
7 Zusammenfassung und Diskussion

In dieser Arbeit wurden zwei Schweremodelle für das Gebiet des Nordostdeutschen Beckens mit Hilfe von vielfältigen geologischen und geophysikalischen Randbedingungen, Potentialfeldern und den Ergebnissen der Analysen der Potentialfelder erstellt. In beiden Modellen ist die dreidimensional berechnete Modellschwere sehr gut an die Bouguerschwere angepasst. Der Korrelationskoeffizient zwischen gemessenen und berechneten Gesamtfeld liegt für das Schweremodell mit High Density Body bei ca. 0.84 und für das Modell mit Intrusion bei ca. 0.94. Der wesentliche Unterschied zwischen den Modellen besteht in der Modellierung des Pritzwalker Schwerehochs.

Schweremodell mit High Density Body: Im ersten Modell wird angenommen, dass das Schwerehoch hauptsächlich durch einen dichten Körper (HDB) mit $\rho = 2970 \text{ kg/m}^3$, der ein Relikt einer Intrusion sein kann, unterhalb des Sedimentbeckens verursacht wird. Im zweiten Modell wird die Anomalie durch eine Intrusion, die in zwei Dichtestufen mit $\rho = 2930 \text{ kg/m}^3$ und $\rho = 3050 \text{ kg/m}^3$ differenziert wird, erzeugt. Die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen, DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) und BEILECKE et al. (1998) weisen nicht auf den HDB hin. Da aber die DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) in der Lokalität des möglichen HDB nur schwache Reflektoren konstatiert, an die der Körper angepasst wurde, spricht die Seismik aber auch nicht gegen ihn. Die Powerspektralanalyse der Schwereanomalie von Pritzwalk ergibt eine Schwerequelle in ca. 8 km Tiefe und auch die Eulerdekonvolution dieser Anomalie ergibt Quellen in dieser Tiefenlage. Ausgehend von einer kontinuierlichen Moho und einer Krustenaufwölbung unterhalb des Sedimentbeckenzentrums von ca. 25 auf ca. 20 km Tiefe, wird daher der HDB durch die indirekte dreidimensionale Schweremodellierung postuliert, siehe BAYER et al. (1999). Eine Lösung der Powerspektralanalyse der Magnetikanomalie von Pritzwalk weist auf magnetische Quellen in ca. 7,5 und 15 km hin, die die obere und untere Grenzfläche des HDB im Modell beschreibt. Die zugeordneten Dichtewerte und die von BEILECKE et al. (1998) durch Weitwinkelseismik ermittelten Wellengeschwindigkeiten im Gestein ordnen sich sehr gut in die Dichte- Wellengeschwindigkeits-Relationen von z. B. GEBRANDE (1982) und CONRAD et al. (1994) ein und können daher als relativ realistisch angesehen werden.

Schweremodell mit Intrusion: Als Gegenentwurf zu dem HDB Modell wurde ein, an alle oben genannten Randbedingungen angepasstes, Schweremodell erstellt, in dem eine Intrusion die Quelle der Schwereanomalie von Pritzwalk bildet. Angeregt durch die Interpretation von HOFFMANN et al. (1998) von einer magnetotellurischen Untersuchung des Gebietes. Eine mögliche Erklärung für die lageidentischen Potentialfeldanomalien der Magnetik und Gravimetrie sind nach HOFFMANN & STIEWE (1994) magnetisch wirksame basische bis ultrabasische Gesteine eines Manteldiapirs, der in eine Tiefe von 10 - 20 km intrudiert sein könnte. Die Intrusion wurde im Modell in zwei Dichtestufen differenziert, deren Grenzflächen in ca. 8 und 15 km Tiefe mit dem oben erwähnten Ergebnis der Powerspektralanalyse des Magnetfeldes übereinstimmen. Aus der Spektralanalyse ergab sich auch noch eine andere Lösung, die nur eine Quelle in ca. 14 km Tiefe fand. Dies würde für das erste Modell bedeuten, dass der HDB nicht magnetisch wirksam ist, sondern das darunter liegende Krustengestein. Für das zweite Modell würde dann nur das Gestein der unteren Dichtestufe magnetisch wirksam sein. Auch in diesem Modell ordnen sich die gewählten Dichtewerte in den Rahmen der Dichte- Wellengeschwindigkeits-Relationen ein.

Varianten der Schweremodelle: Für die Modellierung des Hochs in Grimmen sind für beide Modelle zwei Varianten vorgestellt worden. Ein kaledonischer Akkretionskeil, nach z. B. KRAWCZYK et al.

(1999) und MCCANN & KRAWCZYK (2001), der zugleich die Existenz der Transeuropäischen Störungszone (TEF) in Frage stellt und ein Low Density Body (LDB), der im Widerspruch zu dem Akkretionskeil steht, aber nicht zu der Vorstellung einer TEF. Auch hier sind beide Modellvorstellungen an die Randbedingungen angepasst worden, wobei die geringe Dichte des LDB, im Modell mit dem HDB beträgt sie $\rho = 2458 \text{ kg/m}^3$ und im Modell mit der Intrusion ist $\rho = 2546 \text{ kg/m}^3$, gerade noch von der Dichte- Geschwindigkeits-Relationen abgedeckt wird. Nach BAYER et al. (1999) könnte sich hier intermediäre Kruste (IC) befinden. KRAUSS (1994) schlug vor, dass das südliche Gebiet von Rügen, entlang der dort vermuteten Transeuropäischen Störung (TEF), Teil des durch Rift verursachten Vulkanismus im Unterkarbon war und ein Sedimentbecken im Oberkarbon. Oder das Gebiet könnte, nach BERTHELSEN (1992a), die nördliche Grenze eines Beckens im frühen Perm definieren. Der eingeführte Körper LDB könnte daher vielleicht, aufgrund der geringen Dichte, ein Überrest eines der Sedimentbecken sein. Wichtig dabei ist die Beachtung der magnetischen Anomalie in Grimmen, siehe Abbildung 7, die im Vergleich zu der magnetischen Karte von WONIK et al. (1992) wesentlich größere Gradienten und Absolutwerte besitzt. Hier liegt nördlich von der Strelasund-Anklamstörung (oder, je nach bevorzugter These, die TEF) eine positive magnetische Anomalie von ca. 200 nT, einer südlich davon gelegenen negativen Anomalie von ca. -150 nT gegenüber, die deutlich auf einen Wechsel der magnetischen Eigenschaften der Gesteine hinweist und damit einen Wechsel der Gesteinsart impliziert. Ausgehend von einem Akkretionskeil und einer baltischen Kruste, siehe Abbildung 9, mit mehr oder weniger homogenen magnetischen Eigenschaften, muss entweder die auflagernde Sedimentbedeckung oder die oberen Kruste, oder eine Kombination von beiden, einen starken Anteil am zustande kommen dieser Anomalien haben. Eine Sedimentbedeckung südlich der vermuteten TEF, die in Richtung Süden an Mächtigkeit zunimmt, als Ursache für einen magnetischen Gradienten zu sehen ist dann relativ unwahrscheinlich. Da das Maximum der negativen Anomalie direkt neben dem Maximum der Positiven liegt, müßte sich die größte Sedimentmächtigkeit auf der Seite der negativen Anomalie liegen. Die Bedeckung muss sich dann, wegen der Abnahme der negativen Anomalie, in Richtung des Beckens verringern. Der Ursprung der Anomalie, im Rahmen der Modellvorstellung, kann also nur in der oberen Kruste oder der Kombination Sedimentbedeckung und obere Kruste liegen. Da sich aber beide Strukturen nördlich und südlich von der Störung erstrecken, ist dies schwer mit dem Modell des Akkretionskeil von MCCANN & KRAWCZYK (2001), in der vorgestellten Form, zu erklären. Entweder kann ein geändertes Strukturmodell, für die Magnetikmodellierung, die Anomalien besser erklären oder es liegen zwei verschiedene Gesteinsblöcke vor, was für den Ansatz der lateralen Verschiebung und einer möglichen TEF sprechen würde.

Vergleich der KMgW- und Semlja-Profilen mit den Weitwinkelseismikprofilen: Der Vergleich der KMgW- und Semlja-Profilen, LANGE (1973), mit den Weitwinkelseismikprofilen von BEILECKE et al. (1998) ergab im allgemeinen eine gute Übereinstimmung der Geschwindigkeitsgrenzflächen. Mit Ausnahme des F3 Profils, ein Reflexionshorizont mit einer Wellengeschwindigkeit von 6.5 km/s. Das F3 Profil schneidet in den Modellen den HDB und die Intrusion. Dabei setzt sie sich trotz des großen Dichtekontrastes von 210 - 250 kg/m^3 ohne Änderung der Geschwindigkeit fort. Daraus ergeben sich zwei Folgerungen, entweder liegt eine dritte ganz andere Struktur vor oder die Interpretation litt auch unter den schwachen Reflexionen die die DEKORPBASINRESEACHGROUP (1999) für dieses Gebiet feststellten. Da die Schweremodellierung gerade für diesen Bereich kaum andere Alternativen von den vorgestellten Modellen für die Dichteverteilung zu läßt, ist hier eine kontinuierliche Grenzschicht mit gleicher Geschwindigkeit unwahrscheinlich. Die anderen Profile hingegen können mit den aus der Weitwinkelseismik gewonnenen Geschwindigkeiten und den Modellen korreliert werden.

Rigidität des Nordostdeutsches Beckens: Zur weiteren Überprüfung der Modelle wurden das isostatische Verhalten und die Rigidität des Untersuchungsgebietes betrachtet. Unter Berücksichtigung der kontinuierlichen Mohotiefe in fast konstanter Tiefe von ca. 31 km unterhalb des Beckenzentrums und der Annahme des wahrscheinlichen isostatischen Verhaltens nach Vening-Meinez, wird eine Rigidität von mindestens $D = 3.2E24$ Nm, oder anders ausgedrückt in $\log(D) = 24.505$, für beide Modelle berechnet. Dieser Wert ist vergleichbar mit dem von MOLNAR & TAPPONIER (1982) in Nordindien berechneten Wert von $\log(D) = 24.6$. Für Beckenstrukturen sind im Anadarko- und Michigan-Becken Werte von $\log(D) = 23.9$ von STECKLER & BREWER (1983) und 23.7 von KARNER & WATTS (1983) errechnet worden. Die berechnete Rigidität für das Untersuchungsgebietes das Nordostdeutsche Becken liegt also, obgleich am Rand, siehe Tabelle 6, im Rahmen des Möglichen. Die von MAROTTA et al. (2000) berechnete Rigidität $D = 3,428E21$ Nm oder $\log(D) = 21,535$ weicht stark von der obigen ab, was aber seine Ursache in der nicht Berücksichtigung der Subsurface Load, die für die positive Schwereanomalie in Pritzwalk verantwortlich ist, bei der Berechnung der Rigidität haben könnte. Die rheologischen Untersuchungen von MAROTTA et al. (2000) weisen dagegen auf eine große Rigidität hin, dies unterstützt das Ergebnis der Berechnung in dieser Arbeit und wird auch durch die Stessberechnung von MAROTTA et al. (2001) bekräftigt.

7.1 Ausblick

Deutlich wird in dieser Arbeit, dass die Schweremodellierung alleine keine eindeutige Aussage über die Existenz oder Nichtexistenz der Struktur der Transeuropäische Störungzone (TEF) machen kann, obgleich eine Vielzahl von geologischen und geophysikalischen Informationen vorliegen. Die intensive Diskussion zeigt auf, dass die gesamten Interpretationen der umliegenden Strukturen von der TEF abhängig sind. Eine dreidimensionale Modellierung der Magnetik, mit besonderem Augenmerk auf die Anomalie in Grimmen könnte in Verbindung mit den Ergebnissen dieser Arbeit weitere Aufschlüsse über die genaue Struktur geben. Weiterhin wäre es sinnvoll im Zusatz zu der statischen Rigidität, die dynamische Entwicklung der Krusten-Mantelgrenze zu untersuchen, in Verbindung mit dem Wärmefluß, der Hebungs- oder Senkungsgeschichte des Beckens und den Kompressionskräften. Daraus könnte die vergangene und zukünftige Entwicklung des Beckens abgeleitet werden.