

Kapitel 5

Diskussion

5.1 Oberflächen- und Mantelwärmestrom (q_s und q_m)

Der Mittelwert von q_s beträgt für die untersuchten Lokationen etwa 77 mW/m^2 . Dieser Wert ist deutlich gegenüber dem durchschnittlichen Wert für Kontinente von 65 mW/m^2 (Turcotte & Schubert, 2002) oder dem von Allen & Allen (1990) für kontinentale Platten angegebenen Wert von 60 mW/m^2 erhöht. Eine vergleichbar hohe Wärmestromdichte ist im Mittel auch aus dem Geothermie-Atlas der DDR (ZGI, 1984) für das NEDB ableitbar (s. Abb. 3.11, S. 89). Allerdings ist die in dem Atlas dargestellte Verteilung und Konturierung der Wärmestromdichte nach den Ergebnissen dieser Arbeit nicht nachvollziehbar. Dies betrifft nicht nur die kleinskaligen Anomalien, die in der ZGI-Karte (s. Abb. 3.11) dargestellt worden sind und vermutlich vor allem auf Brechungseffekte an Salzstrukturen zurückzuführen sind (s. Kap. 3.4). Vor allem die Grundlagen für die generelle Zonierung der Wärmestromdichte in Bereiche mit niedrigeren Werten im Norden und Nordwesten und mit höheren Werten im Osten und Süden des NEDB ist unklar und aufgrund mangelnder Dokumentation fragwürdig. Die Bestimmung von q_s an Bohrungen in Bereichen mit einer im Kartenwerk dargestellten niedrigen Wärmestromdichte ergab deutlich höhere Werte. An den Bohrungen *Gv 1/78* und *Binz 1/73*, nahe der Ostseeküste in NW-Mecklenburg bzw. im westlichen Rügen gelegen, wurden q_s -Werten von 77 bzw. 82 mW/m^2 bestimmt, während nach dem ZGI-Atlas jeweils Werte zwischen 40 – 50 mW/m^2 zu erwarten gewesen wären. Andererseits erscheinen die in dem Atlas in weiten Teilen Mecklenburg-Vorpommerns und Brandenburgs ausgehaltenen Regionen mit einer Wärmestromdichte von 80 – 90 mW/m^2 als zu hoch. Die in der vorliegenden Arbeit bestimmten q_s -Werte liegen eher zwischen 70 – 80 mW/m^2 (77 mW/m^2 , *Pnl 1/75*; 71 mW/m^2 , *Chi 1/77*; 75 mW/m^2 , *GrSk 3/90*). Lediglich im Südwesten des NEDB (Altmark) konnte eine höhere Wärmestromdichte nachgewiesen werden (Bohrung *Sw 2/64*). Die Anzahl der im NEDB bestimmten q_s -Werte ist jedoch zu gering, um eine neue Karte der Wärmestromdichteverteilung zu erstellen, zudem rechtfertigen die Unsicherheiten im bestimmten Wärmestrom, die in der Größenordnung von 10 – 15% liegen, keine feine Differenzierung. Vor allem aber auch aufgrund der Ungewissheit über die strukturelle und petrologische Zusammensetzung der Kruste im zentralen Bereich und südlichen Bereich des NEDB kann nicht zwischen den in dieser Arbeit bestimmten Werten

interpoliert werden.

Aus diesem Grund muss auch die q_s -Verteilung entlang des DEKORP-Profiles, wie sie sich aus den Krustenmodellierungen (Kap. 4.2) ergibt, differenziert gesehen werden. Durch die Kollision von Baltika mit Avalonia besteht durchaus die Möglichkeit, dass im zentralen bis südlichen Bereich des Profils krustale Einheiten mit deutlich unterschiedlichen thermischen Eigenschaften aneinander grenzen und den Wert von q_s beeinflussen können. Aufgrund von Brechungseffekten zwischen sedimentärer Beckenfüllung und Kristallin ist nach der 2D Modellierung in den Randbereichen des NEDB mit lokal erhöhtem Wärmefluss zu rechnen, wie sie für einen theoretischen Fall auch von Hansen & Nielsen (2002) beschrieben wurden. Insgesamt erscheint jedoch eine relativ gleichmäßige, auf hohem Niveau ausgebildete Wärmestromdichte in weiten Teilen des NEDB vorzuherrschen. Die bestimmten Wärmestromdichten im an das NEDB angrenzende westliche polnische Becken liegen nach Majorowicz et al. (2003) in einer ähnlichen Größenordnung und betragen zwischen 60-90 mW/m².

Beckenmodellierungen des NEDB, die die geologische Abfolge vom Tertiär bis zu einem karbonisch/devonischen Basement einschließen, sind von Vosteen et al. (2003) und Friberg (2000, 2001) und vordem von Bayer et al. (1997) und Ondrak et al. (1998) durchgeführt worden. Die thermischen 2D Inversionsrechnungen für das DEKORP-Profil von Vosteen et al. (2003) führen in Abhängigkeit von den angenommenen thermischen Eigenschaften auf deutlich unterschiedliche Szenarios: werden Literaturangaben für die Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion der Beckensedimente zu Grunde gelegt, so wird die Wärmestromdichte an der Basis des sedimentären Beckens aufgrund der vergleichswisen niedrigeren Wärmeleitfähigkeiten (s. Kap. 3.2.3) um etwa 10 mW/m² niedriger berechnet als wenn die thermischen Parameter aus direkten Messungen abgeschätzt werden. Die Wärmestromdichte an der Basis des sedimentären Beckens wurde im ersten Fall auf 40-60 mW/m² und im zweiten Fall auf 50-65 mW/m² bestimmt. Vosteen et al. (2003) nutzten dafür erste Abschätzungen von Formationswärmeleitfähigkeiten für triassische, permische und präpermische Gesteine auf der Basis von Wärmeleitfähigkeitsmessungen der vorliegenden Arbeit, die noch nicht die fazies- und lithologieabhängige Verteilung der Wärmeleitfähigkeit detailliert berücksichtigten und von einer bis zu 0,5 W/m/K niedrigeren Wärmeleitfähigkeit für das sedimentäre Rotliegend und die permokarbonischen Vulkanite ausging, als sie letztlich in dieser Arbeit ermittelt wurden. Eine noch höhere Wärmeleitfähigkeit der Beckensedimente führt dabei zu einer noch höheren Wärmestromdichte an der Beckenbasis. Zusammen mit der Wärmeproduktion der Beckensedimente, die nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit im Mittel etwa 4 mW/m² beträgt, widersprechen die Inversionsmodellierungen nicht den an den Bohrungen in dieser Arbeit ermittelten hohen q_s -Werte im NEDB. Da in die Kalibrierung des Modells von Vosteen et al. gestörte Temperaturprofile eingingen, ist die insgesamt niedriger bestimmte Wärmestromdichte wahrscheinlich auch durch die gestörten Temperaturprofile bedingt. Nach Vosteen et al. (2003) ergibt sich jedoch aus der Inversionsmodellierung für die Pritzwalk-Region eine deutlich reduzierte Wärmestromdichte von bis zu 50 mW/m² an der Beckenbasis. Da dies Ergebnis unabhängig von Annahmen zum tieferen geologischen Untergrund ist, spricht es für die aus den gravimetrischen Modellen ab-

geleiteten und in der vorliegenden Arbeit modellierten Verbreitung dichter, mafischer Gesteine der Unterkruste und u.U. auch von Basalten bis nahe an die Beckenbasis. Friberg (2001) führte mit dem Programm PetroMod 2D und 3D Simulationen der Absenkungs- und Temperaturgeschichte im NEDB durch, u.a. auch entlang des DEKORP-Profiles. Als ein Modellergebnis wird die rezente Wärmestromdichteverteilung im NEDB berechnet. Sie führt auf niedrige Werte im Norden (41 bzw. 43 mW/m²; Bohrungen *Loss 1/70* bzw. *Rn 4/64*) und für das übrige Untersuchungsgebiet auf Werte nahe 60 mW/m², wobei die Wärmestromdichte an der Bohrung *Pa 1/68* mit 75 mW/m² bestimmt wurde (vermutlich, da sie auf einer Salzstruktur liegt, s. Kap. 3.4). Dabei liegen dem Modell die petrophysikalischen Standardwerte des Programms für eine bestimmte Lithologie zu Grunde. Daraus ergeben sich z.B. für die Rotliegend Sedimente bei einer Porosität von 3 % Wärmeleitfähigkeiten zwischen 3,0 W/m/K für die Parchim Formation, 2,5 W/m/K für die Mirow Formation und etwa 2,2 W/m/K für die Elbe Formation (bezogen auf 20 °C). Das Programm PetroMod geht unabhängig von der Lithologie jedoch nur von einer minimalen Porosität von 5 % aus, für Sandsteine z.B. werden in Tiefen von 4000–6000 m Porositäten von 9 % bis 16 % berechnet. Diese Werte liegen deutlich über den meisten in der vorliegenden Arbeit bestimmten Porositäten der untersuchten Sandsteine des entsprechenden Tiefenbereichs. Für die Parchim Formation (Havel Subgruppe), die mit der Lithologie Sandstein belegt wurde, ergeben sich bei diesem Porositätsbereich Wärmeleitfähigkeiten (bei 20 °C) von 2,7 bis 2,4 W/m/K. Alle Werte liegen damit deutlich unter denen in dieser Arbeit für die Havel oder Elbe Subgruppe bestimmten Werte von um 3,7 W/m/K bzw. 3,2 W/m/K. Ein weiterer offensichtlicher Nachteil des Modells von Friberg (2001) ist die fehlende Berücksichtigung der Wärmeproduktion der Sedimente und des Basements. Darüberhinaus beeinflusst natürlich auch die dem Modell zu Grunde gelegten Annahmen zum Paläo-Wärmefluss das Modellergebnis. Das Modell von Friberg (2001) und die Berechnungen von Vosteen et al. (2003) im Vergleich zu den Messungen dieser Arbeit zeigen, dass standardisierte bzw. aus der Literatur abgeleitete Annahmen thermischer Eigenschaften vorsichtig zu bewerten sind und teilweise erheblich von den tatsächlichen Werten abweichen sowie zu deutlich abweichenden Modellergebnissen führen können.

Interpretiert man q_s im Kontext der thermischen Lithosphäre, so wird q_s durch den Anteil der Wärmeproduktion der Kruste und den Wärmefluss am oberen Mantel festgelegt. Variationen von q_s werden dabei in erster Näherung als Änderungen der krustalen Wärmeproduktion interpretiert. Wie Abb. 4.7 zeigt, schwankt der Wert von q_m um maximal 10 mW/m²; lediglich für den stark stufenförmigen Verlauf der LAB (LAB_P1) ist eine Schwankungsbreite von 25 mW/m² festzustellen. q_s variiert dagegen um etwa 34 mW/m² (LAB_70, LAB_100 und LAB_P1) bzw. 43 mW/m² (LAB der Modelle A, B). Ähnliche Variationsbreiten wurden für q_s auch von Majorowicz et al. (2003) für thermische Modelle entlang neuer seismischer Profile im polnischen Becken festgestellt. Das Profil LT-7 z.B. verläuft fast senkrecht zur TTZ von der paläozoischen Plattform im Südwesten über die TTZ zur mächtigen präkambrischen Kruste im Nordosten. Majorowicz et al. (2003) gehen dabei in der variszisch deformierten paläozoischen Kruste von einem Anteil der Wärmeproduktion an der Wärmestromdichte von

etwa 37 mW/m^2 und für die präkambrische Kruste von ca. 20 mW/m^2 aus. Dabei wurden q_s -Werte von 80 mW/m^2 im südlichen Bereich und von um 40 mW/m^2 im nördlichen Bereich des Profils gemessen. Sind die von Majorowicz et al. (2003) getroffenen Annahmen der thermischen Parameter für die variszisch deformierte Kruste im polnischen Becken korrekt, so ergibt sich für q_m ein deutlich höherer Wert im Süden als im Norden ($80-37=43 \text{ mW/m}^2$ bzw. $40-20=20 \text{ mW/m}^2$). Majorowicz et al. (2003) gehen also von einer deutlichen Erhöhung des Anteils von q_m an q_s aus. Wird jedoch eine höhere Wärmeproduktion der variszischen deformierten Kruste angenommen (z.B. zwischen $39-52 \text{ mW/m}^2$; s. Abb. 4.5), so ist die Annahme eines stark erhöhten q_m nicht zwingend notwendig.

Balling (1995) hat westlich und nördlich des NEDB thermische Modellierungen der Lithosphäre des baltischen Schildes und der nördlichen Tornquist-Zone bis zum nordwestdeutschen Becken durchgeführt. Dabei scheint Balling von einem geringen Unterschied der durch die Wärmeproduktion generierte Wärmestromdichte der nördlich bzw. südlich der STZ bzw. der KDF gelegenen Kruste auszugehen. Allerdings ist die Mächtigkeit der nördlich der STZ gelegenen Kruste jedoch deutlich (um 15 km) erhöht. Die Wärmeproduktion der Kruste führt dort, im baltischen Schild, auf einen Anteil von ca. 30 mW/m^2 , im nordwestdeutschen Becken von etwa 40 mW/m^2 . q_m liegt im baltischen Abschnitt bei ca. 30 mW/m^2 , während sie zum nordwestdeutschen Becken auf ca. 38 mW/m^2 ansteigt. q_s beträgt also zwischen $60-68 \text{ mW/m}^2$.

Die Ergebnisse der Arbeiten von Majorowicz et al. (2003) und Balling (1995) sowie der vorliegenden Arbeit zeigen, dass die Annahme eines q_m von 25 mW/m^2 , wie sie von Bayer et al. (1997) und Ondrak et al. (1998) vorausgesetzt wurde, weniger wahrscheinlich sind. Ondrak et al. (1999) konnten ein revidiertes thermisches 3D Modell des NEDB mit einem q_m von 35 mW/m^2 am besten mit einigen ausgewählten Temperaturprofilen von Bohrungen fitten. Dabei muss beachtet werden, dass jenem Modell sehr viel geringere Wärmeleitfähigkeiten für die präpermischen, permokarbonischen und Rotliegend Gesteine zugrunde liegen, als sie nach der vorliegenden Arbeit wahrscheinlich sind. Dies würde letztlich einen noch höheren q_m -Wert für eine Anpassung an die Temperaturprofile erforderlich machen.

Aussagen zur Variation von q_m innerhalb des NEDB sind problematisch, da aufgrund der mangelhaften Kenntnis der Wärmeproduktionsverteilung innerhalb der Kruste, der Unsicherheiten in der Bestimmung von q_s und der Schwierigkeiten der Anpassung der LAB-Modelle an die hohen q_s -Werte zu viele unsichere Faktoren vorliegen. Čermák (1982) hat eine Karte der q_m -Verteilung auf der Grundlage der damals bekannten q_s -Werte und über die Abschätzung der Wärmeproduktion in der Kruste durch die Korrelation mit seismischen v_p -Geschwindigkeiten (s. Rybach, 1973) für Europa erstellt. Sie zeigt für den baltischen Schild Werte von $20-25 \text{ mW/m}^2$ und für das NEDB und das polnische Becken Werte von um 30 mW/m^2 . Unter Berücksichtigung, dass die Beziehung zwischen v_p -Geschwindigkeiten und Wärmeproduktionsrate inzwischen auch kritischer gesehen wird (s. z.B. Čermák, 1996) und sich diese Werte aus der Differenz von (unsicher?) bestimmten q_s -Werten minus Wärmeproduktion der Kruste ergeben, können diese Werte nur als orientierende Angaben dienen. So wird bei zu niedrig bestimmten q_s -Werten (wie vermutlich im NW-Teil des NEDB oder generell aufgrund unzureichender Kor-

rektur des paläoklimatischen Effektes bei flachen Bohrungen auf die Wärmestromdichte) auch q_m niedriger berechnet. Čermák & Bodri (1995) haben für die europäische Geotraverse (EGT) ein einfaches 3D Lithosphärenmodell erstellt. In Norddeutschland und Dänemark werden dabei q_m -Werte von 30–40 mW/m² berechnet, wie sie nach Balling (1995) und den Ergebnissen dieser Arbeit auch im NEDB wahrscheinlich sind.

5.2 Temperaturverteilung

Ähnlich wie bei den Modellierungen in dieser Arbeit stellen sich bei dem Modell von Majorowicz et al. (2003) an der Moho im südlichen Profilabschnitt des Profils LT-7 vergleichsweise hohe Temperaturen (600 bis 750 °C) ein. Balling (1995) gibt für die Moho im nordwestdeutschen Becken, welche in etwa 30 km Tiefe liegt, Temperaturen von 600–650 °C an. Entsprechende Temperaturen werden in der vorliegenden Arbeit in etwa durch die Konfiguration LAB_100 erzielt, welche jedoch die hohen q_s -Werte nicht plausibel erklären kann. Die hohen Temperaturen im Übergangsbereich von Kruste und oberem Mantel, wie sie in den Modellierungen berechnet worden sind, scheinen im Widerspruch zu den hohen seismischen Geschwindigkeiten zu stehen, die für den oberen Mantel und teilweise für die Unterkrustengesteine abgeleitet worden sind. Nach Black & Braile (1982) sind bei v_p -Geschwindigkeiten von $> 8,1$ km/s, wie sie für den oberen Mantel im Norden des NEDB angegeben werden, Temperaturen von weniger als 600 °C zu erwarten. Dies ist bei den Modellierungen der vorliegenden Arbeit nur bei dem berechneten Ausgangsmodell und dem Lithosphärenmodell LAB_P1 der Fall. Die hohen modellierten Temperaturen im zentralen und südlichen Bereich des NEDB müssten nach Black & Braile zu deutlich niedrigeren Geschwindigkeiten im oberen Mantel führen. Das weiter westlich vom DEKORP-Profil liegende seismische Profil der EGT zeigt nach dem Geschwindigkeitsmodell von Thybo (1990) und Aichroth et al. (1992) für den Bereich südlich des nordwestdeutschen Beckens im Übergangsbereich zu den Varisziden tatsächlich niedrigere v_p -Geschwindigkeiten von 7,8–8,0 km/s für den oberen Mantel an, denen nach Black & Braile (1982) Temperaturen von über 1000 bis 700 °C zugeordnet werden müssten. Aufgrund der fehlenden Geschwindigkeitskontrolle im zentralen und südlichen Abschnitt des DEKORP-Profiles sind leider keine Aussagen zu den nach Black & Braile abgeleiteten Temperaturen möglich. So ist auch das mögliche Fehlen der Hochgeschwindigkeits-Unterkruste im südlichen Abschnitt des DEKORP-Profiles ungewiss. Sollte die Hochgeschwindigkeits-Unterkruste tatsächlich nicht nachgewiesen werden, so könnte ihr Fehlen zumindest teilweise auch auf einen thermischen Effekt beruhen: höhere Temperaturen reduzieren die v_p -Geschwindigkeiten. Goes & Govers (2000) gehen für einen Anstieg der Temperatur um 100 °C von einem Rückgang der seismischen Geschwindigkeit von etwa 2 % aus. Eine gegenüber dem Norden um 200 °C höhere Temperatur würde demnach zu einer Reduzierung der v_p -Geschwindigkeit von 6,9 auf 6,6 km/s führen. Die höheren Temperaturen würden auch für eine instabilere Kruste sprechen, wie sie für den Bereich des *EFS* im südlichen Rand des NEDB angenommen werden kann, jedoch nicht für das zentrale NEDB (Marotta et al., 2000; Scheck et al., 2002). Durch das Ausgangsmodell und das Modell LAB_100 werden nun

auch tendenziell abnehmende Temperaturen von Süd nach Nord berechnet, allerdings erscheinen die Temperaturen generell zu hoch. Goes & Govers (2000) haben für Europa aus v_p - und v_s -Geschwindigkeiten die Temperaturen im Mantel in 100 km Tiefe abgeschätzt. Demnach sind im NEDB Temperaturen von 1100 °C (v_p) bzw. 1300–1500 °C (v_s) zu erwarten. Von den hier gerechneten Modellen erfüllt LAB_100 diese Bedingungen am ehesten, allerdings lassen sich die beobachteten q_s -Werte der Bohrungen nur schwer mit dieser Lage der thermischen Lithosphäre bringen. Eine konstante Wärmeproduktion von über 3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ würde im südlichen Teil des Beckens für die gesamten obersten 20 km der Kruste benötigt.

5.3 Schlussfolgerungen

Der von paläoklimatischen Effekten und lateralen Brechungseffekten an Salzstrukturen bereinigte Wärmefluss im NEDB ist gegenüber dem weltweiten Durchschnitt für Kontinente (60–65 mW/m^2) erhöht. Stark erhöhte Werte ($>100 \text{ mW}/\text{m}^2$), wie sie im Geothermie Atlas der DDR (ZGI, 1984) dargestellt wurden, stellen hingegen lokale Anomalien aufgrund von Brechungseffekten an Salzstrukturen und keine kleinskaligen Anomalien des tieferen terrestrischen Wärmeflusses dar. In den Temperaturprofilen der Bohrungen, an denen die Wärmestromdichte bestimmt wurde, sind dabei nur in Ausnahmefällen Störungen des Temperaturprofils aufgrund von Fluidbewegungen im Bohrloch festgestellt worden, so dass die Annahme eines konduktiven Wärmetransportes in den untersuchten Intervallen gerechtfertigt ist. Die insgesamt gegenüber dem Weltdurchschnitt erhöhten Wärmestromdichten setzen sich auch in der östlichen Fortsetzung des NEDB, dem westlichen polnischen Becken, fort. Die Ursachen dieser hohen Wärmestromdichte sind nicht eindeutig feststellbar. Lokale Variationen, die sich i.d.R. im Fehlerbereich der bestimmten Wärmestromdichte befinden, können auf unterschiedliche Wärmeproduktionsraten der Sedimente bzw. magmatischen Gesteine des NEDB zurückgeführt werden. Ohne bessere Kenntnis des tieferen Untergrundes vor allem in den zentralen und südlichen Bereichen des NEDB lässt sich nicht abschätzen, zu welchen Teilen die generell hohe Wärmestromdichte im NEDB auf einer hohen Wärmeproduktion der Kruste oder einer hohen Wärmestromdichte des Mantels beruht. Die Vorstellungen von der geologischen und thermischen Struktur im zentralen Beckenbereich könnte durch die Bestimmung von q_s in der Region um Pritzwalk weiter verbessert werden. Neuere Tiefbohrungen mit Entnahme von Kernproben und der Messung von ungestörten Temperaturprofilen sind leider nicht absehbar. Die gravimetrischen Modellierungen für die Pritzwalk-Region zusammen mit den Inversionsmodellierungen von Vosteen et al. (2003) und den Modellierungen dieser Arbeit deuten darauf hin, dass sehr dichte Unterkrusten- bzw. Gesteine mit basaltischer Zusammensetzung in der mittleren und unteren Kruste vorliegen, die (aufgrund einer geringen Wärmeproduktion) zu einer reduzierten Wärmestromdichte in dieser Region führen. Ebenfalls hilfreich wäre ein Geschwindigkeitsmodell für das gesamte DEKORP-Profil. Damit ließen sich weitere Hinweise für die Strukturierung und vor allem für die petrologische Beschaffenheit der Kruste im NEDB ableiten. Diese Kenntnis allein ist jedoch auch kein Garant dafür, dass thermische Feld wirklich entschlüsseln zu können (s. z.B. Majoro-

wicz et al., 2003). Weitere Dichtemodellierungen, die als weitere Randbedingungen stärker die Petrologie und die thermischen Eigenschaften der Gesteine sowie die in der vorliegenden Arbeit ermittelten q_s -Werten berücksichtigten, würden helfen, die möglichen Szenarios im NEDB besser einzugrenzen. Die in der 2D Modellierung festgestellte Übereinstimmung zwischen beobachteten und modellierten q_s bei niedrigem LAB-Verlauf (und hohen Unterkrustentemperaturen) kann allerdings auch darauf hin deuten, dass die Annahme eines stationären Temperaturfeldes nicht gerechtfertigt sein könnte. So könnten die Temperaturen in der Oberkruste noch die thermischen Verhältnisse einer (Paläo-) Hochlage der LAB bzw. einer Zeit höherer q_m -Werte widerspiegeln, während die Temperaturen der Unterkruste bereits den heutigen Temperaturbedingungen, die sich aus einem Rückgang von q_m bzw. einem Absinken der LAB-Grenze ergeben haben, Rechnung tragen. Dies würde die in der Unterkruste festgestellten hohen seismischen Geschwindigkeiten bei zugleich hohen q_s -Werten erklären, wie sie auch für das polnische Becken festgestellt worden sind. Dennoch bleibt die Frage, wann diese zurückliegende Asthenosphären-Hochlage bzw. die Zeit eines hohen q_m -Flusses gewesen sein soll, ob sie im Zusammenhang mit der geologischen Entwicklung interpretiert werden kann und welche Prozesse die Änderungen der LAB bzw. die Veränderungen im Mantelwärmestrom steuern könnten. Sollte, wie Majorowicz et al. (2003) annehmen, die aufgestellten Beziehungen zwischen v_p -Geschwindigkeit und Temperatur nicht zutreffend und damit auch höhere Geschwindigkeiten bei höheren Temperaturen möglich sein, so stehen die hohen Temperaturen mit den rheologischen Ergebnissen im Widerspruch, die eine rigide (=kältere) Kruste im NEDB fordern.