

# Kapitel 4

## Interpretation der Wärmestromdichte im NEDB

In den vorangegangenen Abschnitten ist die Berechnung der Wärmestromdichte an den einzelnen Lokationen detailliert beschrieben worden. Die bestimmten Wärmestromdichtewerte an der Oberfläche ( $q_s$ ) liegen zwischen 70–90 mW/m<sup>2</sup> (Abb. 4.1). In Anlehnung an Deming et al. (1990) wird jedoch für die in den vorangegangenen Abschnitten berechneten Wärmestromdichtewerten eine höhere Unsicherheit erwartet, als sie sich aus dem mathematischen Fehler der Standardabweichungen von Temperaturgradienten und Wärmeleitfähigkeitsbestimmungen ergibt. Diese Unsicherheit, die auf Störungen bzw. Fehler der Temperaturaufzeichnung bzw. der Bestimmung und oder Zuordnung von Wärmeleitfähigkeiten zu Tiefenintervallen beruht, wird für alle Lokationen mit etwa  $\pm 15\%$  angenommen und ist für die einzelnen Lokationen in der Abbildung 4.1 angegeben. Der Mittelwert von  $q_s$  für die im NEDB untersuchten Lokationen beträgt  $77 \pm 3$  mW/m<sup>2</sup>. Höhere  $q_s$ -Werte treten im Westen und Südwesten des NEDB auf, während im übrigen Gebiet die  $q_s$ -Werte nahe dem bestimmten Mittelwert liegen.

### 4.1 $q_s$ und Wärmeproduktion

Für die Interpretation lokaler und regionaler Variationen von  $q_s$  ist die Kenntnis der Variabilität der radiogenen Wärmeproduktion der Gesteine des NEDB von Bedeutung.

Die Wärmeproduktion der postpermischen Sedimente des NEDB steuert je nach Mächtigkeit und Ausbildung der Gesteine zwischen etwa 1 mW/m<sup>2</sup> (Bohrung *RmwL 11A/69*) bis 7 mW/m<sup>2</sup> (Bohrung *Gv 1/78*), im Mittel etwa 4 mW/m<sup>2</sup>, zum Wert von  $q_s$  bei (s. Kap. 3.8). Mächtigkeit und Ausbildung dieser Gesteine ändern sich dabei je nach Lage im NEDB und insbesondere in der Nähe von Salzstrukturen. An der Lokation *RmwL 11A/69* fehlen z.B. aufgrund der fast 3000 m Salzstruktur mächtige postpermische Ablagerungen, während an der Bohrung *Gv 1/78* sehr mächtige Ablagerungen des Keupers (über 700 m) und des Buntsandsteins (fast 1300 m) mit durchschnittlich vergleichsweise hohen Wärmeproduktionsraten (1,8 - 2,4  $\mu$ W/m<sup>3</sup> gegenüber 0,4  $\mu$ W/m<sup>3</sup> im Zechstein) vorliegen. Die Variabilität der Wärmeproduktion der postpermischen Beckenfüllung kann jedoch durch eine variable Wärmeproduktion im Liegenden die-

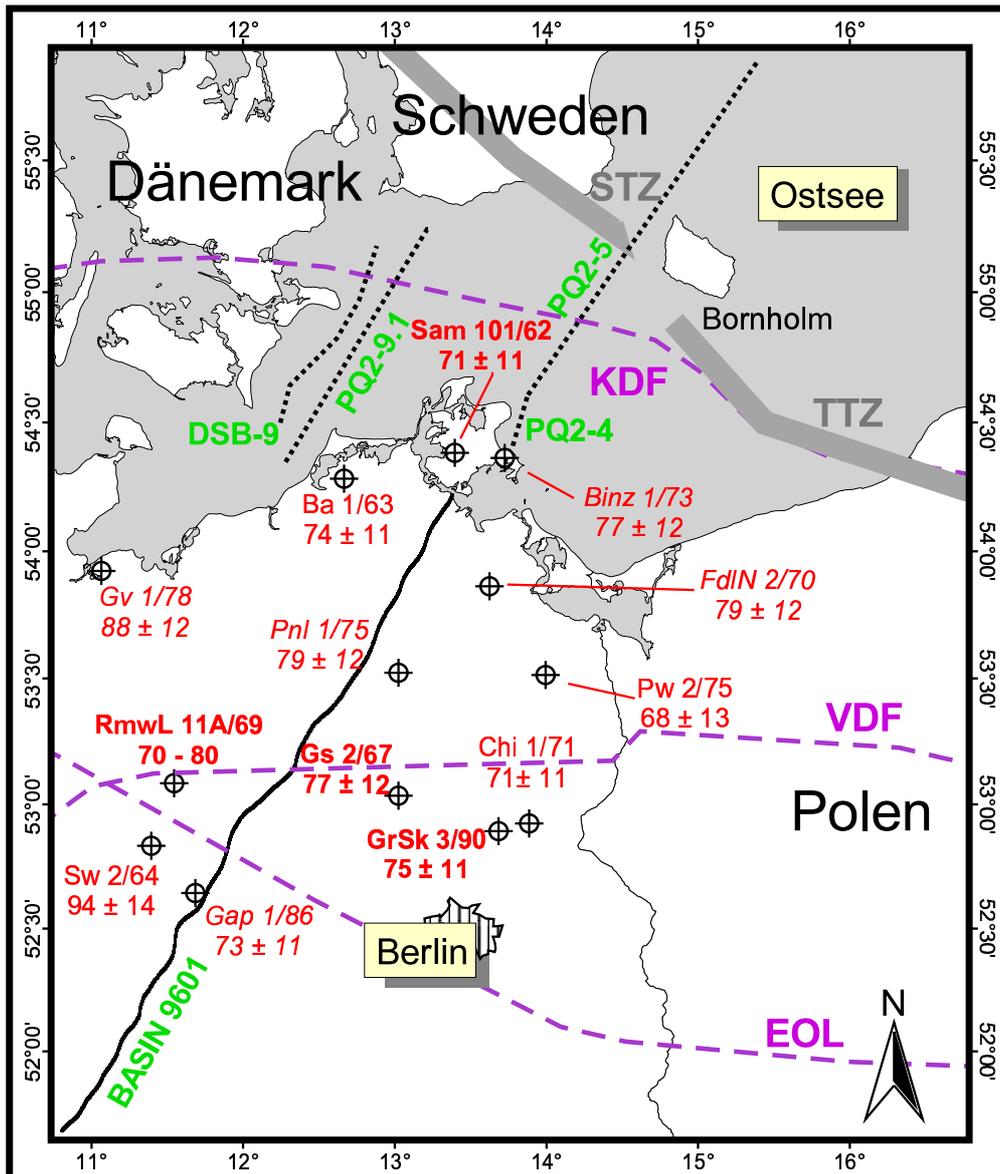


Abbildung 4.1: An den Lokationen bestimmte Oberflächenwärmestromdichte  $q_s$  [ $\text{mW}/\text{m}^2$ ]. Lokationen sind in Abhängigkeit von der Störung des Temperaturprofils durch den Bohrvorgang dargestellt: nicht beeinflusst (Fettdruck), gering gestört (einfache Schriftstärke) und stark gestört (Kursivdruck). Zusätzlich sind die seismischen Profilinien des DEKORP-Experiments (BASIN 9601, PQ2-4, PQ2-5 und PQ2-9.1) sowie des seismischen Industrieprofiles DSB-9 eingetragen. KDF = Kaledonische Deformationsfront, VDF = Variszische Deformationsfront, EOL = Elbe-Oder-Linie, STZ = Sorgenfrei-Tornquist-Zone, TTZ = Tornquist-Teisseyre-Zone.

ser Ablagerungen kompensiert werden (Abb. 4.2). Der gegenüber dem  $q_s$ -Mittelwert von ca.  $77 \text{ mW}/\text{m}^2$  deutlich erhöhte Wert der Bohrung *Sw 2/64* ( $94 \text{ mW}/\text{m}^2$ ) kann zumindest zum Teil auf die Wärmeproduktion von rhyolithischen Vulkaniten zurückgeführt werden. Die Bohrung liegt in der magmatischen Provinz AFS, deren Zusammensetzung durch vergleichsweise hohe Gehalte an U, Th und K sowie durch große Mächtigkeiten gekennzeichnet ist (1,5–3,0 km; s. Kap. 2.3.4).

Bei einer durchschnittlichen Wärmeproduktion von  $3,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  und einer Mächtigkeit des Vulkanitkomplexes von 1,5–3,0 km können die rhyolithischen Vulkanite je nach Mächtigkeit im Vergleich zu (andesitischen oder Sediment-) Gesteinen mit einer Wärmeproduktion von um  $1,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  zwischen 3 und 6  $\text{mW}/\text{m}^2$  zur Wärmestromdichte beitragen. In der Abbildung 4.2 sind für die Bohrung *Sw 2/64* Berechnungsbeispiele für 3,0 und 1,5 km mächtige Vulkanitabfolgen bzw. für das Fehlen von Vulkaniten dargestellt. Die tatsächliche Vulkanitmächtigkeit liegt vermutlich zwischen 1,5 und 3 Kilometern.

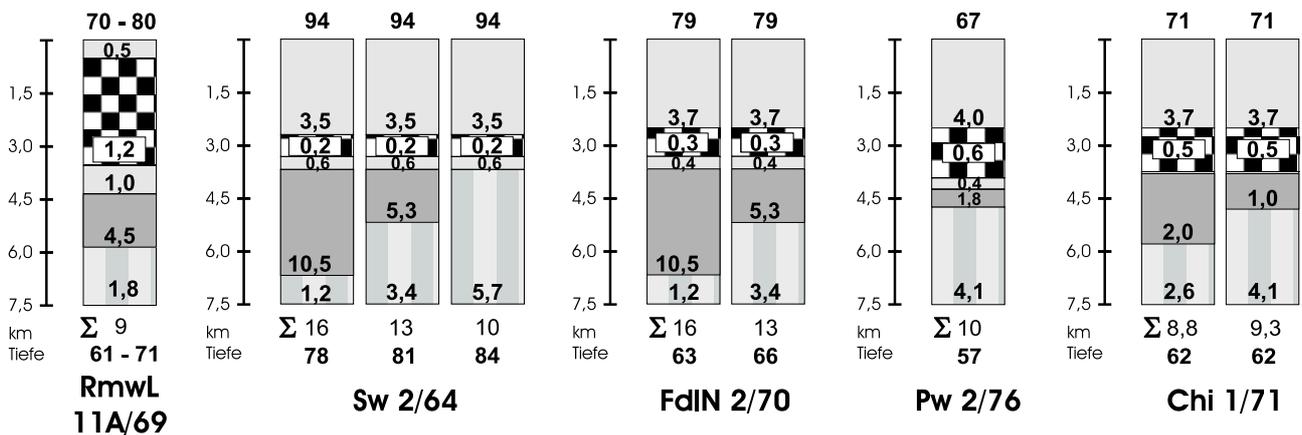


Abbildung 4.2: Wärmestromdichte-Bilanzierung an den Lokationen *RmwL 11A/69*, *Sw 2/64*, *Fdln 2/70*, *Pw 2/76* und *Chi 1/71*. Dargestellt sind die bestimmten Wärmestromdichte und die schematischen Profile der Bohrungen mit (von oben nach unten): Postperm (grau), Zechstein (schwarz-weiß gekachelt), Rotliegend (grau), permokarbonischen Vulkaniten (dunkelgrau) und präpermischen Sedimenten (gestreift) und mit den möglichen Anteilen der Wärmeproduktion an  $q_s$  in  $\text{mW}/\text{m}^2$ . In der Bohrung *Chi 1/71* dominieren andesitische Vulkanite (Wärmeproduktion von  $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ), an den anderen Lokationen wird von einer rhyolithischen Zusammensetzung der Vulkanite (Wärmeproduktion von  $3,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ) ausgegangen. Als Summe ( $\Sigma$ ) ist der durch die Wärmeproduktion der Profilabfolge generierte Anteil an  $q_s$  angegeben und die sich daraus ergebende Wärmestromdichte für eine Bezugstiefe von 7,5 km dargestellt.

Die Bohrung *Fdln 2/70* weist mit  $79 \text{ mW}/\text{m}^2$  ebenfalls einen erhöhten  $q_s$ -Wert auf. Sie liegt im Zentrum der Vulkanitablagerungen in Mecklenburg-Vorpommern mit über 2 km mächtigen, vorwiegend ignimbritischen Ablagerungen (Benek et al., 1995). Hier kann ebenfalls ein Anteil von  $6 \text{ mW}/\text{m}^2$  am  $q_s$ -Wert durch die Vulkanite generiert werden. Die weiter südöstlich gelegene Bohrung *Pw 2/75* ( $67 \text{ mW}/\text{m}^2$ ) liegt bereits am Rande dieser Vulkanitablagerungen mit Mächtigkeiten von etwa 500 m durch die eine Wärmegeneration von nur noch bis zu  $2 \text{ mW}/\text{m}^2$  möglich ist (Abb. 4.2). In der magmatischen Provinz Ost-Brandenburg kann durch die vorwiegend andesitischen Vulkanite, die eine durchschnittliche Wärmeproduktion von  $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^2$  (s. Tab. 3.7) und Mächtigkeiten von bis zu 1,5 km aufweisen, nur etwa  $1,5 \text{ mW}/\text{m}^2$  vom  $q_s$ -Wert generiert werden. An der Bohrung *Chi 1/71* (s. Abb. 4.2) ist nach Benek et al. (1995) mit Andesitmächtigkeiten von 1,0 bis 2,0 km zu rechnen. Da die Wärmeproduktion der präpermischen Sedimente mit um  $1,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  etwas höher liegt als die der Andesite, kann durch die Andesite

die Wärmestromdichte vergleichsweise reduziert werden. Der Kontrast der Wärmeproduktion zwischen andesitischen Vulkaniten und präpermischen Sedimenten ist jedoch gering.

Die Variation der Wärmestromdichte durch eine wechselnde Zusammensetzung und Mächtigkeit der permokarbonischen Vulkanite, des Zechsteins und der postpermischen Sedimente liegt jedoch in der Größenordnung der Unsicherheit der Bestimmung der Wärmestromdichte (vgl. Abb. 4.1). Eine Bilanzierung (s. Abb. 4.2) lässt damit nur für die Bohrung mit deutlich erhöhter Wärmestromdichte (*Sw 2/64*) den Schluss zu, dass Unterschiede im tieferen krustalen Aufbau für diese Erhöhung verantwortlich sein müssen.

## 4.2 2D Krustenmodellierung

Die an den einzelnen Bohrungen ermittelten  $q_s$ -Werte weichen insgesamt nur wenig vom Mittelwert ab. Die Schlussfolgerung, dass Änderungen der krustalen Zusammensetzung innerhalb des NEDB daher auszuschließen seien, ist jedoch dadurch nicht gerechtfertigt. Zum einen wird die tatsächliche Wärmestromdichte innerhalb des angegebenen Fehlerbereichs liegen, so dass Differenzierungen im Wärmestrom bis etwa  $10 \text{ mW/m}^2$  nicht unmöglich sind, zum anderen muss sich eine wechselnde krustale Zusammensetzung nicht thermisch abbilden. Um die Sensitivität des Temperaturfeldes und der Wärmestromdichte auf Veränderungen im Aufbau der tieferen krustalen Einheiten und der thermischen Lithosphäre abschätzen zu können, wurde ein thermisches 2D Modell der Lithosphäre konzipiert und verschiedene Szenarios möglicher Parametervariationen quantitativ bewertet.

Der Aufbau des 2D Krustenmodells erfolgte entlang der seismischen Linie DEKORP-BASIN 9601, welche in Richtung Norden durch die off-shore Linien PQ2-004, PQ2-005, PQ2-9.1 und DSB-9 erweitert wurde (Abb. 4.1). Während der Strukturbau und die thermischen Parameter der Gesteine des Beckens gut bekannt sind, ist vor allem die Zusammensetzung und die thermische Wirkung der tieferen krustalen Einheiten ungewiss (s. Kap. 2.1). Stark variierende Vorstellungen existieren dabei auch für die Tiefenlage und die Ausprägung der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB).

### 4.2.1 Modellaufbau

Grundlage der Modellierung ist die Annahme eines konduktiven stationären Wärmeflusses (Gl. 1.23, S. 25) für das Untersuchungsgebiet. Gl. 1.23 wird numerisch unter den 2D Bedingungen gelöst, wobei die Temperaturverteilung  $T(x, z)$  innerhalb der Lithosphäre (mit  $(x)$  der horizontalen bzw.  $(z)$  der vertikalen Koordinate) durch die Festlegung geeigneter Parameter für die temperaturabhängige Wärmeleitfähigkeit,  $\lambda(x, z)$ , und der teilweise tiefenabhängigen Wärmeproduktion,  $A(x, z)$ , bestimmt wird. Die Lösung der Wärmeleitungsgleichung erfolgte mittels finiter Elemente Berechnung mit dem Programm MATLAB 6.5.

Das 2D Krustenmodell wurde als thermisches Modell der gesamten Lithosphäre berechnet, da die thermischen Randbedingungen an der Moho ungewiss sind: weder Temperatur

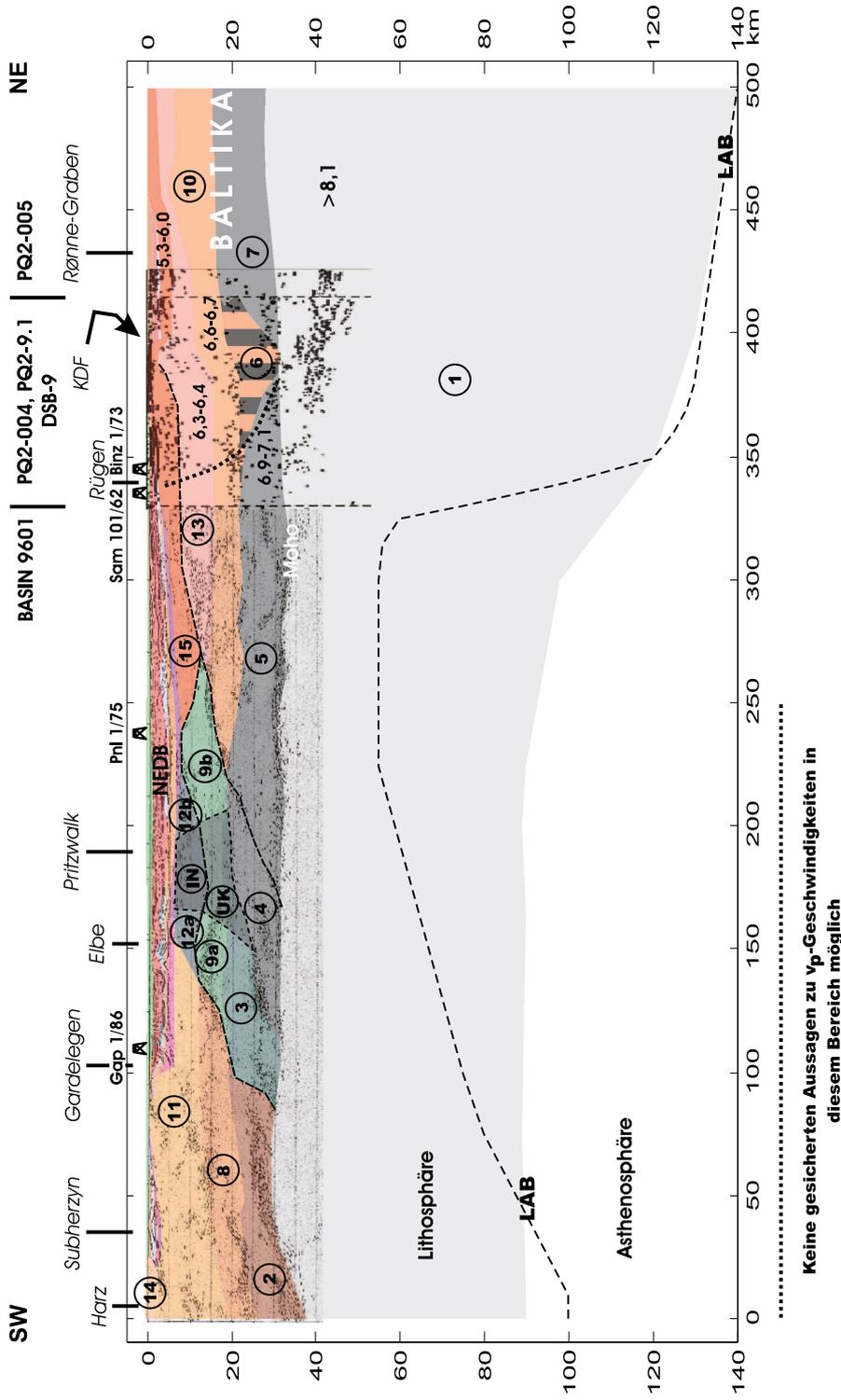


Abbildung 4.3: Modellaufbau und -varianten der thermischen 2D Modellierung mit Angabe der kristalen Einheiten (vgl. Tab. 4.1AB). Zwei Varianten des kristalen Aufbaus sind dargestellt: **Modell A** Überschuppung von ozeanischer (Polygon 4) und kaledonisch deformierter Kruste (Polygone 3, 9a-9b) auf Baltika. Die baltische Unterkruste ist nicht unterbrochen (Polygon 5, 6 und 7). **Modell B** Auf der Höhe von Pritzwalk erfolgte eine Aufdomung und Intrusion mafischer Gesteine (Polygon 4, UK und IN). Die baltische Unterkruste endet auf Höhe der KDF bzw. ist unterbrochen (Polygon 6). Zur Zuordnung der thermischen Eigenschaften siehe Text und Tab. 4.1A, B. Hinterlegt ist die Seismik („Linedrawing“) der Profile BASIN 9601, PQ2-9.1 und PQ2-5 aus Bayer et al. (1999) und Bayer et al. (2002) und die v<sub>p</sub>-Geschwindigkeiten in km/s nach Bleibinhaus et al. (1999) und Bayer et al. (1999) für den nördlichen Profilschnitt. Die Lage der Bohrungen *Gap 1/86*, *Pnl 1/75*, *Sam 101/62* und *Binz 1/73* wurde auf das Profil projiziert. LAB = Lithosphären-Asthenosphären-Grenze. Die gestrichelte Linie kennzeichnet den LAB-Verlauf nach Plomerova et al. (2002).

noch Wärmestromdichte sind an der Moho im NEDB bekannt. Dagegen ist zwar der Verlauf der thermischen LAB nicht eindeutig festgelegt, aber durch eine Temperatur von ca. 1300 °C ist die Grenze thermisch relativ eindeutig charakterisiert. Die LAB wurde daher als untere (Temperatur-) Randbedingung gewählt. Als obere Randbedingung wurde eine mittlere Oberflächentemperatur von 8 °C eingesetzt und an den seitlichen Modellrändern konstante Randbedingungen (Bedingungen 2. Art, kein horizontaler Wärmetransport) angenommen.

### Lithosphärenmächtigkeit

Nach Arlitt (2000) und Gregersen et al. (2002) ist ein stufenförmiger Verlauf der LAB wahrscheinlich. In Nordwestdeutschland liegt demnach die LAB bei einer Tiefe von etwa 70 km, fällt dann weiter nördlich auf der Höhe des Ryngköbing-Fyn-Hochs (s. Kap. 2.1, S. 35) auf 120 km Tiefe und noch weiter nördlich, unter dem fennoskandischen Schild, auf über 200 km Tiefe ab. Die jeweiligen Übergänge sind dabei steil, aber mit ungewisser Lage ausgebildet. Zu ähnlichen Aussagen zum LAB-Verlauf kommen Wilde-Piórko et al. (2002), Cotte et al. (2002) und Plomerova et al. (2002). Letztere Autoren geben ein etwas anderes Bild des Übergangs im Bereich des NEDB: die LAB steigt zunächst in Richtung Norden von 100 km unter dem Harz bis auf etwa 55 km im nördlichen Mecklenburg-Vorpommern an, fällt dann an der TEF schlagartig auf etwa 120 km und unter dem Baltischen Schild auf über 200 km ab. In dem 2D Modell dieser Arbeit wird zunächst von einer Tiefenlage der LAB unter dem NEDB von etwa 90 km bis zur TEF ausgegangen. Nördlich der TEF beginnt die LAB deutlich abzusinken (s. Abb. 4.3). Um den Einfluss einer veränderten Lage der LAB auf das Temperaturfeld abschätzen zu können, wurde zusätzlich zu diesem Ausgangsmodell noch ein konstanter LAB-Verlauf in 70 bzw. 100 km Tiefe (nicht dargestellt in Abb. 4.3) und der LAB-Verlauf nach Plomerova et al. (2002) zu Grunde gelegt (s. Abb. 4.3).

### Struktureller Aufbau der Kruste

Der Aufbau der Kruste im Modell orientiert sich an den Informationen aus seismischen Untersuchungen, die Aussagen zur Mächtigkeit der Sedimente und von krustalen Einheiten sowie zur generellen Verteilung der  $v_p$ -Wellengeschwindigkeit ermöglichen (v.a. Rabbel et al., 1995; Erlström et al., 1997; DEKORP-BASIN Research Group, 1998, 1999; Bleibinhaus et al., 1999; Arlitt et al., 1999; Wilde-Piórko et al., 2002; Krawczyk et al., 2002). Zusätzlich zu diesen Informationen wurden Ergebnisse geophysikalischer Modelle zur Schwerefeldmodellierung (Scheck et al., 1999; Kuder, 2002; Lassen et al., 2002) und mögliche Interpretationen (Scheck et al., 2002; Lassen et al., 2002) berücksichtigt.

Die  $v_p$ -Geschwindigkeiten der Kruste im gesamten südwestlichen Profilabschnitt (von 0 km bis etwa 250 km, Abb. 4.3) sind nicht bekannt. Für diesen Abschnitt konnten nur Reflexionsdaten, aber keine seismischen Geschwindigkeiten erfasst werden. Die Geschwindigkeiten im nordöstlichen Abschnitt (von 250 km bis 500 km) sind nach der Weitwinkelseismik (Bayer et al., 1999) und dem Geschwindigkeitsmodell von Bleibinhaus et al. (1999) angegeben. Auf ihrer Basis lässt sich die Kruste im Nordosten in eine obere Kruste mit  $v_p = 5,3\text{--}6,0$  km/s bzw.

6,3–6,5 km/s, eine mittlere Kruste mit 6,6–6,7 km/s und eine untere Kruste mit 6,9–7,1 km/s einteilen, wie sie für den osteuropäischen Kraton (Baltika) typisch ist (s. Grad et al., 2002 bzw. Bayer et al., 2002). Die Ausdehnung dieser Kruste in Richtung Südwesten ist jedoch nicht sicher. Während Bleibinhaus et al. (1999) in seinem Geschwindigkeitsmodell von einer Unterbrechung der Hochgeschwindigkeits-Unterkruste auf der Höhe der KDF (Polygon 6 bei km 400, Abb. 4.3) ausgeht und eine  $v_p$ -Geschwindigkeit von 6,6–6,7 km/s für diese Zone angibt, halten Lassen et al. (2002) und Bayer et al. (2002) es für denkbar, dass die baltische Unterkruste bis etwa km 160 ununterbrochen vorhanden ist (Polygone 5–7, Abb. 4.3).

Der krustale Aufbau im zentralen und südwestlichen Bereich des Profils orientiert sich an den seismischen Reflexionshorizonten und den Ergebnissen aus den Modellierungen zur Gravimetrie und Magnetik (Scheck et al., 1999; Kuder, 2002; Lassen et al., 2002). Letztere müssen dabei die beobachteten (positiven) Anomalien des Schwerefeldes in der Pritzwalker Region und des Harzes abbilden (s. auch Kap. 2.1, S. 35). In dem thermischen Modell werden zwei Varianten berücksichtigt, die im folgenden näher beschrieben werden (vgl. Abb. 4.3).

**Modell A** ist an die Vorstellungen von Lassen et al. (2002) und Bayer et al. (2002) angelehnt. Eine Zone kaledonisch deformierter Kruste (Polygone 3,4, 9a–9b), die sich evtl. aus ostavalonischer Kruste zusammensetzt, liegt diskordant auf Baltika. Dabei wurde ozeanische Kruste (Polygon 4) auf die nördliche Unterkruste Baltikas (bestehend aus Polygon 5–7) aufgeschoben. Eine Intrusion von mafischen Magmen im Bereich der Pritzwalk-Anomalie (Polygon 12a–12b) wird nicht angenommen. Nach den gravimetrischen Modellierungen von Lassen et al. (2002) handelt es sich bei den Polygonen 3 und 9a–9c um Gesteine mit hoher Dichte (größer  $2,80 \text{ g/cm}^3$ ), die Lassen et al. als Gesteine kaledonisch deformierter Kruste interpretieren. Wenn es sich dabei nicht um mafische Unterkrustengesteine handelt, so kommen innerhalb der entsprechenden Druck- und Temperaturbedingungen Quarzphyllite und (Quarz-) Glimmerschiefer (Christensen & Mooney, 1995) in Frage (s. Tab. 4.1A).

Im **Modell B** werden die Polygone 3, 4, 5 und *UK* als eine aus mehreren Terranen bestehende Unterkruste aufgefasst, die nicht zu Baltika gehört. Dabei wird davon ausgegangen, dass sich die thermischen Eigenschaften der darüber befindlichen Kruste nördlich von Polygon 4 horizontal nicht bedeutend unterscheiden, da die seismischen Geschwindigkeiten (bis zur Unterkruste) keinen lateralen Wechsel anzeigen. Im Bereich der Pritzwalk-Anomalie wird eine mafische Intrusion (Polygon *IN*) angenommen, wie sie nach gravimetrischen Modellierungen von z.B. Kuder (2002) oder auch Lassen et al. (2002) und dem kombinierten geologischen und magnetotellurischen Modell von Hoffmann et al. (1998) denkbar ist. Die Polygone 9a und 9b bzw. 12a und 12b links und rechts der Intrusion stellen nun entsprechende Gesteine der Oberkruste dar. Diese Variante folgt grob den Vorstellungen von Franke et al. (1996), s. S. 39. Die im Vergleich zu Modell A abgewandelten thermischen Eigenschaften der entsprechenden Polygone sind in Tabelle 4.1B dargestellt.

Wie die seismischen Profile *MONA LISA Profil 2* und *EGT* zeigen, fehlt die Hochgeschwindigkeits-Unterkruste unterhalb des Sedimentbeckens in Norddeutschland (s. z.B. Scheck et al., 2002). Jedoch ist für das BASIN 9601-Profil der Aufbau der Kruste südlich von Pritzwalk

aufgrund der fehlenden Geschwindigkeitskontrolle weitestgehend offen. Lassen et al. (2002) interpretieren den tieferen Krustenbereich südlich der Elbe als variszisch deformierte Kruste (Polygone 2, 8, 11, 14), welche nach Scheck et al. (2002) vermutlich deutlich geringere seismischen Geschwindigkeiten als die baltische Unterkruste aufweisen.

### Thermische Eigenschaften

**Wärmeleitfähigkeit** Gemessene Wärmeleitfähigkeiten stehen vor allem für die oberflächennahen Bereiche zur Verfügung. So wurden die thermischen Eigenschaften der postpermischen Sedimente und der permokarbonischen Vulkanite entsprechend Tab. 4.1 den jeweiligen Einheiten im Modell zugewiesen. Die Werte der präpermischen Sedimente basieren auf den Messungen von Balling et al. (1981) und Annahmen nach Literaturangaben von Schön (1996). Für das Zechstein wurden eine Wärmeleitfähigkeit von 4,5 W/m/K angesetzt, die auf den durchgeführten Messungen in dieser Arbeit und den Werten von Balling et al. (1981) und Kopietz et al. (1995) beruht. Die Wärmeleitfähigkeiten der Rotliegend Sedimente und der permokarbonischen Vulkanite wurden nach Maßgabe der in dieser Arbeit durchgeführten Messungen gewählt. Die Gesteine bzw. Gesteinsassoziationen, welche die krustalen Einheiten unterhalb der permischen bis permokarbonischen Gesteine aufbauen, sind nicht direkt zugänglich. Die dominierenden Gesteine und ihre thermischen Eigenschaften wurden in Abhängigkeit von den aus den Schweremodellierungen bestimmten Dichten im Südteil und den Dichten und seismischen Geschwindigkeiten im Nordteil des Modells festgelegt. Dabei wurden die Dichten und die  $v_p$ -Geschwindigkeiten möglicher Gesteinstypen als Funktion der jeweiligen Druck- und Temperaturbedingungen nach Christensen & Mooney (1995) berücksichtigt. Die Zuordnung der Wärmeleitfähigkeiten zu den Gesteinstypen der Kruste und des Mantels erfolgte basierend auf den Werten von Schön (1996) und Seipold (2001). Die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit ist nach dem Ansatz von Somerton (1992) für die postpermischen und permokarbonischen Einheiten berücksichtigt worden, während für den krustalen Unterbau die Korrekturformeln in Abhängigkeit vom Gesteinstyp von Seipold (2001) angewandt wurden (s. Tab. 1.1). Dabei wurde vorausgesetzt, dass sich die durch die Formeln (s. S. 14) gegebene prinzipielle Beziehung zwischen Temperatur und Wärmeleitfähigkeit eines Gesteinstyps für unterschiedliche Start-Wärmeleitfähigkeiten nicht ändert. Für diese krustalen Einheiten ist auch eine lineare Korrektur der Wärmeleitfähigkeit im Hinblick auf die jeweils herrschenden Druckbedingungen (nach Seipold, 2001) vorgenommen worden (s. S. 15).

**Radiogene Wärmeproduktion** Die Wärmeproduktion der Gesteine ist für die postpermischen Formationen und die permokarbonischen Vulkanite durch die Auswertung der Bohrlochmessung zur natürlichen Radioaktivität bekannt (s. Kap. 3.2.2.2 und Tab. 3.8, S. 82). Die Abschätzung der Wärmeproduktionsraten der tieferen Einheiten des Modells ist dagegen schwierig, da die Wärmeproduktion auch innerhalb eines Gesteinstyps beträchtlich variieren kann. Erhöhte Werte für die Ober- und Unterkruste (Tab. 4.1) wurden im südwestlichen Modellabschnitt (Polygone 2, 8, 11, 14) in Anlehnung an Scheck et al. (2002) gewählt. Die Wärmeproduktionsraten

Stratigraphie bzw. Einheit	Polygon	Dominierende Gesteinsassoziationen	Wärmeleitfähigkeit		Wärmeproduktion $\mu\text{W}/\text{m}^3$	Dichte $[\times 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3]$
			W/m/K	T-Korrektur		
Quartär-Tertiär-Oberkreide		Sand- bis Tonstein, Kalkstein	1,8	7	0,90	2,10
Unt. Kreide		Feinsand- bis Siltstein	2,0	7	1,50	2,30
Jura-Trias		Sand- bis Tonstein	2,2	7	1,60	2,54
Zechstein		Evaporite	4,5	7	0,40	2,16
sed. Rotliegend		Sand- bis Tonstein	3,3	7	1,50	2,60
Permokarbonische Vulkanite		Vulkanite	2,5	7	2,00 - 3,40	2,65
"Oberkruste"	15	granitisch-granodioritisch	3,1	3	2,50	2,65
	14	granitisch-granodioritisch	3,3	3	3,00	2,70
	13	dioritisch-parametamorph	2,9	3	2,00	2,65
	12a-12b	Quarzphyllite?	2,7	6	2,00	2,80
	11	granitisch-granodioritisch	3,1	3	2,30	2,70
	10	intermediäre bis mafische Granulite	2,7	1	0,60	2,75
	9a-9b	(Quarz-) Glimmerschiefer?	2,7	6	1,80	2,85
	8	Paragneis	2,9	6	1,90	2,75
"Unterkruste"	7	Plagioklas-reiche maf. Granulite	2,0	2	0,10	2,90
	6	mafische Granulite	2,2	2	0,10	2,90
	5	Granat/Pyroxen-reiche maf. Granulite	2,3	2	0,10	3,00
	4	basaltisch	2,0	5	0,40	3,00
	3	felsische Granulite	2,7	1	0,80	2,80
	2	Granulitisch	2,3	1	0,60	2,85
Mantel	1	Peridotit	4,1	4	0,01	3,30

A

Einheit	Polygon	Dominierende Gesteinsassoziationen	Wärmeleitfähigkeit		Wärmeproduktion $\mu\text{W}/\text{m}^3$	Dichte $[\times 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3]$
			W/m/K	T-Korrektur		
"Oberkruste"	12a / 12b	granitisch-granodioritisch	3,1	3	2,50	2,70
Intrusion	9a / 9b	Paragneis	2,9	6	2,00	2,75
	IN	basaltisch	2,0	5	0,40	2,95
"Unterkruste"	6	felsische Granulite	2,7	1	0,80	2,80
	4 / UK	mafische Granulite?	2,2	2	0,10	3,10

B

Table 4.1: Zusammenfassung der in der 2D Krustenmodellierung benutzten thermischen Parameter. (A) für Modell A (mit Abschätzung der Dichte nach der Modellierung von Lassen et al., 2002) und (B) für Modell B (mit Abschätzung der Dichte nach der Modellierung von Kuder, 2002). Die angegebenen Polygone beziehen sich auf Abb. 4.3. Die Wärmeleitfähigkeit ist für Raumbedingungen (20 °C, atmosphärischer Druck) angegeben, die jeweils angewandte Formel zur Berücksichtigung der herrschenden Umgebungsbedingungen wird mit den Ziffern 1-7 kodiert. Es bedeuten: 1-6 Korrekturformeln für Gesteinsklassen nach Seipold (2001): 1 felsische Granulite, 2 mafische Granulite, 3 Granite, 4 Peridotite, 5 Amphibolite, 6 Gneise. 7 Korrekturansatz von Somerton (1992).

der Gesteinstypen sind auf der Grundlage der Arbeiten bzw. Zusammenstellungen von Čermák et al. (1982), Rudnick & Fountain (1995) und Förster & Förster (2000) abgeleitet worden. Dabei wird prinzipiell im gesamten Modell von einer Abnahme der Wärmeproduktion in tieferen Krustenabschnitten ausgegangen (s. Tab. 4.1).

## 4.2.2 Modellierete Temperaturen und Verteilung der Wärmestromdichte

Die Modelle können vor allem aufgrund der unklaren Rand- und Rahmenbedingungen (Lage der LAB, Struktur und Zusammensetzung der Kruste) nicht den Anspruch erheben, die thermische Struktur des NEDB und seiner tieferen krustalen Einheiten endgültig zu klären. Im Vordergrund der Untersuchungen stand die Quantifizierung der unterschiedlichen Einflüsse der Lithosphäre auf das Temperaturfeld und nicht ein detailliertes Anpassen der jeweiligen Modelle an die mit einer teilweise deutlichen Unsicherheit bestimmte  $q_s$ -Werte. Diese Ergebnisse werden im folgenden vorgestellt.

### $q_s$ -Werte und Mohowärmestrom ( $q_m$ )

Im Modell wurde die Geometrie der Salzstrukturen nur abgeschwächt aufgenommen, so dass die modellierten  $q_s$ -Werte nicht von Salzstruktureffekten dominiert werden. Variationen von  $q_s$  aufgrund der Existenz von Salzstrukturen betragen im Modell weniger als  $\pm 3\text{--}5 \text{ mW/m}^2$ . Diese Variationen, die thermische Effekte der Krustenstrukturen überdecken können, sollten von der weiteren Betrachtung ausgenommen werden. Daher wurde die Wärmeleitfähigkeit des Zechsteinsalzes im Modell auf  $2,3 \text{ W/m/K}$  reduziert. Somit sind die  $q_s$ -Werte sowohl an den Lokationen wie auch im 2D Modell von thermischen Brechungseffekten an Salzstrukturen bereinigt. Die so modellierten  $q_s$ -Werte variieren zwischen etwa  $51 \text{ mW/m}^2$  und  $100 \text{ mW/m}^2$  (Abb. 4.4A).

In den Ausgangsmodellen A und B (LAB-Verlauf zwischen 90 und 140 km, Abb. 4.3) werden niedrige  $q_s$ -Werte zwischen  $51\text{--}60 \text{ mW/m}^2$  im nördlichen Profilabschnitt (baltische Kruste) erreicht, wo die LAB am tiefsten ausgebildet ist (Abb. 4.4). Der Rønne-Graben zwischen Profil-Kilometer 400 und 450 wird dabei durch eine Variation der Wärmestromdichte aufgrund von Brechungseffekten zwischen Basement und Sedimentfüllung abgebildet (s.u.). Richtung Süden (ab km 400) steigt die Wärmestromdichte innerhalb weniger Kilometer auf etwa  $70 \text{ mW/m}^2$  an. Die  $q_s$ -Werte der im Norden des NEDB liegenden Bohrungen *Sam 101/62* und *Binz 1/73* werden dabei annähernd durch beide Modellvarianten erreicht (Abb. 4.4A). In der Region von Pritzwalk wird der Verlauf deutlich von den jeweiligen Annahmen zum Aufbau der Kruste bestimmt. Bei der Variante A (kaledonisch deformierte Kruste mit Überschiebung ozeanischer Kruste) ist ein schwacher, aber kontinuierlicher Anstieg der  $q_s$ -Werte in Richtung südliches Beckenende festzustellen (durchgezogene Linie). Die modellierten  $q_s$ -Werte liegen jedoch deutlich niedriger als der Wert, der an der Bohrung *Pnl 1/75* bestimmt wurde. Um einen besseren Angleich der modellierten Werte an den an der Bohrung bestimmten  $q_s$ -Wert zu erreichen

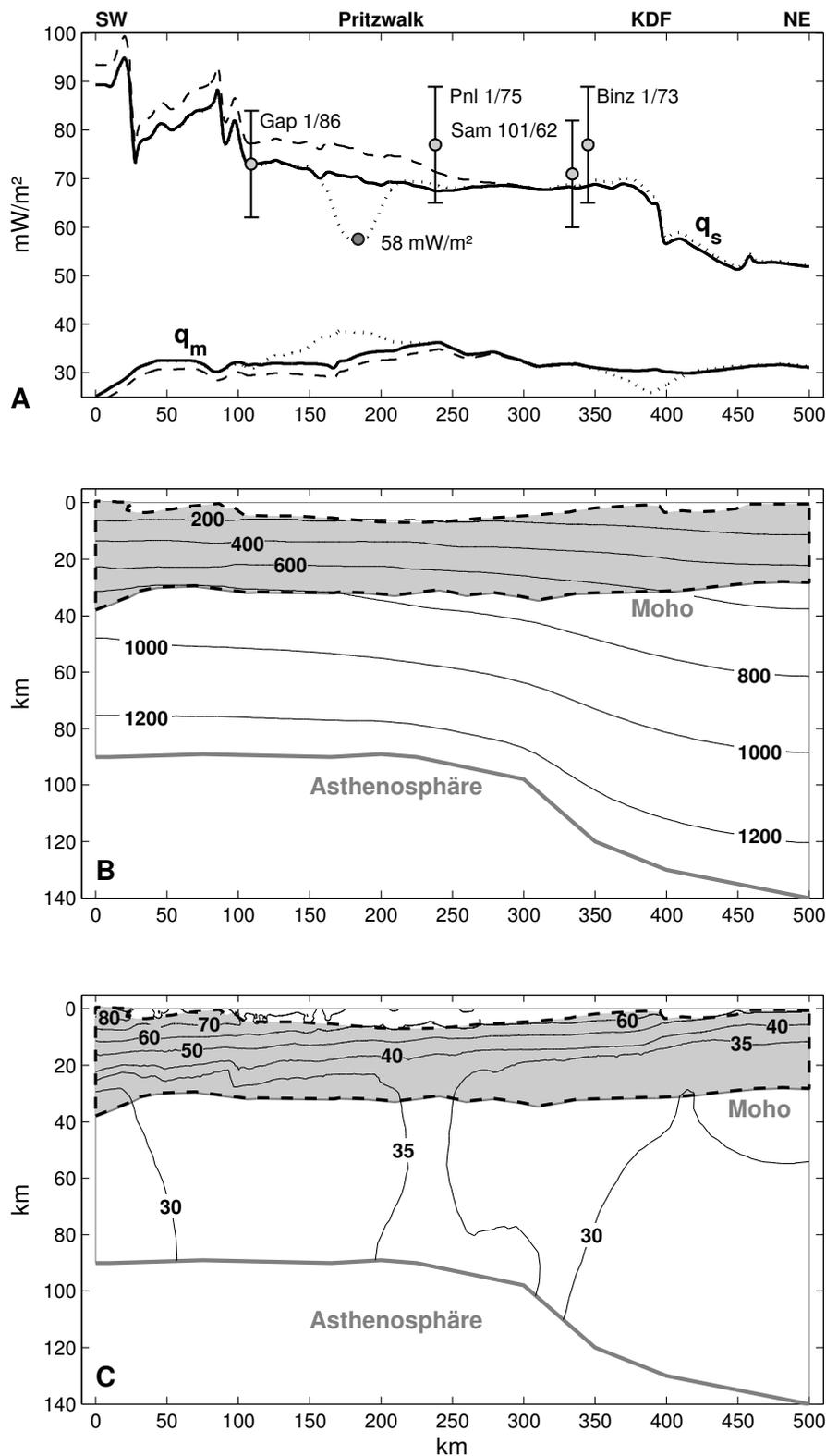


Abbildung 4.4: Thermische Struktur entlang des modellierten Profils. (A) Mittelwerte der an den Bohrungen (s. Abb. 4.3) festgestellten Oberflächenwärmestromdichten ( $q_s$ ) mit Angabe der vermuteten maximalen Unsicherheit von 15 %, modellierte  $q_s$ -Werte und modellierte Mantelwärmestromwerte ( $q_m$ ) in  $\text{mW/m}^2$ . Dargestellt sind die Ergebnisse aus dem Modellaufbau A (durchgezogene Linie) und B (gepunktete Linie), s. Tab. 4.1. Gestrichelt dargestellt sind die Ergebnisse aus dem Modell A\*, s. Text. (B) Berechnete Isothermen (Modell A) in  $^\circ\text{C}$  für Kruste und oberen Mantel. (C) Verteilung der Wärmestromdichte (Modell A) in  $\text{mW/m}^2$ . Grau hinterlegt ist die Kruste, nicht dargestellt ist die Beckenfüllung. Die Profilschnitte sind zweifach überhöht.

(Modell A\*, gestrichelte Linie in Abb. 4.4A), müsste in dem Modell z.B. von einer um ca. 30 % erhöhten Wärmeproduktion in der Kruste ausgegangen werden (für Polygone 2; 3; 9a-9b und 12a-12b: 0,8; 1,0; 2,5; 2,5 und 2,6  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Diese Werte sind jedoch für die nach den gravimetrischen Modellierungen zu erwartenden Gesteinen unrealistisch hoch. Bereits die in Tabelle 4.1 angenommenen Wärmeproduktionsraten der entsprechenden Einheiten befinden auf einem recht hohen Niveau (s. z.B. Čermák et al., 1982). Die Ergebnisse von Modell B (mafische Intrusion) ähneln nördlich und südlich der Region von Pritzwalk den Ergebnissen aus dem Modell A, jedoch kommt es aufgrund der geringen Wärmeproduktion (0,4  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ) und der niedrigen Wärmeleitfähigkeit (2,0 W/m/K, s. Tab. 4.1) des Basaltkörpers zu einer deutlichen Reduzierung von  $q_s$  auf Werte von bis zu 58 mW/m<sup>2</sup>. Aufgrund der zweidimensionalen Betrachtungsweise, die eine unendliche Ausdehnung des Intrusionskörpers (Modell B) senkrecht zum Profilschnitt unterstellt, ist diese Reduzierung wahrscheinlich leicht überbewertet. Weiter südlich, im Bereich der variszisch deformierten Kruste, werden die höchsten  $q_s$ -Werte erreicht. Zwei auffällige  $q_s$ -Maxima /  $q_s$ -Minima-Paare flankieren dabei den Subherzynen Trog (Profilkilometer 25 und 90). Bei diesen Extremwerten, wie sie auch abgeschwächt bei Profilkilometer 100 (Gardelegen-Block), 400 und 460 (Rønne-Graben) beobachtet werden können, handelt es sich um strukturell bedingte Brechungseffekte durch unterschiedliche Wärmeleitfähigkeiten von Sediment und Kristallin (s. S. 29). Im Modell A\* werden dabei aufgrund der erhöhten Wärmeproduktion im Vergleich zu Modell A und B ein um bis zu 5 mW/m<sup>2</sup> höherer  $q_s$ -Wert berechnet.

Der Beitrag der Wärmeproduktion der Kruste für einzelne Krustenprofile ist in Abb. 4.5 dargestellt. Die baltische Kruste (Abb. 4.5-1) besitzt eine an radiogenen Elementen im Vergleich zur Unterkruste angereicherte Oberkruste. Der Anteil der Kruste an  $q_s$  beträgt etwa 20 mW/m<sup>2</sup>. Für die weiter südlich gelegenen Profile wird von einem höheren Anteil der Wärmeproduktion der Kruste an  $q_s$  ausgegangen (Abb. 4.5-2, -3). Im Bereich der Schwereanomalie von Pritzwalk treten in Abhängigkeit vom jeweiligen petrologischen Modell deutliche Unterschiede in der Wärmeproduktion auf; dabei kann die Wärmeproduktion der Kruste zwischen 16–40 mW/m<sup>2</sup> zu  $q_s$  beisteuern (Abb. 4.5-4, -5).

Die Werte von  $q_m$  schwanken je nach Modellvariante zwischen 25 und 38 mW/m<sup>2</sup> (Abb. 4.4A). Dabei werden unterhalb von Baltika Werte relativ hohe Werte um 31 mW/m<sup>2</sup> erreicht. Zwischen Profil-Kilometer 160 und 300 ist  $q_m$  erhöht (Werte um 32–38 mW/m<sup>2</sup>). Im südlichen Profilschnitt fällt  $q_m$  auf bis zu 25 mW/m<sup>2</sup> ab. Die Ergebnisse der Modelle A, A\* und B unterscheiden sich dabei nur geringfügig um weniger als 5 mW/m<sup>2</sup> (s. Abb. 4.4A).

### Temperaturverteilung

Für das Modell A sind die berechneten Temperaturen in Abb. 4.4B dargestellt. In der Unterkruste treten Werte zwischen 500 bis 900 °C auf. Niedrige Temperaturen werden im nördlichen (baltischen) Abschnitt erreicht, wo die LAB im Modell am tiefsten ausgebildet ist. Im zentralen und südlichen Modellabschnitt liegt die Asthenosphäre etwa 50 km höher, was sich in deutlich höheren Temperaturen in der Unterkruste widerspiegelt. Die Temperaturen betragen zwischen ca. 700 und 900 °C. Für das Modell A\* (nicht dargestellt) ergeben sich im südlichen

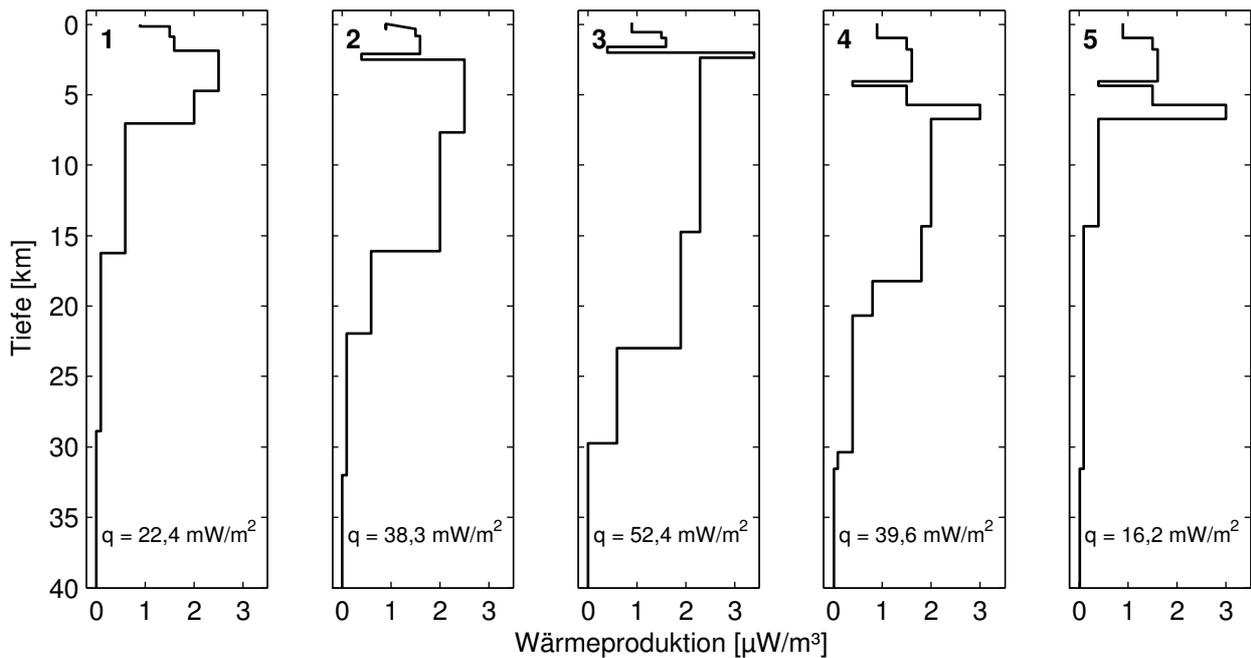


Abbildung 4.5: Vertikale Verteilung der Wärmeproduktion in den Krustenmodellen mit Angabe der durch die Wärmeproduktion in der Lithosphäre generierten Wärmestromdichte. **1** Profil „baltische Kruste“, km 450; **2** Profil bei km 340; **3** Profil „variszische Kruste“, km 50; **4** Profil Pritzwalk-Anomalie nach Modell A und **5** Profil Pritzwalk-Anomalie nach Modell B, jeweils bei km 175.

Profilabschnitt aufgrund der höheren Wärmeproduktion noch geringfügig höhere Temperaturen. Abbildung 4.6 zeigt die Veränderungen der Temperaturverteilung in Bezug zu Modell B als Differenzendarstellung von Modell A und B. So sind die modellierten Temperaturen auf der Höhe der Pritzwalk-Anomalie im Modell A in der Ober- und Unterkruste aufgrund der angenommenen Eigenschaften bis über  $40^\circ\text{C}$  höher. Die Variation der Eigenschaften der Unterkruste auf Höhe der KDF wirkt sich vor allem auf die Unterkruste und den oberen Mantel aus. Hier führt die Annahme einer Unterbrechung der Hochgeschwindigkeits-Unterkruste (baltische Unterkruste) im Modell B zu einer vergleichweisen Reduzierung der Temperaturen um über  $30^\circ\text{C}$ .

### Verteilung der Wärmestromdichte in Kruste und oberem Mantel

Generell ist in der Kruste eine Abnahme der Wärmestromdichte mit der Tiefe festzustellen (Abb. 4.4C), welches im Einklang mit den gewählten, tiefenabhängigen Wärmeproduktionsraten steht. Die Wärmestromdichtewerte innerhalb der Kruste im südlichen Profilabschnitt sind dabei aufgrund der höheren Wärmeproduktion der Gesteine deutlich erhöht. Der obere Mantel wird nicht durch wechselnde Wärmeproduktionsraten untergliedert, dementsprechend zeigt die Wärmestromdichte keinen eindeutigen tiefenabhängigen Verlauf. Für das Modell A, dessen Ergebnis in Abb. 4.4C dargestellt ist, lässt sich die thermische Wirkung der aufgeschuppten ozeanische Kruste am Verlauf der  $35$  und  $40 \text{ mW}/\text{m}^2$ -Isolinie in der Unterkruste (bei Profil-Kilometer 100-170) nachvollziehen. Die Differenzendarstellung von Modell A und B (Abb. 4.6B) verdeut-

licht die Konsequenzen, die sich aus den unterschiedlichen Temperaturverteilungen (Abb. 4.6A) ergeben. So müssen sich aufgrund der Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit unterschiedliche Temperaturen und Temperaturgradienten vor allem in der Oberkruste deutlicher in einer Änderung der Wärmestromdichte bemerkbar machen, als entsprechende Änderungen in der Unterkruste. Die unterschiedlich gewählten thermischen Eigenschaften im Modell B unter der Pritzwalk-Region führen so zu Änderungen der Wärmestromdichte in der Oberkruste und für  $q_s$  von über  $10 \text{ mW/m}^2$ . Vergleichsweise gering ist dagegen die Variation der Wärmestromdichte aufgrund der zugewiesenen unterschiedlichen thermischen Eigenschaften auf Höhe der KDF (Polygon 6). Hier unterscheidet sich die Wärmestromdichte der beiden Modellvarianten nur geringfügig (Abb. 4.6B).

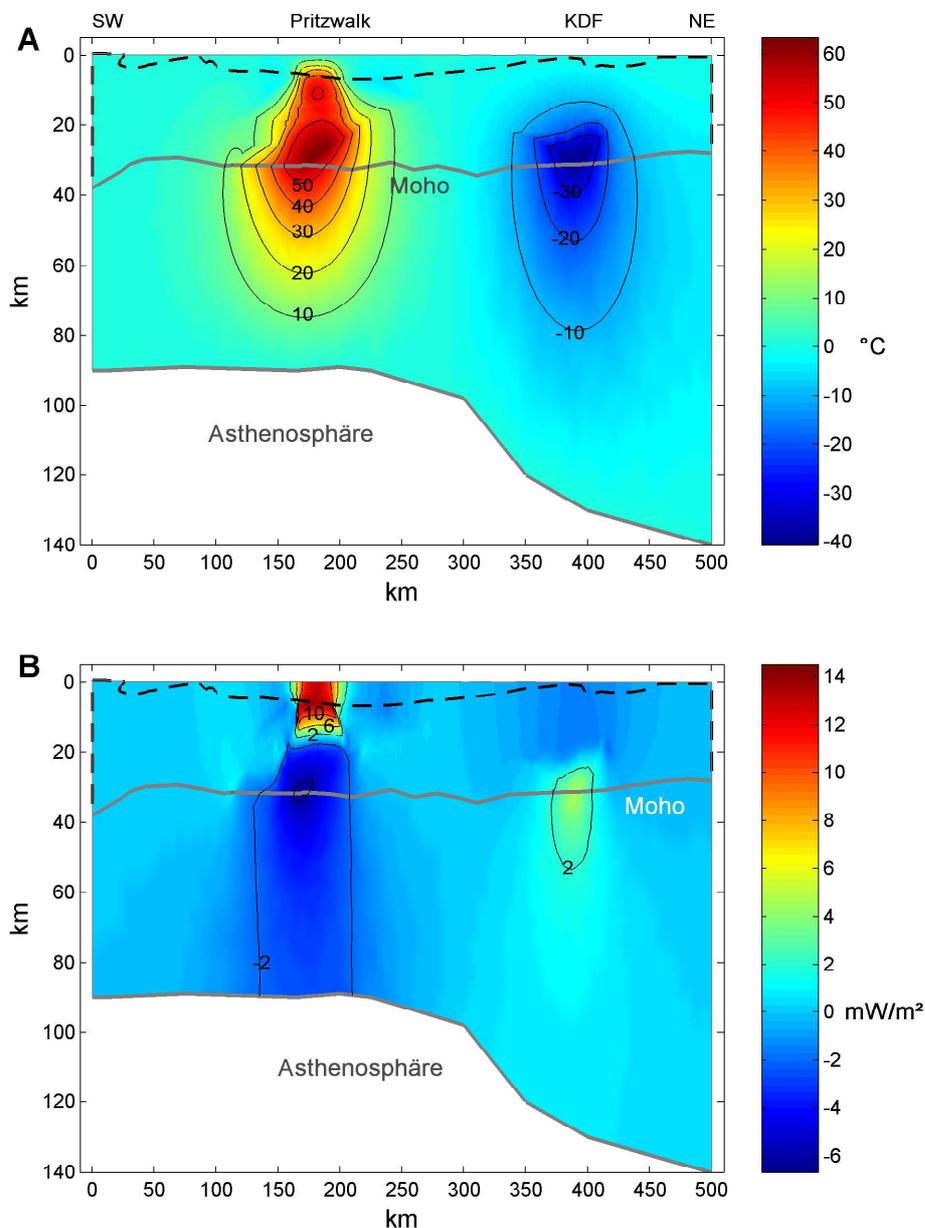


Abbildung 4.6: Differenzenbetrachtung von Modellvariante A und B. **(A)** Differenzen der berechneten Temperaturen von Modellvariante A - Modellvariante B [°C]. Isolinien in 10 °C-Schritten von -30 bis +40 °C, die 0 °C-Isolinie wurde nicht dargestellt. **(B)** Differenzen der berechneten Wärmestromdichte von Modellvariante A - Modellvariante B [mW/m<sup>2</sup>]. Isolinien in 4 mW/m<sup>2</sup>-Schritten von -2 bis +10 mW/m<sup>2</sup>. Dargestellt ist auch der Verlauf des Basements unter der Beckenfüllung (gestrichelt) und der Verlauf der Moho (grau). Die Profilschnitte sind zweifach überhöht.

### 4.2.3 Lage der thermischen LAB

Die Beeinflussung der Modellergebnisse durch unterschiedliche Lage der LAB (gleich bedeutend mit unterschiedlichen unteren Randbedingungen) wurde für drei weitere LAB-Verläufe untersucht. Der erste geht von einer konstanten Tiefenlage der LAB in etwa 70 km und der zweite von einer konstanten Tiefenlage in 100 km Tiefe aus (LAB\_70 und LAB\_100). Der dritte LAB-Verlauf (LAB\_PI) orientiert sich an den Vorstellungen von Plomerova et al. (2002), siehe Abbildung 4.3.

Der Einfluss auf die  $q_s$ - und  $q_m$ -Werte ist für die Modelle A und B sowie den weiteren Modellvarianten in den Abbildungen 4.7 und 4.8 dargestellt. Unabhängig vom gewählten LAB-Verlauf ändern sich dabei die Differenzen der Modellvariationen A und B des jeweiligen LAB-Verlaufes nicht (durchgezogene Linien in Abb. 4.7C und 4.8C), wohl aber die Absolutwerte (Abb. 4.7A-C und 4.8A-C).

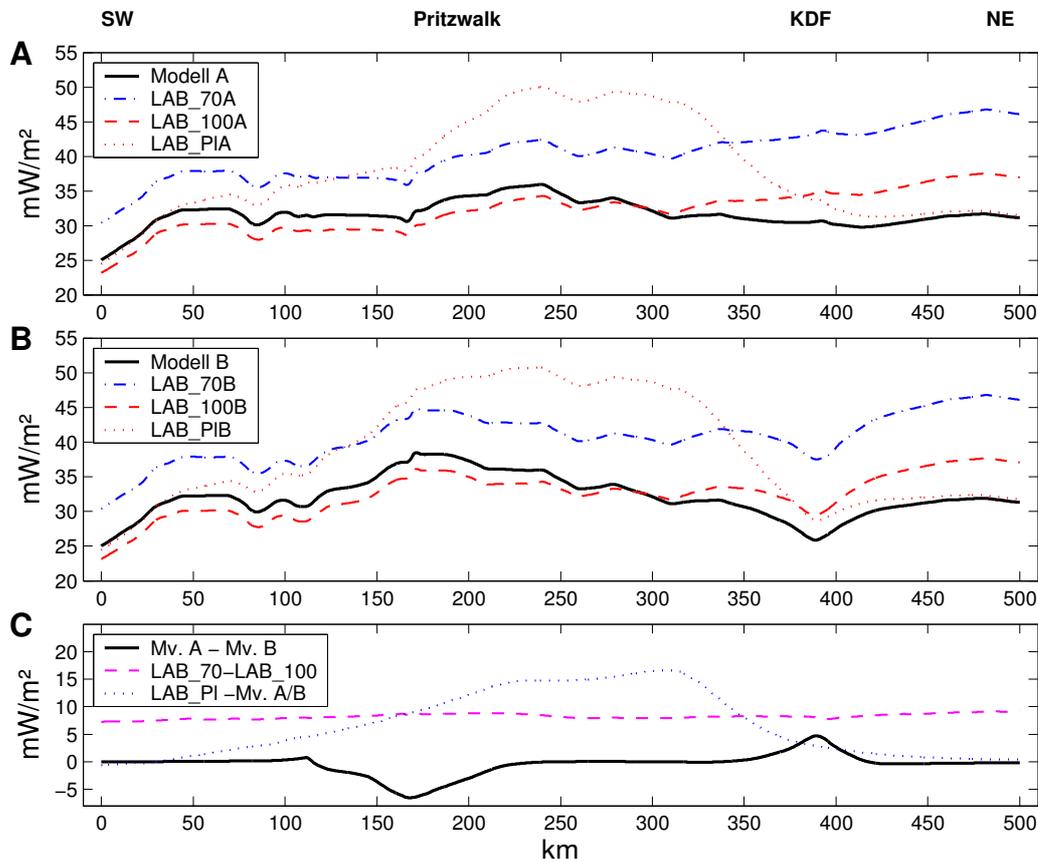


Abbildung 4.7: Beeinflussung des Mantelwärmestroms durch unterschiedliche Lage der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB). (A) für Modellvariante A, (B) für Modellvariante B und (C) Differenzdarstellung. Mv. = Modellvariation der thermischen Parameter (s. Tab. 4.1).

„Modell“ mit LAB-Verlauf wie auf Seite 159, LAB\_70 mit LAB-Verlauf in 70 km Tiefe, LAB\_100 mit LAB-Verlauf in 100 km Tiefe und LAB\_PI mit LAB-Verlauf nach Plomerova et al. (2002), s. Text.

Bei einer thermischen Lithosphären-Grenze in 70 km bzw. 100 km Tiefe variiert  $q_m$  zwischen 30 bis 47  $\text{mW/m}^2$  bzw. 23 bis 38  $\text{mW/m}^2$  (Abb. 4.7). Die um 30 km verschobene Tiefenlage der LAB zwischen Verlauf LAB\_01 und LAB\_02 führt also zu einer Änderung von  $q_m$  von 7-9

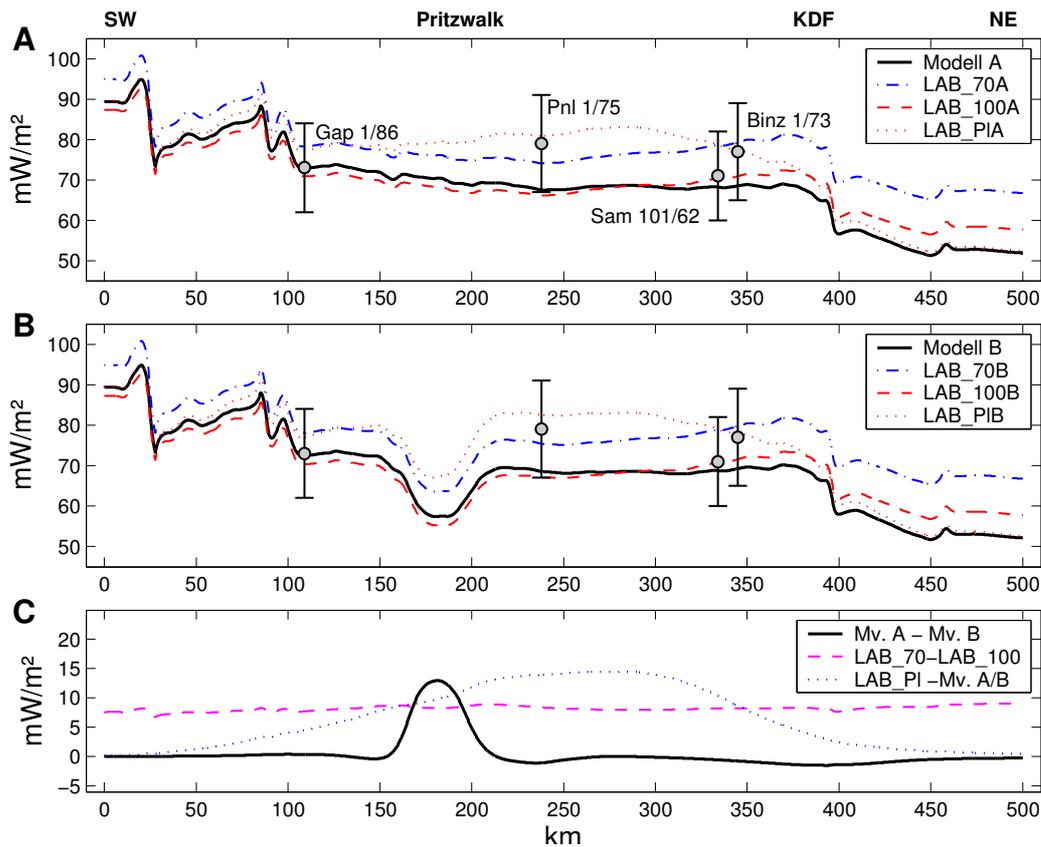


Abbildung 4.8: Beeinflussung von  $q_s$  durch unterschiedliche Lage der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB). (A) für Modellvariante A, (B) für Modellvariante B und (C) Differenzendarstellung. Mv. = Modellvariation der thermischen Parameter (s. Tab. 4.1).

„Modell“ mit LAB-Verlauf wie auf Seite 159, LAB\_70 mit LAB-Verlauf in 70 km Tiefe, LAB\_100 mit LAB-Verlauf in 100 km Tiefe und LAB\_P1 mit LAB-Verlauf nach Plomerova et al. (2002), s. Text. Eingetragen sind auch die ermittelten  $q_s$ -Werte der Bohrungen *Gap 1/86*, *Pnl 1/75*, *Sam 101/62* und *Binz 1/73* sowie die geschätzte maximale Unsicherheit der Bestimmung (15 %).

$mW/m^2$ . Der LAB-Verlauf in 70 km Tiefe (LAB\_70) verursacht gegenüber dem LAB-Verlauf des Ausgangsmodells eine Erhöhung von  $q_m$  zwischen  $5 mW/m^2$  im Süden des Profils und fast  $10 mW/m^2$  im nördlichen Profilschnitt (Abb. 4.7A, B). Aufgrund des ähnlichen Verlaufs der LAB des Ausgangsmodells und der LAB\_100 unterscheiden sich die  $q_m$ -Werte dieser Varianten nur im nördlichen Profilsende um über  $5 mW/m^2$ . Der LAB-Verlauf nach Plomerova et al. (LAB\_P1) führt zu einer starken Variabilität von  $q_m$ . Während im Süden des Profils  $24 mW/m^2$  berechnet werden, steigt  $q_m$  in Richtung der Asthenophären-Hochlage auf fast  $50 mW/m^2$  an, um dann Richtung Norden unter Baltika auf Werte von um  $30 mW/m^2$  abzufallen. Die Asthenophären-Hochlage (LAB\_P1) führt gegenüber dem Ausgangsmodell zu einer Erhöhung von  $q_m$  um über  $17 mW/m^2$  (Abb. 4.7C).

Die durch die unterschiedlichen LAB-Verläufe festgestellten Differenzen von  $q_m$  bilden sich auch für  $q_s$  ab (Abb. 4.8). Die  $q_s$ -Werte variieren dabei zwischen  $102 mW/m^2$  (LAB\_70) im südlichen und  $51 mW/m^2$  (Modelle A, B) im nördlichen Profilschnitt. Auffällig ist, dass nur bei

den LAB-Verläufen LAB\_70 und LAB\_P1 die modellierten  $q_s$ -Werte in der Größenordnung der bestimmten  $q_s$ -Werte aller Bohrungen liegen (Abb. 4.8A, B). Für die unter dem NEDB als wahrscheinlicher empfundenen LAB-Varianten LAB\_100 und der Modelle A und B werden generell, aber vor allem im zentralen Profilabschnitt niedrigere  $q_s$ -Werte durch das Modell berechnet. Um die  $q_s$ -Werte dieser LAB-Verläufe an die festgestellten  $q_s$ -Werte der Bohrungen anpassen zu können, müssen die im Modell benutzten thermischen Parameter geändert werden. Eine verbesserte Übereinstimmung der  $q_s$ -Werte wird durch eine partielle Erhöhung der Wärmeproduktion in der Kruste, wie sie in Modell A\* (Abb. 4.4A) vorgenommen wurde, erreicht. Genauso gut könnte eine insgesamt gegenüber dem Ausgangsmodell um 30 % erhöhte Wärmeproduktion der Kruste oder eine um 30 % erhöhte Wärmeleitfähigkeit des oberen Mantels zu einem Anheben der modellierten  $q_s$ -Werte führen, die dann in der Größenordnung der  $q_s$ -Werte der LAB-Verläufe LAB\_70 und LAB\_P1 lägen. Allerdings führt eine solche Veränderung der Wärmeproduktion in der Kruste bzw. in der Wärmeleitfähigkeit des Mantels zu deutlich höheren Temperaturen an der Moho. Abbildung 4.9 zeigt die Temperaturverteilung für die Modellvariante A und die LAB-Verläufe LAB\_70, LAB\_100 und LAB\_P1 mit den thermischen Parametern aus Tabelle 4.1. Bereits für diese Varianten, ohne zusätzliche Erhöhung der Wärmeproduktion der Kruste bzw. der Wärmeleitfähigkeit des Mantels, zeichnen sich relativ hohe Temperaturen für die Unterkruste und die Moho ab. Ein konstanter Verlauf der LAB in 70 km Tiefe führt in der Modellierung auf Temperaturen von durchgängig etwa 900 °C und für das südliche Profilende sogar bis knapp über 1000 °C. Bei einem LAB-Verlauf in 100 km Tiefe erreichen die Moho-Temperaturen Werte zwischen 600 °C unter der baltischen Kruste, etwa 700–800 °C im zentralen Profilabschnitt und über 800 °C im Süden. Der LAB-Verlauf LAB\_P1 führt zu den höchsten Temperaturen an der Moho. Im südlichen und zentralen Profilabschnitt werden an die 1000 °C erreicht, während im Norden die Temperaturen zwischen 500 und 800 °C liegen. Wird für LAB\_100 die Wärmeproduktion der Kruste oder die Wärmeleitfähigkeit des Mantels um 30 % erhöht, so stellen sich Temperaturen an der Moho zwischen 700 bis 900 °C ein. Die hohen Temperaturen in der Unterkruste und der Moho stehen dabei im Widerspruch zu den berechneten hohen seismischen Geschwindigkeiten und der erwarteten hohen Rigidität der Kruste.

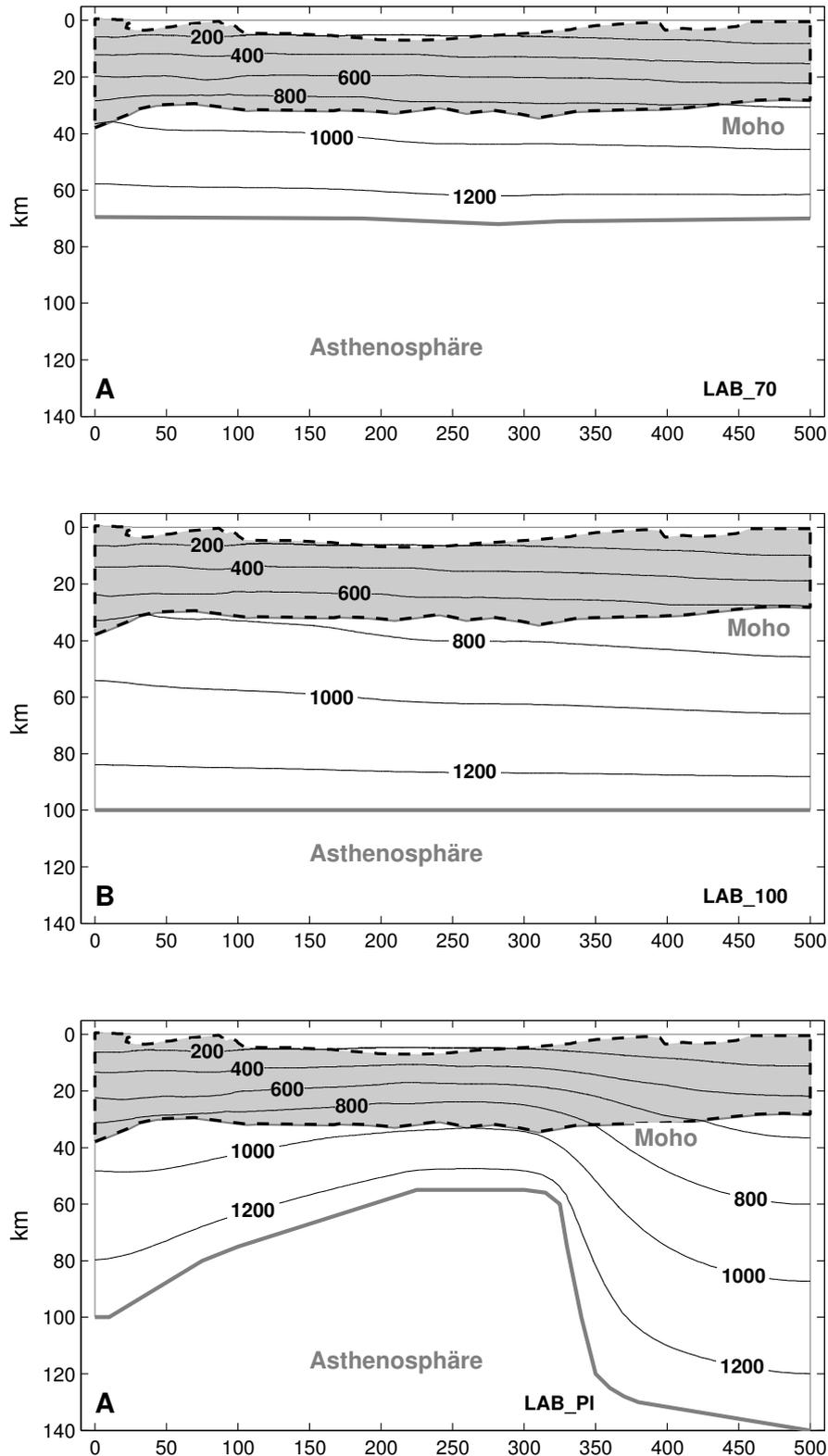


Abbildung 4.9: Modellierte Temperaturen in °C bei unterschiedlichem Verlauf der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB): (A) für LAB in 70 km, (B) für LAB in 100 km und (C) für den LAB-Verlauf LAB\_PI. Grau hinterlegt ist die Kruste, nicht dargestellt ist die Beckenfüllung. Die Profilschnitte sind zweifach überhöht. Dargestellt wurden die Ergebnisse für die Modellvariante A. Zur Temperaturverteilung des LAB-Ausgangsmodells siehe Abb. 4.4B.

#### 4.2.4 Zusammenfassung

Die wesentlichen Erkenntnisse aus den Modellierungen, die vor allem die thermischen Konsequenzen von unterschiedlichen Lithosphärenmächtigkeiten und -zusammensetzungen, beleuchten sollten, können wie folgt zusammengefasst werden:

1. Die hohen  $q_s$ -Werte, die an den Lokationen bestimmt wurden, können durch unterschiedliche Szenarios erreicht werden. Bei einer vergleichsweise hohen Lage der LAB (LAB\_70 und LAB\_P1) kann mit den in der Tabelle 4.1 aufgeführten thermischen Eigenschaften, die auf realistische Annahmen aufgrund der seismischen, gravimetrischen und petrologischen Informationen beruhen, eine gute Übereinstimmung der modellierten mit den an Bohrungen bestimmten  $q_s$ -Werten erreicht werden. Im Modell stellen sich jedoch in der Unterkruste deutlich zu hohe Temperaturen ein. Eine tiefere Lage der LAB (Ausgangsmodell und LAB\_100) erfordert zumindest eine partielle Erhöhung der Wärmeproduktion krustaler Einheiten. So impliziert eine veränderte Lage der LAB, wie sie nach den seismischen Untersuchungen wahrscheinlicher ist, von 70 auf 100 km eine Abnahme von  $q_m$  und  $q_s$  um fast  $10 \text{ mW/m}^2$ , die durch eine (teilweise) erhöhte Wärmeproduktion innerhalb der Kruste ausgeglichen werden muss. Im Bereich der Pritzwalk-Anomalie stehen dann jedoch die hohen Wärmeproduktionsraten der Krustengesteine im Widerspruch mit den durch die gravimetrischen und magnetotellurischen Modellierungen abgeleiteten notwendigen dichten Gesteinen, da sehr dichte (mafische) Gesteine mit hoher Wärmeproduktion nicht bekannt.

2. Die für die Modellierungen dieser Arbeit herausgearbeiteten unterschiedlichen petrologischen Vorstellungen des Krustenaufbaus in der Pritzwalk-Region führen zu einer deutlich unterschiedlichen Ausprägung des Oberflächenwärmeflusses. Ein massiver mafischer Intrusionskörper unterhalb der permokarbonischen Vulkanite des NEDB, der von weiteren mafischen, dichten (Unterkruste-) Gesteinen unterlagert wird, bildet sich als negative thermische Anomalie ab. Aufgrund der 2D Modellierung, die eine unendliche Ausdehnung des Intrusionskörpers senkrecht zum modellierten Profil unterstellt, dürfte die festgestellte thermische Anomalie durch das Modell etwas überschätzt werden. Das aus den Vorstellungen von Lassen et al. (2002) entwickelte Modell der Aufschiebung von ozeanischer Kruste auf die baltische Kruste zeigt hingegen keinen deutlichen Impact auf  $q_s$ .

3. Ähnlich wie für die Pritzwalk-Region (Modell A) zeigt die im Modell B gegenüber dem Modell A variierte Unterkruste im nördlichen Profilabschnitt (Unterbrechung der Hochgeschwindigkeits-Unterkruste), dass Veränderungen der thermischen Eigenschaften in der Unterkruste einen geringeren Einfluss auf  $q_s$  als entsprechende Änderungen in der Oberkruste haben. Aufgrund der Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit, die vor allem im Temperaturbereich bis zu 600 K (325 °C) stark ausgeprägt ist, bildet sich eine Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit bei den herrschenden Temperaturen in der Oberkruste stärker ab, als eine entsprechende Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit bei den höheren Temperaturen, wie sie in der Unterkruste auftreten.