

## 6 Isostasie und Rigidität

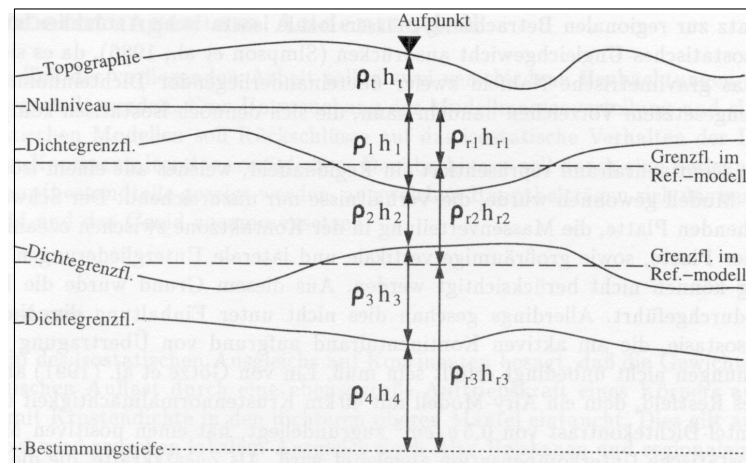
In diesem Kapitel wird der isostatische Zustand und Rigidität des Nordostdeutschen Beckens untersucht. Da sich die Moho nach den Ergebnissen der Reflexionsseismik von DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) kontinuierlich unter dem Becken in einer durchschnittlichen Tiefe von 31 km erstreckt, soll hier bestimmt werden wie groß die Rigidität sein muss, um der Auflast der oberen Schichten stand zu halten. Dafür wird als erstes die Modellmassenverteilung betrachtet, um Rückschlüsse auf das isostatische Verhalten zu erhalten. Anschließend wird unter Berücksichtigung des isostatischen Verhaltens die Rigidität berechnet.

### 6.1 Isostasie

Prinzipiell wird beim isostatischen Ausgleich auf dem Kontinent die Gewichtskraft einer topografischen Auflast durch eine ebenso große Auftriebskraft eines Körpers ausgeglichen, der mit Krustendichte in den dichteren oberen Mantel eintaucht. Aus diesem Ansatz sind verschiedene Modelle entwickelt worden. Das Pratt-Modell beruht auf der Annahme, der lokalen Kompensation der topografischen Massen (Load) durch Auftriebskräfte in einer konstanten Kompensationstiefe. Unterhalb dieser Tiefe besitzt das Gestein, also der Mantel, die gleiche Dichte. Topografieänderungen gehen mit lateralen Dichteveränderungen der Kruste einher, sodass die Load auf dem Mantel immer konstant ist. Das Airy-Modell beruht ebenso wie das Pratt-Modell auf der lokalen Kompensation der topografischen Massen durch Auftriebskräfte. Im Gegensatz zum ersteren wird aber von einer konstanten Krustendichte ausgegangen, was eine variable Krustenmächtigkeit zur Folge hat. Das Vening-Meinesz-Modell basiert auf dem Airy-Modell und berücksichtigt zusätzlich die Biegesteifigkeit der Lithosphärenplatte, die die topografische Auflast trägt und somit zu einem regionalen isostatischen Ausgleich beiträgt. In dem untersuchten Nordostdeutschen Becken gibt es kaum Höhenvariationen über oder unter Normal Null (NN), sodass alle Schweremodelle mit der Höhe NN abschließen. Aus diesem Grund können die isostatischen Modellvorstellungen mit ihrem Bezug auf die Topografie nicht direkt angewandt werden, da statt der Topografie-Load innerkrustale (subsurface) Loads kompensiert werden müssen. Die Bestimmung des isostatischen Zustandes geschieht nach z. B. KIRCHNER (1997) durch die Addition sämtlicher Modellmassen unter Einbezug der topografischen Massen. Sowie der Massen der Referenzkörper, Referenzdichte = Normaldichte, längs einer vertikalen Linie, beginnend in Stationshöhe bis zu einer wählbaren Bestimmungstiefe, siehe Abbildung 51. In der Tiefe, in der diese Summe unter einem Aufpunkt Null wird, ist das Dichtemodell unter dieser Station (lokal) isostatisch ausgeglichen. Es gilt für den Fall des isostatischen Gleichgewichtes nach KIRCHNER (1997):

$$ISO = \rho_{Top} \cdot H_{Top} + \sum_{i=0}^m \rho_i \cdot h_i - \sum_{j=0}^n \rho_j^* \cdot h_j^* = 0 \quad (35)$$

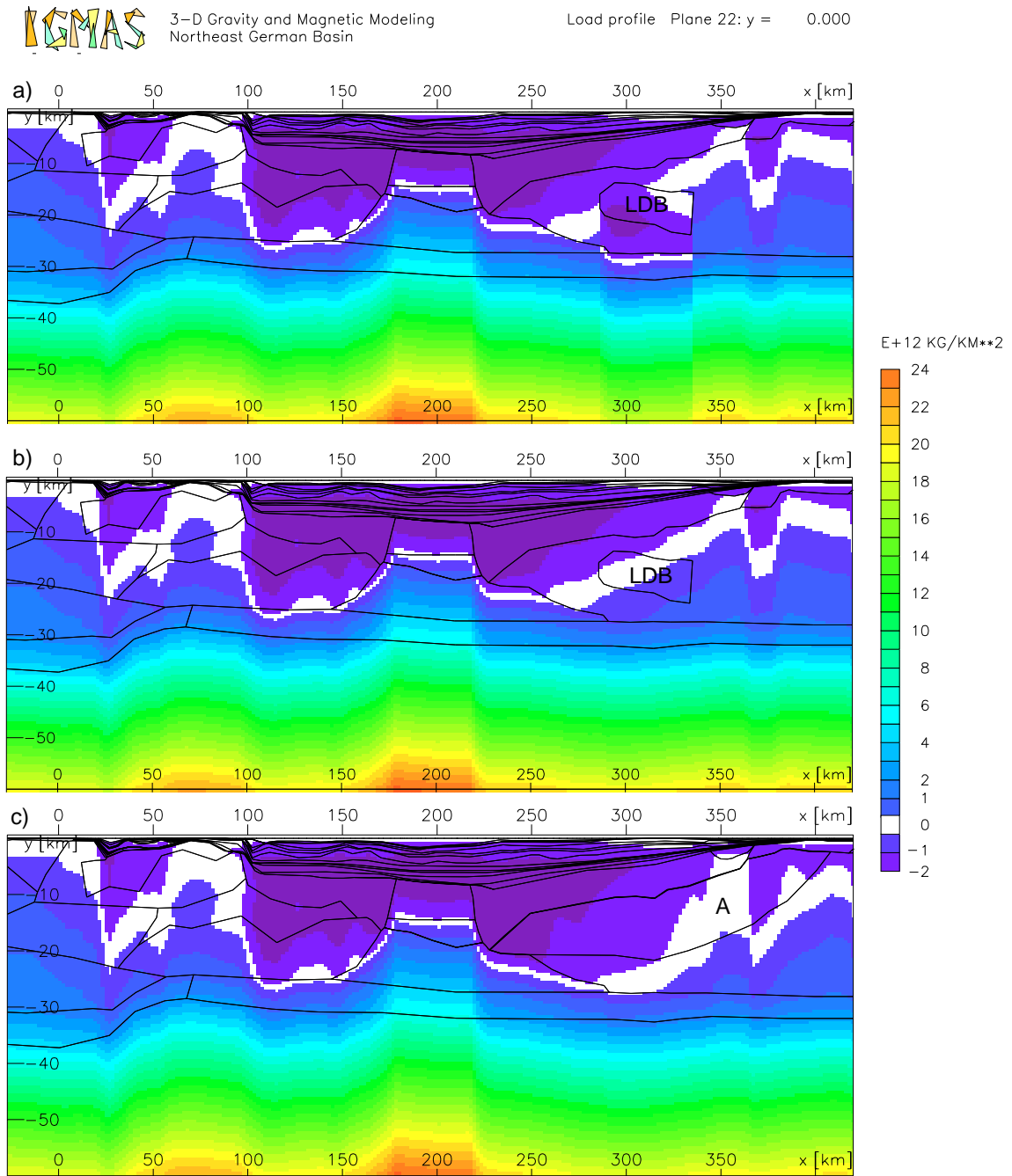
Dabei steht der mittlere Term für die Dichten und Mächtigkeiten der Schichten des Modells und der letzte Term für die verwendeten Dichten und Mächtigkeiten des Hintergrundmodells. Diese Berechnung wird an allen über die Modelloberfläche verteilten Schwerestationen durchgeführt. Diese Definition des isostatischen Ausgleichs führt im untersuchten Nordostdeutschen Becken aufgrund fehlender Topografie zum Wegfallen des Terms der die topografischen Massen berücksichtigt. Abbildung 52 zeigt die relative Loadberechnung des 1. Schwermodells auf der Ebene des BASIN 9601 Profils in  $kg/km^2$ , mit einem



**Abbildung 51:** Prinzip der Bestimmung der Auflasten eines Dichtemodells entlang einer vertikalen Linie von der Stationshöhe bis zu einer vorgegebenen Tiefe. Hierbei wird die Load, die sich aus der rechten vertikalen Linie berechnet von dem Ergebnis der linken subtrahiert. Für die Zuordnung der Variablen siehe Gleichung 35.

durchgängigen Hintergrundmodell mit der durchschnittlichen Krustendichte  $2670 \text{ kg/m}^3$ . In a) wird die Load mit der Schwerewirkung des Low Density Body (LDB) berechnet, in b) ohne Schwerewirkung und in c) mit Akkretionskeil. Gut zu erkennen sind die durchgängigen weißen Zonen, welche den isostatischen Ausgleich nach Gleichung 35 kennzeichnen. Abbildung 53 zeigt die Loadberechnung für das 2. Schweremodell mit denselben Variationen des Modells wie in Abbildung 52 und mit dem gleichen Hintergrundmodell. Der isostatische Ausgleich kennzeichnet in den Abbildungen deutlich die Lage des subherzynischen und des Nordostdeutschen Beckens durch Absinken der Ausgleichszone. Die Zone des isostatischen Ausgleichs zeigt aber, wegen der Load des High Density Body (HDB) im 1. und der Intrusion im 2. Modell, unterhalb der Mitte des Nordostdeutschen Beckens, wieder nach oben. Ohne diese Strukturen würde die Linie des isostatischen Ausgleiches die Form der Basis des Sedimentbeckens nachzeichnen. Die Intrusion bildet sich stärker in der Loadverteilung unterhalb der isostatischen Ausgleichszone ab, als der HDB. Auffällig ist der Einfluss des LDB bei den Loadberechnungen, er verursacht eine Verschiebung der Ausgleichszone in den Modellen von ca. 9 - 10 km, siehe Bild a) der Abbildungen 52 und 53. Der einzige deutliche Einfluss des Akkretionskeils auf die Loadverteilung ist die Verbreiterung der isostatischen Gleichgewichtszone. Der isostatische Ausgleich nach der Gleichung 35 erfolgt für die Sedimentbecken in beiden Modellen noch innerhalb der Kruste. Da die isostatische Kompensation nach den Definitionen von Airy, Pratt und Vening-Meinesz nur zwischen Kruste und Mantel erfolgt, spricht die Lage der Moho unter dem Nordostdeutschen Becken in einer durchschnittlichen Tiefe von ca. 31 km, nach DEKORPBASINRESEACHGROUP (1998), eher für das Pratt-Modell. Gegen das Pratt-Modell sprechen aber die Loadundulationen um die Moho in Abbildung 52 und 53. Besonders auffällig sind die Loadundulationen unterhalb der Intrusion und dem LDB in Abbildung 53. Die Modellvorstellung von Vening-Meinesz könnte das isostatische Verhalten des Mantels wahrscheinlich treffender beschreiben. Die Bedingung dafür ist, dass der Mantel in den Modellen so rigide sein muss, um der Load der aufliegenden Kruste ohne Flexur widerstehen zu können, da nach den seismischen Informationen die Moho



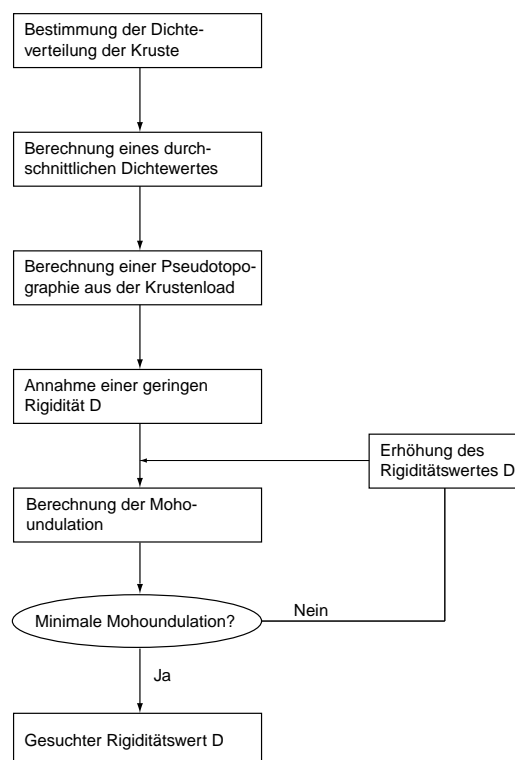


**Abbildung 53:** Relative Berechnung der Auflast oder Load des Schwermodells mit Intrusion auf der Ebene des BASIN 9601 Profils in  $kg/km^2$ , mit einem Hintergrundmodell mit der Dichte von  $2670 kg/m^3$ . Bild a) zeigt die Loadberechnung mit dem Low Density Body (LDB), in Bild b) hat der Körper die gleiche Dichte,  $2770 kg/m^3$ , wie das umgebene Gestein. In Bild c) ist dagegen ein Akkretionskeil, A, mit  $2695 kg/m^3$  eingetragen. Die sich durch alle Bilder durchziehende weiße Zone zeigt den isostatischen Ausgleich zwischen der Load des Modells und dem Hintergrundmodell nach Gleichung 35 an.

sich kontinuierlich in ca. 31 km Tiefe befindet.

### 6.2 Rigidität

Die Rigidität der Schweremodelle wird in diesem Kapitel mit Hilfe eines Zweischichtmodells berechnet. Die obere Schicht repräsentiert die Kruste und die untere, mit der Moho als Grenzschicht, den Mantel. Mit der Berechnung soll heraus gefunden werden, wie groß die Rigidität sein muss, damit die Load der Kruste getragen werden kann, ohne Flexur der Moho. Wegen des Ergebnisses im Kapitel 6.1 wird



**Abbildung 54:** Ablaufdiagramm zur Bestimmung der Rigidität  $D$ , bei der die Auflast der Krusten keine Flexur der Moho mehr bewirkt.

das Vening-Meinesz-Modell zur Bestimmung der Rigidität benutzt. Nach BANKS et al. (1977) kann im Vening-Meinesz-Modell die Regionalität des isostatischen Ausgleichs über die Rigidität der Platte gesteuert werden. Sie wird im Wellenzahlenbereich mit Hilfe der folgenden Formeln für die Tiefenlage der Krusten-Mantel-Grenze bestimmt. Die Tiefe  $t_i(x, k)$  der Grenzschicht berechnet sich aus

$$t_i(x, k) = -T_0 - t'_i(x, y) \quad (36)$$

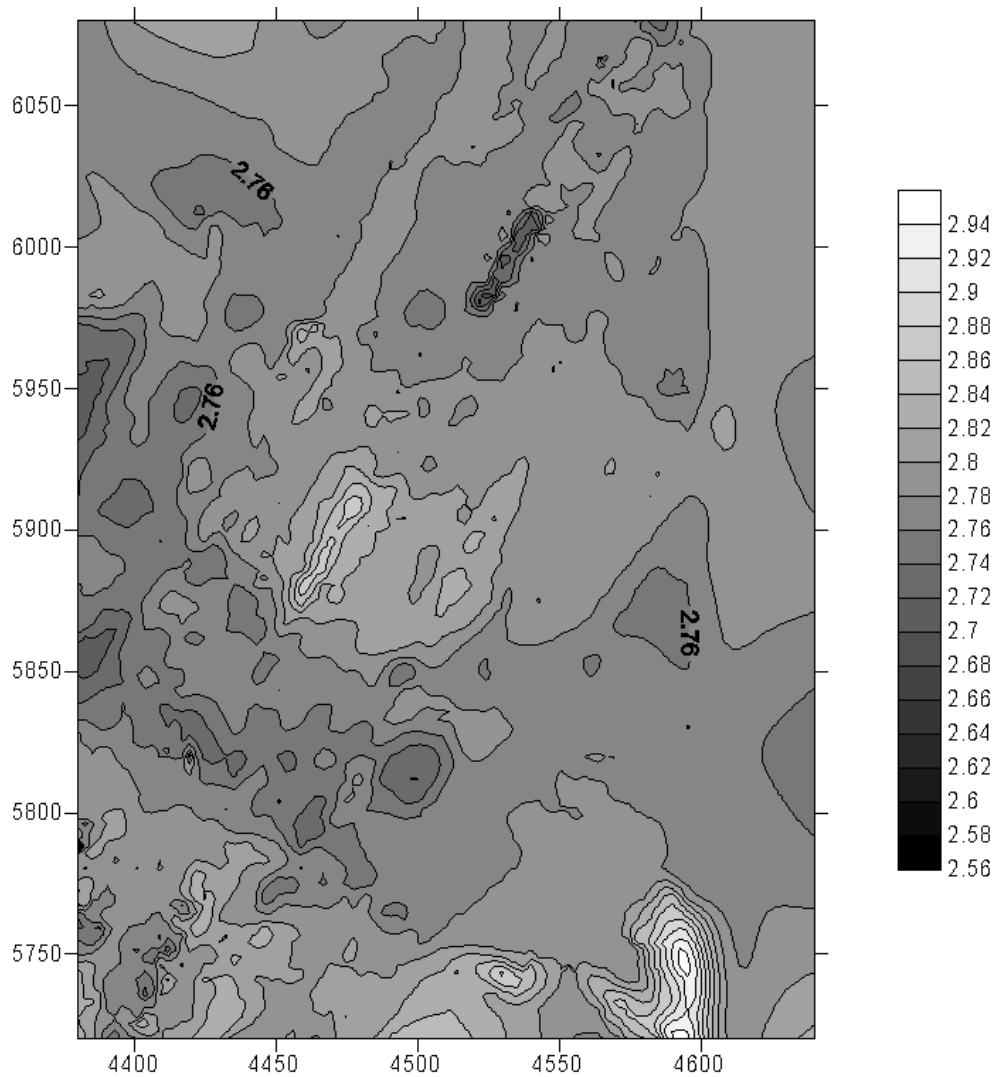
mit  $T_0$  der normalen Krustenmächtigkeit für eine Höhe  $h(x, y)$  der Topografie gleich Null.  $t'_i(x, y)$  berechnet sich aus

$$t'_i(x, y) = \frac{\rho_K}{\rho_M - \rho_K} \cdot h(x, y) \quad (37)$$

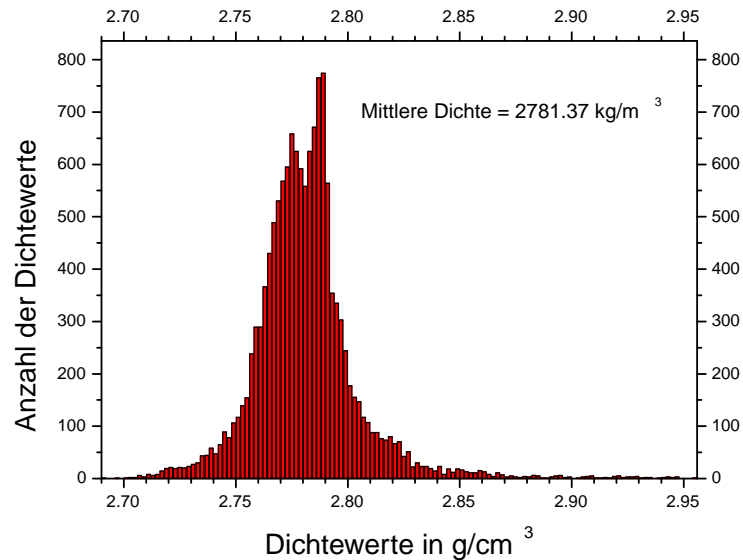
mit  $\rho_K$  und  $\rho_M$  den Dichten der Kruste und des Mantels. Aus der Fouriertransformation von  $t'_i(x, y)$  folgt die Formel  $T'_i(k_x, k_y)$ , in die die Rigidität  $D$  eingeht.

$$T'_i(k_x, k_y) = \frac{\rho_K}{\rho_M - \rho_K} \cdot \left(1 + \frac{16\pi^4 \cdot |(k_x, k_y)|^4 \cdot D}{(\rho_M - \rho_K) \cdot g}\right)^{-1} \cdot H(k_x, k_y) \quad (38)$$

mit der Fouriertransformation  $H(k_x, k_y)$ , der Topografie  $h(x, y)$  und der Schwere  $g$ . Die Rigidität  $D$  kann, mit der obigen Formel, durch Iteration berechnet werden. Das Diagramm in Abbildung 54 zeigt den Ablauf zur Bestimmung der gesuchten Rigidität  $D$ . Zur Durchführung der Berechnung wird die normale Krustenmächtigkeit  $T_0$  mit einer Tiefe von 31 km und die Manteldichte  $\rho_M$  nach BAYER et al. (1999) mit  $3300 \text{ kg/m}^3$  vorausgesetzt. Die durchschnittliche Krustendichte  $\rho_K$  wird folgendermaßen aus der inhomogenen Kruste des Schweremodells berechnet. An der Position jedes Schweremesspunktes wird aus der dort vorhandenen Krustenmächtigkeit und Load ein Dichtewert berechnet. Man erhält also ein Dichtewertgitter entsprechend des Schweremessgitters, dessen Werte sich aus der vertikalen Krustentiefe und der Krustenload berechnet. Abbildung 55 ist ein Beispiel für die berechnete Dichteverteilung für das Schweremodell mit Intrusion. Das aus der Dichteverteilung abgeleitete Histogramm in Abbildung 56 zeigt die Häufigkeiten der Werte und die daraus berechnete durchschnittliche Krustendichte  $\rho_K = 2781,37 \text{ kg/m}^3$ . Da die Schweremodelle keine Topografie besitzen, die Höhen sind mit NN angenommen worden, wird für den Höhenterm in Gleichung 38 eine Pseudohöhe an jedem Punkt des Dichtewertgitters aus der durchschnittliche Krustendichte  $\rho_K$  und der Krustenload berechnet. Die daraus entstehende Pseudotopografie ist für das Schweremodell mit Intrusion in Abbildung 57 zu sehen. Diese Pseudotopografie entspricht in der Gleichung 38 dem Term  $h(x, y)$ . Im Ablaufdiagramm folgt als nächster Punkt die Annahme einer geringen Rigidität  $D$ . Wenn  $D$  zuallererst mit  $D = 0 \text{ Nm}$  angenommen werden würde, liegt prinzipiell das isostatische Modell von Airy vor. Die Topografie würde sich in den Mohoundulationen gespiegelt wiederfinden. Wie dies bei dem Vergleich der Pseudotopografie, Abbildung 57, mit dem Ergebnis der Berechnung der Mohoundulation mit einer geringen Rigidität  $D = 1\text{E}20 \text{ Nm}$  in Abbildung 58 sichtbar ist. Die topografischen Höhen decken sich mit den Tiefenminima der berechneten Moho, sowie die Mohomaxima mit den topografischen Tiefen. Die Berechnungen der Moholage nach dem Modell von Vening-Meinesz wurden mit Hilfe des Programmes Interp von LAHMEYER (1989) durchgeführt. Subtrahiert man die normale Krustenmächtigkeit  $T_0$  von den Mohotiefe, so liegt der größte Absolutwert der Undulation bei ca. 4,5 km. Zur Ermittlung der gesuchten Rigidität werden die Berechnungen der Mohoundulationen mit immer größeren Werten für  $D$  durchgeführt, bis die Undulation einen minimalen Wert erreicht. In Abbildung 59 sind die Absolutwerte der Mohoundulation über die Rigiditätswerte  $D$  oder auch Biegesteifigkeit in  $\log(\text{Nm})$  für das Schweremodell mit Intrusion aufgetragen. Mit zunehmender Biegesteifigkeit werden die Mohoundulationen kleiner, bis sie ab der Rigidität  $\log(D) = 24,505$ , umgerechnet ist  $D = 3,2\text{E}24 \text{ Nm}$ , gegen Null gehen. Ab diesem Wert bewirkt die Load der Kruste keine Flexur der Moho mehr. Abbildung 60 zeigt die Tiefenverteilung der Moho mit der Rigidität  $D$  von  $3,2\text{E}24 \text{ Nm}$ . In Relation von 31 km ist die noch vorhandene Mohoundulation von 8 bis 27 m vernachlässigbar. Die berechnete Mohotiefe ist also ungefähr gleich der durch Seismik bestimmten durchschnittlichen Tiefe von ca. 31 km unter dem Nordostdeutschen Beckens. Für das Schweremodell mit High Density Body (HDB) sind die gleichen Berechnungen durchgeführt worden und dessen Ergebnisse in Abbildung 61 aufgetragen. Auch für dieses Modell ergibt sich eine Rigidität von  $D = 3,2\text{E}24 \text{ Nm}$ . Die Ergebnisse für die Rigidität der beiden Schweremodelle sind gleich, ob nun mit oder ohne Akkretionskeil oder LDB gerechnet wurde. Und dies, obgleich für das Modell mit HDB eine andere mittlere Dichte von  $\rho_K = 2796,59 \text{ kg/m}^3$  gefunden wurde, im Vergleich zu  $\rho_K = 2781,37 \text{ kg/m}^3$ . Aus



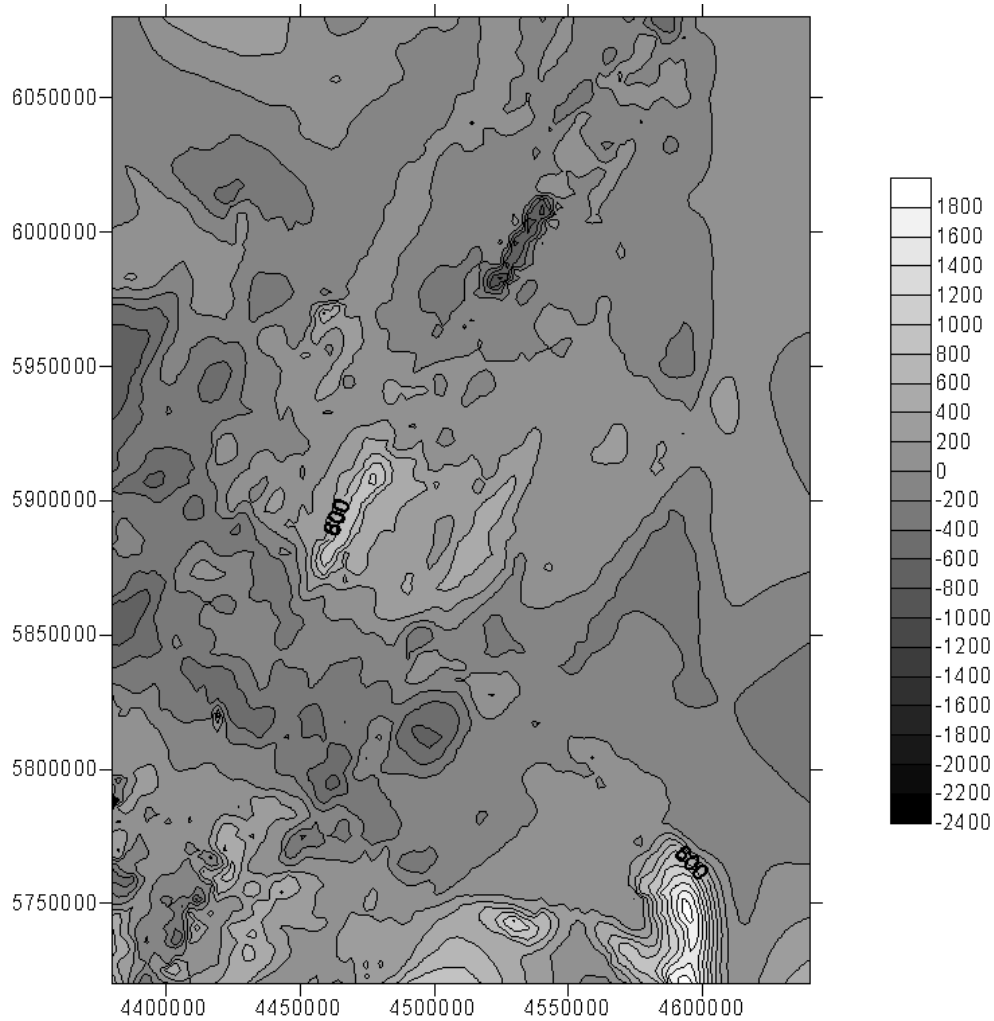
**Abbildung 55:** Berechnete Dichteverteilung der Kruste für das Zweischichtmodell zur Bestimmung der Rigidität des Schwermodells mit Intrusion. Die einzelnen Dichtewerte, in  $g/cm^3$ , wurden aus der Load und der Dicke der Kruste des Schwermodells berechnet.



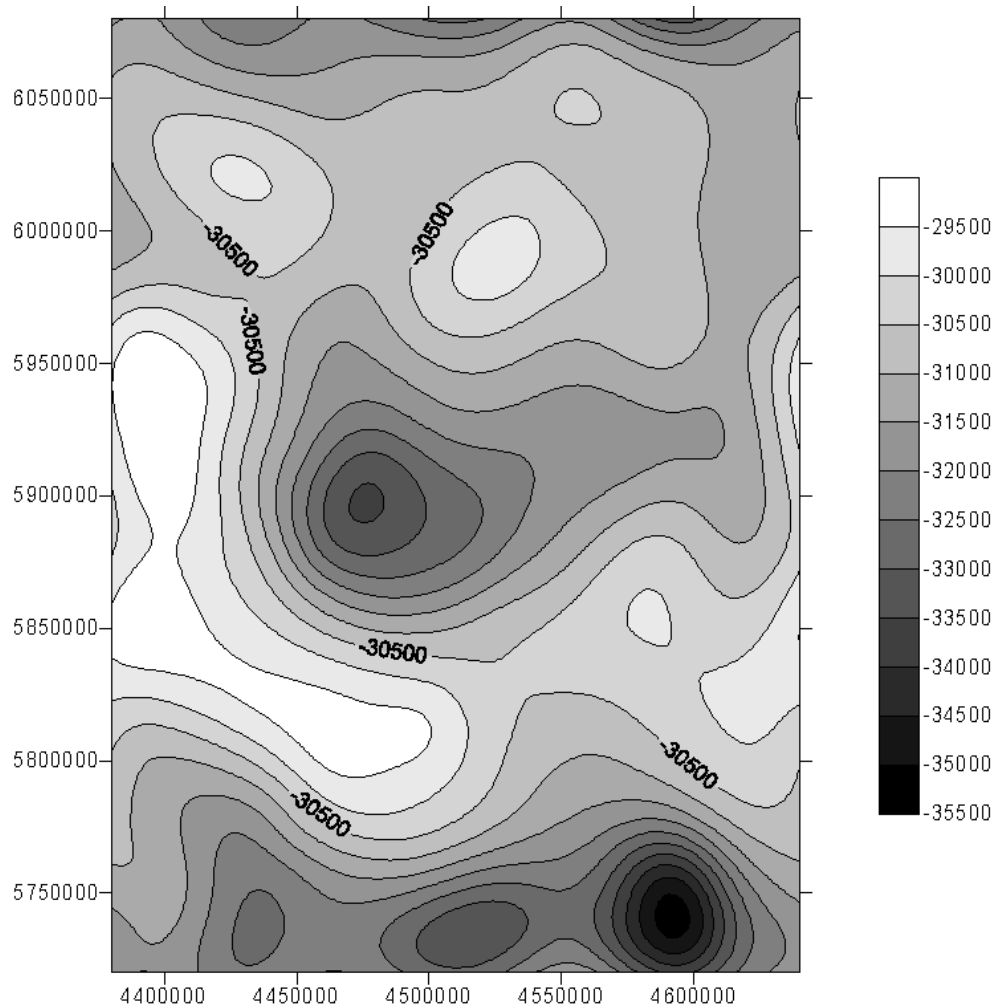
**Abbildung 56:** Histogramm der Dichteverteilung des Zweischichtmodells für das Schweremodell mit Intrusion, mit der mittleren Dichte von  $\rho = 2781,37 \text{ kg/m}^3$ , siehe Abbildung 55.

einer kleineren Dichte resultiert im allgemeinen eine kleinere Undulation der Moho, weil für größere Dichten die berechnete Pseudotopografie niedriger und daher die Mohoundulationen, bei gleicher Rigidität, kleiner werden. Zum Beispiel ergibt sich für die beiden oben genannten Dichten bei der Rigidität  $D = 1\text{E}20 \text{ Nm}$  eine maximale Mohoundulation von ca. 4,1 km zu ca. 6,3 km. Dieses Beispiel zeigt auf, dass das Airy-Modell nicht das isostatische Verhalten des Untersuchungsgebietes beschreibt. Bei Airy ist die Rigidität  $D$  sehr klein oder gleich Null, die Mohoundulation wäre hier also wesentlich größer als 4 km. Dies widerspricht aber den seismischen Ergebnissen von einer durchschnittlichen Tiefe der Moho in ca. 31 km unter dem Becken.

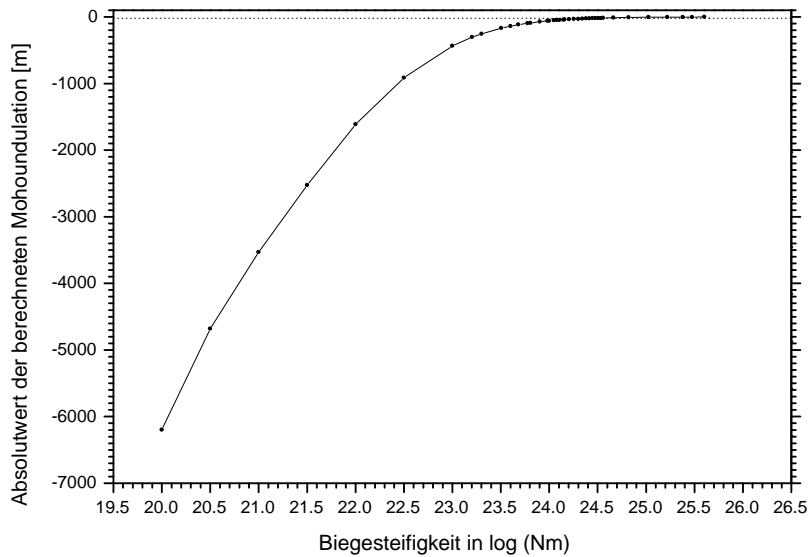




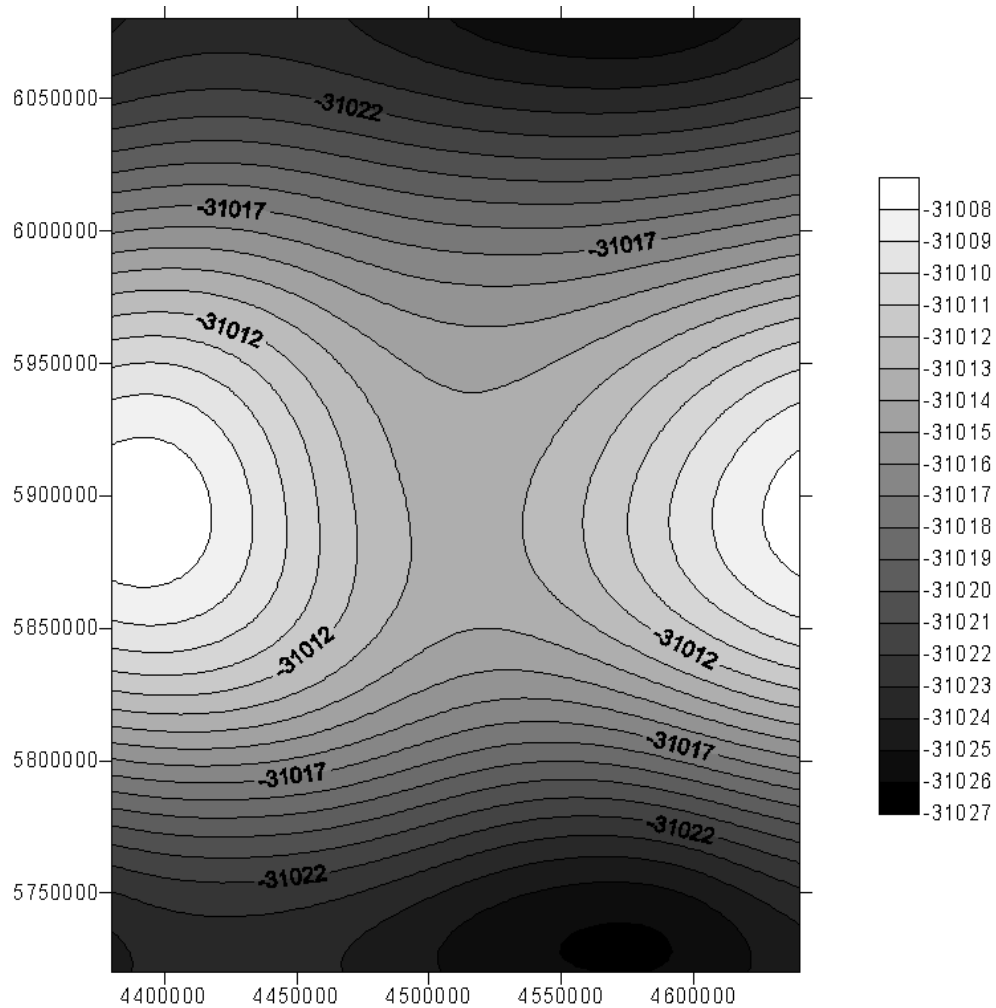
**Abbildung 57:** Pseudotopografie des Zweischichtmodells für das Schweremodell mit Intrusion, berechnet aus der Krustenload und der mittleren Krustendichte von  $2781,37 \text{ kg/m}^3$ , siehe Abbildung 56.



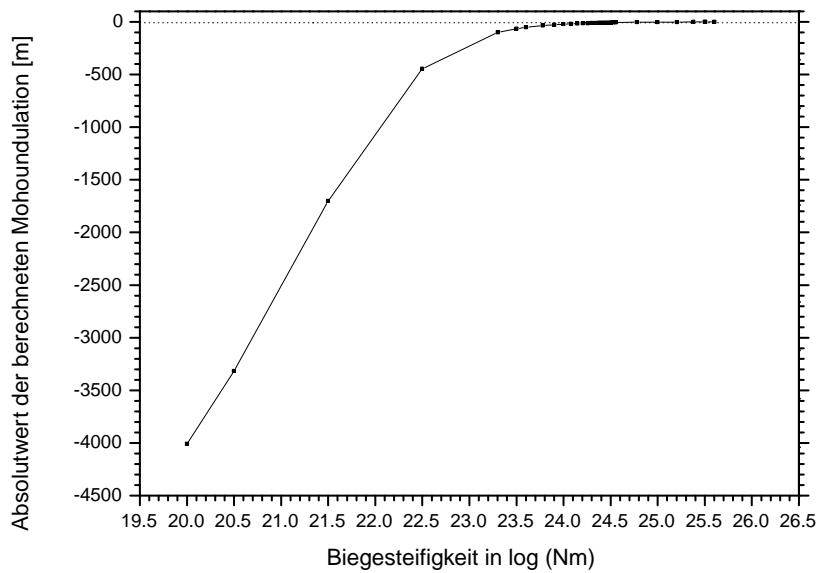
**Abbildung 58:** Aus der Pseudotopografie, Abbildung 57, berechnete Mohotiefe in Metern, für das Schweremodell mit Intrusion, einer Rigidität von  $1E20$  Nm und der mittleren Krustendichte von  $\rho_K = 2781,37 \text{ kg/m}^3$ , nach LAHMEYER (1989). In diesem Rigiditätsbereich wird die Moho von der Auflast der Kruste deformiert. Maximum und Minimum liegen bei 35,5 und 29,5 km.



**Abbildung 59:** Rigiditätsberechnung für das Schweremodell mit Intrusion, mit einer mittleren Dichte  $\rho_K = 2781,37 \text{ kg/m}^3$ . Die berechneten maximalen Mohoundulationen des Zweischichtmodells sind über die Rigiditäten, in  $\log(D)$ , aufgetragen. Die eingezeichnete gestrichelte Gerade kennzeichnet den Rigiditätswert,  $\log(D) = 24,505$  oder umgerechnet  $3,2\text{E}24 \text{ Nm}$ , ab dem die Krustenload keine Flexur mehr verursacht.



**Abbildung 60:** Aus der Pseudotopografie berechnete Mohotiefe in Metern, für das Schweremodell mit Intrusion, mit einer Rigidität von  $3.20007E24$  Nm und einer mittleren Krustendichte von  $\rho_K = 2781,37 \text{ kg/m}^3$ , nach LAHMEYER (1989). In diesem Rigiditätsbereich wird die Moho von der Auflast der Kruste nicht mehr deformiert. Die Mohoundulation geht gegen Null und die berechnete Mohotiefe ist gleich der durch Seismik bestimmten durchschnittlichen Mohotiefe von ca. 31 Km.



**Abbildung 61:** Rigiditätsberechnung für das Schweremodell mit High Density Body (HDB), mit einer mittleren Dichte  $\rho_K = 2796,59 \text{ kg/m}^3$ . Die berechneten maximalen Mohoundulationen des Zweischnittmodells sind über die Rigiditäten, in  $\log(D)$ , aufgetragen. Die eingezeichnete gestrichelte Gerade kennzeichnet den Rigiditätswert,  $\log(D) = 24,505$  oder umgerechnet  $3,2\text{E}24 \text{ Nm}$ , ab dem die Krustenload keine Flexur mehr verursacht.

### 6.3 Ergebnisse

Das isostatische Verhalten des Untersuchungsgebietes wird wahrscheinlich am besten durch das Vening-Meinez Modell beschrieben, obgleich die kontinuierliche Mohotiefe von ca. 31 km auf ein Pratt-Modell hinweist. Aber die ungleiche Loadverteilung an der Kruste-Mantel Grenzfläche zeigt deutlich, dass hier kein isostatisches Gleichgewicht herrscht. Aus der Loadverteilung und der Mohotiefe kann man auf ein Vening-Meinez-Modell mit hoher Rigidität schließen. Aus der statischen Rigiditätsberechnung für ein Vening-Meinez-Modell ergibt sich für den Bereich des Nordostdeutschen Beckens eine Rigidität  $D$  von mindestens  $D = 3.2E24$  Nm oder  $\log(D) = 24.505$ . Dieser Wert ist vergleichbar mit dem von MOLNAR & TAPPONIER (1982) in Nordindien berechneten Wert von  $\log(D) = 24.6$ . Zum Vergleich und Einordnung des ermittelten Wertes sind in Tabelle 6, aus PALMER (1991), Rigiditätswerte aus verschiedenen Untersuchungen aufgetragen. Der hier berechnete Wert von  $\log(D) = 24.505$  liegt zwischen den Rigiditätswerten von Australien und Nordindien, wobei MCNUTT & PARKER (1978) für Australien einen anderen Wert von  $\log(D) = 20.7$  bestimmten. Alle Lokalitäten mit einem größeren Rigiditätswert als  $\log(D) = 24.505$  zeichnen sich durch eine ausgeprägte Topografie aus. Aber auch für das Anadarko- und Michigan-Becken sind Werte von  $\log(D) = 23.9$  von STECKLER & BREWER (1983) und  $23.7$  von KARNER & WATTS (1983) errechnet worden. Das bedeutet das auch bei aufliegenden Beckenstrukturen relativ hohe Rigiditätswerte auftreten können, wie bei dieser statischen Berechnung für das Untersuchungsgebiet. Einen anderen Ansatz für eine erste Approximation der Rigidität verfolgten MAROTTA et al. (2000), die für das Untersuchungsgebiet eine Rigidität  $D = 3.428E21$  Nm oder  $\log(D) = 21.535$  berechneten. Ausgehend von dem Ansatz eines einfachen Flexurmodells für die Ozeanische Lithosphäre, Flexur einer dünnen elastischen Platte wie z. B. im TURCOTTE & SCHUBERT (1982) beschrieben, wird die folgende Formel abgeleitet:

$$X_b - X_0 = \frac{\pi}{4} \left( \frac{D}{(\rho_m - \rho_s) \cdot g} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (39)$$

Die Rigidität  $D$  kann mit der Formel 39 und den Parametern aus MAROTTA et al. (2000), der Gravitationsbeschleunigung  $g = 10 \text{ m/s}^2$ , der Manteldichte  $\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$ , der Sedimentdichte  $\rho_s = 2200 \text{ kg/m}^3$  und der Wölbungswellenlänge  $X_b - X_0 = 33 \text{ km}$  der Kruste-Mantel Grenze, berechnet werden. Die Ursache für die unterschiedlichen Ergebnisse in der Berechnung der Rigidität, liegt wahrscheinlich in der nicht Berücksichtigung der Subsurface Load in Pritzwalk durch den von MAROTTA et al. (2000) verwendeten Ansatz. Die berechnete Rigidität von  $\log(D) = 21.535$  würde mit dem Modellansatz dieser Arbeit eine deutliche Flexur der Moho im Bereich der Pritzwalkanomlie ergeben. Rheologischen Untersuchungen von MAROTTA et al. (2000) weisen dagegen auf eine große Rigidität für das Untersuchungsgebiet hin, die auch durch die Stessberechnung von MAROTTA et al. (2001) bekräftigt wird.

Ort	Biegesteifigkeit D [Nm] in Log (D)	Quelle
Kalifornien-Schelf	20.0	MCNUTT (1979)
Nord-Kalifornien	20.0	MCNUTT (1983)
Australien	20.7	MCNUTT & PARKER (1978)
Korallenmeer	21.0	KARNER & WATTS (1982)
Nordamerika	21.7	BANKS et al. (1977)
Atlantik	21.9	MCKENZIE & BOWIN (1976)
Süd-Kalifornien	22.0	SHEFFELS & MCNUTT (1986)
Pamir	22.5	MCNUTT et al. (1988)
Ostküste N.-Amerika	22.5	KARNER & WATTS (1982)
Bonneville See	22.7	WALCOTT (1970a)
Appenin	22.8	ROYDEN (1988)
Boothia Uplift	22.8	WALCOTT (1970a)
Anden	22.9	LAHMEYER (1989)
Alpen-West	23.1	KARNER & WATTS (1983)
Hawaii-Inselkette	23.1	WATTS (1978)
Golf v. Mexiko	23.3	NUNN et al. (1984)
Hawaii-Archipel	23.3	WALCOTT (1970b)
Inselbögen	23.3	ISACKS et al. (1968)
Ost-Afrika	23.3	FORSYTH (1985)
Interior Plains	23.6	WALCOTT (1970a)
Michigan-Becken	23.7	KARNER & WATTS (1983)
Anden-Chaco	23.8	LYON-CAEN et al. (1985)
Anadarko-Becken	23.9	STECKLER & BREWER (1983)
Alpen-Ost	24.0	KARNER & WATTS (1983)
Australien	24.3	ZUBER et al. (1989)
Nordindien	24.6	MOLNAR & TAPONIER (1982)
Himalaya	24.9	KARNER & WATTS (1983)
Appalachen	24.9	KARNER & WATTS (1983)

**Tabelle 6:** Rigiditätswerte D [Nm] der Plattenbelastung in log(D) von verschiedenen Lokalitäten, aus PALMER (1991). Zum Vergleich mit der in dieser Arbeit berechneten Rigidität von log(D) = 24,505 für das Untersuchungsgebiet des Nordostdeutschen Beckens.