac{v_p + 1780}{1,884} \quad (3.3)$$

sowie um die Beziehung

$$\rho = 2549,4 - 0,13894 v_p + 2,92 \cdot 10^{-5} v_p^2, \quad (3.4)$$

die für Sedimentgesteine und Parametamorphite gilt. Die Streuung der aus den Gleichungen 3.1 und 3.2 (Seite 15) sowie 3.3 und 3.4 resultierenden Dichten variiert zwischen $\pm 63 \text{ kg/m}^3$ und $\pm 112 \text{ kg/m}^3$, wobei auch die Bestimmung der Geschwindigkeit Fehlern unterliegt.

Im nördlichen Teil des in dieser Arbeit betrachteten Gebietes liegen für die Erdkruste Dichtewerte vor, die aus der 3-dimensionalen gravimetrischen Modellierung der Fichtelgebirge-Erzgebirge-Antiklinalzone von [CHOI \(2001\)](#) resultieren. Die in Tabelle 3.7 wiedergegebene Dichteverteilung mit der Tiefe folgt einem Profil durch das von [CHOI \(2001\)](#) entwickelte Untergrundmodell. Dieses Profil stellt die nordwestliche Grenze des Modellierungsgebietes der vorliegenden Arbeit dar und ist für den

gesamten nördlichen Teil repräsentativ. Neben den Dichten liefert die existierende Dichtemodellierung Informationen zur tektonischen und geodynamischen Situation im sächsischen Teil der Varisziden. Die Untersuchungsergebnisse zeigen, dass das Granulitgebirge als eine domartige Struktur aus Pyroxengranuliten anzusehen ist. Zur Herkunft der Granulite werden von [KRAWCZYK et al. \(2000\)](#) verschiedene Modelle diskutiert. [CHOI \(2001\)](#) konnte mittels gravimetrischer Modellierungen zeigen, dass der sich bis zum Erzgebirge fortsetzende Granulit-Komplex möglicherweise aus dem Teplá-Barrandium stammt.

Tabelle 3.7: Dichteverteilung im von [CHOI \(2001\)](#) entwickelten gravimetrischen Endmodell im Bereich des Erzgebirges.

Tiefe in km	Gebiet NW des Granulitgebirges	Granulitgebirge	Zwischengebirge	Erzgebirge
2	2720 kg/m ³ Phyllit	2720 kg/m ³	2500 kg/m ³ Rotliegend	2700 kg/m ³ Gneis
4	2760 kg/m ³ Phyllit (?)	Granulit/Granit	2700 kg/m ³ Gneis	2620 kg/m ³ Granit
6			2900 kg/m ³ Metabasit	
8	2800 kg/m ³ (?)	Pyroxengranulit	2720 kg/m ³ Gneis	
10			2840 kg/m ³ Pyroxengranulit	
12				2840 kg/m ³ Pyroxengranulit
14	2900 kg/m ³ bis 3000 kg/m ³ Metabasit	2740 kg/m ³ Granulit (?)	2840 kg/m ³ Pyroxengranulit	
16				2900 kg/m ³ bis 3000 kg/m ³ Metabasit
18			2900 kg/m ³ bis 3000 kg/m ³ Metabasit	

3.3 Erdbebenschwärme

3.3.1 Schwarmbeben in der Region Vogtland/NW-Böhmen

Das Vogtland und NW-Böhmen zeichnen sich seismo-tektonisch durch das periodische Auftreten von Schwarmbeben aus. Als Erdbebenschwarm wird eine Anzahl seismischer Ereignisse mit vergleichsweise kleinen Magnituden bezeichnet, deren Auftreten zeitlich begrenzt ist (NEUNHÖFER & TITTEL, 1981). Bebenschwärme werden durch kleine hypozentrale Volumina charakterisiert. Es existiert kein dominantes Beben (HEMMANN, 2002). Die Freisetzung der Energie erfolgt in Form kleiner, aber vieler einzelner Ereignisse.

Der erste dokumentierte Erdbebenschwarm ereignete sich im Jahr 1552. Es folgten weitere, intensive Schwärme in den Jahren 1626, 1711 und 1770/71 (GRÜNTHAL, 1989). Mit dem Bebenschwarm im Jahr 1824 begann die systematische Katalogisierung der Beben, so dass Lokalisierungen nach makroseismischen Intensitäten vorgenommen werden konnten. Aktive Schwarmbeben-Phasen mit wahrnehmbaren makroseismischen Schocks sind von 1914, 1929, 1936, 1962 und 1973 bekannt. Unmittelbar nach dem Erdbebenschwarm des Jahres 1962 wurde im Vogtland ein seismologisches Netz aufgebaut und die folgenden Schwärme, insbesondere der intensive Erdbebenschwarm der Jahre 1985/86, konnten in moderner Form registriert werden. Drei schwächere Schwärme wurden in den Jahren 1994, 1997 und 2000 registriert. Als ein wichtiges Ergebnis konnte von GRÜNTHAL (1989) eine mittlere Periode von 74 ± 10 Jahren für die stärksten Bebenschwärme dieser Region ermittelt werden. Zusätzlich existieren kürzere Wiederholungsintervalle für, in Bezug auf die freigesetzte Energie und die Anzahl der Ereignisse, schwächere Schwärme mit Magnituden $M_L < 3$, die mit zwei bis drei Jahren angegeben werden (WIRTH et al., 2000). Nach NEUNHÖFER (1994) beträgt die Periodizität aller Erdbebenschwärme der Region Vogtland/NW-Böhmen 69 ± 12 Monate.

Anhand des Erdbebenschwarms 1985/86, in dessen Verlauf von Juli 1985 bis Juni 1986 über 8400 Ereignisse mit einer maximalen Magnitude von $M_L = 4,6$ registriert wurden, postulieren NEUNHÖFER & GÜTH (1989) ein Auftreten der seismischen Aktivität in drei Stadien. Bei diesen Stadien, die sich statistisch und bezüglich ihres Frequenzinhalts und Magnitudenverhaltens unterschieden, handelt es sich um typische Schwarmereignisse, individuelle Einzelereignisse und Nachbeben im Zusammenhang mit größeren Erdbeben. Die Stadien werden mittels eines konstanten Energieflusses in das Herdgebiet, der durch das regionale Spannungsfeld verursacht wird und in Verbindung mit geometrischen Besonderheiten der geologischen Strukturen der Region steht, erklärt.

Abbildung 3.8 zeigt die epizentrale Verteilung der im Zeitraum von 1991 bis 2001 in der Region Vogtland/NW-Böhmen aufgetretenen Erdbeben. Die Ereignisse konzentrieren sich nahe der Stadt Nový Kostel im Kreuzungsbereich der NW-SO-orientierten Mariánské Lázně-Störungszone und der in N-S-Richtung verlaufenden Počátky-Plesnátal-Zone (BANKWITZ & SCHNEIDER, 2000; BANKWITZ et al., 2003). Hier fanden

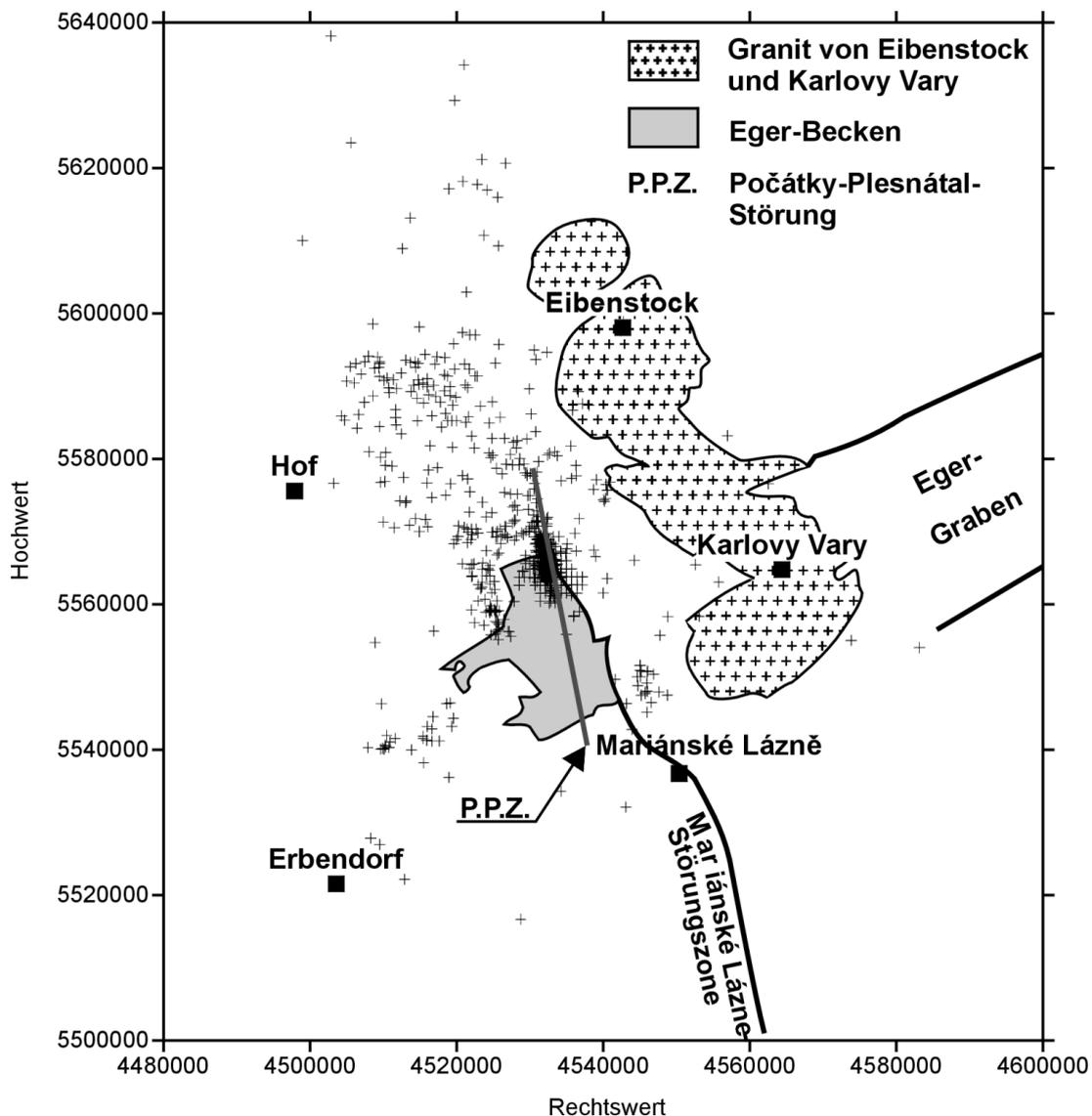


Abbildung 3.8: Lage der Erdbeben von Schwärmen zwischen 1991 und 2001 (Kreuze) mit den wichtigsten geologischen und tektonischen Strukturen der Region Vogtland/NW-Böhmen.

80% der seit 1985 registrierten Ereignisse statt (ŠPIČÁK & HORÁLEK, 2001). Die gesamte epizentrale Region ist 6000 m² groß, wobei die in Abbildung 3.9 (unten) dargestellten Hypozentren im aktivsten Gebiet um Nový Kostel zwischen 7 und 11 km Tiefe variieren (FISCHER & HORÁLEK, 2003; HEMMANN et al., 2003; HORÁLEK et al., 2000). Wie die Abbildung 3.9 zeigt, sind die Hypozentren der Erdbeben zwischen 1991 und 2000 sowie des Schwarms 1985/86 entlang einer NNW-SSO-orientierten Störungsfläche lokalisiert, die mit einem Winkel von ca. 80° nach Westen einfällt. Die

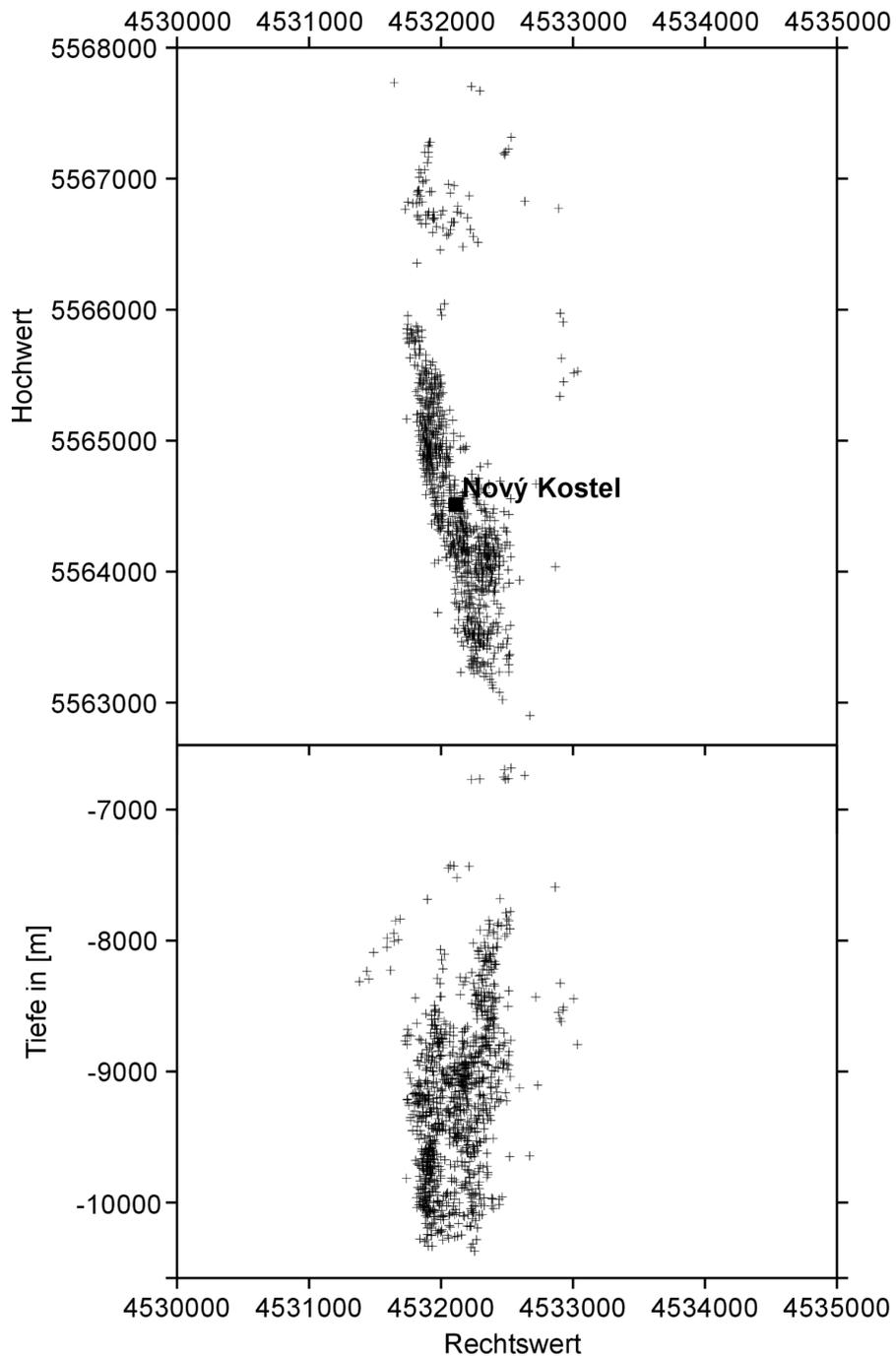


Abbildung 3.9: Lage der Epizentren (oben) und Tiefenverteilung der Hypozentren (unten) von Schwarmerdbeben der Region Nový Kostel mit einer Magnitude $M_L > 1$ nach FISCHER & HORÁLEK (2003). Die dargestellten Beben ereigneten sich zwischen 1991 und 2001.

Untersuchung der hypozentralen Verteilung der Beben des Schwarms im Januar 1997 von FISCHER & HORÁLEK (2000) zeigt, dass die Ereignisse auf einer steil nach Osten einfallenden Fläche angeordnet sind. Dies deutet auf die seismische Aktivität der ebenfalls stark nach Osten geneigten Počátky-Plesnátal-Zone hin. Störungszonen sind aber meist sehr komplex aufgebaut und besitzen verzweigte Teilstörungen, die durch einen listrischen Verlauf sowie wechselndes Einfallen charakterisiert werden (BANKWITZ & SCHNEIDER, 2000). Möglicherweise ist die erhöhte Schwarmbeben-Aktivität im Raum Nový Kostel auf eine Interaktion der sich in diesem Bereich kreuzenden Mariánské Lázně-Störungzone und Počátky-Plesnátal-Zone zurückzuführen.

Das Vorhandensein aktiver tektonischer Störungszonen allein reicht jedoch nicht aus, um die Schwarmbeben-Tätigkeit zu erklären (ŠPIČÁK & HORÁLEK, 2001). Generell wird das Auftreten von Schwarmbeben mit Magmenbewegungen in der oberen Kruste in Verbindung gebracht (DZIAK & FOX, 1999; SOHN et al., 1998). Untersuchungen von KÄMPF et al. (1993), HORÁLEK et al. (1996), ŠPIČÁK et al. (1999), WEINLICH et al. (1999) und WEISE et al. (2001) deuten auf das Vorhandensein von magmatischen Prozessen in der Erdkruste als Ursache der Schwarmbeben in der Region Vogtland/NW-Böhmen hin. Neben den Schwarmbeben weist das Untersuchungsgebiet noch weitere Besonderheiten auf, die dessen dynamische Aktivität hervorheben. Hier sind in erster Linie die starke CO₂-Ausgasung, Mineralquellen und Mofetten sowie quartärer Vulkanismus zu nennen. Durch Analyse der im Eger-Becken austretenden Gase konnte eine starke Mantelbeeinflussung insbesondere der CO₂-dominierenden Gase nachgewiesen werden, was auf eine magmatische Herkunft des CO₂ schließen lässt (WEINLICH et al., 1993). Aufgrund hoher Anteile von Mantelhelium an den untersuchten Gasen entwickelten O'NIONS et al. (1989) die Theorie einer rezenten Intrusion von basaltischen Magmen in die Erdkruste. Diese Theorie wird durch die Existenz der quartären Vulkane Komorní Hůrka (Kammerbühl) und Železná Hůrka (Eisenbühl) gestützt. Beide Vulkane sind nur ca. 20 km vom Hauptepizentralgebiet nahe der Stadt Nový Kostel entfernt. Das Alter der Vulkane wird von WAGNER et al. (1998) mit 0,45 bis 0,9 Ma für den Kammerbühl und 0,17 bis 0,4 Ma für den Eisenbühl angegeben.

Ein Vergleich der Herdmechanismen des Erdbebenschwarms von 1997 mit induzierten Mikroerdbeben, erzeugt durch Injektion von Wasser in das nur 50 km vom Schwarmgebiet um Nový Kostel entfernte Hauptbohrloch der KTB (HARJES et al., 1997), zeigt Übereinstimmungen. Daraus wird geschlossen, dass magmatische Intrusionen und die damit in Beziehung stehenden Fluide als Ursache der Schwarmbeben im Vogtland/NW-Böhmen in Frage kommen (ŠPIČÁK & HORÁLEK, 2001). Geodynamische Modellierungen hinsichtlich der die Schwarmbeben verursachenden geophysikalischen Mechanismen wurden von KURZ (2001) durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, dass Spannungs-Akkumulationen in einer Tiefe von 11 bis 16 km im Bereich der Mariánské Lázně-Störungzone durch Temperaturänderungen an der Kruste-Mantel-Grenze und periodische Porendruckänderungen in Verbindung mit dem regionalen Spannungsfeld verursacht werden können (KURZ et al., 2003b).

3.3.2 Globale Schwarmbeben-Regionen im Vergleich

Schwarmbeben werden nicht nur im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit beobachtet, sondern treten an verschiedenen Stellen der Erde auf. Es werden dabei folgende Arten von Erdbebenschwärlen unterschieden:

- Erdbebenschwärlen an aktiven Vulkanen,
- Bebenschwärlen an mittelozeanischen Rücken,
- Intrakontinentale Schwarmbeben und
- Künstlich induzierte Erdbebenschwärlen.

Erdbebenschwärlen an aktiven Vulkanen: Im Zusammenhang mit Eruptionen und magmatischer Aktivität wurden Erdbebenschwärlen an aktiven Vulkanen beschrieben (z.B. [DAHM & BRANDSDOTTIR \(1997\)](#); [DE NATALE et al. \(1995\)](#); [HURST & MCGINTY \(1999\)](#); [LU et al. \(2000\)](#)), wobei sie als eine der verlässlichsten Indikatoren zur Vorhersage von Eruptionen gelten.

Im Vulkangebiet der Izu-Halbinsel auf Honshu werden Erdbebenschwärlen seit 1970 untersucht. [UKAWA & TSUKAHARA \(1996\)](#) konnten einen Zusammenhang zwischen Schwarmerdbeben und Gangintrusionen feststellen. Demzufolge gelten die daraus resultierenden Spannungsänderungen als wichtigster Faktor für die Schwarmbeben-Generierung. [KOIZUMI et al. \(1999\)](#) beobachteten Absenkungen des Grundwasserspiegels direkt vor Beginn von Erdbebenschwärlen. Die Ursachen derartiger Absenkungen sind, wie bei den Schwärlen selbst, in Krustendeformationen hervorgerufen durch Magmenintrusionen zu suchen.

Die Long Valley Region in Kalifornien wird durch starke seismische und vulkanische Aktivität charakterisiert. Eine Erdbebenserie im Jahr 1978 wurde von ca. 50 cm großen vertikalen Variationen der Erdoberfläche begleitet. Eine Vergrößerung der Magmenkammer, die sich in ca. 5 bis 10 km Tiefe unterhalb der Caldera befindet, sowie eine Verwerfung entlang einer Störung werden von [HILL et al. \(1985\)](#) als mögliche Ursache der Bodenanhebung angesehen. Ein sich 1989 ereigneter Erdbebenschwarm kann auf die Intrusion von Wasser und Magma zurückgeführt werden, wie geodätische, geothermische und seismische Untersuchungen vermuten lassen.

Bebenschwärlen an mittelozeanischen Rücken: Die entlang von mittelozeanischen Rücken beobachteten Erdbebenschwärlen werden nach [BERGMANN & SOLOMON \(1990\)](#) in Abhängigkeit des Stadiums der Ozeanbildung in zwei Typen unterteilt. Demzufolge verursachen gangförmige Magmenintrusionen im Zuge der Bildung neuer ozeanischer Kruste Schwarmbeben-Aktivitäten ebenso wie tektonische Prozesse während der Verbreiterung der Ozeanböden sowie der Faltung der Rücken.

Intrakontinentale Schwarmbeben: Schwarmbeben innerhalb kontinentaler Platten, wie sie sich in der Region Vogtland/NW-Böhmen ereignen, werden im französischen Zentralmassiv, im zentralen Teil Italiens und in Arkansas registriert. Diese Regionen stellen größtenteils Gebiete mit quartärem Vulkanismus dar und stehen in direktem Zusammenhang mit Fluid-Aktivitäten.

Wie das Böhmisches Massiv, entstand das Zentralmassiv im Zuge der variszischen Orogenese. Unterhalb des Zentralmassivs wird eine Zone erniedrigter Geschwindigkeiten in Form eines plumartigen Volumens in 100 bis 200 km Tiefe mittels Tomografie beobachtet (GRANET et al., 1995).

Die in Italien in der Toskana, in Umbrien und Lazio auftretenden Erdbebenschwärme stehen im Zusammenhang mit rezentem Vulkanismus. Hier gelten die Bebenschwärme als Antwort auf Deformationen im Deckgebirge, hervorgerufen von tiefliegenden und sich vergrößernden Magmensystemen (CHIARABBA et al., 1997).

In Arkansas wurde 1982 ein Schwarm mit ca. 40000 Ereignissen als erster seiner Art in dieser Region registriert. Aufgrund stark variierender v_p/v_s -Verhältnisse gehen CHIU et al. (1984) von einem in hohem Maße zerklüfteten Untergrund aus. Geodätische Messungen weisen eine Hebung des epizentralen Gebietes um 20 cm nach (HAAR et al., 1984). Untersuchungen von PUJOL et al. (1989) zeigen für das hypozentrale Gebiet verringerte seismische Geschwindigkeiten, die mit dem Vorhandensein von Fluiden begründet werden.

Einen detaillierten Überblick über intrakontinentale Schwarmbeben-Regionen liefert ŠPIČÁK (2000).

Künstlich induzierte Erdbebenschwärme: Die Anregung von induzierten Bebenschwärmen gelang 1994 und 2000 an der KTB (BAISCH et al., 2002; ZOBACK & HARJES, 1997). Es wurden 1994 in 9,1 km Tiefe 200 m³ Salzlauge verpresst und dabei ca. 400 Mikrobeben in 8 bis 9 km Tiefe induziert. In diesem relativ stabilen Intraplattengebiet, das nur ca. 30 km von der Schwarmbeben-Region Vogtland/NW-Böhmen entfernt ist, liegt die Krustenspannung nahe der kritischen Haftreibung, so dass Spannungsänderungen zu Sprödbbruchvorgängen führen. Die fluid-induzierte Generierung von Schwarmbeben konnte durch Modellierungen in diesem Bereich simuliert werden (BAISCH & HARJES, 2003).

Im Allgemeinen werden Erdbebenschwärme mit Fluiden in Verbindung gebracht (YAMASHITA, 1999, 2003). Es lässt sich oft ein Zusammenhang mit rezentem Vulkanismus, speziellen geologischen und tektonischen Strukturen sowie Mantelaufwölbungen herstellen (KURZ et al., 2003a,b). Rezente Magmenbewegungen in der Erdkruste unterhalb der Region Vogtland/NW-Böhmen können nach ŠPIČÁK & HORÁLEK (2001) durchaus realistisch sein.

Der geophysikalische Mechanismus, der zum Phänomen Schwarmerdbeben führt, ist für die meisten Schwarmbeben-Gebiete und speziell für die Region Vogtland/NW-

Böhmen nicht hinreichend geklärt. Zur Erkundung der Schwarmbeben wird eine 3-dimensionale Vorstellung über die beteiligten Untergrundstrukturen benötigt, so dass alle verfügbaren Informationen auf möglichst kleiner Skala in ein 3-dimensionales Modell integriert werden können. Die Entwicklung eines solchen Modells soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit für das Gebiet Vogtland/NW-Böhmen erfolgen.

Kapitel 4

Gravimetrische Datengrundlage

Als Arbeitsgrundlage für die hochauflösende 3-dimensionale gravimetrische Modellierung ist eine einheitliche Bouguer-Karte des Vogtlandes und seiner Umgebung notwendig. Die Bouguer-Anomalie dient dabei als Vergleich für die aus dem 3-dimensionalen Modell berechnete Modellschwere, um die Plausibilität des Modells zu prüfen. Neben der gemessenen Schwere müssen in den Datensätzen die genaue Lokalisation der Messpunkte und die dazugehörige Höhenangabe vorliegen.

4.1 Datenbasis

Zur Erstellung der Bouguer-Karte wurden sechs Datensätze verwendet. Die flächenhafte Verteilung der Messstationen ist in Abbildung 4.1 dargestellt, wobei die unterschiedlichen Symbole die verschiedenen Datensätze kennzeichnen:

- Im thüringischen Bereich des Untersuchungsgebietes wird ein Datensatz vom Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben Hannover (GGA) genutzt. Dieser enthält 6462 Messwerte.
- Der nordöstliche Bereich des Untersuchungsgebietes wird durch insgesamt 6297 Schwerewerte vom Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg, abgedeckt. Die Werte wurden zwischen 1958 und 1964 mit einem Messpunktabstand von 1000 bis 1500 m auf einem freien Netz aufgenommen.
- Speziell im sächsischen Teil des Vogtlandes stehen 891 Messwerte eines dichteren Messnetzes mit durchschnittlich 300 m Messpunktabstand, ebenfalls vom Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg, zur Verfügung.
- Für den bayerischen Bereich des Untersuchungsgebietes wurden 4830 Messwerte vom Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben Hannover (GGA) bereitgestellt.

- Der tschechische Teil des Untersuchungsgebietes wird von 4342 Schwerewerten abgedeckt, die vom Tschechischen Geophysikalischen Institut Prag zur Verfügung gestellt wurden.
- Ein grobes Netz von 520 Datenpunkten mit einem mittleren Abstand von 8 km liegt für den östlichen Teil des Untersuchungsgebietes vor.

Insgesamt stehen 23 342 Messwerte zur Verfügung mit ca. 79 500 km² Flächenüberdeckung. Für die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten gravimetrischen Untersuchungen wurde eine Fläche von 250×210 km² (Abbildung 4.1) verwendet, so dass bei den Filterungen und Modellierungen tiefe Strukturen problemlos aufgelöst werden können. Die hohe Datendichte im Bereich des Vogtlandes erlaubt gleichzeitig eine sehr gute Auflösung lokaler Strukturen.

4.2 Transformationen und Reduktionen

Voraussetzung für die Berechnung der Bouguer-Anomalie ist die Zusammenführung und Homogenisierung der unterschiedlichen Datensätze. Dabei ist auf einheitliche Referenzsysteme und einheitliche Reduktionen der Messwerte zu achten, um den Informationsgehalt vergleichbar zu machen sowie synthetische „Stufen“ oder Gradienten zu vermeiden. Aus diesem Grund wurden sowohl die Lagekoordinaten der Messstationen und die dazugehörigen Höhenangaben sowie die Schwerewerte selbst eingehend überprüft und gegebenenfalls korrigiert.

4.2.1 Referenzsysteme

Das heute übliche Bezugssystem der Schwere ist das IGSN71 (*International Gravity Standardisation Net 1971*), in dem die bayerischen und thüringischen Datensätze angegeben werden. Den Schwerewerten der sächsischen, vogtländischen und tschechischen Datensätze liegt das System Potsdam zugrunde. Zwischen beiden Schwere-systemen werden von GABRIEL (1997), GABRIEL et al. (1997a), MELZER (1994) und TORGE (1989) Differenzen von $14,003 \pm 0,031$ mGal¹ angegeben, d. h. die Schwerewerte des Systems Potsdam liegen um ca. 14 mGal höher als die Werte des IGSN71.

Die Lagekoordinaten der deutschen Datensätze basieren auf dem Gauß-Krüger-System. Bei den Gauß-Krüger-Koordinaten handelt es sich um ebene rechtwinklige Koordinaten, die aus Rechts- und Hochwerten (2-dimensional) bestehen. Am tschechischen Datensatz musste eine Korrektur der Lagekoordinaten durchgeführt werden, da sich die Koordinaten auf das Krassowski-Referenzellipsoid mit dem Datum Pul-kovo/St. Petersburg beziehen. Die Abweichungen zwischen diesem Netz und dem

¹In der Geophysik wird die Einheit der Beschleunigung zu Ehren des Naturwissenschaftlers Galileo Galilei (1564 – 1642) in Gal angegeben, wobei $1 \text{ mGal} = 10 \mu\text{m/s}^2$ entspricht.

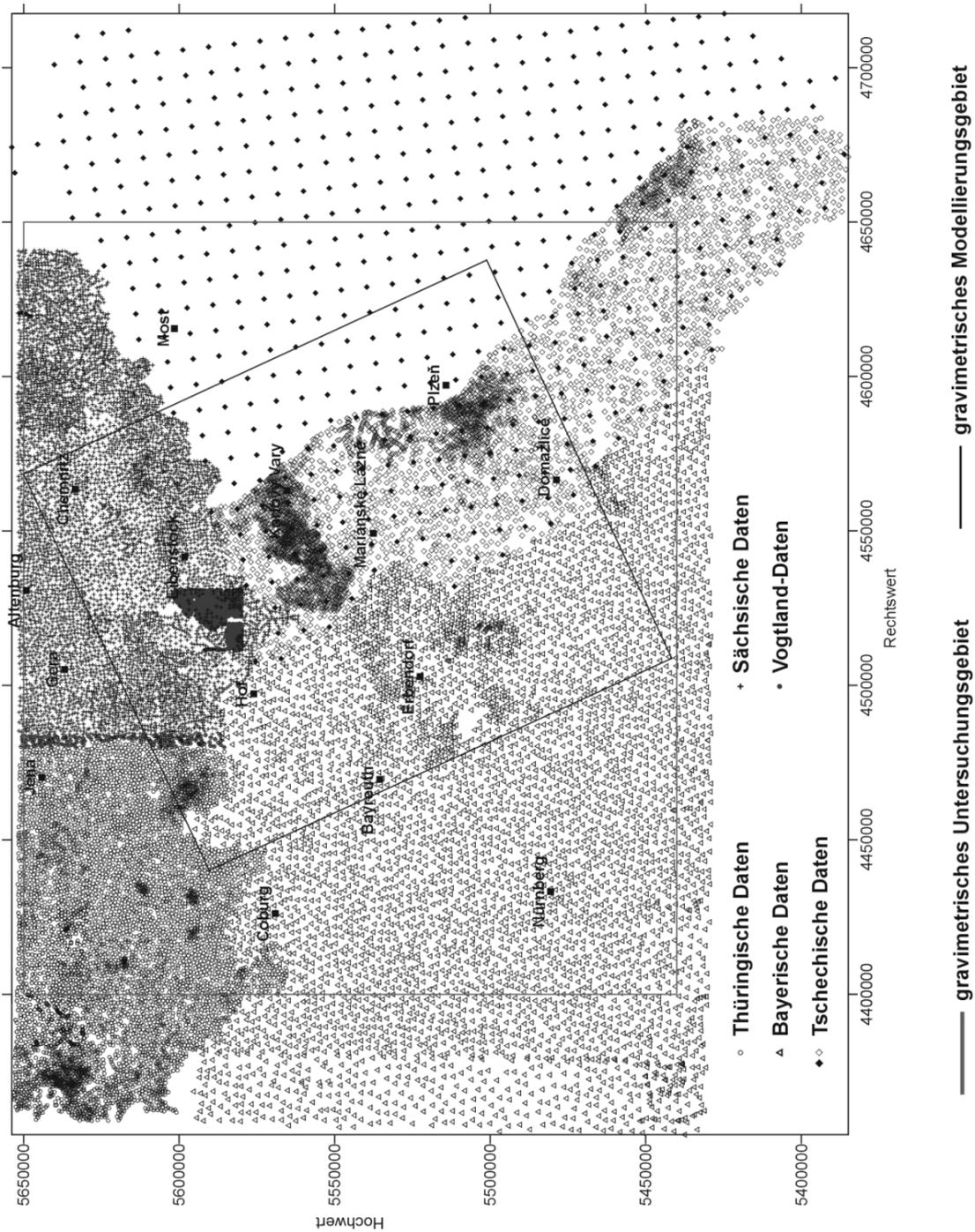


Abbildung 4.1: Lage der gravimetrischen Messstationen und des gravimetrischen Untersuchungs- bzw. Modellierungsgebietes. Die verschiedenen Symbole kennzeichnen die sechs zur Verfügung stehenden Datensätze.

Gauß-Krüger-System basierend auf dem Bessel-Ellipsoid können bis zu 500 m betragen. Die Transformation der Koordinaten erfolgte mit dem Programm KOTRA (ZINNER, 1993).

In Deutschland und der Tschechischen Republik existieren verschiedene geodätische Systeme, d. h. die in den Datensätzen enthaltenen Höhen basieren auf unterschiedlichen Höhenreferenzsystemen. Die Höhen der deutschen Messpunkte beziehen sich auf den „Amsterdamer-Pegel“, während die Höhenangaben in den tschechischen Datensätzen dem „Adria-Pegel“ entsprechen. Zwischen beiden Höhensystemen tritt eine Differenz von 0,114 m auf, resultierend aus der Höhendifferenz der beiden Pegel (TRZEBSKI et al., 1997). Die tschechischen Daten wurden durch Abzug dieser Differenz von den einzelnen Höhenangaben topografisch dem „Amsterdamer-Pegel“ angeglichen.

4.2.2 Schwerereduktionen

Eine Neuberechnung der Bouguer-Anomalie war vor allem bei den tschechischen, sächsischen und vogtländischen Daten notwendig, da zur Reduktion nicht die Standard-Reduktionsdichte verwendet wurde, sondern variable Dichtewerte. Außerdem erfolgte die Berechnung der Schwerewerte dieser Datensätze nach der Normalschwereformel von HELMERT (1901). Um eine einheitliche Bouguer-Karte zu erhalten wurde ausgehend von den gemessenen und korrigierten Schwerewerten der sechs Datensätze die Bouguer-Anomalie für das gesamte gravimetrische Untersuchungsgebiet (Abbildung 4.1) neu ermittelt. Der Berechnung der Bouguer-Schwere liegen folgende Bezugsdaten zugrunde:

- Normalschwere nach der *Gravity Formula for Geodetic Reference System 1967*
- Sphärische Bouguer-Plattenreduktion nach BAESCHLIN (1948) bis zur Hayfordzone O₂ (166,7 km)
- Geländereduktion nach einem Verfahren der früheren Arbeitsgruppe Clausthal beruhend auf Arbeiten von EHRISMANN & LETTAU (1971) und SCHÖLER (1976)
- Reduktionsdichte von 2670 kg/m³.

Die resultierende Bouguer-Anomalie-Karte wird in Kapitel 6 vorgestellt und diskutiert.

4.3 Festlegung der Modellierungsgebiete

Ziel ist neben der gravimetrischen Modellierung auch eine geodynamische Modellierung vorzunehmen. Die Lage und Ausdehnung beider Untersuchungsgebiete (Abbildung 4.2) wird im Folgenden vorgestellt.

Die Ausdehnung des Untersuchungsgebietes wird von der flächenmäßigen Verteilung der für diese Arbeit zur Verfügung stehenden gravimetrischen Daten bestimmt. Des weiteren ist die maximal interpretierbare Störkörpertiefe von der horizontalen Ausdehnung des gravimetrischen Modellierungsgebietes abhängig. Nach JUNG (1961) muss die Ausdehnung des Untersuchungsgebietes mindestens das Dreifache der zu interpretierenden Tiefe betragen (Gleichung 5.1 in Kapitel 5), um das vom Quellkörper erzeugte gravimetrische Signal vollständig erfassen zu können. Die in der vorliegenden Arbeit angestrebte Modellierungstiefe beträgt 35 km, um die Einbeziehung der Moho sowie des von WEINLICH et al. (1999) und WEISE et al. (2001) postulierten Magmensystems an der Kruste-Mantel-Grenze bzw. der Mantelaufwölbung, im Sinn einer lokalen Hochlage der Moho, zu gewährleisten.

Das unter diesen Vorgaben festgelegte und in Abbildung 4.2 dargestellte gravimetrische Modellierungsgebiet überdeckt eine Fläche von $143,2 \times 165,2 \text{ km}^2$. Die Ko-

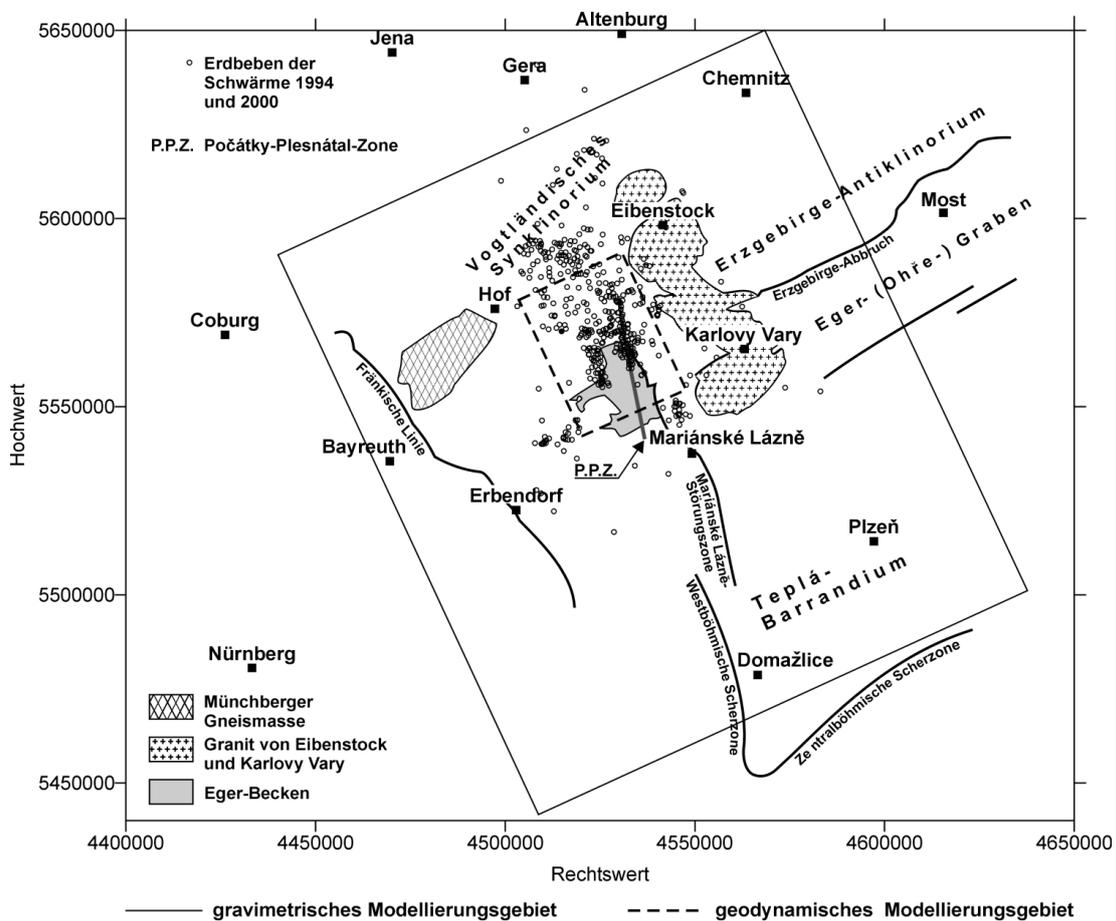


Abbildung 4.2: Lage des gravimetrischen und des geodynamischen Modellierungsgebietes im Vergleich zu wichtigen geologischen und tektonischen Strukturen sowie zu Epizentren von Erdbeben der Schwärme 1994 und 2000.

Tabelle 4.1: Koordinaten der Eckpunkte des gravimetrischen Modellierungsgebietes und des geodynamischen Modellierungsgebietes im Gauß-Krüger-System. Der Bezugsmeridian ist 12° .

Gebiet	Rechtswert	Hochwert
Gravimetrie	4440000	5590000
	4570000	5650000
	4509294	5440035
	4639294	5500035
Geodynamik	4503590	5578734
	4530823	5591318
	4520368	5542423
	4547601	5555006

ordinaten der Eckpunkte des Modellierungsgebietes sind in Tabelle 4.1 angegeben. Die seismisch aktive Region im Bereich des Kreuzungspunktes von Mariánské Lazně-Störungszone und Eger-Graben, dessen westlicher Teil als Eger-Becken bezeichnet wird, liegt in der Mitte der Modelloberfläche, so dass hier eine Modellierung bis in 35 km Tiefe problemlos möglich ist. Die Ausrichtung des gravimetrischen Modellierungsgebietes erfolgte senkrecht zu Störungszonen (Mariánské Lazně- und Počátky-Plesnátal-Störung), die tektonisch eine wichtige Rolle im Schwarmbeben-Geschehen spielen sowie parallel zum reflexionsseismischen Profil DEKORP3/MVE-90 (EAST) (Abbildung 8.1).

Ebenso wie das gravimetrische Modellierungsgebiet ist das geodynamische Modellierungsgebiet um $24,9^\circ$ von Norden nach Westen gedreht. Der geodynamisch zu untersuchende Bereich (Abbildung 4.2) ist auf die seismisch aktive Region fokussiert mit einer Ausdehnung von 40 km in NW-SO-Richtung und 30 km in SW-NO-Richtung.

Kapitel 5

Methoden der gravimetrischen Interpretation

Die gravimetrische Interpretation beinhaltet die Analyse und Modellierung des Schwerefeldes und seiner Ableitungen. Nach [JUNG \(1961\)](#) und [BLAKELY \(1996\)](#) wird zwischen direkten und indirekten Verfahren unterschieden. Bei der direkten Auswertemethode wird aus dem Schwereverlauf direkt auf bestimmte Quellkörperparameter geschlossen. Dabei kann nie mehr Information erzielt werden, als in der gemessenen Bouguer-Anomalie vorhanden ist. Mit Hilfe des direkten Verfahrens erfolgt die Zerlegung des ursprünglichen Datenfeldes, um für die weitere Bearbeitung (Modellierung) wichtige Hinweise über die Tiefenlage und die geometrische Struktur der Quellkörper zu gewinnen. Aus der Potentialtheorie ergibt sich als Folge des Äquivalenzprinzips eine Mehrdeutigkeit bei der Interpretation gemessener Bouguer-Anomalien, wobei auch die Trennung der sich im Schwerefeld gegenseitig überlagernden Anomalien theoretisch nur unvollständig möglich ist.

Eine indirekte Methode zur Interpretation gravimetrischer Daten stellt die in Kapitel 9 beschriebene gravimetrische Modellierung mit dem Programm IGMAS ([GÖTZE & LAHMEYER, 1988](#); [SCHMIDT, 2002](#); [SCHMIDT & GÖTZE, 1998, 1999](#)) dar. Dabei wird aus einer vorgegebenen Geometrie, basierend auf geologischen Kenntnissen und Vorstellungen, sowie unter Annahme einer vordefinierten Dichteverteilung die entsprechende Modellschwere berechnet und mit der beobachteten Schwere verglichen.

5.1 Direkte Verfahren

Zur Untersuchung der spektralen Zusammensetzung des gravimetrischen Potentialfeldes hinsichtlich lokaler bzw. regionaler Anteile werden Wellenlängenfilterungen vorgenommen, um Informationen über die Tiefenverteilung gravimetrischer Quellkörper zu gewinnen. Voraussetzung für die Trennung von lang- und kurzwelligen Anteilen aus der vorliegenden Bouguer-Karte sind unterschiedliche Quelltiefen der einzelnen Anomalien, wobei angenommen wird, dass kurzwellige Anteile durch oberflächen-

nahe Quellen und langwellige Anteile durch Quellen in größerer Tiefe bzw. ausgedehnte oberflächennahe Strukturen hervorgerufen werden.

Aussagen über die Tiefenlage der Quellkörper lassen sich mit Hilfe der Grenzwellenlänge λ_c (*cut-off*-Wellenlänge) treffen. Die Trennung in Regional- und Residualfeld richtet sich nach dieser Grenzwellenlänge λ_c unterhalb bzw. oberhalb derer alle Anomalieanteile im Spektrum unterdrückt werden. Aufgrund potentialtheoretischer Überlegungen (JUNG, 1961) hängt die Grenzwellenlänge λ_c über die Quellkörpertiefe z_s mit der dazugehörigen Anomalie zusammen. Für die Grenzwellenlänge λ_c im 3-dimensionalen Raum gilt als Abschätzung

$$\lambda_c \approx 3 \cdot z_s, \quad (5.1)$$

wobei bei einem Filter (siehe unten) an die Stelle von λ_c die effektive Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}}$ tritt. Die Grenzwellenlänge λ_c lässt sich über die Halbwertbreite $b_{\frac{1}{2}}$ der Anomalie mit Hilfe der Gleichung

$$\lambda_c = 2 \cdot b_{\frac{1}{2}} \quad (5.2)$$

berechnen.

Die in der vorliegenden Arbeit angewandte Methode zur Feldertrennung wird mit Hilfe der Schnellen Fourier Transformation (FFT) realisiert (z.B. BLAKELY (1996); DEGRO (1986)). Nach Überführung des Eingangsdatensatzes $f(x, y)$ in den Wellenzahlbereich ergibt sich das Spektrum des gewünschten Filterausgangs durch Multiplikation der Frequenzcharakteristik $\Psi(k_x, k_y)$ mit der Fourier Transformation $G(k_x, k_y)$ der Eingangsdaten:

$$f'(x, y) = \mathcal{F}^{-1} \{ \Psi(k_x, k_y) \cdot G(k_x, k_y) \} (x, y). \quad (5.3)$$

Das Ergebnis $f'(x, y)$ erhält man nach der Rücktransformation von \mathcal{F}^{-1} in den Ortsbereich (inverse Fourier Transformation). Bei der Durchführung der Wellenlängenfilterung muss beachtet werden, dass ein idealer Hoch- bzw. Tiefpass an seiner Flanke im Bereich der Grenzwellenzahl k_c Unstetigkeiten aufweist (BUTTKUS, 1991). Aus diesem Grund wird z.B. nach LAHMEYER (1989) die Sprungstelle der Filtercharakteristik durch das in dieser Arbeit verwendete Filterungsprogramm mit einer Gauß'schen Glockenkurve geglättet (Abbildung 5.1). Für die Filterung ist die Festlegung einer effektiven Grenzwellenzahl $k_{c_{eff}}$ bzw. einer effektiven Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}}$ notwendig.

Die Ergebnisse der Wellenlängenfilterungen für das Untersuchungsgebiet werden in Kapitel 7 vorgestellt und diskutiert. Zur weiteren Untersuchung des Schwerefeldes können beispielsweise die direkten Methoden Feldfortsetzung und Euler-Dekonvolution herangezogen werden (z.B. CHOI (2001); DEGRO (1986); EBBING (2002)). Die Euler-Dekonvolution eignet sich besonders zu Erkundung von isolierten Störkörpern, die sich durch einen deutlichen Dichtekontrast zur Umgebung auszeichnen. In tektonisch komplizierten Gebieten, wie das der vorliegenden Arbeit, wurde die Dekonvolution wenig angewendet (EBBING, 2002), da eine größere Anzahl von Quellkörpern

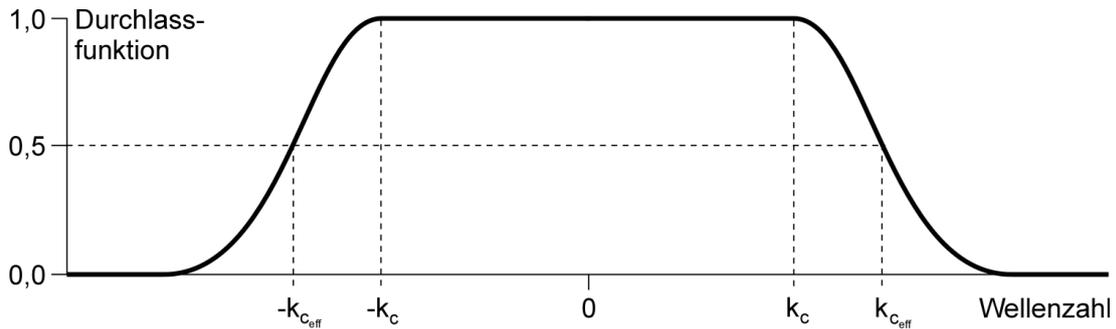


Abbildung 5.1: Filtercharakteristik eines 2-dimensionalen Tiefpasses.

im Untergrund die Mehrdeutigkeit der Lösung signifikant erhöht. Die Methode der Euler-Dekonvolution eignet sich besonders gut für die Erkundung oberflächennaher Potentialquellen (REID et al., 1990). Die Fragestellung in der vorliegenden Arbeit ist im Bereich der mittleren Kruste (Hypozentren der Schwarmerdbeben) und der Kruste-Mantel-Grenze (Quelle der Fluide) angesiedelt. Zugunsten der Untersuchung dieser tiefliegenden Strukturen wird hier auf die numerische Analyse des Schwerfeldes in der Region Vogtland/NW-Böhmen mittels der Euler-Dekonvolution verzichtet.

5.2 Indirekte Verfahren

Das allgemeine Prinzip der indirekten Verfahren in der Gravimetrie besteht in der Berechnung der Schwerewirkung einer vorgegebenen Massenverteilung und dem anschließenden Vergleich der theoretischen mit der gemessenen Schwere. Ziel ist es, das gemessene Schwerfeld möglichst gut zu approximieren, um Informationen über die Verteilung von Störmassen im Untergrund zu gewinnen. Dies wird durch Variation der Geometrien im Modell und der dazugehörigen Dichten erreicht. Die eigentliche Modellierung basiert auf einer grafisch-interaktiven Vorgehensweise, indem durch schrittweise Änderung der Modellparameter die berechnete Modellschwere an die gemessene Bouguer-Anomalie angepasst wird. Indirekte Verfahren erlauben, ebenso wie die direkten Verfahren, zusätzlich die Einbeziehung von Randbedingungen in Form von Ergebnissen anderer geowissenschaftlicher Untersuchungen und stellen somit eine Synthese verschiedenster geowissenschaftlicher Informationen dar. Für die Güte des Modells ist die Integration von Randbedingungen entscheidend. Diese Notwendigkeit folgt für die Gravimetrie als Potentialmethode aus dem Äquivalenzprinzip, d. h. theoretisch existieren zu einem gegebenen Schwerfeld eine unendliche Anzahl von geometrischen Formen und Dichteverteilungen. Die einzelnen Terme des Schwerfeldes können aufgrund des Integralfeldcharakters nur durch Einbeziehung verschiedener Zusatzinformationen bestimmt werden.

In der vorliegenden Arbeit wird als Kernstück eine 3-dimensionale gravimetrische Modellierung im Bereich des Vogtlandes und NW-Böhmens vorgenommen. Diese zeichnet sich durch die Berücksichtigung des Integraleffektes aus. Bei dieser Modellierung wird stets das gesamte Schwerefeld des Untersuchungsgebietes einbezogen, wobei sich die Änderung eines beliebigen Parameters im Modell auf alle Modellstationen auswirkt. Demzufolge sind die gravimetrischen Untergrundmodelle bezüglich der 3. Dimension äußerst sensitiv.

5.3 Programm IGMAS

Die gravimetrischen Modellierungen der vorliegenden Arbeit erfolgten mit dem Programm IGMAS (**I**nteractive **G**ravity and **M**agnetic **A**pplication **S**ystem), entwickelt von [GÖTZE & LAHMEYER \(1988\)](#), [SCHMIDT & GÖTZE \(1999\)](#) und [SCHMIDT \(2002\)](#). Dem Modellierungsprogramm liegt die Methode von indirekten Auswerteverfahren zugrunde. Zusätzlich stellt das Programm einen Inversions-Algorithmus zur Verfügung. Diese, auf der direkten Methode basierende, Inversion ist während der gravimetrische Modellierung einsetzbar. Dabei kann durch automatische Variation auswählbarer Blockdichten eine optimale Anpassung der modellierten an die gemessene Schwere erreicht werden.

Voraussetzung für die 3-dimensionale Vorwärtsmodellierung sind Informationen und Vorstellungen über die geologische Situation im Modellierungsgebiet. Daraus wird mit dem Programm IGMAS ein Startmodell entwickelt. Unter Vorgabe einer bestimmten Dichteverteilung wird eine Modellschwere berechnet, die mit den gemessenen Bouguer-Werten verglichen wird. Durch den direkten Vergleich ist eine Verifizierung des Startmodells hinsichtlich der Geometrie und Dichteverteilung möglich. Mittels iterativer Veränderung der Modellparameter wird sukzessive die berechnete Modellschwere der gemessenen Bouguer-Schwere angepasst.

Für die gravimetrische Modellierung wird das Untersuchungsgebiet in Vertikalsektionen, die so genannten Ebenen, untergliedert. Innerhalb dieser Ebenen charakterisieren 2-dimensionale Polygonzüge die Modellkörper. Durch Triangulation werden die Polygonzüge zusammenhängender Modellkörper zwischen den Ebenen automatisch vom Programm verbunden (Abbildung 5.2). Die triangulierte Hüllfläche einer geologischen Struktur erlaubt die mathematische Berechnung der Modellschwere. Über die Berechnung der Schwerewirkung der Dreiecksseiten ist nach dem Gauß'schen Integralsatz des Raumes und dem Satz von Green eine Berechnung der Attraktionswirkung der 3-dimensionalen Körper möglich ([GÖTZE, 1976, 1984](#)).

Alle Ebenen eines Modells müssen zueinander parallel, aber nicht notwendigerweise äquidistant angeordnet sein ([SCHMIDT, 2002](#)). Durch Weiterentwicklung des Programms lassen sich inzwischen Modelle aus beliebig orientierten Ebenen konstruieren (pers. Mitt. [GÖTZE, 2003](#)). Die Modellierungsebenen sollten möglichst senkrecht zu den interessierenden geologischen Hauptstreichrichtungen orientiert sein, da die größte Modellauflösung parallel zu den Ebenen erzielt wird. Die Anzahl hängt

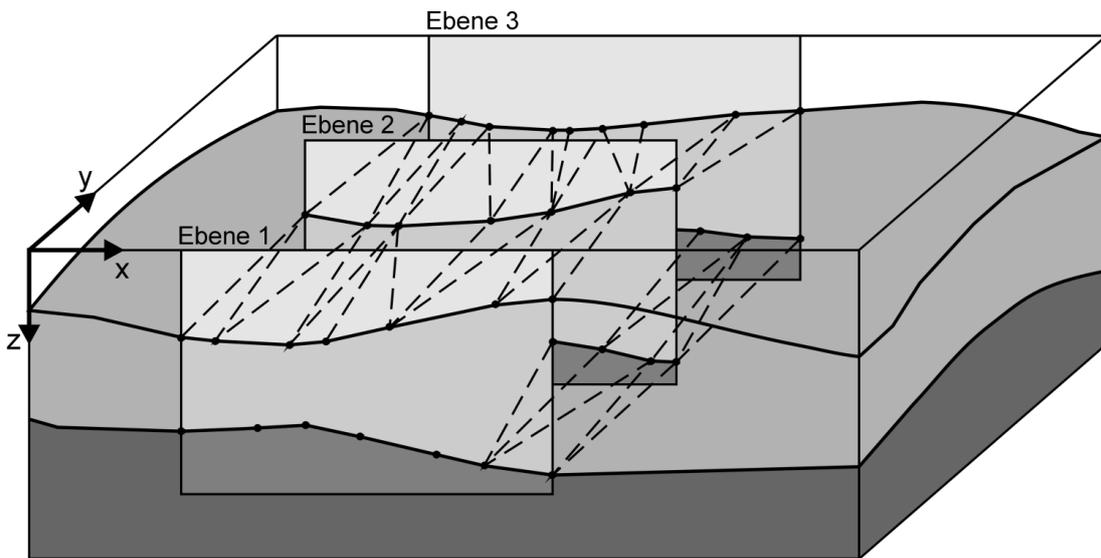


Abbildung 5.2: Beispiel für die Triangulierung der Modellgeometrie nach [SCHMIDT \(2002\)](#). Die Oberfläche der geologischen Körper wird durch Dreiecke approximiert.

von der gewünschten Genauigkeit ab, wobei ein Modell programmtechnisch maximal 40 Ebenen umfassen kann. Neben der Interpretation der gravimetrischen Anomalien erlaubt das Programm IGMAS die Auswertung des Magnetfeldes sowie die Einbeziehung 3-dimensionaler GIS-Anwendungen ([BREUNIG et al., 2000](#); [GÖTZE & SCHMIDT, 2002](#)).

Kapitel 6

Bouguer-Schwerefeld und Geologie

Die Bouguer-Karte des Untersuchungsgebietes ist in Abbildung 6.1 dargestellt. Zur Orientierung wurde der Verlauf der tschechisch-deutschen Grenze eingezeichnet sowie das gravimetrische und das geodynamische Modellierungsgebiet, wobei letzteres auf das Hauptepizentralgebiet fokussiert ist.

Die Bouguer-Karte des Vogtlandes und seiner Umgebung wird durch starke Anomalien sowie den damit verbundenen Gradienten charakterisiert. Dabei sind eine Vielzahl lokaler Anomalien auszumachen, die mit oberflächennahen Strukturen korrelieren (HOFMANN et al., 2003). Die Region Vogtland/NW-Böhmen liegt südöstlich des Schwerehochs von Hof und westlich des Erzgebirge-Nordböhmen-Schwereminimums, das im Bereich der mitteleuropäischen Varisziden nach Fläche und Amplitude das größte Schwereminimum darstellt (HÄNIG & BAUER, 1993). Aus gravimetrischer Sicht befindet sich das Schwarmbeben-Gebiet in einer Gradientenzone mit einer maximalen Differenz von 80 mGal. Einen detaillierten Überblick über die gravimetrisch wichtigen Anomalien und Schweregradienten liefert Abbildung 6.2. Die Erläuterung des Bouguer-Feldes erfolgt anhand dieser Darstellung.

Das ausgeprägte Schwerehoch von Hof (**A**) verursachen dichte Gesteine in 10 bis 15 km Tiefe (WALTER, 1995). Seismische Untersuchungen konnten zwei Körper mit hoher Dichte in 3 bis 6 km und 12 bis 15 km Tiefe nachweisen (Kapitel 3.2). Zusätzlich üben die oberflächennahen, dichten Gesteinskomplexe der Münchberger Gneismasse eine positive Schwerewirkung aus (PLAUMANN, 1982), wobei sich diese Gneise nur mit dem südöstlichen Teil des Schwerehochs decken (CHOI, 2001). Der nördliche Teil des Untersuchungsgebietes wird durch das Schwerehoch von Altenburg (**B**) charakterisiert. Die Ursache dieses Schwerehochs begründen HÄNIG & BAUER (1993) mit dem Vorhandensein von intermediärem bis basischem Material in der Kruste. Im Bereich des Teplá-Barrandiums dominieren positive Schwereanomalien, die größtenteils durch oberflächennahe Körper mit erhöhter Dichte, wie Metabasite, und Quellen in der oberen Kruste hervorgerufen werden (ŠRÁMEK et al., 1997). Ein lokales Maximum kennzeichnet den Metabasitkomplex von Mariánské Lázně (**C**), welcher den größten Metabasitkörper des Böhmisches Massivs darstellt (WALTER, 1995). Das Maximum bildet den westlichen Teil eines langgestreckten, der nördlichen Grenze des

Teplá-Barrandiums folgenden Schwererhochs. Die basischen Gesteine dieses Komplexes breiten sich weiter in südöstlicher Richtung unterhalb des Teplá-Barrandiums aus (ŠRÁMEK et al., 1997). Nordöstlich des Schwereminimums von Mariánské Lázně wird die positive Schwerewirkung der Metabasite durch die basischen Gesteine des tertiären Doupov-Vulkans (C1) verstärkt (ŠRÁMEK et al., 1997). Im Bereich von Domažlice liegt das Schwererhoch (D) des ähnlich bedeutenden, aus basischen Metavulkaniten und Metaplutoniten aufgebauten Kdyně-Massivs sowie des vulkanischen Gürtels von Domažlice-Kralupy (ŠRÁMEK et al., 1997). Letzterer setzt sich, wie in der Bouguer-Karte in Abbildung 6.1 deutlich wird, in nordöstlicher Richtung fort.

Ein langgestrecktes, NW-SO-streichendes Maximum (E) charakterisiert die Zone von Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV). Die sukzessive Abnahme der Schwere in südwest-

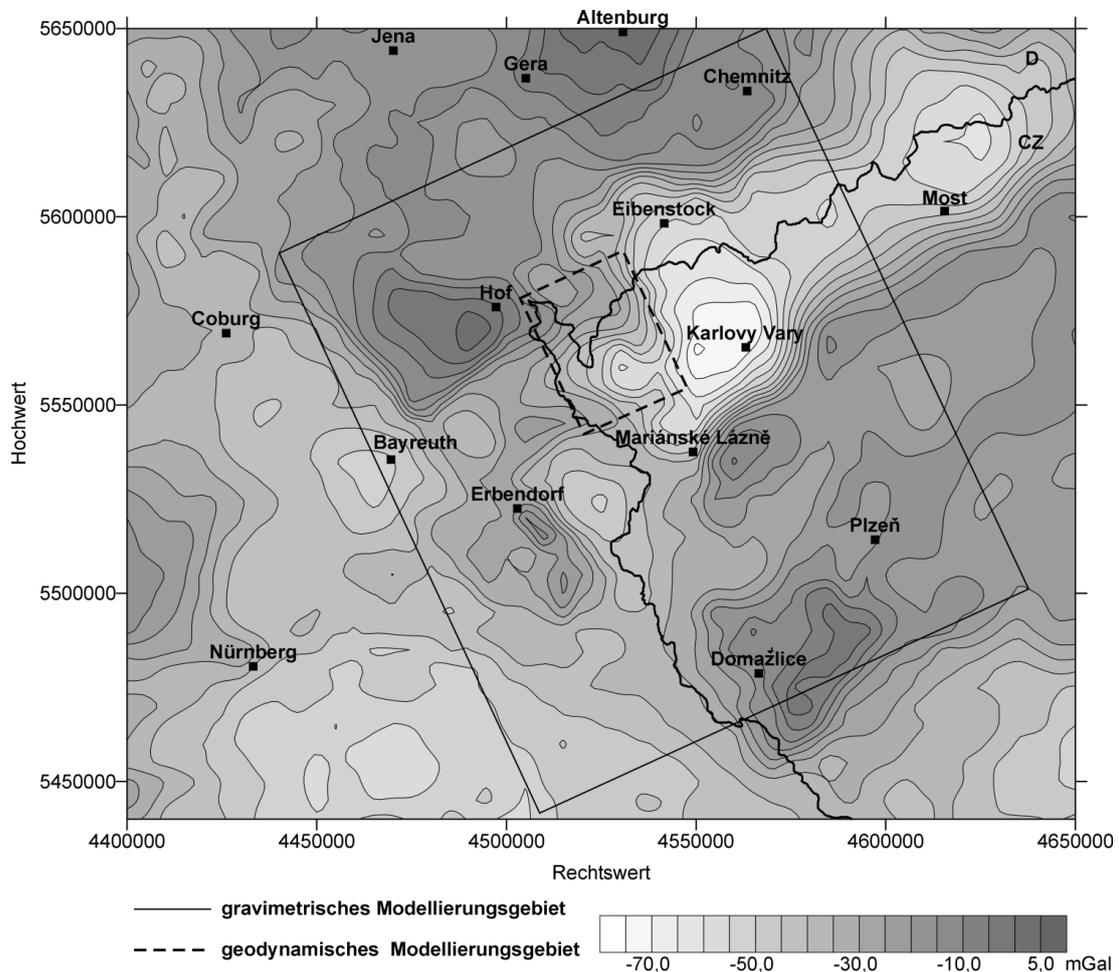


Abbildung 6.1: Bouguer-Karte des Untersuchungsgebietes mit Lage des gravimetrischen und des geodynamischen Modellierungsgebietes. Der Isolinienabstand beträgt 2,5 mGal.

liche Richtung begründet sich durch die Fortsetzung der ZEV mit Amphiboliten relativ hoher Dichte in dieser Richtung, wobei die positive Schwerewirkung durch überlagernde mesozoische Sedimente verringert wird (BOSUM et al., 1997).

Das ausgedehnte Erzgebirge-Nordböhmen-Schwereminimum (F,G,H) kann mit relativ leichten Gesteinen innerhalb der Grundgebirgsregion korreliert werden. Während das Schwereminimum im nordöstlichen Teil (F) vor allem durch Rotgneise verursacht wird, sind westlich davon die Granite von Eibenstock für den nördlichen Teil (G) und der Granit von Karlovy Vary für den südlichen Teil (H) der negativen Bouguer-Anomalie verantwortlich. Möglicherweise bilden die Granite von Eibenstock und Karlovy Vary einen zusammenhängenden Granitkomplex (CONRAD et al., 1994). Bei der Zuordnung der Minima zu den Graniten ist auch der Einfluss tiefer Diskontinuitäten zu beachten. Die im Bereich des nordöstlichen Teils des Schwereminimums (F) anstehenden Rotgneise allein können die niedrigen Schwerewerte nicht erklären. CHOI (2001) geht von Graniten aus, die in die Gneismasse intrudierten. Westlich des Schweremini-

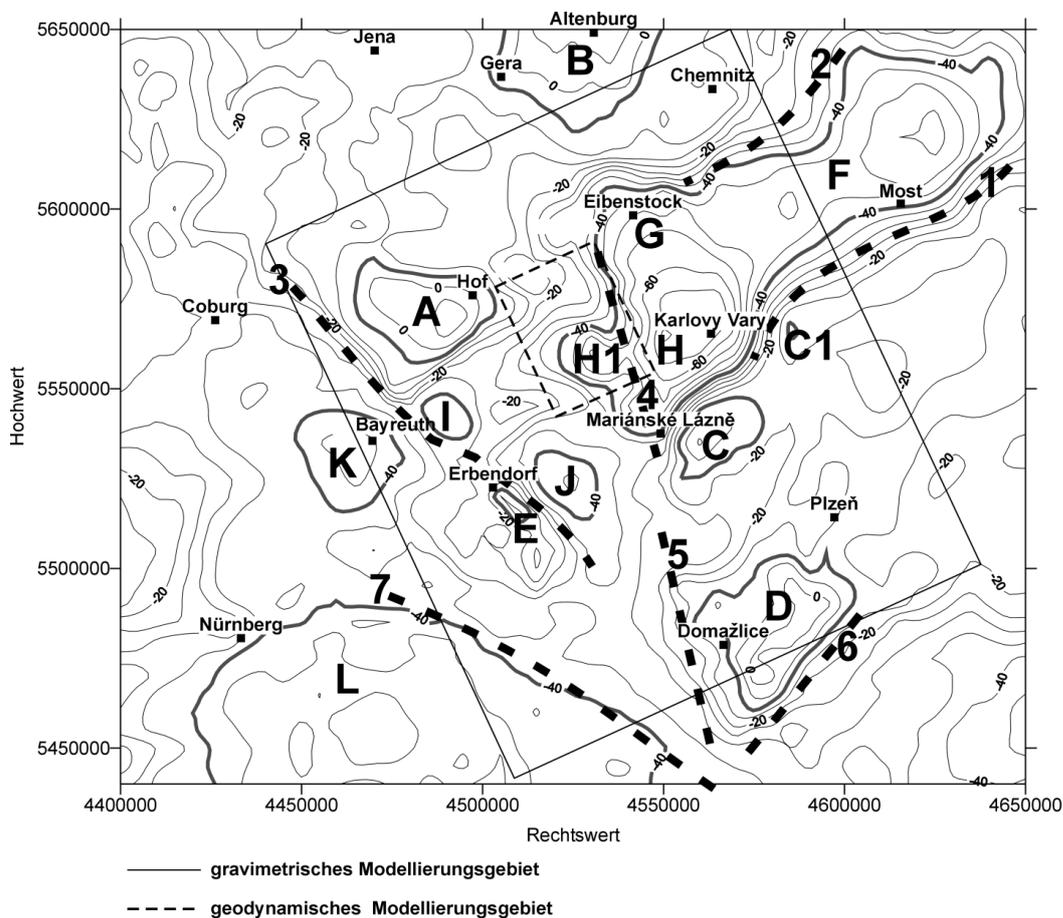


Abbildung 6.2: Lage der wichtigsten gravimetrischen Anomalien und Gradientenzonen (dick gestrichelt) im Untersuchungsgebiet.

mums schließen sich mehrere Teilminima, hervorgerufen durch die oberflächennahen Granitkomplexe von Bergen und Eichigt, an. Die Tiefenlage der Oberkante dieser Störkörper wird von [CHOI \(2001\)](#) mit 3 km, resultierend aus dem Euler-Dekonvolutions-Verfahren, angegeben. Der durch den Karlovy Vary Pluton erzeugte Teil des Schwereminimums (**H**) fällt mit dem Erzgebirge-Abbruch zusammen. Ein Teil der Granite wird an dieser Stelle von den Sedimenten des Sokolov-Beckens überlagert, die die negative Schwereanomalie verstärken ([ŠRÁMEK et al., 1997](#)). Die sich in südwestlicher Richtung an das Schwereminimum (**H**) anschließende kleine negative Anomalie wird durch den Žandov-Granit verursacht ([ŠVANCARA et al., 2000](#)). In westlicher Richtung zeigen die Isolinien des Schwereminimums (**H**) eine deutliche Ausbuchtung (**H1**). Dieses Teilminimum korreliert mit den neogenen Sedimenten des Eger-Beckens, die von Graniten des westlichen Ausläufers des Fichtelgebirge-Plutons (Smrčiny-Pluton) unterlagert sind ([BANKWITZ & SCHNEIDER, 2000](#)). Der Fichtelgebirgsgranit selbst ist durch ein lokales Minimum (**I**) gekennzeichnet. Möglicherweise besitzt der Granit aber unter dem Eger-Becken seine größte vertikale Ausdehnung.

Das südöstlich des Fichtelgebirge-Schwereminimums (**I**) gelegene lokale Minimum (**J**) wird durch den Falkenberggranit verursacht. Die vertikale Erstreckung des Granites gibt [TRZEBSKI \(1997\)](#) mit mehr als 7 km an. Die Ursache des Schwereminimums von Bayreuth (**K**) ist noch nicht eindeutig geklärt. Es werden ein ausgedehntes Becken gefüllt mit Permo-Karbon-Sedimenten oder verdeckte Granitintrusionen unter den mesozoischen Sedimenten in diesem Bereich diskutiert ([GROSSE et al., 1992](#)). Durch eine Bohrung nahe Bayreuth konnten allerdings nur geringe permo-karbone Sedimentmächtigkeiten nachgewiesen werden ([GUDDEN & SCHMIDT, 1985](#)). Der südliche Teil des Untersuchungsgebietes wird durch das Schwereminimum von Neumarkt/Oberpfalz (**L**) charakterisiert. Diese Schwereanomalie südöstlich von Nürnberg ist Teil einer Reihe von Schwereminima entlang der Linie Regensburg-Göttingen. Die Minima folgen der westlichen Grenze des Böhmisches Massivs bzw. der Fränkischen Linie. Transformationen des Schwerfeldes weisen auf eine tiefliegende Quelle im oberen Mantel hin, wobei eine Absenkung der Moho ausgeschlossen werden kann ([GROSSE et al., 1992](#)).

Tektonische Störungen treten in Abhängigkeit von Sprunghöhe und Dichtedifferenz der an die Störung angrenzenden Gesteine als Schweregradienten hervor. Auf diese Weise wird der Erzgebirge-Abbruch (**1**) in der Bouguer-Karte deutlich. Dieser bildet die nördliche Grenze des Ohře-Lineaments, welches das Erzgebirge, gekennzeichnet durch hohe Krustenmächtigkeit und geringe Schwere, vom Teplá-Barrandium mit geringerer Krustenmächtigkeit und größerer Schwere trennt. Das Zentralsächsische Lineament (**2**) wird als nordwestliche Begrenzung des Erzgebirge-Schwereminimums (**F**) angesehen. Diese ca. 10 km breite Zone wird im Süden durch einen deutlichen Schweregradienten und im Norden durch die Plauener Störung und das Granulitgebirge begrenzt. Das Sächsische Granulitgebirge selbst wird nicht durch eine eigenständige Anomalie im Schwerfeld gekennzeichnet. Es stellt im Schwereverlauf eine Terrasse zwischen dem Schwereminimum des Erzgebirges (**F**) und dem Schwere-

hoch von Altenburg (**B**) dar ([CHOI, 2001](#)). Untersuchungen zur Herkunft der an der Erdoberfläche gelagerten Hochdruckgesteine des Sächsischen Granulitgebirges können Aufschluss über die tektonische Entwicklung des saxothuringischen Teils der Varisziden geben ([KRAWCZYK et al., 2000](#)).

Die Fränkische Linie (**3**) kann mit der Gradientenzone westlich des Schwerehochs von Hof (**A**) korreliert werden, deren südliche Fortsetzung durch eine dichte Isolinien-scharung zwischen der ZEV (**E**) und dem Falkenberggranit (**J**) charakterisiert wird. Die deutliche Ausprägung dieser Störungszone in der Bouguer-Karte lässt auf ein tiefreichendes Störungssystem schließen. Ein Versatz des Grundgebirges von bis zu 2300 m ([ZULAUF & DUYSER, 1997](#)) sowie ca. 1500 m mächtige permo-mesozische Sedimente ([WALTER, 1995](#)) an der südwestlichen Flanke der Störung heben ebenfalls den Schweregradienten hervor.

Die mit den in der Region Vogtland/NW-Böhmen auftretenden Erdbebenschwärmen in Verbindung gebrachte Mariánské Lázně-Störungszone (**4**) wird durch generelle Änderungen des Anomalienbildes gekennzeichnet. Die Störungszone markiert die östliche Grenze des Eger-Beckens. In der hochauflösenden Bouguer-Karte der epizentralen Region um Nový Kostel von [ŠVANCARA et al. \(2002\)](#) zeigt der mit der Mariánské Lázně-Störung korrelierte Schweregradient einen ca. 700 m großen Sprung nach Norden. Durch eine Verdichtung der Isolinien werden die NNW-SSO-verlaufende Westböhmischescherzone (**5**) und die SW-NO-verlaufende Zentralböhmischescherzone (**6**) gekennzeichnet. Der in WNW-OSO-Richtung streichende Bayerische Pfahl (**7**) stellt die westliche Grenze des Böhmisches Massivs dar.

Kapitel 7

Analyse des Schwerefeldes

Zur Gewinnung weiterer Informationen aus dem Schwerefeld des Untersuchungsgebietes wurden Wellenlängenfilterungen durchgeführt. Die in der Bouguer-Karte der Region Vogtland/NW-Böhmen (Abbildung 6.1) erkennbaren gravimetrischen Anomalien entstehen durch Überlagerung der Schwerewirkung verschiedener Störkörper im Untergrund. Mit Hilfe von Wellenlängenfilterungen wird versucht, Feldanteile aus den Anomalie-Werten zu separieren und somit Aussagen über die Tiefenverteilung der gravimetrischen Quellkörper zu treffen.

7.1 Grundlagen der Wellenlängenfilterung

Die Berechnung der verschiedenen Regional- und Residualfelder erfolgte mit dem Programm INTERP (LAHMEYER, 1989) auf einer Fläche von $250 \times 210 \text{ km}^2$. Als Eingabe für den Filterprozess wurde aus den unregelmäßig verteilten Bouguer-Werten (Abbildung 4.1, gravimetrisches Untersuchungsgebiet) ein Gitter mit 100×80 Stützstellen berechnet. Das entspricht einem Abstand von 2530 m zwischen den Gitterpunkten und somit dem durchschnittlichen Messpunktabstand. Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes liegen nur Daten mit einem Messpunktabstand von 8 km vor (vergleiche Abbildung 4.1), so dass sich kleinräumige Anomalien in diesem Bereich nicht auflösen lassen. Die Filterung wurde mit 6 verschiedenen Grenzwellenlängen λ_c und den dazugehörigen effektiven Grenzwellenlängen $\lambda_{c_{eff}}$ vorgenommen, die in Tabelle 7.1 aufgeführt sind. Die Festlegung der Filterparameter erfolgte nach Gleichung 5.1 und 5.2. Eine befriedigende Trennung und Interpretation von Regional- und Lokalfeld ist allerdings nur möglich, wenn sich die Quelltiefen der anomalie-erzeugenden Störkörper deutlich unterscheiden.

Tabelle 7.1: Für die Wellenlängenfilterung verwendete Parameter sowie die daraus abgeschätzte Quellkörpertiefe.

Grenzwellenlänge λ_c in km	effektive Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}}$ in km	max. Quellkörpertiefe z_s in km (potentialtheoretisch)
15	12,8	4,3
60	36,0	12,0
200	64,0	21,3
250	90,0	30,0

7.2 Anwendung und Resultate

Filterung mit der effektiven Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}}=12,8$ km ($z_s=4,3$ km)

Ein Vergleich des Regionalfeldes (Abbildung 7.1, oben) mit der Bouguer-Karte des Untersuchungsgebietes in Abbildung 6.1 zeigt nur geringe Unterschiede. Der Verlauf der Isolinien ist allerdings geglättet, da sehr kurzwellige Anomalien herausgefiltert wurden. Das dazugehörige Lokalfeld (Abbildung 7.1, unten) enthält nur einige wenige Informationen. Der Verlauf der Fränkischen Linie deutet sich durch eine NW-SO-streichende Scharung der Isolinien an. Die Mariánské Lázně-Störungszone hebt sich durch einen NNW-SSO-streichenden linearen Verlauf der Isolinien heraus. Die Metavulkanite und Metaplutonite des Kdyně-Massivs im Bereich von Domažlice sind ebenfalls deutlich sichtbar, wobei dies auf eine oberflächennahe Lagerung hinweist.

Filterung mit der effektiven Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}}=36,0$ km ($z_s=12,0$ km)

Das Regionalfeld (Abbildung 7.2, oben) wird durch das Schwereminimum des Erzgebirges dominiert. Die Teilminima nordwestlich und südwestlich des Granites von Eibenstock und Karlovy Vary wurden aus dem Regionalfeld herausgefiltert. Es wird angenommen, dass sie vollständig im Lokalfeld (Abbildung 7.2, unten) enthalten sind. Die Mächtigkeiten der die lokalen Schwereminima hervorrufenden Granite von Kirchberg, Bergen, Eichigt und Žandov sind demzufolge vermutlich geringer als 12 km.

Der Fichtelgebirgsgranit, nordöstlich von Bayreuth, liefert keinen Beitrag zum Regionalfeld. Im Lokalfeld wird eine Zweiteilung des Granites deutlich, verursacht durch Mächtigkeiten von maximal 8 km im westlichen und östlichen Teil des Plutons, während der Isolinienverlauf im zentralen Teil nur eine geringe vertikale Erstreckung des Granites vermuten lässt. Diese Interpretation stimmt mit Untersuchungen zur Tiefenverteilung des Fichtelgebirgsgranites von HECHT et al. (1997) überein.

Die Mariánské Lázně-Störungszone ist im Lokalfeld sichtbar. Sie korreliert mit der Gradientenzone östlich des Fichtelgebirgsgranites. Die Fränkische Linie wird im

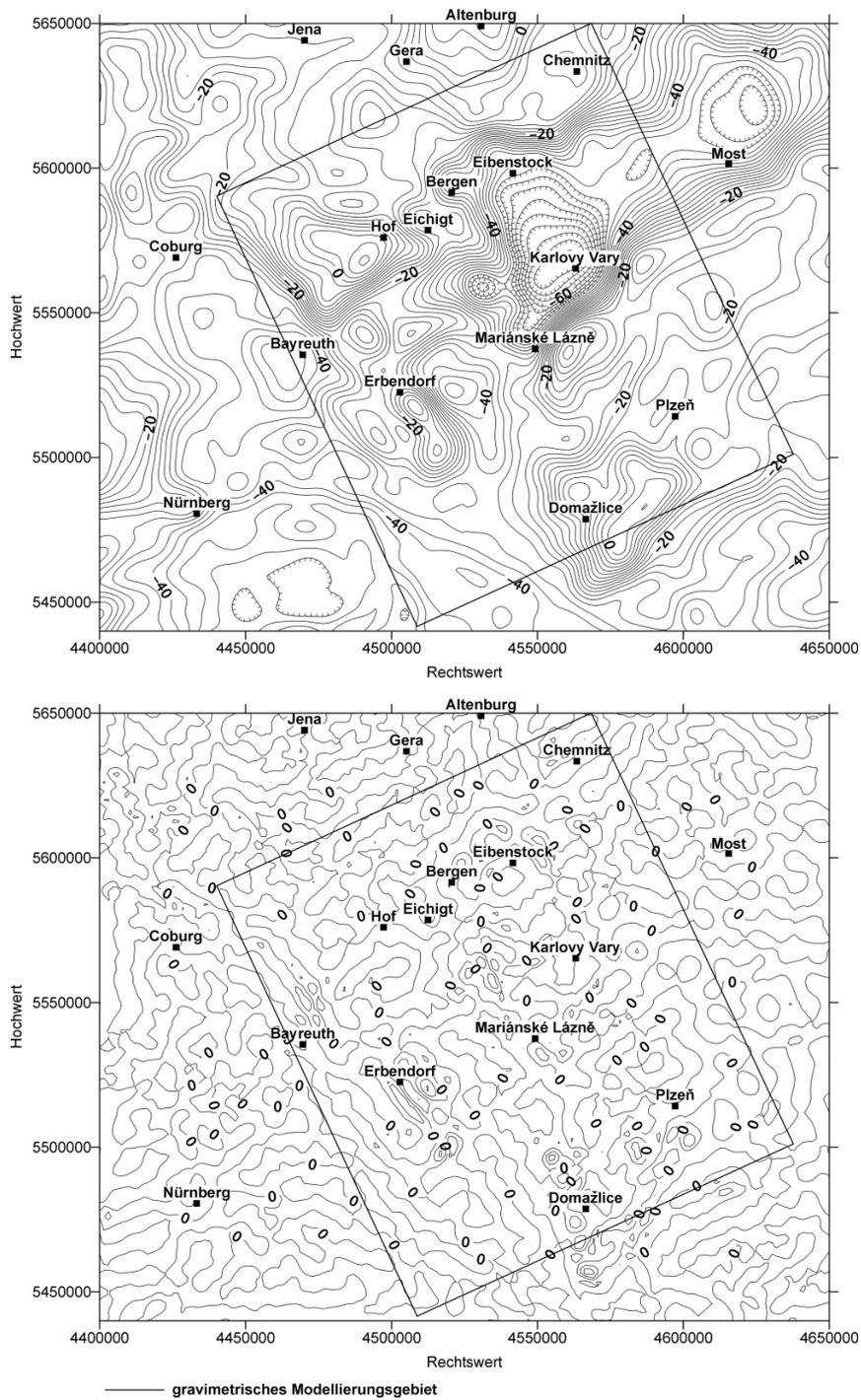


Abbildung 7.1: Regionalfeld (oben) und Lokalfeld (unten) der Bouguer-Anomalie für eine effektive Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}} = 12,8$ km (Isolinienabstand 2,5 mGal).

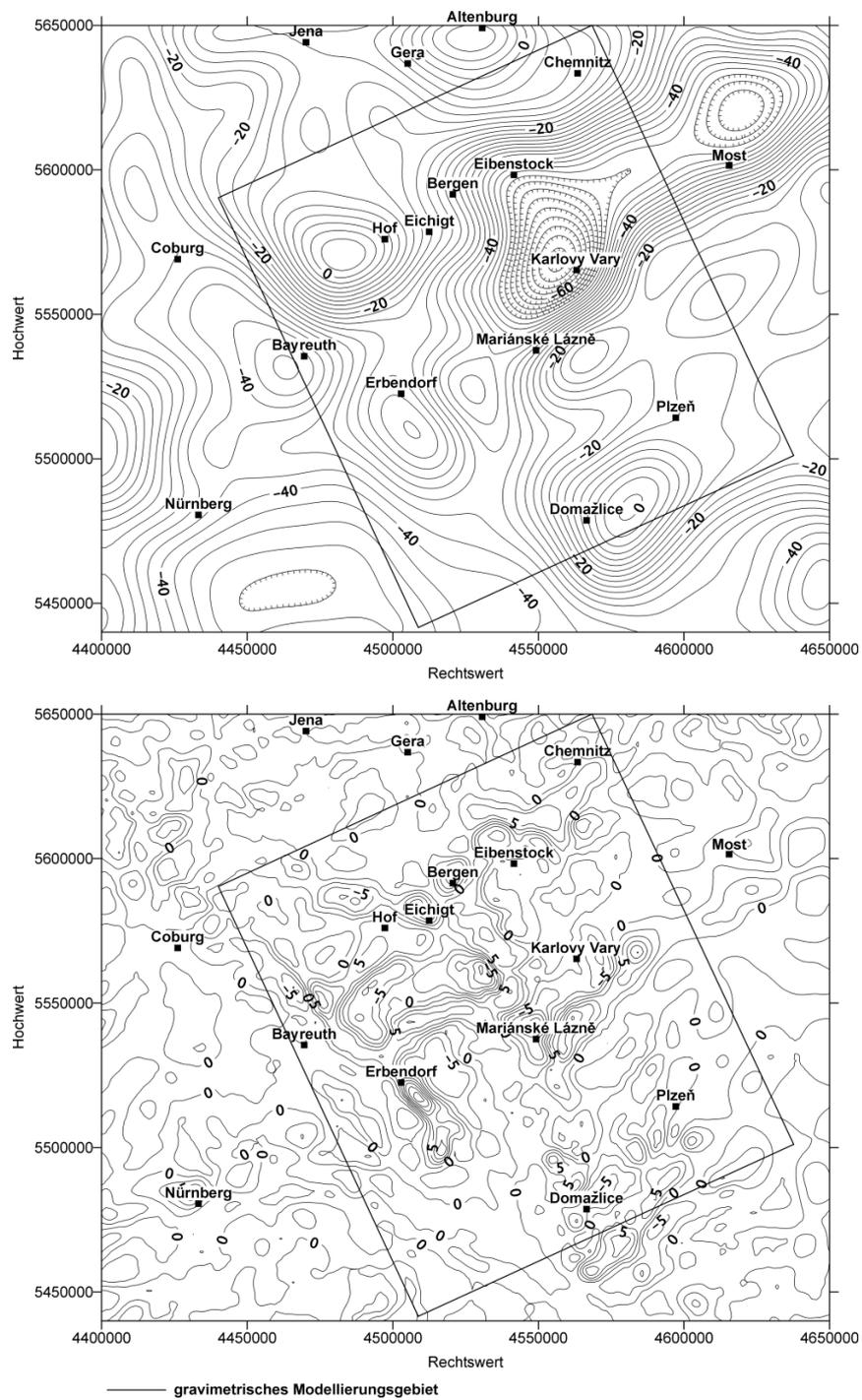


Abbildung 7.2: Regionalfeld (oben) und Lokalfeld (unten) der Bouguer-Anomalie für eine effektive Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}}=36,0$ km (Isolinienabstand 2,5 mGal).

Lokal- und im Regionalfeld durch eine Gradientenzone westlich des Schwerehochs von Hof abgebildet.

Das Schwereminimum von Bayreuth ist im Regionalfeld sehr deutlich ausgeprägt. Dies deutet auf eine Quelle unterhalb der oberen Kruste hin. Die Ursache des Schwereminimums im Regionalfeld östlich von Erbdorf ist noch unklar, da der an dieser Stelle lokalisierte Falkenberggranit nach MAIER (1990), HARJES et al. (1997) und TRZEBSKI et al. (1997) nur eine Tiefe von maximal 10 km erreicht.

Im Regionalfeld treten klar die Schwerehochs von Hof und Altenburg hervor. Die Störkörpertiefe ist demzufolge vermutlich größer als 12 km, da beide keinen Beitrag zum Lokalfeld liefern. Anteile der positiven Anomalien verursacht durch den Mariánské Lázně-Komplex sowie durch die Basalte des tertiären Doupov-Vulkans sind sowohl im Regional- als auch im Lokalfeld enthalten, wobei eine Abgrenzung der Maxima im Regionalfeld nur in nördlicher Richtung möglich ist. Dies stützt die von ŠRÁMEK et al. (1997) postulierte Fortsetzung der Metabasite des Mariánské Lázně-Komplexes in südöstliche Richtung unter das Teplá-Barrandium.

Ein lokales Maximum südlich von Erbdorf ist im Regional- und Lokalfeld zu beobachten. Während das Schwerehoch im Lokalfeld durch die NW-SO-streichende Zone von Erbdorf-Vohenstrauß mit einer Mächtigkeit von ca. 10 km (EMMERMANN & LAUTERJUNG, 1997) hervorgerufen wird, verursacht der in ca. 12 km Tiefe vermutete Erbdorf-Körper (HARJES et al., 1997) im Regionalfeld ein deutlich breiteres lokales Maximum.

Filterung mit der effektiven Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}}=64,0$ km ($z_s=21,3$ km)

Im Regionalfeld in Abbildung 7.3 (oben) treten das Erzgebirge-Nordböhmen-Schwereminimum sowie die Schwerehochs von Hof und Altenburg im Vergleich zum Regionalfeld in Abbildung 7.2 (oben) in nahezu unveränderter Form, lediglich stärker geglättet hervor.

Das Schwerehoch von Mariánské Lázně ist im Regionalfeld nicht mehr zu lokalisieren. Demnach kann vermutet werden, dass sich die Quelle oberhalb 21 km Tiefe befindet. Eine leichte Ausbuchtung der Isolinien in Richtung der Stadt Mariánské Lázně deutet auf eine Verschiebung des Schwerpunktes in südöstliche Richtung hin, so dass eine Überlagerung mit dem Schwerehoch des Kdyně-Massivs in der Region um Domažlice diskutiert werden kann. Eine Begründung für die Verschiebung des Schwerpunktes in südöstliche Richtung mit zunehmender Tiefe liefern Informationen aus dem seismischen Profil 9HR. Die seismischen Daten zeigen eine Fortsetzung der dichten Gesteine des Mariánské Lázně-Komplexes nach SO unter das Teplá-Barrandium (TOMEK et al., 1997).

Das Schwerehoch von Domažlice dominiert im Regionalfeld den gesamten Bereich des Teplá-Barrandiums, der ebenfalls im Lokalfeld (Abbildung 7.3, unten) durch positive Anomalien lokalen Charakters gekennzeichnet wird. Die Verteilung der Anomalien im Lokalfeld lassen die Grenzen des Teplá-Barrandiums sichtbar werden, im Westen die NNW-SSO-streichende Westböhmischescherzone und im Süden die SW-

NO-verlaufende Zentralböhmischescherzone. Die sich entlang der nördlichen Grenze aneinander reihenden positiven Anomalien charakterisieren den Eger-Graben und korrelieren mit der Verteilung basischer Vulkanite (ŠRÁMEK et al., 1997).

Während sich das Schwerehoch von Hof im Lokalfeld deutlich ausprägt und auf Quellkörperanteile in der mittleren und oberen Kruste hindeutet, liefert das Schwerehoch von Altenburg keinen Beitrag zum Lokalfeld. Die das Schwerehoch von Altenburg verursachenden intermediären bis basischen Gesteine können demzufolge in Tiefen größer als 21 km vermutet werden.

Im Bereich von Erbdorf ist ein lokales Maximum mit relativ geringer Amplitude sichtbar. Dies lässt sich möglicherweise auf eine große horizontale Ausdehnung des Erbdorf-Körpers in Ost-West-Richtung zurückführen (HIRSCHMANN, 1996).

Filterung mit der effektiven Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}}=90,0$ km ($z_s=30,0$ km)

Im Regionalfeld (Abbildung 7.4, oben) zeichnen sich vier dominierende Strukturen ab. Das Erzgebirge-Nordböhmen-Schwereminimum verläuft in NW-SO-Richtung. Eine leichte Absenkung der Moho und eine Anhäufung von granitoidem Material bzw. von relativ leichten Metamorphiten im Krustenbereich könnten dieses Minimum verursachen (CONRAD et al., 1983). Der im Regionalfeld sich südlich an das Erzgebirge-Nordböhmen-Schwereminimum anschließende Gradient korreliert mit dem Erzgebirge-Abbruch bzw. dem Staffelbruch von Leitmeritz (Litoměřice). Im Vergleich zum Regionalfeld in Abbildung 7.1 (oben) verlagert sich die Zone des stärksten Gradienten in 30 km Tiefe nach Südosten, so dass ein Einfallen der Störungszone in diese Richtung angenommen werden kann. Signifikante Aussagen können in diesem Bereich nicht getroffen werden, da der Messpunktstand in dieser Region mit 8 km deutlich größer und somit die Auflösung geringer als im restlichen Untersuchungsgebiet ist.

Die Anomalien von Hof und von Altenburg bilden im Regionalfeld (Abbildung 7.4, oben) eine Schwereachse, wobei das Schwerehoch von Hof im Regionalfeld eine deutlich geringere Schwerewirkung als das Schwerehoch von Altenburg aufweist.

Das Schwereminimum im Bereich von Nürnberg erstreckt sich in ca. 30 km Tiefe bis Coburg. Die Ursachen dieses Schwereminimums sind noch nicht hinreichend geklärt. Eine Absenkung der Moho liegt in diesem Bereich nicht vor (GROSSE et al., 1992). Vermutlich handelt es sich um eine Extensionszone mit einer anderen chemischen Zusammensetzung und damit auch anderen physikalischen Eigenschaften in der unteren Kruste bzw. im oberen Mantel.

Der gesamte Bereich des Teplá-Barrandiums wird durch ein SSW-NNO-streichendes Schwerehoch charakterisiert, dessen Amplitude jedoch mehr als 10 mGal unter der des Schwerehochs von Altenburg liegt. Neben den an der Oberfläche sichtbaren sowie in der oberen Kruste gelagerten basischen Metavulkaniten und Metaplutoniten (ŠRÁMEK et al., 1997) befinden sich möglicherweise dichte Gesteine in der unteren Kruste, die die langwelligen Anteile im Regionalfeld erklären. Die große laterale Ausdehnung der dichten Gesteine in der oberen Kruste könnte ebenfalls die langwellige Anomalie erzeugen.

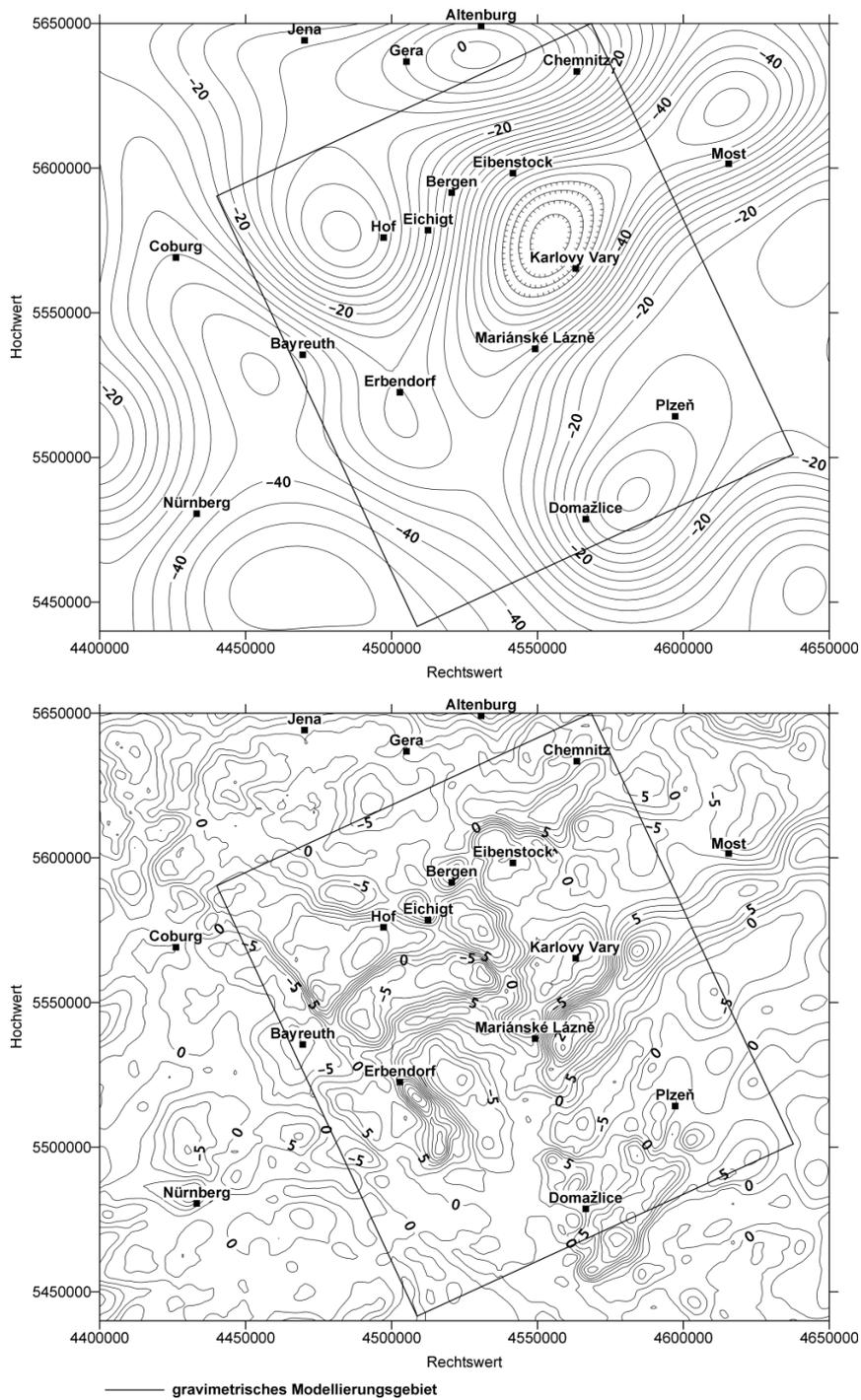


Abbildung 7.3: Regionalfeld (oben) und Lokalfeld (unten) der Bouguer-Anomalie für eine effektive Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}} = 64,0$ km (Isolinienabstand 2,5 mGal).

Das Lokalfeld in Abbildung 7.4 (unten) enthält alle wesentlichen Strukturen der ungefilterten Bouguer-Karte (Abbildung 6.1), lediglich die Schwereminima des Erzgebirges und im Bereich von Nürnberg sind hier schwächer ausgeprägt, was auf eine Quellkörpertiefe von mehr als 30 km hinweisen könnte.

7.3 Zusammenfassende Darstellung der Filterungsergebnisse

Die mittels Wellenlängenfilterungen vorgenommenen Trennungen in Regional- und Lokalfeldanteile lassen sich unter den in Kapitel 5.1 diskutierten Einschränkungen wie folgt interpretieren.

- Das ausgedehnte Erzgebirge-Nordböhmen-Schwereminimum verläuft dem variszischen Faltenbogen folgend in NO-SW-Richtung. Die langwelligen Anteile der negativen Anomalie sind bis in 30 km Tiefe interpretierbar. Die Schwereminima im nordwestlichen und südwestlichen Bereich des Erzgebirge-Nordböhmen-Schwereminimums sind von lokaler Natur. Die Mächtigkeiten der die negativen Anomalien erzeugenden oberflächennahen Granite betragen vermutlich weniger als 12 km.
- Der Einfluss des Schwerehochs von Hof nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Dies bedeutet eine Begrenzung des Tiefenbereichs der die positive Anomalie verursachenden dichten Gesteine auf die mittlere und obere Kruste.
- Der Fichtelgebirgsgranit erreicht die größten Mächtigkeiten von bis zu 8 km an seiner westlichen und östlichen Grenze, während der Granit im mittleren Bereich eine deutlich geringere vertikale Ausdehnung aufweist. Vergleichbare Ergebnisse zur Tiefenlage der Unterseite des Granites werden von [HECHT et al. \(1997\)](#) genannt. Allerdings wurden diese Abschätzungen nur westlich der deutsch-tschechischen Grenze vorgenommen.
- Das Teplá-Barrandium wird generell durch NNO-SSW-streichende gravimetrische Strukturen gekennzeichnet. Zwei herausragende lokale Schweremaxima korrelieren mit dem Mariánské Lázně-Komplex und dem Kdyně-Massiv, deren gravimetrischer Einfluss sich bis in 30 km Tiefe verfolgen lässt. Eine Verlagerung der positiven Anomalie von Mariánské Lázně mit der Tiefe in südöstliche Richtung wird durch das Abtauchen der Metabasite des Komplexes in dieselbe Richtung unter das Teplá-Barrandium erklärt.
- Das Schwerehoch südlich von Erbdorf wird durch zwei Quellkörper in unterschiedlichen Tiefen hervorgerufen. Die ca. 10 km mächtigen dichten Gesteine der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß setzen sich unter der permo-mesozoischen Bedeckung nach Westen hin fort. Zusätzlich übt der in ca. 12 km Tiefe vermutete

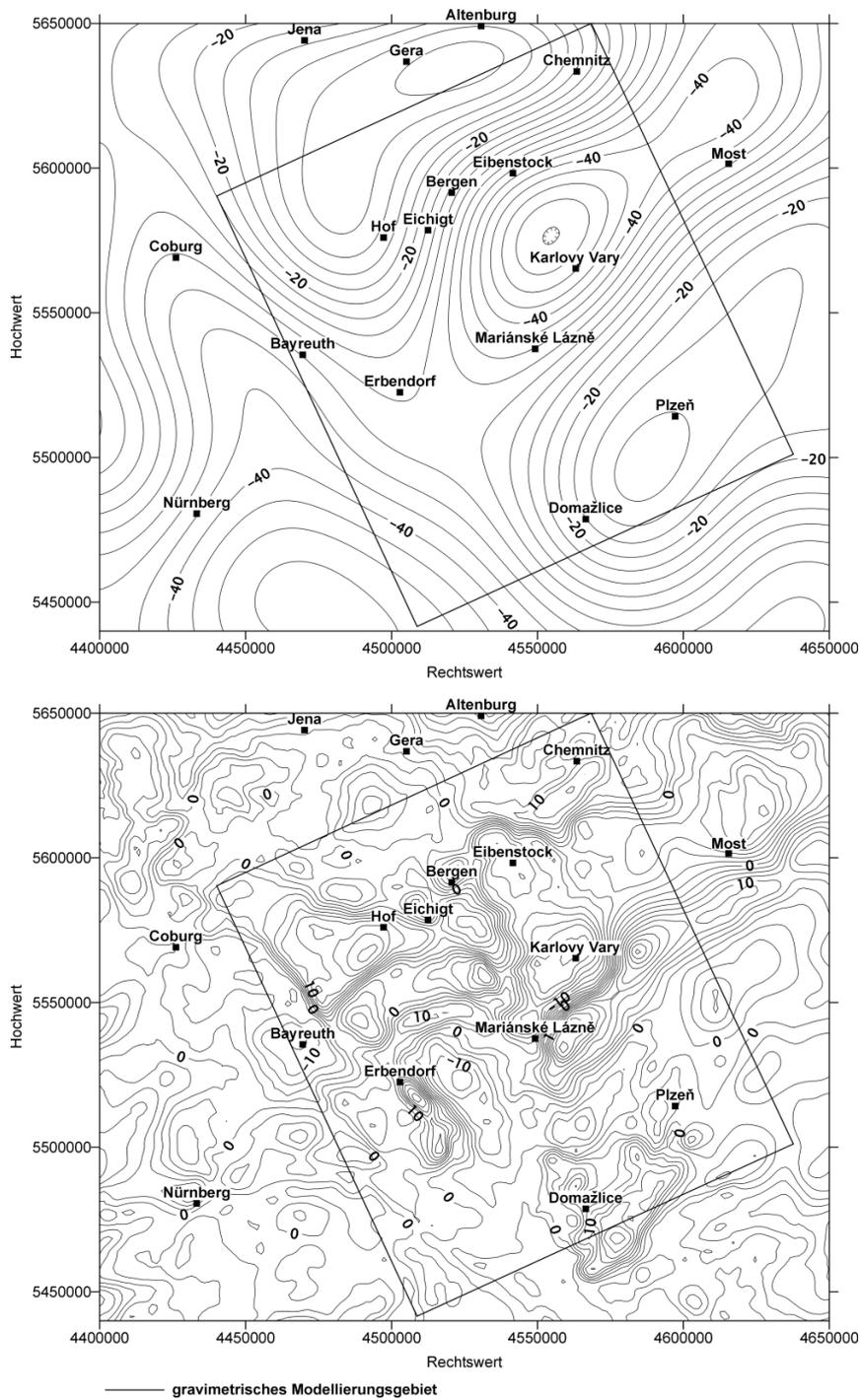


Abbildung 7.4: Regionalfeld (oben) und Lokalfeld (unten) der Bouguer-Anomalie für eine effektive Grenzwellenlänge $\lambda_{c_{eff}}=90,0$ km (Isolinienabstand 2,5 mGal).

Erbendorf-Körper eine positive Schwerewirkung aus. Der gravimetrische Einfluss des Erbendorf-Körpers ist bis in über 20 km Tiefe zu verfolgen. Dies ist auf eine große laterale Ausdehnung zurückzuführen und weniger auf die Mächtigkeit.

- Für das lokale Minimum östlich von Erbendorf und das Schwereminimum von Bayreuth werden durch die Filterung Schwerpunkttiefen von bis zu 12 km bzw. über 20 km angegeben, wobei die Ursachen dieser Tiefenreichweite noch ungeklärt sind.
- Die Quelle des Schwereminimums von Neumarkt/Oberpfalz befindet sich, ebenso wie die des Schwerehochs von Altenburg, in Tiefen größer als 30 km. Obwohl die Zentren beider Anomalien außerhalb des gravimetrischen Modellierungsgebietes liegen, muss deren Schwereeffekt bei der 3-dimensionalen Modellierung berücksichtigt werden.
- Störungszonen wie die Fränkische Linie und die Mariánské Lázně-Störung lassen sich in den Lokalfeldern oberhalb 4,2 km und 12 km Tiefe gut lokalisieren.
- Eine variszisch streichende Gradientenzone südlich des Erzgebirge-Nordböhmischen-Schwereminimums korreliert mit dem Erzgebirge-Abbruch und dem Eger-Graben mit darunter liegender Störungszone von Leitmeritz (Litoměřice). In den Regionalfeldern der Wellenlängenfilterungen ist eine Verlagerung des stärksten Gradienten mit der Tiefe zu verzeichnen. Dies stützt die These, dass es sich beim Erzgebirge-Abbruch bzw. dem unterhalb des Eger-Grabens verlaufenden Staffelbruch von Leitmeritz (Litoměřice) um eine tiefreichende, durch die ganze Kruste zu verfolgende Störungszone handelt, die möglicherweise die variszische Subduktionszone zwischen Saxothuringikum im Norden und Moldanubikum im Süden darstellt.
- Hinweise auf das Vorhandensein des von [WEINLICH et al. \(1999\)](#) und [ŠPIČÁK & HORÁLEK \(2001\)](#) postulierten Magmakörpers an der Grenze zwischen Erdmantel und Erdkruste bzw. einer Mantelaufwölbung im Bereich Vogtland/NW-Böhmen konnten durch Wellenlängenfilterung nicht gefunden werden, da der zu erwartende Dichtekontrast zu gering ist.

7.4 Isostatische Betrachtungen

Die Untersuchung des isostatischen Zustandes von Lithosphärenplatten kann Informationen über den Entwicklungsprozess eines Orogens bzw. das Stadium der Gebirgsbildung liefern. Einen allgemeinen Überblick bezüglich des isostatischen Zustandes der Lithosphäre im Untersuchungsgebiet Vogtland/NW-Böhmen gibt dieses Kapitel. Die isostatische Analyse wird nur in begrenztem Umfang vorgenommen, da das in der

vorliegenden Arbeit betrachtete Gebiet mit $250 \times 210 \text{ km}^2$ (Abbildung 4.1, gravimetrisches Untersuchungsgebiet) relativ klein ist und sich die Arbeit insgesamt auf die in der mittleren Kruste stattfindenden Schwarmerdbeben sowie auf eine mögliche Existenz eines Magmensystems bzw. einer Mantelaufwölbung konzentriert.

Die Isostasie beschreibt das Verhalten des duktilen Erdmantels unter der Auflast von topografischen Massen. Neben den klassischen Modellen nach AIRY (1855) und PRATT (1855), die lokale Kompensation beschreiben, wird zwischen lokalem und regionalem Ausgleich unterschieden. In der vorliegenden Arbeit soll der lokale Ausgleich nach AIRY (1855) und der regionale Ausgleich nach VENING-MEINESZ (1939) betrachtet werden (Abbildung 7.5). Beim AIRY-Modell wird von einer variablen Krustenmächtigkeit mit konstanter Krustendichte ausgegangen. Dabei werden die Topografie, Dichte und Mächtigkeit der Kruste, sowie Dichtedifferenz zwischen Kruste und oberem Mantel berücksichtigt. Die regionale Kompensation nach dem VENING-MEINESZ-Modell basiert auf dem AIRY-Modell, wobei zusätzlich die Biegesteifigkeit (Rigidität) der Kruste einbezogen wird. Dieser regionale Ausgleich wirkt auf die Schwere wie ein Tiefpass-Filter. Detaillierte Beschreibungen und Ausführungen zu mathematischen Ansätzen der genannten isostatischen Modelle liefern Lehrbücher beispielsweise von WATTS (2001).

Die Berechnung der isostatischen Schwerfelder nach AIRY und VENING-MEINESZ erfolgte mit dem Programm INTERP (LAHMEYER, 1989) unter Nutzung des Parker-Algorithmus (PARKER, 1972). Zur Vermeidung von Randeffekten wurden topografische Werte innerhalb eines Umkreises von 300 km um das Untersuchungs-

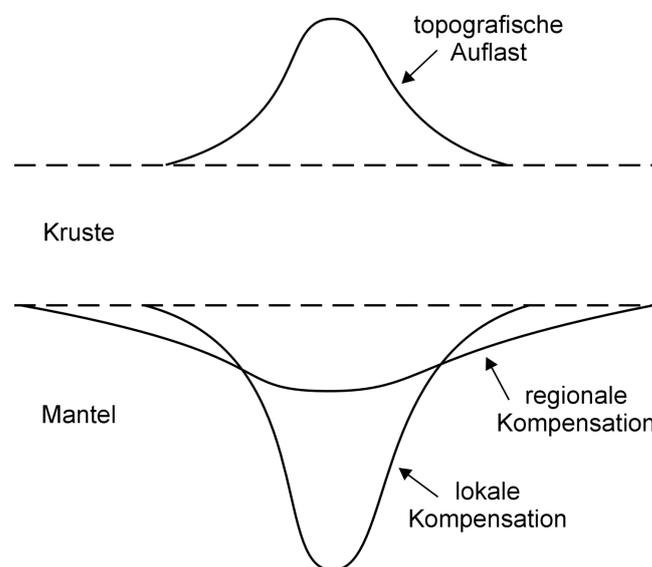


Abbildung 7.5: Prinzip des lokalen isostatischen Ausgleichs nach AIRY und der regionalen Kompensation nach VENING-MEINESZ. Schematische Darstellung nach WATTS (2001).

biet in die Berechnungen einbezogen (pers. Mitt. SCHMIDT, 2003). Die Topografie außerhalb des Untersuchungsgebietes liegt auf einem $5' \times 5'$ Gitter vor (NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER, 2001). Als Parameter für die Berechnung wurden eine Krustendichte von 2670 kg/m^3 , eine durchschnittliche Krustenmächtigkeit von 30 km und ein Dichtekontrast von 500 kg/m^3 zwischen Kruste und Mantel gewählt. Diese Werte basieren auf Randbedingungen des im Rahmen dieser Arbeit entwickelten 3-dimensionalen gravimetrischen Endmodells (Kapitel 3). Die für die Berechnung des isostatischen Schwerefeldes nach VENING-MEINESZ benötigte Rigidität beträgt $10 \cdot 10^{22} \text{ Nm}$. Dieser Betrag liegt im von TURCOTTE & SCHUBERT (1982) angegebenen Wertebereich für die Erdkruste.

Das mittels des Modells von AIRY berechnete isostatische Schwerefeld für die Region Vogtland/NW-Böhmen (Abbildung 7.6) wird im zentralen Bereich durch ein Schwereminimum von -59 mGal gekennzeichnet. In Richtung des westlichen, nördlichen und östlichen Randes des Untersuchungsgebietes steigen die Schwerewerte leicht an. Ein lokales Maximum mit -45 mGal befindet sich im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Der Wertebereich des isostatischen Schwerefeldes beträgt lediglich 17% der Amplituden der Bouguer-Anomalie. Das isostatische Restfeld nach AIRY (Abbildung 7.7), berechnet durch Subtraktion der isostatischen Schwere von der Bouguer-Schwere, liefert Anomalien im Bereich von -35 bis 45 mGal . Es beinhaltet alle in der Bouguer-Karte (Abbildung 6.1) sichtbaren und in Kapitel 6 beschriebenen Strukturen.

Das isostatische Schwerefeld nach VENING-MEINESZ (Abbildung 7.8) weist erwartungsgemäß einen geringeren Amplitudenbereich (12% des Wertebereiches der Bouguer-Anomalie), resultierend aus der Einbeziehung der Rigidität, als die lokale Betrachtung auf. Das Untersuchungsgebiet wird durch einen von Norden nach Süden einfallenden Gradienten mit einer maximalen Differenz von 10 mGal charakterisiert. Im Norden bzw. Süden befinden sich jeweils ein Schweremaximum bzw. Schwereminimum. Entsprechend des geringen Amplitudenbereiches zeigt das isostatische Restfeld der regionalen Betrachtung (Abbildung 7.9) ebenfalls keine strukturellen Unterschiede zur Bouguer-Karte (Abbildung 6.1 in Kapitel 6).

Insgesamt enthalten die berechneten isostatischen Schwere- und Restfelder keine signifikanten Strukturen, die mit tektonischen Prozessen im Untersuchungsgebiet in Zusammenhang gebracht werden könnten. Die Anomalien der isostatischen Schwere korrelieren in beiden Fällen nicht mit Strukturen der Bouguer-Karte, wobei kleinräumige Variationen der Bouguer-Schwere, verursacht durch lokale Effekte, nicht reproduziert werden können. Verglichen mit anderen isostatisch untersuchten Gebieten, z.B. den Ostalpen, sind die auftretenden isostatischen Anomalien in der Region Vogtland/NW-Böhmen deutlich geringer. Die von EBBING (2002) in den Ostalpen berechneten isostatischen Anomalien nach AIRY betragen 70% der Amplituden der Bouguer-Schwere und zeigen, dass sich die Alpen nicht im isostatischen Gleichgewicht befinden. Inwieweit die berechneten isostatischen Anomalien der vorliegenden Region mit Krustenverdickungen in Verbindung stehen, kann bedingt durch die relativ geringe Ausdehnung des Untersuchungsgebietes nicht festgestellt werden.

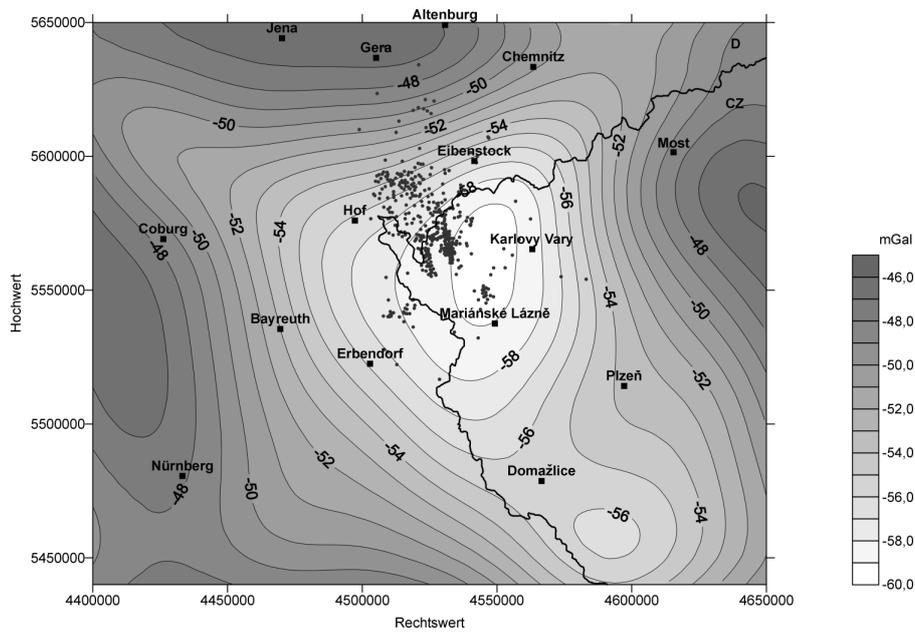


Abbildung 7.6: Isostatisches Schwerfeld nach AIRY (Isolinienabstand 1 mGal). Die Punkte kennzeichnen Epizentren der Schwärme 1994 und 2000.

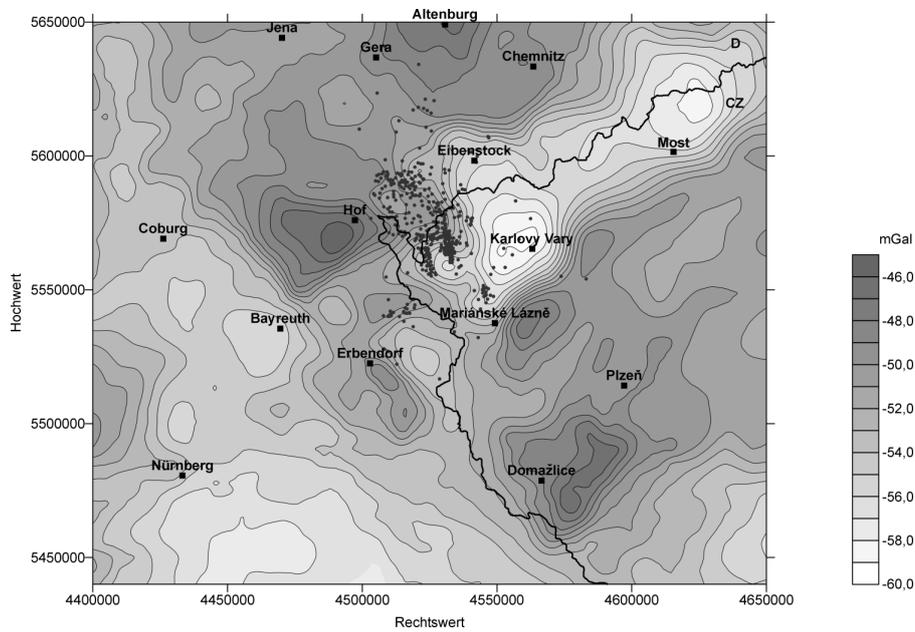


Abbildung 7.7: Isostatisches Restfeld nach AIRY. Der Isolinienabstand beträgt 5 mGal. Die Punkte kennzeichnen Epizentren der Schwärme 1994 und 2000.

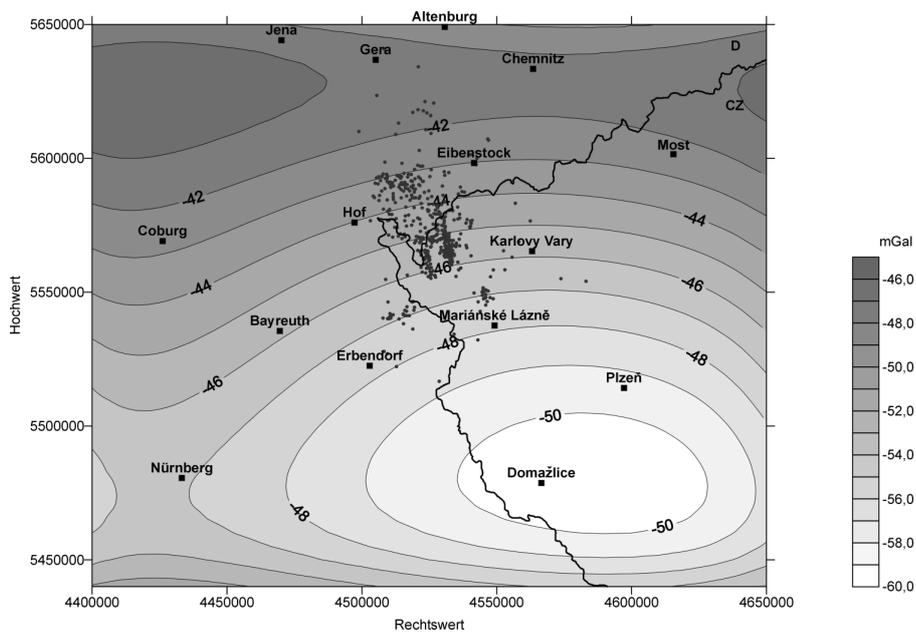


Abbildung 7.8: Isostatisches Schwerfeld nach VENING-MEINESZ (Isolinienabstand 1 mGal). Die Punkte kennzeichnen Epizentren der Schwärme 1994 und 2000.

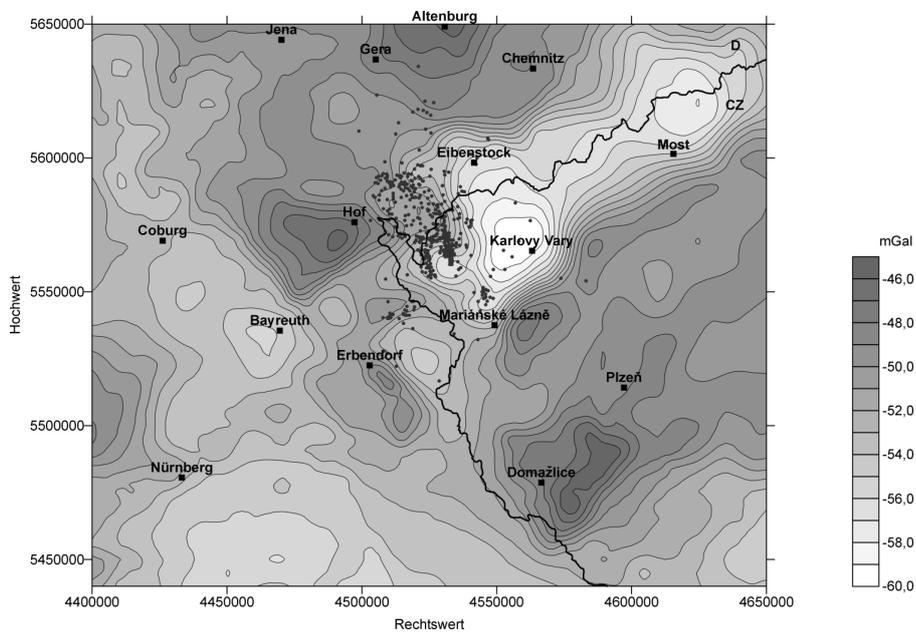


Abbildung 7.9: Isostatisches Restfeld nach VENING-MEINESZ. Der Isolinienabstand beträgt 5 mGal. Die Punkte kennzeichnen Epizentren der Schwärme 1994 und 2000.

Kapitel 8

2,5-dimensionale Modellrechnungen

Im Allgemeinen sind 2,5-dimensionale Dichtemodellierungen hilfreich, um sich einen ersten Überblick über die zu modellierenden Untergrundstrukturen im Untersuchungsgebiet zu verschaffen. Dabei wird die Signifikanz der in Kapitel 2, Kapitel 3 und Kapitel 7 vorgestellten Randbedingungen für die 3-dimensionale Schweremodellierung sowie deren geometrische Einbindung in ein gravimetrisches Untergrundmodell getestet. Die entwickelten und im Folgenden vorgestellten 2,5-dimensionalen Modellierungen entlang ausgewählter Ebenen bilden den Ausgangspunkt für das Startmodell der gravimetrischen 3-dimensionalen Modellierung.

In das Modellierungsprogramm IGMAS (GÖTZE & LAHMEYER, 1988; SCHMIDT, 2002; SCHMIDT & GÖTZE, 1995) werden jeweils drei vertikale Modellierungsebenen eingelesen, welche die gleichen Körper und Dichten enthalten. Die mittlere Ebene wird interaktiv verändert, um dort die berechnete Schwere der gemessenen Schwere anzupassen. Die Geometrien in den Randebenen werden weitestgehend festgehalten. Vorgenommene Veränderungen dienen hier nur der tendenziellen Anpassung der berechneten Schwere an die beobachtete Bouguer-Schwere. Die Modellkörper innerhalb der Ebene werden durch 2-dimensionale Polygonzüge charakterisiert. Die Berechnung der Modellschwere durch das Programm IGMAS basiert auf der Triangulation von zusammengehörenden Modellkörpern zwischen den Ebenen. Dadurch werden in die Berechnung der Schwere entlang der mittleren Modellierungsebene auch die Massen der beiden Randebenen bzw. die Massen zwischen den einzelnen Ebenen einbezogen. Diese Modellierungsart wird hier als 2,5-dimensional bezeichnet und entspricht der Art der 3-dimensionalen Modellierung. Dabei wird ein beliebiger 3-dimensionaler Körper als Polyeder dargestellt. Die Berechnung der Attraktionswirkung dieses Körpers erfolgt mittels des Gauß'schen Integralsatzes zur Umwandlung des Volumenintegrals über ein Flächen- in ein Linienintegral (GÖTZE, 1976, 1984; GÖTZE & LAHMEYER, 1988). Im Gegensatz dazu wird bei 2-dimensionalen gravimetrischen Modellierungen die Schwerewirkung von Polygonquerschnitten sehr langgestreckter Massenverteilungen berechnet (GUTDEUTSCH, 1986; TALWANI et al., 1959).

Als erste Annäherung an das Startmodell wurden 2,5-dimensionale Modellierungen entlang der Ebenen 18, 22 und 27 vorgenommen. Die Lage dieser Ebenen ist in

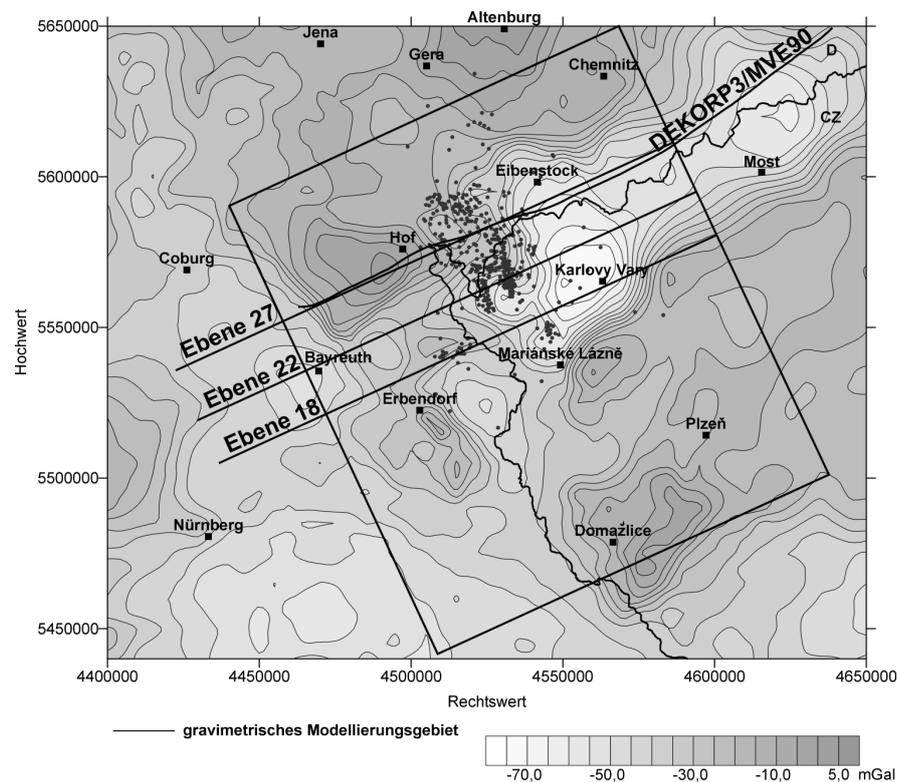


Abbildung 8.1: Bouguer-Karte mit Lage der Ebenen 18, 22 und 27 entlang derer 2,5-dimensionale Modellierungen durchgeführt wurden. Weiterhin sind das reflexionsseismische Profil DEKORP3/MVE-90 (BEHR et al., 1994), das 3-dimensionale gravimetrische Modellierungsgebiet sowie Epizentren von Erdbeben der Schwärme 1994 und 2000 eingezeichnet.

Abbildung 8.1 dargestellt, wobei die Nummern der Ebenen der Nummerierung innerhalb des späteren 3-dimensionalen Modells entsprechen. Diese drei Ebenen wurden in ihrer Lage in das 3-dimensionale Modell übernommen.

Ebene 27 (Abbildung 8.2 oben) verläuft entlang des reflexionsseismischen Profils DEKORP3/MVE-90 (EAST), um die Ergebnisse dieses Profils direkt in die 2,5-dimensionale Modellierung und darauf aufbauend in das 3-dimensionale Startmodell einbeziehen zu können. Die Grundlage für die 2,5-dimensionale Modellierung dieser Ebene bilden Ergebnisse der seismischen Messungen sowie eine daraus entwickelte 2-dimensionale Dichtemodellierung nach BEHR et al. (1994) (Abbildung 8.2 unten).

Basierend auf den reflexionsseismischen Ergebnissen des Profils DEKORP3/MVE-90 (Kapitel 3.1) sind die Dichtemodelle aus 5 Schichten aufgebaut. Der obere Mantel wird nach oben durch die Moho begrenzt, die seismisch in durchschnittlich 28 bis 32 km Tiefe nachgewiesen wurde. Einer mit 2 bis 7 km Mächtigkeit relativ dünnen unteren Kruste folgt die mittlere Kruste, deren Mächtigkeit sich in nordöstliche Richtung

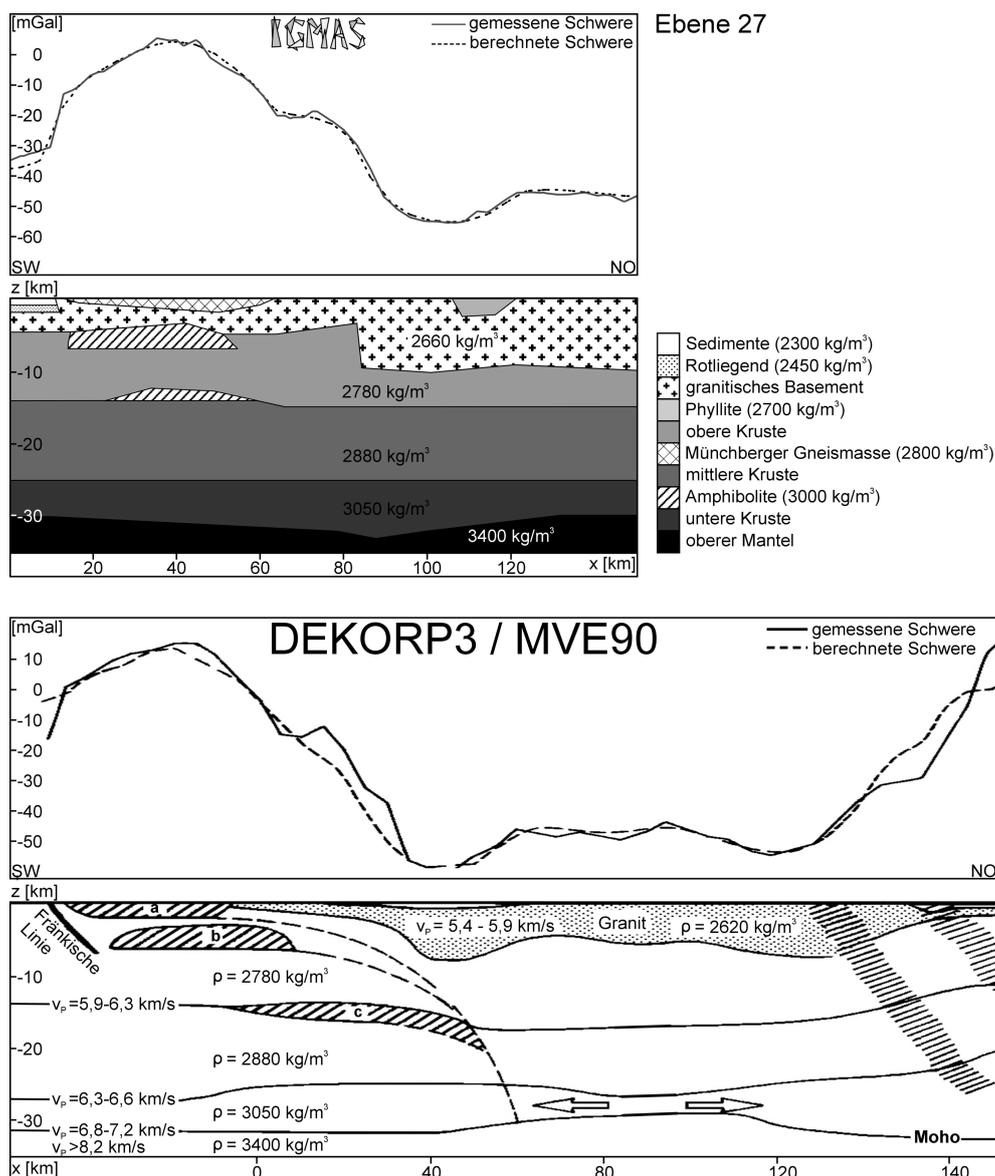


Abbildung 8.2: Gravimetrische 2,5-dimensionale Modellierung entlang Ebene 27 (oben) basieren auf einer vorhandenen 2-dimensionalen Dichtemodellierung (unten) entlang des reflexionsseismischen Profils DEKORP3/MVE-90 (EAST) nach [BEHR et al. \(1994\)](#). Die obere Abbildung liegt bezüglich der x-Achse genau über der unteren Abbildung. Die im 2-dimensionalen Modell verwendeten Dichten ρ wurden direkt aus den gemessenen seismischen Geschwindigkeiten v_p berechnet. Die im unteren Modell mit **a** bezeichnete Struktur stellt die Münchberger Gneismasse dar. Der Körper **b** bildet die Ursache des Schwerehochs von Hof. Eine stark reflektierende Zone wird durch die Struktur **c** charakterisiert.

um 1 bis 2 km verringert. Die obere Kruste ist durch granitische Intrusionen gekennzeichnet, die als granitisches Basement bezeichnet werden, wobei deren Mächtigkeit seismisch nicht genau festgestellt werden konnte. Im mittleren Bereich der Ebenen 27, 22 und 18 zwischen 80 und 120 km horizontaler Entfernung wurde das granitische Basement bis in 10 km Tiefe modelliert. Die Wellenlängenfilterungen (Kapitel 7.1) zeigen, dass die Mächtigkeit der oberflächennahen Granite hier weniger als 12 km beträgt. Insgesamt weist eine gravimetrische Modellierung mit 5 bis 10 km mächtigen Graniten die beste Anpassung der berechneten an die gemessene Schwere auf (BEHR et al., 1994).

Die dominierende Struktur der Ebene 27 ist das Schwerehoch von Hof. Dies wird durch die oberflächennahen dichten Gesteine der Münchberger Gneismasse hervorgerufen, deren beckenförmige Struktur durch starke Reflektoren im Seismogramm deutlich wird (BEHR et al., 1994). Wie die Wellenlängenfilterungen in Kapitel 7.1 zeigen, nimmt der Einfluss des Schwerehochs mit der Tiefe ab, so dass die die positive Anomalie verursachenden dichten Gesteine in der mittleren und oberen Kruste angenommen werden können. Ein 3 km mächtiger Körper aus Amphiboliten in 4 bis 8 km Tiefe übt eine positive Schwerewirkung aus. Die im Seismogramm in etwa 15 km Tiefe detektierte stark reflektierende Lamelle wurde in der 2,5-dimensionalen gravimetrischen Modellierung in Form eines zweiten Amphibolitkörpers zwischen oberer und mittlerer Kruste berücksichtigt.

Ebene 22 (Abbildung 8.3) schneidet den zentralen Bereich des Schwarmbeben-Gebietes nahe Nový Kostel. Die Streichrichtung der Mariánské Lázně-Störung bildet mit der Ebene 22 einen rechten Winkel (Abbildung 8.1). Die 2,5-dimensionale Modellierung entlang Ebene 22 zeigt eine Differenz von +3 mGal zwischen gemessener und berechneter Schwere westlich der Mariánské Lázně-Störungszone. Die maximal 300 m mächtigen miozänen bis pliozänen Sedimente des Eger-Beckens (BANKWITZ & SCHNEIDER, 2000) westlich der Mariánské Lázně-Störungszone reichen nicht aus, um diese Differenz zu erklären. Die Unterlage des Eger-Beckens bildet der Fichtelgebirgsgranit (Smrčiny-Granit). Die Tiefenausdehnung des modellierten Fichtelgebirgsgranites (Profilkilometer 15 bis 75 in Abbildung 8.3) basiert auf Ergebnissen der Wellenlängenfilterungen (Kapitel 7.1). Vergleichbare Ergebnisse zur Tiefenlage der Unterseite des Granites erzielten HECHT et al. (1997) (Abbildung 8.4). Im westlichen Teil des Fichtelgebirgsgranites wird die maximale Tiefe entlang der Ebene 22 mit 7 km angegeben. Im mittleren Bereich weist der Granit mit 0 bis 1 km relativ geringe Mächtigkeiten auf. Im östlichen Teil werden wieder Mächtigkeiten von bis zu 6 km erreicht. Die Inversion zur Berechnung der Mächtigkeiten des Granites wurde lediglich westlich der deutsch-tschechischen Grenze vorgenommen. Die in Kapitel 7.1 vorgestellten Wellenlängenfilterungen ergaben für den östlichen Bereich des Fichtelgebirgsgranites (Profilkilometer 70) eine Tiefenausdehnung von 8 km. Die Fränkische Linie wurde bis in 14 km Tiefe modelliert, da sie durch HIRSCHMANN (1996) und SIMON et al. (1996) seismisch bis in 10 km Tiefe nachgewiesen werden konnte. Die Wellenlängenfilterungen (Kapitel 7.1) zeigen eine Erstreckung der Fränkischen Linie bis in 12 km Tiefe.

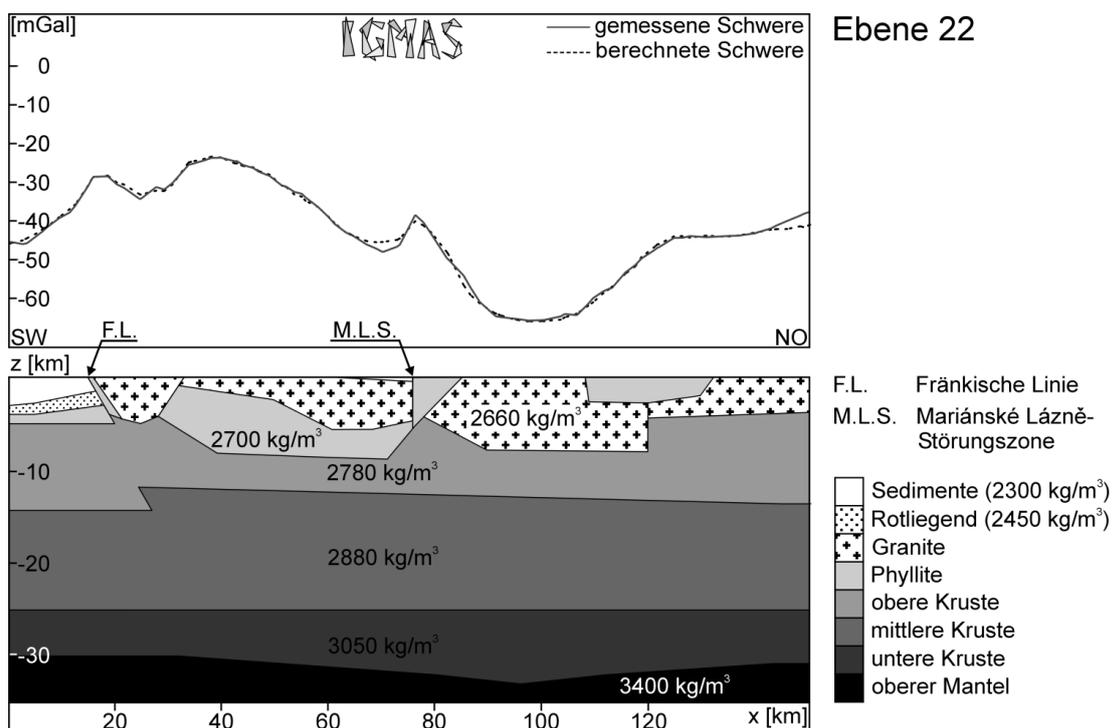


Abbildung 8.3: Gravimetrische 2,5-dimensionale Modellierung entlang Ebene 22 als erste Annäherung an das zu entwickelnde 3-dimensionale Dichtemodell.

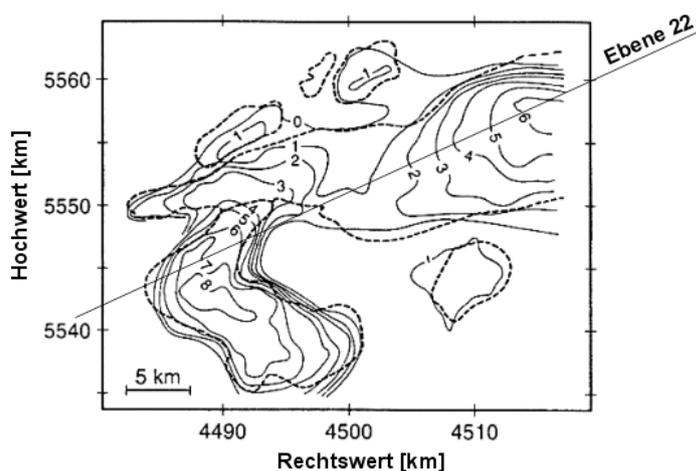


Abbildung 8.4: Isolinien Darstellung der Tiefenlage der Unterseite des westlichen Teils des Fichtelgebirgsgranites nach [HECHT et al. \(1997\)](#) mit Lage der Modellierungsebene 22. Der Isolinienabstand beträgt 1 km.

Die Ebene 18 (Abbildung 8.5) verläuft südlich des Schwarmbeben-Gebietes und quert das Schwereminimum von Eibenstock und Karlovy Vary im Bereich der geringsten Schwerewerte (Abbildung 8.1). Die 2,5-dimensionale Modellierung zeigt Residuen von maximal 2 mGal. Das ausgeprägte Minimum wird durch den tiefreichenden Granit von Eibenstock und Karlovy Vary (Profilkilometer 80 bis 120 in Abbildung 8.5) verursacht sowie durch eine Absenkung der Moho auf 32 km Tiefe. Im 2,5-dimensionalen Modell weisen die Granite von Eibenstock und Karlovy Vary eine Mächtigkeit von 11 km auf. Nach Untersuchungen von [BEHR et al. \(1994\)](#) beträgt die Mächtigkeit des südwestlichen Teils der Granite bis 14 km. Über den Graniten lagern die ca. 1 km mächtigen miozänen Sedimente des Sokolov-Beckens. Aufgrund der horizontalen Ausdehnung der Beckensedimente wird ein langwelliges Schweresignal erzeugt, welches vom Schwereminimum von Eibenstock und Karlovy Vary überlagert wird bzw. es verstärkt. Die durchschnittliche Tiefenlage der Moho entlang Ebene 18 beträgt 30 km. Unterhalb des Erzgebirges wurde von [CHOI \(2001\)](#) eine Hochlage der Moho nachgewiesen. Hier befindet sich die Kruste-Mantel-Grenze in 28 km Tiefe.

Aus den entwickelten 2,5-dimensionalen Dichtemodellen können erste Schlüsse über die Struktur des Untergrundes in der Region Vogtland/NW-Böhmen gezogen werden. Die Modellierungen widersprechen nicht den aus dem seismischen Profil DE-

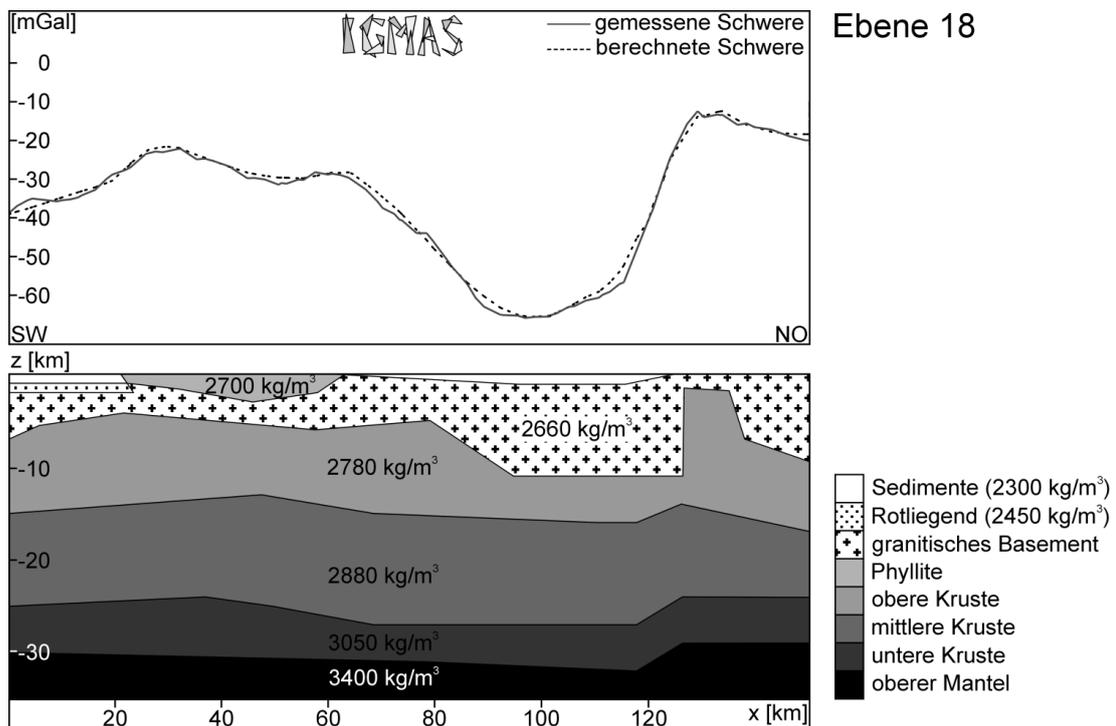


Abbildung 8.5: Gravimetrische 2,5-dimensionale Modellierung entlang Ebene 18 als erste Annäherung an das zu entwickelnde 3-dimensionale Dichtemodell.

KORP3/MVE90 resultierenden Ergebnissen. Ebenso werden die Resultate der Wellenlängenfilterungen durch die 2,5-dimensionalen Modellierungen bestätigt. Das Schwereminimum von Eibenstock und Karlovy Vary lässt sich fast vollständig durch mehr als 10 km mächtige Granitintrusionen erklären, während das Schwerehoch von Hof von der Münchberger Gneismasse und zwei weiteren Amphibolit-Körpern in der oberen Kruste hervorgerufen wird.

Die in den drei vorgestellten Ebenen der 2,5-dimensionalen Modellierung integrierten Krustenschichten (obere, mittlere und untere Kruste) besitzen aufgrund ihres nahezu horizontalen Verlaufs keinen signifikanten Einfluss auf die Modellschwere. Im Hinblick auf die Einbeziehung der nordsüdwärts gerichteten variszischen Suture zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum (Kapitel 2 und 3.1) in das 3-dimensionale gravimetrische Modell wurde die dazu notwendige Unterteilung der Erdkruste schon in der 2,5-dimensionalen Modellierung vorgenommen.

Kapitel 9

3-dimensionale gravimetrische Modellierung

Das Ziel der hochauflösenden 3-dimensionalen Dichtemodellierung ist die Gewinnung neuer Erkenntnisse über den Aufbau und die Struktur der Erdkruste im geologisch sehr komplexen Gebiet des Vogtlandes und NW-Böhmens. Obwohl die Entwicklung von 3-dimensionalen Untergrundmodellen generell einen deutlich höheren Aufwand bedeutet, sind diese 2-dimensionalen Modellierungen vorzuziehen. Die Anpassung der Modellschwere an die gemessene Schwere ist im 2-dimensionalen stets einfacher als im 3-dimensionalen Fall, wobei die 2-dimensionalen Modelle die Untergrundstrukturen meist vermeintlich „besser“ auflösen als 3-dimensionale Modelle. Methodisch bedingt besitzen 2-dimensionale Modelle nur eingeschränkte Aussagekraft und können geophysikalisch falsch sein, aufgrund der Annahme, dass sich alle modellierten Strukturen in der dritten Dimension, also senkrecht zur Profil- und Modellierungsebene, unendlich ausdehnen und somit immer mehr Massen beinhalten als 3-dimensionale Modelle (JAHR, 1998). Neben dem gravimetrischen Profil gelagerte Massen leisten zwar einen Beitrag zur beobachteten Schwere, werden aber im Modell nicht erfasst. Bei 3-dimensionalen Modellierungen hingegen muss der totale Horizontalgradient des Modellschwerefeldes berücksichtigt werden, was die Variationsmöglichkeiten deutlich eingrenzt (GÖTZE, 1984).

In der geologisch kompliziert aufgebauten Region Vogtland/NW-Böhmen kann nur eine 3-dimensionale Dichtemodellierung Einblick in die Massenverteilung im Untergrund des Untersuchungsgebietes geben.

9.1 Entwicklung des 3-dimensionalen Modells

Die 3-dimensionale Modellierung der vorliegenden Arbeit wurde mit dem Programmsystem IGMAS (SCHMIDT & GÖTZE, 1995) vorgenommen (Kapitel 5.3). Es stand die Version 2.4.4 für das Betriebssystem LINUX zur Verfügung.

Einen ersten Schritt zur Entwicklung des Startmodells stellt die Festlegung der Lage der Modellierungsebenen dar. Während die Strukturen innerhalb der Ebenen beliebig exakt modelliert werden können, ist die Auflösung der Modellkörper senkrecht zu den Ebenen von deren Lage und Anzahl abhängig. Es muss daher vor Beginn der Modellierung festgelegt werden, welche geologischen Einheiten und tektonischen Strukturen gravimetrisch von Bedeutung und wie präzise sie aufzulösen sind.

Weitere Eingabeparameter für die Modellierung sind neben der Lage der Ebenen die Geometrieckpunkte und Dichten der Modellkörper, wobei die Geometrie die geologische Struktur des Modells definiert. Im Vorfeld der Modellierung muss entschieden werden, welche geologischen Strukturen zum Modellschwerefeld beitragen, um nachträgliches Einfügen von Modellkörpern zu vermeiden. Aus diesem Grund fließen alle in den Kapiteln 2 und 3 dargestellten geowissenschaftlichen Forschungsergebnisse als Parameter in des Startmodell ein. Die Dichten der einzelnen Modellkörper lassen sich während der Modellierung interaktiv ändern. Eine Erweiterung des 3-dimensionalen Untergrundmodells durch Hinzufügen weiterer Ebenen oder Einbinden neuer Modellkörper ist prinzipiell möglich, erweist sich aber als sehr aufwendig und kann schnell unübersichtlich werden.

Die Modellierungstiefe ist abhängig von der Tiefenlage der zu modellierenden geologischen Strukturen und der vorhandenen Datenbasis (Größe des Untersuchungsgebietes). Nach JUNG (1961) sollte die Ausdehnung des Modellierungsgebietes mindestens die dreifache Modellierungstiefe betragen.

Bei der Konstruktion des gravimetrischen Untergrundmodells ist zu beachten, dass die geometrische Begrenzung des Modells zu methodisch bedingten Randeffekten führt. Zur Vermeidung dieser Effekte werden zwei Randebenen definiert, die in nördlicher und südlicher Richtung in jeweils 1000 km Entfernung zum Modellierungsgebiet liegen, so dass die geologischen Strukturen bis in diese Bereiche extrapoliert werden können. Ebenso muss jede Ebene in östliche und westliche Richtung um den gleichen Betrag über das Interpretationsgebiet hinaus verlängert werden.

9.2 Randbedingungen

Für die gravimetrische Modellierung ist es notwendig umfangreiche Randbedingungen einzubeziehen, um die bereits im Kapitel 5.2 erwähnten Mehrdeutigkeiten einzuschränken. Dazu werden geologische und tektonische Informationen (Kapitel 2) und Resultate aus reflexions- und refraktionsseismischen Untersuchungen, Informationen aus Bohrungen sowie aus bereits abgeschlossenen 2-dimensionalen gravimetrischen Modellierungen herangezogen. Eine detaillierte Darstellung der für die gravimetrische Modellierung relevanten Ergebnisse dieser geophysikalischen Untersuchungen erfolgte in Kapitel 3. Bei den Ergebnissen der geowissenschaftlichen Untersuchungen, insbesondere der abgeschlossenen gravimetrischen Modellierungen, ist zu beachten, dass es sich hierbei um Interpretationen und nicht um direkte Beobachtungen handelt.

Die tektonische Entwicklung der Varisziden bildet eine wichtige Grundlage für den strukturellen Aufbau des Modells. Aufgrund der in Kapitel 2.1 vorgestellten Entstehungsgeschichte der Varisziden wurde eine südwärts gerichtete Subduktionszone in das Modell integriert. Der Aufbau der oberflächennahen Strukturen im gravimetrischen Modell basiert auf geologischen und tektonischen Informationen zur regionalen Geologie des Untersuchungsgebietes, die in Kapitel 2.2 dargestellt sind. Einzelne geologische Einheiten, die in ihrer Struktur nicht separiert werden, wurden zusammengefasst. Damit wird gleichzeitig eine bessere Übersichtlichkeit des Modells gewährleistet.

9.3 Startmodell

Das Startmodell stellt eine erste Umsetzung von Randbedingungen aller Art in ein gravimetrisches Untergrundmodell dar, wobei die Lage der einzelnen Ebenen, die Geometrie der Modellkörper und somit die geologische Struktur sowie die Dichteverteilung festgelegt werden.

Das Modellierungsgebiet umfasst eine Fläche von $143,2 \times 165,2 \text{ km}^2$ und ist um $24,9^\circ$ von Norden nach Westen gedreht (Kapitel 4.3 und Abbildung 9.1). Die Ebenen verlaufen damit senkrecht zur Mariánské Lázně-Störungszone, die mit den Schwarmben in Verbindung gebracht wird (ŠPIČÁK & HORÁLEK, 2001). Dafür muss in Kauf genommen werden, dass variszisch streichende Strukturen, wie der Erzgebirge-Abbruch, nicht so gut aufgelöst werden können, da diese parallel zu den Modellierungsebenen verlaufen.

Aufgrund der komplexen Geologie im Vogtland/NW-Böhmen wurde das gravimetrische Modellierungsgebiet in 36 parallele Ebenen unterteilt (Abbildung 9.1). Der durchschnittliche Ebenenabstand beträgt 4 km im zentralen Bereich und 6 km im nördlichen und südlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Da die Entfernung zwischen den Ebenen die Auflösung der Modellkörper senkrecht zu den Modellierungsebenen bestimmt, wurde im seismisch aktiven Bereich der Ebenenabstand verkleinert, um eine höhere Auflösung zu erhalten.

Von den das gravimetrische Modellierungsgebiet überdeckenden Schwerewerten (vorgestellt in Kapitel 4.1) wurden als Grundlage für die 3-dimensionale Modellierung 5878 Messwerte verwendet. Dies entspricht einem durchschnittlichen Messpunktabstand von 2 km.

Die angestrebte Modellierungstiefe beträgt 35 km, d.h. die Moho ist im Modell enthalten. Aufgrund des erfahrungsgemäß geringen Einflusses wurde die Topographie im Startmodell vernachlässigt und erst im fortgeschrittenen Stadium der Modellierung detailliert einbezogen (WEBER, 1996).

Insgesamt besteht das Startmodell aus 32 Körpern mit unterschiedlichen Dichten, die in Tabelle 9.1 zusammengefasst sind. Damit sind die wesentlichen geologischen Elemente im Startmodell enthalten, jedoch in noch sehr schematischer Form. Die verwendeten Dichten orientieren sich an Werten aus abgeschlossenen Modellierungen

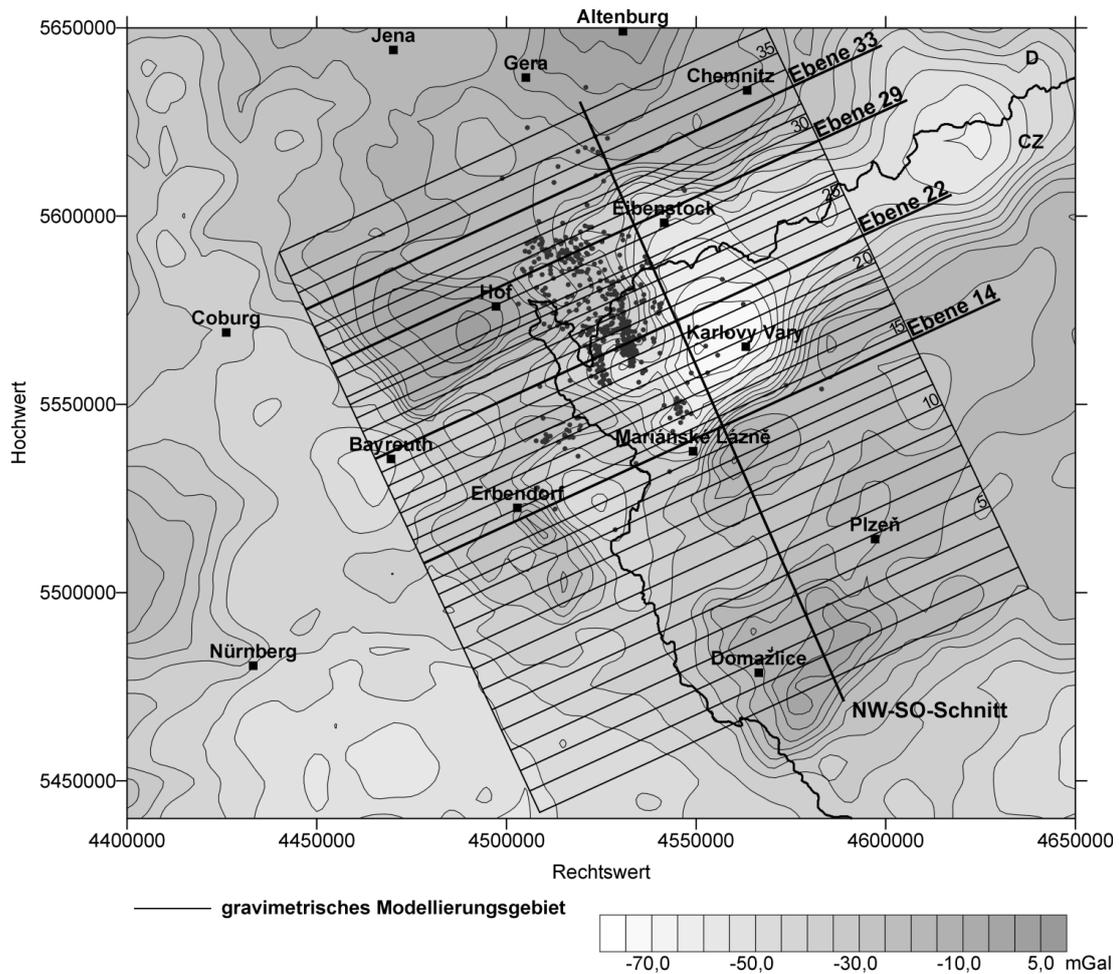


Abbildung 9.1: Lage der gravimetrischen Modellierungsebenen mit untergelegter Bouguer-Karte. Die in diesem Kapitel diskutierten Ebenen 14, 22, 29 und 33 wurden hervorgehoben. Dargestellt ist weiterhin die Lage eines NW-SO-Schnittes durch das Modell. Die Punkte markieren Epizentren von Schwarmbeben, die sich in den Jahren 1994 und 2000 ereigneten.

und, im oberflächennahen Bereich, an Laborergebnissen (Kapitel 3). Bei der folgenden Vorstellung des Startmodells wird auf die in Tabelle 9.1 aufgeführte Nummerierung der einzelnen Modellkörper (Spalte 1) Bezug genommen.

Den Ausgangspunkt für das Startmodell bilden die in Kapitel 8 vorgestellten 2,5-dimensionalen Modelle. Der Aufbau der oberflächennahen Strukturen folgt im Wesentlichen der geologischen Karte (BGR HANNOVER, 1993). Verschiedene stratigraphische Einheiten wurden nach physikalischen Gesichtspunkten sinnvoll zu geologischen Körpern zusammengefasst, da die hohe Auflösung der geologischen Karte nicht detailgetreu in das gravimetrische Modell übernommen werden kann. Zur besse-

Tabelle 9.1: Zusammenstellung und Dichtezuordnung der Körper des Startmodells.

Körper	Dichte ρ in kg/m^3	Stratigrafie / geologische Einheit
1	2300	Miozäne Sedimente
2	2400	Permo-Karbon-Becken
3	2400	Permo-mesozoische Sedimente
4	2500	Rotliegend
5	2450	Unterkarbon
6	2700	Devon/Diabas
7	2750	Kambro-ordovizische Phyllite
8	2650	Gneise/Rotgneise des Erzgebirges
9	2720	Granulit (-gebirge)
10	2680	Moldanubischer Gneis
11	2770	Zone von Teplá-Domažlice (ZTD)
12	2790	Monotone Gneise des Teplá-Barrandiums
13	2800	Ordovizium
14	2770	Münchberger Gneismasse
15	2780	Grünschiefer
16	3000	Amphibolit I
17	3000	Amphibolit II
18	2620	Granit Eibenstock & Karlovy Vary
19	2560	Granit Fichtelgebirge
20	2600	Granit Falkenberg
21	2550	Granit Kladruby
22	2580	Granit Bor
23	2900	Metabasit Mariánské Lázně
24	2900	Metabasit Domažlice
25	3140	Basalt Doupovské Hory
26	2800	Gneise/Metabasite der ZEV
27	2900	Erbendorf-Körper (Eklogit?)
28	2780	Paragneis
29	2800	Gneis
30	2900	Amphibolit
31	3000	Pyroxengranulit
32	3370	Peridotit

ren Korrelation der Modellkörper mit der Oberflächengeologie wurde die, in den 2,5-dimensionalen Modellierungen als granitisches Basement bezeichnete, oberste Kruste während der Entwicklung des 3-dimensionalen Startmodells in verschiedene Teilkörper zerlegt. In Abhängigkeit der lokalen geologischen Verhältnisse setzt sich die oberste Kruste im nördlichen, saxothuringischen Bereich des gravimetrischen Modells aus kambro-ordovizischen Phylliten (Nr. 7), Gneisen und Rotgneisen des Erzgebirges (Nr. 8) sowie Granitkörpern (Eibenstock & Karlovy Vary, Nr. 18; Fichtelgebirge, Nr. 19) zusammen. Der oberflächennahe Bereich des südlichen, moldanubischen Teils des Untergrundmodells wird von West nach Ost durch die vier Modellkörper Moldanubischer Gneis (Nr. 10), Zone von Teplá-Domažlice (ZTD, Nr. 11), Teplá-Barrandium (Nr. 12) und Ordovizium (Nr. 13) charakterisiert. Darin eingeschaltet befinden sich zum Teil mächtige Granit- und Metabasit-Körper.

Die Modellstruktur des tiefen Untergrundes basiert auf den in Kapitel 3 vorgestellten Ergebnissen seismischer Untersuchungen. Den Grundaufbau des 3-dimensionalen Startmodells bildet ein 4-Schichten-Fall, bestehend aus dem oberen Mantel (Nr. 32), der unteren (Nr. 31), mittleren (Nr. 30) und oberen Kruste (Nr. 28 und 29) (Abbildung 9.2 und 9.3; Lage in Abbildung 9.1). Entlang der Modellierungsebenen zeigen diese Schichten fast ausschließlich einen horizontalen Verlauf, da die Ebenen parallel zum Streichen der variszischen Subduktionszone (Überschiebung des Saxothu-

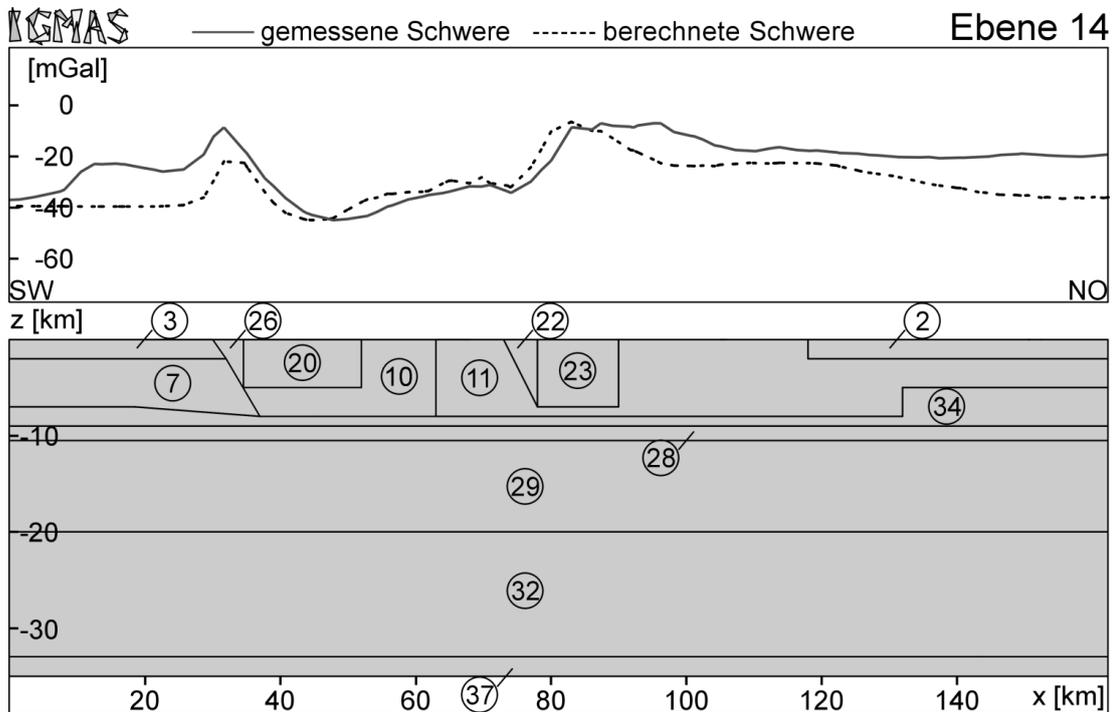


Abbildung 9.2: Ebene 14 des Startmodells (vertikal überhöht). Die Nummerierung der Modellkörper bezieht sich auf Tabelle 9.1.

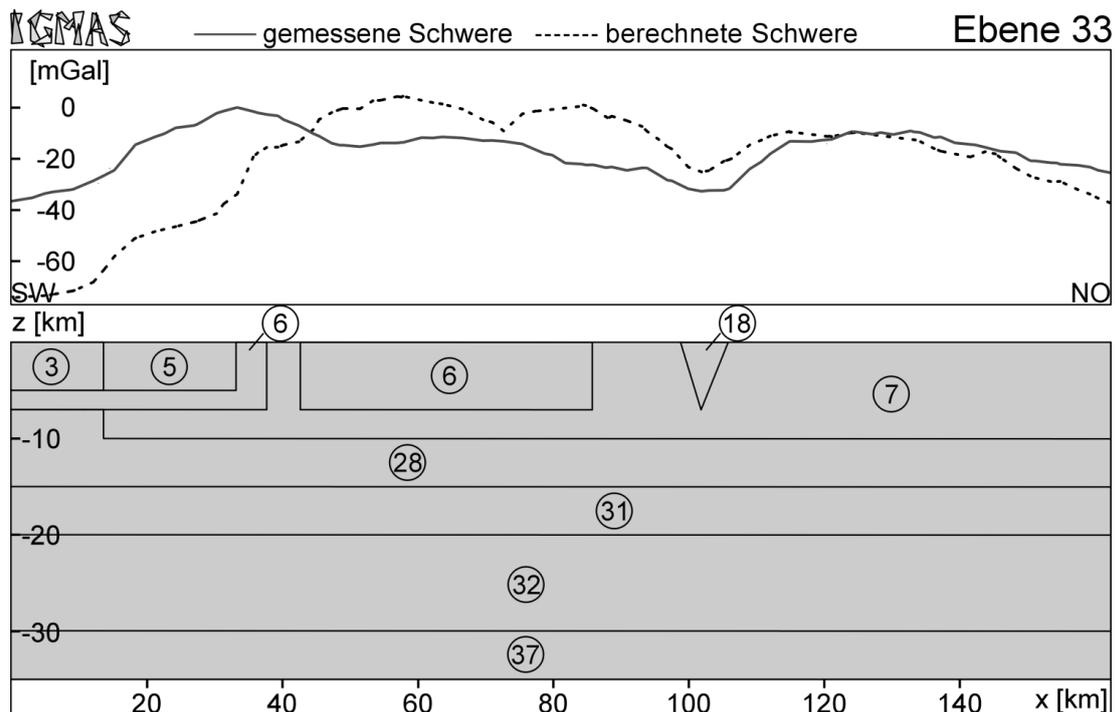


Abbildung 9.3: Ebene 33 des Startmodells (vertikal überhöht). Die Nummerierung der Modellkörper bezieht sich auf Tabelle 9.1.

ringikums vom Moldanubikum; siehe Kapitel 2.1) verlaufen. Im Allgemeinen sind horizontale Schichten gravimetrisch natürlich nicht relevant. Allerdings besitzen abtauchende Strukturen im 3-dimensionalen Modell einen gravimetrischen Effekt. Im vorliegenden Modell wurden die Mächtigkeiten dieser Schichten von Ebene zu Ebene so variiert, dass das Modell eine nordsüdwärts gerichtete Subduktionszone aufweist. Somit kommt diesen Schichten eine große Bedeutung für die Approximierung der beobachteten regionalen Bouguer-Schwere zu.

Einen Eindruck vom Aufbau des Startmodells vermitteln die in den Abbildungen 9.2 und 9.3 dargestellten Ebenen 14 und 33 des 3-dimensionalen gravimetrischen Modells. Die im Startmodell enthaltenen geologischen Elemente zeigen eine sehr einfache, blockartige Struktur, die aus der Konstruktion des Modells resultiert. Demzufolge weist die aus diesem Modell berechnete Schwere noch eine große Abweichung von der gemessenen Schwere auf. Die erreichten Residuen (Differenz zwischen modellierter und beobachteter Schwere) liegen in einem für das Anfangsstadium einer Modellierung nicht ungewöhnlichen Bereich von bis zu 30 mGal.

Ebene 14, dargestellt in Abbildung 9.2, kennzeichnen zwei lokale Schweremaxima, hervorgerufen durch die Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV, Nr. 26) im SW und durch die Metabasite von Mariánské Lázně (Nr. 23) im weiteren Verlauf des Profils in nordöstlicher Richtung. Die entsprechenden geologischen Körper sind im Start-

modell enthalten und erzeugen in Verbindung mit den benachbarten Graniten (Nr. 20 und 22) Schweregradienten, die bereits gut mit der beobachteten Schwere korrelieren. Weitaus größere Residuen zeigt Ebene 33 des Startmodells, dargestellt in Abbildung 9.3. Die Tiefenlage der Moho (Grenze zwischen den Körpern Nr. 31 und 32) beträgt 30 km im Gegensatz zu 33 km in Ebene 14. Dies begründet sich durch einen generellen Anstieg der Moho im Untersuchungsgebiet von Süden nach Norden (BEHR et al., 1994; GROSSE et al., 1992). Im nördlichen Bereich der Ebene 33 weist die aus dem Startmodell berechnete Schwere tendenziell eine recht gute Übereinstimmung mit der an dieser Stelle beobachteten Schwere auf. Im südwestlichen Teil hingegen sind umfangreiche Modifizierungen, auch in den benachbarten Ebenen, notwendig. Eine Verringerung der Sedimentmächtigkeiten (Körper Nr. 3 und 5) allein ist nicht ausreichend, um die modellierte Schwere an die gemessene anzupassen.

Tektonische Störungen werden durch Modellkörpergrenzen definiert, wobei umgekehrt nicht jede Modellkörpergrenze eine Störungszone repräsentiert. Die die Modellierungsebenen nahezu senkrecht schneidenden Störungen Fränkische Linie, Mariánské Lázně-Störungszone und Westböhmisches Scherzone wurden auch durch vertikale Versätze („Stufen“) innerhalb der Modellkörper realisiert.

9.4 Modifizierungen im Modell

Nach dem Aufbau des Startmodells zeigt der Vergleich der berechneten Modellschwere mit der beobachteten Bouguer-Anomalie, dass die Struktur des Startmodells prinzipiell korrekt ist und damit eine gute Basis für die weitere Modellierung bietet. Vom Startmodell ausgehend werden in vielen Zwischenschritten Geometrien und stellenweise Dichten verändert sowie zusätzliche Körper aufgenommen. Eine Übersicht über nachträglich aufgenommene Körper gibt Tabelle 9.2. Die weiteren Modifizierungsschritte zur Minimierung der Residuen im Modell sollten systematisch erfolgen. Es empfiehlt sich bei langwelligen Residuen zu beginnen und Detailstrukturen erst am Ende der Modellierung anzupassen.

Insgesamt ist die aus dem Startmodell berechnete Schwere im Süden des Modellierungsgebietes zu gering und im Norden zu hoch im Vergleich zur beobachteten Bouguer-Anomalie. Um diesen langwelligen Trend anzupassen, wurde im ersten Schritt die Dichte der Gneise (Nr. 29 in Tabelle 9.1) angehoben. Zusätzlich war eine deutliche Vergrößerung der Metabasit-Anteile im südlichen Teil des Untergrundmodells notwendig. Dies wurde durch die Einführung eines zusätzlichen Metabasit-Körpers (Nr. 33 in Tabelle 9.2) realisiert, der den SO-Teil des Mariánské Lázně-Komplexes darstellt. Diese in südöstliche Richtung unter das Teplá-Barrandium abtauchenden Metabasite (VRÁNA & ŠTĚDRÁ, 1997) werden mit Mächtigkeiten von bis zu 4 km modelliert, um eine befriedigende Anpassung der berechneten an die gemessene Schwere zu erreichen.

Für die hohen Differenzen zwischen modellierter und beobachteter Schwere von ca. -15 mGal im südlichen Teil des Modells (Ebenen 1 bis 6) liefert das bis hierhin

erstellte Modell keine Erklärung. Im ersten Schritt konnten die Residuen durch eine Erhöhung der Mächtigkeiten des Metabasits von Domažlice (Nr. 24) auf bis zu 10 km verkleinert werden. Eine zufriedenstellende Anpassung erfolgte durch Verlängerung des Modellkörpers in östliche Richtung unter das angrenzende Teplá-Barrandium sowie das Ordovizium. Diese Korrekturen im südlichen Teil des Modells bewirken eine „Kippung“ des gesamten berechneten Schwerfeldes in NW-SO-Richtung, so dass gleichzeitig eine Verringerung der Residuen im nördlichen Teil des Modells erfolgte.

Nach diesen Korrekturen wiesen allerdings die östlichen Teile der nördlichen Ebenen 37 bis 33 Differenzen von mehr als -20 mGal zwischen berechneter und gemessener Schwere auf. Die Ursache hierfür ist die Wirkung des Schwerhochs von Altenburg, dessen Quelle sich außerhalb des Modellierungsgebietes befindet. Aus diesem Grund war die Einführung eines synthetischen Körpers (Nr. 34 in Tabelle 9.2) notwendig. Dieser Körper mit einer Ausgangsdichte von 3000 kg/m^3 befindet sich in 6 bis 14 km Tiefe. Er besitzt keine geologische Bedeutung und dient nur zur Kompensierung der Schwerewirkung hervorgerufen durch die dichten Gesteinsmassen bei Gera und Altenburg.

Ein ähnliches Problem zeigt sich im südwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Hier wird das Schwerfeld durch das Schwereminimum von Neumarkt/Oberpfalz dominiert (Kapitel 6). Zur Kompensierung dieses Effektes wurde zwischen den Ebenen 1 und 14 ein zusätzlicher Körper (Nr. 35 in Tabelle 9.2) eingefügt. Dieser synthetische Körper tritt im Untergrundmodell nicht direkt in Erscheinung, sondern befindet sich in der methodisch bedingten Verlängerung der Ebenen in westlicher Richtung (Profilkilometer -1000 bis 0). Der Einfachheit halber wurde der 2 km mächtige Körper im unteren Bereich des Modells, d. h. im oberen Mantel zwischen 33 und 35 km Tiefe, platziert. Der Dichtekontrast zum oberen Mantel beträgt 370 kg/m^3 . Dem Modellkörper selbst kommt keine geologische Bedeutung zu.

Das Schwerhoch von Hof wird, wie die 2,5-dimensionale Modellierung entlang Ebene 27 (Abbildung 8.2) und Untersuchungen von BEHR et al. (1994) zeigen, durch

Tabelle 9.2: Zusammenstellung der nachträglich in das Startmodell integrierten Modellkörper mit Ausgangsdichten.

Körper	Dichte ρ in kg/m^3	Stratigrafie / geologische Einheit
33	2900	Metabasit
34	3000	Schwerhoch Altenburg (synthetischer Körper)
35	3000	Schwereminimum Neumarkt (synthetischer Körper)
36	2720	Granit Eibenstock & Karlovy Vary (tief)
37	2590	Granit Bergen
38	2600	Granit Eichigt

drei geologische Strukturen in verschiedenen Tiefenlagen verursacht. An der Oberfläche befindet sich hier die Münchberger Gneismasse (Nr. 14 und 15), deren ca. 2 km mächtigen Gneise und Grünschiefer von den umgebenden Gesteinen schüsselförmig eingefasst und unterlagert werden. Auf diese Weise wird der Vorstellung, die Münchberger Gneismasse als allochtone Deckeneinheit anzusehen, Rechnung getragen (BEHR *et al.*, 1984). Allerdings wurden Veränderungen der Modellkörpergeometrien zur Vermeidung des blockartigen Charakters der Körper erst am Ende der Modellierung durchgeführt. Zwei weitere Quellen des Schwerehochs von Hof bilden Amphibolit-Körper in 4 bis 8 km Tiefe und 15 km Tiefe (Nr. 16 und 17). Im Startmodell weisen die Körper Mächtigkeiten von 3 km bzw. 2 km auf. Um das Schwerehoch von Hof zufriedenstellend modellieren zu können, wurde die Mächtigkeit des tiefergelegenen Amphibolit-Körpers auf über 5 km vergrößert und gleichzeitig dessen Dichte auf 3074 kg/m^3 erhöht. Damit konnte der Schwereverlauf tendenziell erklärt werden. Die detaillierte Anpassung der berechneten an die beobachtete Schwere erfolgte erst am Ende der 3-dimensionalen Modellierung.

Den zentralen Bereich des Modells charakterisiert das ausgedehnte Schwereminimum, verursacht durch die Granite von Eibenstock und Karlovy Vary (Nr. 18). Bei beiden Graniten handelt es sich um intrudierte Plutone, die im gravimetrischen Untergrundmodell, basierend auf Informationen von CONRAD *et al.* (1994), zu einem Körper zusammengefasst wurden. Die negative Schwereanomalie wird durch das Startmodell nicht ausreichend erklärt. Wie aus der 2,5-dimensionalen Modellierung hervorgeht, besitzen die Granite von Eibenstock und Karlovy Vary Mächtigkeiten von mehr als 10 km. Nach BEHR *et al.* (1994) beträgt die vertikale Ausdehnung mehr als 14 km. Da Dichten von 2616 kg/m^3 in diesen Tiefen unrealistisch sind, erfolgte eine horizontale Teilung des Modellkörpers. Während im oberen Bereich (0 bis 7 km Tiefe) die Dichte von 2616 kg/m^3 beibehalten wurde, muss der untere Körper (7 bis 14 km Tiefe) aufgrund Tabelle 3.6 eine höhere Dichte (mindestens 2640 kg/m^3) besitzen. Da der Körper aber als „Entstehungskörper“ der Granite von Eibenstock und Karlovy Vary mit einer Mächtigkeit von mindestens 5 km angesehen werden sollte (pers. Mitt. BANKWITZ, 2001), wurde dem Körper (Nr. 36 in Tabelle 9.2) eine Dichte von 2720 kg/m^3 zugeordnet. Eine Erweiterung der Granite von Eibenstock und Karlovy Vary nach Westen im Bereich der Ebenen 30 bis 32 bzw. zwischen den Ebenen 25 und 30 zur Erzeugung der Schwereminima von Bergen und Eichigt ließ sich methodisch bedingt nicht realisieren. Hier war die Einführung zweier zusätzlicher Körper zur Erklärung des gemessenen Bouguer-Feldes notwendig (Nr. 37 und 38 in Tabelle 9.2).

Insbesondere die dem seismisch aktiven Gebiet im Raum Vogtland/NW-Böhmen entsprechenden Modellbereiche wurden intensiv mit Geologen und Geophysikern, vor allem im Rahmen des Vogtland-Bündels, diskutiert. Das Startmodell beinhaltet die Mariánské Lázně-Störungszone mit senkrechtem Einfallen. Während der Entwicklung des gravimetrischen Untergrundmodells konnten neueste geowissenschaftliche Erkenntnisse einbezogen werden. Tieferenerstreckung und Einfallen der modellierten Mariánské Lázně-Störungszone im Endmodell beruhen auf Informationen aus seismi-

schen Daten (FISCHER & HORÁLEK, 2003) und Untersuchungen zur neotektonischen Krustenaktivität im Schwarmbeben-Gebiet (BANKWITZ & SCHNEIDER, 2000).

Weiteren Handlungsbedarf wies die Tiefenerstreckung der Fränkische Linie auf. Durch die KTB wurde eine Tiefenreichweite der Störungszone von mindestens 7260 m nachgewiesen (HARJES et al., 1997; ZILLMER et al., 2002). Bei der Erstellung des Startmodells bildet die Fränkische Linie die bis in ca. 9 km Tiefe reichende Grenze zwischen dem Süddeutschen Schichtstufenland und dem Moldanubikum der Oberpfalz. Im Zuge der Modellierung wird die Verlängerung der Störungszone bis in 15 km Tiefe notwendig, mit zum Teil 2,5 km großen Versätzen der modellierten Schichten innerhalb der oberen und mittleren Erdkruste. Die seismischen Daten des Profils KTB 8502 zeigen, dass die Fränkische Linie bis in mindestens 10 km Tiefe reicht, möglicherweise noch tiefer (HIRSCHMANN, 1996; SIMON et al., 1996).

Im Rahmen der Anpassung der modellierten Schwere an die vorgegebene Schwerekurve durch Veränderung der Körpergeometrien und Dichten wurde gleichzeitig versucht, die blockartige Struktur einzelner Modellkörper „realitätsnaher“ zu modellieren. Das Abrunden von eckigen Modellkörperbegrenzungen erfolgt durch Einfügen zusätzlicher Geometrieckpunkte. Diese feine Modellierung der Körpergenzen ist allerdings für tiefliegende Strukturen nicht sinnvoll. Die für feine Strukturen mit der Tiefe abnehmende Auflösbarkeit würde eine Überinterpretation implizieren (WEBER, 1996).

Eine optimale Anpassung der aus den modellierten Körpern berechneten Schwere an die gemessene Bouguer-Schwere wird durch eine Dichteinversion gewährleistet.

Die Einführung neuer Modellkörper ist unter Umständen mit vertikalen Teilungen bereits im Modell enthaltener Körper verbunden. Besonders im geologisch sehr komplexen zentralen Bereich des gravimetrischen Modells wurden die notwendigerweise separierten Körper größtenteils als eigenständige Körper im Modell angesehen. Dies bedeutet, dass die Dichten der geteilten, aber zur gleichen geologischen Einheit gehörenden Körper, nach der abschließenden Dichteinversion leicht variieren können. In dem Fall wird für die Einheit ein Dichtebereich angegeben. Dies kommt der Realität sehr nah, da die Dichte jedes Modellkörpers lediglich einen Mittelwert der Dichte des entsprechenden Krustenbereichs in der Natur darstellt und zusätzlich bei Modellierungen verschiedene stratigrafische Einheiten meist sinnvoll zusammengefasst werden müssen.

9.5 Diskussion des Endmodells

Die das Endmodell aufbauenden Modellkörper mit den dazugehörigen Dichten sind in Tabelle 9.3 aufgeführt. Nachträglich in das Startmodell eingefügte Körper mit ihren Enddichten zeigt Tabelle 9.4. Die Dichtewerte beider Tabellen wurden zum Teil mittels eines Inversionsverfahrens am Ende der gravimetrischen Modellierung gewonnen. Die somit leicht modifizierten Dichten werden im Endmodell bis auf 1 kg/m^3 genau angegeben. Damit kann die während der Modellierung notwendige Modifizierung der

Dichten einzelner Körper genau angegeben werden und vor allem die Richtung der Änderung. Das Endmodell enthält insgesamt 38 Körper. Jedem Körper wurde eine Nummer zugeordnet, die in der ersten Spalte der Tabellen 9.3 und 9.4 angegeben ist. Bei der folgenden Diskussion verschiedener Strukturen des Endmodells sowie in den Abbildungen 9.4, 9.5, 9.6, 9.7 und 9.8 wird auf diese Nummerierung Bezug genommen. Die Lage der diskutierten Ebenen ist Abbildung 9.1 zu entnehmen.

Den nördlichen Teil des Modells prägen weitgehend kambro-ordovizische Phyllite (Nr. 7). Diese stellenweise bis zu 9 km mächtigen Modellkörper repräsentieren die oberste Kruste und weisen Dichten von 2678 kg/m^3 bis 2733 kg/m^3 auf. Eingelagert in die Phyllite findet man verschiedene beckenartige Strukturen. Im Modell handelt es sich hierbei um die Rotliegendensedimente (Nr. 4) des Erzgebirgischen Beckens, Gesteine des Unterkarbons (Nr. 5) bzw. Devons (Nr. 6) im Thüringischen und Vogtländischen Synklinorium, die miozänen Sedimente (Nr. 1) des Eger-Beckens sowie die Münchberger Gneismasse (Nr. 14 und 15). Im östlichen Teil des gravimetrischen Modells schließen sich an die kambro-ordovizischen Phyllite die Gneise und Rotgneise des Erzgebirges (Nr. 8) an (Abbildung 9.4). Diese wurden in einem Modellkörper mit

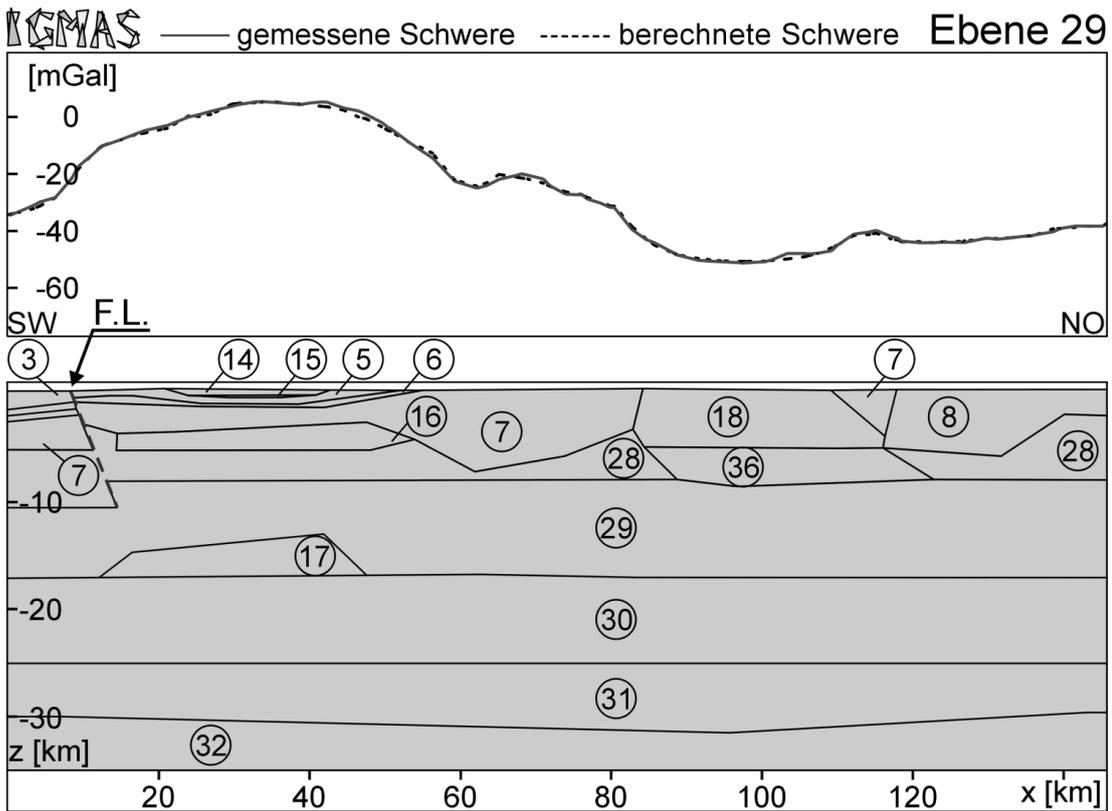


Abbildung 9.4: Ebene 29 des Endmodells (vertikal überhöht). Gravimetrisch dominiert wird die Ebene vom Schwerehoch von Hof. Die Nummerierung der Modellkörper bezieht sich auf Tabelle 9.3 und Tabelle 9.4.

Tabelle 9.3: Dichtezuordnung im Endmodell (ohne hinzugefügte Körper). Die angegebenen Dichten wurden teilweise durch Inversion des Endmodells gewonnen.

Körper	Dichte ρ in kg/m^3	Stratigrafie / geologische Einheit
1	2315 – 2316	Miozäne Sedimente
2	2518	Permo-Karbon-Becken
3	2465	Permo-mesozoische Sedimente
4	2496	Rotliegend
5	2518 – 2559	Unterkarbon
6	2783 – 2813	Devon/Diabas
7	2678 – 2733	Kambro-ordivizische Phyllite
8	2602	Gneise/Rotgneise des Erzgebirges
9	2658	Granulit (-gebirge)
10	2635	Moldanubischer Gneis
11	2742 – 2794	Zone von Teplá-Domažlice (ZTD)
12	2771 – 2776	monotone Gneise des Teplá-Barrandiums
13	2843	Ordovizium
14	2770	Münchberger Gneismasse
15	2900	Grünschiefer
16	2978	Amphibolit I
17	3074	Amphibolit II
18	2616	Granit Eibenstock & Karlovy Vary
19	2565	Granit Fichtelgebirge
20	2607	Granit Falkenberg
21	2563	Granit Kladruby
22	2606	Granit Bor
23	2902	Metabasit Mariánské Lázně
24	2917	Metabasit Domažlice
25	3068	Basalt Doupovské Hory
26	2803	Gneise/Metabasite der ZEV
27	2868	Erbendorf-Körper (Eklogit?)
28	2788	Paragneis
29	2809 – 2810	Gneis
30	2830 – 2868	Amphibolit
31	2950 – 2980	Pyroxengranulit
32	3370	Peridotit

Tabelle 9.4: Zusammenstellung der nachträglich in das Startmodell integrierten Modellkörper. Die angegebenen Dichten wurden durch Inversion des Endmodells gewonnen.

Körper	Dichte ρ in kg/m^3	Stratigrafie / geologische Einheit
33	2967	Metabasit
34	2947	Schwerehoch Altenburg (synthetischer Körper)
35	2938	Schwereminimum Neumarkt (synthetischer Körper)
36	2727	Granit Eibenstock & Karlovy Vary (tief)
37	2595	Granit Bergen
38	2586	Granit Eichigt

einer maximalen vertikalen Ausdehnung von 5 km zusammengefasst. Mächtigkeiten in gleicher Größenordnung modellierte [CHOI \(2001\)](#) in diesem Bereich. Die Dichte von 2602 kg/m^3 weist auf einen hohen granitischen Anteil hin. Eine weitere Differenzierung dieses Körpers erschien aus gravimetrischer Sicht nicht notwendig, zumal sich dieser Modellkörper im Randbereich des hier betrachteten Modellierungsgebietes befindet. Die südliche Erstreckung der Gneise und Rotgneise des Erzgebirges wird durch den Erzgebirge-Abbruch begrenzt, der im gravimetrischen Modell an der Oberfläche durch den Übergang zu den miozänen Sedimenten (Nr. 1) des Eger-Grabens definiert wird. Unterhalb der Sedimente bildet die nach SO einfallende Störungszone die nördliche Begrenzung der Zone von Teplá-Domažlice (ZTD, Nr. 11) und des Metabasit-Körpers (Nr. 33).

Das ausgeprägte Schwerehoch von Hof wird im Modell durch insgesamt vier Modellkörper erzeugt. Von der Oberfläche bis in ca. 17 km Tiefe setzt sich der Komplex aus der Münchberger Gneismasse (Nr. 14 mit 2770 kg/m^3), Grünschiefer (Nr. 15 mit 2900 kg/m^3), Amphibolit I (Nr. 16 mit 2978 kg/m^3) und Amphibolit II (Nr. 17 mit 3074 kg/m^3) zusammen (Abbildung 9.4). Die Tiefenverteilung dieser Modellkörper basiert auf der 2-dimensionalen Modellierung entlang des seismischen Profils DEKORP3/MVE-90 (EAST) nach [BEHR et al. \(1994\)](#) (Abbildung 8.2, unten). Das in der vorliegenden Arbeit entwickelte 3-dimensionale Untergrundmodell zeigt, dass sich das Schwerehoch von Hof auf diese Weise in seiner gesamten Ausdehnung, besonders in seiner N-S-Erstreckung senkrecht zum seismischen Profil, gut approximieren lässt. Lediglich der extrem starke Gradient an der östlichen Flanke konnte nicht vollständig nachvollzogen werden und weist Abweichungen von bis zu -4 mGal auf.

Das starke Minimum von Eibenstock und Karlovy Vary wird durch einen ausgehenden Granitpluton (Nr. 18 und 36) verursacht. Im Endmodell approximieren zwei Modellkörper diesen Granitpluton. Im oberen Bereich (0 bis 7 km Tiefe) wurde der eigentliche Granitkörper (Nr. 18) mit einer Dichte von 2616 kg/m^3 modelliert. Der untere Teil des bis in 14 km Tiefe reichenden Plutons ([BEHR et al., 1994](#)) besitzt im

Endmodell aufgrund seiner Tiefenlage eine Dichte von 2727 kg/m^3 (Nr. 36) und ist als „Entstehungskörper“ der Granite von Eibenstock und Karlovy Vary anzusehen (pers. Mitt. BANKWITZ, 2001). Mit einem modellierten Volumen von 2533 km^3 stellen diese beiden, als eine Einheit zu verstehenden, Granitkörper den größten granitischen Komplex des Modells dar. Abbildung 9.5 zeigt einen NW-SO-Schnitt (Lage in Abbildung 9.1) durch das 3-dimensionale gravimetrische Endmodell, wobei der Granitpluton in seiner gesamten horizontalen Erstreckung senkrecht zu den Modellierungsebenen angeschnitten wurde. Beide Modellkörper charakterisiert eine sägezahnartige Unterseite. Es handelt sich dabei um einen „grafischen“ IGMAS-Effekt, der aus der Darstellungsweise in Abbildung 9.5, die orthogonal zu den Modellierungsebenen verläuft, resultiert. Die Form des Granites reflektiert auch sehr gut die geologische Situation, denn eine sägezahnartige Unterseite kann als typisches Merkmal von intrudierten Graniten betrachtet werden.

Neben den Graniten von Eibenstock und Karlovy Vary kommt dem Fichtelgebirgsgranit eine besondere Bedeutung zu. Im Endmodell erreicht der mit einer Dichte von 2565 kg/m^3 modellierte Granit (Nr. 19) Mächtigkeiten von 6 bis 8,8 km (Abbildung 9.6). Die durch Wellenlängenfilterungen (Kapitel 7.1) und von HECHT et al. (1997) ermittelte „Zweiteilung“ des Granites in O-W-Richtung konnte durch die 3-dimensionale Modellierung bestätigt werden. Der westliche Teil des Fichtelgebirgs-

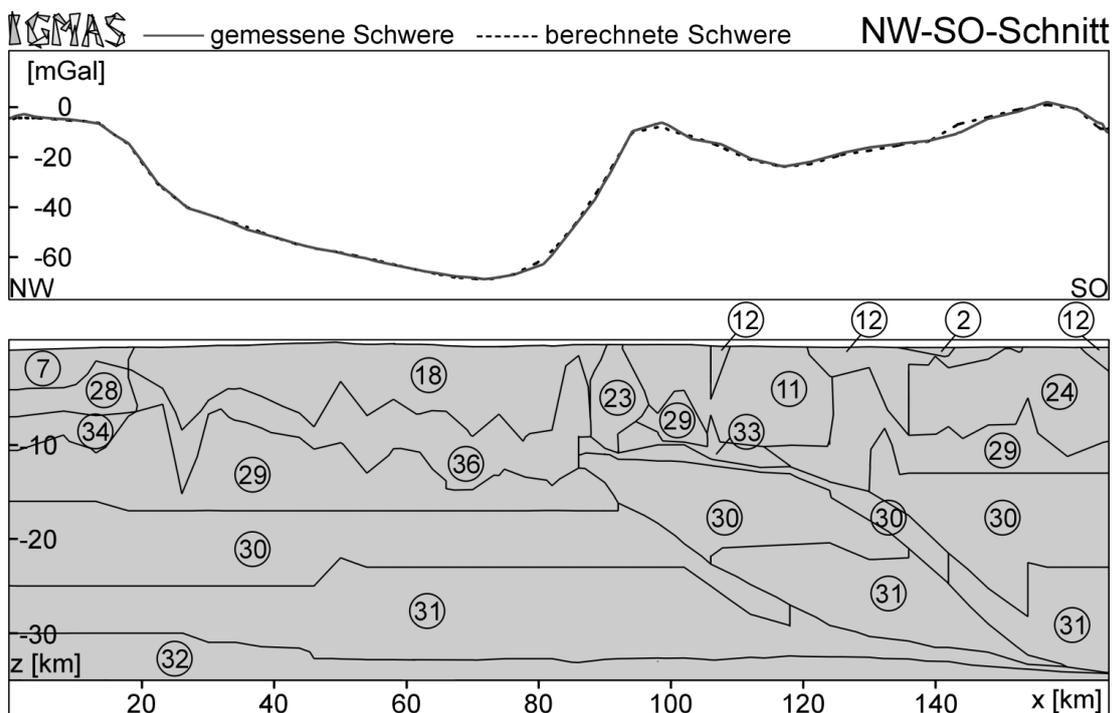


Abbildung 9.5: NW-SO-Schnitt durch das Endmodell (vertikal überhöht). Die Nummerierung der Modellkörper bezieht sich auf Tabelle 9.3 und Tabelle 9.4.

granites weist im Endmodell Mächtigkeiten bis maximal 6 km auf, während im östlichen Teil die größte vertikale Ausdehnung 8,8 km beträgt. Die Unterseite des Granites im zentralen Bereich befindet sich im Endmodell in maximal 1,5 km Tiefe. Die östliche Grenze des Fichtelgebirgsgranites bildet die mit den Schwarmbeben in Verbindung gebrachte Mariánské Lázně-Störungszone (M.L.S. in Abbildung 9.6). Diese lässt sich im Endmodell bis in 9 km Tiefe verfolgen und besitzt ein steiles Einfallen von ca. 80° in westliche Richtung. Das modellierte Einfallen stimmt genau mit der Angabe von FISCHER & HORÁLEK (2003) überein, die aus der Verteilung der Hypozentren von Schwarmbeben in der Region Nový Kostel abgeleitet wurde (Kapitel 3.3.1). In Abbildung 9.6 sind Hypozentren von Schwarmbeben eingezeichnet, die sich zwischen 1991 und 2001 in diesem Raum ereigneten. Sie konzentrieren sich in 7 bis 12 km Tiefe, im untersten Teil der modellierten Mariánské Lázně-Störungszone. Der Verlauf des gemessenen Schwerfeldes zeigt an dieser Stelle ein markantes lokales Minimum. Dieses konnte durch das 3-dimensionale Modell sehr gut approximiert werden. Die an

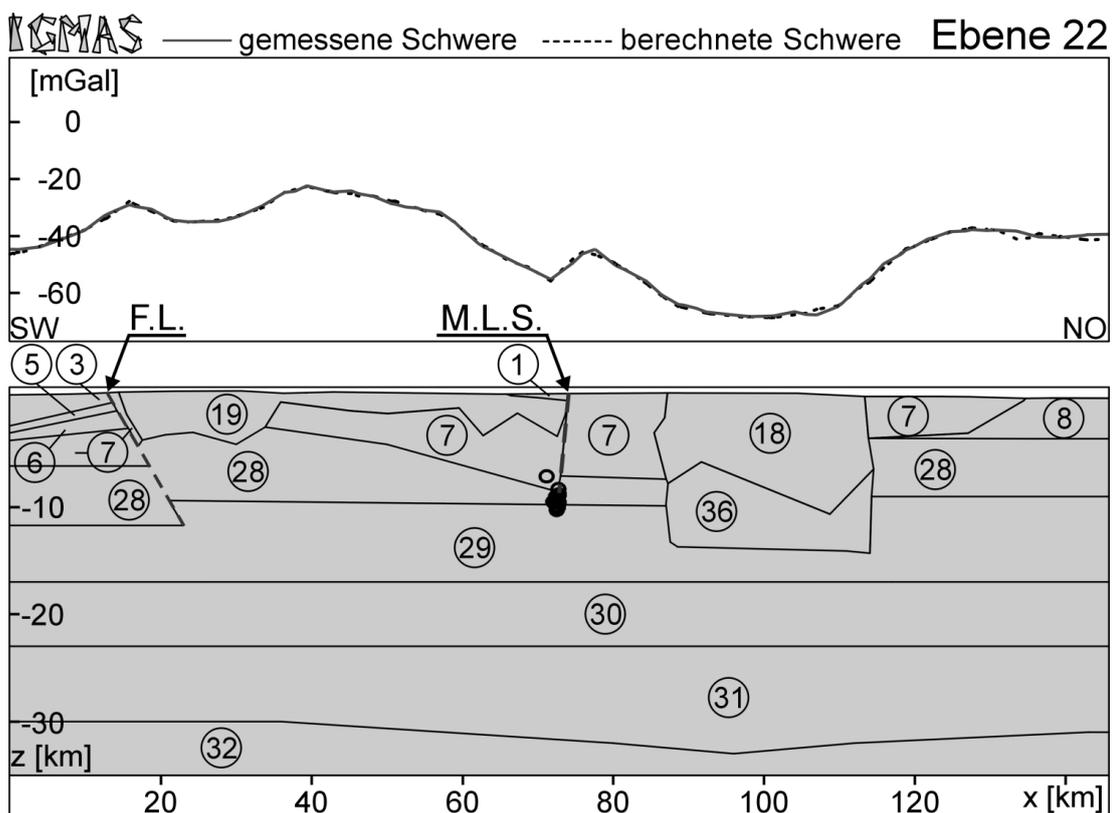


Abbildung 9.6: Ebene 22 des Endmodells (vertikal überhöht). Die schwarzen Kreise im unteren Bereich der Mariánské Lázně-Störungszone (M.L.S.) markieren Hypozentren von Schwarmbeben, die sich zwischen 1991 und 2001 ereigneten. Die Nummerierung der Modellkörper bezieht sich auf Tabelle 9.3 und Tabelle 9.4.

der Oberfläche lagernden miozänen Sedimente des Eger-Beckens (Nr. 1) allein reichen nicht zur Erzeugung des Schwereminimums aus. Die Basis des nördlichen Drittels des Eger-Beckens bildet der Fichtelgebirgsgranit (BANKWITZ & SCHNEIDER, 2000). Durch Umsetzung dieser Information in das 3-dimensionale gravimetrische Modell ist an dieser Stelle eine ausgezeichnete Anpassung der berechneten an die gemessene Schwere möglich. Inwieweit sich die Mariánské Lázně-Störungszone in Tiefen größer als 9 km fortsetzt, kann aufgrund fehlender Dichtekontraste über das Schwerfeld nicht geklärt werden. Die Počátky-Plesná-Störungszone tritt, mangels Dichtekontrast, gravimetrisch nicht in Erscheinung und wurde aus diesem Grund nicht in das 3-dimensionale Untergrundmodell integriert.

Die oberste Kruste im südlichen Teil des gravimetrischen Untergrundmodells ist durch die moldanubischen Gneise der Oberpfalz (Nr. 10) und die monotonen Gneise des Teplá-Barrandiums (Nr. 12) gekennzeichnet. Beide geologischen Einheiten werden durch den in N-S-Richtung verlaufenden Borgranit (Nr. 22) sowie die Zone von Teplá-Domažlice (ZTD, Nr. 11), bestehend aus hochgradig metamorphen Gesteinen (BUES & ZULAUF, 1998), getrennt. Die Dichte der Gneise des Moldanubikums beträgt im Endmodell 2635 kg/m^3 und stellt einen Mittelwert dar. Der Modellkörper „Moldanubischer Gneis“ beinhaltet die zahlreichen, in diesem Gebiet intrudierten Granite, die aufgrund ihrer geringen horizontalen Ausdehnung nicht als einzelne Modellkörper in das Untergrundmodell aufgenommen werden konnten. Die Aufspaltung in einzelne Einheiten hätte unübersichtliche Geometrien zur Folge. Der in den Bouguer-Werten nur schwach in Erscheinung tretende Borgranit (Nr. 22) besitzt eine Enddichte von 2606 kg/m^3 . Die schwache Ausprägung in den gemessenen Werten lässt auf eine geringe vertikale Ausdehnung schließen. Im Endmodell beträgt die Mächtigkeit des Borgranites ca. 4 km (Abbildung 9.7) und entspricht damit den von TRZEBSKI (1997) mittels Linsser-Filterung ermittelten Werten. Der Modellkörper ZTD (Nr. 11) stellt stark metamorphe Einheiten an der nördlichen (Abbildung 9.7) und westlichen Grenze des Teplá-Barrandiums dar. Speziell im nördlichen Bereich des Endmodells liegen die Dichten der ZTD mit 2794 kg/m^3 deutlich über den Dichtewerten des Teplá-Barrandiums von 2771 kg/m^3 bis 2776 kg/m^3 und tragen damit dem hohen Metamorphosegrad der ZTD Rechnung.

Gravimetrisch wichtige Strukturen im südlichen Teil des Modellierungsgebietes sind die Metabasite (Nr. 23, 24 und 33). Abbildung 9.8 veranschaulicht die Verteilung dieser Körper im Endmodell. Neben den an der Oberfläche sichtbaren Metabasiten des Mariánské Lázně-Komplexes sowie im Raum Domažlice (Hoher Bogen) zeigen diese Gesteine im gravimetrischen Modell eine weite Verbreitung in der oberen Kruste in Richtung Süden und Osten. Im nördlichen Teil wird diese Ausdehnung mit dem Abtauchen der Metabasite von Mariánské Lázně in südöstliche Richtung unter das Teplá-Barrandium (Abbildung 9.5) begründet. Diese Information basiert auf Untersuchungen entlang des seismischen Profils 9HR (Kapitel 3.1). Im südlichen Teil des Modellierungsgebietes machen die relativ hohen beobachteten Schwerewerte eine derartig große Verteilung von Metabasiten in der oberen Kruste des Modells notwendig.

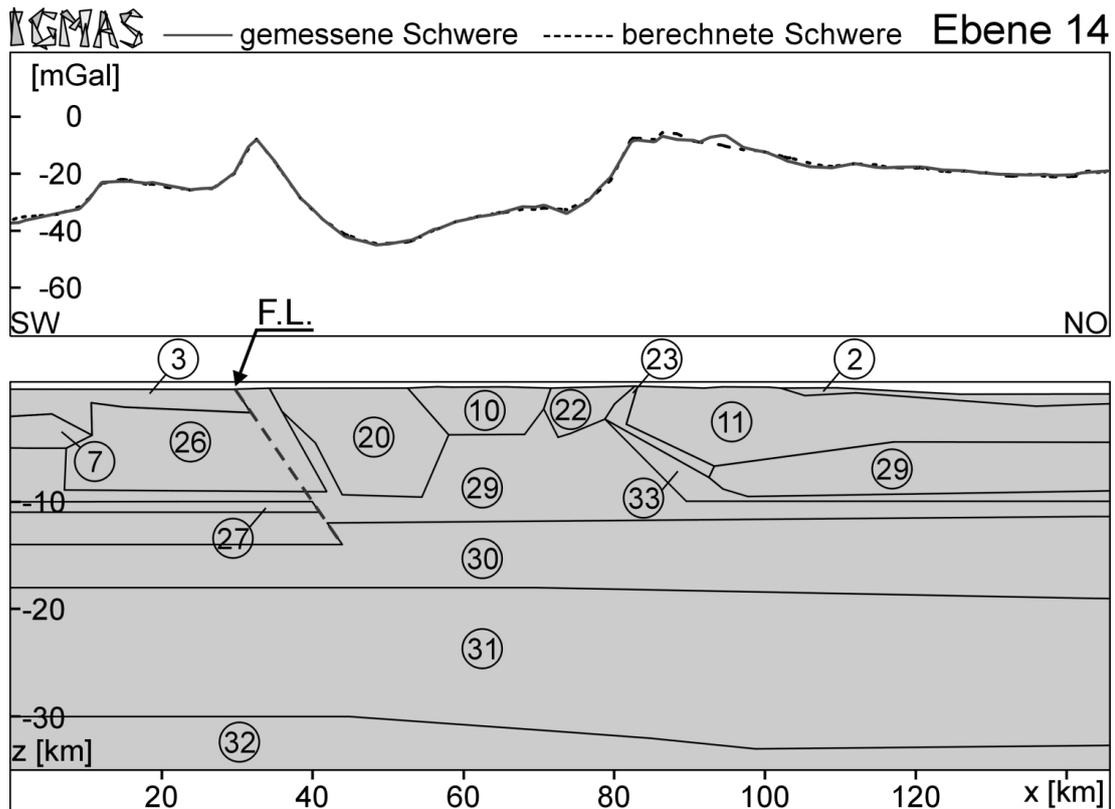


Abbildung 9.7: Ebene 14 des Endmodells (vertikal überhöht). Die Nummerierung der Modellkörper bezieht sich auf Tabelle 9.3 und Tabelle 9.4.

Die modellierte Fränkische Linie (F.L. in Abbildung 9.4, 9.6 und 9.7) befindet sich im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes und weist bis zu 4 km große tektonische Versatzbeträge auf, die sich gravimetrisch deutlich abzeichnen. Über dem abgesenkten Grundgebirge (Nr. 7) lagernde permo-mesozoischen Sedimente (Nr. 3) bewirken eine Abnahme der Bouguer-Schwere, die sich im Modell sehr gut nachvollziehen ließ (Abbildung 9.4 und 9.7). Der modellierte Einfallswinkel variiert zwischen 40° und 70° . Diese Werte stimmen gut mit Untersuchungen des realen Einfallens der Fränkischen Linie von ZULAUF & DUYSER (1997) überein. Das Schwereminimum von Bayreuth befindet sich westlich der Fränkischen Linie zwischen den Ebenen 19 bis 22. Die Modellierung des Quellkörpers erfolgte in Form eines ausgedehnten Sedimentbeckens. Es wurde kein eigenständiger Körper eingeführt, sondern die permo-mesozoischen Sedimente (Nr. 3) in diesem Bereich in ihrer Mächtigkeit um bis zu 1 km nach unten vergrößert.

Ein durch die Zone von Erbandorf-Vohenstrauß (ZEV) verursachtes lokales Maximum mit steilen Flanken in O-W-Richtung konnte mittels Informationen der an dieser Stelle niedergebrachten KTB (Kapitel 3.1) sehr gut nachvollzogen werden (Abbil-

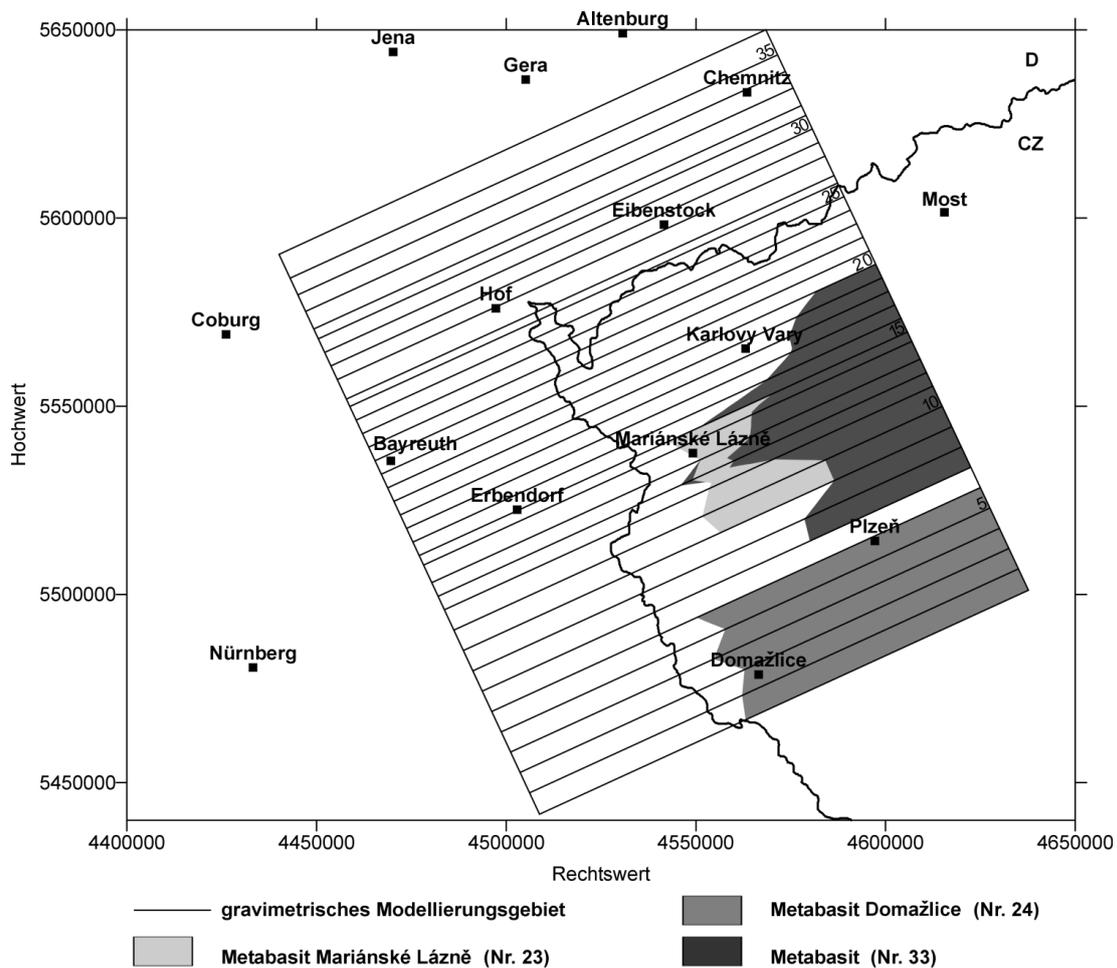


Abbildung 9.8: Verteilung der Metabasite im Endmodell. Die Nummerierung der Modellkörper bezieht sich auf Tabelle 9.3 und Tabelle 9.4.

Abbildung 9.7). Die aus Wechsellagerungen von Paragneisen und Metabasiten aufgebaute Zone (O'BRIEN et al., 1997) wird durch einen Modellkörper (Nr. 26) repräsentiert. Die Dichten der Paragneise und Metabasite geben BOSUM et al. (1997) mit 2730 kg/m^3 und 2900 kg/m^3 bis 2950 kg/m^3 an. Die in der vorliegenden Arbeit modellierte Enddichte liegt bei 2803 kg/m^3 und kann als Mittelwert der von BOSUM et al. (1997) angegebenen Dichten angesehen werden. Westlich des markanten, die ZEV charakterisierenden Schwerhochs zeigt der gemessene Schwereverlauf noch weiter erhöhte Bouguer-Werte. Die in Kapitel 7.1 vorgestellten Ergebnisse der Wellenlängenfiltrierungen deuten auf eine Fortsetzung der ZEV in westliche Richtung unter die permomesozoischen Sedimente hin. Die Umsetzung dieser Ergebnisse im 3-dimensionalen gravimetrischen Modell erklärt die beobachtete Schwere vollständig. Die gravimetrische Bedeutung des in 10 bis 12 km Tiefe von HARJES et al. (1997) seismisch nach-

gewiesenen Erbdorf-Körpers (Nr. 27) ist relativ gering (BOSUM et al., 1997). In der vorliegenden Modellierung beträgt die Dichte dieses Modellkörpers 2868 kg/m^3 bei einer Mächtigkeit von 1 km. Die von HARJES et al. (1997) aus seismischen Geschwindigkeiten berechnete Dichte von 3200 kg/m^3 bewirkt im gravimetrischen Modell eine Anhebung der berechneten Schwere um 10 mGal, wobei auch eine drastische Verringerung der Mächtigkeit keine Anpassung der gemessenen an die berechnete Schwere zulässt. Der Falkenberggranit (Nr. 20) wurde mit einer Dichte von 2607 kg/m^3 modelliert. Dies entspricht sehr gut der mittels Proben festgestellten Dichte von 2600 kg/m^3 (CASTEN et al., 1997). Die Erzeugung des lokalen Schwereminimums im Bereich des Falkenberggranites fordert im vorliegenden Endmodell Mächtigkeiten des Granites bis zu 9,5 km. Die Unterseite des modellierten Granites stimmt somit gut mit den von TRZEBSKI (1997) aus dem seismischen Profil KTB 8502 ermittelten Tiefen von ca. 10 km überein.

Die Struktur der mittleren und unteren Kruste des Endmodells wird in Abbildung 9.5 deutlich. Der Verlauf der variszischen Subduktionszone wurde Interpretationen des seismischen Profils 9HR von TOMEK et al. (1997) entnommen (Kapitel 3.1). Von oben nach unten setzt sich die Kruste aus Paragneisen (Nr. 28), Gneisen (Nr. 29), Amphiboliten (Nr. 30) und Pyroxengranuliten (Nr. 31) zusammen, deren Dichten in Abhängigkeit von der Herkunft (saxothuringisch, moldanubisch) der Gesteine leicht variieren (Tabelle 9.3). Die sehr gute Approximierung der regionalen Bouguer-Anomalie durch die aus dem entwickelten Modell berechnete Schwere bestätigt die Plausibilität einer großräumigen, nach Süden einfallenden Subduktionszone.

Der unterste Bereich des entwickelten 3-dimensionalen Modells wird durch den oberen Mantel (Nr. 32) charakterisiert, wobei nur die obersten 0,5 bis 5 km des Erdmantels berücksichtigt werden. Dies erweist sich als ausreichend, um Aussagen über den gravimetrischen Einfluss der Kruste-Mantel-Grenze (Moho), besonders im Hinblick auf die postulierte Mantelaufwölbung bzw. ein Magmensystem in diesem Bereich, treffen zu können (Kapitel 10). Abbildung 9.9 zeigt die Tiefenlage der modellierten Kruste-Mantel-Grenze im gravimetrischen Endmodell, die zwischen 28 km Tiefe im Norden des Modells und 34,5 km Tiefe im SO variiert. Ein von GROSSE et al. (1992) publizierter Tiefenlinienplan für die Moho im Raum Deutschland weist für das in der vorliegenden Arbeit betrachtete Untersuchungsgebiet ein generelles Einfallen der Moho von NW nach SO aus. Diese Information wurde in das entwickelte gravimetrische Untergrundmodell aufgenommen. Zur Signifikanz dieses Verlaufs muss gesagt werden, dass beispielsweise Volumenänderungen der großen Metabasit-Anteile der oberen Kruste im SO des Modells ein flacheres Einfallen der Moho erlauben. Da über die Mächtigkeiten der Metabasite keine Informationen vorliegen, würde eine Verkleinerung der Metabasit-Körper im Modell eine Verringerung der berechneten Schwere an dieser Stelle bewirken. Als Ausgleich käme eine Vergrößerung der Mantel-Peridotite und somit die Anhebung der Kruste-Mantel-Grenze in diesem Bereich in Frage. Die Variationsmöglichkeiten der modellierten Moho-Tiefenlage liegen dabei im Bereich von maximal $\pm 1 \text{ km}$, da Änderungen in dieser Tiefe eine deutlich

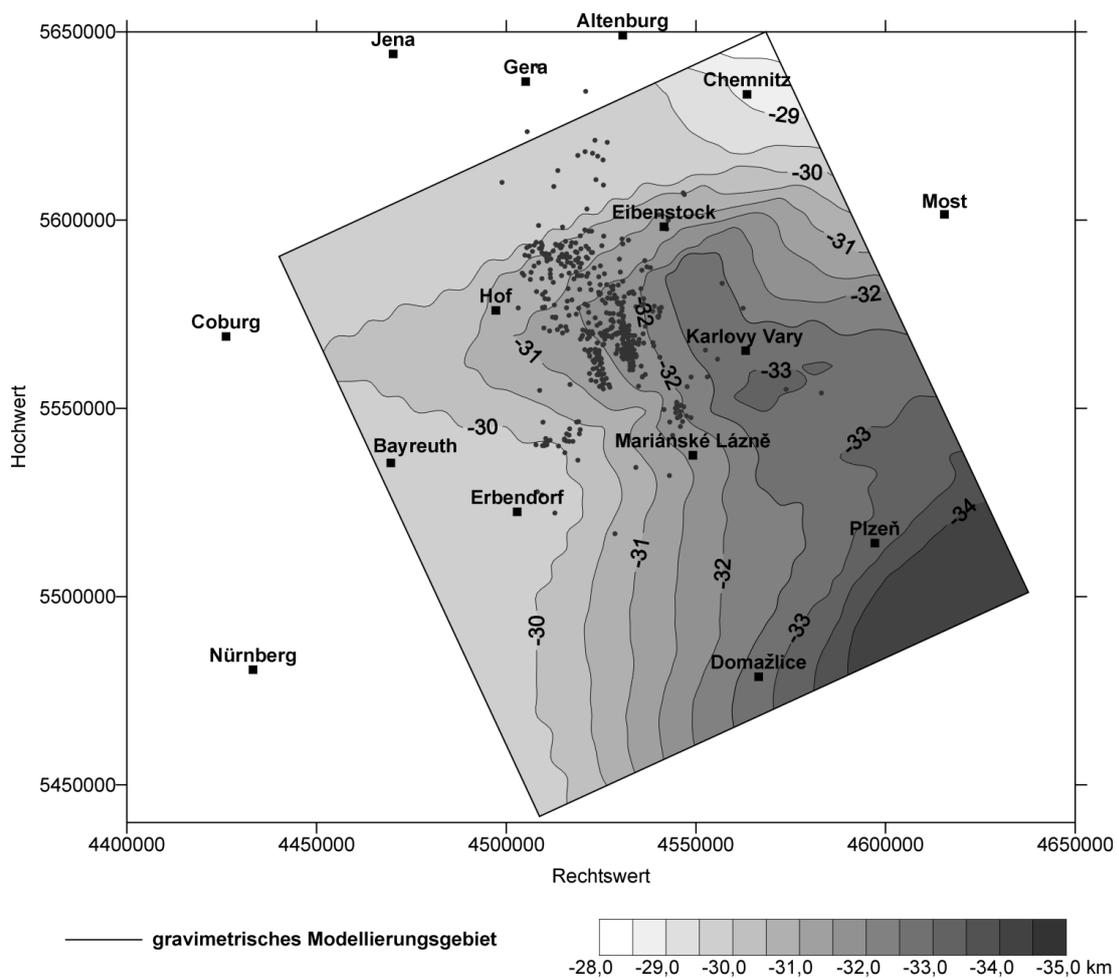


Abbildung 9.9: Modellierte Tiefenlage der Moho. Der Isolinienabstand beträgt 0,5 km. Die Punkte kennzeichnen Epizentren von Schwarmerdbeben 1994 und 2000.

breitere Anomalie erzeugen als Variationen der im Modell in 0 bis 11 km Tiefe gelagerten Metabasite. Bei Veränderung der Moho-Tiefenlage müssen zur Minimierung der Residuen auch Nachbargesteine der Metabasite in ihrer vertikalen Ausdehnung oder Dichte modifiziert werden. Dies ist nur eingeschränkt möglich, da beispielsweise für die Granite (Granit Eibenstock & Karlovy Vary, Borgranit) nördlich und westlich der Metabasite starke Randbedingungen, in Bezug auf Dichten und Mächtigkeiten (Kapitel 3), vorliegen. Die Schwarmbeben-Region Vogtland/NW-Böhmen wird durch einen Gradienten im Verlauf der Moho charakterisiert. Unterhalb des Granites von Eibenstock und Karlovy Vary ist eine Absenkung der Moho auf 32,5 bis 33 km Tiefe zu verzeichnen, die sich auch im seismischen Profil DEKORP3/MVE90 zeigt. Diese Moho-Depression erweist sich gravimetrisch als signifikant. Eine Vergrößerung der Mächtigkeit des Granites von Eibenstock und Karlovy Vary würde zur Minimierung

der Residuen eine Anhebung der Kruste-Mantel-Grenze nach sich ziehen. Allerdings resultiert die modellierte Tiefenreichweite des Granites von bis zu 14 km aus verschiedenen geophysikalische Untersuchungen (BEHR et al., 1994; CHOI, 2001) und kann somit als starke Randbedingung angesehen werden.

Im NO-Teil des Modellierungsgebietes ist unterhalb des Erzgebirges ein Anstieg der Moho-Tiefenlage auf 28,0 km zu verzeichnen, der nach BEHR et al. (1994) und KRAWCZYK et al. (2000) auch in den seismischen Daten beobachtet wird. Die positive Schwerewirkung dieser lokalen Moho-Aufwölbung wird durch leichtes Material in den oberflächennahen Schichten kompensiert (CHOI, 2001).

Der Vergleich des vorliegenden Endmodells mit dem von CHOI (2001) entwickelten 3-dimensionalen gravimetrischen Modell zur Dichtezonierung der Varisziden am Beispiel des Erzgebirges (Kapitel 3.2 und Tabelle 3.7) zeigt Korrelationen aber auch deutliche Unterschiede im strukturellen Aufbau. Eine Gemeinsamkeit stellt das generelle Einfallen der modellierten Schichten der oberen Kruste nach SO dar. Einen Großteil der von CHOI (2001) modellierten Oberkruste repräsentieren 5 km mächtige Pyroxengranulite mit einer Dichte von 2840 kg/m^3 . Im Modell der vorliegenden Arbeit befindet sich an dieser Stelle ein durchschnittlich 6 km mächtiger Körper, interpretiert als Paragneise der oberen Kruste (Nr. 28), dessen Dichte mit 2788 kg/m^3 um 52 kg/m^3 unter der Dichte der Pyroxengranulite im Modell von CHOI (2001) liegt. Dieser Körper weist in beiden Modellen eine Zunahme der Mächtigkeit um 1 bzw. 3 km in Richtung SW auf. Westlich des Modellierungsgebietes von CHOI (2001) zeigt diese Schicht im vorliegenden Modell eine signifikante Verringerung der Mächtigkeit um 2 km, die mit dem Einfallen der Fränkischen Linie korreliert werden kann (Abbildung 9.4). Das Modell von CHOI (2001) enthält zwischen Granulitgebirge und Erzgebirge relativ dichte Gesteine (Metabasite mit 2900 kg/m^3) in 4 bis 6 km Tiefe, die das vorliegende Endmodell nicht nachweisen kann. Ebenso finden die von CHOI (2001) westlich des Granites von Eibenstock modellierten Metabasite im vorliegenden Modell an dieser Stelle keine entsprechenden Modellkörper vergleichbarer Dichte. Im Bereich des Schwerehochs von Hof hingegen enthalten beide Modelle im Tiefenbereich von 2 bis 6 km Körper mit Dichten von 2900 bis 2978 kg/m^3 . Während sich in der Arbeit von CHOI (2001) diese dichten Gesteine nur unterhalb des nordwestlichen Teils der Münchberger Gneismasse befinden, unterlagern diese Modellkörper im vorliegenden Modell die gesamte Gneismasse.

Die von CHOI (2001) betrachtete Region stellt den nördlichsten Teil des in der vorliegenden Arbeit modellierten Gebietes dar, wobei nur der SW-Teil des Sächsischen Granulitgebirges im vorliegenden Modell erfasst wurde. Diese Randlage erschwert es signifikante Aussagen bezüglich der von CHOI (2001) diskutierten geodynamischen Modelle zur Platznahme der Granulite zu treffen. Infolge von Randeffekten treten im vorliegenden Modell an dieser Stelle deutliche Residuen auf (Abbildung 9.10, Region um Chemnitz). Das durch die vorhandene Datenbasis und die Fragestellung dieser Arbeit begrenzte Modell kann keine Informationen zur geodynamischen Entwicklung des Granulitgebirges liefern, da das Sächsische Granulitgebirge selbst nur zu einem

kleinen Teil und das Gebiet nördlich des Granulitgebirges nicht im Modell der vorliegenden Arbeit enthalten sind.

9.6 Bewertung der Residuen

Das im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickelte 3-dimensionale gravimetrische Untergrundmodell der Region Vogtland/NW-Böhmen setzt sich aus 38 Modellkörpern und 9870 Geometrieckpunkten zusammen. Im Vergleich zum Startmodell wurden, neben der Einführung sechs neuer Modellkörper, die geologischen Untergrundstrukturen differenzierter modelliert und somit eine realistischere Gestaltung der Modellstrukturen erreicht.

Die aus dem 3-dimensionalen gravimetrischen Endmodell berechnete Schwere erklärt sehr gut die gemessene Bouguer-Schwere (Abbildung 6.1) im Modellierungsgebiet. Einen Eindruck über die Qualität des entwickelten hochauflösenden gravimetrischen Modells vermitteln die verbleibenden Residuen (Abbildung 9.10). Diese werden als beobachtete Schwere minus modellierte Schwere definiert. Nach den im Kapitel 9.4 erläuterten Modifizierungen im Modell weist das Endmodell in weiten Teilen des Modellierungsgebietes Residuen oberhalb von -2 mGal bzw. unterhalb von 2 mGal auf. Diese Werte stimmen gut mit Residuen bereits bestehender Modelle anderer Untersuchungsgebiete, entwickelt beispielsweise von MELZER (1994) und GABRIEL (1997), überein. Die erzielte langwellige Anpassung ist als sehr gut einzuschätzen, da keine Korrelation mehr mit der Bouguer-Karte vorliegt (Abbildung 9.10). Die prozentuale Verteilung der Abweichungen der modellierten Schwere vom gemessenen Schwereverlauf ist in Abbildung 9.11 dargestellt. Das Histogramm zeigt eine starke Abnahme der Residuen in Bereichen kleiner als -2 mGal bzw. größer als 2 mGal und dokumentiert damit die sehr gute Qualität des entwickelten 3-dimensionalen Endmodells. Bezugnehmend auf die Größe des gravimetrischen Modells, mit einer lateralen Ausdehnung von $143,2 \times 165,2 \text{ km}^2$ und einer vertikalen Erstreckung von 35 km, ist eine ausgezeichnete Anpassung der aus dem Endmodell berechneten Schwere an die beobachtete Bouguer-Anomalie gelungen. Somit wurde die komplexe Geologie des Untersuchungsgebietes erfolgreich in ein gravimetrisches Modell umgesetzt.

Lokale Abweichungen sind hauptsächlich an methodisch bedingte „abrupte“ Übergänge zwischen einzelnen Modellkörpern mit deutlich unterschiedlichen Dichten und an flache Beckenstrukturen (im Bereich des Eger-Grabens und im Raum Plzeň) gekoppelt. Da für das Sokolov-Becken und das Permo-Karbon-Becken um Plzeň keine Tiefenlinienpläne vorliegen, wäre eine detailliertere Modellierung in diesen Gebieten nicht sinnvoll und würde einer Überinterpretation gleichkommen. An nur wenigen Stellen treten Residuen im Bereich von $\pm 7 \text{ mGal}$ auf, deren Verteilung im Modellierungsgebiet in Abbildung 9.10 dargestellt ist. Speziell an der ersten und letzten Ebene (nördlicher und südlicher Modellrand) treten Abweichungen auf, die auf mangelnde Randbedingungen in diesen Bereichen zurückzuführen sind. Aufgrund des Integral-effektes der Gravimetrie wirkt hier auch die Schwere von geologischen Strukturen

außerhalb des Modellierungsgebietes. Durch die Definition zweier Randebenen in 1000 km Entfernung vom Untersuchungsgebiet, verbunden mit einer Extrapolation der modellierten geologischen Strukturen, wird versucht, den gravimetrischen Einfluss von geologischen Körpern außerhalb des Bearbeitungsgebietes zu vermindern.

Im nordöstlichen Teil des gravimetrischen Modellierungsgebietes konnte trotz Einbeziehung eines synthetischen Körpers zur Simulation des außerhalb des Modells liegenden Schwerehochs von Altenburg keine befriedigende Anpassung der berechneten Schwere an die gemessene Schwere erzielt werden. Weiterhin zeigen sich deutliche Residuen im Endmodell an der östlichen Flanke des Schwerehochs von Hof. Eine vollständige Darstellung des Schwereverlaufs dieser Flanke ist nicht möglich. Die verbleibenden Residuen in diesem Bereich betragen bis zu -4 mGal. Etwas kleinere Differenzen zwischen berechneter und gemessener Schwere weist die westli-

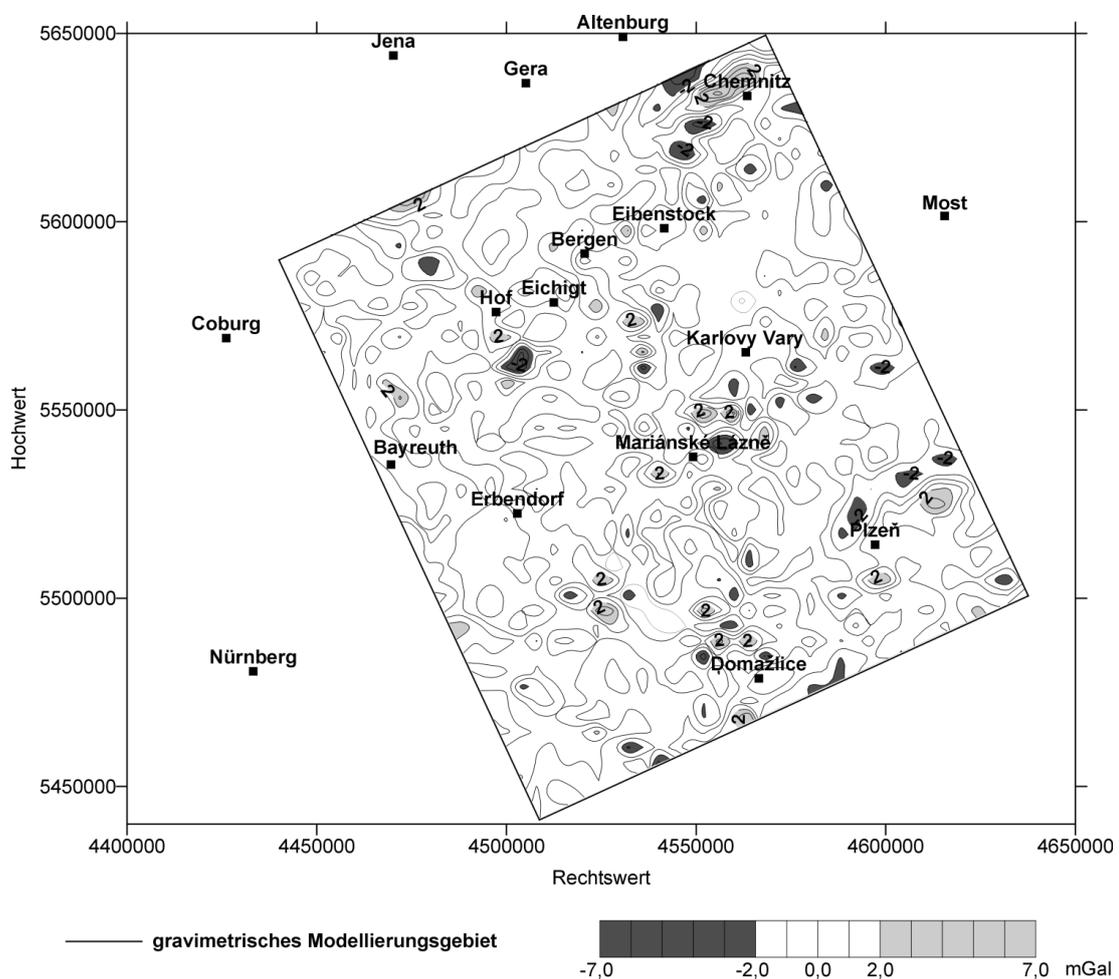


Abbildung 9.10: Die Residuen des Endmodells liegen zwischen ± 7 mGal. Der Isolinienabstand beträgt 1 mGal.

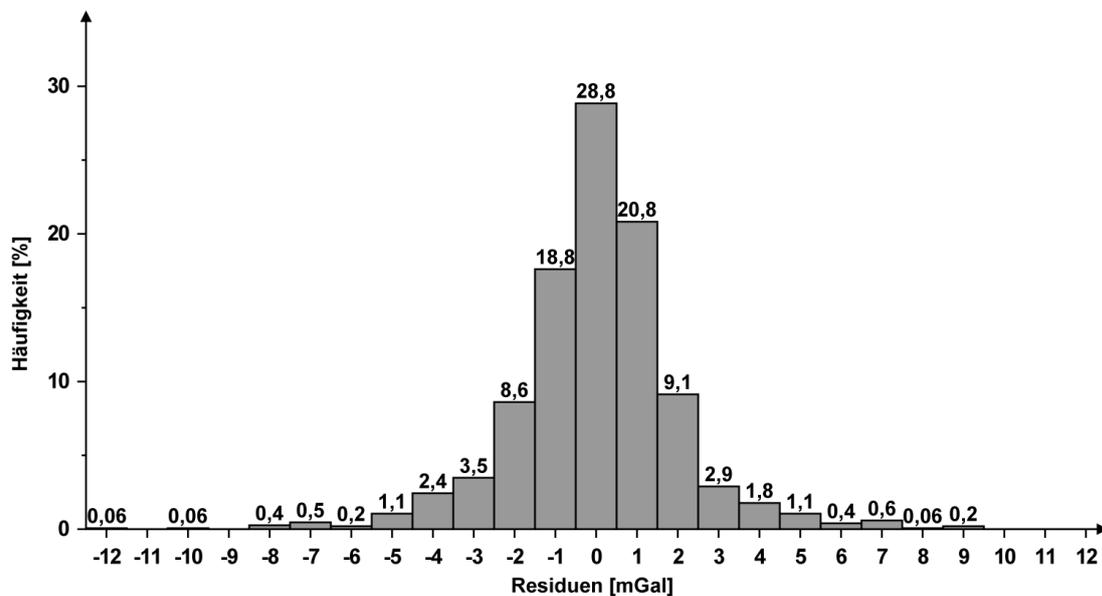


Abbildung 9.11: Histogramm der Residuen des Endmodells. Die Abweichungen sind in Prozent angegeben.

che Grenze des Granites von Eibenstock und Karlovy Vary auf. Ursache hierfür ist ebenfalls ein steiler Gradient, der sich durch die Modellierung nicht approximieren ließ. Das starke Maximum, hervorgerufen durch die dichten Gesteine der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV), konnte gut nachvollzogen werden. Allerdings zeigen sich innerhalb der östlichen und westlichen Gradientenzone Residuen, welche nicht beseitigt bzw. erklärt werden können. Im Bereich von Domažlice zeigt die Residuenkarte in [Abbildung 9.10](#) mehrere kleinräumige Anomalien. Diese resultieren aus der komplexen Oberflächengeologie, die methodisch bedingt nicht in allen Details in Modellkörper umgesetzt und in das gravimetrische Untergrundmodell integriert werden konnte.

Aus gravimetrischer Sicht ist eine weitere Verringerung der Residuen möglich. Dies würde aber im Vergleich zu den vorhandenen geowissenschaftlichen Informationen über die Kruste des Untersuchungsgebietes sowie zur Genauigkeit der beobachteten Bouguer-Anomalie eine Überinterpretation bedeuten.

Kapitel 10

Magmensystem oder Mantelaufwölbung?

Das entwickelte und in Kapitel 9.5 vorgestellte 3-dimensionale gravimetrische Endmodell bildet die Grundlage für weiterführende Modellierungen. Die horizontale und vertikale Ausdehnung des Untergrundmodells erlaubt Untersuchungen im Bereich der modellierten Kruste-Mantel-Grenze, um Informationen über die Existenz eines Magmensystems oder einer Mantelaufwölbung, im Sinn einer lokalen Hochlage der Moho, zu gewinnen.

10.1 Arbeitshypothese

Intrakontinentale Schwarmbeben, wie sie sich in der Region Vogtland und NW-Böhmen ereignen, werden weltweit mit magmatischen Aktivitäten in Verbindung gebracht (Kapitel 3.3.2). Besonders hervorzuheben ist hier das französische Zentralmassiv, das, ebenso wie das Böhmisches Massiv, eine variszische Entstehungsgeschichte und kenozoische Reaktivierung vorweisen kann (ŠPIČÁK, 2000). Die von GRANET et al. (1995) durchgeführte teleseismische Tomografie zeigt einen Mantel-Plume unterhalb des Zentralmassivs. Dieser, im Vergleich zum hawaiianischen oder isländischen Plume, als schmal im Durchmesser charakterisierte Mantel-Plume, befindet sich vermutlich in einer Abklingphase seiner Entwicklung. Basierend auf Untersuchungen von HOERNLE et al. (1995), wobei mittels S-Wellen-Tomografie eine Zone erniedrigter Geschwindigkeiten im Erdmantel unterhalb Europas festgestellt wurde, postulieren GRANET et al. (1995) noch weitere Mantel-Plumes im Bereich Mitteleuropas. Neben dem tomografisch bereits nachgewiesenen „Eifel-Plume“ unterhalb des Rheinischen Massivs (RITTER et al., 2001) werden weitere diapirartige Plumes unter dem Pannonischen Becken, dem Schwarzwald sowie dem Böhmisches Massiv und damit im Bereich des in der vorliegenden Arbeit betrachteten Untersuchungsgebietes Vogtland/NW-Böhmen, vermutet. Es wird angenommen, dass die einzelnen europäischen Plumes aus einer Tiefe von 200 km bis 250 km aufsteigen. Im Grenzbereich

zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre kann es im oberen Teil des Plumes bzw. in der darüberliegenden Lithosphäre zu partiellen Aufschmelzungen kommen (CONDIE, 2001).

Speziell im Vogtland/NW-Böhmen treten die Schwarmbeben im westlichen Teil des Eger-Grabens auf, der als vulkano-tektonisches Senkungsgebiet angesehen wird (Kapitel 2.2). Allerdings erreichte der Eger-Graben nur eine sehr frühe Phase des Riftprozesses (MALKOVSKÝ, 1987). Ähnlich wie im Zentralmassiv wurde in der Region Vogtland/NW-Böhmen quartärer Vulkanismus nachgewiesen (Abbildung 10.1). An der Oberfläche gelagerte Vulkanite zeugen von der Aktivität der Vulkane Komorní Hůrka (Kammerbühl) und Železna Hůrka (Eisenbühl) während des Quartärs. Beide

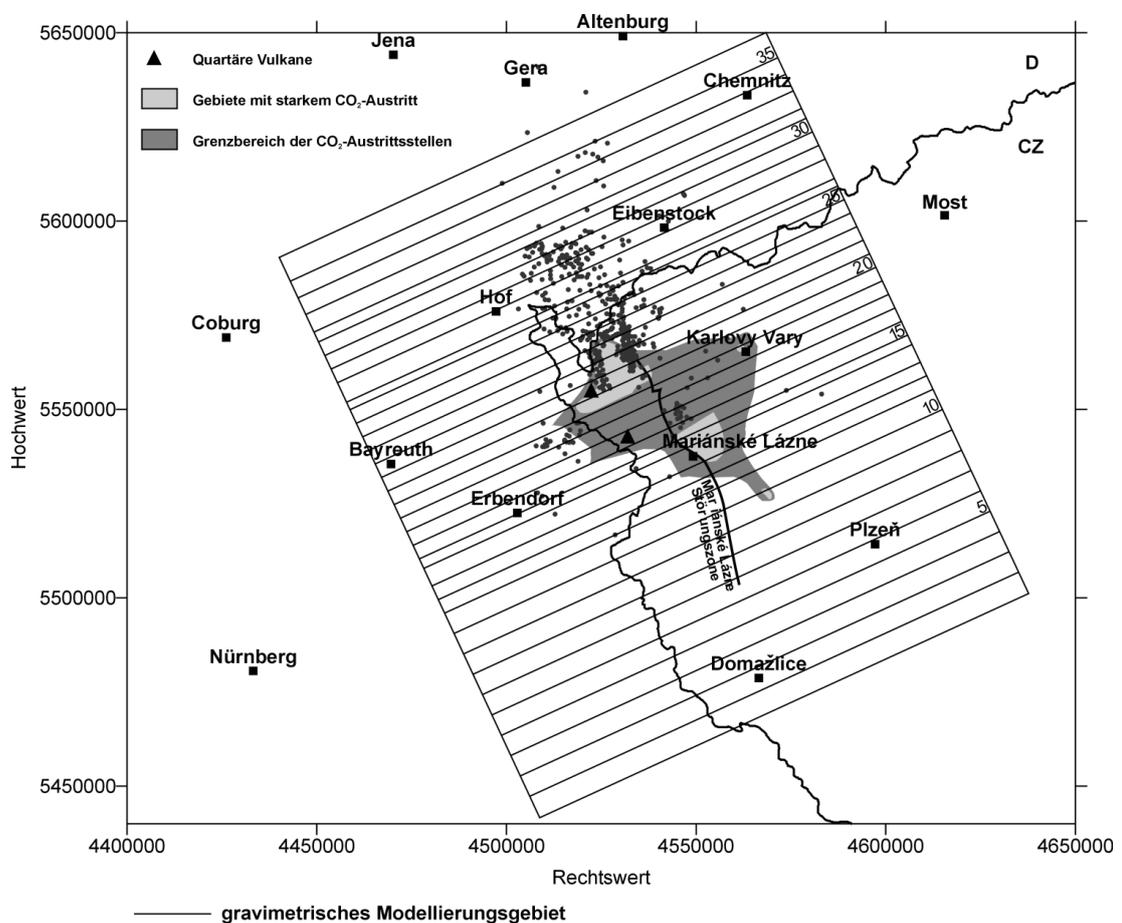


Abbildung 10.1: Darstellung des CO₂-Austrittsgebietes in der Region Vogtland/NW-Böhmen und Lage der quartären Vulkane Komorní Hůrka (Kammerbühl) und Železna Hůrka (Eisenbühl) nach WEINLICH et al. (1999). Die ebenfalls abgebildeten gravimetrischen Modellierungsebenen verlaufen in etwa senkrecht zur Mariánské Lázně-Störungszone. Die grauen Punkte kennzeichnen Epizentren von Beben der Schwärme 1994 und 2000.

Vulkane befinden sich in nur 20 km Entfernung vom rezenten Hauptepizentralgebiet (KÄMPF et al., 1993; WAGNER et al., 1998).

Neben den zyklisch auftretenden Schwarmbeben wird im Vogtland/NW-Böhmen eine starke Freisetzung volatiler Phasen beobachtet. Hierzu zählen insbesondere Helium und CO₂. Abbildung 10.1 zeigt das gesamte Entgasungsgebiet der Region. Auf einer Fläche von ca. 150 km² treten CO₂-dominierte Fluide aus Mineralquellen und Mofetten aus. WEINLICH et al. (1999) geben die Menge des allein im westlichen Eger-Graben austretenden CO₂ mit $3,6 \cdot 10^8$ mol/a an. Große Anteile des freigesetzten Heliums (bis zu 60% im Raum Mariánské Lázně) wurden als Mantelhelium identifiziert. Dies deutet auf eine rezente Intrusion von basaltischen Magmen in die Kruste hin (O'NIONS et al., 1989). Ebenso zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, dass der größte Teil des exhalierten CO₂ eine Mantelbeeinflussung aufweist und somit seinen Ursprung in entgasenden alkalischen Schmelzen im oberen Erdmantel hat (WEINLICH et al., 1993, 1999). Einen zeitlichen und kausalen Zusammenhang zwischen dem Fluidstrom und der Seismizität stellen WEISE et al. (2001) fest. Einerseits setzen die aufsteigenden Gase die Scherfestigkeit des Gesteins herab und können Erdbeben auslösen, bevor eine größere Spannungs-Akkumulation zu Beben mit höheren Magnituden führen kann. Dies würde den Schwarmbeben-Charakter erklären. Andererseits erfolgt durch die Erdbeben die Freisetzung krustaler Gase, die zur Erdoberfläche aufsteigen und mit zeitlichem Versatz zu den seismischen Ereignissen registriert werden können. Diese Untersuchungsergebnisse führen zu der Hypothese, dass die Ursache der in der Region Vogtland/NW-Böhmen beobachteten Schwarmbeben verdeckter, aktiver Vulkanismus ist (WEISE et al., 2001).

Die oben aufgeführten Studien zur Schwarmbeben-Dynamik und zum Chemismus der austretenden Gase in der Region Vogtland/NW-Böhmen weisen auf eine magmatische Quelle im oberen Mantel bzw. an der Kruste-Mantel-Grenze hin. Zur gravimetrischen Untersuchung solcher Strukturen werden deren Dichtekontraste relativ zum umgebenden Gestein genutzt. In Abhängigkeit von der Ausdehnung und Tiefenlage der Strukturen ist ein Schwereeffekt an der Oberfläche messbar. Mittels gravimetrischer Modellierungen kann durch Dichtevariationen und Einbeziehung entsprechender Körper in ein 3-dimensionales Modell dessen Schwerewirkung berechnet werden. Der Vergleich mit der beobachteten Bouguer-Anomalie gibt Auskunft über die Plausibilität des Modells und liefert damit Informationen über die Existenz der postulierten Mantelaufwölbung bzw. des Magmensystems aus gravimetrischer Sicht.

10.2 Gravimetrische Umsetzung der Hypothese

In das gravimetrische Endmodell wurde ein zusätzlicher Körper eingefügt, der durch entsprechende Dichteänderungen als Mantelaufwölbung (Modell A) oder Magmensystem (Modell B) behandelt werden kann. Somit können gravimetrische Hinweise auf das postulierte Magmensystem bzw. die Mantelaufwölbung, im Sinn einer lokalen Hochlage der Moho, gewonnen werden. Zu den Dimensionen einer solchen Struktur

gibt die Literatur folgende Hinweise:

- Die Mächtigkeit einer Mantelaufwölbung bzw. eines Magmensystems kann basierend auf seismischen Untersuchungen von [TOMEK et al. \(1997\)](#) mit 4 km angegeben werden.
- Die horizontale Ausdehnung einer Mantelaufwölbung bzw. eines Magmensystems umfasst die epizentrale Region und wird in etwa durch die Verteilung der Gasaustrittsstellen im Untersuchungsgebiet (Abbildung [10.1](#)) umrissen (pers. Mitt. KÄMPF, 2002).
- Im Fall eines Magmensystems wird die Dichte der darin enthaltenen nephelinischen Schmelze von [SOOD \(1981\)](#) mit 2850 kg/m^3 angegeben.

Auf der Grundlage dieser Informationen wurde im gravimetrischen Endmodell zwischen den Ebenen 12 und 23 ein zusätzlicher Körper im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze (zwischen den Modellkörpern Nr. 31 und Nr. 32 der Tabelle [9.3](#)) eingefügt. Der Körper befindet sich, abhängig von der Tiefenlage der Moho, in 27,5 bis 32,8 km Tiefe. Das Volumen dieses Körpers beträgt im Modell $3191,2 \text{ km}^3$ mit einer maximalen Mächtigkeit von 4 km.

In Abbildung [10.2](#) ist die Ebene 20 des Endmodells (Lage in Abbildung [10.1](#)) mit hinzugefügtem Körper an der Kruste-Mantel-Grenze dargestellt. Dem Modellkörper wurde zuerst die Dichte der unteren Kruste von 2977 kg/m^3 zugeordnet. In diesem Fall verursacht der Körper keinen gravimetrischen Effekt. Die modellierte Schwere entspricht, wie Abbildung [10.2](#) zeigt, der aus dem Endmodell berechneten Schwere. Der Körper ist mit dieser Dichte als gravimetrisch „unsichtbar“ anzusehen. In den nächsten Modellierungsschritten wurden dem Körper verschiedene Dichten zugeordnet. Die Ergebnisse der Simulation einer Mantelaufwölbung (Modell A) sowie eines Magmensystems (Modell B) werden vorgestellt und diskutiert.

10.3 Ergebnisse der gravimetrischen Simulation

10.3.1 Modell A: Mantelaufwölbung

In Modell A wird dem eingeführten Modellkörper eine Dichte von 3370 kg/m^3 zugeordnet, die der Dichte des oberen Mantels des gravimetrischen Endmodells entspricht. Auf diese Weise wird im Modell eine lokale, auf die laterale Ausdehnung des zusätzlichen Modellkörpers begrenzte, Hochlage der Moho bzw. Mantelaufwölbung simuliert. Abbildung [10.3](#) zeigt die aus Modell A berechnete Schwere im Vergleich zur beobachteten Bouguer-Anomalie. Erwartungsgemäß ist ein Anstieg der berechneten Schwere zu verzeichnen. Die simulierte Mantelaufwölbung bewirkt eine Erhöhung der modellierten Schwere, die bis zu 8 mGal über der gemessenen Schwere liegt. Die Residuen, die sich durch die Einführung der Mantelaufwölbung für das gesamte gravimetrische Modellierungsgebiet ergeben, sind in Abbildung [10.4](#) dargestellt. Eingezeichnet ist

weiterhin die laterale Ausdehnung der modellierten Mantelaufwölbung. Deutliche Abweichungen vom beobachteten Schwereverlauf zeigt die modellierte Schwere oberhalb des zentralen Bereichs der Aufwölbung. Die Tiefenlage des zusätzlich eingeführten Körpers von 27,5 bis 32,8 km bewirkt eine langwellige Anomalie, so dass in einem Umkreis von 20 km außerhalb der lateralen Ausdehnung der Mantelaufwölbung noch deutliche Residuen erkennbar sind. Ein Vergleich mit der Residuenkarte des Endmodells (Abbildung 9.10) zeigt, dass sich die Einführung der Mantelaufwölbung in das gravimetrische Modell auf den modellierten Schwereverlauf des gesamten Untersuchungsgebietes auswirkt. Die Mantelaufwölbung verursacht eine Abnahme der berechneten Schwere außerhalb ihres direkten Einflussbereiches. Diese Deformation des Schwerefeldes ist vom Zentrum der Mantelaufwölbung horizontal in alle Richtungen

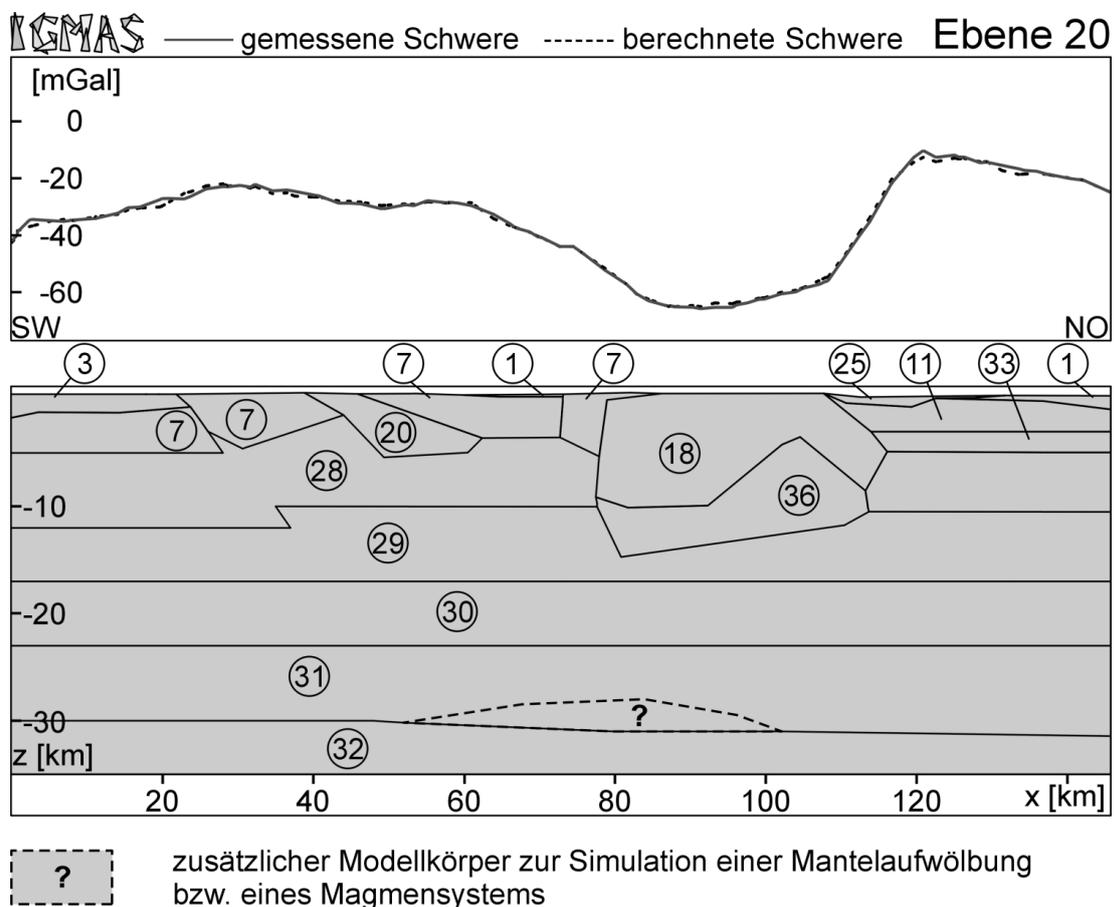


Abbildung 10.2: Ebene 20 des Endmodells mit zusätzlich eingeführtem Körper, der in Abhängigkeit der zugeordneten Dichte als Magmensystem oder Mantelaufwölbung behandelt werden kann. Dem Körper wurde im hier abgebildeten Modell die Dichte der unteren Kruste (Pyroxengranulit, Nr. 31 in Tabelle 9.3) zugeordnet. Die Lage der Ebene ist in Abbildung 10.1 dargestellt.

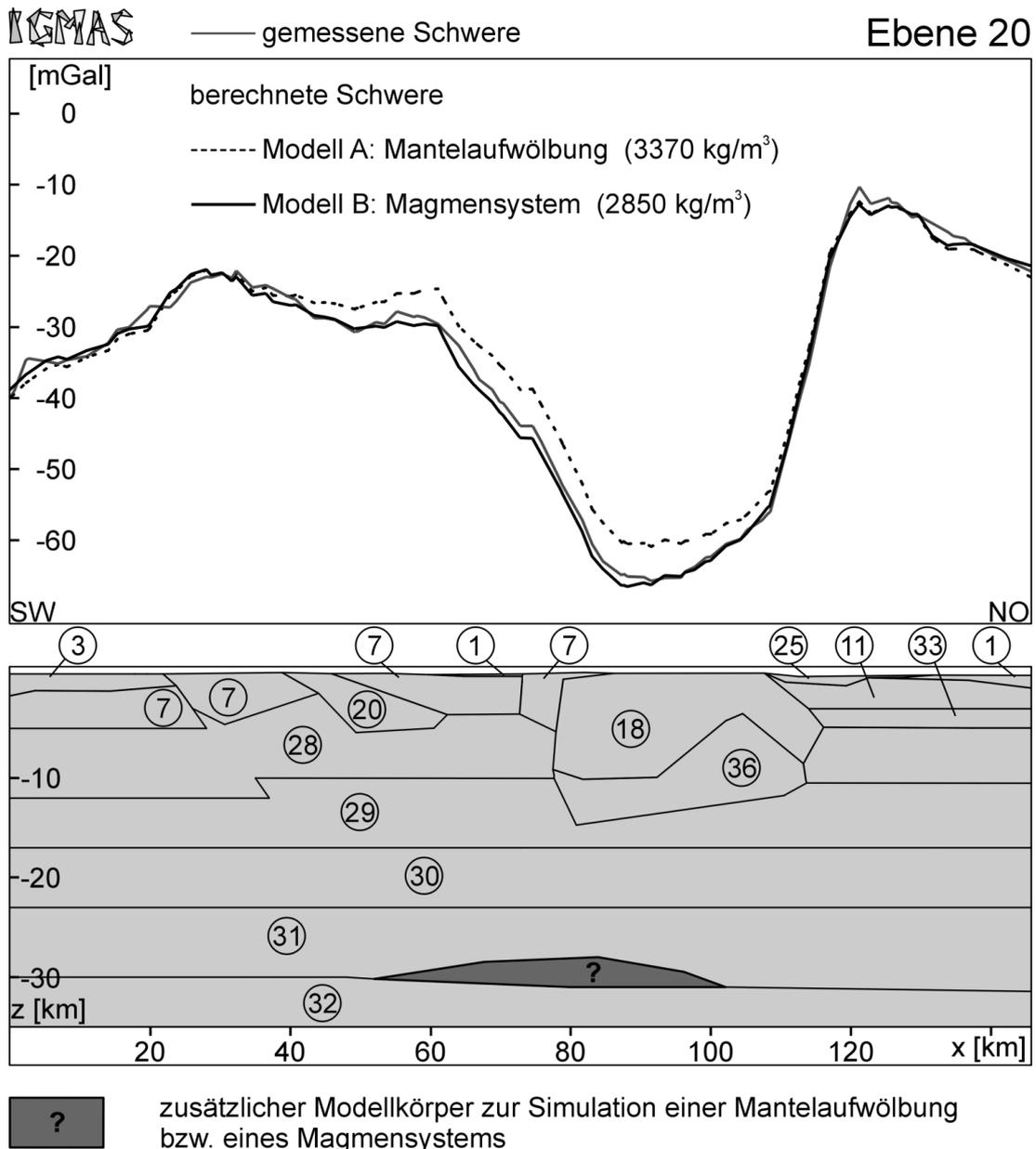


Abbildung 10.3: Am Beispiel der Ebene 20 des Endmodells wird ein Vergleich der Schwerewirkungen einer Mantelaufwölbung (Modell A) und eines Magmensystems (Modell B) mit der beobachteten Schwere in der Region Vogtland/NW-Böhmen gezeigt. Im Modell A wird dem zusätzlich eingeführten Körper die Dichte des oberen Mantels von 3370 kg/m^3 zur Simulation einer Mantelaufwölbung zugeordnet. Mittels Modell B soll die gravimetrische Plausibilität eines Magmensystems überprüft werden, wobei hier die Dichte des zusätzlich eingeführten Körpers 2850 kg/m^3 beträgt.

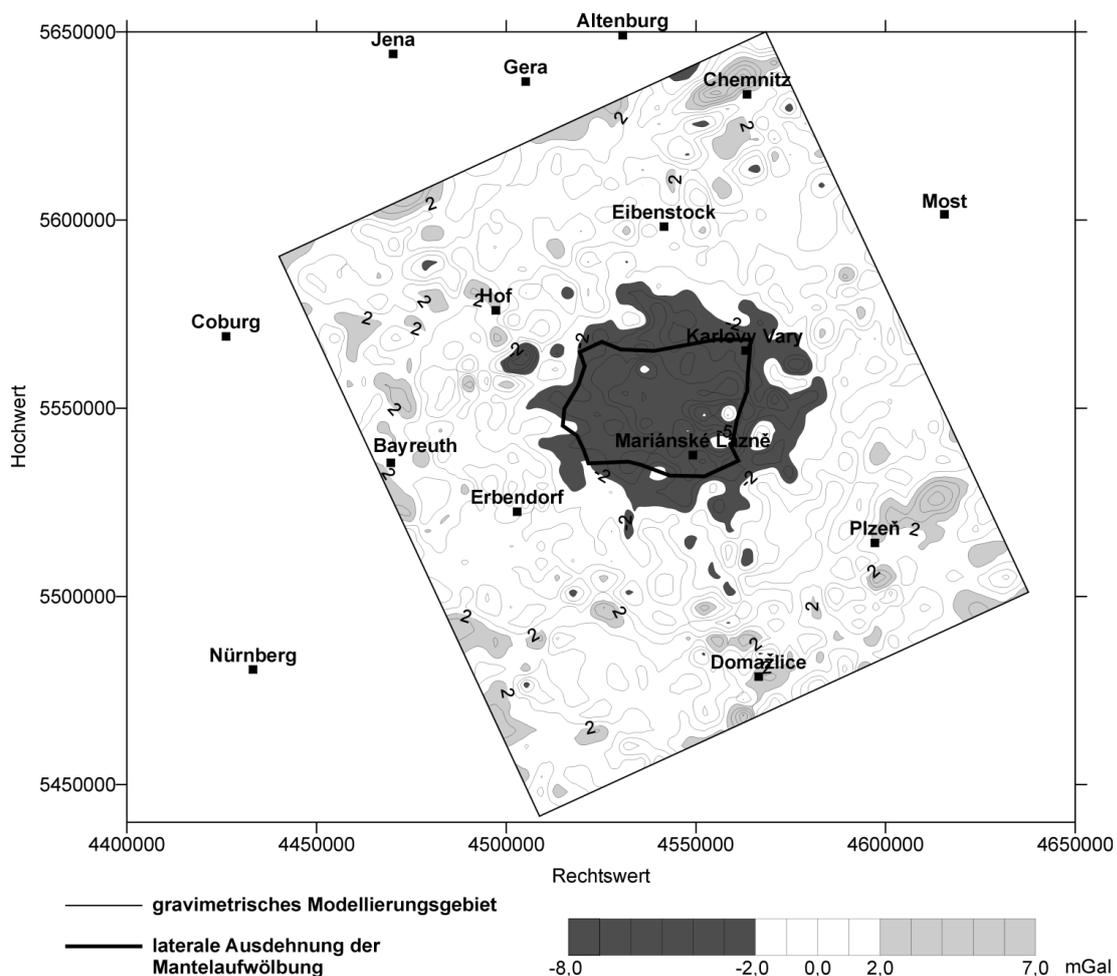


Abbildung 10.4: Die Residuen-Karte nach Einführung der Mantelaufwölbung zeigt eine Deformation des gesamten modellierten Schwerefelds. Während im Bereich der Aufwölbung (eingezeichneter Umriss) die berechneten Werte über der beobachteten Schwere liegen, ist im restlichen Untersuchungsgebiet eine Abnahme der berechneten Schwere im Vergleich zur gemessenen Schwere zu verzeichnen.

zu beobachten.

Eine befriedigende Anpassung der modellierten Schwere an die beobachtete Bouguer-Anomalie ist nicht möglich. Im zentralen Bereich oberhalb der Mantelaufwölbung müssten die vertikalen Erstreckungen der Granite (Granit von Eibenstock & Karlovy Vary, Fichtelgebirgsgranit und Falkenberggranit) um bis zu 10 km vergrößert werden. Die somit zu erreichenden Mächtigkeiten der Granite widersprechen deutlich den durch die Wellenlängenfilterungen abgeschätzten Werten (Kapitel 7.1) sowie den seismisch ermittelten Tiefenerstreckungen (Kapitel 3.1). Ebenso ist die Reduzierung der Dichten der Granite zur Angleichung der berechneten an die beobachtete Schwere

auszuschließen. Durch eine testweise angebrachte Verringerung der Granitdichten um jeweils 20 kg/m^3 konnte keine ausreichende Verbesserung der Anpassung von modellierter Schwere an die gemessene Schwere erzielt werden. Weitere Veränderungen der Dichten widersprächen den in Kapitel 3.2 (Tabelle 3.5) aufgeführten, im Labor bestimmten Dichten, die als Randbedingungen in die Entwicklung des Endmodells eingeflossen sind.

Die Verknüpfung beider Methoden zur Minimierung der aus Modell A resultierenden Schwereresiduen führt somit nicht zu einer Anpassung. Die vorzunehmenden Änderungen der Dichten und Mächtigkeiten liegen noch deutlich über den durch die Randbedingungen festgelegten Grenzwerten. Weiterhin müssen sich die Korrekturen über das gesamte Modell erstrecken, da die simulierte Mantelaufwölbung auch außerhalb ihrer lateralen Ausdehnung Veränderungen im berechneten Schwereverlauf erzeugt.

10.3.2 Modell B: Magmensystem

Ausgehend von dem von GRANET et al. (1995) postulierten Mantel-Plume unter dem Böhmischem Massiv kommt es zur partiellen Aufschmelzungen in Tiefen größer als 60 km (pers. Mitt. Viereck-Götte, 2001). Diese „Magma-Tröpfchen“ steigen im Erdmantel auf und konzentrieren sich an der Kruste-Mantel-Grenze. Es handelt sich dabei um einen stark SiO_2 -untersättigten Alkalibasalt (Nephelinit). Die Dichte eines Alkalibasalts beträgt 2800 kg/m^3 bei einer Temperatur von $1300 \text{ }^\circ\text{C}$, wobei unter Berücksichtigung eines in 25 bis 30 km Tiefe herrschenden Drucks von ca. 1000 MPa, für das Magmensystem eine Dichte von 2850 kg/m^3 angesetzt wird (MCBIRNEY, 1993). Diese entspricht ebenfalls dem von SOOD (1981) angegebenen Wert für eine nephelinitische Schmelze im Magmensystem.

Der aus Modell B entlang Ebene 20 berechnete Schwereverlauf verglichen mit der beobachteten Bouguer-Anomalie zeigt nur eine geringfügige Abnahme der Schwere von -2 bis -3 mGal oberhalb des zentralen Bereichs des modellierten Magmenkörpers in Abbildung 10.3. Der Einfluss des Magmensystems an der Kruste-Mantel-Grenze auf das gesamte berechnete Schwerefeld des gravimetrischen Modellierungsgebietes wird in Abbildung 10.5 deutlich. Die Residuen weisen außerhalb des modellierten Magmensystems keine nennenswerten Abweichungen zur aus dem Endmodell resultierenden Residuen-Karte in Abbildung 9.10 auf. Lediglich direkt oberhalb des Magmensystems, dessen Umriss in Abbildung 10.5 eingezeichnet ist, treten Differenzen von wenigen mGal auf. Diese konzentrieren sich oberhalb des südlichen Teils des modellierten Magmensystems. Eine Anpassung der durch den zusätzlich eingeführten Körper mit einer Dichte von 2850 kg/m^3 erniedrigten Modellschwere von 2 bis 3 mGal an die beobachtete Bouguer-Anomalie ist problemlos möglich. Zur Korrektur des Schwereverlaufes ist eine Anhebung der berechneten Schwere im Bereich des modellierten Magmensystems notwendig. Diese kann durch eine Erhöhung der Dichten von Körpern, die im Modell über dem Magmensystem liegen, erreicht werden. In diesem Sinn wurden die Dichten der oberflächennahen Granite (Granit von Eibenstock

& Karlovy Vary (Nr. 18), Fichtelgebirgsgranit (Nr. 19), Falkenberggranit (Nr. 20) und Borgranit (Nr. 22); Nummern beziehen sich auf Tabelle 9.3) mittels Inversion neu bestimmt. Die daraus resultierenden Dichten liegen 3 bis 4 kg/m³ über den Dichten des Endmodells (Tabelle 9.3) und damit im Bereich der im Labor bestimmten und als Randbedingungen vorgegebenen Dichten (Tabelle 3.5 in Kapitel 3.2). Eine, im Vergleich zu den Residuen des Endmodells, zufriedenstellende Anpassung der berechneten Schwere an die beobachtete Bouguer-Anomalie erfolgte durch Dichteinversion der Modellkörper „Kambro-ordovizischen Phyllite“. Die Dichten der über dem Magmen-system liegenden Körper weisen nach der Inversion um bis zu 9,4 kg/m³ erhöhte Werte

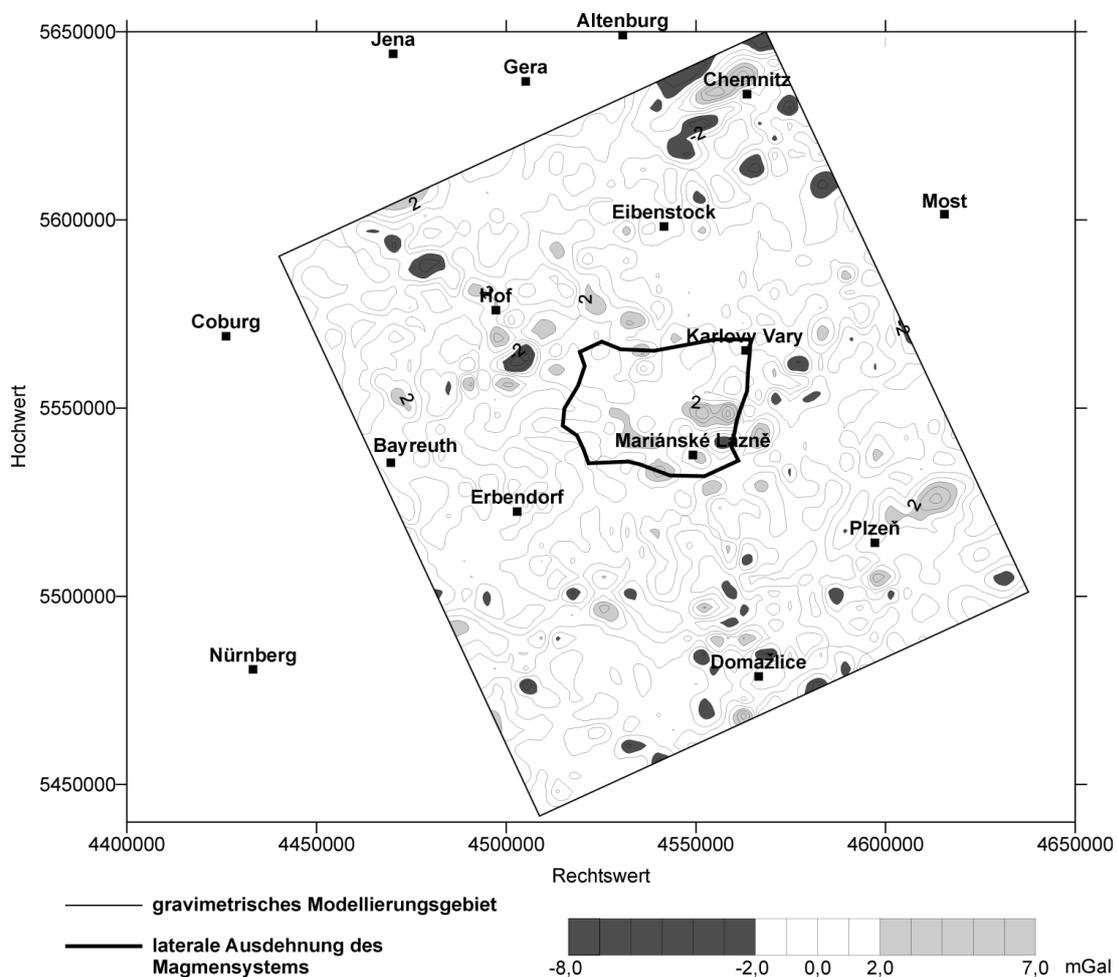


Abbildung 10.5: Die Residuen-Karte nach Einführung eines Magmensystems zeigt kaum Unterschiede zur Residuen-Karte des Endmodells (Abbildung 9.10). Lediglich oberhalb des direkten Bereichs des Magmensystems (eingezeichneter Umriss) ist eine leichte Abnahme der modellierten Schwere (-2 bis -3 mGal) im Vergleich zur beobachteten Bouguer-Anomalie zu verzeichnen.

auf. Die maximale Dichte beträgt 2732 kg/m^3 und liegt damit im Dichtebereich von 2678 kg/m^3 bis 2733 kg/m^3 der modellierten kambro-ordovizischen Phyllite des Endmodells (Tabelle 9.3). Dichtevariationen von Schichten, deren horizontale Erstreckung im Modell größer als die Ausdehnung des Magmenkörpers ist, wurden nicht vorgenommen. Hierzu zählen die obere, mittlere und untere Kruste (Nr. 29, 30 und 31 in Tabelle 9.3), wobei für deren Dichte keine genauen Angaben vorliegen und somit der „Spielraum“ größer ist. Eine Veränderung der Dichten dieser Körper würde langwellige Anomalien hervorrufen und, neben dem direkten Bereich des Magmensystems, den berechneten Schwereverlauf des gesamten gravimetrischen Modellierungsgebietes beeinflussen. Die Abweichungen treten aber nur direkt über dem Magmensystem auf, so dass eine Veränderung des gesamten Schwereverlaufs des Modellierungsgebietes nicht wünschenswert ist.

Eine weitere Möglichkeit der Anpassung der aus Modell B berechneten Schwere an die beobachtete Bouguer-Anomalie stellt die Verringerung der Mächtigkeiten der oberflächennahen granitischen und kambro-ordovizischen Modellkörper dar. Die Reduzierung der vertikalen Ausdehnungen der Granite und Phyllite um jeweils 2 bis 3 km erweist sich als ausreichend, um die Residuen oberhalb des modellierten Magmensystems zu minimieren. Hier kommt es allerdings zu Widersprüchen mit den, die Mächtigkeiten der Granite beschreibenden, Randbedingungen (Kapitel 3.1) und Ergebnissen der Wellenlängenfilterungen (Kapitel 7.1). Eine Lösung bietet die Kombination von Dichteerhöhung und Mächtigkeitsreduzierung der betreffenden oberflächennahen Modellkörper. Bei einer leichten Reduzierung der vertikalen Ausdehnung um maximal 1 km liegen die invertierten Dichten der Modellkörper unter den oben genannten Werten, so dass, wie im Endmodell, der gemessene Schwereverlauf sehr gut approximiert werden kann.

10.4 Interpretation der Ergebnisse

Die entwickelten gravimetrischen Modelle zur Simulation einer Mantelaufwölbung (Modell A) bzw. eines Magmensystems (Modell B) im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze geben aus gravimetrischer Sicht Aufschluss über die Plausibilität derartiger Strukturen in der Region Vogtland/NW-Böhmen.

Die im Modell A umgesetzte Mantelaufwölbung, im Sinn einer lokalen Hochlage der Moho, führt zu deutlichen Abweichungen des berechneten Schwereverlaufs um $\pm 8 \text{ mGal}$ von der gemessenen Bouguer-Anomalie. Die Residuen sind nicht auf die laterale Ausdehnung der Mantelaufwölbung begrenzt, sondern erstrecken sich über das gesamte Modellierungsgebiet. Zur Minimierung der Residuen wurden die Dichten der über der Mantelaufwölbung gelagerten oberflächennahen Granite verringert, sowie deren vertikale Erstreckung vergrößert. Im Rahmen der vorgegebenen Randbedingungen bezüglich Dichte und Tiefenreichweite der Granite konnte keine zufriedenstellende Anpassung der modellierten Schwere an den gemessenen Schwereverlauf erzielt werden. Damit kann eine Mantelaufwölbung als Quelle der Fluide und Ursa-

che der Schwarmbeben-Aktivitäten im Bereich Vogtland/NW-Böhmen gravimetrisch ausgeschlossen werden.

Modell B beinhaltet ein Magmensystem in 27,5 bis 32,8 km Tiefe, dem eine Dichte von 2850 kg/m^3 zugeordnet wurde. Die daraus resultierenden Abweichungen des modellierten Schwereverlaufs von der beobachteten Bouguer-Anomalie liegen deutlich unterhalb der Werte von Modell A und betreffen nur die Region oberhalb des Magmensystems. Die Minimierung der Residuen durch Dichteinversion sowie Verringerung der Mächtigkeiten der sich dort befindenden Modellkörper (Granite und Phyllite) lässt sich sehr gut realisieren. Die dabei notwendigen Änderungen dieser Parameter widersprechen nicht den Randbedingungen, die zur Entwicklung des 3-dimensionalen gravimetrischen Endmodells herangezogen wurden. Die Ergebnisse zeigen, dass die Frage nach der Existenz eines Magmensystems an der Kruste-Mantel-Grenze aus gravimetrischer Sicht positiv beantwortet werden kann.

Die Dichte des modellierten Magmensystems beträgt 2850 kg/m^3 , wobei diese als Grenzfall anzusehen ist. In der Realität würde eine, im Vergleich zur 2950 bis 2980 kg/m^3 dichten unteren Kruste (Pyroxengranulite, Nr. 31 in Tabelle 9.3), derartig leichte Schmelze sofort aufsteigen. Im tektonisch sehr beanspruchten Gebiet des Vogtlandes und NW-Böhmens ist der Aufstieg von Magma unproblematisch, wenn die Dichte wie im Modell B deutlich unter der Dichte der unteren Kruste liegt. Da ein rezenter Magmen-Aufstieg im Untersuchungsgebiet nicht beobachtet wird, kann davon ausgegangen werden, dass die Dichte der Schmelze des Magmensystems möglicherweise geringfügig unter der Dichte der unteren Kruste liegt. Es handelt sich also nicht um eine reine nephelinitische Schmelze im Magmensystem, sondern um ein Gemisch aus alkalibasaltischem Magma und Gesteinen der unteren Kruste bzw. des oberen Mantels. Bezugnehmend auf den von GRANET et al. (1995) postulierten Mantel-Plume unter dem Böhmischem Massiv sowie der damit verbundenen partiellen Aufschmelzungen im oberen Mantel, lässt sich ableiten, dass die Gesteine im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze mit magmatischer Schmelze „durchsetzt“ sind. Der Dichtekontrast zu den darüber gelagerten Schichten reicht nicht aus, um einen weiteren Aufstieg des Magmas zu gewährleisten. Erst bei bestimmten Konzentrationen, verbunden mit einem ausreichend großen Dichtekontrast zur unteren Kruste, kann Magma aufsteigen. Vermutlich erfolgt dies nur von Zeit zu Zeit, worauf die quartären Vulkane Komorní Hůrka (Kammerbühl) und Železná Hůrka (Eisenbühl) hindeuten könnten. Im Hinblick auf Modell A und Modell B stellt ein mit nephelinitischer Schmelze durchsetzter Körper eine Synthese zwischen den Modellen dar.

Kapitel 11

Geodynamische Modellierung zur tektonischen Situation

Als eine Ursache für das periodische Auftreten der Schwarmerdbeben in der Region Vogtland/NW-Böhmen postulieren [NEUNHÖFER & GÜTH \(1989\)](#) eine Verbindung zwischen dem rezenten Spannungsfeld und den geometrischen Besonderheiten der geologischen Untergrundstrukturen. Die Beziehungen zwischen den Schwarmerdbeben und der Tektonik wurden von [HORÁLEK et al. \(2000\)](#), [FISCHER & HORÁLEK \(2000\)](#) und [FISCHER & HORÁLEK \(2003\)](#) seismologisch untersucht, wobei die Beben in der Region Nový Kostel mit den tektonischen Strukturen Mariánské Lázně-Störungszone und Počátky-Plesnátal-Störung sowie dem Eger-Graben in Verbindung gebracht werden ([BANKWITZ & SCHNEIDER, 2000](#); [BANKWITZ et al., 2003](#)).

Um Aussagen über tektonische Prozesse treffen zu können und der Klärung der Mechanismen der Schwarmbeben näher zu kommen, sind geodynamische Modellierungen notwendig. Eine Verknüpfung geodynamischer Untersuchungen mit Ergebnissen der Gravimetrie bietet sich an, da beide Verfahren auf der Modellierung von Massenverteilungen im Untergrund beruhen. Mittels gravimetrischer Modellierung wird die als statisch anzusehende Verteilung der Massen im Untergrund bestimmt. Die geodynamische Modellierung erlaubt die Erklärung von Massenverschiebungen im tektonischen Sinn. Im Gegensatz zu den von [MELZER \(1994\)](#), [GABRIEL et al. \(1997a\)](#), [GABRIEL et al. \(1997b\)](#) und [JAHR \(1998\)](#) durchgeführten Simulationsrechnungen zur geodynamischen Entwicklung basierend auf Ergebnissen der 3-dimensionalen gravimetrischen Modellierung, werden in der vorliegenden Arbeit Spannungs-Akkumulationen verifiziert, die zu Schwarmbeben führen können.

Die geodynamische Modellierung wird mit der Finite-Elemente-Methode (FEM) realisiert. Neben den Materialparametern und der Art des Kraftansatzes ist die geodynamische Simulation von der Geometrie des Modells abhängig. Die gravimetrische Modellierung liefert ein 3-dimensionales Untergrundmodell der Region Vogtland/NW-Böhmen (Kapitel 9.5). Die daraus resultierende Geometrie des Untergrundes bildet eine ideale Grundlage für die geodynamische Modellierung und kann direkt als Randbedingung einbezogen werden.

Ziel ist es, mit Hilfe einer geodynamischen Modellrechnung zu klären, in welchem Maße die tektonische Zergliederung das Schwarmbeben-Geschehen beeinflusst und welche geologischen Körper an der Schwarmbeben-Aktivität im Vogtland und in NW-Böhmen beteiligt sind. Insbesondere soll die geodynamische Bedeutung des westlich der Mariánské Lázně-Störungszone gelagerten Fichtelgebirgsgranites für die Bebungenerierung untersucht werden. Der Granit bildet die Basis des nördlichen Teils des Eger-Beckens und erreicht im gravimetrischen Endmodell Mächtigkeiten von bis zu 8,8 km (Kapitel 9.5). Granite bieten ebenfalls Fluiden, deren Austreten in der Schwarmbeben-Region Vogtland/NW-Böhmen beobachtet wird (WEINLICH et al., 1999), gute Wegsamkeiten. Damit stellt der Fichtelgebirgsgranit eine wichtige geologische Struktur im seismisch aktiven Gebiet um Nový Kostel dar.

11.1 Methode

Bei der Finite-Elemente-Methode handelt es sich um ein numerisches Verfahren zur Lösung partieller Differentialgleichungen. Dabei wird das Modellierungsgebiet in endlich viele kleinere Körper (finite Elemente) zerlegt, mit jeweils den gleichen physikalischen Eigenschaften wie der Gebietsausschnitt. Theoretisch kann die Diskretisierung beliebig fein erfolgen, allerdings steigt mit zunehmender Anzahl der Elemente der Aufwand zur Berechnung des Modells. Als Verbindungspunkte zwischen den Elementen dienen Knoten, die sich an Eckpunkten oder auf den Kanten der Elemente befinden können. Die Verschiebungen erfolgen an den Knoten und sind eine Funktion der aufgewandten Kraft und beispielsweise der Elastizität der dazugehörigen Elemente. Eine detaillierte Darstellung enthalten die Bücher z.B. von ZIENKIEWICZ (1971) und von SCHWARZ (1991).

Die geodynamische Modellierung zur tektonischen Situation in der Region Vogtland und NW-Böhmen erfolgt mit dem kommerziellen Programmsystem ABAQUS (HIBBITT et al., 1998). Es wurde ursprünglich für die Durchführung von Finite-Elemente-Analysen im ingenieurtechnischen Bereich entwickelt. Die umfangreiche Material- und Elementtypen-Bibliothek des Programmsystems lässt auch andere Anwendungsgebiete zu.

Das Programmpaket ABAQUS setzten bereits MELZER (1994), GABRIEL (1997) und JAHR (1998) erfolgreich zur Untersuchung der tektonischen Entwicklung des Harzes sowie FISCHER (2001) zur Modellierung der Entwicklung des Variszischen Vorlandbeckens ein. Weiterhin wendeten VÖLKSEN (2000), REGENAUER-LIEB & YUEN (2000) und HETTEL et al. (2000) das Programm im geowissenschaftlichen Bereich an. Durch ZHANG (1992) erfolgten Studien zum Tangshan Erdbeben 1976. Dabei wurde der Aufbau von Spannungen in der Erdkruste vor dem Beben mittels der Finite-Elemente-Methode simuliert. In der Region Vogtland/NW-Böhmen führten KURZ et al. (2003b) geodynamische Modellierungen basierend auf Temperatur- und Porendruckänderungen mit ABAQUS durch.

11.2 Modellierungsgebiet

Das hier betrachtete geodynamische Modellierungsgebiet umfasst eine Fläche von $30 \times 40 \text{ km}^2$ (Kapitel 4.3 und Abbildung 11.1) und ist auf das Schwarmbeben-Gebiet Nový Kostel fokussiert, wo 80% der seit 1985 registrierten Ereignisse stattfanden (ŠPIČÁK & HORÁLEK, 2001). Der seismisch aktive Bereich ist an die Počátky-Plesná-tal-Zone gebunden (BANKWITZ & SCHNEIDER, 2000; BANKWITZ et al., 2003). Diese Region befindet sich im Zentrum des geodynamisch betrachteten Gebietes. In Abbildung 11.1 sind Lage und Ausdehnung des geodynamischen Modells im Vergleich zum gravimetrischen Modell dargestellt. Nach Ergebnissen von BANKWITZ & SCHNEIDER (2000) kann die Počátky-Plesná-tal-Störungszone als aktive Bebenzone angesehen werden. Diese kreuzt die Mariánské Lázně-Störung im Raum Nový Kostel, in dem sich die Bebenschwärme der Jahre 1985/86 und 2000 ereigneten (Abbildung 11.2). Im

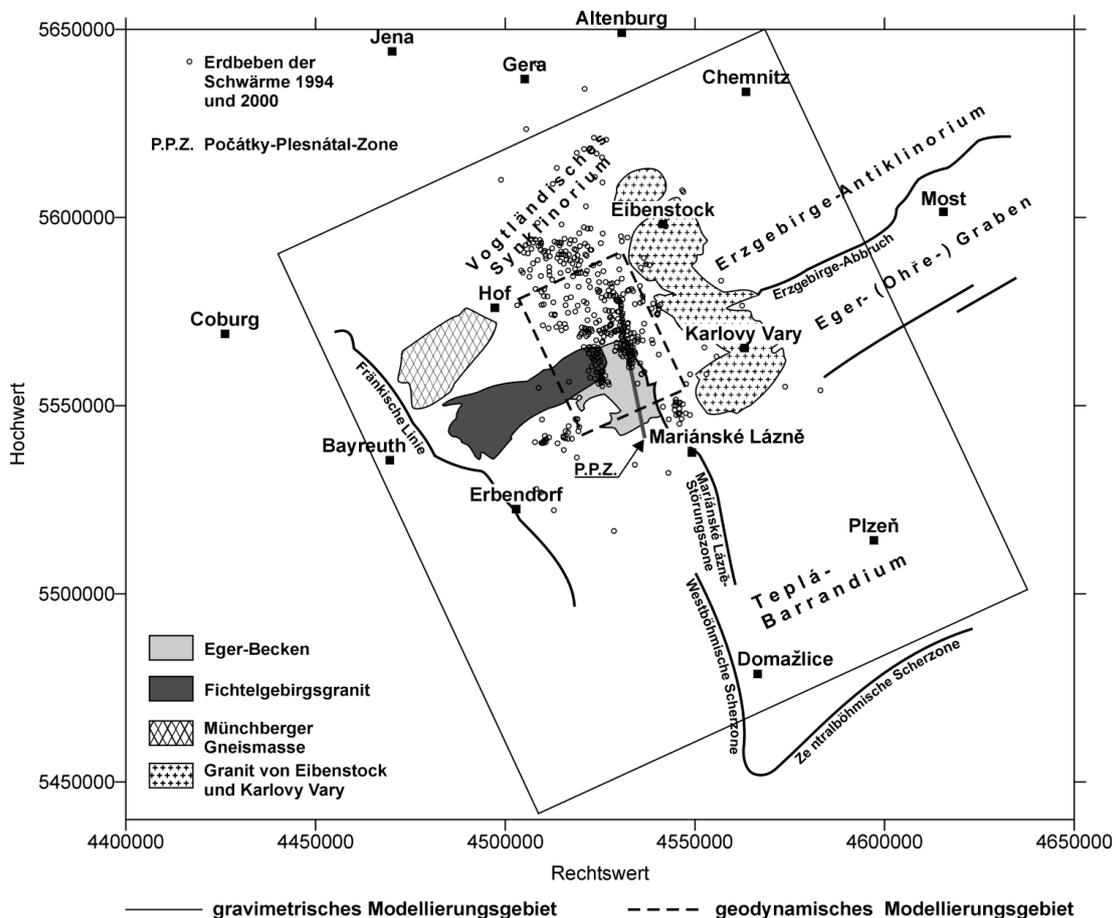


Abbildung 11.1: Lage des geodynamischen Modellierungsgebietes mit den wichtigsten geologischen Strukturen sowie Epizentren von Erdbebenschwärmen der Jahre 1994 und 2000.

Gegensatz zur dextralen Mariánské Lázně-Störungszone zeigt die Počátky-Plesnátal-Störungszone eine sinistrale Bewegungstendenz. Die in NNW-SSO-Richtung verlaufende Störung quert das Eger-Becken und ist gekennzeichnet durch CO₂- und He-Entgasung (WEISE et al., 2001). Die Epizentren der Beben im Raum Nový Kostel lie-

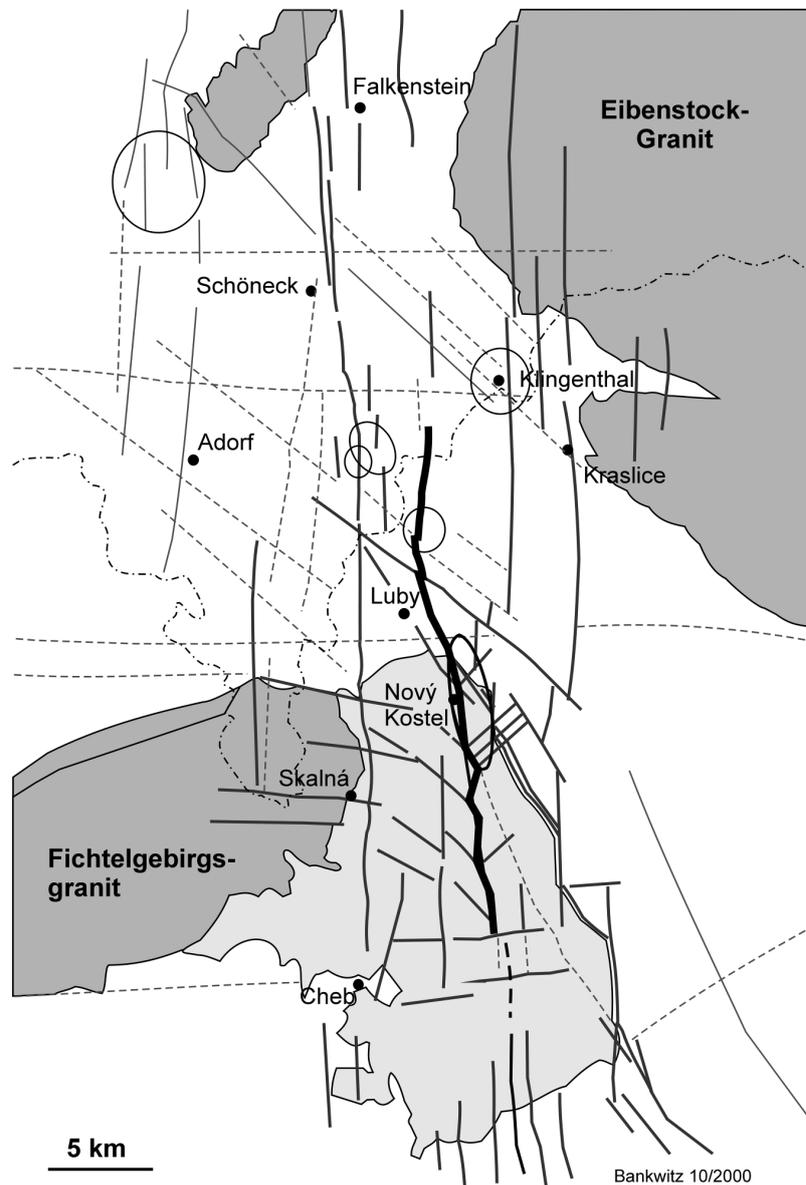


Abbildung 11.2: Neotektonisch bis rezent aktives Störungsmuster der Region Vogtland/NW-Böhmen nach [BANKWITZ & SCHNEIDER \(2000\)](#). Die Kreise markieren Schwarmbeben-Gebiete. Die Počátky-Plesnátal-Störungszone wurde schwarz hervorgehoben. Alle grau eingezeichneten Störungszone basieren auf Geländearbeiten, Auswertung von Satellitendaten und geodätischen Informationen.

gen ca. 1 km östlich der Počátky-Plesnátal-Zone in 7 bis 12 km Tiefe. Demzufolge fällt die Störungszone mit ca. 84° nach Osten ein. Die hypozentrale Verteilung der Beben des von FISCHER & HORÁLEK (2000) untersuchten Schwarms im Januar 1997 zeigt ebenfalls ein Einfallen der Bebenfläche nach Osten und unterstützt damit die Theorie der seismisch aktiven Počátky-Plesnátal-Störung. Basierend auf diesen Studien wurde im geodynamischen Modell die Počátky-Plesnátal-Zone und der Fichtelgebirgsgranit als wichtigste geodynamisch wirksame Strukturen integriert, um, ausgehend vom rezenten Spannungsfeld in der Region, Spannungs-Akkumulationen im Hinblick auf die Generierung von Schwarmbeben zu untersuchen.

11.3 Aufbau des Modells

Die physikalische Struktur des 3-dimensionalen geodynamischen Modells beruht auf direkt aus dem gravimetrischen Modell entnommenen geometrischen Informationen. Dabei wurden nur die gravimetrischen Modellkörper betrachtet, die sich im Bereich des geodynamischen Untersuchungsgebietes befinden. Eine Vereinfachung dieser Körper war notwendig, um die Unterteilung des Modells in finite Elemente zu gewährleisten. Die Transformation der Geometrien aus IGMAS in ABAQUS erfolgte per Hand, da beide Programme unterschiedliche Datenformate benutzen. IGMAS arbeitet mit den Oberflächen der Modellkörper, während ABAQUS den gesamten Körper zur Berechnung benötigt.

Das geodynamische Modell besitzt eine vertikale Ausdehnung von 35 km und besteht aus den Elementgruppen oberer Mantel, untere, mittlere und obere Kruste (Abbildung 11.3, rechts). Der obere Teil des Modells (0 bis 10 km Tiefe) setzt sich aus Paragneisen und kambro-ordovizischen Phylliten, den miozänen bis pliozänen Sedimenten des Eger-Beckens sowie dem östlichen Teil des Fichtelgebirgsgranites zusammen. Die Počátky-Plesnátal-Störungszone, als Hauptbebenzone der Ereignisse des Schwarms 1997, wurde in das Modell integriert. Sie erstreckt sich über die gesamte SSO-NNW-Ausdehnung des geodynamischen Modells bis in eine Tiefe von 10 km und fällt steil nach Osten ein. Die Störungszone bildet im Modell keine Schwächezone im Sinn von KURZ et al. (2003c). Sie kann als Grenze zwischen verschiedenen Modellkörpern sowie der finiten Elemente betrachtet werden. Der nördliche Teil des Eger-Beckens wird vollständig vom Granit unterlagert. Die östliche Flanke des Granites zeigt, resultierend aus dem gravimetrischen Endmodell in Kapitel 9.5, ein steiles Einfallen nach Westen und korreliert nicht mit der nach Osten einfallenden Störungszone.

Die Diskretisierung des Modells ist in Abbildung 11.3 (links) dargestellt. Um der komplizierten Struktur im oberen Bereich des geodynamischen Modells gerecht zu werden, wurde das Finite-Elemente-Gitter hier relativ fein gewählt. Die durchschnittliche Kantenlänge der Elemente beträgt 1 km. Körper, die sich durch eine besonders geringe Mächtigkeit bzw. eine Keilform (z.B. Eger-Becken) auszeichnen, machen die Wahl von tetragonalen Elementtypen notwendig, um die für die Berechnung notwendige Konvergenz zu gewährleisten. Die unterschiedlich gewählten Gitterabstände im

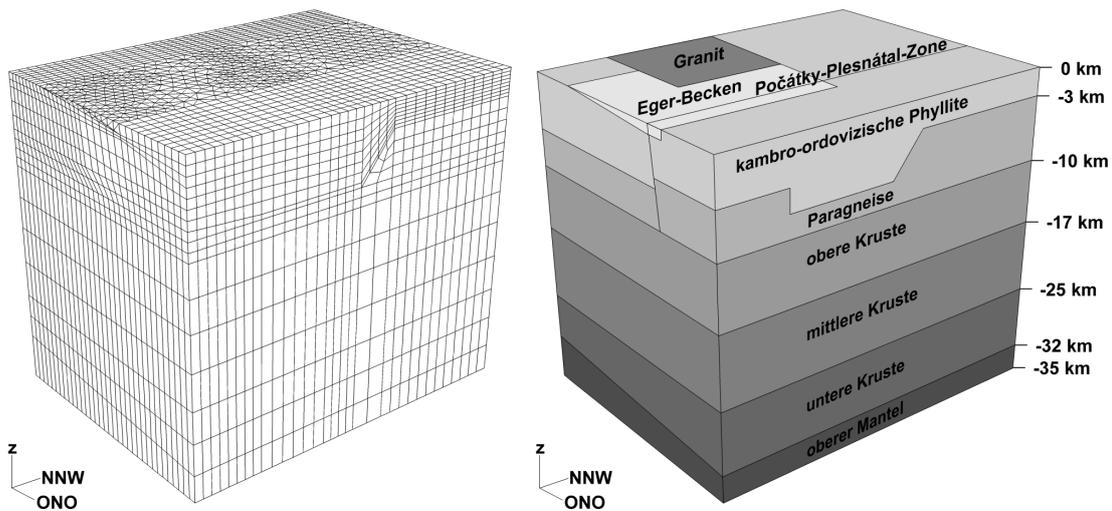


Abbildung 11.3: Diskretisierung des Finite-Elemente-Modells (links) und Aufbau aus einzelnen geologischen Körpern (rechts). Die horizontale Ausdehnung des Modells beträgt in NNW-SSO-Richtung 40 km und in WSW-ONO-Richtung 30 km.

Modell lassen sich durch die vorhandene Rechenkapazität begründen. Im unteren Teil des geodynamischen Modells (10 bis 35 km Tiefe) konnte die hohe Auflösung nicht beibehalten werden. Die Elementgruppen setzen sich jeweils aus 1 bis 2 Schichten finiter Elemente hexagonaler Struktur zusammen, mit einer durchschnittlichen Kantenlänge von 3 km. Daraus resultierend verringert sich die Anzahl der Elemente, was die Modellierung technisch realisierbar macht. Insgesamt setzt sich das Modell aus 20094 hexagonalen Elementen und 3680 tetragonalen Elementen zusammen.

11.4 Randbedingungen

11.4.1 Materialparameter

Den Elementgruppen des geodynamischen Modells werden unterschiedliche Materialeigenschaften zugeordnet, die vorab definiert werden müssen. Es wird ein elastisches Modell betrachtet. Das in Kapitel 9.5 vorgestellte gravimetrische Endmodell liefert die Dichten für die einzelnen Elementgruppen. Desweiteren wird unterschieden zwischen elastischen und anelastischen Materialparametern. Die Grundlage des elastischen Materialverhaltens bildet das Hooke'sche Gesetz

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}. \quad (11.1)$$

Es beschreibt einen proportionalen Zusammenhang zwischen einwirkender Spannung σ_{ij} und der Deformation ε_{kl} des Materials. Die Proportionalitätskonstante C_{ijkl} ist ein Tensor dritter Ordnung mit 81 Komponenten. Aufgrund der Symmetrieeigenschaften

beinhaltet der Tensors lediglich 36 unterschiedliche Einträge (RANALLI, 1995). Im Fall von 3-dimensionalen isotropen Medien sind nur zwei unabhängige Materialparameter nötig, die sogenannten Lamé'schen Parameter λ und μ . Mit deren Hilfe kann die Spannungskomponente σ_{ij} des isotropen Materials durch die Gleichung

$$\sigma_{ij} = \lambda \Delta \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (11.2)$$

ausgedrückt werden mit Δ als Einheitsmatrix und dem Kronecker Delta mit $\delta_{ij} = 1$ für $i = j$ und $\delta_{ij} = 0$ für $i \neq j$. Die Bestimmung der Lamé'schen Parameter erfolgt über die seismischen Geschwindigkeiten v_p und v_s sowie mittels der Dichte ρ .

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (11.3)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (11.4)$$

Hierzu wurden hauptsächlich Ergebnisse des reflexionsseismischen Profils DEKORP/MVE90 (BEHR et al., 1994) herangezogen, das den nördlichen Teil des geodynamischen Modellierungsgebietes quert. Ein aus reflexionsseismischen Daten berechnetes Geschwindigkeitsmodell liefert die seismischen Geschwindigkeiten v_p und v_s . Zusätzlich wurden Werte des Krustenmodells CRUST5.1 von MOONEY et al. (1998) verwendet. Die Dichten wurden aus dem entwickelten gravimetrischen Modell entnommen (Kapitel 9). Mit Hilfe der Beziehungen (11.3) und (11.4) können die für die geodynamische Modellierung notwendigen Parameter Elastizitätsmodul (E-Modul) E und Querkontraktionszahl (Poisson-Zahl) ν berechnet werden.

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{1}{1 - \frac{v_p^2}{v_s^2}} \right) \quad (11.5)$$

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} = 2\rho v_s^2(1 + \nu) \quad (11.6)$$

Die verschiedenen Parameter der einzelnen Elementgruppen sind in Tabelle 11.1 zusammengestellt.

11.4.2 Spannungsfeld

Das für die geodynamische Modellierung verwendete horizontale Spannungsfeld beruht auf der Untersuchung ausgewählter Schwarmbebenereignisse (PLENEFISCH & KLINGE, 2003; WIRTH et al., 2000) sowie auf Ergebnissen von Spannungsmessungen an der KTB (BRUDY et al., 1997).

Das Spannungsfeld weist in der Region Vogtland/NW-Böhmen bemerkenswert einheitlich eine horizontale Hauptspannungsachse von N160°E $\pm 10^\circ$ in einer Tiefe

Tabelle 11.1: Die elastischen Parameter der im geodynamischen Modell enthaltenen Elementgruppen nach BEHR et al. (1994) und MOONEY et al. (1998). Die Dichten wurden aus dem entwickelten gravimetrischen Modell entnommen (Kapitel 9).

Elementgruppen	v_p [m/s]	v_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	E [GPa]	ν
Sedimente	3500	1600	2300	16,1	0,379
Granit	5600	2700	2560	50,3	0,349
kambro-ordovizische Phyllite	5750	3350	2710	75,6	0,243
Paragneise	6000	3500	2788	84,8	0,242
obere Kruste (Gneis)	6100	3500	2810	86,3	0,255
mittlere Kruste (Amphibolit)	6350	3700	2840	96,7	0,243
untere Kruste (Pyroxengranulit)	6600	3800	2980	107,8	0,252
oberer Mantel (Peridotit)	8100	4600	3370	180,0	0,262

von 3 bis 9 km auf (EMMERMANN & LAUTERJUNG, 1997) und unterscheidet sich nicht wesentlich vom bekannten Spannungsfeld in Mitteleuropa mit N145°E \pm 26° (MÜLLER et al., 1992). WIRTH et al. (2000) und PLENEFISCH & KLINGE (2003) bestätigten durch Berechnung der Herdflächenlösungen von Schwarmbeben-Ereignissen im Vogtland, dass die Seismizität im Untersuchungsgebiet nicht durch ein unabhängiges lokales Spannungsfeld erzeugt wird. Ausgewählte Schwarmbeben mit relativ hoher Magnitude, die sich zwischen 1994 und 1997 in der Region Nový Kostel ereigneten, dienen zur Bestimmung der Hauptspannungsrichtungen σ_1 und σ_3 . Die maximale Hauptnormalspannung σ_1 verläuft in NW-SO-Richtung (N138°E \pm 66°), die kleinste Hauptnormalspannung σ_3 in SW-NO-Richtung (N226°E \pm 45°) (pers. Mitt. PLENEFISCH, 2000). Die Ausrichtung des Modells entspricht unter Berücksichtigung der angegebenen Fehlergrenzen der Richtung des horizontalen Spannungsfeldes, so dass die Achsen der angelegten Spannungen parallel zu den Koordinatenachsen des geodynamischen Modells liegen. Beide Horizontalspannungsachsen wurden als Kompressionsspannung parametrisiert.

Die Größen der als Randwerte angelegten Spannungen wurden aus Ergebnissen der KTB (BRUDY et al., 1997) gewonnen. Für die oberen Schichten im Bereich von 0 bis 10 km wurde eine maximale Hauptspannung $\sigma_1=140$ MPa und eine minimale Hauptspannung $\sigma_3=66$ MPa angesetzt. In 10 bis 17 km Tiefe wirkt ein horizontales Spannungsfeld von $\sigma_1=500$ MPa bzw. $\sigma_3=250$ MPa. Für die Schichten im Bereich von 17 bis 35 km stehen keine Messdaten zur Verfügung. Hier wurde die Größe der Horizontalkomponenten dem lithostatischen Druck gleichgesetzt, da nur bekannt ist, dass die Differenzspannung $\sigma_1 - \sigma_3$ nach dem Übergang von spröde zu duktil auf den Wert Null sinkt (RANALLI, 1995).

11.4.3 Gravitation

Die Gravitation wirkt gleichmäßig auf alle Elemente des Modells mit einer Beschleunigung g von $9,81 \text{ m/s}^2$ in Richtung der negativen z -Achse. Damit sich das Modell durch die angelegte Gravitationskraft nicht nach unten bis ins Unendliche bewegt, wird die Unterseite des Modells festgehalten. Die Definition der auftretenden lithostatischen Spannungen im Anfangszustand des Modells verhindert, dass sich das Modell zu Beginn der Rechnung unter dem Eigengewicht zusammendrückt. Durch diese sogenannte geostatische Ausgleichsrechnung wird in jedem Element der entsprechende lithostatische Druck angelegt, um das Modell in einen Gleichgewichtszustand zu bringen.

11.4.4 Die seitlichen Ränder

An den vertikalen Randflächen des Modells wurden Federkräfte angelegt, die die umgebende Erdkruste simulieren. Die Federkräfte wirken senkrecht auf die Flächen des Modells. Die Federkonstante k wird mittels der Formel

$$k = \frac{E \cdot A}{l} \quad (11.7)$$

berechnet, wobei E der Elastizitätsmodul der angenommenen Kruste, A die Querschnittsfläche und l die Breite der umgebenden Kruste sind. Es wird eine Krustenbreite von 500 km in jede Richtung angenommen (KURZ, 2001). Dies entspricht der Entfernung zu den nächsten großen tektonischen Einheiten. Es handelt sich dabei um die Variszische Front im Norden, die Trans-Europäische Suture im Osten, die Alpen im Süden und den Rhein-Graben im Westen.

Die hohe Seismizität der Region Vogtland/NW-Böhmen weist auf aktive geodynamische Prozesse in der Erdkruste hin. Inwieweit diese Prozesse mit rezenten horizontalen Krustendeformationen verbunden sind, wurde von WENDT (2000) und WENDT & DIETRICH (2003) untersucht. Im Zeitraum von 1994 und 2001 konnten signifikante Versätze von bis zu 5 mm mit einem Fehler von 1 mm gemessen werden. Diese hohe Genauigkeit war notwendig, da es sich im Untersuchungsgebiet um Intraplattendeformationen handelt, die 1 bis 2 Größenordnungen kleiner sind, als Signale auf globaler Ebene. Die gemessenen Versätze sind entlang von in N-S-Richtung verlaufenden Störungen mit Versatzbeträgen von 1 bis 2 mm pro Jahr orientiert (Abbildung 11.4). Weiterhin konnte mittels der geodätischen Messungen nachgewiesen werden, dass die horizontalen Deformationen zeitlich nicht linear verlaufen, sondern an die Schwarmbeben-Aktivitäten gekoppelt sind (WENDT & DIETRICH, 2003). Ein Blick auf die in Abbildung 11.2 dargestellte Karte zeigt, dass die Schöneck-Erlbach Störung und die Počátky-Plesnátal-Störungszone nahezu parallel verlaufen und an beiden Störungen sich Schwarmbeben-Gebiete (Kreise) befinden. Aufgrund dieser Tatsachen wurden die nördlich des geodynamischen Modellierungsgebietes gemessenen Versatzbeträge sowie deren Richtungen direkt in das geodynamische Modell übernommen. Die Umsetzung der geodätischen Messergebnisse in das geodynamische Modell

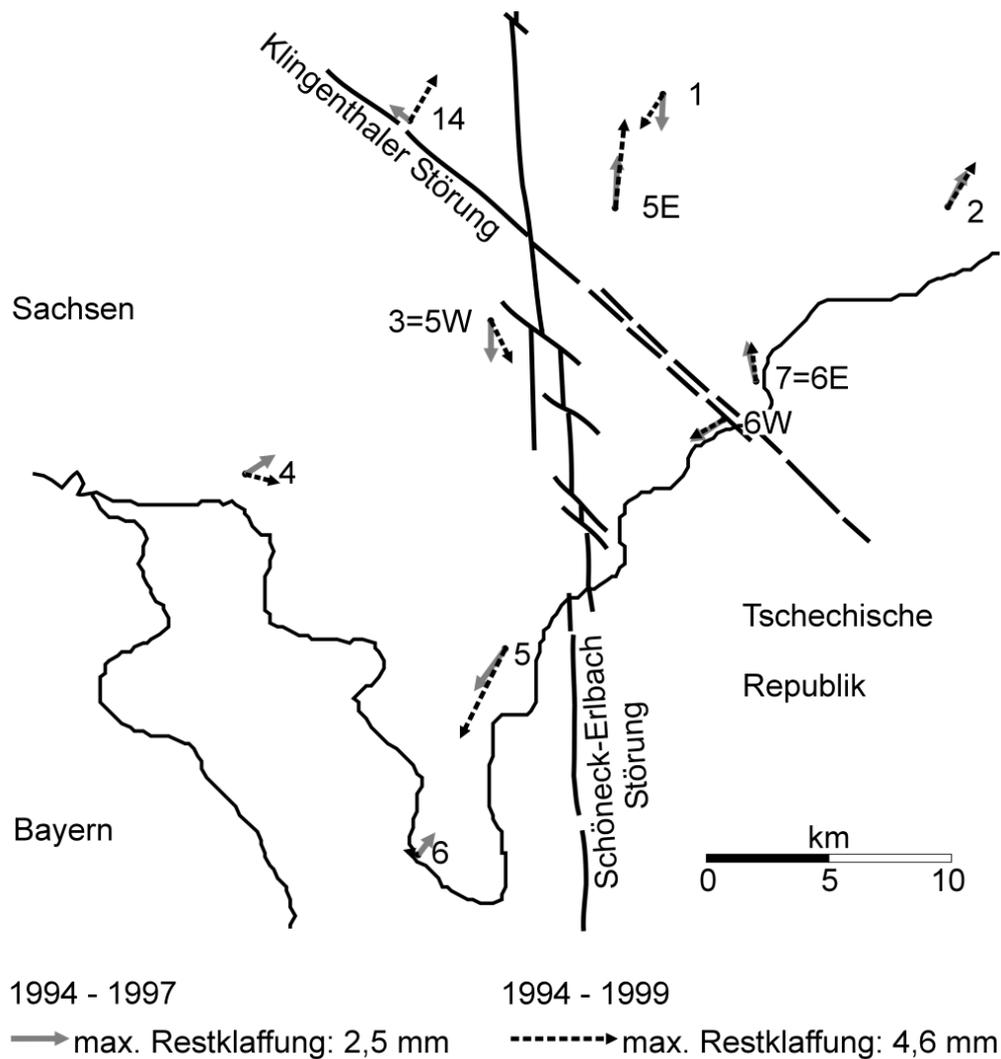


Abbildung 11.4: Ergebnisse geodätischer Messungen zu horizontalen Deformationen im Vogtland und in NW-Böhmen nach [WENDT & DIETRICH \(2003\)](#). Die schwarzgestrichelten Pfeile zeigen die gemessenen Deformationen der Messkampagne 1997 im Vergleich zur Messkampagne von 1994. Graue Pfeile kennzeichnen die horizontalen Deformationen zwischen den Messkampagnen 1994 und 1999.

ist in [Abbildung 11.5](#) dargestellt. Der Krustenblock östlich der Počátky-Plesnátal-Zone wird mit einer Geschwindigkeit von 1 mm pro Jahr in nördliche Richtung und der Krustenblock westlich der Störungszone mit der selben Geschwindigkeit in südliche Richtung bewegt. Dabei wirken die angelegten Geschwindigkeiten jeweils auf die entsprechende vertikale Begrenzungsfläche der Krustenblöcke, um eine Rotation zu vermeiden bzw. dem Modell in den zentralen Bereichen um die Störungszone „Deformationsfreiheit“ zu gewähren.

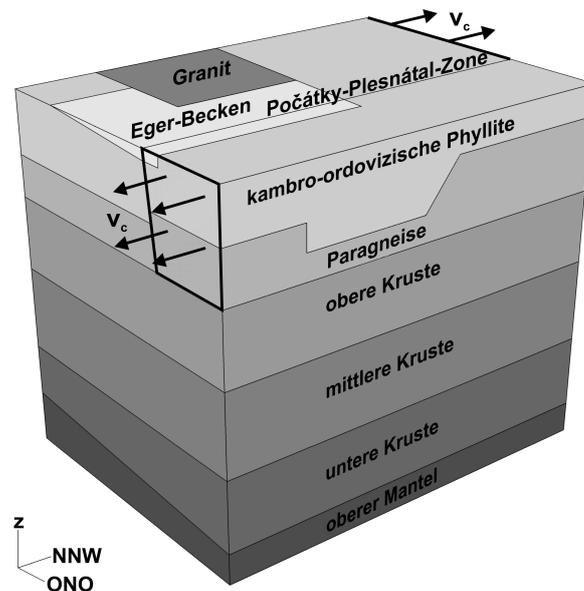


Abbildung 11.5: Geodynamisches Modell mit Darstellung der Randbedingungen basierend auf den geodätischen Messungen von [WENDT \(2000\)](#) und [WENDT & DIETRICH \(2003\)](#). Die Pfeile geben die Bewegungsrichtung mit einer Geschwindigkeit v_c von 1 mm pro Jahr an.

11.4.5 Modellierungszeitraum

Die stärksten Erdbebenschwärme der Region Vogtland/NW-Böhmen weisen eine mittlere Periode von 74 ± 10 Jahren auf ([BORMANN et al., 1989](#); [GRÜNTAL, 1989](#)). Aufgrund dieser Informationen beträgt der mittels geodynamischer Modellierung untersuchte Zeitraum 100 Jahre. Schwächere Schwärme, bezüglich Magnitude und Anzahl der Ereignisse, besitzen Wiederholungsintervalle von 2 bis 3 Jahren ([WIRTH et al., 2000](#)). Diese sollen im Rahmen der hier vorgestellten geodynamischen Modellierung nicht berücksichtigt werden.

11.5 Ergebnisse der geodynamischen Modellierung

Im Hinblick auf den von [NEUNHÖFER & GÜTH \(1989\)](#) postulierten Zusammenhang von regionalem Spannungsfeld und der Geometrie der geologischen Untergrundstrukturen als Ursache der Schwarmbeben in der Region Vogtland/NW-Böhmen, interessieren bei der geodynamischen Modellierung besonders Scherspannungs-Akkumulationen. Zur Gewinnung von Informationen über den Einfluss einzelner Strukturen auf die auftretenden Spannungen wurden die Parameter des jeweiligen Gesteins durch Umgebungsparameter ersetzt. Auf diese Weise war es möglich, bestimmte geologische Körper „auszublenden“.

In der vorliegenden, rein elastischen Modellierung richtet sich die Aufmerksamkeit besonders auf die in der hypozentralen Region lagernden Granite westlich der Počátky-Plesnátal-Störungszone, um Aufschluss über deren geodynamische Bedeutung zu erlangen. Die geodynamische Modellierung erfolgte mit zwei verschiedenen Ansätzen. Im ersten Fall wurde mit einem vollständigen Modell gerechnet. Dieses Modell enthält alle Körper, die aus dem gravimetrischen Endmodell resultieren, mit ihren in Tabelle 11.1 angegebenen Parametern. Der zweite Fall dient der Untersuchung des Einflusses der Granite. Zu diesem Zweck wurden die Parameter des Granitkörpers durch die Parameter der umgebenden Modellkörper (kambro-ordovizische Phyllite) ersetzt. Alle weiteren Parameter und Randbedingungen der anschließenden Berechnung entsprechen denen der ersten Modellierung. Ein Vergleich der Ergebnisse beider Modellierungen wird in Kapitel 11.6 vorgenommen.

Die grafischen Darstellungen der Ergebnisse zeigen Konturflächen, die durch Interpolation zwischen einzelnen Datenpunkten berechnet wurden. Bei den für beide Modelle genannten Werten handelt es sich um die dargestellten Maximalwerte des jeweiligen Modells und nicht zwangsläufig um die Maximalwerte der Skalen. Zur Visualisierung der modellierten Scherspannungs-Akkumulationen im vertikalen Verlauf der Störungszone wurde ein 10 km mächtiger Krustenblock östlich der Počátky-Plesnátal-Störungszone entfernt, so dass man aus östlicher Richtung direkt auf die Störung blickt.

11.5.1 Das vollständige Modell

Im ersten Teil der geodynamischen Modellierung werden die in Kapitel 11.4 vorgestellten Randbedingungen an das „vollständige“ Modell (Abbildung 11.3) angelegt. Die während der elastischen Modellierung aufgebauten horizontalen Scherspannungen σ_{12} im Bereich der Počátky-Plesnátal-Störungszone sind in Abbildung 11.6 (oben) dargestellt. Resultierend aus dem angelegten regionalen Spannungsfeld sowie den geodätisch bestimmten horizontalen Verschiebungen werden nach einem Zeitraum von 100 Jahren horizontale Scherspannungen von -34 MPa bis 35 MPa erreicht. Entlang der Počátky-Plesnátal-Störungszone können zwei Bereiche mit starken Spannungsspitzen lokalisiert werden, die sich direkt unterhalb des Eger-Beckens befinden. Maximale Scherspannungen treten in einer Tiefe von 300 m bis 1000 m auf.

Das Zentrum der nördlich gelagerten Spannungs-Akkumulation korreliert mit dem nördlichen Teil des Eger-Beckens. An dieser Stelle befindet sich die seismisch aktive Region von Nový Kostel, wo sich 80% der seit 1985 registrierten Schwarmbeben ereigneten (ŠPIČÁK & HORÁLEK, 2001). Der dazugehörige Spannungsgradient ist bis in eine Tiefe von 8 km, im Norden sogar bis in Tiefen größer als 10 km, zu verfolgen. Der Vergleich mit den Herdtiefen der Schwarmbeben von 7 bis 12 km Tiefe (FISCHER & HORÁLEK, 2003; HEMMANN, 2002; HORÁLEK et al., 2000) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung. Die Spannungs-Akkumulationen im südlichen Teil des geodynamischen Modells weisen deutlich geringere vertikale und laterale Ausdehnungen auf. Der Einfluss dieses Spannungsgradienten ist bis in eine Tiefe von 5 km zu verfolgen.

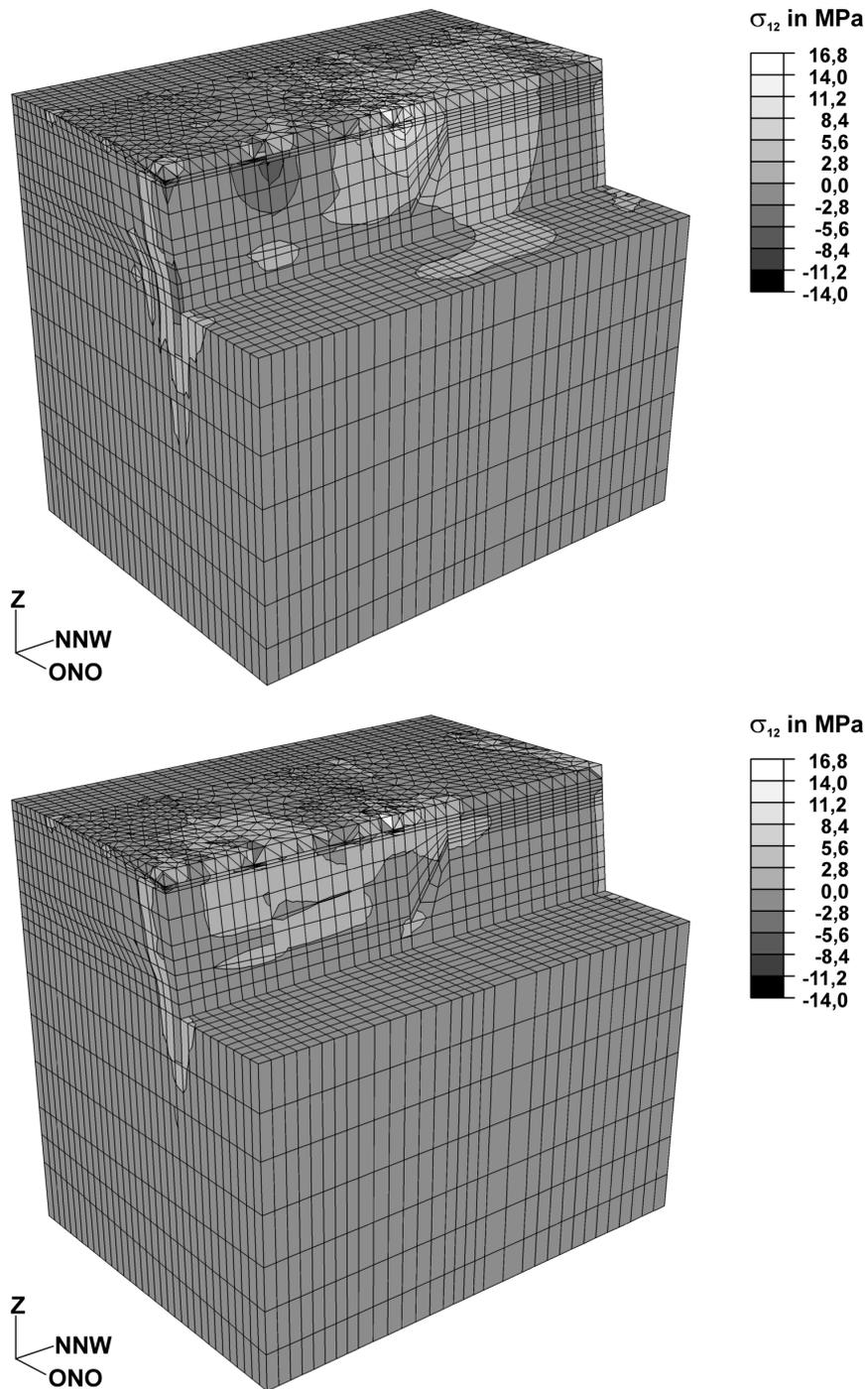


Abbildung 11.6: Scherspannungs-Akkumulationen in σ_{12} -Richtung mit Granit (oben) und ohne Granit (unten). Zur Verdeutlichung der Spannungsverteilung mit der Tiefe wurde in der Darstellung die obere Kruste östlich der Počátky-Plesnátal-Zone entfernt.

Allerdings existiert auch hier in 8 km bis 9 km Tiefe ein Gebiet mit leicht erhöhten horizontalen Scherspannungen.

Bei den am südlichen und nördlichen Modellrand auftretenden Spannungs-Akkumulationen handelt es sich um Randeffekte. Diese sind auf die als Randbedingung angebrachten horizontalen Verschiebungen zurückzuführen.

11.5.2 Das Modell ohne Granit

Das Ergebnis der geodynamischen Modellierung bei „ausgeblendetem“ Granit ist in Abbildung 11.6 (unten) dargestellt. Das Modell unterliegt den in Kapitel 11.4 vorgestellten Randbedingungen. Lediglich die Materialparameter des Granitkörpers wurden durch die Parameter der umgebenden kambro-ordovizischen Phyllite ersetzt. Die aus diesem Modell berechneten maximalen horizontalen Scherspannungen betragen -11 MPa bis 16 MPa. Die Spannungs-Akkumulationen verteilen sich nahezu gleichmäßig entlang der Počátky-Plesnátal-Störungszone, wobei im nördlichen Teil des Modells, nördlich des Eger-Beckens, keine signifikanten Spannungsgradienten auftreten. Im Gegensatz zum geodynamischen Modell mit Granit bilden sich keine klar zu lokalisierenden Zentren von horizontalen Spannungsanomalien aus. Die Tiefenreichweite der berechneten Spannungsgradienten liegt zwischen 0 und 8 km und damit oberhalb der von FISCHER & HORÁLEK (2003), HEMMANN (2002) und HORÁLEK et al. (2000) bestimmten Herdtiefen der Schwarmbeben mit 7 bis 12 km Tiefe.

Die auch in dieser Modellierung auftretenden Spannungen am südlichen und nördlichen Modellrand werden durch die angebrachten horizontalen Verschiebungen verursacht und sind als Randeffekte anzusehen.

11.6 Diskussion zur Bedeutung der Granite

Die berechneten geodynamischen Modelle weisen nach dem Anlegen des regionalen Spannungsfeldes und geodätisch bestimmter horizontaler Verschiebungen signifikante Spannungs-Akkumulationen auf, die sich im Bereich der Počátky-Plesnátal-Störungszone konzentrieren (Abbildung 11.6, oben). Die entscheidende Rolle beim Aufbau der Spannungen im Modell spielen die geodätisch bestimmten Bewegungen. Das regionale Spannungsfeld allein verursacht keine wesentlichen Spannungs-Akkumulationen (KURZ, 2001; KURZ et al., 2003b). Die gemeinsame Betrachtung der beiden unterschiedlichen Modellierungsansätze lässt Rückschlüsse auf den geodynamischen Einfluss der geologischen Strukturen, besonders der Granite unterhalb des Eger-Beckens, zu. Ein Vergleich der aus beiden Modellen resultierenden horizontalen Scherspannungen σ_{12} zeigt, dass der Granit geodynamisch von großer Bedeutung ist. Die aus dem vollständigen Modell, d.h. mit granitischem Modellkörper, berechneten maximalen Scherspannungen von -34 MPa bis 35 MPa liegen um mehr als das Doppelte über den Werten von -11 MPa bis 16 MPa, resultierend aus dem Modell ohne Granit. So-

mit stellt der Fichtelgebirgsgranit einen bedeutenden Faktor dar. Er trägt entscheidend zum Aufbau von Spannungen in der Region Vogtland/NW-Böhmen bei und beeinflusst dadurch das Spannungsfeld wesentlich.

Desweiteren können aus der Verteilung der Spannungsgradienten in den beiden betrachteten geodynamischen Modellen Informationen bezüglich der Bedeutung der Granite für das Schwarmbeben-Geschehen abgeleitet werden. Die vertikale Ausdehnung der Spannungs-Akkumulationen im vollständigen Modell weist eine sehr gute Korrelation mit der Tiefenlage der Hypozentren von Schwarmbeben, die sich in dieser Region ereigneten, auf. Die in diesem Modell auftretenden Spannungsgradienten erstrecken sich entlang der Počátky-Plesnátal-Störungszone bis in Tiefen von über 10 km. Dieser Bereich stimmt sehr gut mit den für die Schwarmbeben angegebenen Herdtiefen von 7 bis 12 km überein (FISCHER & HORÁLEK, 2003; HEMMANN, 2002; HORÁLEK et al., 2000). Im Modell ohne Granit erreichen die Spannungs-Akkumulationen lediglich Tiefen von maximal 8 km und befinden sich damit oberhalb der hypozentralen Verteilung der Schwarmbeben. Gleichzeitig sind auch die auftretenden Spannungen deutlich geringer.

Der von NEUNHÖFER & GÜTH (1989) postulierte Zusammenhang zwischen dem rezenten Spannungsfeld und spezifischen geologischen Strukturen im Untersuchungsgebiet als ein wichtiger Faktor der Schwarmbeben-Generierung kann mittels der vorliegenden geodynamischen Modellierungen bestätigt werden. Die Notwendigkeit der Existenz der Granite für den aus dem regionalen Spannungsfeld und horizontalen Verschiebungen resultierenden Spannungsaufbau im Untersuchungsgebiet stellt sich klar heraus. Betrachtet man die nach dem Modellierungszeitraum von 100 Jahren akkumulierten Spannungswerte, erweisen sich selbst die im Modell mit Granit erreichten maximalen Werte von 35 MPa als zu gering, um Beben zu generieren. Die kritische Spannung, bei der es in Gesteinen zum Bruch und damit zu einem Erdbeben kommt, wird von RANALLI (1995) für die Oberkruste mit maximal 1,7 GPa angegeben. Diese Grenzspannung ist tiefen- und temperaturabhängig und liegt meist niedriger als 1,7 GPa (EISBACHER, 1996). Die im vorliegenden geodynamischen Modell berechneten Spannungen sind somit zwei Größenordnungen kleiner als die in der Literatur angegebene kritische Spannung, bei der es in Gesteinen zum Bruch kommt. Diese Tatsache liefert den entscheidenden Hinweis, dass die Schwarmbeben in der Region Vogtland/NW-Böhmen nicht allein durch das regionale Spannungsfeld und die geodätisch bestimmten horizontalen Verschiebungen verursacht werden können. Dieses Ergebnis weist Parallelen zu geodynamischen Untersuchungen von KURZ et al. (2003b) auf. Im Rahmen der von KURZ (2001) durchgeführten Modellierungen wurde ein etwas größerer Krustenblock des Untersuchungsgebietes betrachtet, wobei die geologischen Strukturen dieses Modells, im Vergleich zum in der vorliegenden Arbeit entwickelten Untergrundmodell, eine deutlich geringere Auflösung aufweisen. Die Modellierungen von KURZ et al. (2003b) zeigen jedoch auch, dass der Einfluss des regionalen Spannungsfeldes zu gering ist, um für das Auftreten von Schwarmbeben ausreichende Spannungs-Akkumulationen zu erzeugen.

Zur Generierung der Schwarmerdbeben sind weitere, in der Oberkruste stattfindende physikalische Prozesse notwendig. An erster Stelle sind hier Porendruckänderungen durch Fluidodynamik zu nennen, die aufgrund der starken CO₂-Ausgasung im Untersuchungsgebiet berücksichtigt werden müssen (WEINLICH et al., 1999; WEISE et al., 2001). Im Zusammenhang mit einem Magmensystem unter der Region Vogtland und NW-Böhmen im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze werden erhöhte Temperaturen in der direkten Umgebung angenommen, wobei das thermische Signal aus der unteren Kruste erst nach 100 000 Jahren an der Oberfläche messbar ist (ŠAFANDA & ČERMÁK, 2000). Die geodynamische Wirkung von Porendruck- und Temperaturänderungen in der Schwarmbeben-Region Vogtland/NW-Böhmen untersuchten KURZ et al. (2003b). Dabei traten resultierend aus den beiden Prozessen lokal begrenzte Scherspannungs-Akkumulationen im Bereich der modellierten Bebenzone auf, die sehr gut mit der hypozentralen Verteilung der Schwarmbeben und vor allem mit dem Spröd-Duktil-Übergang korrelieren. Die Nachweisbarkeit des thermischen Signals, ausgehend von einem Magmensystem an der Kruste-Mantel-Grenze, an der Erdoberfläche wird von KURZ et al. (2003b) mit 1 000 000 Jahren angegeben.

Numerische Modellierungen, wie die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführte geodynamische Modellierung, stellen immer eine Abstrahierung der Natur dar. Beim Aufbau des Modells mussten methodisch bedingte Vereinfachungen der Modellstruktur vorgenommen werden (Kapitel 11.3). Die angebrachten Randbedingungen unterliegen, besonders in Tiefen größer als 10 km, zwangsläufig Ungenauigkeiten, da bestimmte Parameter, aufgrund mangelnder Messwerte in diesem Tiefenbereich, durch Extrapolation gewonnen werden müssen (Kapitel 11.4). Die berechneten Scherspannungs-Akkumulationen sollten deshalb als ein Resultat gewertet werden, das vor dem Hintergrund aller gemachten Annahmen interpretiert werden muss. Dennoch können grundlegende Zusammenhänge zwischen der geologischen Struktur, dem regionalen Spannungsfeld und den horizontalen Verschiebungen festgestellt werden. Insbesondere die geodynamische Bedeutung des Fichtelgebirgsgranites für die Schwarmbeben-Generierung wurde klar herausgestellt.

Kapitel 12

Ergebnisse und Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden ein hochauflösendes 3-dimensionales gravimetrisches Untergrundmodell sowie ein ebenfalls 3-dimensionales geodynamisches Modell der Region Vogtland/NW-Böhmen entwickelt. Die aus beiden Modellierungen gewonnenen Erkenntnisse liefern Informationen zum Verständnis der Schwarmbeben-Generierung und geben Hinweise auf die Plausibilität möglicher Bebenursachen.

Grundlage für die 3-dimensionale gravimetrische Modellierung bildet eine einheitliche Bouguer-Karte des Untersuchungsgebietes. Aus über 23 000 Schwerewerten wurde erstmals eine länderübergreifende Bouguer-Karte für die Region Vogtland/NW-Böhmen erstellt. Die Größe der Schwerekarte von $250 \times 210 \text{ km}^2$ gewährleistete eine gravimetrische Betrachtung der gesamten Erdkruste im Schwarmbeben-Gebiet. Ein Großteil der in der Bouguer-Karte sichtbaren Anomalien und Gradienten ließ sich zu meist mit relativ oberflächennahen geologischen Einheiten und tektonischen Strukturen korrelieren. Durch Wellenlängenfilterungen konnten Aussagen über die Tiefenreichweite dieser geologischen Körper getroffen sowie Informationen bezüglich der Tiefenverteilung weiterer gravimetrischer Quellkörper gewonnen werden. Diese Resultate bilden zusammen mit bereits existierenden geophysikalischen Ergebnissen die Basis für die Entwicklung des 3-dimensionalen gravimetrischen Modells in diesem Gebiet. Zusätzlich konnte aus der vorliegenden Literatur eine räumliche Vorstellung über die geologische Situation im Untersuchungsgebiet abgeleitet werden. Einen ersten Überblick über die zu modellierenden Untergrundstrukturen liefern 2,5-dimensionale gravimetrische Modellierungen. Hierbei wurde gleichzeitig getestet, inwieweit sich die vorgegebenen Randbedingungen in ein gravimetrisches Untergrundmodell umsetzen lassen. Die Modellierungen bestätigen die aus den seismischen Profilen resultierenden Interpretationen sowie die durch Wellenlängenfilterungen gewonnenen Informationen und stellen eine ausgezeichnete Grundlage für die Entwicklung des 3-dimensionalen Modells dar.

Das aus der gravimetrischen Modellierung hervorgegangene 3-dimensionale Endmodell erklärt die Anomalien und Gradienten der Bouguer-Karte mit einer sehr guten Anpassung. Die Residuen liegen in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes im Bereich von $\pm 2 \text{ mGal}$. Vereinzelt treten größere Abweichungen von bis zu $\pm 7 \text{ mGal}$ auf.

Diese sind auf kleinräumige, flache Modellkörper zurückzuführen, die aufgrund der Größe des Modellierungsgebietes nicht mit hinreichender Genauigkeit approximiert werden konnten. Eine Verringerung der Residuen ließe sich durch eine höhere Auflösung des Modells, in Form einer größeren Anzahl von Modellierungsebenen, realisieren. Der Zahl der Modellierungsebenen sind allerdings methodisch bedingt Grenzen gesetzt, da das Modellierungsprogramm maximal 40 Ebenen verarbeiten kann. Die Tiefenreichweite des Modells beträgt 35 km, wobei die Modellkörper unterhalb von 15 km nur zum regionalen Schwerfeld beitragen und in ihrer geometrischen Struktur nicht überinterpretiert werden dürfen.

Im Folgenden werden die wichtigsten Erkenntnisse, die aus dem 3-dimensionalen gravimetrischen Untergrundmodell der Region Vogtland/NW-Böhmen gewonnen wurden, wiedergegeben.

- Die Tiefenlage der modellierten Moho zeigt ein generelles Einfallen von NW nach SO zwischen 28 und 34,5 km Tiefe. Eine signifikante Depression von 0,5 km im Verlauf der Moho ist unterhalb der Granite von Eibenstock und Karlovy Vary zu verzeichnen.
- Das Vorhandensein der im Modell umgesetzten, großräumigen variszischen Subduktionszone wird durch die sehr gute regionale Anpassung der modellierten Schwere an die beobachtete Bouguer-Anomalie bestätigt.
- Den größten granitischen Komplex des gravimetrischen Untergrundmodells stellen die Granite von Eibenstock und Karlovy Vary dar. Aus der Modellierung ergibt sich eine vertikale Erstreckung der Granite von bis zu 14 km.
- Das Schwerehoch von Hof konnte in seiner gesamten horizontalen Ausdehnung im Modell gut approximiert werden. Es setzt sich aus 4 Modellkörpern zusammen, deren Tiefenverteilung auf 2-dimensionalen seismischen Interpretationen beruht.
- Die an der Oberfläche austreichenden Metabasite von Mariánské Lázně und im Raum Domažlice (Hoher Bogen) zeigen im südlichen Teil des gravimetrischen Modells eine weite Verbreitung in der oberen Kruste.
- Der unterhalb der KTB seismisch nachgewiesene Erbsdorf-Körper besitzt keine gravimetrische Bedeutung.
- Die Fränkische Linie zeichnet sich gravimetrisch deutlich ab. Dieser Gradient ließ sich im Modell sehr gut nachvollziehen.

Durch die überregionale Ausdehnung des gravimetrischen Modells musste teilweise aus modellierungstechnischen Gründen von einer differenzierten Betrachtung einzelner Modellkörper abgesehen werden. Dies betrifft insbesondere die Randbereiche des Modells.

Speziell für die epizentrale Region des Vogtlandes und NW-Böhmens konnten folgende Ergebnisse aus dem 3-dimensionalen gravimetrischen Modell abgeleitet werden.

- Die Schwarmerdbeben-Region kennzeichnet ein lokales Schwereminimum, das durch die an der Oberfläche lagernden Sedimente des Eger-Beckens allein nicht hervorgerufen werden kann. Eine sehr gute Approximation der beobachteten Bouguer-Schwere ist erst durch den an dieser Stelle bis zu 9 km mächtigen Fichtelgebirgsgranit möglich, der die Basis des Beckens bildet.
- Die Mariánské Lázně-Störungszone besitzt im gravimetrischen Modell eine Tiefenreichweite von 9 km mit einem steilen Einfallen von 80° in westliche Richtung. Die Hypozentren von Schwarmbeben, die sich zwischen 1991 und 2001 in der Region Nový Kostel ereigneten, konzentrieren sich im untersten Teil der modellierten Störungszone.
- Die ebenfalls mit dem Schwarmbeben-Geschehen in Verbindung gebrachte neotektonische Počátky-Plesnátal-Störungszone tritt, mangels Dichtekontrast, im gravimetrischen Modell nicht in Erscheinung.

Insgesamt führte die Verbindung und Interpretation sämtlicher verfügbarer Randbedingungen zu einem hochauflösenden 3-dimensionalen Untergrundmodell des Vogtlandes und seiner Umgebung. Durch Einbeziehung neuester Ergebnisse aus geowissenschaftlichen Studien in der Region kann eine Verbesserung des entwickelten gravimetrischen Modells erzielt werden. Hier sind in erster Linie Informationen aus dem seismischen Profil CELEBRATION 2000 (GUTERCH *et al.*, 2001) sowie aus dem geplanten refraktionsseismischen Profil EGER 2003 zu nennen.

Für weiterführende Untersuchungen wäre die Betrachtung der magnetischen Totalfeld-Anomalien in der Region Vogtland/NW-Böhmen interessant. Nach Untersuchungen von ŠVANCARA *et al.* (2000) zeigt das magnetische Totalfeld hier ein deutlich anderes Bild als das Schwerefeld. Somit ist mit der Existenz von geologischen Körpern und Strukturen zu rechnen, die keine gravimetrischen Anomalien verursachen. Die 3-dimensionale Interpretation der magnetischen Anomalien kann, wie die im Rahmen der vorliegenden Arbeit vorgenommene 3-dimensionale gravimetrische Modellierung, mit dem Programm IGMAS (Interaktives Gravimetrisches und Magnetisches Auswertesystem) durchgeführt werden, wobei durch die Kombination beider Potentialmethoden die Mehrdeutigkeiten der einzelnen Verfahren maßgeblich eingeschränkt werden können.

Ausgehend vom entwickelten 3-dimensionalen gravimetrischen Untergrundmodell der Region Vogtland/NW-Böhmen wurden Untersuchungen im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze durchgeführt, um Informationen über die Existenz eines Magmensystems bzw. einer Mantelaufwölbung, im Sinn einer lokalen Hochlage der Moho, zu gewinnen. Die Simulationen zeigen, dass eine Mantelaufwölbung unterhalb des Eger-Beckens gravimetrisch auszuschließen ist. Das Vorhandensein eines Magmensystems

mit einer Dichte von 2850 km^3 ist im Rahmen der Randbedingungen gravimetrisch plausibel. Der verwendete Dichtewert muss als Grenzfall angesehen werden, da das Magma im Modell deutlich leichter als die darüberliegende Kruste ist und in der Realität sofort aufsteigen würde. Es kann davon ausgegangen werden, dass die Gesteine im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze in der Region Vogtland/NW-Böhmen partiell mit magmatischen Schmelzen durchsetzt sind. Ein Aufstieg des Magmas ist erst bei bestimmten Konzentrationen möglich, wenn der Dichtekontrast zur unteren Kruste hinreichend groß wird. Durch Einbeziehung weiterer, die laterale und vertikale Dimension des Magmasystems spezifizierender Randbedingungen können genauere Betrachtungen hinsichtlich dessen Existenz getroffen werden. Hier ist vor allem auf die Ergebnisse der geplanten tomografischen Untersuchung zur seismischen und stofflichen Erkundung von Erdkruste und Erdmantel im Bereich Vogtland/NW-Böhmen zu verweisen (GEISLER et al., 2003).

Im zweiten Teil der Arbeit wurden geodynamische Modellierungen zur tektonischen Situation im Vogtland und seiner Umgebung durchgeführt. Das entwickelte geodynamische Modell ist auf die epizentrale Region fokussiert. Es überdeckt eine Fläche von $30 \times 40 \text{ km}^2$ und besitzt eine Tiefe von 35 km, wobei die geometrische Struktur weitgehend auf den gravimetrisch modellierten Untergrundstrukturen basiert. Im Hinblick auf die Schwarmbeben-Generierung wird vermutet, dass ein Zusammenhang zwischen den geometrischen Besonderheiten der geologischen Strukturen im Untersuchungsgebiet und dem rezenten Spannungsfeld in Verbindung mit geodätisch bestimmten horizontalen Verschiebungen besteht. Dieser konnte mittels der vorgenommenen elastischen Modellierung bestätigt werden.

Die Untersuchung des geodynamischen Einflusses einzelner geologischer Körper zeigt, dass dem das Eger-Becken unterlagernden Fichtelgebirgsgranit eine besondere Bedeutung zukommt und dieser entscheidend zum Aufbau von Spannungen in der oberen Kruste beiträgt. Die Amplituden der berechneten horizontalen Scherspannungs-Akkumulationen nach einem Simulationszeitraum von 100 Jahren erweist sich als zu gering, um Brüche im Gestein und somit Erdbeben zu verursachen. Daraus wird geschlossen, dass noch weitere physikalische Prozesse in der Region Vogtland/NW-Böhmen wirken, die zur Generierung der beobachteten Schwarmbeben führen. Hier sind vor allem die von KURZ et al. (2003b) in diesem Gebiet untersuchten Porendruck- und Temperaturänderungen zu nennen. Ein Ansatzpunkt für weiterführende numerische Modellierungen stellt die Einbeziehung dieser Prozesse in das entwickelte geodynamische Untergrundmodell dar, wobei die gravimetrisch verifizierte Geometrie des in dieser Arbeit entwickelten Modells eine ideale Grundlage bildet. Verbesserungen im geodynamischen Modell können durch weitere, einschränkende Randbedingungen erzielt werden. Es wäre wünschenswert, Messungen des Porendruckes in der Region vorzunehmen, um Informationen über die tatsächlichen Porendruckänderungen zu gewinnen. In zukünftigen Arbeiten sollten auch andere Rheologien, z. B. elasto-plastische oder temperaturabhängige Rheologien getestet werden, um die Modellierung möglichst realitätsnah zu gestalten.

Eine systematische Untersuchung global verteilter Schwarmerdbeben-Gebiete erfolgte bisher nicht. Neue Informationen über den allgemeinen Schwarmbeben-Mechanismus sowie die zugrunde liegenden physikalischen Prozesse werden durch einen Vergleich von Modellierungsergebnissen verschiedener Schwarmerdbeben-Regionen erwartet. Erste Schritte in Richtung einer einheitlichen Interpretation ausgewählter Schwarmbeben-Regionen werden im Rahmen des Projektes *Weltweiter Vergleich von Schwarmbeben-Gebieten hinsichtlich seismologischer Besonderheiten und geophysikalischer Mechanismen: Gemeinsamkeiten - Widersprüche* unternommen. Bei der geplanten Entwicklung von numerischen Modellen verschiedenartiger Schwarmbeben-Gebiete für vergleichende Studien bilden die in der vorliegenden Arbeit gewonnenen Erkenntnisse methodisch eine wichtige Grundlage und liefern speziell für die Region Vogtland/NW-Böhmen quantitative Aussagen.

Kapitel 13

Literaturverzeichnis

Airy, G. B., 1855: *On the computation of the Effect of attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys*, Phil. Trans. R. Soc. **145**: 101–104.

Baeschlin, C. F., 1948: *Lehrbuch der Geodäsie*, Zürich.

Baisch, S., Bohnhoff, M., Ceranna, L., Tu, Y. & Harjes, H.-P., 2002: *Probing the crust to 9 km depth: fluid injection experiments and induced seismicity at the KTB superdeep drilling hole, Germany*, Bull. Seismol. Soc. Amer. **92**: 2369–2380.

Baisch, S. & Harjes, H.-P., 2003: *A model for fluid-injection-induced seismicity at the KTB, Germany*, Geophys. J. Int. **152**: 160–170.

Bankwitz, P. & Schneider, G., 2000: *Zwischenbericht zum Projekt: Neotektonische Krustenaktivität im Schwarmbebengebiet Vogtland/NW-Böhmen*, unveröffentlicht.

Bankwitz, P., Schneider, G., Kämpf, H. & Bankwitz, E., 2003: *Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic)*, Journal of Geodynamics **35**: 5–32.

Behr, H.-J., Dürbaum, H.-J. & Bankwitz, P., 1994: *Crustal structure of the Saxo-thuringian Zone: Results of the deep seismic profile MVE-90(East)*, Z. geol. Wiss. **22** (6): 647–769.

Behr, H.-J., Engel, W., Franke, W., Giese, P. & Weber, K., 1984: *The Variscan belt in central Europe; Main structures, geodynamic implications, open questions*, Tectonophysics **109**: 15–40.

Bergmann, E. A. & Solomon, S. C., 1990: *Earthquake on the mid-Atlantic ridge: Products of magmatism or extensional tectonics?*, J. Geophys. Res. **95**: 4943–4965.

BGR Hannover, 1993: *Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000*, Hannover, 3. Aufl.

- Blakely, R. J., 1996: *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Bormann, P., 1986: *Komplexinterpretation des Profilnetztes ZENTROSEIS*, Abschlussbericht der AG Tiefenerkundung, Akad. d. Wiss. d. DDR, Zentralinst. für Physik der Erde, Potsdam, unveröffentlicht.
- Bormann, P., Bankwitz, P. & W.C.C.O., 1989: *Crustal structure and development in Central Europe*, Gerlands Beitr. Geophysik **98** (5): 353–367.
- Bortfeld, R. K., Keller, F., Sieron, B. et al., 1988: *Results of the DEKORP4/KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations*, J. Geophys. **62**: 69–101.
- Bosum, W., Casten, U., Fieberg, F. C., Heyde, I. & Soffel, H. C., 1997: *Three-dimensional interpretation of the KTB gravity and magnetic anomalies*, J. Geophys. Res. **102** (8): 18 307–18 321.
- Breunig, M., Cremers, A. B., Götze, H.-J. et al., 2000: *Geological Mapping based on 3D models using an Interoperable GIS*, GIS—Journal for Spatial Information and Decision Making **13** (2): 12–18.
- Brudy, M., Zoback, M., Fuchs, K., Rummel, F. & Baumgärtner, J., 1997: *Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: Implications for crustal strength*, J. Geophys. Res. **102** (8): 18 453–18 475.
- Büttgenbach, T., 1990: *Statistische Untersuchungen der Geschwindigkeits-Dichte Relation in kristallinen Gesteinen auf der Basis einer Datenbank*, Dissertation, Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln.
- Bücker, C., 1986: *Die Anomalien der Schwere im Bereich der Kontinentalen Tiefbohrlokation (KTB) Oberpfalz und ihre Interpretation*, Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Bues, C. & Zulauf, G., 1998: *Tektonometamorphe Entwicklung der Hoher-Bogen-Scherzone (Grenzzone Teplá-Barrandium / Moldanubikum, Böhmisches Masse)*, Freiburger Forschungshefte **C 471**: 48–49.
- Buttkus, B., 1991: *Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik*, Springer-Verlag, Berlin.
- Casten, U., Götze, H.-J., Plaumann, S. & Soffel, H. C., 1997: *Gravity anomalies in the KTB area and their structural interpretation with special regard to the granites of the northern Oberpfalz (Germany)*, Geol. Rundsch. **86**: 79–86.
- Chiarabba, G. M., Malaginig, L. & Amato, A., 1997: *Three-dimensional velocity structure and earthquake relocation in the Alban Hills volcano, Central Italy*, Bull. Seismol. Soc. Amer. **84**: 295–306.

- Chiu, J., Johnston, A. C., Metzger, A. G., Haar, L. & Fletcher, J., 1984: *Analysis of analog and digital records of the 1982 Arkansas earthquake swarm*, Bull. Seismol. Soc. Amer. **74**: 1721–1742.
- Chlupáčová, M., 1993: *Geologický model západní části českého masívu ve vazabe na ultrahlubový vrt (KTB-1) v SRN. Část II: Hustoty, magnetismus, elasticita a radioaktivita*, Geofysika, Brno S. 1–183.
- Choi, S., 2001: *Horizontale und vertikale Dichtezonierung in den Varisziden am Beispiel des Erzgebirges*, Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe B **38**: 112 S.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995: *Seismic velocity structure and compositions of the continental crust: A global view*, J. Geophys. Res. **100** (B7): 9761–9788.
- Condie, K. C., 2001: *Mantle plumes and their record in earth history*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Conrad, W., Hänig, D., Haupt, M. et al., 1983: *Ein geologisch-geophysikalisches Schema der Grenzregionen zwischen der DDR und der ČSSR*, Z. geol. Wiss. **11** (6): 669–686.
- Conrad, W., Haupt, M. & Bölsche, J., 1994: *Interpretation des tiefeisemischen Regionalprofils EV 01 - EV 02/1978 - Vogtland - Erzgebirge - Lausitz (Adorf - Bautzen) mit Hilfe der Gravimetrie und Magnetik*, Z. geol. Wiss. **22** (5): 603–615.
- Conrad, W. & Kopf, M., 1986: in *Komplexinterpretation des Profilnetztes ZENTROSEIS* (Autorenkollektiv, Hg.), Zentralinstitut Physik der Erde, Potsdam, unveröffentlicht.
- Dahm, T. & Brandsdottir, B., 1997: *Moment tensors of microearthquakes from the Eyjafjallajökull volcano in South Iceland*, Geophys. J. Int. **130**: 183–192.
- De Natale, G., Zollo, A., Ferraro, A. & Virieux, J., 1995: *Accurate fault mechanism determinations for a 1984 earthquake swarm at Campi Flegrei caldera (Italy) during an unrest episode: Implications for volcanological research*, J. Geophys. Res. **100**: 24 167–24 186.
- Degro, T., 1986: *Zur Interpretation gravimetrischer und magnetischer Feldgrößen mit Hilfe von Übertragungsfunktionen*, Diplomarbeit, Institut für Geophysik der TU Clausthal, unveröffentlicht.
- Dürbaum, H.-J., Franke, W., Stein, E. et al., 1999: *Structure of the Saxonian Granulites: Geological and geophysical constraints on the exhumation of high-pressure/high-temperature rocks in the mid-European Variscan belt*, Tectonics **18** (5): 756–773.

- Dziak, R. & Fox, C., 1999: *The January 1998 earthquake Swarm at Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge: Hydroacoustic Evidence of Seafloor Volcanic Activity*, Geophysical Research Letters **26** (23): 3429–3432.
- Ebbing, J., 2002: *3-D Dichteverteilung und isostatisches Verhalten der Lithosphäre in den Ostalpen*, Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- Ehrismann, W. & Lettau, O., 1971: *Topographische Reduktion von Schweremessungen in der näheren und weiteren Stationsumgebung mit Digitalrechnern*, Archiv Meteorologie, Geophysik und Bioklima, Ser. A **20**: 383–396.
- Eisbacher, G. H., 1996: *Einführung in die Tektonik*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Emmermann, R. & Lauterjung, J., 1997: *The German Continental Deep Drilling Program KTB: Overview and major results*, J. Geophys. Res. **102** (8): 18 179–18 201.
- Enderle, U., 1998: *Signaturen in refraktionsseismischen Daten als Abbild geodynamischer Prozesse*, Dissertation, Universität (TH) Karlsruhe.
- Fischer, K. D., 2001: *Dreidimensionale Modellierung der synorogenen Entwicklung des Variszischen Vorlandbeckens mit der Finite-Elemente-Methode*, Jenaer Geowissenschaftliche Schriften **Heft 1**.
- Fischer, T. & Horálek, J., 2000: *Refined locations of the swarm earthquake in the Nový Kostel focal zone and spatial distribution of the January 1997 swarm in the Western Bohemia, Czech Republic*, Studia geoph. et geod. **44** (2): 210–226.
- Fischer, T. & Horálek, J., 2003: *Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985-2001*, Journal of Geodynamics **35**: 125–144.
- Franke, W., 1992: *Phanerozoic structures and events in Central Europe*, in *A Continent Revealed: The European Geotraverse* (D. Blundell, R. Freeman & S. Mueller, Hg.), S. 164–180, Cambridge University Press, Cambridge.
- Franke, W., 2000: *The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution*, in *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (W. Franke, V. Haak, O. Oncken & D. Tanner, Hg.), Nr. 179, S. 35–61, The Geological Society, London.
- Franke, W., 2001: *Germany*, in *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology* (E. M. Moores & R. W. Fairbridge, Hg.), S. 261–273, Chapman&Hall.
- Franke, W., Dallmeyer, D. & Weber, K., 1995: *Geodynamic evolution*, in *Pre-Permian Geology of Central and Western Europe* (D. Dallmeyer, Hg.), S. 275–294, Springer-Verlag, Berlin.

- Franke, W. & Stein, E., 2000: *Exhumation of high-grade rocks in the Saxo-Thuringian Belt: geological constraints and geodynamic concepts*, in *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (W. Franke, V. Haak, O. Oncken & D. Tanner, Hg.), Nr. 179, S. 337–354, The Geological Society, London.
- 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, Institut für Geophysik der TU Clausthal.
- 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**: 279–299.
- 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.
- Gebrande, H., 1982: *Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks and rock forming minerals*, in *Landolt-Boernstein-Group V (1b) Physical Properties of Rocks* (G. Angenheister, Hg.), S. 1–99, Springer-Verlag, Berlin.
- Geissler, W., Kämpf, H., Kind, R. et al., 2003: *Presently active magmatic underplating beneath the Eger (Ohre) rift, Central Europe: Results from teleseismic receiver functions*, in prep.
- Götze, H.-J., 1976: *Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen Feldgrößen für dreidimensionale Modellkörper*, Dissertation, Institut für Geophysik der TU Clausthal.
- Götze, H.-J., 1984: *Über den Einsatz interaktiver Computergraphik im Rahmen 3-dimensionaler Interpretationstechniken in der Gravimetrie und der Magnetik*, Habilitationsschrift, Institut für Geophysik der TU Clausthal.
- Götze, H.-J. & Lahmeyer, B., 1988: *Application of three-dimensional interactive modelling in gravity and magnetics*, *Geophysics* **53** (8): 1096–1108.
- Götze, H.-J. & Schmidt, S., 2002: *Geophysical 3D Modeling using GIS-Functions*, in *8th annual conference of the international association for mathematical geology*, Terra Nostra, Heft 4, S. 87–92.
- Granet, M., Wilson, M. & Achauer, U., 1995: *Imaging a mantle plume beneath the Massif Central (France)*, *Earth Planet Sci. Lett.* **136**: 281–296.
- Grünthal, G., 1989: *About the history of the seismic activity in the focal region Vogtland/Western Bohemia*, in *Monitoring and Analysis of the earthquake swarm 1985/86 in the region Vogtland/Western Bohemia* (P. Bormann, Hg.), ZIPE Veröffentlichung Nr. 110, S. 30–34, Akademie der Wissenschaften der DDR, Potsdam.

- Grosse, S., Behr, H. J., Edel, J. B. & Heinrichs, T., 1992: *The gravity field along the Central Segment of the EGT*, Tectonophysics **207**: 97–121.
- Gudden, H. & Schmidt, H., 1985: *Die Forschungsbohrung Obernsees - Konzeption, Durchführung und Untersuchung der Metallführung*, Geol. Bavarica **88**: 5–12.
- Gutdeutsch, R., 1986: *Anwendungen der Potentialtheorie auf geophysikalische Felder*, Springer-Verlag, Berlin.
- Guterch, A., Grad, M., Keller, G. R. & the CELEBRATION 2000 Organizing Committee Experiment Team, 2001: *Seismologists celebrate the New Millenium with an experiment in Central Europe*, EOS, Trans. American Geophysical Union **82** (45): 529–535.
- Haar, L. C., Fletcher, J. B. & Mueller, C. S., 1984: *The 1982 Enola, Arkansas, swarm and scaling of ground motion in the eastern United States*, Bull. Seismo. Soc. Amer. **74**: 2463–2482.
- Hänig, D. & Bauer, W., 1993: *Gravimetrische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400000*, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie.
- Harjes, H.-P., Bram, K., Dürbaum, H.-J. et al., 1997: *Origin and nature of crustal reflections: Results from integrated seismic measurements at the KTB superdeep drilling site*, J. Geophys. Res. **102** (8B): 18 267–18 288.
- Hecht, L., Vignerese, J. & Morteani, G., 1997: *Constraints of the origin of zonation of the granite complexes in the Fichtelgebirge (Germany and Czech Republic)*, Geol. Rundsch. **86**: 93–109.
- Helmert, F. R., 1901: *Der normale Theil der Schwerkraft im Meeresniveau*, Sitz. ber. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin S. 328–336.
- Hemmann, A., 2002: *Relativrelokalisierung von Schwarmbeben in der Saxothüringischen Seismotektonischen Provinz*, Dissertation, Institut für Geowissenschaften der Universität Jena.
- Hemmann, A., Meier, T., Jentzsch, G. & Ziegert, A., 2003: *Similarity of waveforms and relative relocalisation of the earthquake swarm 1997/1998 near Werdau*, Journal of Geodynamics **35**: 191–208.
- Hettel, S., Regenauer-Lieb, K., Sperner, B. & Wenzel, F., 2000: *Last Signals of a remnant Slab: Data, Constraints and FE-Modelling*, AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Hibbitt, Karlsson & Sorensen, 1998: *ABAQUS/Standard User's Manual*, Bd. I–III, Hibbitt, Karlsson & Sorensen, Inc.

- Hill, D. P., Bailey, R. A. & Ryall, A. S., 1985: *Active tectonic and magmatic processes beneath Long Valley caldera, Eastern California: an overview*, J. Geophys. Res. **90**: 11 111–11 120.
- Hirschmann, G., 1996: *KTB - The structure of a Variscan terrane boundary: seismic investigations - drilling - models*, Tectonophysics **264**: 327–339.
- Hoernle, K., Zhang, Y.-S. & Graham, D., 1995: *Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe*, Nature **374** (6517): 34–39.
- Hofmann, Y., Jahr, T. & Jentzsch, G., 2003: *Three-dimensional gravimetric modeling to detect the deep structure of the region Vogtland/NW-Bohemia*, Journal of Geodynamics **35**: 209–220.
- Hofmann, Y., Jahr, T., Jentzsch, G., Bankwitz, P. & Bram, K., 2000: *The gravity field of the Vogtland and NW Bohemia: Presentation of a new project*, Studia geoph. et geod. **44** (4): 608–610.
- Horálek, J., Fischer, T., Boušková, A. & Jedlička, P., 2000: *The western Bohemia/Vogtland region in the light of the webnet network*, Studia geoph. et geod. **44** (2): 107–125.
- Horálek, J., Hampl, F., Boušková, A. & Fischer, T., 1996: *Seismic regime of the West Bohemian earthquake swarm region: preliminary results*, Studia geoph. et geod. **40**: 398–412.
- Hurst, A. & McGinty, P., 1999: *Earthquake swarms to the west of Mt. Ruapehu preceding its 1995 eruption*, Journal of Volcanology and Geothermal Research **90**: 19–28.
- Jahr, T., 1998: *Gravimetrische und geodynamische Betrachtungen zum Harz*, Friedrich-Schiller-Universität Jena, Habilitationsschrift.
- Jelínek, E., Štědrá, V. & Cháb, J., 1997: *The Mariánské Lázně Complex*, in *Geological model of western Bohemia related to the KTB borehole in Germany* (S. Vrána & V. Štědrá, Hg.), Bd. 47, S. 61–63, J. Geol. Sci., Prague.
- Jung, K., 1961: *Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik*, Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig, Leipzig.
- Kämpf, H., Seifert, W. & Ziemann, M., 1993: *Mantel-Kruste-Wechselwirkungen im Bereich der Marienbader Störungzone; Teil I: Neue Ergebnisse zum quartären Vulkanismus in NW-Böhmen*, Z. geol. Wiss. **21**: 117–134.
- Koizumi, N., Tsukuda, E., Kamigaichi, O. et al., 1999: *Preseismic changes in groundwater level and volumetric strain associated with earthquake swarms of the east coast of the Izu Peninsula, Japan*, Geophys. Res. Lett. **26**: 3509–3512.

Kopf, M., 1966: *Die Untersuchungen physikalischer Eigenschaften von granitoiden Gesteinen als neue Methode der Granitforschung*, Beih. Z. Geologie, Berlin **53**: 135.

Kopf, M., 1980: *Anwendung der ρ - v_P -Korrelation bei der Ermittlung von Dichte und Geschwindigkeitswerten für Gravimetrie und Seismik*, Z. geol. Wiss. **8** (4): 449–465.

Kossmat, F., 1927: *Gliederung des varistischen Gebirgsbaues*, Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes **1**: 1–19.

Krawczyk, C. M., Stein, E., Choi, S. et al., 2000: *Geophysical constraints on exhumation mechanisms of high-pressure rocks: the Saxo-Thuringian case between the Franconian Line and the Elbe Zone*, in *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (W. Franke, V. Haak, O. Oncken & D. Tanner, Hg.), Nr. 179, S. 303–322, The Geological Society, London.

Kroner, U., 1995: *Postkollisonale Extension am Nordrand der Böhmisches Masse — Die Exhumierung des Sächsischen Granulitgebirges*, Freiburger Forschungshefte **C 457**: 1–114.

Kurz, J., 2001: *Geodynamische Modellierung des rezenten Spannungs- und Deformationsfeldes im Vogtland/NW-Böhmen mit der Finite-Elemente-Methode*, Diplomarbeit, Friedrich-Schiller-Universität Jena.

Kurz, J., Jahr, T. & Jentzsch, G., 2003a: *Earthquake swarm examples and a look at the generation mechanism of the Vogtland/Western Bohemia earthquake swarms*, Physics of the Earth and Planetary Interiors, eingereicht.

Kurz, J., Jahr, T. & Jentzsch, G., 2003b: *Geodynamic modelling of the recent stress and strain field in the Vogtland swarm earthquake area using the finite-element method*, Journal of Geodynamics **35**: 247–258.

Kurz, J., Jahr, T. & Jentzsch, G., 2003c: *Pore pressure induced stress accumulation and the connection to pore pressure diffusion in swarm earthquake areas*, Pure and Applied Geophysics, eingereicht.

Lahmeyer, B., 1989: *Anwendung der schnellen Fouriertransformation und der quadratischen Programmierung bei der Interpretation von Schwerefeldern*, Dissertation, Freie Universität Berlin.

Lu, Z., Wicks, C., Power, J. A. & Dzurisin, D., 2000: *Ground deformation associated with the March 1996 earthquake swarm at Akutan volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry*, J. Geophys. Res. **105** (B9): 21 483–21 495.

Ludwig, W. E., Nafe, J. E. & Drake, C. L., 1970: *Seismic refraction*, in *The Sea* (A. E. Maxwell, Hg.), Bd. 4, S. 53–84, Wiley-Interscience, New York.

- Maier, M., 1990: *Depth of intrusion and subsolidus deformation of the Falkenberg granite*, KTB-Report **90** (4): 523.
- Malkovský, M., 1987: *The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution*, Tectonophysics **137**: 31–42.
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P. & Franke, W., 1990: *Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Results of large-scale Variscan shearing*, Tectonophysics **177**: 151–170.
- McBirney, A. R., 1993: *Igneous Petrology*, Jones and Bartlett Publishers, Boston, New York, 2. Aufl.
- Melzer, J., 1994: *Der Harz: Gravimetrische 3D-Modellierungen und geodynamische Interpretation mit Finiten Elementen*, Dissertation, Institut für Geophysik der TU Clausthal.
- Mooney, W. D., Laske, G. & Masters, T. G., 1998: *CRUST 5.1: A global crustal model at 5° × 5°*, J. Geophys. Res. **103** (B1): 727–747.
- Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K. et al., 1992: *Regional patterns of tectonic stress in Europe*, J. Geophys. Res. **97**: 783–803.
- Nafe, J. E. & Drake, C. L., 1957: *Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and velocities of compressional and shear waves*, Geophysics **22**: 523–552.
- National Geophysical Data Center, N. G. D. C., 2001: *The Global Land One-km Base Elevation (GLOBE) Project*, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/seltopo.html>, Colorado, USA.
- Nedoma, J., 1987: *Tectonic evolution of the lithosphere in the region of the rift zone and the observe — computation complex for the tectonophysical research of the rift and subduction zones*, in *Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia* (D. Prockázková, Hg.), S. 38–50, Geophysical Institute, Czechosl. Acad. Sci., Praha.
- Neunhöfer, H., 1994: *Time sequence of Vogtland events*, Protokoll zum Treffen der AG Seismizität des Vogtlandes/NW-Böhmens/NE-Bayerns am 27.06. 1994, Slapanice.
- Neunhöfer, H. & Güth, D., 1989: *Detailed investigation of the great earthquake swarm in western Bohemia by the local Vogtland network*, in *Monitoring and Analysis of the earthquake swarm 1985/86 in the region Vogtland/Western Bohemia* (P. Bormann, Hg.), ZIPE Veröffentlichung Nr. 110, S. 124–164, Akademie der Wissenschaften der DDR, Potsdam.

- Neunhöfer, H. & Tittel, B., 1981: *Mikrobeben in der DDR*, Z. geol. Wiss. **9** (11): 1285–1289.
- O'Brien, P. J. & Carswell, D., 1993: *Tectonometamorphic evolution of the Bohemian Massif: evidence from high pressure metamorphic rocks*, Geol. Rundsch. **82**: 531–555.
- O'Brien, P. J., Duyster, J., Grauert, B. et al., 1997: *Crustal evolution of the KTB drill site: From oldest relicts to the late Hercynian granites*, J. Geophys. Res. **102** (8): 18 203–18 220.
- Oncken, O., 1998: *Evidence for precollisional subduction erosion in ancient collisional belts: the case of the Mid-European Variscides*, Geology **26** (12): 1075–1078.
- O'Nions, R. K., Griesshaber, E. & Oxburgh, E. R., 1989: *Rocks that are too hot to handle*, Nature **341**: 391.
- Parker, R. L., 1972: *The rapid calculation of potential anomalies*, Geophys. J. R. Astr. Soc. **31**: 447–455.
- Parsons, T., Howie, J. M. & Thompson, G. A., 1992: *Seismic constraints on the nature of lower crustal reflectors beneath the extending southern transition zone of the Colorado Plateau, Arizona*, J. Geophys. Res. **97**: 12 391–12 407.
- Peterek, A., Rauche, H., Schröder, B. et al., 1997: *The late- and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian massif (WBZ)*, Geol. Rundsch. **86**: 191–202.
- Plaumann, S., 1982: *Die Schwereanomalie im Bereich der Münchberger Gneismasse und ihre Interpretation*, Z. dt. geol. Ges., Hannover, **133**: 649–665.
- Plenefisch, T. & Klinge, K., 2003: *Temporal variations of focal mechanisms in the Nový Kostel focal zone (Vogtland/NW-Bohemia) — comparison of the swarms of 1994, 1997 and 2000*, Journal of Geodynamics **35**: 145–156.
- Pratt, J. H., 1855: *On the attraction of the Himalaya mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India*, Phil. Trans. R. Soc. **145**: 53–100.
- Pujol, J., Chiu, J. M., Johnston, A. & Chin, B. H., 1989: *On the relocation of earthquake clusters. A case history: the Arkansas swarm*, Bull. Seismol. Soc. Amer. **79**: 1846–1862.
- Ranalli, G., 1995: *Rheology of the Earth*, Chapman & Hall, London, 2. Aufl.
- Regenauer-Lieb, K. & Yuen, D. A., 2000: *Fast mechanisms for the formation of new plate boundaries*, Tectonophysics **322**: 53–67.

- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J. & Somerton, I. W., 1990: *Magnetic interpretation in the three dimensions using Euler deconvolution*, *Geophysics* **55** (1): 80–91.
- Ritter, J. R. R., Jordan, M., Christensen, U. & Achauer, U., 2001: *A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany*, *Earth and Planetary Science Letters* **186**: 7–14.
- Šafanda, J. & Čermák, V., 2000: *Subsurface temperature changes due to the crustal magmatic activity - numerical simulation*, *Studia geoph. et geod.* **44**: 327–335.
- Schäfer, J., Neuroth, H., Ahrendt, H., Dörr, W. & Franke, W., 1997: *Accretion and exhumation at a variscan active margin, recorded in the Saxothuringian flysch*, *Geol. Rundsch.* **86**: 599–611.
- Schmidt, S., 2002: *IGMAS — Interactive Gravity and Magnetic Application System*, http://userpage.fu-berlin.de/~sschmidt/Sabine_IGMAS.html, Berlin.
- Schmidt, S. & Götze, H.-J., 1995: *IGMAS: 3-D Gravity and Magnetic Modeling*, Program Documentation, FU Berlin, unveröffentlicht.
- Schmidt, S. & Götze, H.-J., 1998: *Interactive visualization and modification of 3D models using GIS functions*, *Physics and Chemistry of the Earth* **23** (3): 289–296.
- Schmidt, S. & Götze, H.-J., 1999: *Integration of data constraints and potential field modelling — an example from southern Lower Saxony, Germany*, *Physics and Chemistry of the Earth (A)* **24** (3): 191–196.
- Schöler, W., 1976: *Die Beeinflussung der Schwere und des Vertikalgradienten durch das Gelände in Stationsnähe*, *Archiv Meteorologie, Geophysik und Bioklima, Ser. A*: 70–88.
- Schönenberg, R. & Neugebauer, J., 1994: *Einführung in die Geologie Europas*, Rombach GmbH, Freiburg im Breisgau.
- Schroeder, B., 1987: *Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian massif*, *Tectonophysics* **137**: 93–100.
- Schwarz, H. R., 1991: *Methode der finiten Elemente*, B.G. Teubner Stuttgart.
- Simon, M., Gebrande, H. & Bopp, M., 1996: *Prestack migration and true-amplitude processing of DEKORP near-normal incidence and wideangle reflection measurements*, *Tectonophysics* **264**: 381–392.
- Singh, S. C. & McKenzie, D., 1993: *Layering in the lower crust*, *Geophys. J. Int.* **133**: 622–628.

- Sobolev, S. V. & Babeyko, A. Y., 1994: *Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks*, *Surveys in Geophysics* **15**: 515–544.
- Sohn, R., Fornari, D., Damm, K., Hildebrand, J. & Webbs, S., 1998: *Seismic and hydrothermal evidence for a cracking event on the East Pacific Rise crest at 9°50'N*, *Nature* **396**: 159–161.
- Sood, M. K., 1981: *Modern Igneous Petrology*, John Wiley & Sons.
- Špičák, A., 2000: *Earthquake swarms and Accompanying Phenomena in Intraplate Regions: A Review*, *Studia geoph. et geod.* **44**: 89–106.
- Špičák, A. & Horálek, J., 2001: *Possible role of fluids in the process of earthquake swarm generation in the West Bohemia/Vogtland seismoactive region*, *Tectonophysics* **336**: 151–161.
- Špičák, A., Horálek, J., Boušková, A., Tomek, Č. & Vaněk, J., 1999: *Magma intrusions and earthquake swarm occurrence in the western part of the Bohemian Massif*, *Studia geoph. et geod.* **43**: 87–106.
- Šrámek, J., Mrlina, J., Švancara, J. & Chlupáčová, M., 1997: *Gravimetry, in Geological model of western Bohemia related to the KTB borehole in Germany* (S. Vrána & V. Štědrá, Hg.), Bd. 47, S. 24–36, *J. Geol. Sci.*, Prague.
- Švancara, J., Gnojek, I., Hubatka, F. & Dědaček, K., 2000: *Geophysical field pattern in the West Bohemian geodynamic active area*, *Studia geoph. et geod.* **44**: 307–325.
- Švancara, J., Nehybka, V., Špaček, P. & Hubatka, F., 2002: *Comparison between density contacts based on gravity data and hypocentre locations in the West Bohemian earthquake swarm region*, Workshop: Geophysical studies in the West-Bohemia and Vogtland swarm earthquake region, 06.–08.10. 2002 in Bucha/Saalfeld.
- Svoboda, J., 1966: *Regional Geology of Czechoslovakia*, Geological Survey of Czechoslovakia, Prague.
- Tait, J., Schätz, M., Bachtadse, V. & Soffel, H., 2000: *Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes*, in *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* (W. Franke, V. Haak, O. Oncken & D. Tanner, Hg.), Nr. 179, S. 21–34, The Geological Society, London.
- Tait, J. A., Bachtadse, V., Franke, W. & Soffel, H. C., 1997: *Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints*, *Geol. Rundsch.* **86**: 585–598.

Talwani, M., Worzel, J. L. & Landismann, M., 1959: *Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone*, J. Geophys. Res. **64** (1): 49–59.

Tomek, Č., Dvořáková, V. & Vrána, S., 1997: *Geological interpretation of the 9HR and 503M seismic profiles in western Bohemia*, in *Geological model of western Bohemia related to the KTB borehole in Germany* (S. Vrána & V. Štědrá, Hg.), Bd. 47, S. 43–50, J. Geol. Sci., Prague.

Torge, W., 1989: *Gravimetry*, Walter de Gruyter, Berlin, New York.

Trzebski, R., 1997: *Morphogenesis, tectonic setting and intrusion dynamics of the late-Variscan granites at the northwest-margin of the Bohemian Massif*, Dissertation, Georg-August-Universität Göttingen.

Trzebski, R., Behr, H. & Conrad, W., 1997: *Subsurface distribution and tectonic setting of the late-Variscan granites in the northwestern Bohemian Massif*, Geol. Rundsch. **86**: 64–78.

Turcotte, D. L. & Schubert, G., 1982: *Geodynamics — Application of Continuum Physics to Geological Problems*, New York, J. Wiley and Sons.

Uhmann, J., 1989: *Physical properties of rocks*, in *The regional geophysics in the ČSSR* (M. Suk, Hg.), S. 24–79, Ústř. úst. geol. Praha.

Ukawa, M. & Tsukahara, H., 1996: *Earthquake swarms and dike intrusions of the east coast of Izu Peninsula, central Japan*, Tectonophysics **253** (3-4): 285–303.

Vening-Meinesz, F. A., 1939: *Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale*, Bull. Geod. **63**: 711–776.

Völksen, C., 2000: *Die Nutzung von GPS für die Deformationsanalyse in regionalen Netzen am Beispiel Islands*, Dissertation, Fachbereich Bauingenieur- und Vermessungswesen der Universität Hannover.

Vrána, S., Cháb, J. & Štědrá, V., 1997: *Main results of the Project*, in *Geological model of western Bohemia related to the KTB borehole in Germany* (S. Vrána & V. Štědrá, Hg.), Bd. 47, S. 15–23, J. Geol. Sci., Prague.

Vrána, S. & Štědrá, V., 1997: *Geological model of western Bohemia related to the KTB borehole in Germany*, Bd. 47, J. Geol. Sci., Prague.

Wagner, G. A., Gögen, K., Jonckheere, R. et al., 1998: *The age of Quaternary volcanoes Železná Hůrka and Komorní Hůrka (western Eger rift), Czech Republic: Alpha-Recoil Track, TL, ESR and Fission Track chronometry*, in *IGCP 369 Final Meeting, Magmatism and Rift Basin Evolution, September 7–11*, S. 95–96, Liblice, Czech Republic.

Walter, R., 1995: *Geologie von Mitteleuropa*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 5. Aufl.

Watts, A. B., 2001: *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*, Cambridge University Press, Cambridge.

Weber, U.-K., 1996: *Dreidimensionale gravimetrische Dichtemodellierung des südlichen Harzvorlandes und nordwestlichen Thüringer Beckens*, Diplomarbeit, Institut für Geophysik der TU Clausthal, unveröffentlicht.

Weinlich, F., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. & Weise, S., 1993: *Mantel-Kruste Wechselwirkungen im Bereich der Marienbader Störungzone - Teil 2: Gasgeochemische Untersuchungen an Mineralquellen entlang eines Profils über das Eger-Rift*, Z. geol. Wiss. **21** (1/2): 135–142.

Weinlich, F. H., Bräuer, K., Kämpf, H. et al., 1999: *An active subcontinental mantle volatile system in the eastern Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C and N) and compositional fingerprints*, *Geochemica et Cosmochemica Acta* **63** (21): 3653–3671.

Weise, S. M., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. & Koch, U., 2001: *Transport of mantle volatiles through the crust traced by seismically released fluids: a natural experiment in the earthquake swarm area Vogtland/NW-Bohemia, Central Europe*, *Tectonophysics* **336**: 137–150.

Wendt, J., 2000: *Geodätische Untersuchungen im Vogtländischen Bebengebiet, in Erdbebenbeobachtung im Freistaat Sachsen, Zweijahresbericht 1998-1999*, S. 13–17, Landesamt für Umwelt und Geologie, Freistaat Sachsen.

Wendt, J. & Dietrich, R., 2003: *Determination of recent crustal deformations based on precise GPS measurements in the Vogtland earthquake area*, *Journal of Geodynamics* **35**: 235–246.

Wirth, W., Plenefisch, T., Klinge, K., Stammler, K. & Seidl, D., 2000: *Focal mechanisms and stress field in the region Vogtland/Western Bohemia*, *Studia geoph. et geod.* **44** (2): 126–141.

Wollard, G. P., 1957: *Crustal structure from gravity and seismic measurements*, *J. Geophys. Res.* **64**: 1521–1544.

Yamashita, T., 1999: *Pore Creation due to Fault Slip in a Fluid-permeated Fault zone and its Effect on Seismicity: Generation Mechanism of Earthquake Swarm*, *Pure and Applied Geophysics* **155**: 625–647.

Yamashita, T., 2003: *Regularity and complexity of aftershock occurrence due to mechanical interactions between fault slip and fluid flow*, *Geophys. J. Int.* **152**: 20–33.

- 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.
- Zillmer, M., Müller, G. & Stiller, M., 2002: *Seismic reflections from the crystalline crust below the Continental Deep Drilling Site KTB: Modeling and inference on reflector properties*, Journal of Geophysical Research **107** (B9): ESE 2–1 – ESE 2–15.
- Zinner, H. J., 1993: *Koordinatentransformationen, Einführung und Programmbeschreibung, rechnergestützte Umwandlung von geographischen Koordinaten in rechtwinklige Projektionen und umgekehrt*, Bericht 0112244 BGR, Hannover, Unveröffentlicht.
- Zoback, M. D. & Harjes, H.-P., 1997: *Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site*, J. Geophys. Res. **102** (8): 18 477–18 491.
- Zulauf, G., 1997: *Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angekippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Teplá-Barrandium (Böhmische Masse)*, Geotekt. Forsch. **89**: 302 S.
- Zulauf, G. & Duyster, J., 1997: *Supracrustal intra-plate thickening of Variscan basement due to Alpine foreland compression: Results from the superdeep well KTB (Bohemian Massif, Germany)*, Tectonics **16** (5): 730–743.
- Zulauf, G., Fiala, J., Kotkova, J. & Maluski, H., 1998: *Rheologischer Kollaps eines unterkarbonischen Hochplateaus in der Böhmischen Masse: Die Rolle der Nordböhmischen Scherzone*, Freiburger Forschungshefte **C 471**: 261–263.

Dank

An erster Stelle bedanke ich mich bei meinen Betreuern Herrn Prof. Dr. G. Jentzsch und Herrn Dr. Thomas Jahr für die Themenstellung, die vorbehaltlos gewährte ideelle und finanzielle Unterstützung sowie das mir entgegengebrachte Vertrauen. In diesem Zusammenhang danke ich auch der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), die das Projekt förderte.

Herrn Prof. Dr. G. Jentzsch danke ich für die Möglichkeit zur Anfertigung der vorliegenden Dissertation in seiner Arbeitsgruppe und sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Thomas Jahr für die kontinuierliche Unterstützung sowie die Übernahme des Korreferates. Die ausgezeichnete fachliche Betreuung, zahlreiche Anregungen und seine ständige Diskussionsbereitschaft trugen wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Herrn Prof. Dr. H.-J. Götze danke ich für die freundliche Übernahme des zweiten Korreferats und die konstruktive Kritik zu den Inhalten der vorliegenden Arbeit.

Bei Frau Dr. S. Schmidt möchte ich mich für die Bereitstellung des Modellierungsprogramms IGMAS bedanken sowie für die unkomplizierte und schnelle Hilfe bei programmtechnischen und wissenschaftlichen Fragen. Herrn Dr. Gerald Gabriel bin ich zu großem Dank verpflichtet. Seine Erfahrungen im Bereich der gravimetrischen Modellierung stellten vor allem am Anfang meiner Arbeit eine bedeutende Hilfe dar.

Nicht zuletzt danke ich allen derzeitigen und ehemaligen Mitgliedern der Arbeitsgruppe „Angewandte Geophysik“ für die sehr gute Zusammenarbeit und die allzeit angenehme Arbeitsatmosphäre. Hervorzuheben sind Herr Dr. Kasper D. Fischer und Herr Jochen Kurz für die Lösung technischer Probleme aller Art und ausgiebige wissenschaftliche Gespräche. Frau Dr. Corinna Kroner, Frau Dr. Adelheid Weise und Herrn Dr. Johannes Melzer bin ich für vielfältige fachliche Hinweise dankbar.

Des weiteren bedanke ich mich herzlich bei Frau Dr. E. Bankwitz und Herrn Prof. Dr. P. Bankwitz, denen es hervorragend gelang ihre umfangreichen Kenntnisse über die Geologie des Untersuchungsgebietes zu vermitteln und somit hilfreiche Anregungen für die Modellierung zu liefern. Im Rahmen der länderübergreifenden Zusammenarbeit geht mein Dank an Herrn Dr. J. Švancara (Masaryk University, Brno) und Herrn Dr. T. Fischer (Academy of Sciences, Prague) für eine unbürokratische Bereitstellung von Daten.

Darüber hinaus danke ich meinen Eltern, die mir durch ihre Unterstützung das Studium und die Promotion ermöglicht haben.

Curriculum Vitae

Angaben zur Person

Name:	Yvonne Hofmann
Geburtsdatum:	31. Dezember 1975
Geburtsort:	Friedrichroda
Staatsangehörigkeit:	Deutsch
Familienstand:	Ledig

Schulbildung

1982 bis 1990	Polytechnische Oberschule Schönau v.d.W.
1990 bis 1994	Salzmann-Gymnasium, Schnepfenthal
25.06. 1994	Abitur (Durchschnittsnote 1,5)

Studium

01.10. 1994	Immatrikulation an der Friedrich-Schiller-Universität Jena im Studienfach Geophysik
25.09. 1996	Vordiplom in Geophysik
30.09. 1999	Diplom in Geophysik, Note <i>Sehr gut</i> , Thema der Diplomarbeit: <i>Geophysikalische Verfahren in der Archäologie: Untersuchungen im Bereich der Festung Kalø, Dänemark</i>
01.10. 1999	Immatrikulation als Promotionsstudentin im Fach Geophysik an der Friedrich-Schiller-Universität Jena

IV

Arbeitsverhältnisse

- 01.10. 1996 – 31.03. 1997 Studentische Hilfskraft an der TU Chemnitz
01.05. 1997 – 31.07. 1997 Studentische Hilfskraft an der TU Clausthal
01.10. 1997 – 31.01. 1998 Studentische Hilfskraft am Institut für Geowissenschaften, Universität Jena
seit 01.09. 1999 Wissenschaftliche Mitarbeiterin in der Arbeitsgruppe „Angewandte Geophysik“ am Institut für Geowissenschaften, Universität Jena

Jena, 30. April 2003

Yvonne Hofmann