



**GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM**  
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

---

# Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

Ben Lotz

**Neubewertung  
des rezenten Wärmestroms im  
Nordostdeutschen Becken**



Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades des  
Fachbereiches Geowissenschaften der  
Freien Universität Berlin  
2004

Scientific Technical Report STR04/04

*Meiner Familie*

# Zusammenfassung

Die Wärmestromdichte im Nordostdeutschen Becken (NEDB) war bislang nur unzureichend bekannt. Existierende Kartenwerke geben keinen Einblick darüber, wie die komplexe Größe der Wärmestromdichte im NEDB bestimmt worden ist. Dabei stellt die Wärmestromdichte eine wesentliche Grundlage für die Geothermische Exploration und für die Bewertung des tiefen geothermischen Feldes auch in Bezug auf angrenzende Gebiete Mitteleuropas dar und geht als Basisgröße in geodynamische und thermische Modellierungen ein. Mit dem vom GFZ finanzierten Projekt der „Neubewertung des rezenten Wärmestroms im NEDB“, dessen Ergebnisse in dieser Arbeit dargestellt werden, wird erstmals eine fundierte Bestimmung und Bewertung der Wärmestromdichte im NEDB vorgenommen.

Für die Bestimmung der Wärmestromdichte im NEDB konnte auf zahlreiche tiefe Bohrungen, die im Zuge der Erdöl-/Erdgasexploration vor allem in den Jahren 1962–1990 abgeteuft worden waren, zurückgegriffen werden. I.d.R. liegen zu diesen Bohrungen kontinuierliche Temperaturprofile und Kernproben aus bestimmten Tiefenbereichen vor, so dass prinzipiell eine gesicherte Bestimmung der Wärmestromdichte möglich ist. Aus den Aufzeichnungsintervallen und der Qualität der Temperaturmessungen sowie der Tiefenlage der beprobten Horizonte, die im Zuge der Exploration nicht gezielt im Hinblick auf eine Bestimmung der Wärmestromdichte gewählt worden sind, werden die eigentlich optimalen Voraussetzungen deutlich eingeschränkt. Es zeigt sich, dass obwohl die Formulierung der Gleichung zur Berechnung der Wärmestromdichte (als Produkt von Temperaturgradient und Wärmeleitfähigkeit eines Tiefenabschnitts) unter konduktiven Bedingungen einfach ist, die Qualität der Eingangsparameter oft schwer beurteilt werden kann. Die Auswahl der Bohrungen zur Bestimmung der Wärmestromdichte orientierte sich in erster Linie an der Qualität der Temperaturmessungen. Diese liegen i.d.R. in 50 m Messintervallen vor und sind überwiegend, jedoch unterschiedlich stark, durch thermische Prozesse des Bohrvorgangs gestört. Als zweites Kriterium mussten aus den entsprechenden Bohrungen und Tiefenabschnitten Bohrkernkerne verfügbar sein, damit die Wärmeleitfähigkeit und die Wärmeproduktion der Gesteine bestimmt werden konnte.

Aufgrund der Datenlage im NEDB ergab sich eine Konzentration auf permokarbonische Magmatite und permische Sedimente, an denen die petrophysikalischen Untersuchungen und in deren Tiefenintervall die Bestimmung der Wärmestromdichte erfolgte. Aus diesem Grund wird die Geologie des Perms ausführlich dargestellt, aber vor allem in Hinblick auf die Interpretation und Diskussion der Wärmestromdichte im krustalen Kontext auch auf die Geologie des Post- und Präperms im NEDB eingegangen. Die Beckenfüllung besteht aus permokarbonischen

Magmatiten, den Klastika des Rotliegend (Unteres Perm) und den Evaporiten des Zechsteins (Oberes Perm), den Klastika des Buntsandsteins und den Karbonaten des Muschelkalks, den Klastika des Keupers, Juras und der Unterkreide sowie der Karbonaten der Oberkreide und den Klastika des Känozoikums und erreicht im Beckenzentrum eine Mächtigkeit von bis zu 8000 m.

Die Wärmeleitfähigkeit wurde an 363 Kernproben untersucht, wobei 196 Proben aus dem sedimentären Rotliegend, 53 dem sedimentären Präperm und 80 Proben permokarbonische Magmatite darstellen. Weitere 34 Proben wurden den Ablagerungen des Zechsteins und der Trias entnommen. Die Ergebnisse zeigen, dass die Wärmeleitfähigkeit der Sedimente vor allem von der jeweiligen Fazies, Zementation und dem jeweiligen Grad der Diagenese abhängig ist. Im Vergleich zu bereits publizierten Daten zur Wärmeleitfähigkeit von Sedimenten und anderen Gesteinen des NEDB wurden in dieser Arbeit deutlich höhere Werte bestimmt. Da zum einen die Qualität der Alt-Messungen nicht bewertbar und die Abweichung unabhängig vom Gesteinstyp feststellbar ist und zum anderen die vorliegenden neuen Messergebnisse durch Messungen vergleichbarer Gesteine in Dänemark und Westdeutschland gestützt werden, wird ein systematischer Fehler bei den Alt-Messungen vermutet. Mit den neu bestimmten Wärmeleitfähigkeiten für Lithotypen konnten die Formationswärmeleitfähigkeiten basierend auf der jeweiligen lithologischen Zusammensetzung bestimmt werden. Eine Ermittlung der Formationswärmeleitfähigkeiten mit Hilfe von Bohrlochmessungen wurde versucht, erwies sich jedoch als nicht durchführbar. Die ermittelten Formationswärmeleitfähigkeiten erreichen ebenfalls durchgängig höhere Werte, als sie bislang in der Literatur für das NEDB und für Modellierungen im NEDB angenommen wurden.

Die Wärmeproduktion der Gesteine des NEDB wurde zum einen durch direkte Messung des U-, Th- und K-Gehaltes an 52 Gesteinsproben bestimmt. Zum anderen erfolgte die Bestimmung der Wärmeproduktion indirekt durch Auswertung von Bohrlochmessungen der natürlichen Radioaktivität (GR-Logs). Durch die Entwicklung einer empirischen Beziehung für die Umrechnung von in Gamma-Einheiten (GE) gemessenen GR-Logs in moderne API-Einheiten wurde die Nutzung älterer Bohrlochmessungen möglich, die in der Erdöl-/Erdgasexploration routinemäßig in GE aufgezeichnet wurden. Die Umrechnung von GE zu API erfolgt durch die Formel  $GR[API_c] = 4,95433 \cdot GR[GE_c] - 27,23876$ . Die Genauigkeit der vorhergesagten API-Werte wird für den Wertebereich von 10-160 API mit etwa 10% angegeben. Durch die Ableitung der Wärmeproduktion aus der Bohrlochmessung der natürlichen Radioaktivität konnte erstmalig die Wärmeproduktion der gesamten sedimentären Abfolge des NEDB von den mitteldevonischen bis quartären Formationen ermittelt werden. Die Werte schwanken zwischen  $0,4 \mu W/m^3$  (im Zechstein) und  $2,1 \mu W/m^3$  (Müritz Subgruppe). Die höchste Wärmeproduktion wurde jedoch in den magmatischen Gesteinen nachgewiesen (Rhyolithe bis  $5,9 \mu W/m^3$ ).

Paläoklimatische Effekte spielen im NEDB eine Rolle. Die meisten untersuchten Tiefenintervalle, an denen die Wärmestromdichte in dieser Arbeit bestimmt wurde, liegen jedoch tiefer als die messbare Reichweite der thermischen Beeinflussung durch zurückliegende Klimaveränderungen, die bis in 2500 bis 3000 m Tiefe reicht. Wärmebrechungseffekte an Salzstrukturen, die aufgrund der deutlich höheren Wärmeleitfähigkeit des Salzes im Vergleich zum

umgebenden Gestein auftreten, führen zu einer deutlichen Beeinflussung des Temperaturfeldes, welche bei der Bestimmung der Wärmestromdichte berücksichtigt werden muss. Für die Abschätzung der Korrektur des Salzeinflusses auf den Temperaturgradienten und die Wärmestromdichte wurden 1D bis 3D Modellierungen vorgenommen. Die Ergebnisse zeigen zum einen dass der Einfluss der Temperaturstörung auf die Wärmestromdichte auf etwa 5–7 km begrenzt ist, und zum anderen, dass innerhalb der Salzstrukturen stark erhöhte Wärmestromdichten auftreten, die tiefenabhängig sehr starke Variationen aufweisen. Im nahen Umfeld eines Salzdiapirs (1–3 km) kann die Wärmestromdichte aufgrund lateralen Wärmetransportes in Richtung zu dem Salzstrukturzentrum hin auch leicht reduziert sein, so dass hier die Wärmestromdichte ggf. positiv korrigiert werden muss.

Die Bestimmung der Wärmestromdichte wurde für insgesamt 13 Lokationen unter der Berücksichtigung möglicher Störeffekte durchgeführt und detailliert beschrieben. Verschiedene Korrekturverfahren wurden angewandt, um beispielsweise den Einfluss von durch den Bohrvorgang thermisch gestörten Temperaturmessungen oder paläoklimatischer Effekte auf die Temperaturprofile zu berücksichtigen und die Wärmeleitfähigkeit, die unter Normalbedingungen im Labor an Bohrkernen bestimmt wurde, auf die in-situ Druck- und Temperaturbedingungen zu beziehen. Die bestimmten Wärmestromdichtewerte an der Oberfläche ( $q_s$ ) liegen zwischen etwa 70–90 mW/m<sup>2</sup> (Mittelwert: 77 mW/m<sup>2</sup>). Die Wärmestromdichten weisen eine Unsicherheit auf, welche für alle Lokationen mit etwa  $\pm 15\%$  angenommen wird. Höhere  $q_s$ -Werte treten im Südwesten des NEDB auf, während im übrigen Gebiet des NEDB die  $q_s$ -Werte nahe dem bestimmten Mittelwert liegen. Es zeigt sich, dass sowohl die unterschiedlich ausgebildeten magmatischen Abfolgen an der Beckenbasis als auch die in Abhängigkeit von der Lage im Becken und der Lage zu Salzstrukturen unterschiedlich mächtigen mesozoischen und känozoischen Ablagerungen zu einer Differenzierung von  $q_s$  beitragen. Der Anteil der Wärmeproduktion der Sedimente des Beckens an  $q_s$  beträgt zwischen 1 bis 6 mW/m<sup>2</sup> (im Mittel: 4 mW/m<sup>2</sup>).

Um die bestimmten Wärmestromdichten in Bezug auf das krustale Umfeld einordnen und die thermische Auswirkung unterschiedlicher Vorstellungen zur Lithosphärenmächtigkeit und -zusammensetzung abschätzen zu können, wurden stationäre 2D Modellierungen der thermischen Lithosphäre durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen zum einen, dass sich Veränderungen thermischer Eigenschaften von Unterkrustengesteinen weniger stark auf  $q_s$  auswirken, als eine entsprechende Änderung in Gesteinen der Oberkruste. Zum anderen zeigen die Modellierungen, dass die relativ hohen  $q_s$ -Werte bei einer plausiblen Wahl der thermischen Eigenschaften der Kruste bei einer Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB) von 70 km erreicht werden. Eine veränderte Lage der LAB von 70 auf 100 km, wie sie nach den refraktionsseismischen Auswertungen realistischer ist, bewirkt einen Rückgang von  $q_s$  um fast 10 mW/m<sup>2</sup>, der durch eine erhöhte Wärmeproduktion der Kruste ausgeglichen werden müsste. Die für die Modellierungen dieser Arbeit herausgearbeiteten petrologischen Vorstellungen zum krustalen Aufbau in der Pritzwalk-Region, in der eine magnetische und gravimetrische Anomalie festgestellt wurde, die vermutlich durch die Intrusion basaltischer Gesteine oder die Aufschuppung ozeanischer Kruste unterhalb des NEDB hervorgerufen wird, führen zu einer deutlich unterschiedlichen Ausprägung

von  $q_s$ . Es wird vermutet, dass sich die Schwereanomalie von Pritzwalk durch dichte Gesteine, welche eine deutlich geringe Wärmeproduktion aufweisen, auch als thermische Anomalie abbildet.

Ohne bessere Kenntnis des tieferen Untergrundes vor allem im zentralen und südlichen Bereich des NEDB lässt sich nicht abschätzen, zu welchen Teilen die gegenüber dem weltweiten Durchschnitt für Kontinente deutlich erhöhte mittlere Wärmestromdichte der im NEDB untersuchten Lokationen auf einer hohen Wärmeproduktion der Kruste oder einer hohen Wärmestromdichte des Mantels beruht oder ob die Annahme eines thermisch stationären Regimes, welche eine wesentliche Grundlage für die Berechnungen darstellt, für das NEDB gerechtfertigt ist.

# Summary

The investigation of heat flow is one of the prerequisites for modelling the thermal structure of sedimentary basins and allows the determination of its geodynamic state as well as the composition and structure of the basement. Although maps of the surface heat flow in the Northeast German Basin (NEGB) are published, the knowledge of this parameter is rather flawed. With this work a well-founded determination and evaluation of heat flow in the NEGB are presented for the first time.

Under conductive and stationary conditions heat-flow density ( $q$ ) is calculated as the product of the temperature gradient of a depth interval and its representative thermal conductivity. Therefore, the thermal conductivity of the rocks must be known, and temperature measurements must be available. The surface heat flow ( $q_s$ ) then can be calculated by adding to this  $q$  the amount of heat generated by the radiogenic elements of the overburden.

Deep boreholes, drilled in the course of oil and natural gas exploration, particularly in the years 1962–1990, were used in this study for the determination of  $q$ . Due to the targets of drilling and coring the depth intervals investigated were predominantly in Permian rocks (Permocarboniferous magmatites and Permian sediments). For this reason the geology of the Permian is presented in detail. The geology of the Postpermian and Prepermian rocks in the NEGB is outlined, which enables the interpretation and discussion of  $q$  in the context of crustal composition. The basin infill consists of Permocarboniferous magmatites and sedimentary rocks. These are: the Rotliegend clastic rocks (Lower Permian), the Zechstein evaporites (Upper Permian), the Buntsandstein clastic rocks, the carbonates of Muschelkalk, the clastic rocks of the Keuper, Jurassic, and the Lower Cretaceous as well as the carbonates of the Upper Cretaceous and the Cenozoic clastic rocks. The sedimentary succession has a total thickness of up to 8000 m in the basin center.

Continuous temperature logs and core samples from certain depth ranges are available down to great depths, which enables a reliable determination of  $q$ . The selection of boreholes for the determination of  $q$  was primarily based on the quality of the temperature measurements. In the NEGB these are usually available in 50-m recording intervals. The measurements are disturbed to different degrees by thermal processes linked with drilling. The second criterion is formed by the availability of cores for the determination of thermal conductivity and heat production.

Laboratory-derived thermal conductivity ( $\lambda$ ) was determined in 363 core samples in dry and saturated conditions. The variability of  $\lambda$  within the lithotypes is related to facies, cementation, and degree of diagenesis. Based on the  $\lambda$  of lithotypes, the  $\lambda$  value of formations was estimated



by taking into account the respective facies conditions in the particular borehole. Lithotypes and formations have higher  $\lambda$  values than previously supposed and used in modelings of the NEGB. As the quality of the previous measurements is not assessable and the deviation of values is independent of the rock type investigated and, moreover, the results of this work are supported by measurements of comparable rocks in Denmark and Western Germany, a biased error of the previous measurements is assumed.

Heat production ( $A$ ) of rocks was determined, on the one hand, by directly measuring the content of U, Th, and K in 52 rock samples, and, on the other hand, indirectly by evaluating borehole measurements. In order to do so, total gamma-ray intensity logs (GR logs) recorded in older gamma units (GE) were converted to modern API units using an empirical equation:  $GR[APIC] = 4.95433 \cdot GR[GEC] - 27.24$ . The  $A$  value for the entire sedimentary succession in the NEGB calculated from GR logs (using API units) amounts to 1–6  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (4  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  on average). Highest heat production was proven in magmatic rocks (rhyolithes up to 5.9  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ).

The determination of  $q$  is described in detail for 13 borehole locations. Possible disturbances were taken into account, and different corrections were applied. These comprise corrections of lateral heat refraction at salt structures and corrections of palaeoclimatic effects. In order to estimate the amount of correction for the thermal influence of salt structures on temperature gradient and  $q$ , 1-D, 2-D, and 3-D thermal models were built. The results show that the range of the temperature disturbance on  $q$  is limited to an area of 5–7 km and that within the salt structures  $q$  is strongly increased but shows a depth-dependent variation. In close proximity to a diapir (1–3 km) the value of  $q$  can be also slightly reduced due to lateral heat transport towards the center of the salt structure. Palaeoclimatic effects have to be considered as depth-dependent effects. However, most depth intervals investigated in this study are deeper (> 2500–3000m) than the measurable range of the thermal influence of climatic changes in the past. Other corrections applied refer to the in-situ temperature correction of  $\lambda$  measured under room conditions and corrections of temperature disturbances caused by the drilling process.

The determined  $q$  values show an uncertainty of approximately 15% for all locations. The  $q_s$  values range between 70–90  $\text{mW}/\text{m}^2$  (average value: 77  $\text{mW}/\text{m}^2$ ). It is shown that both the chemistry and thickness of the magmatic complexes at the basin basis and of the Mesozoic and Cenozoic sediments, whose lithology differs depending on the location in the basin and on the positioning to salt structures in particular, affect the differentiation of  $q_s$ . The  $q_s$  values of this study do not coincide with the distribution pattern of former  $q_s$  maps.

In order to investigate the thermal consequences of different assumptions of structure and composition of the crust and the lithosphere, 2-D sections were modelled under steady-state conditions. Variable compositions of the crust and different thicknesses of the lithosphere could explain the  $q_s$  values determined. The results show, on the one hand, that changes of thermal properties of the deep crustal rocks affect the value of  $q_s$  less strongly than changes in the upper crust. On the other hand, the models show that the relatively high  $q_s$  in the NEGB could be explained by a plausible choice of thermal parameters of the crust with a lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) at a depth of 70 km. A LAB 100 km deep, which according

to refraction-seismic results is more realistic, causes a decrease of  $q_s$  by nearly 10 mW/m<sup>2</sup>, which would then need to be balanced by increased  $A$  values in the crust. For the area of the Pritzwalk region, in which magnetic and gravimetric anomalies are observed, two petrological concepts of crustal structure are presented. The first concept assumes that the anomaly of Pritzwalk can be explained by an orogenic thrust complex that includes slabs of high density and magnetic oceanic crust, accreted onto the margin of Baltica. The second concept assumes that the anomaly can be caused by locally intruded dense rocks in the lower and middle crust. The different scenarios result in different  $q_s$  values. It is expected that the Pritzwalk anomaly of dense rock and minor heat production causes a negative thermal anomaly at the surface.

Without a better knowledge of the deeper subsurface of the NEGB it cannot be evaluated as to which degree the determined mean  $q_s$  depends on a high heat production of the crust, or a high mantle heat flow, respectively. In addition it cannot be ruled out that the thermal regime of the NEGB is non-stationary.

# Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	III
Summary	VII
Abbildungsverzeichnis	XV
Tabellenverzeichnis	XVII
Symbole und Abkürzungen	XVIII
Einleitung	1
<b>1 Grundlagen zur Berechnung der terrestrischen Wärmestromdichte</b>	<b>4</b>
1.1 Einführung . . . . .	4
1.2 Temperatur . . . . .	6
1.3 Wärmeleitfähigkeit . . . . .	8
1.3.1 Bestimmung aus Labormessungen . . . . .	9
1.3.2 Korrektur zu in-situ Bedingungen . . . . .	12
1.3.3 Bestimmung aus Bohrlochmessungen . . . . .	15
1.4 Radiogene Wärmeproduktion . . . . .	18
1.4.1 Bestimmung aus Labormessungen . . . . .	19
1.4.2 Bestimmung aus Bohrlochmessungen . . . . .	23
1.5 Berechnung der terrestrischen Wärmestromdichte . . . . .	25
1.5.1 Intervallmethode . . . . .	25
1.5.2 Bullard-Methode . . . . .	28
1.5.3 Störungen und ihre Korrektur . . . . .	29
1.5.4 Konsequenzen durch die Qualität der Eingangsparameter . . . . .	33
<b>2 Geologie des Nordostdeutschen Beckens (NEDB)</b>	<b>35</b>
2.1 Strukturgeologischer Überblick . . . . .	35
2.2 Tektonische Entwicklung . . . . .	41
2.3 Stratigraphie, Fazies und Lithologie . . . . .	43
2.3.1 Prädevon . . . . .	43
2.3.2 Devon . . . . .	44

2.3.3	Karbon . . . . .	44
2.3.4	Permokarbonische Vulkanite . . . . .	46
2.3.5	Perm (Sedimentäres Rotliegend) . . . . .	49
2.3.6	Perm (Zechstein) . . . . .	56
2.3.7	Postperm . . . . .	57
<b>3</b>	<b>Bestimmung der Wärmestromdichte im NEDB</b>	<b>59</b>
3.1	Datenlage im NEDB und Auswahl der Lokationen zur Bestimmung der Wärmestromdichte . . . . .	59
3.1.1	Temperaturmessungen . . . . .	59
3.1.2	Thermische Gesteinsparameter . . . . .	60
3.1.3	Bohrkerne und Bohrungsunterlagen . . . . .	61
3.1.4	Weitere relevante Daten . . . . .	63
3.2	Neudaten thermischer Gesteinsparameter . . . . .	63
3.2.1	Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit (und Porosität) . . . . .	63
3.2.1.1	Anisotropie, Porosität und Mineralogie . . . . .	64
3.2.1.2	Formationswärmeleitfähigkeiten (Präzechstein) . . . . .	71
3.2.2	Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion . . . . .	74
3.2.2.1	Wärmeproduktion aus U-, Th- und K-Gehalten . . . . .	75
3.2.2.2	Wärmeproduktion aus der Bohrlochgeophysik . . . . .	76
3.2.3	Diskussion zu Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion . . . . .	83
3.3	Bewertung paläoklimatischer Effekte im NEDB . . . . .	86
3.4	Untersuchung des Einflusses von Salzstrukturen auf das Temperaturfeld . . . . .	88
3.4.1	Eindimensionale Modellierungen . . . . .	90
3.4.2	Zweidimensionale Modellierungen . . . . .	93
3.4.3	Dreidimensionale Modellierungen . . . . .	99
3.4.4	Diskussion der Ergebnisse . . . . .	104
3.5	Berechnung der Wärmestromdichte an ausgewählten Bohrungen im NEDB . . . . .	106
3.5.1	Bohrungen mit vom Bohrvorgang ungestörten Temperaturprofilen . . . . .	106
3.5.1.1	<i>GrSk 3/90</i> . . . . .	106
3.5.1.2	<i>Gs 2/67</i> . . . . .	111
3.5.1.3	<i>RmwL 11A/69</i> . . . . .	115
3.5.1.4	<i>Sam 101/62</i> . . . . .	120
3.5.2	Bohrungen mit vom Bohrvorgang gering gestörten Temperaturprofilen . . . . .	124
3.5.2.1	<i>Barth 1/63</i> . . . . .	125
3.5.2.2	<i>Chi 1/71</i> . . . . .	131
3.5.2.3	<i>Pw 2/76</i> . . . . .	134
3.5.2.4	<i>Sw 2/64</i> . . . . .	137
3.5.3	Bohrungen mit vom Bohrvorgang stark gestörten Temperaturprofilen . . . . .	140
3.5.3.1	<i>Binz 1/73</i> . . . . .	140
3.5.3.2	<i>Gap 1/86</i> . . . . .	143

3.5.3.3	<i>FdlN 2/70</i> . . . . .	146
3.5.3.4	<i>Pnl 1/75</i> . . . . .	149
3.5.3.5	<i>Gv 1/78</i> . . . . .	152
<b>4</b>	<b>Interpretation der Wärmestromdichte im NEDB</b>	<b>155</b>
4.1	Oberflächenwärmestromdichte und radiogene Wärmeproduktion . . . . .	155
4.2	2D Krustenmodellierung . . . . .	158
4.2.1	Modellaufbau . . . . .	158
4.2.2	Modellierte Temperaturen und Verteilung der Wärmestromdichte . . . . .	164
4.2.3	Lage der thermischen Lithosphären-Asthenosphären-Grenze . . . . .	170
4.2.4	Zusammenfassung . . . . .	174
<b>5</b>	<b>Diskussion</b>	<b>175</b>
5.1	Oberflächen- und Mantelwärmestrom ( $q_s$ und $q_m$ ) . . . . .	175
5.2	Temperaturverteilung . . . . .	179
5.3	Schlussfolgerungen . . . . .	180
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>182</b>
	<b>Anhang</b>	<b>200</b>
A.1	Ergänzungen . . . . .	200
A.1.1	Bohrlochmessungen: GR-Korrekturdiagramme . . . . .	200
A.1.2	Vulkanitgliederungen . . . . .	202
A.1.3	Paläoklima . . . . .	205
A.1.4	1D Modellierung . . . . .	205
A.2	Messwerte . . . . .	207
A.3	Wärmeproduktion aus Bohrlochmessungen . . . . .	212
A.3.1	Benutzte Bohrungen mit GR-Logs . . . . .	212
A.4	Auswertungen der GR-Logs . . . . .	213
A.5	Formationswärmeleitfähigkeiten . . . . .	219
A.6	Modalbestandsanalysen . . . . .	223
	<b>Danksagung</b>	<b>225</b>

# Abbildungsverzeichnis

1.1	Aufbau der TCS-Apparatur . . . . .	11
1.2	Beispiel eines Messergebnisses mit der TCS-Apparatur . . . . .	11
1.3	Mittlere Kurven der temperaturabhängigen Wärmeleitfähigkeit nach Gesteinsklassen nach Seipold (2001). . . . .	15
1.4	Aufbau eines wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenzspektrometers . . . . .	19
1.5	Prinzipieller Aufbau eines Massenspektrometers . . . . .	20
1.6	Prinzipielle Anordnung des Gammaskpektrometers . . . . .	22
1.7	Bausteine der Impulsverarbeitung . . . . .	22
1.8	API-Sonden Kalibrierungseinrichtung in Houston . . . . .	23
1.9	Beispiel zur Intervallmethode . . . . .	27
1.10	Beispiel zur Bullard-Methode . . . . .	28
2.1	Das südliche Permbecken . . . . .	36
2.2	Modellvorstellung zum Übergangsbereich Varisziden - Baltika (nach Bayer et al., 2002). . . . .	38
2.3	Profilschnitt durch Nordostdeutschland nach Franke et al. (1996). . . . .	39
2.4	Tektonische Übersichtskarte des NEDB . . . . .	40
2.5	Stratigraphie des Präperm . . . . .	45
2.6	Verbreitung permokarbonischer Vulkanitassoziationen/-serien im NEDB . . . . .	47
2.7	Zusammensetzung permokarbonischer Vulkanite im NEDB zusammengestellt nach Benek et al. (1995, 1996) . . . . .	48
2.8	Rotliegend-Stratigraphie . . . . .	50
2.9	Stark vereinfachte Faziesverteilung nach dem NW-European Gas Atlas . . . . .	54
2.10	Fazies und Zementarten . . . . .	56
3.1	Karte der verwendeten Bohrungen . . . . .	62
3.2	Orientierungen der Wärmeleitfähigkeitsmessungen . . . . .	63
3.3	Häufigkeitsverteilung der Anisotropiewerte . . . . .	67
3.4	Einfluss der Tiefe auf Porosität und Wärmeleitfähigkeit . . . . .	68
3.5	Einfluss der Porenfüllung auf die Wärmeleitfähigkeit . . . . .	70
3.6	Abweichungen gemessener und kalkulierter Wärmeleitfähigkeit . . . . .	71
3.7	Akustische Laufzeit und Wärmeleitfähigkeit . . . . .	72

3.8	Korrelierung von GR-Logs in GE- und API-Einheiten . . . . .	78
3.9	Gammalog der Bohrung <i>Pa 1/68</i> im Teufenbereich 4693–7030 m . . . . .	81
3.10	Paläoklima und Temperaturfeld . . . . .	87
3.11	Wärmestromdichte Ostdeutschlands . . . . .	89
3.12	Einfluss von Salz im 1D Fall . . . . .	91
3.13	Einfluss von Salz im 1D Fall, Bohrung <i>Pa 1/68</i> . . . . .	92
3.14	Modellaufbau (Zonen 1-5, s. Tab. 3.9) für unterschiedliche Salzmächtigkeiten zur Modellierung mit Shemat . . . . .	93
3.15	Ergebnisse der 2D Modellierung . . . . .	95
3.16	Modellierung an der Struktur Parchim . . . . .	96
3.17	Vergleich der Modellergebnisse Struktur Parchim . . . . .	97
3.18	Modellierung an den Salzstrukturen Gransee . . . . .	98
3.19	Ergebnisse der 2D Modellierung an den Salzstrukturen Gransee . . . . .	98
3.20	Aufsicht auf das 3D Strukturmodell Gransee . . . . .	100
3.21	Tiefenschnitte der 3D Modellierung Gransee . . . . .	101
3.22	3D Modellierung Gransee . . . . .	102
3.23	Beobachtungsprofile der 3D Strukturmodellierung Gransee . . . . .	103
3.24	Temperaturprofil der Bohrung <i>GrSk 3/90</i> . . . . .	108
3.25	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>GrSk 3/90</i> . . . . .	109
3.26	Bullardplot über die Staßfurtfolge der Bohrung <i>GrSk 3/90</i> . . . . .	111
3.27	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>Gs 2/67</i> . . . . .	113
3.28	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>RmwL 11A/69</i> . . . . .	117
3.29	Bullardplot über die Salzabfolge der Bohrung <i>RmwL 11A/69</i> . . . . .	119
3.30	Bestimmung der Wärmestromdichte (Intervallmethode) an der Bohrung <i>RmwL 11A/69</i> innerhalb der Zechsteinabfolge . . . . .	119
3.31	Temperatur- und Gradientenprofil der Bohrung <i>Sam 101/62</i> . . . . .	122
3.32	Kernkisten (Vulkanite) der Bohrung <i>Sam 101/62</i> . . . . .	123
3.33	Temperatur- und Temperaturgradientenprofil der Bohrung <i>Barth 1/63</i> . . . . .	126
3.34	Temperatur-, Temperaturgradienten- und Gammaprofil der Vulkanite (Bohrung <i>Barth 1/63</i> ) . . . . .	128
3.35	Bullardplot Staßfurtsteinsalz der Bohrung <i>Barth 1/63</i> . . . . .	129
3.36	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>Chi 1/71</i> . . . . .	132
3.37	Bullardplot Staßfurtsteinsalz (Bohrung <i>Chi 1/71</i> ) . . . . .	134
3.38	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>Pw 2/76</i> . . . . .	136
3.39	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>Sw 2/64</i> . . . . .	138
3.40	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>Binz 1/73</i> . . . . .	142
3.41	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>Gap 1/86</i> . . . . .	145
3.42	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>FdlN 2/70</i> . . . . .	148
3.43	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>Pnl 1/75</i> . . . . .	151
3.44	Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung <i>Gv 1/78</i> . . . . .	153

---

4.1	Lokationen mit Angabe der Wärmestromdichte und Lage der seismischen Profile	156
4.2	Wärmestromdichte-Bilanzierung an 5 Lokationen . . . . .	157
4.3	Modellvarianten der thermischen 2D Modellierung . . . . .	159
4.4	Thermische Struktur entlang des modellierten Profils . . . . .	165
4.5	Vertikale Verteilung der Wärmeproduktion in den Krustenmodellen . . . . .	167
4.6	Differenzenbetrachtung von Modellvariante A und B . . . . .	169
4.7	Beeinflussung von $q_m$ durch unterschiedliche Lage der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze . . . . .	170
4.8	Beeinflussung von $q_s$ durch unterschiedliche Lage der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze . . . . .	171
4.9	Modellierte Temperaturen bei unterschiedlichem Verlauf Lithosphären-Asthenosphären-Grenze . . . . .	173
A.1	GR-Absorptionskorrektur für 95 mm Sonden . . . . .	200
A.2	GR-Absorptionskorrektur für 76 mm Sonden . . . . .	201



# Tabellenverzeichnis

1.1	Temperaturabhängige Wärmeleitfähigkeit von kristallinen Gesteinstypen nach Seipold (2001). . . . .	14
1.2	Mögliche Genauigkeit der Wärmestromdichteberechnungen in Abhängigkeit von der Bestimmung der Eingangsparameter . . . . .	34
2.1	Faziestypen im Rotliegend Norddeutschlands (aus: Gast et al., 1998, S. 75). . . . .	51
3.1	Wärmeleitfähigkeit $\lambda_{\perp}$ für wassergesättigte Proben . . . . .	65
3.2	Wärmeleitfähigkeit $\lambda_{\parallel}$ für wassergesättigte Proben . . . . .	66
3.3	Anisotropie der wassergesättigten Proben . . . . .	66
3.4	Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Hauptzementart . . . . .	68
3.5	Formationswärmeleitfähigkeiten im NEDB . . . . .	73
3.6	Tiefenintervalle von Bohrungen zur Umrechnung von Gamma-Einheiten nach API-Einheiten . . . . .	78
3.7	Wärmeproduktion von Gesteinen nach Labormessungen und GR-Log Auswertung	79
3.8	Wärmeproduktion von Formationen nach GR-Log Auswertung . . . . .	82
3.9	Eigenschaften der Modell-Zonen . . . . .	94
3.10	Wärmestromdichte der Bohrung <i>GrSk 3/90</i> nach der Intervallmethode . . . . .	111
3.11	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Gs 2/67</i> nach der Intervallmethode . . . . .	115
3.12	Wärmestromdichte der Bohrung <i>RmwL 11A/69</i> nach der Intervallmethode . . . . .	120
3.13	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Sam 101/62</i> nach der Intervallmethode . . . . .	123
3.14	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Barth 1/63</i> nach der Intervallmethode . . . . .	130
3.15	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Chi 1/71</i> nach der Intervallmethode . . . . .	134
3.16	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Pw 2/76</i> nach der Intervallmethode . . . . .	137
3.17	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Sw 2/64</i> nach der Intervallmethode . . . . .	140
3.18	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Binz 1/73</i> nach der Intervallmethode . . . . .	143
3.19	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Gap 1/86</i> nach der Intervallmethode . . . . .	146
3.20	Wärmestromdichte der Bohrung <i>FdlN 2/70</i> nach der Intervallmethode . . . . .	149
3.21	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Pnl 1/75</i> nach der Intervallmethode . . . . .	152
3.22	Wärmestromdichte der Bohrung <i>Gv 1/73</i> nach der Intervallmethode . . . . .	154
4.1	Zusammenfassung der in der 2D Krustenmodellierung benutzten thermischen Parameter . . . . .	163

---

A.1	Gliederung der sauren Vulkanite . . . . .	202
A.2	Gliederung der intermediären und basischen Vulkanite . . . . .	203
A.3	Übersicht der bei der Volumenbilanz berücksichtigten regionalen Vulkaniteinheiten nach Benek et al. (1995) . . . . .	204
A.4	Oberflächentemperaturen in der Bundesrepublik Deutschland nach Grubbe (1981), zitiert in Zoth & Haenel (1988) . . . . .	205
A.5	Wärmeproduktion aus Messdaten . . . . .	211
A.6	Übersicht der benutzten GR-Logs . . . . .	212
A.7	Auswertung der Bohrlochmessungen der natürlichen Gammastrahlung zur Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion . . . . .	219
A.8	Ermittelte Formationswärmeleitfähigkeiten . . . . .	220
A.9	Modalbestandsanalysen . . . . .	224

# Symbole und Abkürzungen

## Symbole

$A$	radiogene Wärmeproduktion	$\mu\text{W}/\text{m}^3$
$a$	Temperaturleitfähigkeit	$\text{m}^2/\text{s}$
$\alpha$	gesteinsspezifischer Druckkoeffizient	$\%/ \text{kbar}$
$c_p$	spezifische Wärme	$\text{J}/\text{K}/\text{kg}$
$\lambda$	Wärmeleitfähigkeit	$\text{W}/\text{m}/\text{K}$
$p$	lithostatischer Druck	kbar
$\phi$	Porosität	%
$q_s, Q$	Oberflächenwärmestromdichte, Wärmestromdichte	$\text{mW}/\text{m}^2$
$\rho$	Gesteinsdichte	$\text{kg}/\text{m}^3$
$T, \Delta T$	Temperatur, Temperaturdifferenz	$^\circ\text{C}, \text{K}$
$\text{grad}T$	Temperaturgradient	$\text{K}/\text{km}, ^\circ\text{C}/\text{km}$
$t_z, t_s$	Zirkulationszeit der Bohrlochspülung, Standzeit der Bohrung	h
$v$	akustische Laufzeit	$\text{km}/\text{s}$
$z$	Tiefe	m, km

## Häufige Abkürzungen

AFS	Altmark-Flechtingen-Subherzyn
BHT	Temperatur an der Bohrlochsohle (Bottom-Hole-Temperature)
EBB	Ostbrandenburg
EL	Elbe Lineament
EOL	Elbe Odra Linie
EFS	Elbe Störungssystem (Elbe-Fault-System)
GR	Gamma Ray (Bohrlochmessung der natürl. Radioaktivität)
KDF	Kaledonische Deformationsfront, entspr. weitestgehend der TS
MVR	Mecklenburg-Vorpommern-Rügen
NEDB	Nordostdeutsches Becken
STZ	Sorgenfrei-Tornquist-Zone
TEF	Trans-European-Fault
TS	Thor Suture, entspr. weitestgehend der KDF
TTZ	Tornquist-Teisseyre-Zone
VDF	Variszische Deformationsfront

# Einleitung

Die terrestrische Wärmestromdichte ist eine Grundgröße für die geodynamische und thermische Modellierung von Sedimentbecken. Ihre Kenntnis erlaubt bei ausreichender Qualität der Daten Rückschlüsse auf die herrschende geodynamische Situation und den stofflich-strukturellen Aufbau der unterlagernden krustalen Einheiten (s. z.B. Fowler, 1990). Sind thermische Eigenschaften der Sedimente und krustalen Einheiten bekannt, so lassen sich mit dem terrestrischen Wärmestrom Temperaturprofile der tieferen und der oberflächennahen Kruste berechnen. Damit eignet sich die terrestrische Wärmestromdichte auch als Planungsgrundlage in der angewandten Geothermie. Bisher publizierte Daten zur Oberflächenwärmestromdichte im Nordostdeutschen Becken (z.B. Geothermie-Atlas der DDR, ZGI (1984); Atlas of Geothermal Resources in Europe, Hurter & Haenel, 2002) sind in ihrer Verlässlichkeit nicht bewertbar, da keine Informationen über die verwendete Methodik zur Erstellung der Basisdaten vorliegen. Jüngere Forschungsarbeiten, z.B. am GeoForschungsZentrum Potsdam, konzentrierten sich u.a. auf die Modellierung eines überregionalen 3D-Temperaturfeldes unter Berücksichtigung des in der Literatur bis dahin publizierten Kenntnisstandes zur Wärmestromdichte und zur Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion der Gesteine (Bayer et al., 1997; Ondrak et al., 1998). Die Qualität dieser publizierten Daten ist sehr heterogen und entspricht teilweise nicht den notwendigen Anforderungen moderner Beckenstudien.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist daher die Neubewertung der terrestrischen Wärmestromdichte an einzelnen Bohrungen unter Berücksichtigung von kontinuierlichen Temperaturmessungen, von Labormessungen der Wärmeleitfähigkeit an Bohrkernen und unter Einbeziehung der lokalen strukturellen Situation. Die Wärmeproduktion in den Beckensedimenten wird bilanziert und ermöglicht damit eine Abschätzung der Wärmestromdichte zu Beginn der Sedimentation bzw. an der Oberkante des kristallinen Basements. Die ermittelten Wärmestromdichtewerte werden im krustalen Kontext betrachtet und interpretiert. Existierende unterschiedliche Modellvorstellungen zum tieferen Untergrund im Nordostdeutschen Becken werden dafür auf der Basis zweidimensionaler thermischer Modelle mit den in dieser Arbeit ermittelten Parametern bewertet.

Zunächst wird auf die Methodik der Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte eingegangen (Kap. 1). Der Wert der Wärmestromdichte wird von anderen messbaren Größen, nämlich der Temperatur und der Wärmeleitfähigkeit, bestimmt. Aufgrund der mangelhaften Kenntnis der thermischen Gesteinseigenschaften im Nordostdeutschen Becken wurden eigene Messungen zur Wärmeleitfähigkeit und zur radiogenen Wärmeproduktion der Gesteine durch-

geführt. Die verschiedenen Verfahren, die zur Messung dieser Parameter zum Einsatz kommen, werden vorgestellt, da die ermittelte Wärmestromdichte nicht zuletzt von der Genauigkeit dieser Verfahren abhängig ist. In diesem Abschnitt (Kap. 1) wird auch auf gebräuchliche und in dieser Arbeit angewandte Korrekturverfahren eingegangen. Damit wird dem Leser ein kompakter Überblick der Grundlagen zur Berechnung der terrestrischen Wärmestromdichte gegeben. Die bestimmenden Parameter der Wärmestromdichte sind dabei vor allem von den thermischen Eigenschaften der Gesteine abhängig.

Nach diesem einführenden methodischen Abschnitt ist daher der Darstellung der Geologie des Nordostdeutschen Beckens ein eigenes Kapitel gewidmet (Kap. 2). Hier wird zunächst auf die Lage des Beckens, die strukturgeologischen Vorstellungen und die tektonische Entwicklung eingegangen (Kap. 2–2.2), bevor die Stratigraphie, Fazies und Lithologie für die zur Bestimmung der Wärmestromdichte besonders relevante Einheiten des Nordostdeutschen Beckens behandelt wird (Kap. 2.3). Obwohl dieser Abschnitt ein eigenständiges Kapitel darstellt, ist er bereits Teil der Analyse der Wärmestromdichte im Nordostdeutschen Becken, da der geologische Hintergrund zum einen eine Bewertung der Ergebnisse aus den Untersuchungen zur Wärmeleitfähigkeit und zur Wärmeproduktion ermöglicht. Zum anderen bildet er auch die Grundlage für die eigentliche Durchführung der Bestimmung der Wärmestromdichte und zur Interpretation der ermittelten Wärmestromdichtewerte.

Im Kapitel 3 werden die notwendigen Schritte zur Bestimmung der Wärmestromdichte für das Nordostdeutsche Becken zusammenhängend dargestellt. Zunächst wird auf die genutzten Bohrungen und Daten eingegangen (Kap. 3.1). Aus der Art und Qualität dieser Daten ergeben sich unmittelbare Konsequenzen für die Untersuchung der terrestrischen Wärmestromdichte und die Tiefenlage, in der ihre Bestimmung erfolgt. Aus diesem Grunde ist dieser Abschnitt (Kap. 3.1) ebenso wie der folgende Abschnitt (Kap. 3.2), welcher die in dieser Arbeit durchgeführten petrophysikalischen Untersuchungen zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit und der radiogenen Wärmeproduktion an Gesteinen des Nordostdeutschen Beckens behandelt, bereits ein elementarer Bestandteil der Analyse der Wärmestromdichte. Die mögliche Einflussnahme von paläoklimatischen Effekten und Salzstrukturen im Nordostdeutschen Becken werden in einem weiteren Abschnitt diskutiert (Kap. 3.3 und Kap. 3.4), bevor die Bestimmung der Wärmestromdichte im Nordostdeutschen Becken mit der Berechnung einzelner Wärmestromdichtewerte für Bohrungslokationen abschließt (Kap. 3.5).

Die Interpretation, Bewertung und Diskussion der ermittelten Wärmestromdichteverhältnisse ist nicht mehr Bestandteil der Analyse im engeren Sinne, sondern erfolgt in eigenen Kapiteln (Kap. 4 und Kap. 5). In Kapitel 4 werden die ermittelten Wärmestromdichtewerte zum einen im Zusammenhang mit der radiogenen Wärmeproduktion der Gesteine interpretiert (Kap. 4.1). Die zweidimensionalen Modellrechnungen der thermischen Lithosphäre (Kap. 4.2) beleuchten dann die thermischen Auswirkungen unterschiedlicher Annahmen zum krustalen Aufbau im Nordostdeutschen Becken und stellen die Modellergebnisse in Relation zu den ermittelten Wärmestromdichtewerten. Der letzte Abschnitt der Arbeit (Kap. 5) diskutiert die Ergebnisse im Kontext anderer Arbeiten zur Wärmestromdichte im Nordostdeutschen Becken

und angrenzender Gebiete (Kap. 5.1). Dabei wird auch auf mögliche Temperaturverteilungen im Nordostdeutschen Becken, wie sie sich aus den durchgeführten Modellierungen ableiten lässt, eingegangen (Kap. 5.2). Anschließend wird in Kapitel 5.3 (Schlussfolgerungen) ein Fazit der Arbeit gezogen.

# Kapitel 1

## Grundlagen zur Berechnung der terrestrischen Wärmestromdichte

### 1.1 Einführung

Eine direkte Messung der terrestrischen Wärmestromdichte ist nicht möglich. Sie stellt eine indirekte Größe dar, welche durch das Fourier'sche Gesetz der Wärmeleitung beschrieben wird:

$$Q = -\lambda \cdot \text{grad}T, \quad (1.1)$$

wobei  $Q$  die terrestrische Wärmestromdichte  $\lambda$  die Wärmeleitfähigkeit in W/m/K und  $\text{grad}T$  den Temperaturgradienten darstellt.  $Q$  wird in Milliwatt pro Quadratmeter (mW/m<sup>2</sup>) angegeben. Das negative Vorzeichen in Gleichung 1.1 ist notwendig, weil der Temperaturgradient per Konvention in der Richtung der ansteigenden Temperaturen einen positiven Wert annimmt, der (positive) Wärmefluss aber in Richtung der abnehmenden Temperaturen stattfindet. Während der Temperaturgradient eine vektorielle Größe ( $\text{grad}T = (\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z})$ ) ist, ist die Wärmeleitfähigkeit richtungsabhängig und wird für einen anisotropen Körper durch einen (3x3)-Tensor beschrieben:

$$\lambda = \begin{pmatrix} \lambda_{xx} & \lambda_{xy} & \lambda_{xz} \\ \lambda_{yx} & \lambda_{yy} & \lambda_{yz} \\ \lambda_{zx} & \lambda_{zy} & \lambda_{zz} \end{pmatrix} .$$

Da Wärme in der Regel senkrecht zur Erdoberfläche transportiert wird, kann Gleichung 1.1 auf die Vertikalkomponente reduziert werden:

$$Q = \lambda_{zz} \frac{dT}{dz}, \quad (1.2)$$

Die Gleichungen 1.1 und 1.2 sind nur für konduktiven Wärmetransport gültig. Für die Anwendung von Gleichung 1.2 muss beachtet werden, dass für Gesteine, die in der Regel anisotrop sind, die Wärmeleitfähigkeit in der entsprechenden Richtung gemessen werden muss und die Wärmestromdichte durch Wärmequellen oder -senken verändert werden kann.

Konduktive Wärmetransportvorgänge im Untergrund werden durch die Energiebilanzgleichung beschrieben, die sich aus Gleichung 1.1 und dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik ergibt:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A, \quad (1.3)$$

mit  $T$  der Temperatur [ $K$ ],  $\lambda$  der Wärmeleitfähigkeit [ $W/m/K$ ],  $\rho$  der Gesteinsdichte [ $kg/m^3$ ],  $c_p$  der spezifischen Wärme [ $J/kg/K$ ] und  $A$  der Wärmeproduktion [ $\mu W/m^3$ ]. Im stationären Fall konstanter Wärmeleitung, d.h. im Falle zeitlicher Temperaturkonstanz ( $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$ ), gilt die Poisson-Gleichung:

$$\left[ \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right] = -\frac{A}{\lambda}, \quad (1.4)$$

Die entscheidenden Parameter zur Bestimmung der Wärmestromdichte sind damit Temperatur, Wärmeleitfähigkeit und (radioaktive) Wärmeproduktionsrate.

Erfolgt der Wärmetransport durch Konduktion (Gitter-, Phononenleitung) so können Rückschlüsse auf die stoffliche Zusammensetzung vorgenommen und der terrestrische Wärmestrom geodynamisch interpretiert werden (s. z.B. Balling, 1995; Carter et al., 1998; Springer & Förster, 1998; Förster & Förster, 2000). Hydrothermale Prozesse (Advektion, Konvektion), die ebenfalls Wärme transportieren, dürfen für derartige Interpretationen keine Rolle spielen. Advektion beschreibt dabei allgemein den Transport einer Eigenschaft (wie z.B. Wärme) durch das bestehende flüssige oder gasförmige Strömungsfeld. Konvektive Prozesse treten auf, wenn es zu (vertikalen) Bewegungen von Fluiden aufgrund von Dichteunterschieden, die durch Temperaturvariationen hervorgerufen wurden, kommt. Damit hydrothermale Prozesse einen dominierenden Anteil am Wärmetransport übernehmen können, müssen (a) die Wegsamkeiten entsprechend ausgebildet sein und (b) ausreichende Transportgeschwindigkeit erzielt werden. Die Wegsamkeiten können durch Störungen, Klüfte oder permeable Gesteine gegeben sein und die Transportgeschwindigkeiten durch Potentialunterschiede (Relief) ermöglicht werden. Beispiele für advective Beeinflussung des Wärmetransportes finden sich z.B. bei Drury (1984), Drury et al. (1984), Deming et al. (1992) und Bachu (1999). Vor allem in reliefbetontem Gelände sind die obersten Grundwasserleiter oft stark advektiven Prozessen ausgesetzt (s. Cranganu, 1998; Gosnold Jr., 1999). Tiefere Bereiche (mit geringem Relief) können durch konvektive Strömungen beeinflusst sein, die aufgrund von Dichteunterschieden (unterschiedliche Salzgehalte) entstehen. Diese großskaligen Konvektionen sind normalerweise auf Gebiete mit anormal hohen Temperaturgradienten und permeablen Formationen beschränkt (Drury et al., 1984), sehr kleinmaßstäbliche Konvektionszellen können sich aber auch in Bohrungen ausbilden (s. z.B. Gretener, 1967).

Für die Lokationen im Nordostdeutschen Becken, an denen in dieser Arbeit die Wärmestromdichte bestimmt worden ist, werden keine großskaligen, beckenweite Konvektions- oder Advektionsströmungen angenommen. Die Bereiche liegen i.d.R. relativ tief, so dass keine hohen Permeabilitäten und Porositäten in den konsolidierten Sedimenten angetroffen wurden. Zusätzlich existieren im Nordostdeutschen Becken nur geringe topographische Unterschiede, so dass ein wesentlicher Antriebsmechanismus für die Ausbildung advektiver Strömungen fehlt



(vgl. Deming et al., 1992). Daher wird in diesen Bereichen von einem vorwiegend konduktivem Wärmetransport ausgegangen. Eine ähnliche Situation ist von Carter et al. (1998) für das Anadarko Becken in Oklahoma beschrieben worden. Auch aufgrund des hohen Salzgehaltes der Fluide und der herrschenden Druckverhältnisse in den tiefen Beckenabschnitten vermuten sie nur sehr geringe Fluidbewegungen in diesen Bereichen und gehen von einem dominierenden konduktivem Wärmetransport aus. Trifft dies auch für das Nordostdeutsche Becken zu, so sollten die ermittelten Wärmestromdichtewerte in einem klaren Zusammenhang zum krustalen Aufbau stehen.

Neben Konduktion und Advektion/Konvektion gibt es noch eine dritte Art der Wärmeleitung, die Radiation. Sie erlangt jedoch erst bei Temperaturen größer als 1000 °C einen bedeutenden Einfluss und ist daher für Wärmestromdichtebestimmungen innerhalb der Kruste und des oberen Erdmantels von untergeordneter Bedeutung. Der radiative Wärmetransport spielt aus diesem Grund für die eigentliche Berechnung der Wärmestromdichte in dieser Arbeit (Kap. 3.5) keine Rolle, erst bei der für die Interpretation der bestimmten Werte durchgeführten thermischen Modellierungen der Lithosphäre (Kap. 4.2) wird die radiative Komponente berücksichtigt.

Die Wärmestromdichte ist eine komplexe Größe, die nicht nur von gemessenen Größen, sondern auch von der Interpretation dieser gemessenen Werte und einer ggf. notwendigen Korrektur abhängt. Daher werden im Folgenden zunächst die einzelnen Größen (Temperatur, Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion) und ihre Bestimmungsmethoden näher erörtert.

## 1.2 Temperatur

Die Kenntnis der Gebirgstemperaturen ist eine Grundvoraussetzung zur Berechnung der Wärmestromdichte. Ihre Bestimmung erfolgt vorzugsweise durch die Messung mit Temperatursensoren in Bohrungen (Blackwell & Spafford, 1987; Beck & Balling, 1988). Ob dabei das Messergebnis die Temperaturbedingungen im ungestörten Gebirge ausreichend widerspiegelt, hängt vor allem von dem Zeitpunkt der Messung nach dem Abteufen der Bohrung ab (Bullard, 1947; Lachenbruch & Brewer, 1959).

In kommerziellen Bohrlochmessungen werden routinemäßig am Ende eines Bohrvorgangs an der Bohrlochsohle Maximumtemperaturen, sogenannte „*Bottom-Hole Temperatures*“ (BHT) gemessen. Die Registrierung der Temperatur findet dabei unter durch den Bohrvorgang gestörten thermischen Bedingungen statt und repräsentiert mehr den thermischen Einfluss der Bohrung auf das Gebirge als die in-situ Gebirgstemperatur unter Gleichgewichtsbedingungen. Zudem sind solche Messungen nicht mit einem wissenschaftlichen Anspruch durchgeführt worden. Probleme können aus unkalibrierten Temperatursensoren, Ablese- und Rundungsfehlern oder falschen Bohrtiefenangaben resultieren (Deming et al., 1990). Obwohl die Unzulänglichkeiten der BHT-Daten bekannt sind (Speece et al., 1985; Hermanrud et al., 1990; Deming et al., 1990; Jessop, 1990 und Förster, 2001), stellen sie oft die einzige Informationsquelle für die Gebirgstemperatur dar und werden deshalb zur Berechnung der Wärmestromdichte oder des

thermischen Feldes herangezogen (s. Chapman et al., 1984a; Deming & Chapman, 1988a, 1988b; Funnell et al., 1996; Majorowicz & Embry, 1998; Springer & Förster, 1998). Verschiedene Methoden, die für eine Korrektur der vom Bohrvorgang gestörten BHT-Daten entwickelt wurden, finden sich z.B. bei Deming (1989) und Hermanrud et al. (1990). Die gebräuchlichste ist der sogenannte „Horner-Plot“ (Horner, 1951), da die Parameter, die für die Korrektur gebraucht werden, in der Regel bekannt sind. Bei dem Horner-Plot-Verfahren wird die durch die Zirkulation der Bohrspülung bedingte Temperaturstörung durch eine Linienquelle in einer homogenen Umgebung modelliert. Die empirische Formel, die den Temperaturangleich an den ungestörten Gleichgewichtszustand einer Bohrung beschreibt, lautet:

$$T(t_s) = T_\infty + \frac{Q}{4\pi\lambda} \cdot \ln \left( 1 + \frac{t_z}{t_s} \right), \quad (1.5)$$

wobei  $T_\infty$  die Gleichgewichtstemperatur,  $t_s$  die Standzeit (bzw. die Zeit zwischen Beendigung des Spülvorganges und der Temperaturmessung),  $t_z$  die Zirkulationszeit der Bohrlochspülung und der Ausdruck  $\frac{Q}{4\pi\lambda}$  die Steigung der Hornerlinie als unbekanntes Konstante darstellt (Beck & Balling, 1988). Im letztgenannten Ausdruck bedeuten  $Q$  zugeführte Wärme pro Einheitslänge und -zeit und  $\lambda$  Wärmeleitfähigkeit des umgebenden Gesteins. Um die Methode anwenden zu können, sind für eine Bohrung Zeit-Temperatur-Datensätze notwendig und es werden Angaben zu Stand- und Zirkulationszeit benötigt. Dabei sollten Messungen, die eine Standzeit von weniger als 5 Stunden aufweisen, generell nicht berücksichtigt werden, da die Bohrspülung bei kürzeren Standzeiten noch zirkulieren kann (Shen & Beck, 1986). Es hat sich jedoch gezeigt, dass die korrigierten BHT Daten, die aufgrund schlechter Aufzeichnungen und weiterer physikalischer Effekte, die von den Korrekturverfahren nicht berücksichtigt werden, große Fehler beinhalten können (Hermanrud et al., 1990). Dabei unterschätzen die korrigierten BHT Daten in der Regel die Formationstemperatur beträchtlich (um bis zu 10-15 °C s. Deming, 1989; Funnell et al., 1996; Förster, 2001). Es ist daher unmöglich, eindeutige Formationstemperaturgradienten mit BHT Daten zu bestimmen (Deming, 1989; Förster & Merriam, 1999; Majorowicz et al., 1998), selbst über große Intervalle (>1 km) gebildete Gradienten können kaum besser als in der Größenordnung von  $\pm 5-14$  % bestimmt werden (Lee et al., 1996).

Kontinuierliche Temperaturprofile, die zumeist mit konventionellen Thermistor-Sonden gemessen werden, sind aufgezeichneten Maximaltemperaturen vorzuziehen. Wenn die seit dem Bohrungsende verstrichene Zeit lang genug war, dann repräsentiert das Temperaturprofil die tatsächlichen Formationstemperaturen, andernfalls ist es durch den (Rotary-) Bohrvorgang und die damit verbundene Spülungszirkulation gestört. Die zirkulierende Spülung kühlt den unteren Bereich der Bohrung und nimmt dabei selbst Wärme auf, die sie oberhalb einer sogenannten neutralen Teufe (Pivot-Punkt bzw. „Cross-Over-Point“) wieder an das Gestein abgibt. Die Zeit, die für die Erreichung des ungestörten Zustandes benötigt wird, hängt von der Dauer der Temperaturstörung (also von der Dauer der Bohrungsaktivität und der ununterbrochenen Zirkulation der Bohrspülung, und damit zumeist von der Bohrungstiefe) und der Temperaturdifferenz von Spülung und Formation ab. Numerische Korrekturen (z.B. Lachenbruch & Brewer, 1959) sind nur durchführbar, wenn die relevanten Informationen über Bohrungs- und

Spülungsaktivitäten vorliegen. Die Korrektur greift dabei auf Gleichung 1.5 zurück;  $t_z$  wird dann als Dauer der Beeinflussung durch den Bohrvorgang in der entsprechenden Tiefe und  $t_s$  als die Zeit seit dem Ende der Bohrungsaktivitäten angesehen. Wird für eine bestimmte Tiefe  $z$  die Temperatur  $T(z, +T)$  gegen die logarithmische Funktion der Zeit aufgetragen, so ergibt sich eine Gerade, von der die ungestörte Gebirgstemperatur der zugehörigen Tiefe abgelesen werden kann. Einige Tage bis Wochen Standzeit werden benötigt, um diese Gerade ausreichend genau bestimmen zu können (Beck & Balling, 1988). Die Zeiten, die gebraucht werden, um ein vom Bohrvorgang ungestörtes Temperaturprofil messen zu können, sind sehr viel länger. Für Bohrungen aus dem Nordostdeutschen Becken gibt Förster (2001) Standzeiten von etwa 1000 Stunden (40 Tage) für Bohrungen mit einer Endteufe von bis zu 2000 m und von 4000–6000 Stunden (160–250 Tage) für Bohrungen mit einer Endteufe von mehr als 2000 m an, damit die Formationstemperatur der Bohrlochsohle auf  $\pm 1,5$  °C genau erfasst wird. Die erforderlichen Standzeiten bis zum Wiedereintritt des thermischen Gleichgewichts sind für Tiefbohrungen (mit wesentlich längeren Bohrungs- und Spülungszeiträumen) also deutlich länger.

Kontinuierliche Temperaturprofile ermöglichen die Berechnung von Temperaturgradientenprofilen, welche sich auch hervorragend als Indikatoren für die Anzeige von Lithologiewechseln in den Bohrprofilen eignen, wenn sich das Temperaturlog im thermischen Gleichgewicht befindet und konduktiver Wärmetransport dominiert (Blackwell et al., 1999). Dadurch erschließen sich bei entsprechender Auflösung auch Möglichkeiten, Fluidbewegungen und Regionen mit Gasproduktion in der Bohrung zu lokalisieren (s. z.B. Bredehoeft & Papadopulos, 1965; Drury, 1984; Drury et al., 1984; Jessop & Vigrass, 1989). Tiefenabschnitte mit charakteristischer Lithologie und bekannter Wärmeleitfähigkeit können zusammen mit dem entsprechenden Temperaturgradienten zur Bestimmung der Wärmestromdichte genutzt werden. Dadurch kann in einer Bohrung die Wärmestromdichte in mehreren Intervallen bestimmt und - wenn konduktiver Wärmetransport vorherrscht - die Wärmeleitfähigkeit für Bereiche, in denen keine gemessenen Wärmeleitfähigkeitswerte bekannt sind, abgeschätzt werden (s. z.B. Blackwell et al., 1999). Kontinuierliche Temperaturprofile erschließen damit Möglichkeiten, die zu einem besseren Verständnis der thermischen Struktur von Sedimentbecken beitragen und die durch keine andere Messmethode ermöglicht werden können.

### 1.3 Wärmeleitfähigkeit

Für die Bestimmung der Wärmestromdichte muss neben dem Temperaturgradienten auch die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine in dem entsprechenden Tiefenintervall bekannt sein. Sie ist eine Materialeigenschaft der Gesteine und von Zusammensetzung, Geometrie der Gesteinsmatrix bzw. des Porenraumes und der Porenfüllung abhängig. Zusätzlich wird die Wärmeleitfähigkeit von Umgebungsdruck und -temperatur beeinflusst. Für ihre Bestimmung sind mehrere Verfahren üblich, die von der direkten Messung des Gesteins bis zur Abschätzung der Wärmeleitfähigkeit aus dem Mineralbestand reichen. Die aus dem Mineralbestand berechneten oder unter Laborbedingungen gemessenen Werte der Wärmeleitfähigkeit müssen dabei für die Bestimmung

der Wärmestromdichte auf in-situ Bedingungen korrigiert werden (s. Abschnitt 1.3.2). Zusammenfassungen über die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen und Mineralen und ihre Beeinflussung werden von Clauser & Huenges (1995) und Schön (1996) gegeben. Um die Heterogenitäten in einer geologischen Abfolge besser erfassen und damit exaktere mittlere Wärmeleitfähigkeiten für einen Tiefenbereich angeben zu können, existieren auch Ansätze, die Wärmeleitfähigkeit in-situ im Bohrloch zu messen oder sie indirekt aus geophysikalischen Bohrlochmessungen abzuleiten (s. Abschnitt 1.3.3).

### 1.3.1 Bestimmung aus Labormessungen

Die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen kann mit unterschiedlichen Verfahren im Labor gemessen werden (s. u.a. Blackwell & Steele, 1989; Pribnow, 1994; Midttømme & Roaldset, 1999; Popov et al., 1999). Die in der Vergangenheit für thermische Studien bevorzugt angewandten Apparaturen sind die sogenannte „*Divided-Bar-Apparatur*“, ein stationäres, und die „*Nadelsonde*“ (auch Linienquelle), ein instationäres Messverfahren. Ein neueres ebenfalls instationäres Messverfahren, welches die Durchführung vieler Messungen innerhalb deutlich kürzerer Messzeiten erlaubt, ist die „*Optical-Scanning-Apparatur*“ (auch „Thermal Conductivity Scanning“, TCS). Die stationäre und die instationäre Messmethode unterscheiden sich im Zustand des Wärmestroms, im Aufwand der Probenpräparation und im Charakter der bestimmten Wärmeleitfähigkeit. Während die TCS-Apparatur und die Linienquelle im Rahmen dieser Arbeit zum Einsatz kamen, ist eine Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit mit der Divided-Bar-Apparatur nicht vorgenommen worden, da sie ein vergleichsweise hohes Maß an Probenpräparation erfordert. Da sie jedoch eine weit verbreitete Apparatur zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit ist, wird dieses Messverfahren zunächst vorgestellt.

Bei der **Divided-Bar-Apparatur** sind zwei gegenüberliegende Seiten der Probe in Kontakt mit Wärmereservoirs unterschiedlicher Temperatur. Nach einer gewissen Zeit stellt sich vom höheren zum niedrigeren Temperaturniveau ein konstanter Wärmestrom durch die Probe ein. Die Wärmeleitfähigkeit der Probe lässt sich nach Gleichung 1.6 bestimmen, wenn Wärmestromdichte und Temperaturgradient bekannt sind:

$$\lambda_{Probe} = \lambda_{Standard} \cdot \frac{d_{Probe}}{d_{Standard}} \cdot \frac{\Delta T_{Standard}}{\Delta T_{Probe}}, \quad (1.6)$$

wobei  $\lambda$  = Wärmeleitfähigkeit [ $W/m/K$ ],  $d$  = Dicke [ $m$ ],  $\Delta T$  = Temperaturdifferenz. Der Temperaturgradient wird über zwei Temperatursensoren in der Probe gemessen, die Wärmestromdichte muss über den Temperaturgradienten an einem Material mit bekannter Wärmeleitfähigkeit berechnet werden. Die Wärmeleitfähigkeit der Probe wird also relativ bestimmt, wobei das Standardmaterial für die Berechnung des eingestellten Wärmestroms notwendig ist. Die bestimmte Wärmeleitfähigkeit lässt sich eindeutig einer Richtung zuweisen: parallel zum Wärmestrom.

Der Aufwand der Probenpräparation für diese stationäre Messmethode ist verhältnismäßig groß und zeitintensiv: es müssen für den Versuchsstand entsprechende Zylinder aus dem Bohrkern gebohrt und die Oberflächen absolut eben und planparallel aufgearbeitet werden, um

die Kontaktwiderstände zwischen den einzelnen Zylindern zu minimieren. Die Messung selbst dauert etwa 20 Minuten (Pribnow, 1994). Sass & Munroe (1971) erweiterten die Divided-Bar-Apparatur durch die Möglichkeit, mit ihr auch die Wärmeleitfähigkeit von Bohrklein aus der Bohrspülung (sogenannte Cutting-Proben) zu messen.

Das instationäre Messverfahren nutzt eine konstante oder impulsartige Temperaturänderung für die Bestimmung des zur Berechnung der Wärmeleitfähigkeit notwendigen Temperaturgradienten. Dabei werden Quellen unterschiedlichster Geometrie verwendet, die je nach Aufbau eine relative oder absolute Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit ermöglichen.

Das Messprinzip der **Linienquelle** geht auf Blackwell (1954) zurück. Die Linienquelle, die in Kontakt mit der Probe steht, wird kontinuierlich geheizt und während der Heizdauer die Temperatur der Quelle selbst gemessen. Die Sonde besteht aus einem in eine Metallhülse eingelassenem Keramikröhrchen, welches von einem Heizdraht schlaufenförmig durchzogen wird. Innen integriert ist der Temperatursensor. Trägt man die Quellentemperatur gegen den Logarithmus der Heizdauer auf, so ist der Bereich, in dem die anfänglichen Kontaktwiderstände überwunden sind, an der Linearität der Kurvensteigung erkennbar. Gleichung 1.7 bildet die Grundlage zur Berechnung der Wärmeleitfähigkeit der Probe aus der verwendeten Heizleistung ( $Q$ ) und der inversen Steigung in diesem Zeitbereich (Jaeger, 1956).

$$\lambda = \frac{Q}{4\pi} \cdot \frac{t_2 - t_1}{T(t_2) - T(t_1)} \quad (1.7)$$

Mit der *Halbraumlinienquelle* wird auf einer gesägten und möglichst ebenen und planparallelen Oberfläche der Probe gemessen. Die Linienquelle ist dabei fest in einem Plexiglasblock eingeklebt, so dass sie an der Grenze zweier Halbräume liegt. Die Wärmeleitfähigkeit von Plexiglas beträgt annähernd null W/m/K ( $\lambda_{Plexiglas} = 0,16$  W/m/K), so dass fast die gesamte produzierte Wärme von dem anderen Halbraum (= dem Probenkörper) aufgenommen wird. Für die Auswertung nach Gleichung 1.7 verdoppelt sich dabei die anzusetzende Heizleistung. Die Richtung der bestimmten Wärmeleitfähigkeit ist bei der Linienquelle nicht eindeutig zuzuordnen. Vielmehr ist das Ergebnis der Messung ein skalarer Wert, der eine Integration der Wärmeleitfähigkeit aus der Ebene senkrecht zur Quellenachse am Ort der Temperaturerfassung darstellt. Die Eindringtiefe des Temperaturfeldes der Halbraumlinienquelle soll dabei für gesteinstypische Wärmeleitfähigkeiten bei 2 bis 3 cm liegen (Erbas, 1985 in Pribnow, 1994).

Die Grundlagen des Messverfahrens der **TCS-Apparatur** sind von Yuri Popov entwickelt worden (Popov, 1983; Popov et al., 1983; Popov et al., 1985). Eine fokussierende, mobile und kontinuierlich arbeitende Wärmequelle fährt dabei zusammen mit Infrarot-Temperatursensoren einen ebenen oder zylindrischen Probenkörper ab. Die Wärmequelle und die Temperatursensoren bewegen sich mit gleicher relativer Geschwindigkeit und mit gleichem Abstand zueinander entlang der Probenkörper (siehe Abb. 1.1).

Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit basiert auf dem Vergleich der durch die Wärmequelle erhöhten Temperaturen von Standards (die eine bekannte Wärmeleitfähigkeit  $\lambda_R$  besitzen) mit den erhöhten Temperaturen von einer oder mehreren Proben mit unbekannter Wärmeleitfähig-

keit (siehe Abb. 1.2): der maximale Temperaturanstieg  $\Theta$  wird durch die Beziehung

$$\Theta = \frac{Q}{2\pi \cdot x \cdot \lambda} \quad (1.8)$$

bestimmt. Dabei ist  $Q$  die Heizleistung der Wärmequelle,  $x$  die Entfernung zwischen Quelle und Temperatursensor, und  $\lambda$  die Wärmeleitfähigkeit. Das Verhältnis von  $\Theta$  und  $\Theta_R$  wird dabei bei durch die gemessenen elektrischen Spannungen  $U$  und  $U_R$  bestimmt, die sich proportional verhalten (Gleichung 1.9):

$$\lambda = \lambda_R \cdot \left( \frac{\Theta_R}{\Theta} \right) = \lambda_R \cdot \left( \frac{U_R}{U} \right) \quad (1.9)$$

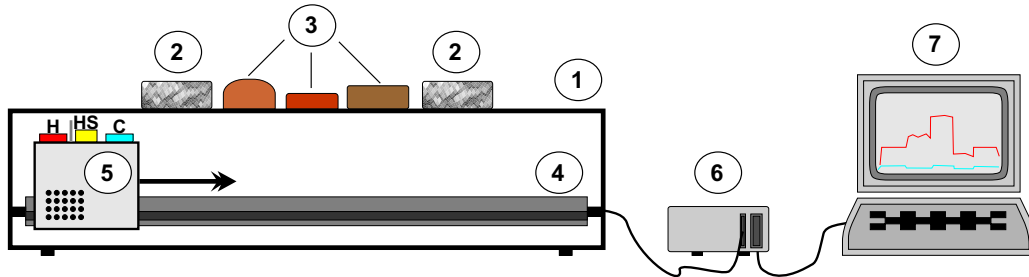


Abbildung 1.1: Prinzipieller Aufbau einer TCS-Apparatur. 1 Messplattform zum Platzieren von Standards und Gesteinsproben; 2 Standard-Probe; 3 Gesteinsproben; 4 Elektro-mechanischer Scanner mit Schrittmotor; 5 Optische Einheit mit Wärmequelle (HS) und zwei Infrarotsensoren für die kontaktlose Messung der Temperaturen vor (Sensor C) und nach der Erwärmung (Sensor H); 6 Elektronische Steuereinheit; 7 Rechner mit Auswertesoftware.

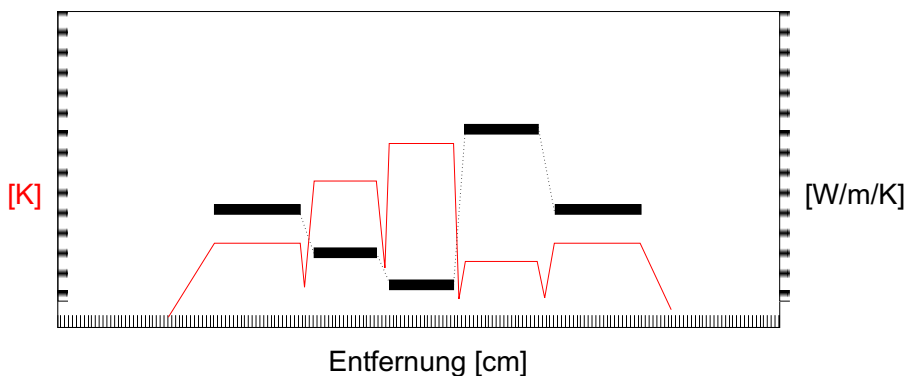


Abbildung 1.2: Beispiel eines Messergebnisses mit der TCS-Apparatur.  $\Theta$  = Temperatur des Sensors H (durchgezogene Linie);  $\lambda$  = Wärmeleitfähigkeit nach Gleichung 1.8 (gestrichelte Linien und Balken).

Pribnow (1994) und Popov et al. (1999) belegen durch Vergleich der mit unterschiedlichen Messeinrichtungen gemessenen Wärmeleitfähigkeit, dass die TCS-Apparatur sich von den anderen Verfahren durch eine einfache Bedienung, durch berührungsfreie und sehr schnelle Messung und durch die Möglichkeit, direkt den Bereich einer Kernprobe zu vermessen und sich die

Heterogenität der Wärmeleitfähigkeit entlang der Messlinie anzeigen zu lassen, auszeichnet. Der überwiegende Teil der Wärmeleitfähigkeitsmessungen im Rahmen dieser Arbeit ist, wie eingangs erwähnt, mit der TCS-Apparatur durchgeführt worden. Einige wenige Proben wurden mit der Linienquelle gemessen, als die TCS-Apparatur noch nicht zur Verfügung stand. Aufgrund der hohen Probenmenge (über 350 Gesteinsproben) und dem damit verbundenen Aufwand der Probenpräparation wurde auf eine Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit mit der Divided-Bar-Apparatur verzichtet.

### 1.3.2 Korrektur zu in-situ Bedingungen

Eine Korrektur der Wärmeleitfähigkeit ist vor allem nötig, wenn unter in-situ Bedingungen (a) eine andere Füllung der Gesteinsporen (z.B. Luft, Wasser, Öl, Gas), (b) eine andere Umgebungstemperatur und (c) ein anderer Umgebungsdruck herrscht als unter den Laborbedingungen, bei denen die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit erfolgte. Während der Einfluss des Umgebungsdrucks auf die Wärmeleitfähigkeit vergleichsweise gering ist (<10 %), haben (a) und (b) einen starken Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit (bis zu 50 %) und müssen tiefenunabhängig beachtet werden.

Zur mathematischen Beschreibung der Beziehung zwischen **Porenfüllung** und **Wärmeleitfähigkeit** existieren viele unterschiedliche Ansätze, die intensiv diskutiert wurden (s. z.B. Birch & Clark, 1940; Woodside & Messmer, 1961a,b; Hashin & Shtrikman, 1962; Walsh & Decker, 1966; Huang, 1971; Beck, 1976; Zimmerman, 1989; Deming, 1994; Jones & Pascal, 1994; Luo et al., 1994; Pribnow, 1994; Stefánsson, 1997). Häufig benutzt werden z.B. das Dispersionsmodell nach Hashin & Shtrikman (1962), das Schichtmodell nach Birch & Clark (1940) und das geometrische Mittel (Woodside & Messmer, 1961b; Sass & Munroe, 1971). Stefánsson (1997) zeigt, dass das geometrische Mittel die Abhängigkeit von Wärmeleitfähigkeit und Porosität gegenüber der Anwendung des gewichteten harmonischen oder des gewichteten geometrischen Mittel sowie gegenüber des Dispersionsmodells am besten beschreibt. Daher wurden die Wärmeleitfähigkeiten dieser Arbeit, welche an trockenen Proben bestimmt wurden, mit Hilfe des geometrischen Mittels auf saturierte Bedingungen umgerechnet (Gleichung 1.10).

$$\lambda_{geo} = \lambda_{Matrix}^{1-\phi} \cdot \lambda_{Pore}^{\phi} \quad (1.10)$$

In Gleichung 1.10 bedeuten  $\lambda_{geo}$  = Wärmeleitfähigkeit nach dem geometrischen Mittel,  $\lambda_{Matrix}$  = Wärmeleitfähigkeit der Matrix,  $\lambda_{Pore}$  = Wärmeleitfähigkeit der Porenfüllung und  $\phi$  = Porosität. Dabei wurden in dieser Arbeit die gemessenen Porositäten und die Wärmeleitfähigkeit für Wasser ( $\lambda_{Wasser} = 0,7 \text{ W/m/K}$ ) bzw. Luft ( $\lambda_{Luft} = 0,023 \text{ W/m/K}$ ) als Porenfüllung in Gleichung 1.10 eingesetzt.

Für die Korrektur der **Wärmeleitfähigkeit** in Hinblick auf die **in-situ Temperatur** kommen verschiedene Ansätze in Frage (s. z.B. Sekiguchi, 1984; Somerton, 1992; Sass et al., 1992; Funnell et al., 1996; Chapman et al., 1984a; Zoth & Haenel, 1988; Seipold, 1998, 2001), von denen hier einige vorgestellt werden. Die verschiedenen Formeln beschreiben die Abnahme der Wärmeleitfähigkeit mit ansteigender Umgebungstemperatur, welche Clauser & Huenges (1995)

auf die unterschiedliche thermische Expansion der gesteinsbildenden Minerale zurückführen. Da diese generell mit der Temperatur und für jedes Mineral unterschiedlich zunimmt, werden durch sie Kontaktwiderstände zwischen den Mineralkörnern erzwungen, die zu einer Abnahme der Wärmeleitfähigkeit des Gesteins bei ansteigender Temperatur führen.

Der Korrekturansatz nach Somerton (1992) ist nur für Gesteine zulässig, die bei Raumtemperatur (20 °C) eine Wärmeleitfähigkeit kleiner als 9 W/m/K aufweisen. Besitzen sie einen höheren Wert, ergeben sich unrealistische Werte (Lee & Deming, 1998). Für die meisten Gesteine spielt diese Einschränkung jedoch keine Rolle. Die Gleichung lautet:

$$\lambda(T) = \lambda_{20} - 10^{-3}(T - 293) \cdot (\lambda_{20} - 1,38) \cdot [\lambda_{20}(1,8 \cdot 10^{-3}T)^{-0,25\lambda_{20}} + 1,28] \lambda_{20}^{-0,64} \quad (1.11)$$

$\lambda_{20}$  ist die Wärmeleitfähigkeit (W/m/K) bei 20 °C und  $\lambda(T)$  ist die Wärmeleitfähigkeit (W/m/K) bei der erwarteten in-situ Temperatur T in Kelvin.

Sekiguchi (1984) schlägt eine andere Korrektur vor, die nach seiner Ansicht für alle Gesteine im Temperaturbereich von 0–300 °C gelten soll. Die korrigierte Wärmeleitfähigkeit (in W/m/K) beträgt demnach bei der Temperatur T, anzugeben in Kelvin:

$$\lambda_c = \frac{T_0 \cdot T_m}{T_m - T_0} \cdot (\lambda_0 - \lambda_m) \cdot \left( \frac{1}{T} - \frac{1}{T_m} \right) + \lambda_m, \quad (1.12)$$

mit  $\lambda_m$  und  $T_m$  als Kalibrierungskoeffizienten ( $\lambda_m = 1,8418$  W/m/K und  $T_m = 1473$  K) und  $\lambda_0$  als (Labor-) Wärmeleitfähigkeit (in W/m/K) bei der Temperatur  $T_0$  (in K).

Sass et al. (1992) haben auf der Grundlage des Datensatzes von Birch & Clark (1940) ebenfalls eine empirische Beziehung zur Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit für den Temperaturbereich von 0–300 °C aufgestellt. Obwohl der Datensatz von Birch & Clark (1940) auch 7 Sedimentgesteine enthält, wurden die Gleichungen (1.13 und 1.14) von den Autoren nur von den magmatischen Gesteinen abgeleitet.

$$\lambda_0 = \lambda_{25} \left[ 1,007 + 25 \left( 0,0037 - \frac{0,0074}{\lambda_{25}} \right) \right] \quad (1.13)$$

$$\lambda(T) = \frac{\lambda_0}{1,007 + T \left( 0,0036 - \frac{0,0072}{\lambda_0} \right)} \quad (1.14)$$

$\lambda_{25}$  ist die Wärmeleitfähigkeit in W/m/K bei 25 °C  $\lambda_0$  die berechnete Wärmeleitfähigkeit bei 0 °C nach Gleichung 1.13 und  $\lambda(T)$  ist die ermittelte Wärmeleitfähigkeit der in-situ Temperatur T in °C.

Der Ansatz von Seipold (1998) stützt sich auf die temperaturabhängige Messung von insgesamt 64 Gesteinsproben, die sich aus magmatischen und metamorphen kristallinen Gesteinen zusammensetzen. Seipold vergleicht mehrere Funktionen zur Herleitung der Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit. Dabei stellt er fest, dass die Formeln immer nur einen bestimmten Temperaturbereich abdecken. Für Temperaturen kleiner als 600 K (327 °C), stellt



er eine Gleichung auf, die von einer Konstanten abhängt, welche sich bei Kenntnis der Wärmeleitfähigkeit (W/m/K) bei einer bestimmten Temperatur (in K) berechnen lässt:

$$\lambda = \frac{T}{F \cdot (T - 314) + 122} \quad (1.15)$$

Für bestimmte Gesteinsgruppen gibt Seipold (2001) Beziehungen zwischen Wärmeleitfähigkeit und der Temperatur an, die für einen größeren Temperaturbereich gelten (von Raumtemperatur bis über 1000 K). Sie sind dabei Funktionen der Form  $\lambda = 1/(a + b \cdot T) + c \cdot T^3$  bzw.  $\lambda = T/(a + b \cdot T) + c \cdot T^2$  angepasst (s. Tab. 1.1 und Abb. 1.3).

Gesteinstyp	Funktion
Granite	$\lambda = \frac{1}{(0,156+5,45 \cdot 10^{-4}T)} + 0,763 \cdot 10^{-9}T^3$
felsische Granulite	$\lambda = \frac{1}{(0,132+6,57 \cdot 10^{-4}T)} + 0,524 \cdot 10^{-9}T^3$
mafische Granulite	$\lambda = \frac{1}{(0,344+3,27 \cdot 10^{-4}T)} + 0,445 \cdot 10^{-9}T^3$
Gneise	$\lambda = \frac{1}{(0,191+5,25 \cdot 10^{-4}T)} + 0,670 \cdot 10^{-9}T^3$
Amphibolite	$\lambda = \frac{1}{(0,315+3,04 \cdot 10^{-4}T)} + 0,326 \cdot 10^{-9}T^3$
Peridotite	$\lambda = \frac{T}{(-42,9+0,389T)} + 7,20 \cdot 10^{-11}T^3$

*Tabelle 1.1:* Temperaturabhängige Wärmeleitfähigkeit von kristallinen Gesteinstypen nach Seipold (2001).

Die gegebenen Funktionen stellen Mittelwerte der Wärmeleitfähigkeit für die entsprechenden Gesteine in Abhängigkeit von der Temperatur dar; die gemessenen Werte weichen abhängig vom Gesteinstyp unterschiedlich voneinander ab ( $\pm 0,25$  bis  $\pm 0,5$  W/m/K; s. Seipold, 2001).

Lee & Deming (1998) vergleichen die am häufigsten angewendeten Beziehungen zur temperaturabhängigen Korrektur der Wärmeleitfähigkeit. Sie gehen dabei auf alle hier zitierten Korrekturvorschläge - mit Ausnahme der Arbeiten von Seipold (1998, 2001) - ein. Der Korrekturansatz von Somerton (1992) weist demnach für sedimentäre Gesteine die niedrigste mittlere Fehlerabweichung auf, während der Ansatz von Sekiguchi (1984) für magmatische und metamorphe Gesteine die besten Ergebnisse bringt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde daher die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit nach Somerton (1992) für Sedimente und nach Sekiguchi (1984) für magmatische Gesteine zur Bestimmung der Wärmestromdichte an den Lokationen (Kap. 3.5) berücksichtigt. Im Rahmen der durchgeführten 2D Krustenmodellierungen (Kap. 4) kam zudem der Ansatz von Seipold (2001) zum Einsatz.

Die Abhängigkeit der **Wärmeleitfähigkeit** vom **Umgebungsdruck** ist z.B. von Walsh & Decker (1966), Hurtig & Brugger (1970), Buntebarth (1991), Seipold (1990, 2001) untersucht worden. Die Zunahme des lithostatischen Druckes mit der Tiefe wirkt dabei auf zweierlei Weise (Clauser & Huenges, 1995): zunächst bewirkt der Druck, dass sich Risse wieder schließen, die sich durch Entlastungsvorgänge gebildet haben, als die Probe an die Oberfläche gelangt ist. Dieser Vorgang reduziert den thermischen Widerstand und die (durch Entlastung künstlich erzeugte) Porosität. Bei weiterem Druckanstieg wird schließlich die spezifische Porosität der Probe reduziert. Beide Prozesse führen zu einem Anstieg der Wärmeleitfähigkeit.

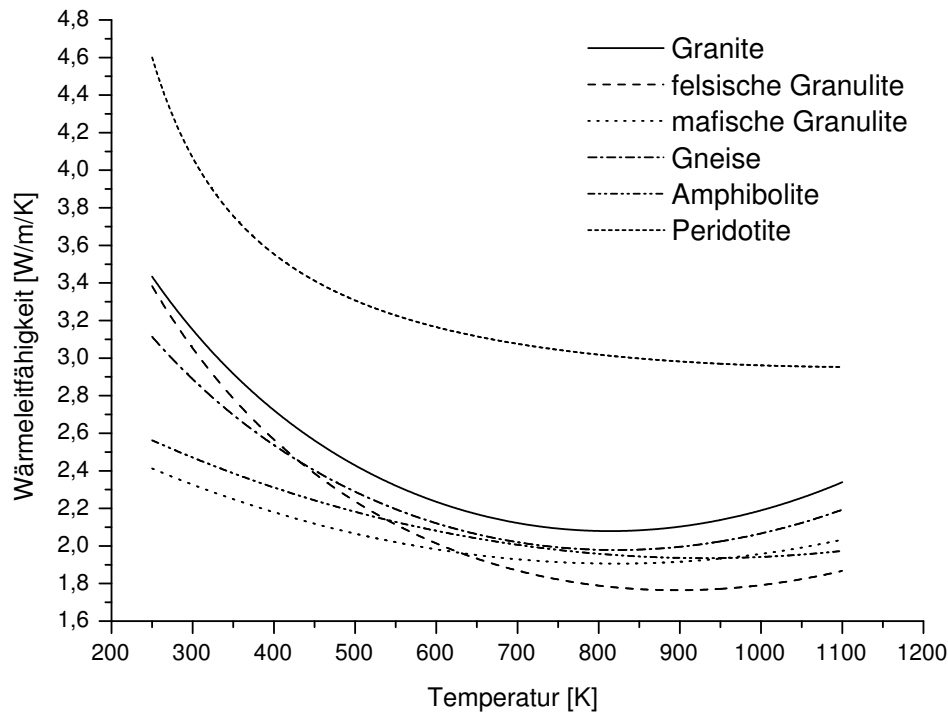


Abbildung 1.3: Mittlere Kurven der temperaturabhängigen Wärmeleitfähigkeit nach Gesteinsklassen nach Seipold (2001).

Seipold (2001) nimmt für magmatische Gesteine und bei Drücken von mehr als 1-1,5 kBar eine lineare Druckabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit in der Form

$$\lambda = \lambda_0 \cdot (1 + \alpha \cdot p) \quad (1.16)$$

an, mit  $\lambda_0$ , der (porositäts- und temperaturkorrigierte) Wärmeleitfähigkeit in W/m/K, und  $\alpha$ , einem gesteinspezifischen Druckkoeffizient in %/kBar. Der lithostatische Druck  $p$  nimmt mit der Tiefe zu und lässt sich unter der Annahme der mittleren Gesteinsdichte in der Kruste über die Beziehung  $p = \frac{z}{3,4}$  (mit  $p$  in kBar und der Tiefe  $z$  in km) abschätzen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Wärmeleitfähigkeitswerte nur in der 2D Krustenmodellierung (Kap. 4) auf in-situ Druckbedingungen nach Seipold (2001) eingestellt, da der Einfluss des Druckes im Vergleich zum Einfluss der Temperatur auf die Wärmeleitfähigkeit deutlich geringer ist.

### 1.3.3 Bestimmung aus Bohrlochmessungen

Wärmeleitfähigkeiten aus Labormessungen sind punktuell gemessene Werte, die eine ganz bestimmte Lithologie repräsentieren. Besonders bei stark wechselhafter Geologie ist die Abschätzung der tatsächlichen Wärmeleitfähigkeit im Gesteinsverband aufgrund von Labormessungen daher schwierig. Im Gegensatz dazu hat eine indirekte Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit auf

der Basis von Bohrlochmessungen den Vorteil, dass sie ein Wärmeleitfähigkeitsprofil entlang der Bohrungsachse unter wirklichen in-situ Bedingungen verspricht. Fehler, die sich aus einer nicht repräsentativen Probenahme für die Laborbestimmung der Wärmeleitfähigkeit ergeben, wären damit hinfällig. Die indirekte Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit aus Bohrlochmessungen ist prinzipiell möglich, da wichtige petrologische Eigenschaften (wie z.B. Mineralogie und Porosität), die den Wert der Wärmeleitfähigkeit bestimmen, ebenfalls durch diese Messungen erfasst werden. Dennoch gibt es nach Blackwell & Steele (1989) bislang keine allgemein gültige Methode, mit der man die Wärmeleitfähigkeit indirekt aus Bohrlochmessungen berechnen kann; alle Korrelierungsansätze sind von der betreffenden Geologie des Untersuchungsgebietes abhängig. Im Folgenden werden einzelne ausgewählte Ansätze zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit aus Bohrlochmessungen vorgestellt.

Williams & Anderson (1990) korrelieren die Wärmeleitfähigkeit ( $\lambda$ , W/m/K) mit der Dichte, dem Photo-Absorptions-Index (aus der kombinierten Lithologie-Dichte-Messung), der komplexen Akustiklogmessung (mit  $v_s$  und  $v_p$ -Geschwindigkeiten) und der Temperatur (K):

$$\lambda = 0,7531 + 0,1005 \cdot \left( \frac{a v_m \mu^2}{3 K_S T} \right) \quad (1.17)$$

Dabei bedeuten:

$$\begin{aligned} a & \quad \text{mittlerer Atomabstand} \approx 10^{-9} \cdot \left( \frac{(5,32 PEF^{0,2778} + 13,8)}{1000 \cdot RHOB} \right)^{\frac{1}{3}} \quad [\text{m}] \\ v_m & \quad \text{mittlere Phononengeschwindigkeit} = 3^{\frac{1}{3}} \left( \frac{1}{v_p^3} + \frac{2}{v_s^3} \right)^{-\frac{1}{3}} \quad [\text{m/s}] \\ \mu & \quad \text{Schermodul} = 1000 \cdot RHOB \cdot v_s^2 \\ K_S & \quad \text{Massenmodul} = 1000 \cdot RHOB \cdot \left( v_p^2 - \frac{4}{3} v_s^2 \right) \\ PEF & \quad \text{Photo-Absorptions-Index [b/e]} \\ RHOB & \quad \text{Gesteinsdichte [g/cm}^3] \end{aligned}$$

Die Beziehung wurde für kristalline Gesteinen mit niedriger Porosität entwickelt und an ihnen kalibriert. Daher ist es fraglich, ob sie auch auf sedimentäre Gesteine übertragen werden kann. Bohrlochmessungen des Photo-Absorptions-Index und des komplexen Akustiklogs sind relativ spezielle Messungen und liegen für die Bohrungen des Nordostdeutschen Beckens nicht vor, weshalb dieser Ansatz nicht getestet wurde.

Für siliziklastische und karbonatische Abfolgen mit wassergesättigten Poren wird von Houbolt & Wells (1980) eine einfache Formel vorgeschlagen, die sich auf das Temperaturlog ( $T$ , in °C) und die Messung der akustischen Laufzeit ( $v$ , in km/s) bezieht:

$$\lambda [W/m/K] = Q \cdot \frac{v}{a \cdot (c + T)} \quad (1.18)$$

Dabei ist  $Q$  die Wärmestromdichte in mW/m<sup>2</sup>,  $a$  und  $c$  stellen empirisch bestimmte Konstanten dar. Die Formel 1.18 wurde von Houbolt & Wells an 10 Bohrungen im Groningen-Gasfeld in den Niederlanden getestet. Als Werte wurden  $Q = 77$  mW/m<sup>2</sup>,  $a = 1,039$  und  $c = 80,031$  bestimmt. Ungeachtet der Schwierigkeit, dass der Ansatz von einer konstanten Wärmestromdichte in der Sedimentabfolge ausgeht, konnte er aufgrund der geringen Auflösung der Temperaturprofile,

welche aus den Tiefbohrungen des Nordostdeutschen Beckens vorliegen, ebenfalls nicht erprobt werden.

Die Ansätze zur Berechnung der Wärmeleitfähigkeit von Goss et al. (1975) und Evans (1977) basieren ausschließlich auf der Auswertung von Bohrlochmessungen und sind an unter Laborbedingungen gemessenen Wärmeleitfähigkeiten kalibriert. Sie basieren dabei auf Messungen, wie sie auch für einige Bohrungen im Nordostdeutschen Becken zur Verfügung standen. Daher konnten die entsprechenden Beziehungen getestet werden (s. Kap. 3.2.1.2, S. 71).

Goss et al. (1975) ermittelten eine empirische Formel der Wärmeleitfähigkeit, die sich auf die Größen Porosität ( $\Phi$ , in %) und akustische Laufzeit ( $v$ , in km/s) stützt:

$$\lambda [W/m/K] = 1,33565 - 0,02554\Phi + 0,38018v \quad (1.19)$$

Formel 1.19 wurde im Gebiet des Imperial Valley in Kalifornien (USA) aufgestellt und basiert auf Labormessungen der Wärmeleitfähigkeit an vor allem Sandsteinen und einigen wenigen Ton-, Silt-, und Kalksteinen sowie Dolomiten. Der Vergleich der mit Gleichung 1.19 berechneten Wärmeleitfähigkeit mit den Laborwerten zeigte eine Abweichung von  $\pm 10$  %. Diese Messgenauigkeit liegt in derselben Größenordnung, wie sie auch bei Messungen von Spülproben mit der Divided-Bar-Apparatur erwartet werden müssen. Goss et al. weisen allerdings darauf hin, dass die Vorhersagegenauigkeit ihrer Formel vor allem von der Lithologie der Proben (und des Untersuchungsgebietes) abhängt. Eine Übertragung auf ein anderes geologisches Umfeld (andere Fazies mit unterschiedlich ausgeprägter mineralogischer Zusammensetzung und Lithologie) sei daher nicht zwingend möglich.

Evans (1977) hat seine Formel zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit auf der Grundlage von Labormessungen mit der Divided-Bar Apparatur an Spülproben von sedimentären Gesteinen der Nordsee aufgestellt. Die Wärmeleitfähigkeit wird auf der Basis von Porosität ( $\Phi$ , in %), akustischer Laufzeit ( $v$ , in km/s) und Dichte ( $\rho$ , in g/cm<sup>3</sup>) wie folgt berechnet:

$$\lambda [W/m/K] = -0,049\Phi - 0,160v + 3,60\rho - 5,50 \quad (1.20)$$

Die Genauigkeit der mit Gleichung 1.20 ermittelten Wärmeleitfähigkeit ( $\pm 15$  %, bei Messfehlern, die  $\pm 5$ -10 % betragen können) ist geringer als die nach der Methode von Goss et al. (1975) berechneten Wärmeleitfähigkeitswerte.

Neben den Ansätzen, die versuchen, die Wärmeleitfähigkeit ausschließlich über Bohrlochmessungen zu bestimmen, gibt es auch Versuche, die Bohrlochmessungen in Kombination mit anderen bekannten petrophysikalischen Daten auszuwerten. Zum Beispiel kann die Mineralogie der durchteuften Gesteine durch die Interpretation von Bohrlochmessungen, aber auch über die (chemische) Analyse von Spülproben der Bohrung ermittelt werden. Die mineralogische Zusammensetzung bildet dann die Grundlage, auf der die Matrixwärmeleitfähigkeit der durchteuften Lithologie bestimmt wird. Zusammen mit Interpretationen der Bohrlochmessungen zur Porosität, dem Fluidgehalt und der Temperatur kann dann die in-situ Wärmeleitfähigkeit abgeschätzt werden (Brigaud et al., 1990, 1991; Demongodin et al., 1991; Vasseur et al., 1995). Aber auch diese Methoden beinhalten die Gefahr einer Vereinfachung oder Verfälschung der

Lithologie und Mineralogie, wie sie z.B. durch die Verwendung von Spülproben entstehen kann (Griffiths et al., 1992).

Im Rahmen dieser Arbeit konnten diese integrativen Ansätze zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit aufgrund der vorliegenden Datengrundlage nicht getestet werden.

Eine Schwierigkeit bei der Anwendung der verschiedenen Korrelierungsansätzen besteht darin, dass nicht immer klar ausgedrückt wird, welche Porosität bei der jeweiligen Berechnung der Wärmeleitfähigkeit zu berücksichtigen ist. Mit unterschiedlichen Bohrlochmessungen kann nämlich auch eine unterschiedliche Porosität erfasst werden. Dabei ist zwischen Gesamtporosität oder effektiver Porosität zu unterscheiden. Die Art der Herleitung der einen oder anderen Porosität hat gleichzeitig maßgeblichen Einfluss auf ihren Wert und kann daher zu deutlichen Unterschieden bei der Berechnung der Wärmeleitfähigkeit führen.

## 1.4 Radiogene Wärmeproduktion

Der wesentliche Teil der Energie, die durch die Erdoberfläche abgegeben wird, entstammt dem inneren der Erde und ist durch radioaktiven Zerfall entstanden. Etwa 40 % dieser Energie wird dabei gegenwärtig durch den Zerfall von instabilen Isotopen in den Gesteinen der dünnen äußeren Erdkruste gebildet (Pollack & Chapman, 1977). Die Wärmeproduktionsrate der Gesteine hängt dabei von der Menge des radioaktiven Materials, der Zerfallsrate und der freigesetzten Energie der emittierten Partikel ab. Die Zerfallsrate und die freigesetzte Energie werden von der Art des radioaktiven Isotops bestimmt. Ungefähr 98 % der Wärme stammt dabei allein aus den Zerfallsreihen der Isotope  $^{238}\text{Uran}$ ,  $^{232}\text{Thorium}$  und  $^{40}\text{Kalium}$  (Beardsmore & Cull, 2001). Bei dem Uran-Zerfall wird am meisten Energie freigesetzt und beim Kalium-Zerfall nochmal deutlich weniger als beim Thorium-Zerfall. Die Gehalte dieser drei Isotope reichen zur Charakterisierung der radiogenen Wärmeproduktion aus. Sie lassen sich über gammaspektroskopische Untersuchungen oder chemische Labormessungen wie Röntgenfluoreszenzanalyse oder Massenspektrometrie bestimmen. Nach Rybach (1986) gilt für die Wärmeproduktion aus den Elementgehalten

$$A [\mu\text{W}/\text{m}^3] = 10^{-5} \rho (9,52cU + 2,56cTh + 3,48cK), \quad (1.21)$$

mit  $\rho$  Dichte [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ] und den Konzentrationen von Uran, Thorium und Kalium:  $cU$  [ppm],  $cTh$  [ppm] und  $cK$  [%].

Die Gammamessungen der Bohrlochgeophysik eignen sich ebenfalls zur Abschätzung der radiogenen Wärmeproduktion da sowohl die Wärmeproduktion als auch die totale Gammastrahlung (das „*Gamma Ray*“ (*GR*)-Log der Bohrlochmessung) Summenfunktionen der radioaktiven Zerfälle der Uran-, Thorium- und Kaliumreihe darstellen (siehe auch Seite 23). Alle hier genannten Bestimmungsverfahren kamen in dieser Arbeit zum Einsatz und werden im folgenden kurz beschrieben.

### 1.4.1 Bestimmung aus Labormessungen

Für eine gesteinschemische bzw. gammaspektroskopische Bestimmung der Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte müssen die Proben zunächst aufbereitet werden. Dazu werden sie mit dem Backenbrecher zerkleinert und dann (für die analytischen Untersuchungen) mit der Scheibenschwingmühle auf eine Größe von  $< 125\mu\text{m}$  gemahlen. Um eine statistisch ausgewogene Verteilung zu gewährleisten, werden die gemahlten Proben jeweils nach dem Mischkreuzprinzip geteilt.

Bei der **Röntgenfluoreszenzanalyse** (RFA, englisch XRF für „X-Ray Fluorescence Analysis“) wird die zu untersuchende Probe mit Röntgenstrahlung aus einer Röntgenröhre bestrahlt und dadurch zur Eigenstrahlung angeregt. Die von der Probe kommende Röntgenstrahlung besteht aus verschiedenen, von den einzelnen Elementen der Probe erzeugten charakteristischen Wellenlängen. Durch die qualitative Bestimmung dieser charakteristischen Wellenlängen lässt sich feststellen, welche Elemente in der Probe vorliegen, während die quantitative Bestimmung der jeweiligen Intensität der einzelnen Wellenlängen die Angabe der Konzentration des jeweiligen Elementes in der Probe ermöglicht. Zur Unterscheidung der einzelnen Wellenlängen der von der Probe kommenden Röntgenstrahlung wird bei der wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse (WDXRF) ein Analysatorkristall benutzt. Ein nachgeschalteter Detektor misst die Intensität der einzelnen Wellenlängen (Abb. 1.4).

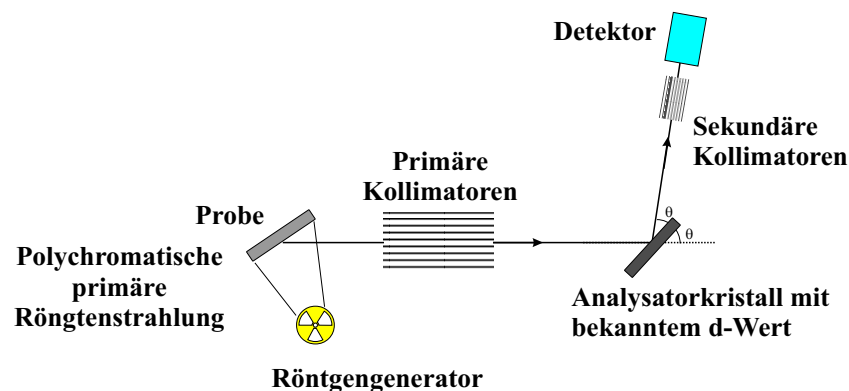


Abbildung 1.4: Aufbau eines wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenzspektrometers

Die Röntgenfluoreszenzanalytik ist eine vergleichende Untersuchungsmethode. Um aus der gemessenen Intensität der Röntgenstrahlung auf die Konzentration des Elementes in der Probe schließen zu können, ist die Aufnahme einer Kalibriergerade notwendig. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen wurden am GFZ, Sektion 4.2, von Dipl.-Krist. Rudolf Naumann koordiniert. Aus dem Gesteinspulver wurden durch die Zugabe von Lithiumtetraborat ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) als Glasbildner und Ammoniumnitrat ( $\text{NH}_4\text{NO}_3$ ) als Oxidationshilfe Schmelztabletten (Kokillen) hergestellt. Benutzt wurde ein Röntgenfluoreszenzspektrometer der Firma Bruker, Modell axS SRS303-AS mit der Software SPECTRA 3000. Die Untersuchungen dienen der Bestimmung des Kaliumgehaltes und zur petrologischen Beschreibung der untersuchten Vulkanite.

Die **Massenspektrometrie** mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-MS) beruht auf der Ionisierung des zu analysierenden Materials in einem Plasma bei etwa 6000 K. Zur Erzeugung des Plasmas wird ein hochfrequenter Strom in ionisiertes Argon induziert. Aus diesem Plasma werden die Ionen durch zwei Blenden in ein Vakuumsystem des Massenspektrometers überführt (vgl. Abb. 1.5). Nach dem Fokussieren in der sogenannten Ionenoptik wird der Ionenstrom im eigentlichen Massenspektrometer in Ionen unterschiedlicher Masse getrennt. Weil jedes Element mindestens ein Isotop aufweist, dessen Masse bei keinem natürlichen Isotop eines anderen Elements auftritt, ist die Masse eine charakteristische Eigenschaft der Elemente. Dies wird sowohl zum qualitativen als auch quantitativen Nachweis genutzt. Die Untersuchungen am Massenspektrometer wurde von Dr. Peter Dulski, Sektion 4.3 am GFZ, vorgenommen. Das Labor ist mit einer ICP-MS der Firma Perkin-Elmer/SCIEX ELAN 5000a ausgestattet. Für die Untersuchung wurde das Gesteinspulver mit  $HF/HClO_4$  restlos aufgeschlossen. Methode, Präzision und Genauigkeit dieser Anlage wird detailliert von Dulski (2001) beschrieben. Aus den ICP-MS Messungen wurde der Uran- und Thoriumgehalt zur Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion nach Gleichung 1.21 benutzt.

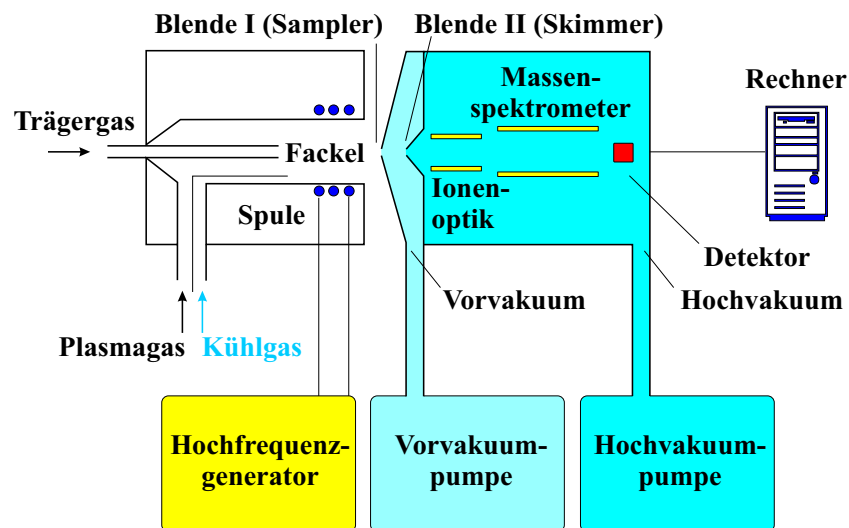


Abbildung 1.5: Prinzipieller Aufbau eines Massenspektrometers

Die Untersuchung von Gesteinsproben mit der **Gammastrahlungspektrometrie** stellt eine Methode dar, mit der alle Isotope auf einmal bestimmt werden können. Zur Bestimmung der drei Isotope  $^{238}\text{Uran}$ ,  $^{232}\text{Thorium}$  und  $^{40}\text{Kalium}$  erfolgte am Gammastrahlungspektrometer der Sektion 5.2 am GFZ. Es handelt sich dabei um dieselbe Anlage, die auch im Labor der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) in Windisch Eschenbach eingesetzt wurde. Abbildung 1.6 zeigt den generellen Aufbau der Anlage.

Die Messkammer besteht aus einer 10 cm dicken zylindrischen Ummantelung aus besonders eigenstrahlungsarmen Blei. Als  $\alpha$ -Strahlungssperre ist die Kammer innen mit 2 mm dickem Kupferblech ausgekleidet. Als Probenbehälter dient ein Marinelli-Becher, der aufgrund seiner Geometrie einen guten Anschluss zum Detektor sicherstellt. Der Detektor zur Bestimmung der

$\gamma$ -Energieniveaus ist ein koaxialer Germanium Halbleiterdetektor (HPGe, p-Typ) der Firma EG&G Ortec/Perkin Elmer Instruments. Der Durchmesser des Detektors beträgt 65 mm bei einer Länge von 58 mm. Als Sperrspannung liegt eine Hochspannung von 3000 V an. Dringen  $\gamma$ -Quanten einer bestimmten Energie in die Sperrschicht, so werden in ihr Elektronen-Loch-Paare erzeugt. Die Anzahl der gebildeten Elektronen-Loch-Paare ist dabei direkt proportional zur Energie der  $\gamma$ -Quanten. Der dadurch hervorgerufene geringe Strom in Sperrrichtung führt an einem Arbeitswiderstand zu einem Spannungsabfall, der elektronisch weiterverarbeitet wird. Damit im HPGe-Detektor durch die Umgebungswärme nicht unkontrolliert Elektronen-Loch-Paare entstehen (intrinsische Ströme), wird der Kristall mit flüssigem Stickstoff auf 77 K ( $-196\text{ }^\circ\text{C}$ ) gekühlt. Eine möglichst hohe Energieauflösung ist die wichtigste Spezifikation eines Gammaspktrometers, sie wird vor allem durch den Detektor bestimmt. Die Qualität eines Detektors wird auch charakterisiert durch das Peak zu Compton Verhältnis<sup>1</sup> und durch die Zählausbeute (*efficiency*) im Vergleich zu einem NaI-Standarddetektor. Der HPGe-Detektor der GEM-Baureihe hat eine Auflösung von 1,71 keV (1,33 MeV,  $^{60}\text{Co}$ ,  $6\mu\text{s}$ ), ein Peak zu Compton Verhältnis von 70 ( $^{60}\text{Co}$ ,  $6\mu\text{s}$ ) und eine relative Effizienz von 41,1 % (1,33 MeV,  $^{60}\text{Co}$ ,  $6\mu\text{s}$ ).

Die Elektronik für die Impulsverarbeitung (Abb. 1.7) besteht aus Vorverstärker, Hauptverstärker, Analog-Digital-Konverter (Analog Digital Converter, ADC), Vielkanalanalysator (Multichannel Analyzer, MCA) sowie der Spektrumsverarbeitungs- und Auswertesoftware. Die Verarbeitung der Detektorimpulse erfolgt durch den Vorverstärker, der teilweise direkt in die Transistorendkappe mit eingebaut ist. Er setzt das Detektorsignal von einer Ladung in eine Spannung um, verstärkt diese linear und passt die Detektorimpedanz an die Kabelimpedanz an. Der Hauptverstärker sorgt für eine weitere lineare Impulsverstärkung und Anpassung der Vorverstärker-/Kabelimpedanz an die ADC-Impedanz. Der ADC wandelt die verschiedenen Impulshöhen (analoge Signale) in eine entsprechende Anzahl (digitale Anzeige). Im MCA werden die statistische auftretenden Impulse durch sogenannte Diskriminatoren nach ihrer Höhe sortiert und ihre Anzahl in 2048 Kanäle simultan gespeichert. Die Auswertung der  $\gamma$ -Spektren erfolgt dann mit einer Auswertungs-Software (GammaVision 5.1).

Die Anlage wurde mit mehreren Standards energiekalibriert, so dass eine korrekte Zuordnung der Kanäle zu den Energieniveaus möglich ist. Die Software ermöglicht, die Netto-Peak-Flächen charakteristischer Energieniveaus einfach zu berechnen. Mittels Kalibrierungskoeffizienten können dann die Gehalte der Elemente bestimmt werden. Aufgrund des statistischen Zerfalls der radioaktiven Elemente werden die Messergebnisse um so besser, je länger der Messvorgang währt. Die Proben wurden zunächst per Hand mit dem Hammer vorzerkleinert und anschließend mit dem Backenbrecher auf eine Größe von weniger als 2 mm zermahlen, bevor sie in die Marinellibecker eingebracht wurden. Durch die Art der Probenaufbereitung (Brech- bzw. Mahlvorgang) wird in dem Gestein eingeschlossenes Radon frei und das radioak-

---

<sup>1</sup>Das Peak/Compton-Verhältnis ist definiert als Quotient aus der Höhe der Gesamtabsorptionslinie und der Höhe der Comptonverteilung im Bereich zwischen 1040 und 1096 keV und ist im allgemeinen umso größer, je größer der Kristall und je besser die Energieauflösung ist.



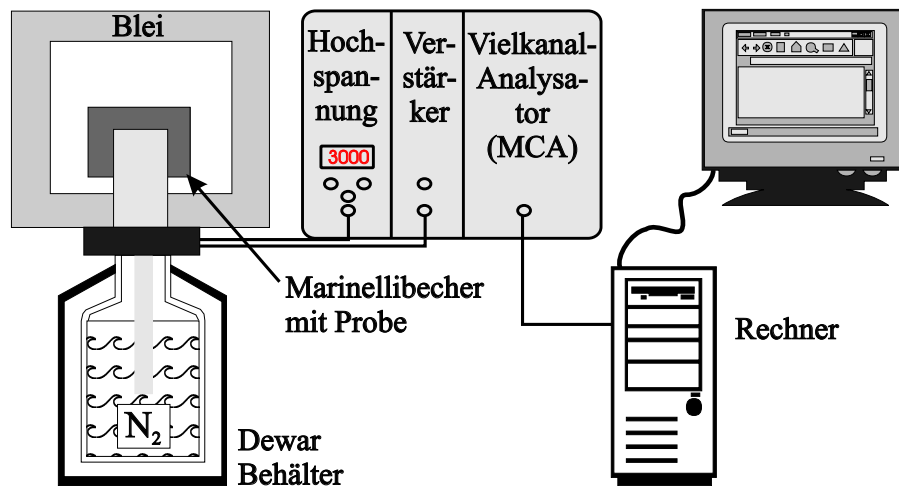


Abbildung 1.6: Prinzipielle Anordnung des Gammaspektrometers

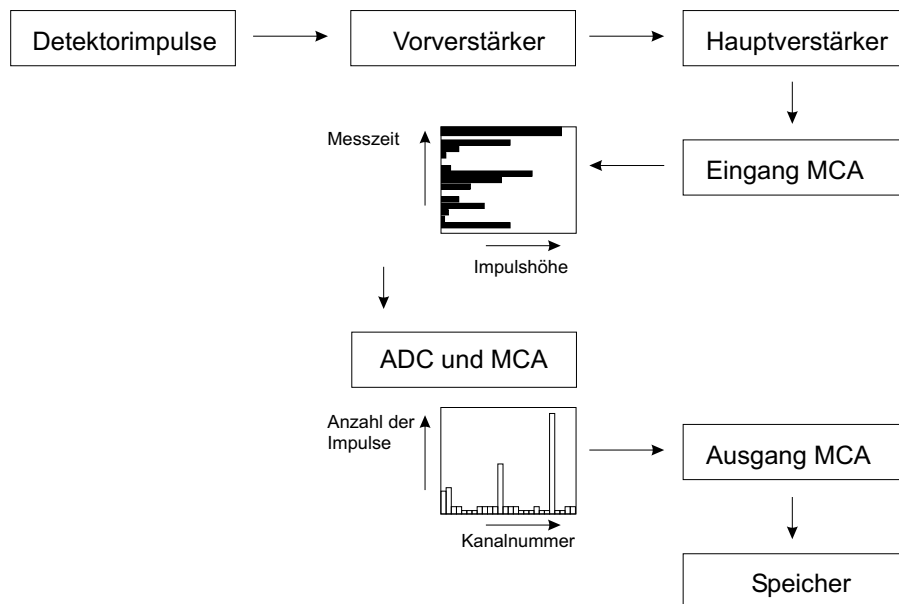


Abbildung 1.7: Bausteine der Impulsverarbeitung

tive Gleichgewicht der Probe gestört. Daher wurden die Proben nach dem Einfüllen 2-3 Wochen stehen gelassen, bis sich das radioaktive Gleichgewicht wieder eingestellt hatte. Die Messzeit für die durchgeführten Messungen betrug nicht weniger als 45.000 Sekunden. Die Messergebnisse wurden Nullwert-korrigiert, in dem ebenfalls ein leerer Marinelli-Becher gemessen wurde und das resultierende Spektrum von den Messungen abgezogen wurde. Der Fehler der bestimmten Gehalte beträgt für  $^{238}\text{Uran}$  11 %, für  $^{232}\text{Thorium}$  5 % und für  $^{40}\text{Kalium}$  1 %.

Die **Bestimmung der Dichte**, die zur Berechnung der Wärmeproduktion nach Gleichung 1.21 erforderlich ist, kann auf mehrere Arten erfolgen. In dieser Arbeit wurde die Dichte zum einen durch Wägung nach dem archimedischen Tauchprinzip ermittelt. Dafür wurden die Proben bis zur Gewichtskonstanz getrocknet, das Gewicht notiert und anschließend die Probe unter

Vakuum mit Wasser bekannter Dichte gesättigt und das Tauch- und Feuchtgewicht ermittelt. Durch die Kenntnis der Größen Trockengewicht, Gewicht unter Auftrieb und Feuchtgewicht lässt sich die jeweilige Gesteinsdichte und Porosität berechnen. Diese Form der Dichtebestimmung wurde vor allem für Proben angewandt, deren Wärmeleitfähigkeit noch bestimmt werden sollte. Die andere Form der Dichtebestimmung erfolgte durch den Einsatz eines Helium-Gaspyknometers (AccuPyc 1330 der Firma Micromeritics) der Sektion 3.2 am GFZ (Dr. Dieter Freund). Hier wurden überwiegend Dichten von Proben bestimmt, die gammaspektroskopisch untersucht worden sind.

Die Ergebnisse der Laboruntersuchungen sind zusammenhängend in Kapitel 3.2.2 dargestellt.

### 1.4.2 Bestimmung aus Bohrlochmessungen

Die radiogene Wärmeproduktion  $A$  kann nach Bücken & Rybach (1996) auch über die natürliche Gammastrahlung abgeschätzt werden, wie sie bei Bohrlochmessungen als GR (Gamma Ray)-Log gemessen werden. Sie geben für GR-Bohrlochmessungen in API-Einheiten die folgende empirische Formel

$$A[\mu W/m^3] = 0,0158 \cdot (GR[API_c] - 0,8) \quad (1.22)$$

an. Der Index „c“ steht für „corrected“, d.h. für eine Absorptionskorrektur der Messwerte (siehe folgenden Abschnitt). Der Fehler der so bestimmten Wärmeproduktion soll für  $API_c < 350$  bei weniger als 10 % liegen. Für die tiefen Bohrungen im Nordostdeutschen Becken gibt es nur einige wenige Messungen in API-Einheiten. Fast alle Bohrlochmessungen der natürlichen Radioaktivität sind auf die sogenannte Gamma-Einheit (GE) bezogen worden, die heute nicht mehr gebräuchlich ist.

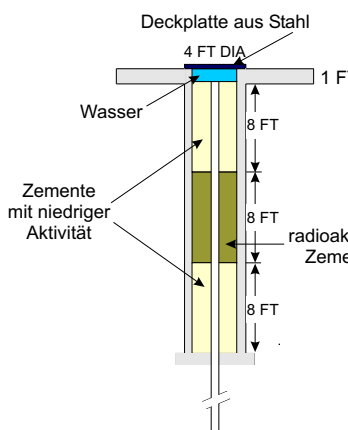


Abbildung 1.8: API-Sonden Kalibrierungseinrichtung in Houston, der Zement enthält Ottawa-Sand (nach Anonymus, 1974).

Die **API-Einheit**, eine Einheit des *American Petroleum Institute*, stellt den 200. Teil des gemessenen Aktivitätsunterschiedes zwischen einer Formation niedriger Radioaktivität und einer Schicht mit hoher Radioaktivität des (Primär-) Kalibriermodells an der Universität Houston dar. Die Schicht mit hoher Radioaktivität enthält dabei genau 13,1 ppm Uran, 24,2 ppm Thorium und 4,07 % Kalium (Abb. 1.8).

Bei den Gamma-Sonden handelt es sich in der Regel um NaI-Detektoren, die die einfallende Gammastrahlung absorbieren und Lichtimpulse aussenden. Diese Impulse werden durch eine Photovervielfacherröhre in elektrische Impulse umgewandelt, deren Größe proportional der Energie der auftreffenden Gammastrahlung ist. Bei dem GR-Log werden nur die Gesamtintensitäten der von Uran, Thorium und Kalium bedingten Strahlung erfasst. Die spektralen Sensitivitäten für diese Elemente liegen dabei nach Bücken & Rybach (1996) in ähnlichen Größenverhältnissen wie bei der Berechnung der Wärmeproduktion aus den Elementgehalten nach Gleichung 1.21.

## Vergleich API und GE-Messungen

Die überwiegende Anzahl der Gammamessungen von Bohrungen der vorliegenden Studie sind mit Sonden durchgeführt worden, die auf **GE-Einheiten** kalibriert waren. Diese Sonden besaßen keine Detektor-Kristalle, sondern sechs Geiger-Müller-Zählrohre, die in zwei Ebenen von je 30 cm Länge zusammengefasst waren, so dass die gesamte Sonde eine Länge von 60 cm erreichte. Die Geiger-Müller-Zählrohre haben eine deutlich geringere Effizienz als Detektor-kristalle und werden aus diesem Grunde seit Ende der 80er Jahre des vorigen Jahrhunderts praktisch nicht mehr verwendet. Im Gegensatz zu einem Detektorkristall werden bei einem Geiger-Müller-Zählrohr alle durch die Gammastrahlung (stoß-) ionisierte Teilchen gezählt, unabhängig vom jeweiligen Energiegehalt. Die Kalibrierung der Mess-Sonden nach GE-Einheiten wurde von den Betreibern selbständig und in regelmäßigen Abständen durchgeführt (S. Fricke, pers. Mitt. 07.03.2001). Auch die Bereitstellung der Kalibrierkörper erfolgte durch die Unternehmen. Für die Kalibrierung wurde zunächst ein Papierzylinder in Kobalt-60 getränkt und anschließend mit einer Umhüllung versehen. Die Intensität des Kobalt-Zylinders wurde durch Messung bestimmt. Bei der jeweiligen Verwendung des Zylinders als Kalibrierkörper (in den die Sonde eingebracht wurde) musste vor der eigentlichen Kalibrierung anhand einer Abklingkurve die aktuelle Intensität des Zylinders ermittelt werden<sup>2</sup>. Erst danach wurde die Gamma-Sonde auf eine definierte Intensität kalibriert.

Damit unterscheiden sich API und GE-Einheiten vor allem in der unterschiedlichen spektralen Energieauflösung. Da sich die API-Einheit auf den Intensitätsunterschied zwischen Schichten höherer und niedrigerer Radioaktivität (definiert durch den Gehalt der Uran-, Thorium- und Kalium-Isotope mit jeweils spezifischem Energieniveau), die GE-Einheit aber nur auf die Intensität von Kobalt-60 (ohne dabei das spezifische Energieniveau zu berücksichtigen) bezieht, ist keineswegs eine eindeutige Korrelation zwischen den beiden Messgrößen zu erwarten: die Sonden messen mit unterschiedlichem Maß. Dennoch sollte, da die Geiger-Müller-Zählrohre alle durch die Gammastrahlung ionisierte Teilchen erfasst und der Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalt hauptsächlich für die Gammastrahlung verantwortlich ist, eine generelle Vergleichbarkeit gegeben sein. Bryand & Gage (1988) konnten Geiger-Müller-Sonden an der Kalibrieranlage in Houston exakt auf API-Einheiten kalibrieren. Die Geiger-Müller-Zählrohre erfassen allerdings unter gegebenen Umständen auch Intensitäten aus anderen radioaktiven Zerfallsreihen.

In der vorliegenden Arbeit wurden, wo möglich, die alten Bohrlochmessungen in GE-Einheiten modernen Messungen in API-Einheiten gegenübergestellt. Auf diese Weise konnte eine empirische Formel zur Umrechnung GE-API ermittelt werden. Zunächst mussten die Messwerte korrigiert werden (siehe Gleichung 1.22). Die Bohrlochmessungen wurden dazu entsprechend den jeweiligen Bohrlochbedingungen (Bohrlochdurchmesser und Dichte der verwendeten Bohrspülung) und in Abhängigkeit von Größe und Position der eingesetzten Sonden normalisiert. Dadurch werden Dämpfungseffekte berücksichtigt. Üblicherweise wird den korrigierten Messreihen ein „c“ als Index bei der Einheit hinzugefügt (z.B. API<sub>c</sub> oder GE<sub>c</sub>). Die notwendigen Korrekturbeziehungen für die exzentrisch im Bohrloch geführten Sonden wurden freundlicher-

---

<sup>2</sup>Der Grund dafür liegt in der relativ kurzen Halbwertszeit von Kobalt (5,2721 Jahre).

weise von S. Fricke (BLM, Gesellschaft für Bohrlochmessung mbH, Gommern) zur Verfügung gestellt. Die graphischen Vorlagen wurden elektronisch abgetastet, digitalisiert und schließlich Formeln zur Absorptionskorrektur der Gammastrahlung als Funktion des Bohrlochdurchmessers und der Spülungsdichte ermittelt. Die alten GR-Sonden haben laut S. Fricke (pers. Mitt. 07.03.2001) einen Durchmesser von 95 mm, während die neueren, in API-Einheiten messenden Sonden einen Durchmesser von näherungsweise 76 mm aufweisen (Abb. A.1 und Abb. A.2 im Anhang). Die Ergebnisse der Auswertungen der Bohrlochmessungen sind in Kapitel 3.2.2, Seite 76ff., dargestellt.

## 1.5 Berechnung der terrestrischen Wärmestromdichte

Die terrestrische Wärmestromdichte lässt sich unter der Voraussetzung eines konduktiven und stationären Wärmeflusses über die Gleichung

$$Q_0 = Q_d + \int A(z)\partial z = \lambda_d \left[ \frac{\partial T}{\partial z} \right]_d + \int A(z)\partial z \quad (1.23)$$

bestimmen (vgl. Gleichungen 1.1, 1.3 und 1.4).  $Q_0$  ist die Wärmestromdichte an der Oberfläche;  $Q_d$ ,  $\lambda_d$  und  $[\partial T/\partial z]_d$  sind Wärmestromdichte, Wärmeleitfähigkeit und thermischer Gradient in der Tiefe  $d$  und  $\int A(z)\partial z$  ist das Integral der Wärmeproduktion von der Oberfläche bis zur Tiefe  $d$ .

### 1.5.1 Intervallmethode

Die mittlere Wärmestromdichte eines Tiefenintervalls kann durch das Produkt von durchschnittlichem Temperaturgradient und repräsentativer Wärmeleitfähigkeit des Intervalls bestimmt werden (Intervallmethode). Diese Methode lässt sich für mehrere Tiefenintervalle einer Bohrung anwenden (Abb. 1.9). Wenn das thermische Feld dieser Bohrung durch Konduktion geprägt ist, so müssen sich Änderungen der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine auch in entsprechenden Änderungen des thermischen Gradienten widerspiegeln und die Wärmestromdichte über die Tiefe konstant bleiben. Treten jedoch Änderungen des thermischen Gradienten auf, die sich nicht durch eine Änderung der Wärmeleitfähigkeit erklären lassen, so wird sich die Wärmestromdichte auch vertikal ändern. Weitere Faktoren spielen dann eine Rolle, die den thermischen Gradienten beeinflussen können: beispielsweise noch nicht registrierte Grundwasserströmungen oder klimatische Effekte.

Die Intervalle sollten in Übereinstimmung mit den hauptsächlichen lithologischen Einheiten gewählt werden (Powell et al., 1988). Dies ist nicht immer durchführbar, da auch die zur Verfügung stehenden Messdaten (Temperatur und Wärmeleitfähigkeit) berücksichtigt werden müssen, damit Gradient und repräsentative Wärmeleitfähigkeit des Tiefenintervalls mit ausreichender Genauigkeit bestimmt werden können. Ein Intervall kann also nicht beliebig klein sein, so dass es unter Umständen doch über unterschiedliche Lithologien gebildet werden muss.

Der Temperaturgradient des Tiefenintervalls wird i.d.R. durch lineare Regression der gemessenen Temperaturwerte über den Tiefenabschnitt bestimmt, während die Wärmeleitfähigkeit des Tiefenabschnitts aus den  $N$ -Werten der jeweils bestimmten Wärmeleitfähigkeiten nach dem harmonischen Mittel ermittelt wird:

$$\frac{1}{\lambda_{HM}} = \left(\frac{1}{N}\right) \sum_{i=1}^N \left(\frac{1}{\lambda_i}\right) \quad (1.24)$$

Wenn Intervalle mit unterschiedlicher Lithologie betrachtet werden müssen, so werden die Wärmeleitfähigkeiten der einzelnen Lithologien mit ihrer Mächtigkeit gewichtet. Die nötige Anzahl der Wärmeleitfähigkeitsmessungen zur Bestimmung der repräsentativen Wärmeleitfähigkeit des betrachteten Tiefenintervalls ist dabei von der lithologischen Heterogenität abhängig. Je homogener die Lithologie aufgebaut ist, desto weniger Wärmeleitfähigkeitsmessungen genügen für eine Bestimmung mit ausreichender Genauigkeit. Mindestens fünf Messungen für eine Einheit wären wünschenswert (s. z.B. Powell et al., 1988), weichen die Messergebnisse stärker von einander ab, sollten weitere Proben untersucht werden. Oftmals stehen aber gar nicht genügend Proben zur Verfügung, so dass als Hilfsmittel zur Abschätzung der Variabilität der betrachteten Einheit weitere Daten (z.B. das Temperaturgradienten- und das Gamma-Log) hinzugezogen werden müssen.

Da die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit i.d.R. nicht unter in-situ Bedingungen erfolgt, müssen die ermittelten Intervall-Wärmeleitfähigkeiten auf die herrschenden Umgebungsbedingungen (Porenfüllung, Temperatur und Druck) umgerechnet werden, bevor mit ihnen die Wärmestromdichte bestimmt werden kann. Ob und welche Korrekturverfahren dabei benutzt werden, sollte angegeben werden, damit die Wärmestromdichteberechnungen nachvollziehbar und ein (späterer) Vergleich mit anders bestimmten Wärmestromdichtewerten möglich ist.

Abb. 1.9 zeigt ein Beispiel zur Berechnung der Wärmestromdichte mit der Intervallmethode. Die Angabe des Tiefenintervalls und der bestimmten Temperaturgradienten sowie der gewählten Wärmeleitfähigkeiten machen die Berechnungen kohärent. Sollte sich der Kenntnisstand über diese Lokation ändern und neue Temperatur- oder Wärmeleitfähigkeitsdaten zur Verfügung stehen (vielleicht weil die Bohrung vertieft worden ist), so können die neu ermittelten Daten bzw. bestimmten Werte mit den bisherigen verglichen und insgesamt bewertet werden. Ergänzend zu Abb. 1.9 sollte noch die Anzahl der Wärmeleitfähigkeitsmessungen, die Art ihre Bestimmung und evtl. angewandte Korrekturverfahren sowie die Bestimmungsmethode des Temperaturgradienten angegeben sein. Die Angabe der Art der Probe („core“, Kernprobe, in Abb. 1.9 oben) erlaubt Rückschlüsse auf die Qualität der bestimmten Wärmeleitfähigkeitswerte und damit der Wärmestromdichte (s. Kap. 1.5.4). In der Abb. 1.9 unten („Fig. 5.1“) bilden sich die Bereiche mit mehr oder weniger gleichmäßig ausgebildeten Wärmeleitfähigkeit sehr gut in der Darstellung des Temperaturgradienten ab, welcher sich in der jeweiligen lithologisch-stratigraphischen Einheit meist nur gering ändert. Ausnahmen sind im ersten und zweiten Tiefenintervall auszumachen. Das erste Intervall (45–105 m) zeigt einen besonders auffälligen Verlauf des Temperaturgradienten, so dass die Wahl dieses Tiefenabschnitts zur Bestimmung der Wärmestromdichte ungünstig erscheint. Wie Powell et al. (1988) anmerken, ist aber im gesamten Bohrungsprofil

generell die inverse Beziehung zwischen Temperaturgradient und Wärmeleitfähigkeit gut zu beobachten.

TABLE 5.1

An example of heat-flow density calculated by the interval method in a 570 m deep drill hole, site WSR-1 at Woodside, on the Colorado Plateau, 39°10'43" N, 110°24'05" W, elevation 1665 ± 3 m (after Bodell and Chapman, 1982). Depth interval in m, gradient in mK m<sup>-1</sup>, conductivity in W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>, heat-flow density in mW m<sup>-2</sup>.

Depth interval	Thermal gradient	Sample type	Conductivity $\lambda$	Interval HFD	Mean value	Corrected value
45–105	15.0 ± 1.0	core	3.96 ± 0.23	60 ± 5		
105–245	18.0 ± 1.0	core	3.43 ± 0.15	62 ± 4		
245–320	24.8 ± 0.7	core	2.75 ± 0.14	68 ± 4	65 ± 4	66
320–455	16.0 ± 0.4	core	4.18 ± 0.15	67 ± 3		
455–515	17.2 ± 0.5	core	4.20 ± 0.14	72 ± 3		
515–575	16.5 ± 0.6	core	3.86 ± 0.09	64 ± 3		

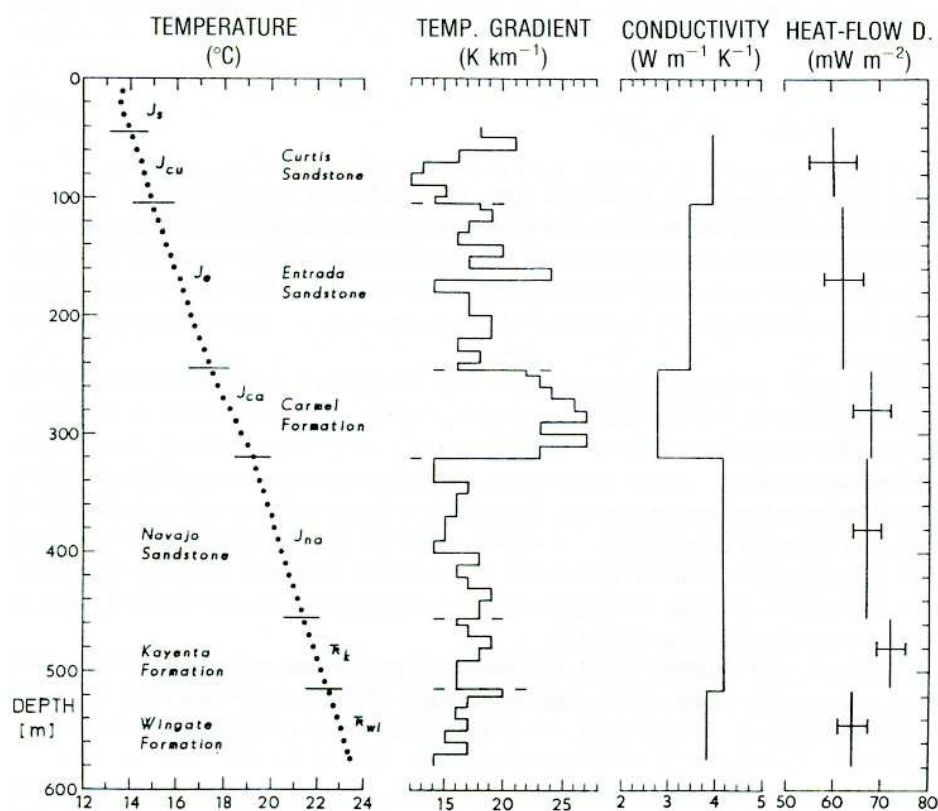


Fig. 5.1. Illustration of heat-flow density determination computed by the interval method. Example shown is site WSR.1 on the Colorado Plateau of the Western USA reported by Bodell and Chapman (1982). Six depth intervals corresponding to lithologic units were chosen. Note the inverse relationship between temperature gradient and thermal conductivity. Details are given in Table 5.1.

Abbildung 1.9: Beispiel zur Berechnung der Wärmestromdichte mit der Intervallmethode (aus Powell et al., 1988; S. 170). Ergänzend zu der Tabelle sollte noch die Anzahl der durchgeführten Wärmeleitfähigkeitsmessungen, ggf. durchgeführte Korrekturverfahren zur in-situ Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit und die Art der Gradientenbestimmung angegeben werden. In der unteren Abbildung („Fig. 5.1“) ist generell die inverse Beziehung von Temperaturgradient und Wärmeleitfähigkeit zu beobachten, s. Text.

## 1.5.2 Bullard-Methode

Die Bullard-Methode basiert auf dem Konzept des thermischen Widerstandes. Der thermische Widerstand  $R$  wird definiert als Integral des reziproken Wertes der von der im Tiefenabschnitt  $z$  herrschenden repräsentativen Wärmeleitfähigkeit:

$$R = \int \frac{1}{\lambda} \partial z \quad (1.25)$$

Aus Gleichung 1.23 und 1.25 ergibt sich:

$$\left( \frac{\partial T}{\partial R} \right)_d = Q_0 - \int_0^d A(z) \partial z. \quad (1.26)$$

Gleichung 1.26 sagt aus, dass sich der Temperaturgradient innerhalb eines Tiefenbereichs nur ändert, wenn Wärme generiert oder abgeführt wird. Damit erhält man, wenn man bei gleichbleibender Wärmestromdichte die Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe gegen den summierten thermischen Widerstand ( $\sum(\Delta z/\lambda)_i$ , in  $\text{m}^2\text{K}/\text{W}$ ) aufträgt, eine Gerade, deren Steigung die konstante Wärmestromdichte  $Q$  und dessen y-Achsenabschnitt die obere Temperaturgrenze des Tiefenbereichs darstellt. Diese Form der Darstellung wird als Bullard-Plot bezeichnet (Abb. 1.10). Kommt in dem Bullard-Plot ein nicht-linearer Verlauf der geplotteten Daten zum Ausdruck, spielen - wenn keine systematischen Fehler vorliegen - z.B. ein nicht rein konduktiver Wärmefluss, thermische Brechungseffekte oder instationäre Wärmeströme eine Rolle.

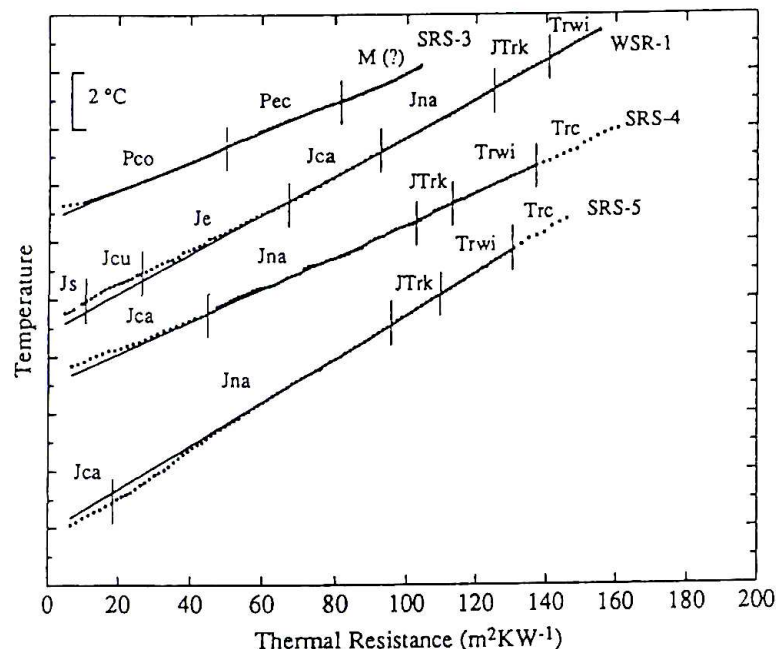


Abbildung 1.10: Beispiel zur Berechnung der Wärmestromdichte mit der Bullard-Methode (aus Harris & Chapman, 1995). Die Steigungen der Geraden (aus den ungestörten Regionen) ergeben den jeweiligen Wärmefluss  $q_0$  in  $\text{mW}/\text{m}^2$ : für SRS-3  $q_0 = 51$ , für SRS-4  $q_0 = 56$ , für SRS-5  $q_0 = 75$  und für WSR-1  $q_0 = 68$ .

Abb. 1.10 zeigt eine Anwendung der Bullard-Methode von Harris & Chapman (1995) mit Datensätzen von Bohrungen des Colorado Plateaus im Südosten von Utah, USA. In der Darstellung werden relative Temperaturen benutzt, damit die vier abgebildeten Bohrungen sich nicht überschneiden. Als Punkte sind die Daten (Temperatur gegen summierter thermischer Widerstand in  $\text{m}^2\text{K}/\text{W}$ ) dargestellt, die Geraden sind an Daten in ungestörten Tiefenabschnitten angepasst. Harris & Chapman können mit dieser Methode den Einflussbereich von Klimaveränderungen im oberflächennahen Bereich nachweisen (Abweichungen der Datenpunkte von der Gerade bei niedrigen Temperaturen).

### 1.5.3 Störungen und ihre Korrektur

Das Beispiel des vorangegangenen Abschnitts (Abb. 1.10) zeigt, dass Temperaturprofile und die daraus bestimmten Wärmestromdichtewerte durch Klimaveränderungen beeinflusst sein können. Weitere mögliche Ursachen für Störungen des thermischen Felds und damit der Wärmestromdichte, die sich auch in einem nicht-linearen Verlauf des Bullard-Plots ausdrücken können, sind: unebene Topographie der Oberfläche, Erosions- und Sedimentationsprozesse, laterale Änderungen der Oberflächentemperatur aufgrund wechselnder Vegetation oder großer Wassermassen und Migration von Grundwasser (s. auch Chapman et al., 1984b). Alle diese Einflussfaktoren können nach Powell et al. (1988) als Geländeeffekte zusammengefasst werden, da sie Störungen des Temperaturfeldes innerhalb der Erdkruste aufgrund von physikalischen Prozessen der Wärmeleitung an der Oberfläche der Erdkruste darstellen. Die Größe der Störung korreliert dabei mit der lokalen Topographie (Powell et al., 1988) und ist daher in gebirgigen Regionen von größerer Bedeutung als in Sedimentbecken (Deming et al., 1990). Weitere Einflussfaktoren bestehen in konduktiver Wärmebrechung, die von (sprunghaften) lateralen Veränderungen der Wärmeleitfähigkeit, wie sie z.B. beim Auftreten von Salzstöcken auftritt, verursacht wird oder in drastischen Änderungen der Wärmeproduktionsrate der Gesteine (Bachu, 1988). Im Folgenden werden die Einflüsse aufgrund des dominierenden physikalischen Prozesses in Effekte der Wärmebrechung (Morphologie und Salzstrukturen) und in transiente Effekte (Paläoklima, Massenumlagerungen und Grundwasserströmungen) eingeteilt und eine erste Einschätzung der jeweiligen Bedeutung für die Berechnung der Wärmestromdichte im Nordostdeutschen Becken vorgenommen.

#### Wärmebrechungseffekte

Durch strukturelle Effekte, die auf die Temperaturverteilung im Untergrund einwirken, werden die lokalen Wärmestromdichtewerte in einem Sedimentbecken stark beeinflusst. Ursache ist eine plötzliche laterale Änderung der thermischen Eigenschaften, die zu Wärmebrechungseffekten (lateral gerichteten Wärmeströme) führen. So wird das Temperaturfeld z.B. nachhaltig beeinflusst durch:

- stark wechselnde Oberflächentopographie,
- stark ausgeprägtes Relief des unter den Sedimenten anstehenden kristallinen Grund-



- gebirges (mit unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeit),
- starke Unterschiede der Lagerungsverhältnisse in den Sedimenten bei gleichzeitig hohen Wärmeleitfähigkeitsunterschieden (Salzstrukturen).

Während Effekte der Oberflächentopographie verhältnismäßig gut abgeschätzt werden können (s. Powell et al., 1988 und z.B. Springer, 1997; Şerban et al., 2001), ist die Beeinflussung des thermischen Feldes durch die von - auflagernden Beckensedimente verdeckte - Morphologie des kristallinen Grundgebirges nur schwer zu erfassen. Diese Effekte spielen jedoch in großen Sedimentbecken meist kaum eine Rolle. Dafür können an den Beckenrändern, wo das kristalline Grundgebirge steil ansteigt, Brechungseffekte durch unterschiedliche Wärmeleitfähigkeiten von Sediment und Kristallin auftreten (s. z.B. Deming et al., 1990; Hansen & Nielsen, 2002). Auch im Nordostdeutschen Becken spielen vor allem solche Effekte an den Beckenrändern eine Rolle (s. Kap. 4), während eine Beeinflussung durch die Oberflächentopographie praktisch nicht auftritt.

Salzstrukturen sind in vielen paläozoisch angelegten Sedimentbecken eine weit verbreitete Erscheinung. Die Geometrie und die thermischen Eigenschaften der Salzkörper unterscheiden sich auffällig von denen anderer Sedimente. Die im Vergleich zum umgebenden Gestein sehr viel höhere Wärmeleitfähigkeit von Salz führt dabei zu einem Anstieg der Temperatur über und einer Erniedrigung der Temperatur unterhalb der Salzstruktur. Durch numerische Modellierungen können die Einflüsse der Salzstrukturen auf das jeweilige lokale thermische Feld und die in ihm bestimmte Wärmestromdichte bestimmt werden (s. Jensen, 1990; Lerche & Petersen, 1995; Mello et al., 1995 u.a.). Eine detaillierte Studie über die Reichweite dieser Temperaturstörungen in der Nähe von Diapiren und Salzkissen im Nordostdeutschen Becken wurde mit analytischen und finite Differenzen-Ansätzen (1D bis 3D) durchgeführt (s. Kapitel 3.4, S. 88).

## Transiente Effekte

**Paläoklima** Änderungen der Oberflächentemperaturen mit der Zeit verändern die thermischen Randbedingungen und stören so das thermische Gleichgewicht. Dabei kann zwischen relativ kurzfristigen Änderungen der Bodentemperatur innerhalb der letzten Jahrhunderte und besonders langanhaltenden Änderungen im Quartär (Eiszeiten) unterschieden werden. Während jahreszeitliche Temperaturschwankungen das Temperaturprofil nur in den oberflächennahen Bereichen (Meter bis Dekameter) beeinflussen, reichen klimatische Veränderungen der historischen Vergangenheit bis in eine Tiefe von einigen hundert Metern und können eine Abschätzung der historischen Klimageschichte ermöglichen (s. z.B. Clauser & Mareschal, 1995). Langanhaltende Klima- (Temperatur-) veränderungen durch die Eiszeiten stören das Temperaturprofil bis in größere Tiefen (km). Der Wert der Wärmestromdichte wird also durch das Paläoklima tiefenabhängig beeinflusst, wobei sich die Effekte der klimatischen Veränderungen überlagern (s. z.B. Turcotte & Schubert, 2002 für theoretische Grundlagen und Balling, 1979, 1995; Kukkonen, 1987, 1989 sowie Şerban et al., 2001 für regionale Beispiele).

Standardkorrekturen zur Berücksichtigung der paläoklimatischen Effekte sind von Beck (1977) und Powell et al. (1988) publiziert worden. So ermöglichen die folgenden Gleichungen, den Tiefenverlauf der Temperatur und des Temperaturgradienten in Abhängigkeit von der

Änderung der Bodentemperatur mit der Zeit zu berechnen:

$$\Delta T(z, t) = \sum_{n=1}^N \Delta T_{t_n} \operatorname{erfc} \left[ \frac{z}{(4at_n)^{0,5}} \right] \quad (1.27)$$

$$\Delta \Gamma(z, t) = \sum_{n=1}^N -\Delta T_{t_n} (\pi at_n)^{-0,5} \exp \left( \frac{-z^2}{4at_n} \right). \quad (1.28)$$

Dabei bedeuten  $\Delta T$  = Temperaturänderung,  $\Delta \Gamma$  = Änderung des Temperaturgradienten,  $z$  = Tiefe,  $t$  = Zeit,  $\operatorname{erfc}$  = Fehlerfunktion,  $n$  = Anzahl der Zeitintervalle mit relativen Temperaturänderungen, bezogen auf den rezenten Zustand, und  $a$  = Temperaturleitfähigkeit. Die Gleichungen stellen Lösungen der Energiebilanzgleichung (Gleichung 1.3) unter der Bedingung dar, dass keine Wärmequellen oder -senken vorhanden sind (s. Powell et al., 1988).

Kukkonen (1987) ermittelt für Finnland eine Beeinflussung der Wärmestromdichte von weniger als 5 mW/m<sup>2</sup>, wenn sie in Tiefen von größer als 300 m bestimmt wird. Eine ähnliche Größenordnung hat Balling (1995) für die nördlichsten Regionen Skandinaviens berechnet. Für Wärmestromdichtewerte, die in Tiefen von 200–500 m bestimmt wurden, setzt er in dieser Region eine positive Korrektur von 3–5 mW/m<sup>2</sup> an. In Zentral-Skandinavien ergeben sich nach Balling für dieselben Tiefenbereiche Korrekturen von um 10 mW/m<sup>2</sup> und für Süd-Skandinavien von bis zu 15–20 mW/m<sup>2</sup>. Die Größe der Korrektur in dem Tiefenabschnitt von 200–500 m ist dabei vor allem von der Erwärmung nach der letzten Eiszeit (vor 10.000 bis 15.000 Jahre, mit Temperaturen von -1 °C) und der heutigen Variation der Oberflächentemperaturen in Skandinavien (7–9 °C im Süden und um 1 °C im Norden) geprägt (Balling, 1995). Die tiefenabhängige Abnahme des paläoklimatischen Einflusses auf die Wärmestromdichte erreicht nach den Berechnungen von Balling (1995) in Tiefen von über 1500 m eine Größenordnung, die im Rauschen der Temperaturmessung liegt.

Da der Tiefenbereich der intensiven Beeinflussung durch paläoklimatische Effekte in einem Tiefenabschnitt liegt, der häufig durch Prozesse der Grundwasserneubildung und Grundwasserströmung geprägt wird, müssen die paläoklimatischen Korrekturen mit Vorsicht benutzt werden (Kukkonen, 1987). Dabei können die Grundwasserbewegungen auch in vergangenen Zeiten stattgefunden haben und das thermische Regime stärker als das Paläoklima geprägt haben. Je tiefer jedoch die Wärmestromdichte bestimmt wird, desto geringer ist ein solcher Einfluss wahrscheinlich, da dass in großen Tiefen vorhandene Grundwasser meist eine hohe Salinität aufweist und an sich schon weniger mobil ist (verminderte Porosität/Klüftigkeit der Gesteine bei höheren lithostatischen Drücken; s. Kukkonen, 1987 und Carter et al., 1998 und dortige Referenzen). So belegt Kohl (1998), dass das paläoklimatische Signal nur unter extremen Bedingungen „ausgewaschen“ werden kann: für die deutsche Tiefbohrung KTB demonstriert er für den Tiefenbereich von 300 bis 3000 m einen nur untergeordneten Einfluss von thermischer Überprägung des paläoklimatischen Signals durch Advektion.

Für den Bereich des Nordostdeutschen Beckens müssen Störungen des Temperaturfeldes vor allem durch die letzte Eiszeit berücksichtigt werden. Dabei können recht große Temperaturunterschiede auftreten, da das Untersuchungsgebiet nicht permanent und überall mit einer

Eisdecke bedeckt war. Die Gleichungen 1.28 und 1.28 wurden mit den entsprechenden Daten hinterlegt, um die Wirkung der Klimageschichte der letzten 100.000 Jahre auf die Temperaturmessungen im Untergrund des Nordostdeutschen Beckens abschätzen zu können. Die Ergebnisse dieser Modellierungen und ihre Bedeutung für die Bestimmung der Wärmestromdichte sind in Kap. 3.3, S. 86, dargestellt.

**Massenumlagerungen** Auch eher langsam wirkende Prozesse wie Sedimentation und Erosion können das Temperaturfeld (in Abhängigkeit von der Wärmeleitfähigkeit der abgelagerten bzw. erodierten Sedimente) für Zeiträume von über 30 Mio. Jahre stören (Deming et al., 1990). Wesentliche Bedingung für die Ausbildung dieser transienten thermischen Effekte sind hohe Sedimentations- und Erosionsraten ( $> 10^{-4}$  m/a; Herzen & Uyeda, 1963). Sedimentationsraten von  $6,7 \cdot 10^{-4}$  m/a sind beispielsweise für plio- bis pleistozäne Sedimentationsräume nicht untypisch (Deming et al., 1990, und dortige Referenzen). Durch die Subsidenz des Ablagerungsraums bewegt sich das wärmere Basement von der Oberflächentemperaturrandbedingung weg, während sich an seiner Stelle kalte Sedimente ablagern. Dies führt dazu, dass der thermische Gradient und die Wärmestromdichte an der Oberfläche um 30–40 % reduziert sein können (Hutchison, 1985). Heraushebung und Erosion führen zu dem entgegengesetzten Effekt und bewirken eine Erhöhung des Temperaturgradienten und der Wärmestromdichte. Theoretischen Grundlagen zur Berechnung des transienten Effektes von Massenumlagerungen finden sich bei Carslaw & Jaeger (1959), bei Herzen & Uyeda (1963) und auch bei Hutchison (1985).

Im Nordostdeutschen Becken können junge Massenumlagerungen (durch glazigene Vorgänge) das oberflächennahe thermische Feld beeinflussen, in tieferen Bereichen (über 1 km) wird jedoch davon ausgegangen, dass zurückliegende Sedimentations- und Erosionsprozesse für das rezente Temperaturfeld keine Rolle spielen und nicht berücksichtigt werden müssen.

**Grundwasserströmung** Durch strömendes Grundwasser kann Wärme transportiert werden. Ist dies der Fall, so beschreibt die stationäre vertikale Wärmeleitungsgleichung den Wärmetransport nicht mehr korrekt. Bei aufwärts oder abwärts strömenden Grundwasser erscheint dann die Wärmeleitfähigkeit des durchströmten Gesteins je nach Zu- oder Abfuhr von Wärme niedriger oder höher als sie tatsächlich ist. Vertikale Wasserbewegungen werden dagegen im stationären Modell als Wärmesenken oder -quellen abgebildet. Eine Korrektur ist daher kaum ohne detaillierte Modellierungen durchzuführen.

Eine einfache Möglichkeit zur ersten Bewertung der Wärmestromdichte in Tiefenbereichen von Bohrungen, die durch Fluidbewegungen gestört sind, besteht in der Durchführung einer Péclet-Zahl-Analyse. Auf der Grundlage der eindimensionalen Wärmeleitungsgleichung für einen isotropen, homogenen und permeablen Untergrund und dem Fourier'schen Gesetz (Gl. 1.1) können vertikale Fließgeschwindigkeiten des Fluides und die basale Wärmestromdichte abgeschätzt werden (Jobmann & Clauser, 1994). Die Wärmestromdichte  $q$  in der Tiefe  $z$  ergibt sich dabei aus der Beziehung

$$q(z) = q(z_0) \exp\left(- (z - z_0) \frac{Pe}{L}\right) \quad (1.29)$$

mit  $q(z_0)$ , der Wärmestromdichte an der oberen Grenze des Intervalls mit der Mächtigkeit  $L$ , und  $Pe$ , der Péclet-Zahl, welche das Verhältnis von advektivem zu konduktivem Wärmetransport im Falle von Fluidkonvektion beschreibt:

$$Pe = \frac{Q_{advektiv}}{Q_{konduktiv}} = v(\rho c)_f \frac{L}{\lambda} \quad (1.30)$$

wobei  $v$  die eindimensionale Darcy Geschwindigkeit (m/s),  $(\rho c)_f$  die spezifische Wärmekapazität des Fluids und  $\lambda$  die in-situ Wärmeleitfähigkeit des Gesteins darstellt. Ist  $|Pe| < 1$ , so überwiegt der konduktive Transport, ist  $|Pe| > 1$ , so dominiert der konvektive Transport das System. Wird die Wärmestromdichte  $q(z)$  logarithmisch über die Tiefe aufgetragen gibt die Steigung einer linearen Regression der logarithmisch aufgetragenen  $q$ -Werte das Verhältnis  $Pe/L$  wieder. Unter den idealen eindimensionalen Bedingungen kann dann die Fließgeschwindigkeit (durch Multiplikation mit  $v(\rho c)_f \lambda$ ), die Péclet-Zahl (bei Kenntnis der Mächtigkeit  $L$ ) und die basale Wärmestromdichte  $q_b = q(z_0 + L)$  abgeschätzt werden.

Die Péclet-Zahl-Analyse geht von stark vereinfachten Annahmen aus, die häufig in der Realität nicht zutreffend sind. Neben der Schwierigkeit der Bestimmung der Mächtigkeit des durchströmten Tiefenintervalls  $L$  (s. Bachu, 1988), können u.U. topographische Effekte für die Variationen im Temperaturlog verantwortlich sein, und Fluidbewegungen gar keine Rolle spielen (s. z.B. Kohl et al., 2001). Andere Störfaktoren, die von einer Péclet-Zahl-Analyse nicht erfasst werden, sind z.B. Wärmebrechungseffekte und bohrtechnische Störungen.

Da sich die vorliegende Arbeit im Wesentlichen auf tiefe geologische Einheiten des Nordostdeutschen Beckens konzentriert, wird angenommen, dass eine Beeinflussung der Wärmestromdichte, die innerhalb dieser Tiefenbereiche berechnet worden ist, nur sehr untergeordnet durch Fluidbewegungen beeinflusst sind. Die vorliegenden Temperaturmessungen haben jedoch i.d.R. keine entsprechende Auflösung, um eine Péclet-Zahl-Analyse durchführen zu können.

#### 1.5.4 Qualität der Eingangsparameter und Konsequenzen für die berechnete Wärmestromdichte

So einfach die Formulierung der Gleichung zur Berechnung der Wärmestromdichte ist, so schwierig ist ein Urteil über die Qualität der Eingangsparameter Temperatur und Wärmeleitfähigkeit. Deming et al. (1990) bewertet die mögliche Genauigkeit von Wärmestromdichteberechnungen aufgrund der Art der Bestimmung von Temperatur und Wärmeleitfähigkeit (Tab. 1.2). Bei der Verwendung von kontinuierlichen Temperaturmessungen zur Bestimmung des thermischen Gradienten und Kernproben zur Ermittlung der Wärmeleitfähigkeit kann die Wärmestromdichte mit einer Genauigkeit von  $\pm 5\%$  bestimmt werden. Wird hingegen die Wärmeleitfähigkeit nur anhand von Bohrklein, wie sie bei Rotary-Spülbohrverfahren anfallen, bestimmt, so sinkt die bestimmbare Genauigkeit auf  $\pm 10\text{--}15\%$ . Eine weitere Verschlechterung ergibt sich bei der Verwendung von BHT-Daten anstelle von kontinuierlichen Temperaturmessungen. Die maximal erreichbare Genauigkeit liegt zwischen  $\pm 10\text{--}25\%$ , je nachdem ob die Wärmeleitfähigkeit an Bohrkernen oder Bohrklein bestimmt wurde. Müssen die Wärme-

Temperaturdaten	Wärmeleitfähigkeit	Geschätzte Genauigkeit
bestimmt durch		
Kontinuierliche Hoch-Präzisions-Messung	Bohrkerne	$\pm 5\text{--}10\%$
Kontinuierliche Hoch-Präzisions-Messung	Bohrklein	$\pm 10\text{--}15\%$
Mehrere korrigierte BHT-Daten	Bohrkerne	$\pm 10\text{--}20\%$
Eine oder zwei BHT-Daten	Bohrkerne oder Bohrklein	$\pm 15\text{--}25\%$
Kontinuierliche Hoch-Präzisions-Messung	Schätzung	$\pm 30\text{--}40\%$
Eine einzelne BHT	Schätzung	$\pm 40\text{--}50\%$

*Tabelle 1.2:* Abschätzung der möglichen Genauigkeit der Wärmestromdichteberechnung in Abhängigkeit von der Bestimmungsmethode der Eingangsparameter Temperatur und Wärmeleitfähigkeit (nach Deming et al., 1990). BHT = *Bottom-Hole-Temperature*, die Temperatur an der Bohrlochsohle.

leitfähigkeiten zur Berechnung der Wärmestromdichte aus der lithologischen Ansprache abgeschätzt werden, so weisen die daraus resultierenden Wärmestromdichtewerte eine Unsicherheit in der Bestimmung von mindestens  $\pm 30\%$  auf.

Wie die vorausgegangenen Ausführungen dieses Kapitels gezeigt haben, wird die Wärmestromdichte von vielen Faktoren beeinflusst. Um eine Vorstellung davon zu bekommen, welche Faktoren im Untersuchungsgebiet eine dominierende Rolle spielen und welche ggf. vernachlässigt werden können, müssen sowohl die vorhandene Daten- und Probenlage als auch die vorhandene Geologie berücksichtigt werden.

Für die tiefen Bohrungen im Nordostdeutschen Becken, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht worden sind, liegen i.d.R. kontinuierliche Temperaturlogs und Kernproben aus bestimmten Tiefenbereichen vor (s. Kap. 3.1.1). Damit sind prinzipiell die Grundvoraussetzungen zu einer akkuraten Bestimmung der Wärmestromdichte gegeben. Aus den Aufzeichnungsintervallen der Temperaturmessungen und der Tiefenlage der beprobten Horizonte, die im Zuge der Erdöl-/Erdgasexploration nicht gezielt im Hinblick auf eine möglichst exakte Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte gewählt worden sind, ergeben sich neue Restriktionen. Diesen Aspekt beleuchtet der erste Abschnitt des Kapitels zur Bestimmung der Wärmestromdichte im Nordostdeutschen Becken (Kap. 3.1), welcher sich mit der Datenlage befasst. Aus ihm ergeben sich unmittelbare Konsequenzen für die Untersuchung der Wärmestromdichte und für die Tiefenlagen, in der ihre Bestimmung erfolgt. Zunächst wird jedoch auf die Geologie des Nordostdeutschen Beckens eingegangen (Kap. 2). In gewisser Weise erfolgt dabei ein Vorgriff auf Kapitel 3.1, da die Stratigraphie, Fazies und Lithologie der Einheiten detaillierter dargestellt wird, in denen überwiegend die Bestimmung der thermischen Eigenschaften (Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion) und der Wärmestromdichte erfolgte.

# Kapitel 2

## Geologie des Nordostdeutschen Beckens (NEDB)

Das NEDB ist eines von vier Teilbecken des südlichen Permbeckens, welches sich von Mittelengland bis nach Polen erstreckt (Ziegler, 1990). Westlich des NEDB schließen sich das westdeutsche und das niederländisch-englische Teilbecken an (Abb. 2.1). Das ostdeutsche und westdeutsche Teilbecken werden durch eine schwach ausgeprägte Schwelle, die sich von der Altmarkschwelle bis hin zur ostholsteinischen Plattform erstreckt, voneinander getrennt (Gast et al., 1998). An das NEDB schließt sich östlich das polnische Becken an, welches von der Beckenentwicklung und Faziesverteilung her einen eigenständigen Beckenteil darstellt (Karnkowski, 1994).

Der flach einfallende nördliche Beckenrand des NEDB wird durch das lokale Møn-Arkona-Hoch begrenzt. Der südliche Rand des Beckens wird hingegen durch eine Reihe steiler Störungen mit bis zu etwa 4 km vertikalem Versatz geprägt, die Scheck et al. (2002) als *Elbe-Fault-System* (EFS) bezeichnen, so dass die heutige Form des Beckens eine ausgeprägte Asymmetrie zeigt (Bayer et al., 1999).

### 2.1 Strukturgeologischer Überblick

Der Untergrund des permischen NEDB wurde im Norden durch Prozesse in der variszischen Vorsenke und im Süden durch Prozesse im variszischen Falten- und Überschiebungsgürtel geprägt. Die Vorsenke besteht im südlichen Teil aus variszisch deformierten Gesteinen des Namurs bis Westfals, während die Namur- bis Stefan- Sedimente des nördlichen Bereichs der Vorsenke von der variszischen Orogenese unbeeinflusst blieben (Franke et al., 1996). Diese karbonischen und devonischen Gesteine lagern diskordant älteren Einheiten auf, die im nördlichen Bereich während der kaledonischen Faltungsphase deformiert wurden bzw. im südlichen Bereich noch älter konsolidierte Bereiche darstellen (Katzung & Ehmke, 1993). Der Aufbau und die Struktur dieses nicht direkt zugänglichen tieferen Untergrundes war und ist Gegenstand vieler Diskussionen und Forschungsbeiträge (vgl. u. a. Franke et al., 1996; Gossler et al., 1999; Krawczyk et al., 1999; Bayer et al., 2002 und diese Arbeit). Die Zusammensetzung dieser unterlagernden krustalen Einheiten beeinflusst den terrestrischen Wärmefluss. Unterschiedliche Vorstellungen

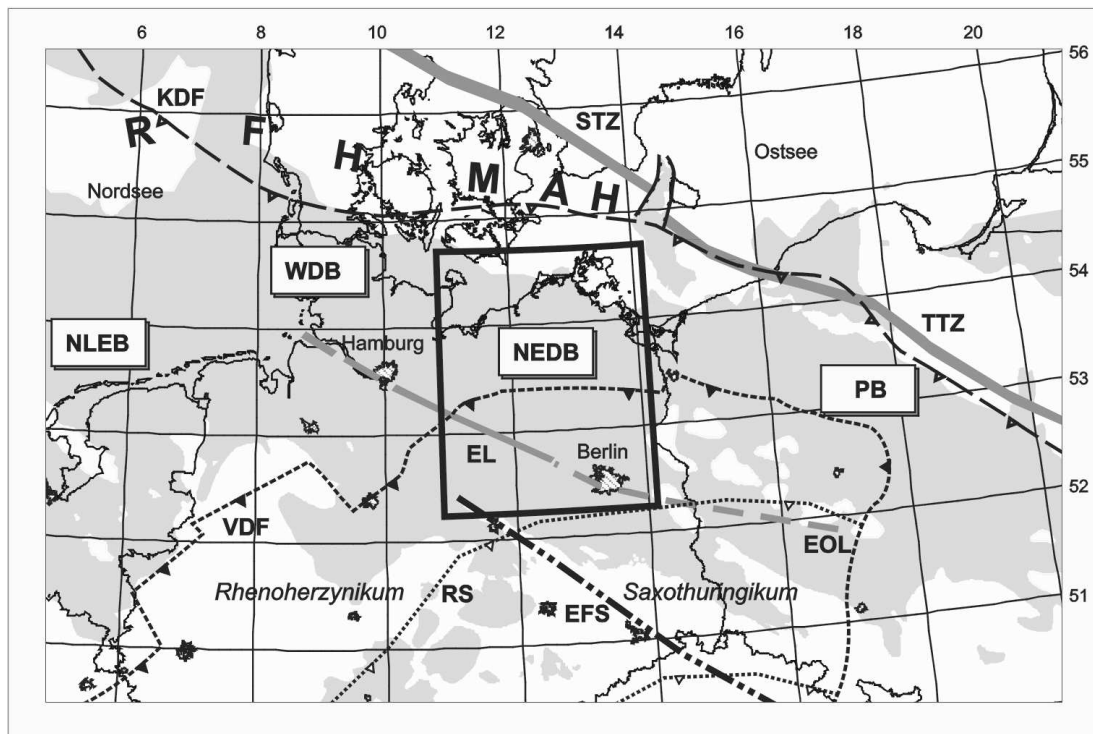


Abbildung 2.1: Regionale Übersichtskarte des südlichen Permbeckens mit Lage des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) und der anderen Teilbecken. Abkürzungen: **EFS** Elbe Störungssystem (*Elbe-Fault-System*); **EL**, Elbe Lineament; **KDF**, Kaledonische Deformationsfront, entspricht weitgehend der Thor Sutur (Berthelsen, 1998); **MAH**, Møn-Arkona-Hoch; **NLEB**, Niederländisch-Englisches Becken; **PB**, Polnisches Becken; **RFH**, Rynkøbing-Fyn-Hoch; **RS**, Rheinische Sutur; **STZ**, Sorgenfrei-Tornquist-Zone; **TTZ**, Tornquist-Teisseyre-Zone, **VDF**, variszische Deformationsfront; **WDB**, Westdeutsches Becken. Grau: Verbreitung der Rotliegend Sedimente (nach: Lokhorst, 1998; Ziegler, 1990; Pharaoh, 1999 und Bayer et al., 2002).

zum krustalen Unterbau ziehen daher unterschiedliche Rahmenbedingungen für die Wärmestromdichte nach sich. Der hier gegebene Überblick stellt daher auch die Grundlage für die Interpretation der Wärmestromdichte und die in diesem Kontext durchgeführten Krustenmodellierungen (Kap. 4) dar.

Von überregionaler Bedeutung sind die Tornquist Zone und die kaledonische Deformationsfront (*KDF*) im Norden sowie die variszische Deformationsfront (*VDF*, Abb. 2.1) im Süden. Die Tornquist-Zone stellt eine Intraplattenstruktur Baltikas dar und ist wiederholt zwischen Permokarbon und frühem Tertiär aktiviert worden (Berthelsen, 1992). Die überwiegend Nordwest-Südost streichende Zone wird im Nordwesten von Bornholm durch die Sorgenfrei-Tornquist-Zone (*STZ*) und im Südosten von Bornholm durch die Tornquist-Teisseyre-Zone (*TTZ*) gebildet. Sie verläuft nicht durch das Arbeitsgebiet. Die *KDF* verläuft entlang der Rynkøbing-Fyn- und Møn-Arkona-Hochlagen und schwenkt östlich von Rügen auf das polnische Festland ein. Die *KDF* oder Thor Sutur wurde durch die Schließung des Tornquist Ozeans (Cocks & Fortey, 1982), den Berthelsen (1998) um eine Verwechslung mit der Tornquist Zone auszuschließen als

Thor Ozean bezeichnet, als Folge der Kollision von Baltika und Avalonia im Oberen Ordovizium (Ashgill) gebildet (s. z.B. Pharaoh, 1999; Torsvik & Rehnström, 2003). Die KDF markiert die Übergangszone des präkambrisch konsolidierten baltischen Schildes im Norden mit dem intensiv deformierten kaledonischen Überschiebungsgürtel im Süden. Obwohl die KDF eine relativ gesicherte Störungslinie darstellt, ist sie doch nicht annähernd so gesichert wie die Tornquist-Zone (s.u.). Die „*Rheinische Sutur*“ im Süden außerhalb des NEDB (Abb. 2.1) trennt Avalonia und andere Terrane, die sich während des frühen Paläozoikums mit Baltika zusammenschweißten, von den erst im späten Paläozoikum angeschweißten Terranen der Internzonen des variszischen Orogens (Saxothuringikum und Moldanubikum; Pharaoh, 1999). Zwischen Thor und Rheinischer Sutur liegt, annähernd beckenzentral, die variszische Deformationsfront (VDF). Die VDF ist aufgrund von Bohrungen nachweisbar, ihr genauer Verlauf ist aber nicht eindeutig zu lokalisieren (s. u.a. Franke et al., 1996; Krawczyk et al., 1999). Sie kennzeichnet den Übergang von rhenoheryznischer Oberkruste im Süden zu den nördlich gelegenen Sedimenten des Vorlandbeckens. Das rhenoheryznische Deckgebirge wird als ein Teil Avalonias angesehen, welcher während der variszischen Orogenese abgetrennt wurde (Pharaoh, 1999).

Bayer et al. (2002) stellen die Ausdehnung Avalonias von England bis nach Nordostdeutschland und Polen in Frage und bezeichnen sie als eine überwiegend virtuelle Struktur. Was kennzeichnet nun diese Struktur und wie wird sie begrenzt?

Ungewiss ist dabei die Lage des Südrandes der baltischen Kruste unter das NEDB. Interpretationen auf der Grundlage von vor allem seismischen Untersuchungen halten eine Ausdehnung bis unter das NEDB (Gossler et al., 1999; Krawczyk et al., 1999; Berthelsen, 1992) und bis zum Elbe Lineament bzw. bis zur Elbe-Odra-Linie unter dem Nordwestdeutschen Becken (Grad et al., 2002; Bayer et al., 2002) für möglich. Damit könnten die KDF (Oberkruste) und die Elbe-Oldra-Linie (Unterkruste) als Erscheinungen derselben Sutur (von der Schließung des Thor Ozeans) auf unterschiedlichen Krustenniveaus angesehen werden (Bayer et al., 2002). Bayer et al. (2002) stützen ihre Interpretation auf das Vorhandensein eines seismisch erkennbaren unterkrustalen Horizonts an der Basis der baltischen Kruste, der sich durch hohe  $V_p$ -Geschwindigkeiten (6,9–7,5 km/s) und vermutlich hoher Dichte auszeichnet. Diesen können sie von Baltika bis zur Elbe-Odra-Linie verfolgen (Abb. 2.2). Derselbe Horizont wurde von Bayer et al. (1999) allerdings auch als Charakteristikum für die Krustenstruktur Ost-Avalonias angesehen. Rabbel et al. (1995) beschreiben ebenfalls diesen etwa 10 km mächtigen Horizont, den sie von der KDF bis zur Elbe-Odra-Linie nachweisen können. Die hohen seismischen Geschwindigkeiten sehen Rabbel et al. als charakteristisches Merkmal der Kruste in alten Schilden oder als Merkmal einer Unterkruste, in die während Dehnung der Kruste mafisches Magma intrudierte, an. Lassen et al. (2002) schließen auf der Grundlage gravimetrischer Modellierungen eine mögliche Existenz ozeanischer Kruste zwischen Elbe-Odra-Linie und Baltika nicht aus. Sie interpretieren sie jedoch als Teil des kaledonisch bis variszischen Falten- und Überschiebungsgürtels, welcher auf den baltischen Rand aufgeschoben wurde. Die neuen Bearbeitungen können jedoch die vorangegangenen Interpretationen von Franke et al. (1989) und Franke et al. (1996) nicht widerlegen. Diese Autoren nehmen für den tiefen Untergrund des NEDB ein aus unterschiedli-



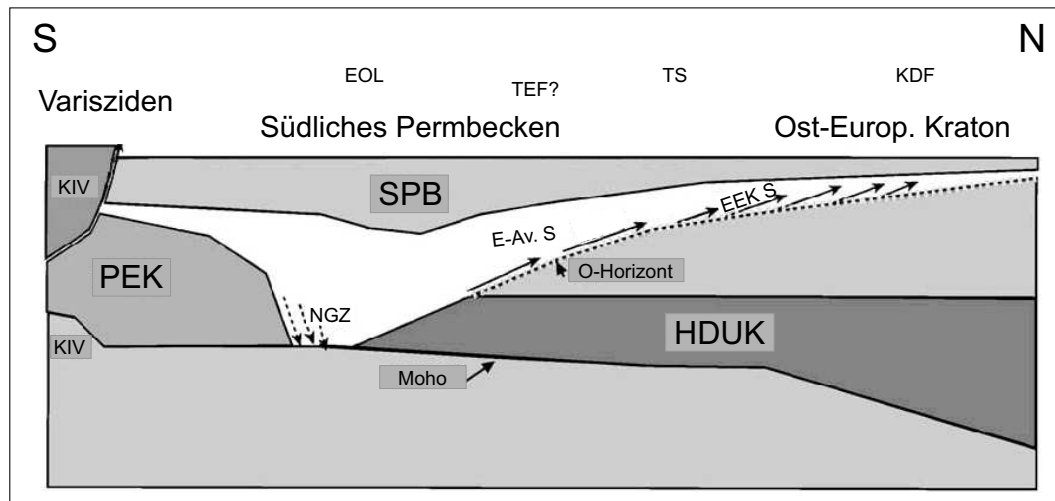


Abbildung 2.2: Nicht maßstabsgetreue Darstellung der Modellvorstellung zum strukturellen Aufbau des tieferen Untergrundes zwischen Varisziden und Baltika bzw. dem Osteuropäischen Kraton (nach Bayer et al., 2002). Es bedeuten: *E-Av. S*, aufgeschobene Sedimente Ost-Avaloniens; *EEK S*, aufgeschobene Sedimente des Osteuropäischen Kratons; *EOL*, Elbe-Odra-Linie; *HDUK*, Hochgeschwindigkeitsschicht der unteren Kruste mit hoher Dichte; *KDF*, Kaledonische Deformationsfront; *KIV*, kretazische Inversion; *O-Horizont*, ordovizische Alaunschiefer (Gleitfläche der Überschiebung von *E-Av. S* und *EEK S*); *NGZ*, Niedriggeschwindigkeitszone; *PEK*, paläozoische europäische Kruste; *SPB*, südliches Permbecken; *TEF?*, Lage der sogenannten „Trans-European-Fault“; *TS*, Thor Suture.

chen cadomischen und kaledonischen Terranen zusammengesetztes Ost-Avalonien an, welches im Verlauf des plattentektonischen Wechselspiels im Gebiet zwischen dem Tornquist-Ozean im Norden und dem Rheinischen Ozean (*Rheic Ocean*) im Süden im Zeitraum Ordovizium bis an die Wende Silur/Devon zu einer einheitlichen, aber strukturell und substantiell stark gegliederten Mikroplatte zusammengeschweißt wurde. Sie legen den Übergang von baltischer zu dieser ost-avalonischen Mikroplatte südlich von Rügen an die Anklam-Störung, bis wohin auch die seismischen Daten relativ eindeutig interpretierbar sind (Abb. 2.3, 2.4 und DEKORP-BASIN Research Group, 1999). Auch magnetotellurische Untersuchungen von Hoffmann & Franke (1997) belegen einen tief liegenden Horizont mit erhöhter Leitfähigkeit, der wahrscheinlich baltischen kambro-ordovizischen Alaunschiefern zuzuordnen ist, der aus der südlichen Ostsee (Baltika) bis zur Anklam-Störung verfolgbar ist.

Im Bereich des NEDB sind deutliche Anomalien des magnetischen Feldes und des Bouguer-Schwerefeldes festgestellt worden (s. z.B. Bachmann & Grosse, 1989; Hoffmann & Stiewe, 1994; Hoffmann et al., 1996 und Kuder, 2002). Die sogenannte *Pritzwalk*-Anomalie, welche in etwa zwischen Hamburg, Rostock und Berlin liegt, und das *Schweriner Schwerhoch* werden dabei auch als *Ostelbisches Massiv* zusammengefasst. Über die Ursachen der positiven Anomalien existieren unterschiedliche Vorstellungen. Hoffmann & Stiewe (1994) sehen in der *Pritzwalk*-Anomalie den Ausdruck einer Intrusion von basischem bis ultrabasischem Mantelmaterial in die untere und mittlere Kruste, welche die Mohorovičić-Diskontinuität (Moho) unter der Anomalie zerstörte (s. auch Abb. 2.3 und Brink, 2002). Bayer et al. (1999) sehen hingegen keine

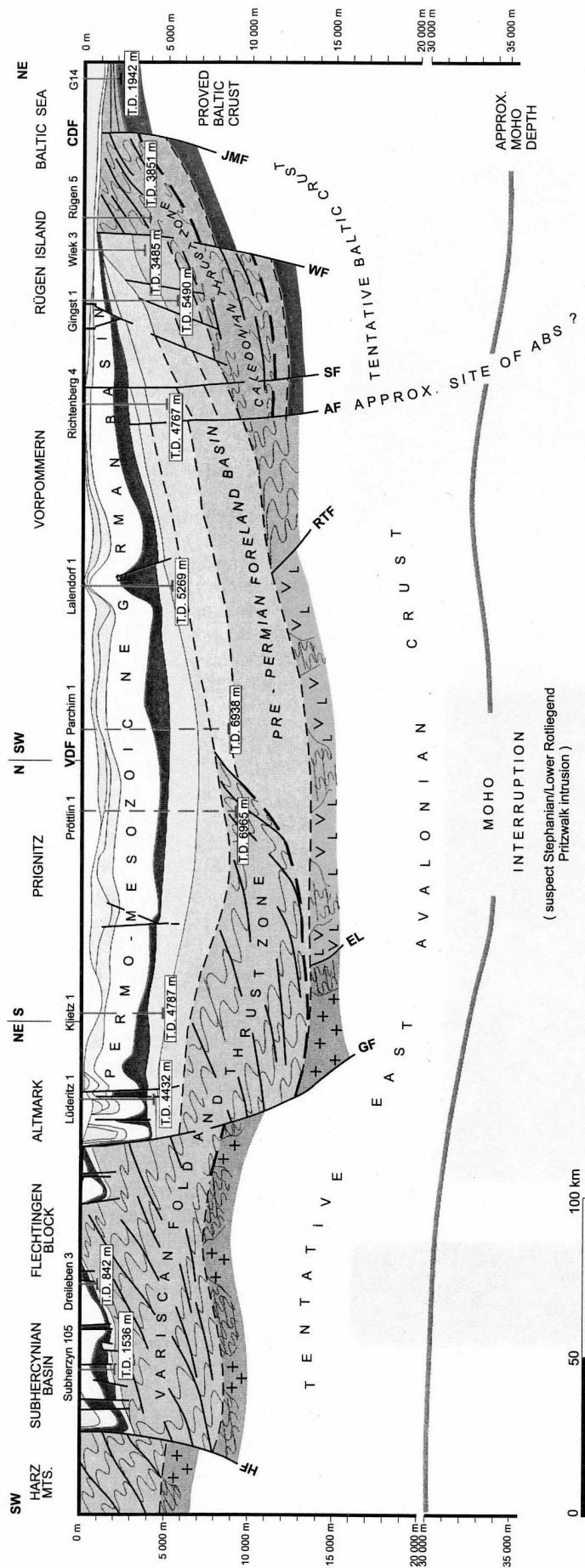


Abbildung 2.3: Profilschnitt durch Nordostdeutschland (vom Harz bis zur südlichen Ostsee nördlich von Rügen) auf der Grundlage von geophysikalischen Untersuchungen und Bohrungsaufschlüssen (aus: Franke et al., 1996). Die baltische Kruste reicht nach Ansicht von Franke et al. nur bis zur Anklam Störung (AF, s. Abb. 2.4), wo die Avalonia-Baltika-Sutur vermutet wird. Die Abbildung verdeutlicht auch, dass die Rotliegend Sedimente unterhalb der Zechsteinsalze eine relativ ungestörte Lagerung aufweisen, während die überlagernden Postzeolithen Schichten durch aufsteigende Salzmassen zum Teil stark gestört wurden.

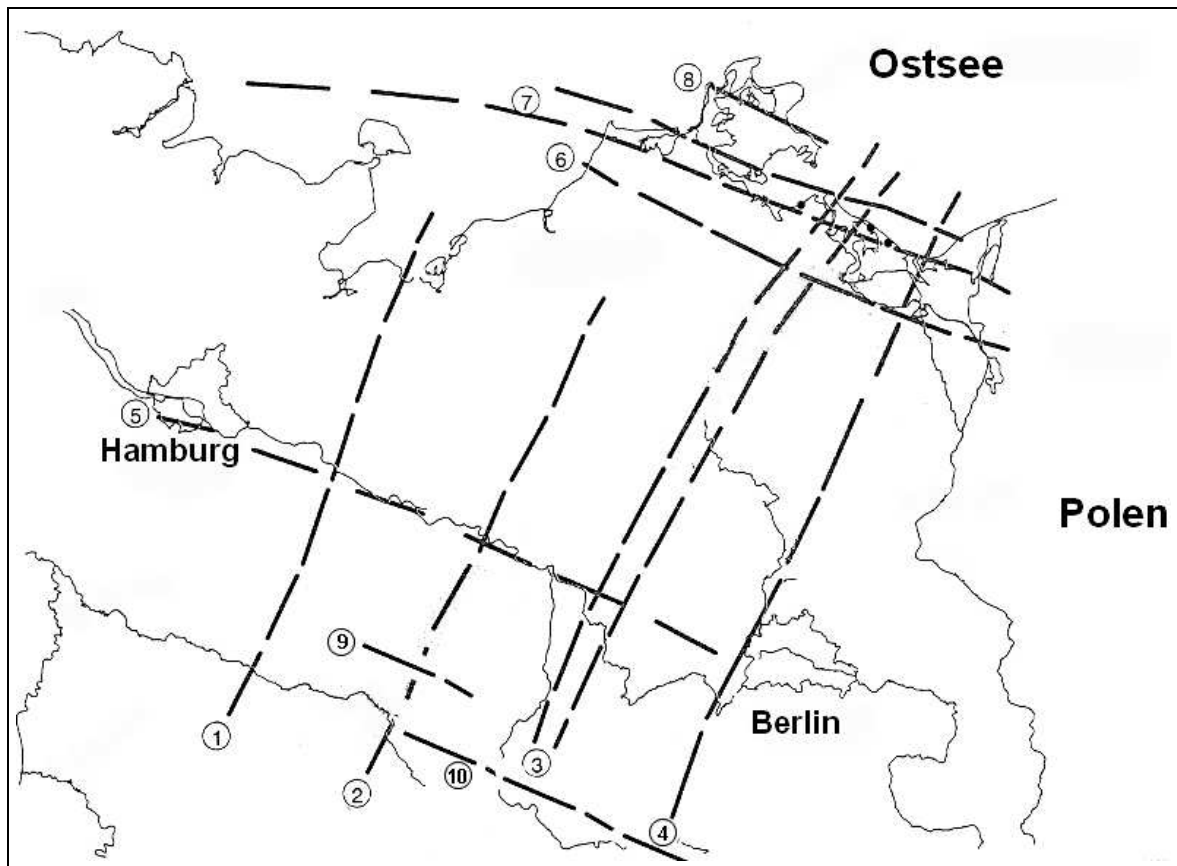


Abbildung 2.4: Tektonische Übersichtskarte des NEDB mit wichtigen präpermischen Störungszonen. Auffällig ist die Staffelung der Tiefenbrüche in rheinisch (NNE-SSW) und WNW-ESE verlaufende Störungen, die im Zuge der Bildung des NEDB Transtensions- und Pull-Apart-Becken bildeten. Es bedeuten: 1 = Gifhorn-Wismar; 2 = Arendsee; 3 = Rheinsberg; 4 = Liebenwalde; 5 = Elbe-Linie; 6 = Anklam; 7 = Stralsund; 8 = Bergen; 9 = Gardelegen; 10 = Haldensleben (nach: Bachmann & Hoffmann, 1997 und Scheck et al., 2002).

Hinweise für eine Intrusion von mafischem Material in untere Krustenniveaus und führen die in den Daten tatsächlich schwach ausgebildete Moho im Bereich der Pritzwalker Anomalie auf technische Probleme zurück. Die Moho im NEDB ist demnach relativ flach und gleichmäßig in 30–32 km Tiefe ausgebildet. Kaempff et al. (1994) äußern aufgrund von der Zusammensetzung von Xenolithen in permischen Basalten der Tiefbohrung Schwerin 1 (*S 1/87*) die Vermutung, dass sich das Fundament des Ostelbischen Massivs aus einem Anorthositmassiv zusammensetzt. Hoffmann et al. (1996) jedoch interpretieren diese Xenolithe im Gegensatz zu Kaempff et al. nicht als ein eigenständiges Massiv, sondern als Bestandteil eines kaledonischen magmatischen Bogens, welcher sich zwischen Baltika und dem angedockten ostavalonischen Teil Gondwanas bildete (s. auch Franke et al., 1996). Nach Bayer et al. (1999) kann die Schwereanomalie von Pritzwalk nur durch das Vorhandensein von Material mit hoher Dichte im Tiefenbereich von 8 bis 30 km Tiefe erklärt werden. Dies belegen auch die 3D Schwerefeldmodellierungen von Kuder (2002). Position, Struktur, Ausdehnung und Mächtigkeit sind allerdings ebenso ungewiss wie die Frage, ob sich dieses Material von einem Ereignis (Intrusion) ableitet oder das Ergebnis ei-

ner ganzen Folge von (verschiedenen) geologischen Prozessen darstellt. Eine weitere bedeutende magnetische Anomalie ist in der Region Grimmen, am nördlichen Rand des NEDB, beobachtet und in Verbindung mit einer möglichen Avalonia-Baltika-Sutur an der Strelasund oder Anklam Störung gesehen worden (s. Thybo, 1997). Diese Störungszone wurde als *Trans-European-Fault* (TEF) bezeichnet und von Thybo (1997) als Begrenzung der südlichen Ausdehnung des Baltischen Schildes angesehen (s. Abb. 2.2 und 2.3). Nach McCann & Krawczyk (2001) handelt es sich bei der Störung bei Grimmen um eine lokale Erscheinung, die sich nicht weiter in Richtung Dänemark oder Polen verfolgen lässt. Bayer et al. (2002) schlagen vor, die TEF als Ausdruck der Thor Sutur auf dem Niveau der mittleren Kruste anzusehen.

Die möglichen Szenarios der Modellvorstellungen und ihre Auswirkungen auf die terrestrische Wärmestromdichte werden ausführlich in Kapitel 4 behandelt.

## 2.2 Tektonische Entwicklung

Bayer et al. (2002) sehen das Subsidenzzentrum des Permbeckens oberhalb der Übergangszone von baltischer zu mitteleuropäischer Kruste. Der Mechanismus der Beckenentstehung ist dabei Gegenstand zahlreicher Diskussionen (s. z.B. Bachmann & Grosse, 1989; Bachmann & Hoffmann, 1997; Scheck, 1997; DEKORP-BASIN Research Group, 1999 und van Wees et al., 2000).

Die tektonische Entwicklung des Beckens lässt sich wie folgt zusammenfassen: Mit Abschluss der variszischen Orogenese erreichte der Zusammenschluss der Kontinente zum Großkontinent Pangäa einen vorläufigen Höhepunkt. Durch die Ostdrift der Europäischen Platte relativ zur Afrikanischen Platte kam es zur Entstehung eines Nord–Süd gerichteten Stressfeldes mit maximaler Extension in Ost–West Richtung. Die Ausbildung eines Systems konjugierter dextraler und sinistraler Scherbrüche waren die Folge (Arthaud & Matte, 1977; Ziegler, 1989; vgl. Abb. 2.4). Diese tektonischen Bewegungen werden als „fränkische Bewegungen“ zusammengefasst (Katzung & Krull, 1984; Katzung & Ehmke, 1993; Bachmann & Hoffmann, 1997; vgl. stratigraphische Tabelle Abb. 2.8, S. 50). Durch sie entstanden Pull-Apart-Becken wie die Havel-Müritz-Senke, welche von Tiefenbrüchen begrenzt werden (Abb. 2.4). Entlang der Scherzonen intrudierten und extrudierten Magmen, wie z.B. die ca. 2000 m mächtigen Vulkanitfolgen des Permokarbons (Benek et al., 1995, 1996). Außerhalb der Senken und Lineamente nehmen die Mächtigkeiten der Vulkanite stark ab (Plein, 1993; Bachmann & Hoffmann, 1997). Am Ausklang der Altmark Subgruppe (Abb. 2.8) kam es durch die zunächst noch anhaltende thermische Hebung zu einer großflächigen Denudation der Vulkanite und teilweise auch von älteren Schichten. Im NEDB bildet sich ein bedeutender Schicht-Hiatus aus. Vereinzelt fand Sedimentation in lokalen und vermutlich isolierten Subsidenz-Zonen statt (feinklastische Grau- und Rotsedimente der Havel-Müritz-Senke, die in die Müritz-Subgruppe eingestuft werden, s. Schneider & Gebhardt, 1993). Eine Reaktivierung der Scherbruchsysteme erfolgte durch die Altmark-I-Bewegungen am Übergang zur Havel Subgruppe. Zusammen mit der thermischen Subsidenz, unterstützt durch Dehnungstektonik, weitete sich der Sedimentationsraum aus. Es

bildeten sich die Holstein-Mecklenburg-Senke (begrenzt von der Stralsunder, Rostocker und Unterelbe Störung) und die bereits früher angelegte Havel-Müritz-Senke heraus (Bachmann & Hoffmann, 1995). Nach der Altmark-I-Bewegung nehmen die bruchtektonischen Aktivitäten ab. Durch die bruchlose thermische Subsidenz, die durch die folgenden Altmark-Bewegungen (II-III) nur untergeordnet beeinflusst wird, weitet sich der Sedimentationsraum aus, wobei sich das Depozentrum in den Raum der Holstein-Mecklenburg-Senke mit NW-SE orientierter Achse verlagert (Bachmann & Hoffmann, 1995; Scheck et al., 1999). Obwohl bis zu 2000 m mächtige sedimentäre Abfolgen im Rotliegend zur Ablagerung kamen, genügte das Sedimentangebot zur Kompensation der Subsidenz nicht aus, so dass das Depozentrum am Ausklang der Elbe Subgruppe eine Lage von mehr als 100 m unterhalb des Meeresspiegels erreichte.

Die folgende Ingression des Zechstein-Meereres vollzog sich sehr rasch über die Nordseestraße. Die Basis des Zechsteins ist dabei weitgehend ungestört ausgebildet, während die bis zu 2000 m mächtigen Zechstein-Ablagerungen durch halokinetische Vorgänge stark gestört wurden. Salzstrukturen finden sich bevorzugt parallel zum EFS (WNW–ESE) in den südlichen und nordöstlichen Randbereichen des Beckens und parallel zum Rheinsberg Lineament (NNE–SSE) am östlichen Beckenrand (Scheck et al., 1999). Die starke Absenkung des Beckens hielt bis in die Trias an (Bachmann & Grosse, 1989; Scheck et al., 1999; van Wees et al., 2000). Während des Muschelkalks veränderte sich die Beckenkonfiguration und es bildeten sich zwei voneinander getrennte Depozentren aus, eines im Raum der Holstein-Mecklenburg-Senke und das andere, der Rheinsberg Trog, weiter östlich. Während der späten Trias (Keuper) wurde das Zechsteinsalz mobil und es kam zur Initiierung des Salzdiapirismus (Truesheim, 1957). Die Auslöser der Zechsteinsalz Bewegungen und die Rolle des Zechsteinsalzes während des Mesozoikums werden immer noch diskutiert. Scheck et al. (2003) können einen deutlichen Zusammenhang zwischen Änderungen der Salzdynamik und Änderungen des regionalen Stressfeldes im NEDB nachweisen. Im Jura sanken Rheinsberg und Gifhorn Trog weiter ab. Über 1200 m klastischer Sedimente wurden in diesen Trögen abgelagert (Scheck et al., 1999). Das Gebiet des permo-triassischen Depozentrums (die Holstein-Mecklenburg-Senke) und das Gebiet der Altmark stellten aufgrund geringer Subsidenzraten relative Hochlagen dar, so dass jurassische Sedimente kaum erhalten sind. An der Jura/Kreide-Grenze kam es zu einer Aktivierung großer intrakontinentaler Störungen in Zentraleuropa. Diese Bewegungen hingen vermutlich mit der Neugestaltung des Stressfeldes zusammen, die durch die Ausdehnung des Nord-Atlantiks und der Öffnung der alpinen Tethys stattfand (Kossow & Krawczyk, 2002). Eine Deformierung betraf vor allem die Postzechein Ablagerungen im Beckenzentrum des NEDB, während eine Deformation der Präzechein Einheiten auf die südlichen, östlichen und nordöstlichen Beckenränder beschränkt blieb (Kossow et al., 2000; Scheck et al., 1999). Eine weitere Beckeninversion fand Ende der Oberkreide statt (Kossow & Krawczyk, 2002; Scheck et al., 2003). Im südlichen Beckenteil sind starke kompressive Deformationen belegt, welche in Richtung Norden abnehmen. Entlang der Gardelegen Störung (Teil des EFS) kam es dabei zu Hebungen von bis zu 4000 m (Scheck et al., 2002). Eine letzte Subsidenzphase während des Känozoikums führte zu höheren Sedimentmächtigkeiten im westlichen Teil des NEDB (Scheck et al., 1999). Das

NEDB befindet sich dabei nach Marotta et al. (2000) und Kuder (2002) in einem isostatischen Ungleichgewicht, was rezente kompressive Spannungen oder eine besonders hohe Rigidität zur Erhaltung der heutigen Beckengeometrie nötig macht (s. Marotta et al., 2001 und Kuder, 2002).

## 2.3 Stratigraphie, Fazies und Lithologie

Während die strukturgeologische Beschaffenheit und die tektonische Entwicklung des NEDB zum einen grundlegenden Rahmenbedingungen für die Interpretation des Wärmeflusses liefern, so steuern zum anderen die Bedingungen zum Zeitpunkt der Ablagerung der jeweiligen Gesteine ihre lithologische Ausprägung. Die Kenntnis der jeweiligen Fazies liefert dabei sowohl Hinweise für die zu erwartenden petrophysikalischen und thermischen Eigenschaften der Gesteine als auch ihrer räumlichen Variabilität.

Durch eine Vielzahl von Erdöl-/Erdgasexplorationsbohrungen sowie auch von seismischen Untersuchungen ist die Geologie und Lithologie des Untersuchungsgebietes vom Permokarbon bis zum Quartär sehr gut bekannt. Unterhalb des Permokarbons ist die Informationsdichte im Untersuchungsgebiet uneinheitlich. Im Norden sind durch die Bohrungen im Raum Rügen kambro-ordovizische und karbonische Einheiten nachgewiesen worden, silurische Sedimente fehlen. Im zentralen und südlichen Beckenbereich haben einige Bohrungen gesichert karbonische Sedimente erbohrt. Weitere Informationen über ältere Sedimente und ihre Beschaffenheit sind nicht zugänglich. Aussagen zur Lithologie werden daher unsicher und stützen sich auf das jeweilige geologische Modell, das ihnen zu Grunde liegt.

### 2.3.1 Prädevon

Die regionale Verbreitung des Prädevons im NEDB ist weitgehend unbekannt (Franke, 1990). Präkambrische und kambrische Einheiten sind innerhalb des Beckens nicht aufgeschlossen worden und Analogievergleiche südlicher (Saxothuringische Zone) oder nördlicher (Bornholm bis einschließlich des Raumes nördlich von Rügen) Vorkommen sind aufgrund der tektonischen Entwicklung des Beckens (s.o.) nicht gesichert durchführbar. Die ältesten bisher paläontologisch datierbaren prädevonischen Sedimente stammen aus dem Ordovizium (Tremadoc? - Caradoc) und sind in Bohrungen Nord- und Mittelrügens aufgeschlossen worden. Nach Schmidt & Franke (1977) erfolgte die Ablagerung des Rügener Ordoviziums in einem sich rasch einsenkenden Sedimentationstrog am Rand der Osteuropäischen Tafel, wobei schnelle Subsidenz zusammen mit intensiver Materialzufuhr zu ungewöhnlich großen Mächtigkeiten (primäre Gesamtmächtigkeit um 2000 m) führte. Marine, terrigen-klastische Ablagerungen sind weit verbreitet, doch liegen keine Informationen im zentralen Gebiet des NEDB vor. Aufgrund tief greifender kaledonischer Erosionsprozesse sind die am Nordost-Rand des Beckens primär vorhanden gewesenen Sedimente des Silurs im Unterschied zu den ordovizischen Abfolgen nicht mehr nachweisbar. Bohrungen im benachbarten Polen weisen Abfolgen von flyschoiden Ton- und Siltsteinen auf. Dominierende Lithologie des Silurs stellen aber vermutlich die auch sonst in Mitteleuropa weit verbreiteten grauen graptolithenführenden Tonsteine dar. Doch auch für das Silur gilt, dass keine Aussagen

für das NEDB getroffen werden können: je nach tektonischem Modell der Unterkruste können unterschiedlichste lithologische Ausbildungen unmittelbar aneinander grenzen.

### 2.3.2 Devon

Für das Devon verbessert sich die Aufschlusslage in den Randbereichen des NEDB. In den Bohrungen des Rügener Raumes ist eine deutliche Zweiteilung des Devon Profils zu erkennen (vgl. Abb. 2.5). Der untere Abschnitt setzt sich aus klastisch-terrigenen Ablagerungen mit schlecht sortierten, tonig-siltigen Sandsteinen und aus Silt- und Tonsteinen zusammen, während im oberen Abschnitt fein- bis mittelkörnige, mehr oder weniger gut sortierte Quarzsandsteine mit kieseligem oder kieselig-karbonatischem Bindemittel und untergeordnet siltig-tonige Gesteine und Mergelsteine vorherrschen (Franke, 1990; Zagora, 1993). Der untere Abschnitt repräsentiert Ablagerungen vom kontinentalen „Old-Red-Typ“ und wird in das tiefere Mitteldevon (Ems-Givet) gestellt, während der obere Abschnitt in das Givet eingeordnet wird (Hoth, 1997; Zagora, 1993). Das Oberdevon von Rügen umfasst vor allem Tonmergelsteine, Kalksteine und Silt- bis Sandsteine und repräsentiert marine Vorlandshelf-Sedimentation (Franke, 1990). In den südlich an das Gebiet des NEDB anschließenden Bereichen wird Devon in Präperm Bohraufschlüssen Südbrandenburgs vermutet. Devonsedimente sind im Harz in überwiegend klastischer Ausbildung weit verbreitet, zusätzlich treten Spilite und Tuffe sowie Karbonatgesteine auf (Elbingeröder Komplexe). Die regionale Verbreitung des Devons im NEDB ist schwer abzuschätzen. Für das tiefere Devon hängt sie von der Konfiguration des „Old-Red-Kontinents“ ab und selbst im Oberdevon (mit einer überregionalen Transgression ab Givet) können örtlich wechselnde Verhältnisse vorliegen. Dabei kann die heutige Verbreitung auch durch postdevonische magmatische Prozesse stark beeinflusst sein (z.B. durch die Intrusion variszischer Granitoide wie im Raum Flechtingen: Flechtinger und Roxförde Granit; Franke, 1990).

### 2.3.3 Karbon

Das Unterkarbon (*Tournai* und *Visé*) ist nur aus dem Raum Rügen/Vorpommern nachgewiesen. Die von Hoffmann (1990) und Franke (1990) vorgenommene Einstufung des unteren Profils der Bohrung Pröttlin im Zentralteil des NEDB in das Unterkarbon wurde durch neue Faunenfunde nicht bestätigt (s. Hoth, 1997). Die lithologische Ausbildung des Unterkarbons wird durch zwei Faziestypen bestimmt: die klastisch terrigene Kulmfazies im Süden und die karbonatisch-mergelig-tonige Kohlenkalkfazies des prävariszischen Vorlandes. Der Übergang zwischen den beiden Faziesräumen ist jedoch unklar, zudem können lokale Hochlagen (mit Kohlenkalkkarbonaten) mit Tieflagen (mit klastischer Kulmfazies) abwechseln (Franke, 1990). So ist nur im Rügener Raum eine voll marine Fazies mit starker Ähnlichkeit zum westeuropäischen Kohlenkalk nachgewiesen. Die Lithologie besteht vor allem aus Kalk-, Mergel- und Tonmergelsteinen. Dabei sind teilweise erhebliche Mächtigkeitsunterschiede in den Bohrungen festzustellen, die auf eine bedeutende Vertikaltektonik während des tieferen Unterkarbons zurückzuführen sind (Hoth, 1997).

Globale Skala			Regionale Skala NE Deutschland		
Stufe	Alter in Mio. Jahren	System	Übergruppe	Stufe	Lithologie / Sedimentationsraum
Kosimovium	302	Pennsylvaniam	MITTELEUROPÄISCHES KARBON <small>Ober (Silesium)</small>	Stefan (5)	<b>Süplingen</b> terrestrisch terrestrisch terrestrisch terrestrisch terrestrisch flach-marin, neritische Sedimente Sand- und Siltstein, marginal-marin; Karbonate Ton- und Siltstein, Karbonate; flach-marin ss, brackisch terrestrisch kontinental OLD RED
Moskovium	305			Westfal (11.5)	
Bashkirium	312			Namur (10)	
Serpukhovium	320	Visé (19)			
	327			Tournais (12.5)	
Viseum	346			Fammene (15.5)	
				Frasne (7.5)	
Tournaisium	*358			Givet (6.0)	
Fammenium				Eifel (5.0)	
Frasnium	374	Ober DEVON	MITTELEUROPÄISCHES KARBON <small>Unter (Dinantium)</small>		
Givetium	381				
Eifelium	387				
	392				

Abbildung 2.5: Stratigraphische Tabelle des Präperm (nach Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002).



Für das Oberkarbon verbessert sich der Grad der (Bohr-)Aufschlüsse. Zusätzlich zu den Aufschlüssen im Rügener Raum haben einige Tiefbohrungen in Mecklenburg, der Altmark und in Brandenburg oberkarbonische Sedimente aufgeschlossen. Die Sedimentfolge des *Namurs* im nördlichen Teil des NEDB (Vorpommern) ist einerseits im Flachschiefbereich abgelagert worden, andererseits zeigt sie auch Übergänge zur Sedimentation des Watt- und Marschbereichs mit örtlich moorigen Bildungen. Charakteristisch sind auftretende Sideritkonkretionen und eine Dominanz humoser organischer Substanzen; zwischengeschaltet sind auch mächtige Sandsteinschüttungen (Hoth, 1997). Im Rügener Raum sind keine Namur-Ablagerungen belegt. In den südlichen Regionen (Altmark/Westmecklenburg sowie West- und Nordbrandenburg) dominieren distale Turbidite und pelagische Sedimente. Die Ton- und Siltsteine weisen neben humosen organischen Partikeln auch einen bedeutenden Anteil algenähnlicher Substanz auf. Die Mächtigkeiten der nachgewiesenen Namur-Ablagerungen schwankt teilweise erheblich. Ursachen sind nach Hoth (1997) die Ausbildung einer Vortiefe am Rand der Varisziden, die eine maximale Sedimentakkumulation ermöglichte, und intra- bis postnamurische Erosionsphasen. *Westfal*-Sedimente sind nur in der Region Boizenburg/Schwerin und in Vorpommern nachgewiesen worden (Franke, 1990). Es handelt sich dabei um Sand-, Silt- und Tonsteine, die während des älteren Westfal in Deltas, ingressionsbeeinflussten Überschwemmungsebenen und Mooren gebildet wurden und die während des jüngeren Westfal bevorzugt in limnisch-fluviatilen Sedimentationsräumen zur Ablagerung kamen (Hoth, 1997). In Vorpommern kam es im Westfal A und B zur Ausbildung von Kohleflözen, während in der Bohrung Boizenburg (SW-Mecklenburg) nur gering mächtige Kohlelagen belegt sind. Anhand seismischer Profile wird Westfal auch im Raum Schwerin/Wismar vermutet. Die südliche Ausdehnung von Westfal-Ablagerungen ist unsicher. Die primäre Verbreitung wird bis in die Altmark-Region vermutet. Hoth (1997) weist jedoch darauf hin, dass das heutige Verbreitungsbild sehr stark von Erosionsvorgängen geprägt ist. Die jüngsten karbonischen Ablagerungen (*Stefan*) haben im NEDB eine sehr viel geringere Verbreitung als die älteren Karbonstufen (Franke, 1990). Ob Stefan Sedimente im Beckenzentrum (NW-Mecklenburg) vorhanden sind, kann nur gemutmaßt werden. Es wird jedoch ein durchgehender Sedimentationsraum im nördlichen Bereich des NEDB von Vorpommern bis zum Nordseebecken angenommen. Fragliche Stefan Sedimente der Altmark und der Flechtinger Scholle stellen dabei entweder einen Nordwest–Südost orientierten Appendix des Stefan Beckens oder separate Ablagerungsräume dar (Hoth, 1997). Die lithologische Ausprägung der Stefan Sedimente zeichnet sich durch terrestrisch-klastische Schichtserien mit lokalen *Playa*-Bildungen aus, die unter arid-kontinentalem Milieu gebildet wurden. Die Mächtigkeiten liegen zwischen 160 m (Rügen) und 270 m (Vorpommern).

### 2.3.4 Permokarbonische Vulkanite

In der Mitteleuropäischen Senke bestehen regionale Unterschiede im Hinblick auf die Mächtigkeiten der permokarbonischen Vulkanitabfolgen, ihrer Zusammensetzungen und Assoziationen. Im NEDB lassen sich die Gebiete des Altmark–Flechtinger Scholle–Subherzyns und die Regionen von Rügen, Mecklenburg-Vorpommern und von Ostbrandenburg aushalten (Marx et al.,

1995, siehe Abb. 2.6).

Nach den Berechnungen von Benek et al. (1995) betragen die relativen Anteile der Gesteinsfamilien an der Verteilung der Vulkanitmächtigkeiten im NEDB:

- Rhyolithe mit Ignimbriten: etwa 70 %
- Andesitoide: etwa 26 %
- Basaltoide mit Doleriten: etwa 4 %.

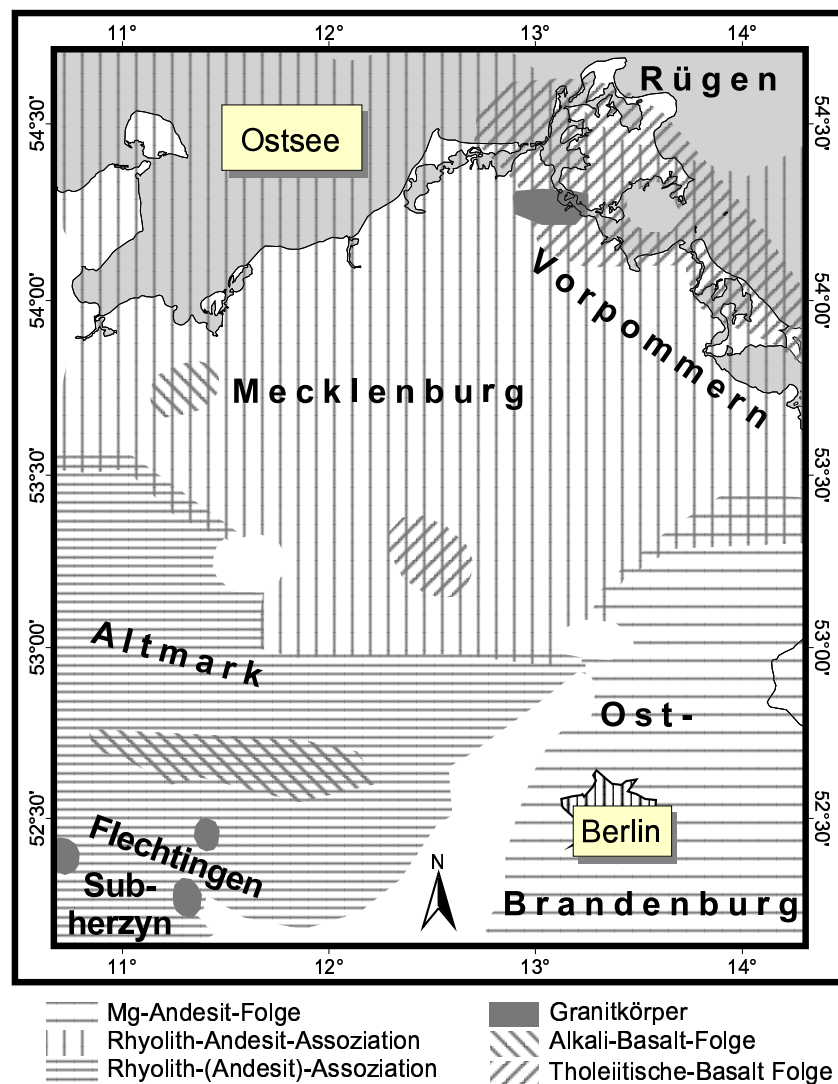


Abbildung 2.6: Übersicht der regionalen Verbreitung permokarbonischer Vulkanite nach Benek et al. (1996).

Petrographische Beschreibungen der Grundmasse, Textur, Phänokristalle und Akzessorien führten zur Einteilung der vulkanischen Gesteine in verschiedene Typen von Rhyolith, Andesit und Basalt (s. Tab. A.1, A.2 im Anhang). Hoth et al. (1993b) gliedern den permokarbonischen Vulkanismus in fünf Eruptionsstadien; die zeitliche Einordnung wurde von Benek et al. (1996) vorgenommen:

1. (Andesit-) Prä-Ignimbritstadium im Oberkarbon (höheres Stefan)
2. Explosives Ignimbritstadium der Altmark Subgruppe, außer in Rügen und Ostbrandenburg überall vertreten
3. Post-Ignimbritstadium der Altmark Subgruppe mit rhyolithoiden, andesitoiden und z.T. basaltoiden Vulkaniten
4. Spät-Rhyolithstadium der Müritz Subgruppe (nur im Bereich der Altmark)
5. Spätes Basaltstadium im Oberen Rotliegend (nur im Bereich der Altmark)

Die aus der Verbreitung der Vulkanitassoziationen und -folgen definierten Eruptivkomplexe lassen sich allerdings nicht scharf gegeneinander abgrenzen, sondern weisen Übergangs- und Verzahnungsbereiche, auch über markante Bruchzonen hinweg, auf (Marx et al., 1995). Ihre nachgewiesene Mächtigkeit beträgt bis zu 2000 m (Benek et al., 1996). Eine Vorstellung von der Zusammensetzung und Komplexität der Abfolgen vermittelt die Abb. 2.7.

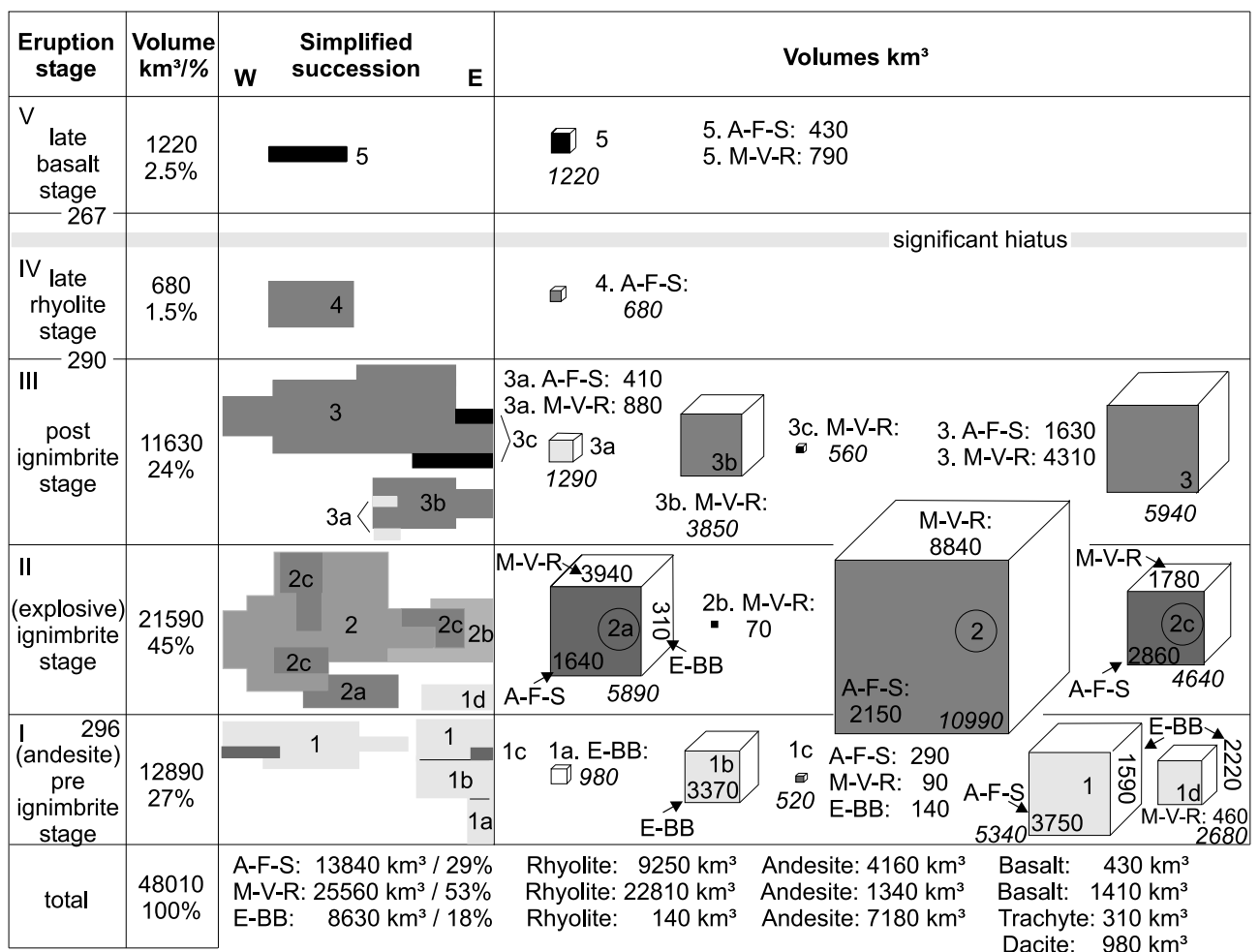


Abbildung 2.7: Verteilung, Zusammensetzung und Volumina permokarbonischer Vulkanite der Vulkanitprovinzen im NEDB nach Benek et al. (1995, 1996). Die Ziffern beziehen sich auf die berücksichtigten Vulkaniteinheiten (vgl. Tabelle des Anhangs). A-F-S: Altmark-Flechtingen-Subherzyn, M-V-R: Mecklenburg-Vorpommern-Rügen, E-BB: Ostbrandenburg.

Die ungleiche Verteilung der Gesteinsfamilien in den jeweiligen Provinzen (Abb. 2.7) kann

bei unterschiedlichen Wärmeproduktionsraten der Gesteinstypen u.U. auch verantwortlich für eine Regionalisierung der Wärmestromdichte sein. Daher wurden die radiogenen Wärmeproduktionsraten dieser Gesteinstypen untersucht (s. Kap. 3.2.2. Die einzelnen Eruptivkomplexe werden im Folgenden genauer charakterisiert.

Die **Altmark-Flechtingen-Subherzyn-Region** (AFS) ist durch eine große Vielfalt an Vulkanittypen geprägt, es handelt sich um eines der drei mächtigsten Eruptionszentren im Permokarbon des zentralen Nordeuropas (Marx et al., 1995). Die vulkanische Aktivität beginnt im Stefan mit aphyrischen Andesitoiden<sup>1</sup> (Typ  $\alpha 7$ ), die im Zentralteil durch einen Rhyolith (Typ  $\lambda \text{IIb}$ ), in den Randbereichen durch Tuffe und Sedimente von den jüngeren porphyrischen Andesitoiden (Typ  $\alpha 8$ ) getrennt werden. Nach einem zeitlichen Hiatus folgen Wechsellagen von sauren Laven, Ignimbriten und Tuffen des explosiven Ignimbritstadiums. Die Tuffe sind vor allem entlang der Grenze der Altmark-Region von Bedeutung und erreichen dort Mächtigkeiten von bis zu 180 m (Benek et al., 1996). Das späte Basaltstadium ist in der Altmark durch tholeiitische bis alkalische Basalte vertreten.

Die Vulkanite von **Mecklenburg-Vorpommern und Rügen** (MVR) bestehen überwiegend aus Rhyolithen. Im Norden (Rügen, Usedom, südliche Strukturen des Tornquist-Fächers) werden sie durch eine Zone tholeiitischer Basalte und Dolerite flankiert. Rhyolithe und Basalte verzahnen sich auf Südrügen und im Küstengebiet miteinander. Die tholeiitischen Basalte weisen extrem niedrige Gehalte an inkompatiblen Elementen wie Th, Ta, La und P auf und entstammen einer verarmten Mantelquelle (Benek et al., 1995). Sie lassen sich als Folge einer Krustenfragmentierung im Randbereich des baltischen Schildes, also eines möglichen initialen Riftings, interpretieren.

Die Vulkanitfolgen von **Ostbrandenburg** (EBB) stellen überwiegend basaltische Andesite mit sehr hohen Mg-, Cr- und Ni-Gehalten auf. Sie entstammen - anders als die Andesitoide der Altmark - einer nur schwach angereicherter Magmenquelle. Intermediäre Vulkanite treten nur stark untergeordnet auf.

### 2.3.5 Perm (Sedimentäres Rotliegend)

Über eine beckenweite Gliederung des Rotliegend hat es viele Kontroversen gegeben, die ihren vorläufigen Abschluss in der 1995 veröffentlichten stratigraphischen Neugliederung fanden (Plein, 1995; Schöder et al., 1995). Abbildung 2.8 zeigt die neue Nomenklatur, die auch dieser Arbeit zugrunde liegt.

Das Rotliegend kann in vier Subgruppen unterteilt werden, die vor allem klimatisch-tektonisch abgegrenzt werden. Hinzu kommen mineralogisch-petrographische und biostratigraphische Kriterien. Die *Altmark* Gruppe ist nach dem mehr als 2000 m mächtigen Vulkanitkomplex der Altmark benannt. Die Subgruppe kann auf mineralogisch-petrographischer Basis in vier Vulkanit Formationen untergliedert werden (s. S. 46). In die Vulkanitkomplexe eingelagerte Sedimenteinheiten bilden weitere Formationen. Die *Müritz* Subgruppe ist eine fluvio-lakustrine

---

<sup>1</sup>Zur Gliederung der Vulkanite siehe Appendix, Tab. A.1, A.2.

Globale Skala		Regionale Skala NE Deutschland								
Stufe	Alter in Mio. Jahren	System	Übergruppe	Gruppe (*Stufe)	Subgruppe	Formation / Folge / Unterstufe				
			<i>Diskordanzen</i>							
Tartarium	*251	Ober	DYAS (MITTELEUROPÄISCHES PERM)	Zechstein 7 (5)		Friesland F. / Mölln F. 1.0				
	258					Aller F. / Ohre F. 1.0				
						Leine F. 1.5				
						Staßfurt F. 1.5				
						Werra F. 2.0				
Kazanium	267	PERM	Unter	Havel Elbe		Hannover Fm. Mellin Peckensen 2.0				
	272					Dethlingen Fm. Eldena Rambow 2.0				
	274					Mirow Fm. 2.0				
	277					Parchim Fm. 2.0				
Ufimium	272	K.A.	Rotliegend (44)	Müritz		?				
Kungurium	274					?				
Artinskium	283					Saalische.	Altmark			Sedimente
	290									Föhrberg
Sakmarium	290									Vulkanite
Asselium	*296					?				
	300					?				
Gzhelium						Vulkanite				
				*Stefan (5)						
				Fränkische		Flechting Süplingen				

Abbildung 2.8: Stratigraphische Neugliederung des Rotliegenden nach Deutsche Stratigraphische Kommission (2002), Plein (1995) und Bachmann & Hoffmann (1997).

Sedimentfolge. Die dritte Einheit stellt die *Havel* Subgruppe mit den sedimentären Parchim und Mirow Formationen dar. Die *Elbe* Subgruppe schließlich gliedert sich in die Dethlingen und die Hannover Formation, die sich aufgrund zyklischer Sedimentation jeweils in sieben Subformationen (Members) unterteilen lassen.

Die Mehrzahl der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Proben stammt aus dem Rotliegenden (s. Kap. 3.1). Da die aus Bohrungen gewonnenen Proben nur punktuelle Informationen gegen können, müssen auch die räumlichen Änderungen der Gesteinseigenschaften aufgrund wechselnder Ablagerungsräume berücksichtigt werden. Die Betrachtung der Fazies kann dabei wertvolle Informationen für die Charakterisierung des Gesteins und der Zuordnung petrophysikalischer (thermischer) Eigenschaften und damit zu der Übertragbarkeit von im Labor bestimmten Messwerten geben.

Lithofazies	Sedimentäre Strukturen, Charakteristika	Ablagerungsmilieu
Steinsalz, Sulfate, Tonsteine	Lamination der Tonsteine, Rekristallisation des Salzes	Playa-See
Ton und Siltsteine	Flaserschichtung, Haloturbation, Anhydrit, Trockenrisse	Untere Playa (Mudflat)
Sand- und Siltsteine mit Tonlagen	Flaserschichtung, Haloturbation, Anhydritanreicherung, Trockenrisse	Obere Playa (Sandflat)
fein- bis mittelkörnige gut sortierte Sandsteine	entschichtete, meist grau gefärbte Sandsteine mit Anhydritflecken, oft flache und steilere äolische Schichtung (Küstendünen)	Küstengürtel mit Strandfaziesassoziationen (Dünen und nasse Sandflächen)
Sand- und Siltsteine mit Tonsteinanteil	Flaserschichtung, Anhydrit, Adhäsionsstrukturen, Haloturbation	Sabkha-Niederungen
fein- bis mittelkörnige, mäßig bis schlecht sortierte Sandsteine	Äolische Flächensande und Merkmale kleiner Dünen, hoher Interdünenanteil	Randliche Wüste („Erg Margin“)
fein- bis grobkörnige, gut bis mäßig sortierte Sandsteine	Gestapelte Dünenabfolgen und äolische Flächensande, geringer Interdünenanteil	Innere Wüste („Erg“)
feinkörnige, mäßig sortierte Sand- und Siltsteine	„Fining upward“ Sequenzen, Strömungsrippeln, Tonklasten	Distaler alluvialer Schwemmfächer
fein- bis grobkörnige, mäßig bis schlecht sortierte Sandsteine und Tonsteine	„Fining upward“, erosive Basis, Kreuzschichtung, Strömungsrippeln	Alluvialer Schwemmfächer
Fanglomerate und Konglomerate	Strukturlos (fanglomeratisch), Kreuz- und gradierte Schichtung in Schichtflut-Ablagerungen	Proximaler alluvialer Schwemmfächer

Tabelle 2.1: Faziestypen im Rotliegend Norddeutschlands (aus: Gast et al., 1998, S. 75).

## Fazies

Die Sedimentation und Fazies in einem kontinentalen Becken wird von vielen Faktoren beeinflusst. Subsidenz, Tektonik, Lithologie des Liefergebietes, Sedimentbudget, Klima, Grundwasserspiegel und vorherrschende Windstärken und -richtungen steuern die komplexen sedimentären Abläufe. Unter den zunehmenden ariden Bedingungen, die sich seit Ende des Karbons aus einem noch humiden Klima im NEDB eingestellt hatten, bilden fluviatile und äolische Prozesse, Akkumulation an Salzkrusten und Ablagerungen stehender Gewässer die wesentliche Grundlage zur Genese der Rotliegend Sedimente. Gast et al. (1998) gliedern mit lithofaziellen Methoden zehn unterschiedliche Ablagerungsmilieus (Subenviroments) aus (Tab. 2.1). In den liefergebietsnahen Bereichen treten nach Faziesuntersuchungen von Rieke (2001) dominant Stromgeflechtsablagerungen (*braided plain*) und nur untergeordnet alluviale Schwemmfächer auf. Die Übergangsbereiche zum Becken werden von verzweigten, netzartigen fluviatilen Systemen dominiert. Daneben können auch Sedimente der Sand- oder Tonebenen und vereinzelt lakustrine Sedimente auftreten. In den distalen Bereichen finden sich *Mud-Flat*- und *Playa-See*-Ablagerungen.

**Altmark und Müritz Subgruppe** Die Informationen zur sedimentologischen und faziellen Entwicklung der Altmark Subgruppe sind spärlich. Die Sedimentation ist nur in lokalen tektonischen Senken (z.B. Grüneberg und Tuchen Teilsenke) überliefert. Die Abfolgen weisen dabei in der Fazies und der Zusammensetzung kaum Unterschiede zur Hangenden Havel Subgruppe auf. Es dominieren fluviatil-lakustrine Silt- und Tonsteine. Sie sind zwischen Verwitterungsbrekzi-

en, die den basalen Andesitoiden auflagern, und Konglomeraten ausgebildet. Häufig sind geröllführende Sandsteine eingeschaltet (Schneider & Gebhardt, 1993). Die Sedimentationsräume der Müritz Subgruppe sind ebenfalls an regionale Bruchstrukturen und durch sie hervorgerufene Senken bzw. Teilsenken (wie die Mirow, Parchim und Schwaan Senke) gebunden. Die Sedimente unterscheiden sich dabei lithologisch kaum von denen der Altmark Subgruppe. In der Altmark und Müritz Subgruppe sind vereinzelt aber auch Kalksteinlagen nachgewiesen, die eine Sedimentation im Flachwasserbereich größerer, perennierender Seen anzeigen (Gaitzsch, 1995; Schneider et al., 1995; Rieke, 2001).

**Havel Subgruppe** Auffällig für die Profilentwicklung der Havel Subgruppe ist eine störungskontrollierte starke fazielle Differenziertheit, die die Korrelation zwischen den Teilgebieten schwierig gestaltet und zu heftigen Kontroversen über die Untergliederung der Havel Subgruppe im Norddeutschen Becken geführt hat (Lindert et al., 1990 und vor allem Gebhardt et al., 1995). Für das NEDB hat sich eine Unterteilung in zwei Formation (Parchim und Mirow) durchgesetzt (Gebhardt et al., 1995; Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002).

Die *Parchim Formation* kennzeichnet eine neue Phase der Beckenentwicklung. Zum Teil recht mächtige Konglomerate an der Basis dieser Formation sind charakteristisch (Lindert et al., 1990; Rieke, 2001). Die nördlichen und südöstlichen Beckenränder des NEDB besaßen ein starkes Relief, der relativ hohe fluviatile Einfluss wird durch zahlreiche alluviale Schwemmfächer dokumentiert (Gast et al., 1998). Sowohl matrix- wie auch klastgestützte Konglomerate überwiegen. Im Beckenzentrum herrscht ein *Sand Flat* dominierter Ablagerungsraum vor (s. Rieke, 2001). Feinsandige bis grobsandige Lithotypen kommen in ihm zur Ablagerung. In der NW-Mecklenburg-Senke sind Ton- bis Siltsteine der *Playa-See*-Fazies zwischengeschaltet. Im Süden des NEDB dominiert ein verflochtenes fluviatiles Netzwerk, welches sich in stark variierenden Gefüge und Texturen der Sedimente widerspiegelt (fein- bis grobsandige Gesteine und Konglomerate mit wechselnder Matrix). Die fluviatilen Aktivitäten reduzieren sich im Verlauf der Parchim Formation erheblich und es kommt zu ausgedehnten Feinsand- bis Grobsandstein-Ablagerungen, äolischen Dünen- und Schichtsand (,,Büste Sandstein“) an der Altmark Hochlage im SW sowie zu Evaporitbildungen in der NW-Mecklenburg-Senke. Das Erhaltungspotential der Sedimente ist aufgrund der klimatischen Bedingungen jedoch generell sehr gering (Rieke, 2001).

Die Sedimentation der *Mirow Formation* schließt sich nach einer Reliefbelebung, die über den evaporitischen Sedimenten der oberen Parchim Schichten zu einer erosiven Schüttung fluviatil schlecht sortierter Sandsteine führte, an die vorige Entwicklung an. Die an den Beckenflanken aufsteigende Sedimentation gleicht das Relief zunehmend aus und greift an den Beckenrändern rasch expansiv und weitflächig über (Gebhardt et al., 1995). Hohe Vulkanitgehalte in den Sandsteinen belegen einen Sedimenteintrag vom Südrand her, während der klastische Eintrag am Nordrand nur eine untergeordnete Rolle spielt. In den zentralen Bereichen des Beckens herrschen feinsandige bis tonsiltige Sedimente der *Mud-Flat*-Fazies und Tonsteine der *Playa-See* vor. Isoliert treten dünnbankige fluviatile Feinsandsteine als isolierte Schichtflutablagerungen

auf. Äolische Sedimente sind westlich der Altmark nur sehr begrenzt überliefert (Gebhardt et al., 1995).

**Elbe Subgruppe** Mit der *Dethlingen Formation* setzt im Gebiet des NEDB das Hauptstadium der thermisch induzierten Subsidenz ein. In NW-Mecklenburg, dem Zentrum der Absenkung, erreichen die Sedimente der Dethlingen Formation Mächtigkeiten von bis zu 600 m. Weiträumige Hebungen im südlichen Hinterland führen zur Schüttung des am Südrand des gesamten norddeutschen Beckens flächenhaft verbreiteten fluviatilen „Hauptsandsteins“, dem im Untersuchungsgebiet die früheren Rambow und unteren Eldena Schichten entsprechen (Plein, 1993).<sup>2</sup> Der Hauptsandstein setzt sich aus umgelagerten äolischen (Parchim und Mirow) Sanden und aus frisch erodiertem Material zusammen. Aufgrund abnehmender Strömungsenergie werden die Ablagerungen des Hauptsandsteins in Richtung des Beckenzentrums feinkörniger. Im Zentrum des Beckens bildet sich ein perennierender *Playa*-See aus, dessen zyklische feinklastische Sedimentation von Tonsteinen und Salzlagen durch klimatisch gesteuerte rhythmische Wasserspiegelschwankungen verursacht und zudem durch marine (Präezechstein) Ingressionen vom Atlantik her beeinflusst wird (Gast, 1991; Gebhardt, 1994). Anhydritknöllchen und Halitpseudomorphosen sind für die *Playa*-Sedimente in Mecklenburg und Brandenburg charakteristisch (Gast & Gebhardt, 1995). Der Norden verhält sich hinsichtlich der Sedimentzufuhr während der Dethlingen Formation weitestgehend passiv. Hier ist nur ein sehr schmaler Saum von gröberklastischem Material entwickelt.

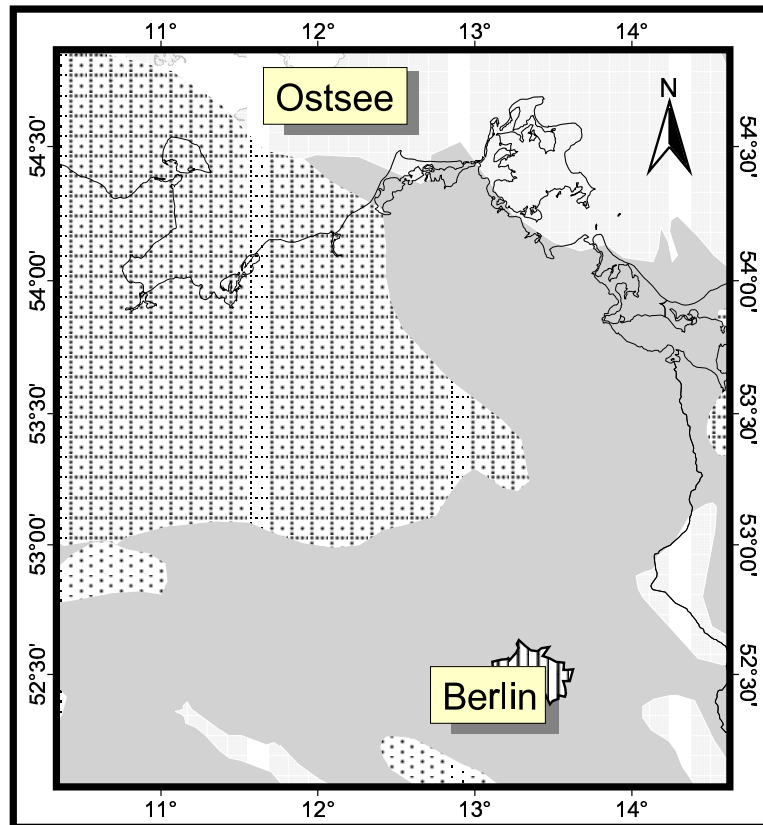
Der Übergang zur *Hannover Formation* ist in allen Beckenbereichen mit Ausnahme des Beckenzentrums, wo eine marine Ingression nachweisbar ist, fließend ausgebildet (Gast, 1991). Charakteristisch für die Hannover Formation sind die fast im ganzen NEDB ausgebildeten Ton- und Siltsteine der *Mud-Flat*-Fazies. Während der zyklischen Sedimentation, die in sieben Folgen untergliedert wird, gleicht sich das Relief immer stärker aus und weite Teile werden der Winderosion preisgegeben. Im Beckenzentrum expandiert die Fläche, auf der auch Evaporite ausgefällt werden, mit jedem weiteren Zyklus (Gebhardt, 1994). Äolische Sedimente kommen jedoch aufgrund der geringen Morphologie nur vereinzelt in den südlichen Randbereichen zur Ablagerung. Entlang der Beckenränder existiert ein schmales Band mit niedrigenergetischen fluviatilen Ablagerungen.

Die fazielle Verteilung der Ablagerungsräume lässt sich durch Abb. 2.9 zusammenfassen. Sie gibt einen generellen Überblick der Gebiete mit überwiegend fluviatilen, lakustrinen bzw. äolischen Ablagerungsbedingungen im NEDB. So muss im lakustrinen Bereich mit der lithologischen Dominanz von Ton- und Siltsteinen sowie mit Anhydrit- und Evaporitbildungen gerechnet werden, während vor allem in den Übergangsbereichen zu den fluviatil geprägten Regionen mit einer stark wechselnden Lithologie (Fein- und Grobklastika, u.U. auch Evaporitbildungen) zu rechnen ist.

---

<sup>2</sup>In der lithostratigraphischen Gliederung des Rotliegend im NEDB, die seit 1980 angewandt worden war, wurde die Elbe Subgruppe in vier Mesozyklen ausgehalten: die sogenannten Mellin, Peckensen, Eldena und Rambow Schichten (s. Helmuth & Süßmuth, 1993).





Legende:

fluvial
  äolisch
  lakustrin

Abbildung 2.9: Stark vereinfachte Faziesverteilung im NEDB nach dem NW-European Gas Atlas (Lokhorst, 1998).

## Diagenetische Prozesse

Im vorigen Abschnitt ist die fazielle und die damit verbundene sedimentologische Differenziertheit im Rotliegend des NEDB zum Ausdruck gekommen. Die primäre Zusammensetzung der Sedimente bestimmt dabei ihre petrophysikalischen Eigenschaften, nimmt aber auch wesentlichen Einfluss auf die diagenetischen Prozesse, welche wiederum die petrophysikalischen (thermischen) Eigenschaften differenzieren können. Daher müssen auch die diagenetischen Aspekte im Hinblick auf ihre Wirkung auf die Wärmeleitfähigkeit untersucht werden. Die *mechanische Diagenese* bewirkt eine Änderung des Korngefüges, wobei primäre Porosität und Durchlässigkeit des Gesteins abnehmen. Die *chemische Diagenese* ist mit einer Änderung der mineralischen Zusammensetzung verbunden. Dabei kristallisieren Minerale im Porenraum oder an der Stelle gleichzeitig aufgelöster Minerale aus oder es werden aus dem betrachteten Gesteinsbereich Stoffe in Lösung abtransportiert. Als Folge der Diagenese kommt es zu einer Verringerung der Schichtmächtigkeit (Kompaktion).

**Frühdiaenetische Bildungen** in den Rotliegend Gesteinen des NEDB sind Dolomit- und Anhydritzemente, Hämatit- und Illit-Umhüllungen detritischer Körner, Halit, Baryt, Siderit,

Quarz und Albit (Wolfgramm & Schmidt Mumm, 2000). Die Quellen der Karbonatzemente (wie Dolomit und Siderit) können aus organischem Material und Tongesteinen stammen. Der Schwefel in den sulfatreichen Zementen (Anhydrit) kann aber auch aus den Formationswässern der Evaporationsserien des Zechsteins oder zumindest teilweise aus den Rotliegend Vulkaniten stammen (Schmidt Mumm & Wolfgramm, 2002). Wegen der großen Löslichkeit von  $CaSO_4$  ist ein beträchtlicher Stofftransport noch in späten Phasen der Diagenese möglich. Baryt und Steinsalz (Halit) werden ebenfalls als eher spätere Zemente angesehen. Das schwerlösliche Barium leitet sich dabei eventuell von den unterlagernden karbonischen Kohlevorkommen ab (s. Gluyas et al., 1997). Die Hämatitumhüllungen detritischer Körper ist für die charakteristische Rotfärbung der Rotliegend Sedimente verantwortlich. Nach Turner (1980) entsteht diese Rotfärbung durch die Oxidation von sedimenteigenen Eisenionen bei ansteigendem, sauerstoffhaltigem Grundwasser. Durch die Oxidation entstehen Tonminerale (Illite–Montmorillonite), Kalifeldspäte, Karbonate, Quarz und die färbenden Eisenoxide. Durch die Oxidation von Olivin (Fayalit) kann bei geeigneten Bedingungen Hämatit und Quarz entstehen. Die erforderlichen Bedingungen, nämlich positives Redoxpotential und neutraler bis alkalischer pH-Wert, sind in heißen semi-ariden Gegenden gegeben.

Quarz ist das häufigste Zementmineral in Sandsteinen (Füchtbauer, 1988). Die Quellen für die Quarzzemente können neben der Freisetzung von Quarz aus der Umwandlung von Fayalit zu Hämatit auch tonige Nebengesteine sein. In reinen Sandsteinen überwiegt dabei die Quarzzementation während in klastischen Gesteinen mit mehr als 40 % Schichtsilikaten Auflösung und Abgabe von  $SiO_2$  überwiegt (Voll, 1968, Abb. 42). Füchtbauer (1988) berichtet von einer mikrokristallinen Quarzzementation unmittelbar über Eruptivgestein, die in einem frühdiagenetischem Stadium wahrscheinlich aus vulkanischem Glas und Opal gebildet wurde. Die geringen Feldspatneubildungen im Temperaturbereich der Diagenese beschränken sich auf die reinen Endglieder Albit und Kalifeldspat.

**Spätdiagenetische Bildungen** in den Rotliegend Gesteinen des NEDB sind Quarz, Kalzit, Albit, Illit und Chlorit (Wolfgramm, 2002). Illit und Chlorit bilden sich aus Kaolinit, der in der Regel mit zunehmender Teufe weniger stabil ist. Allerdings kann es spät in der Diagenese nochmals zu einer Kaolinitbildung kommen:  $CO_2$  als Abspaltungsprodukt von Kerogen oder Kohle erzeugt ein saures Porenwasser. Dieses hat z.B. nach Drong (1979) im nordwestdeutschen Rotliegenden überall dort zu einer Kaolinitisierung sämtlicher Feldspäte geführt, wo es nicht durch Vulkanite vom unterlagernden Oberkarbon geschützt war. Chlorit kann auch aus Montmorillonit und Illit entstehen.

Im NEDB werden verschiedene **Diageneseprovinzen** unterschieden: eine stark Anhydrit- und Halit-betonte Provinz im Beckenzentrum und eine randlichere, wesentlich vielfältigere Zone mit Quarz-Feldspat-beherrschter Diagenese (Baisert, 1990). Die Zementation am Beckenrand ist dabei häufig unvollständig. Allerdings sind im statistischen Durchschnitt die Nutzporositäten im Beckenzentrum geringer als am Beckenrand. Gast et al. (1998) belegen dies mit der Feststellung, dass die beckenzentraleren Sabkha-Sandsteine bis zu 50 % anhydritisch-halitischen Zement aufweisen, während die äolischen Sandsteine am Beckenrand zu fast 100 %

durch Quarz-Feldspat-beherrschte Zemente charakterisiert sind (Abb. 2.10). Allerdings weisen die Sandsteine des Küstengürtels, solange sie nicht durch sekundäre Zementlösung beeinflusst sind, ähnlich der Sandsteine aus den beckenzentraleren Bereichen relativ hohe Anteile an karbonatisch-sulfatischem Zement auf. In den zentralen Beckenbereichen sind durch die sehr frühe, teilweise ablagerungsbegleitende Zementation Sandsteine mit Drucklösungserscheinungen im Korngefüge selten. Eine sekundäre Porositätsentwicklung kann nicht festgestellt werden. Im Gegensatz dazu finden sich in den beckenrandlichen Bereichen Sandsteine mit oft starker Quarzlösung und spät-diagenetischer Silifizierung. Besonders an feldspatreichen Sandsteinen zeigen sich häufig auch spät-diagenetische Lösungserscheinungen, die eine beträchtliche sekundäre Porosität geschaffen haben sollen (Gast et al., 1998).

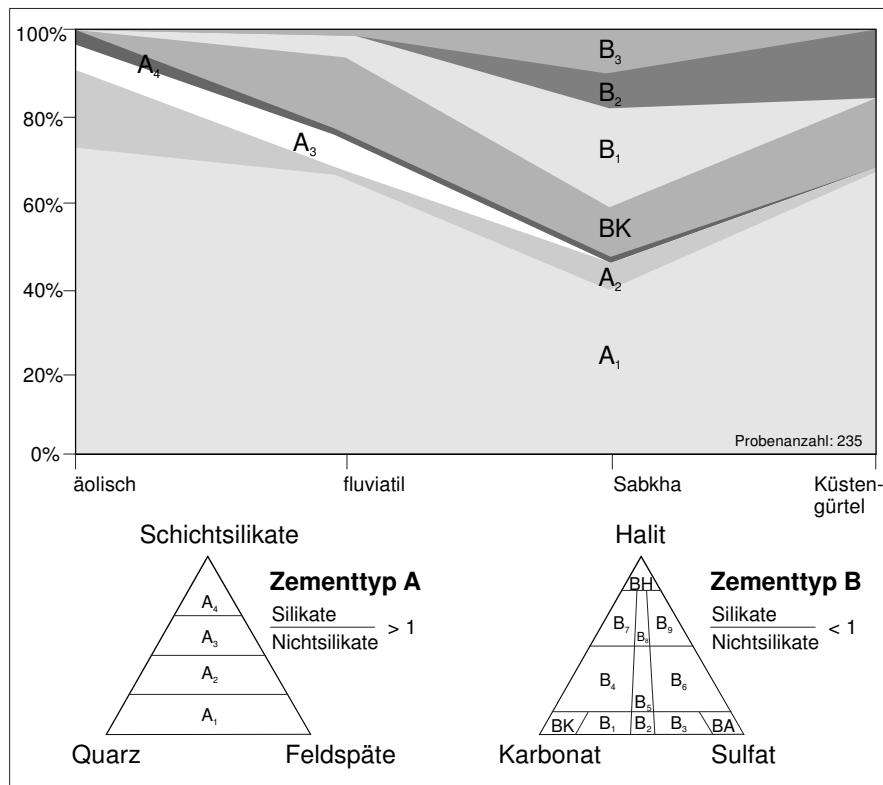


Abbildung 2.10: Zusammenhang zwischen Fazies und Zementarten von Sandsteinen der Havel und Elbe Subgruppe in NE-Brandenburg (nach: Gast et al., 1998).

### 2.3.6 Perm (Zechstein)

Als Folge der Transgression des Zechsteinmeeres aus Richtung Norden kam es im NEDB zur Ablagerung von hauptsächlich vier Zechsteinzyklen mit einer Mächtigkeit von bis zu 1000 m (Werra, Staßfurt, Leine, Aller; vgl. Abb. 2.8, S. 50). Weitere Zyklen (Ohre und Friedberg Folge) sind nur unvollständig entwickelt (Strohmenger et al., 1996). Der basale Zechstein (Werra Folge bis einschließlich Karbonat und Basalanhydrit der Staßfurt Folge) besteht überwiegend aus Karbonat- und Anhydritfolgen und wird auch als präsalinares Stockwerk bezeichnet (Pader,

1966). Ihm folgt das in den beckenzentralen Bereichen teilweise sehr mächtige Staßfurtsteinsalz (bis 1000 m), ein farbloses bis milchig trübes, mittel- bis grobkristallines Salz mit Augen von Anhydrit und (besonders im Norden) tonigen Einschaltungen. In vielen Bohrungen kann ein Kaliflöz mit durchschnittlich 40-50 m Mächtigkeit ausgehalten werden. Das Staßfurtsteinsalz wird teilweise von einem Deckanhydrit überlagert. Dann folgen die Ton-Dolomit-/Anhydrit-Salz-Zyklen der jüngeren Zechsteinfolgen. Die Zechstein-Evaporit-Serien enden mit den Ablagerungen des „Bröckelschiefers“, der die Basis des Buntsandsteins bildet.

Die Salinargesteine des Zechsteins sind unter den erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen des mesozoischen-känozoischen Deckgebirges fließfähig geworden und aus Tiefen über 5000 m teilweise bis an die Erdoberfläche aufgestiegen. Die komplexen Salzstrukturen in Norddeutschland beeinflussen aufgrund der unterschiedlichen thermischen Eigenschaften von Salz und umgebenden Gestein das lokale Temperaturfeld (s. Kap. 3.4). Voraussetzung für Salzbewegungen ist auch eine bestimmte primäre Salzmächtigkeit. Auf Rügen z.B., wo die primären Steinsalzmächtigkeiten weniger als 200 m betragen und die Tiefenlage der Zechsteinbasis bei unter 2 km liegt, wurden keine Salzbewegungen festgestellt.

### 2.3.7 Postperm

Da nur vereinzelt Proben aus dem Postperm entnommen worden sind, wurde auf eine detaillierte Darstellung der paläogeographischen und lithologischen Ausbildung dieser stratigraphischen Einheiten verzichtet. Für einen kurzen Überblick und zur Einordnung der Ergebnisse der Untersuchungen zur Wärmeproduktion aus Bohrlochmessungen der natürlichen Radioaktivität (s. Kap. 3.2.2.2) mag die folgende knappe Zusammenfassung genügen.

Die *Trias* ist auch im NEDB durch die Gruppen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper gekennzeichnet. Während im Buntsandstein Feinsand- bis Tonsteine und Kalksandsteine auftreten, ist der Untere Muschelkalk überwiegend durch Kalkstein-Kalkmergelsteinfolgen gekennzeichnet. Im Oberen Muschelkalk dominieren Ton- und Tonmergelsteine und Schluff- bis Feinsandsteine. Der Keuper ist durch ein klastisch-evaporitisches Ablagerungsregime mit dolomitischen Ton- und Siltsteinen sowie Anhydrit- und Gipsbänken gekennzeichnet.

Im Unteren *Jura* dominieren marine Ton- bis Sandsteine mit unterschiedlicher Verbreitung im Untersuchungsgebiet (s. z.B. Petzka, 1966), das mittlere Jura ist aufgrund späterer Erosion nicht mehr vollständig im NEDB verbreitet (Reinhardt, 1993). Kalkige Silt- und Tonsteine mariner Entstehung sind häufig ausgebildet. Die Sedimente des Malms (Oberes Jura) sind im NEDB kaum überliefert, sie sind vermutlich großflächig vor der Transgression des Kreidemeeres erodiert worden.

Die Sedimente der *Unterkreide* sind mehr oder weniger lückenlos nur in SW-Mecklenburg, NW-Brandenburg und lokal in NE-Mecklenburg mit Feinsanden, Silt und Siltsteinen brackischer bis mariner Fazies nachgewiesen. In der obersten Unterkreide (Alb) dominieren Kalksandsteine und vor allem Mergelsteine im gesamten NEDB. Die Ablagerungen der *Oberkreide* sind deutlich mächtiger als die der Unterkreide vertreten und bestehen vor allem aus kreidigen Kalksteinen, Mergelkalksteinen und Schreibkreide. Die Mächtigkeiten variieren in Abhängigkeit von den

Salzstrukturen und späterer Erosion beträchtlich.

Für das Arbeitsgebiet zeichnet sich im *Tertiär* eine teilweise marine Sedimentation im *Paläogen* und eine stark lückenhafte, überwiegend festländische, fluviatile Sedimentation im *Neogen* ab. Sedimente sind vor allem Tone und Schluffe bzw. Schluffe und Feinsande mit Braunkohleflözen.

Wichtiger als die *quartären Ablagerungen*, die vor allem aus pleistozänen Geschiebemergeln, Schmelzwassersanden und Löß bestehen und im Mittel zwischen 50 und 100 m mächtig sind, sind die klimatischen Veränderungen seit dieser Zeit für das thermische Regime im NEDB. Die unterschiedlichen Temperaturen, die sich für relativ lange Zeiträume an der Oberfläche einstellten, fungieren als wechselnde Randbedingungen zur Einstellung des thermischen Gleichgewichts im NEDB. Durch die zeitliche Verzögerung des Temperatúrausgleichs sind die Gebirgstemperaturen immer noch von diesen früheren Randbedingungen beeinflusst (s. Kap. 1.5 und 3.3). Die Rekonstruktion der Klimageschichte ist dabei besonders schwierig, da verlässliche Temperaturangaben nur für die Warmzeiten gemacht werden können. Während der Kaltzeiten fehlen detaillierte Indikatoren.

# Kapitel 3

## Bestimmung der Wärmestromdichte im NEDB

### 3.1 Datenlage im NEDB und Auswahl der Lokationen zur Bestimmung der Wärmestromdichte

Die zahlreichen tiefen Bohrungen im NEDB, die die Grundlage für die vorliegende Arbeit bilden, sind als Erkundungsbohrungen im Zuge der Erdöl-/Erdgasexploration vor allem in den Jahren 1962-1990 abgeteuft worden (s. z.B. Hoth et al., 1993a). Um vor allem die Eigenschaften potentieller Speichergesteine gezielt untersuchen zu können, sind mit großem Aufwand Bohrkernkerne aus diesen Bohrungen gewonnen worden. Dadurch hat sich in den drei Jahrzehnten ein einmaliger Bestand an Kernmaterial gebildet, der heute größtenteils noch bei den jeweiligen Landesämtern verfügbar ist. Diese Ausgangslage stellt die Basis für die Bewertung der terrestrischen Wärmestromdichte im NEDB dar.

Die Auswahl der Bohrungen zur Bestimmung der Wärmestromdichte orientierte sich in erster Linie an der Qualität der Temperaturmessungen. Als zweites Kriterium mussten aus den entsprechenden Bohrungen Bohrkernkerne verfügbar sein, damit die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine bestimmt werden konnte. Diese Bohrkernkerne sind wiederum auf bestimmte Tiefenintervalle bzw. stratigraphische Einheiten konzentriert, so dass sich alleine aus der Datenlage eine Konzentration auf geologische Einheiten ergab.

#### 3.1.1 Temperaturmessungen

Für die Bestimmung von Temperaturgradienten im NEDB liegen sowohl BHT-Daten als auch kontinuierliche Temperaturprofile vor. Aufgrund der starken Störung der BHT-Daten und ihrer problematischen Korrektur (s. Kap. 1.2) wurde auf eine Nutzung dieser Datensätze verzichtet und stattdessen nur die kontinuierlichen Temperaturprofile, welche mit analogen Thermistorsonden aufgezeichnet wurden, betrachtet.

Die Genauigkeit der kontinuierlichen Temperaturmessungen, die in Intervallen von 50 m vorliegen und im Rahmen der Erdöl-/Erdgasexploration aufgezeichnet wurden, wird von Fricke

& Schlosser (1980) mit  $\pm 1$  °C angegeben<sup>1</sup>. Dennoch ist es wahrscheinlich, dass während des langen Einsatzes der Thermistorsonden der Fehler der Absolutwerte durch unterschiedliche Kalibrierung auch größer ist (Förster, 2001). Dadurch erhöht sich jedoch nicht der Fehler der aus diesen Temperaturen bestimmten Gradienten. Eine Bewertung der Temperaturmessungen aus 106 Bohrungen des NEDB ergab, dass die Mehrzahl der Temperaturprofile jedoch aufgrund unzureichender Standzeiten teilweise stark gestört sind (Förster, 2001).

Für die vorliegende Analyse wurden nur tiefe Bohrungen mit kontinuierlichen Temperaturprofilen berücksichtigt, die möglichst ungestört vom Bohrvorgang sind. Die Auswahl fiel damit zunächst auf die Temperaturprofile der Bohrungen *GrSk 3/90* (Messung vom 06.06.2002), *Gs 2/67*, *RmwL 11a/69* und *Sam 101/62* (Abb. 3.1). Allerdings sind die Temperaturprofile im oberen Bereich (bzw. bei der Bohrung *Sam 101/62* das gesamte 2000 m lange Profil) durch paläoklimatische Effekte beeinflusst (s. Kap. 3.3). Eine zweite Kategorie von Bohrungen ist durch annähernd im thermischen Gleichgewicht vorliegende Temperaturprofile gekennzeichnet. Es handelt sich um die Bohrungen *Barth 1/63*, *Chi 1/71*, *Pw 2/70* und *Sw 2/64*. Hier weicht die registrierte Temperatur am tiefsten Punkt des Temperaturlogs von der erwarteten ungestörten Temperatur weniger als 5 °C ab. Die dritte Kategorie wird durch die Bohrungen *Binz 1/73*, *FdlN 2/70*, *Gap 1/86* und *Gv 1/78* gebildet, in denen die Abweichung von der Gebirgstemperatur vermutlich zwischen 5 und 7 °C beträgt. Alle anderen Temperaturprofile der Bohrungen in Abb. 3.1 weisen eine Abweichung von gemessener Temperatur und Gebirgstemperatur am tiefsten Punkt des Temperaturprofils von mehr als 7 °C auf. Die Bestimmung der Wärmestromdichte erfolgte an den Bohrungen in den oben genannten Kategorien und an einer weiteren Bohrung, der Bohrung *Pnl 1/75* (s. Kap. 3.5).

### 3.1.2 Thermische Gesteinsparameter

Zur Wärmeleitfähigkeit der Gesteine des NEDB finden sich bei Becher & Meincke (1968) und Hurtig & Schlosser (1976) Zusammenstellungen von Messergebnissen. Jedoch handelt es sich nur um eine geringe Anzahl von Messungen (Becher & Meincke, 1968) oder die Messwerte der Proben sind ohne Bezug zu ihrer Tiefe und faziellen Ausbildung zusammengestellt (Becher & Meincke, 1968; Hurtig & Schlosser, 1976). Zusätzlich muss beachtet werden, dass die zugrunde liegende Messmethodik nicht klar dokumentiert ist, so dass teilweise unklar ist, ob und wie die Proben für die Messung der Wärmeleitfähigkeit gesättigt worden sind. Diese Daten bilden daher eine ungünstige Basis zur Abschätzung von Wärmeleitfähigkeiten zur Bestimmung der Wärmestromdichte und für thermische Modellierungen.

Just (1991) hat für einige Gesteine des NEDB die radiogene Wärmeproduktion aufgeführt, die sich jedoch nicht einer bestimmten Lithologie, Stratigraphie oder Lokalität zuordnen lassen.

Aufgrund der unsicheren bzw. im Falle der Wärmeproduktion nicht vorhandenen Kenntnis der thermischen Eigenschaften der Gesteine im NEDB ist eine Neubestimmung der thermischen Eigenschaften nötig (s. Kap. 3.2).

---

<sup>1</sup>Einzige Ausnahme stellt die im Jahr 2000 vertiefte und seitdem mehrfach neu vermessene Bohrung *GrSk 3/90* dar; hier beträgt die Genauigkeit der Temperaturmessungen 0,1 °C (Huenges & Hurter, 2002).

### 3.1.3 Bohrkerne und Bohrungsunterlagen

Für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit und der Wärmeproduktion der Gesteine des NEDB wurden Bohrkerne aus dem verfügbaren Kernprobenbestand ausgewählt. Die Beprobung war dabei auf Bereiche fokussiert, in denen auch ein Temperaturprofil gemessen worden war. Wie sich herausstellte, weicht der Kernprobenbestand in den Landesämtern teilweise erheblich von dem primären in den Bohrungsunterlagen angegebenen Bestand ab. Ein hoher Grad der Beprobung als auch einfach Kapazitätsprobleme bei der Einlagerung mögen dafür verantwortlich sein. Jedenfalls standen damit für einige Bohrungen nur wenige zusammenhängende Kernmärsche für die Beprobung und Messung petrophysikalischer Eigenschaften zur Verfügung. Da vor allem die Speichergesteine des Rotliegend (Unteres Perm) über Jahrzehnte den Mittelpunkt der Untersuchungen bildeten und von der Industrie in den Bohrungen gekernt wurden, konzentriert sich in dieser Arbeit die Bestimmung der petrophysikalischen Eigenschaften zu einem Großteil auf die entsprechenden stratigraphischen Einheiten. Nur untergeordnet wurden auch Proben der Trias und des Zechsteins, des Karbons sowie des Devons untersucht. Eine relativ große Anzahl von Proben sind permokarbonische Vulkanite. Abb. 3.1 zeigt die Lokationen, an denen Kernproben zur Untersuchung entnommen worden sind.

Aufgrund der überwiegend geringen Auflösung der Temperaturprofile kann die Gradientenbestimmung i.d.R. nur über Intervalle mit mehr als 50 m Mächtigkeit erfolgen. Um für die Bestimmung der Wärmestromdichte die Wärmeleitfähigkeiten von Tiefenintervallen mit mehreren hundert Metern Mächtigkeit, in denen die Lithologie stark variieren kann, abschätzen zu können, reichen die nur punktuell und in Abhängigkeit von dem vorhandenen Kernmaterial durchgeführten Wärmeleitfähigkeitsmessungen nicht aus. Die notwendigen Informationen zur lithologischen Variabilität wurden den Schichtenverzeichnissen und geophysikalischen Bohrlochmessungen der Bohrungen entnommen (Abb. 3.1). Die Bohrlochmessungen (ausgenommen die Temperaturmessungen) weisen dabei von Bohrung zu Bohrung eine stark unterschiedliche Qualität auf. Zum einen sind immer nur bestimmte Tiefenintervalle vermessen worden, zum anderen liegen die recht alten Messungen überwiegend nur analog vor und sind zudem allein optisch häufig von schlechter Qualität, welches eine schnelle Auswertung und Qualitätsanalyse dieser Messungen verhindert. Erschwerend kommt hinzu, dass vielfach die Informationen über eingesetzte Mess-Sonden, Bohrspülungen oder die Fahrtgeschwindigkeit nicht oder nur unzureichend recherchierbar sind. Da eine Digitalisierung sehr zeit- und kostenintensiv ist, wurden Bohrlochmessungen wie die Messungen zur akustischen Laufzeit und Neutron-Gamma-Messungen nur im Einzelfall genutzt, wo bereits digitalisierte Daten vorlagen. Mit ihnen wurde versucht, die Wärmeleitfähigkeit indirekt zu bestimmen (Kap. 3.2.1.2). Eine Ausnahme bilden die Messungen zur natürlichen Gammastrahlung (GR-Log) und des Bohrlochdurchmessers (Kalibers). Diese analogen Aufzeichnungen wurden von den in der Abb. 3.1 gekennzeichneten Bohrungen digitalisiert und unter Einbeziehung der zugänglichen Messprotokolle für die Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion (Kap. 3.2.2.2) und für die qualitative Ansprache des lithologischen Profils (Kap. 3.2.1.2) genutzt.



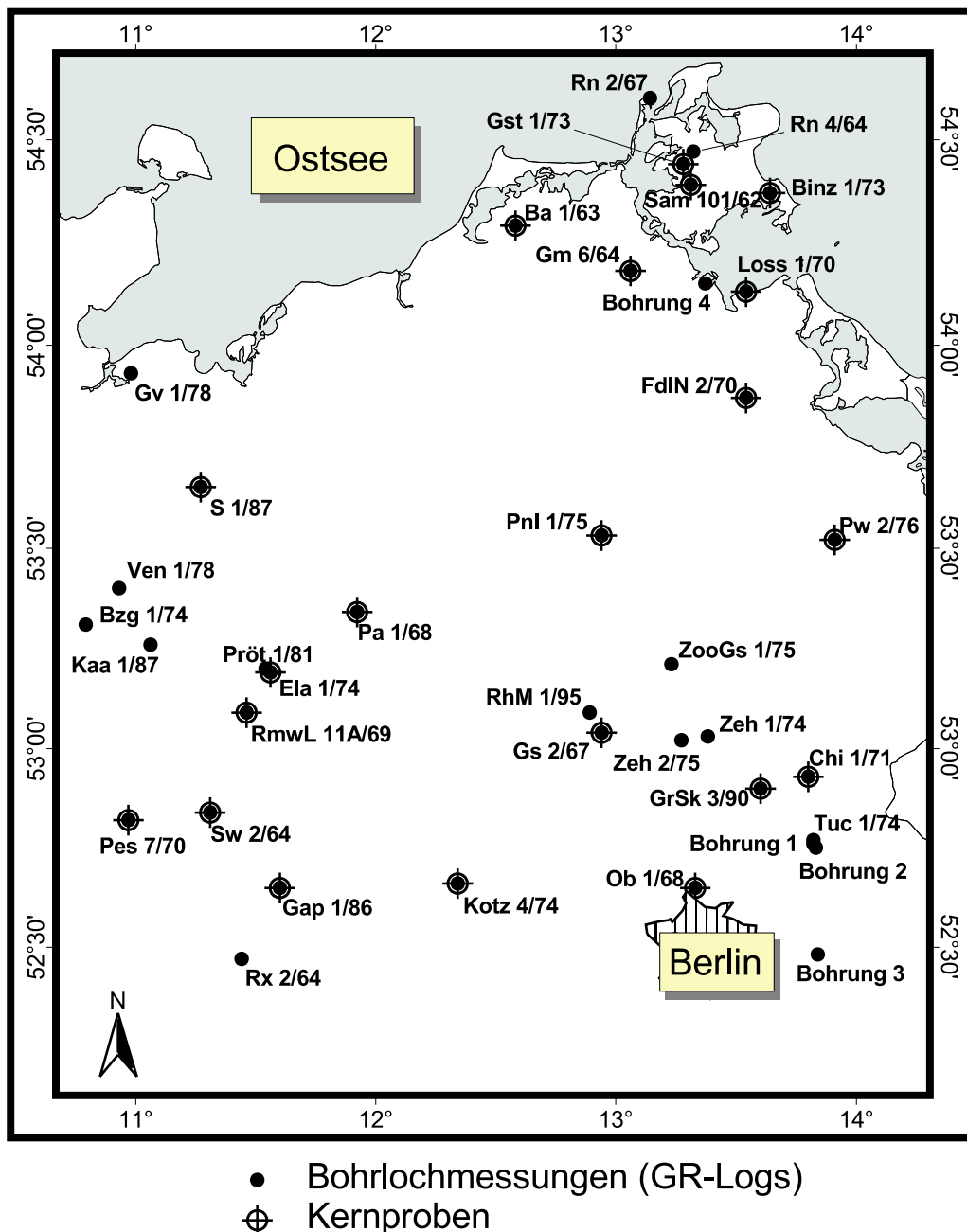


Abbildung 3.1: Karte der Bohrungen, von denen Kernproben und Daten von geophysikalischen Bohrlochmessungen bearbeitet wurden. Es bedeuten:

**Ba 1/63**, Barth 1/63; **Bzg 1/74**, Boizenburg 1/74; **Chi 1/71**, Chorin 1/71; **Ela 1/74**, Eldena 1/74; **FdIN 2/70**, Friedland 2/70; **Gap 1/86**, Garlipp 1/86; **Gm 6/64**, Grimmen 6/64; **GrSk 3/90**, Groß Schönebeck 3/90; **Gs 2/67**, Gransee 2/67; **Gst 1/73**, Gingst 1/73; **Gv 1/78**, Grevesmühlen 1/78; **Kaa 1/87**, Kaarssen 1/87; **Kotz 4/74**, Kotzen 4/74; **Loss 1/70**, Loissin 1/70; **Ob 1/68**, Oranienburg 1/68; **Pa 1/68**, Parchim 1/68; **Pes 7/70**, Peckensen 7/70; **Pnl 1/75**, Penzlin 1/75; **Pröt 1/81**, Pröttlin 1/81; **Pw 2/76**, Pasewalk 2/76; **RhM 1/95**, Rheinsberg 1/95; **RmwL 11A/69**, Rambow 11A/69; **Rn 2/67**, Rügen 2/67; **Rn 4/64**, Rügen 4/64; **Rx 2/64**, Roxförde 2/64; **S 1/87**, Schwerin 1/87; **Sam 101/62**, Samtens 101/62; **Sw 2/64**, Salzwedel 2/64; **Tuc 1/74**, Tuchen 1/74; **Zeh 1/74**, Zehdenick 1/74; **Zeh 2/75**, Zehdenick 2/75; **ZooGs 1/75**, Zootzen 1/75. Die Bohrungen 1-4 sind vertraulich.

### 3.1.4 Weitere relevante Daten

Für die Berechnung der radiogenen Wärmeproduktion konnten die Ergebnisse chemischer Analysen permokarbonischer Magmatite von Benek et al. (1995, 1996) genutzt werden (Kap. 3.2.2). Kopietz et al. (1995) geben Wärmeleitfähigkeitswerte für Salzgesteine an, welche in der vorliegenden Arbeit nicht beprobt werden konnten. Publierte seismische, gravimetrische und magnetotellurische Untersuchungsergebnisse und Modelle bilden schließlich die Grundlage für die Interpretation des Wärmestroms im krustalen Kontext (Kap. 4).

## 3.2 Neudaten thermischer Gesteinsparameter

### 3.2.1 Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit (und Porosität)

Die Wärmeleitfähigkeit ( $\lambda$ ) wurde an 363 Kernproben untersucht. 196 Proben sind Sedimentgesteine des Rotliegend, 53 entstammen dem sedimentären Präperm und 80 Proben sind permokarbonische Magmatite. Weitere 34 Proben sind aus Ablagerungen des Zechsteins und der Trias entnommen.

Die Messungen sind in mehreren Richtungen an Bohrkernen durchgeführt worden, um die Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit abschätzen zu können. Zum einen wurde entlang der prinzipiellen Richtung der Wärmestromdichte auf der gesägten Ober- bzw. Unterseite des Kerns (ct, cb in Abb. 3.2) gemessen. Der in dieser Richtung bestimmte Wert wird  $\lambda_{\perp}$  genannt. Zum anderen erfolgten Messungen senkrecht zu dieser Richtung (auf einer Ebene entlang der vertikalen Kernachse). Die Messwerte dieser Richtung werden mit  $\lambda_{\parallel}$  bezeichnet. Für die meisten Rotliegend Sedimente ist  $\lambda_{\perp}$  gleich bedeutend mit der Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Schichtung, und  $\lambda_{\parallel}$  entspricht der Wärmeleitfähigkeit parallel zur Schichtung der Sedimente<sup>2</sup>. Die Anisotropie (An) wird definiert durch das Verhältnis von maximaler Wärmeleitfähigkeit ( $\lambda_{max}$ ) zu minimaler Wärmeleitfähigkeit ( $\lambda_{min}$ ) gemessen in diesen beiden Richtungen. Da einige Proben ein geringes Einfallen der Schichtung aufweisen, entspricht die so bestimmte Anisotropie nicht zwangsläufig der maximalen Anisotropie des Gesteins.

An trockenen Gesteinen gemessene Wärmeleitfähigkeiten wurden nach dem geometrischen Mittel (s. Seite 12) auf wasser-gesättigte Verhältnisse umgerechnet. Die Porositätswerte, die für diese Berechnungen benötigt werden, wurden nach dem Archimedischen Prinzip durch Gewichtsveränderung zwischen getrockneter und gesättigter Probe bestimmt. Dazu wurden die Proben bei 60 °C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und anschließend unter Vakuum mit Wasser gesättigt. Gesteine

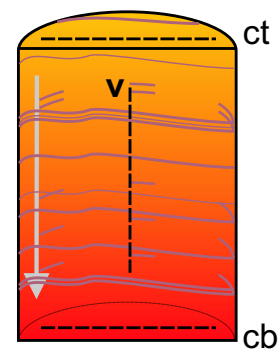


Abbildung 3.2: Orientierung der Wärmeleitfähigkeitsmessungen auf den Proben. Gestrichelte Geraden entspr. Messlinien;  $v = \lambda_{\parallel}$ ; ct, cb =  $\lambda_{\perp}$ . Weißer Pfeil = Ausrichtung des Bohrkerns in der Bohrung, Spitze weist in Richtung Bohrkrone.

<sup>2</sup>Die Wärmeleitfähigkeit wird senkrecht zur Messlinie bestimmt.

mit erkennbar höherer Porosität wurden zudem direkt unter saturierten Bedingungen gemessen. So konnten gemessene wassergesättigte Wärmeleitfähigkeiten ( $\lambda_{satm}$ ) direkt mit kalkuliert-saturierten Werten der Wärmeleitfähigkeit ( $\lambda_{satc}$ ) verglichen werden.

Die Messung der Wärmeleitfähigkeit wurde für einige wenige Vulkanitproben anfangs mit der Halbraumlinienquelle am GFZ Potsdam durchgeführt. Die Mehrzahl aller Proben wurde jedoch mit der „*Optical Scanning*“-Methode gemessen (vgl. Kapitel 1.3.1, S. 9). Genutzt wurden zwei Apparaturen der Fa. Lippmann & Rauen GbR: zunächst die TCS-Apparatur am GGA in Hannover und später aufgrund einer Neuanschaffung die TCS-Apparatur am GFZ in Potsdam. Die an den verschiedenen Apparaturen erhobenen Daten sind konsistent (s. auch Popov et al., 1999).

**Messungen mit der Halbraumlinienquelle** Benutzt wurde das Wärmeleitfähigkeitsmessgerät TK04 der Firma TeKa Berlin. Das Auswerteprogramm (Version 3.46) beinhaltet einen Algorithmus, der automatisch beurteilt, ob der Verlauf der Temperaturkurve sich zur Berechnung der Wärmeleitfähigkeit eignet oder nicht. Mit einer kleinen Halbraumlinienquelle, die eine runde Auflagefläche von etwa 5 cm benötigt und dem GFZ nur leihweise für begrenzte Zeit zur Verfügung stand, konnten Messungen an Bohrkernen der Bohrung *Oranienburg 1/68* durchgeführt werden, die ebenfalls nur kurzfristig zur Verfügung standen. Hier wurden 8 Proben vermessen, jedoch aufgrund des kleinen Durchmessers der Proben nur eine davon auch auf einer Endfläche (Proben Ob-G02 und Ob-K01 bis -K07, siehe Anhang A.2, S. 207).

**Messungen mit der TCS-Apparatur** Da die zur Verfügung stehenden Kerne überwiegend einen Durchmesser von weniger als 8 cm aufwiesen, wurde die TCS-Apparatur für die weitere Bestimmung eingesetzt. Damit kann auch bei den Bohrkernen mit kleinerem Durchmesser die Wärmeleitfähigkeit in Richtung der Tiefenachse bestimmt werden. Die Proben sind zur Vorbereitung auf die Messung gesägt und anschließend mit einem etwa 10–15 mm breiten und ca. 30  $\mu\text{m}$  dicken Streifen schwarzen Acryllacks entlang der Messlinien versehen worden. Es wurde darauf geachtet, dass die lackierten Flächen in der Ausbildung (Art des Lacks, Breite und Dicke der Farbschicht) denen der Standardproben entsprechen. Durch diese Prozedur haben alle Oberflächen, die mit der Apparatur gemessen werden, dasselbe Reflexions- und Absorptionsverhalten. Die Probendurchmesser waren alle größer als 3 cm. Der Fehler, der unter diesen Bedingungen für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit unter trockenen oder saturierten Bedingungen zu erwarten ist, beträgt  $< 3 \%$  (s. Popov et al., 1999; Popov et al., 2003).

### 3.2.1.1 Anisotropie, Porosität und Mineralogie

Die gemessene Wärmeleitfähigkeit variiert innerhalb der Gesteinstypen und in Abhängigkeit von der Probenorientierung beträchtlich (Tab. 3.1 und Tab. 3.2, sowie Anhang A.2). In den klastischen Gesteinen und den Karbonaten weisen die Ton- und Siltsteine die niedrigsten mittleren Wärmeleitfähigkeiten auf. Die Werte liegen für die Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Schichtung

( $\lambda_{\perp}$ , Tab. 3.1A) zwischen 2,3 und 3,6 W/m/K, einzelne Proben erreichen Werte von 0,9 bzw. 4,6 W/m/K. Die Wärmeleitfähigkeit von Konglomeraten liegt mit 3,2–3,4 W/m/K am oberen Ende des Bereiches von Ton- und Siltsteinen. Die weitaus größte Variabilität der mittleren Wärmeleitfähigkeit wurde in den Sandsteinen nachgewiesen (2,6–4,8 W/m/K). Die höchsten Wärmeleitfähigkeitswerte wurde in den Anhydrit- und Dolomitgesteinen des Zechsteins gemessen (5,3 W/m/K). Die beprobten Kalk- und Mergelsteine zeigen mittlere Wärmeleitfähigkeiten zwischen 2,5 und 3 W/m/K. Die Wärmeleitfähigkeit jeder Gesteinsgruppe variiert beträchtlich in Abhängigkeit von der jeweiligen Mineralogie (Zementation) und Porosität.

### A Sedimentgesteine

Stratigraphie	Tonstein			Siltstein			Sandstein			Konglomerat			Kalk- / Mergelstein			Anhydrit / Dolomit		
	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N
Keuper							2,9											
Muschelkalk	2,3			1														
Buntsandstein	1,9	2,7	2,3	6	1,8	3,2	2,5	2	3,5			1						
Zechstein	0,9			1			3,3			1			2,1 4,2 3,0			9 4,3 5,8 5,3 12		
Elbe Subgruppe	1,5	3,8	2,3	18	1,7	5,5	2,9	25	1,9	5,3	4,0	56	2,4	3,4	3,2	6		
Havel Subgruppe	1,9	4,2	2,8	6	2,3	3,9	2,9	13	2,3	5,3	4,2	30	2,7	4,2	3,3	6		
Müritz Subgruppe							2,5 2,7 2,6			2			2,4 3,9 3,2			9		
Altmark Subgruppe				2,3			1						2,6 4,3 3,4			2		
Stefan							4,3 5,5 4,7			5								
Westfal	2,9	4,6	3,6	3	2,6	4,1	3,4	11	2,7	6,0	4,6	18						
Namur				3,0			1			3,3 4,0 3,6			4					
Visé	2,7			1									2,2 2,7 2,5			2		
Frasne													2,0 3,0 2,5			3		
Givét							2,1 6,0 4,8			3								
Eifel				3,6			1											

### B Permokarbonische Magmatite

Rhyolith			Trachyt			Dazit			Andesit			Basalt			Dolerit			Granit									
Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N							
2,2	3,4	2,9	25	2,1	3,0	2,5	2	2,1	2,4	2,3	4	1,9	2,9	2,3	21	1,9	2,7	2,2	6	1,7	2,3	2,0	5	2,9	3,5	3,1	8

Tabelle 3.1: Wärmeleitfähigkeit  $\lambda_{\perp}$  (in W/m/K) für wassergesättigte Proben. (A) Sedimentgesteine, (B) Magmatite.  $\lambda_{\perp}$  aus saturiert gemessenen und saturiert kalkulierten Werten (auf der Basis des geometrischen Mittels mit  $\lambda_{\perp}$ , trocken gemessen, und der Porosität). Einzelne Messungen im Anhang A.2, S. 207. N = Anzahl der Messwerte.

Die untersuchten permokarbonischen Magmatite (Tab. 3.1B) umfassen plutonische und vulkanische Gesteine. Die granitischen Gesteine weisen mit einer mittleren Wärmeleitfähigkeit von 3,1 W/m/K (senkrecht zur Foliation) die höchsten Werte auf. Ihnen folgen die Rhyolithe mit einer mittleren Wärmeleitfähigkeit von 2,9 W/m/K. Die niedrigsten Werte weisen Basalte (2,2 W/m/K) und Dolerite (2,0 W/m/K) auf. Die Höhe der Wärmeleitfähigkeit kann mit dem Gehalt an SiO<sub>2</sub> korreliert werden: er beträgt in Rhyolithen  $72,1 \pm 1,7$  Gew.-% (N=15), in Trachyten und Daziten um  $65,2 \pm 1,8$  Gew.-% (jeweils zwei Proben), in Andesiten  $55 \pm 2,6$  Gew.-% (N=10) und in Basalten  $46,8 \pm 1,1$  Gew.-% (N=4). Die Dolerite (Bohrung *Gst 1/73* auf Rügen; Benek et al., 1995) haben SiO<sub>2</sub>-Gehalte von etwa 43,2 Gew.-%.

Die Tabelle 3.2 führt die Messungen parallel zur Schichtung bzw. Foliation an ( $\lambda_{\parallel}$ ). Für die klastischen Gesteine und die Karbonate werden in der Regel höhere Messwerte erreicht als in Tab. 3.1A. Die Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit ist im allgemeinen jedoch relativ niedrig (s. Tab. 3.3).

Die höchste Anisotropie wurde erwartungsgemäß in den Ton- und Siltsteinen festgestellt

**A Sedimentgesteine**

Stratigraphie	Tonstein			Siltstein			Sandstein			Konglomerat			Kalk- / Mergelstein			Anhydrit / Dolomit				
	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N		
Keuper Muschelkalk Buntsandstein	2,3			1																
Zechstein	1,5			1									2,7 3,8 3,0 5			4,8 5,7 5,3 5				
Elbe Subgruppe	2,5	3,6	2,7	14	2,1	4,8	3,2	24	2,8	5,8	4,1	47	2,7	3,6	3,1	5				
Havel Subgruppe	2,5	4,1	3,1	6	2,9	4,5	3,6	13	3,0	5,7	4,4	22	2,5	4,4	3,2	4				
Müritz Subgruppe										2,7	2,8	2,8	2	2,6	4,0	3,3	8			
Altmark Subgruppe				2,7			1													
Stefan										4,5	5,8	5,1	5							
Westfal	3,4	4,3	3,8	3	3,2	4,2	3,7	10	3,2	6,3	4,8	18								
Namur										3,5	4,5	3,9	5							
Visé													2,5	2,7	2,6	2				
Frasne													2,4	3,2	2,8	4				
Givét																				
Eifel				3,9			1			4,0 5,7 4,7			3							

**B Permokarbonische Magmatite**

Rhyolith				Trachyt			Dazit			Andesit			Basalt			Dolerit			Granit							
Bereich	Ø	N		Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N					
2,1	3,3	2,9	17	2,1		1	2,5	3,6	2,9	3	1,9	3,0	2,3	24	1,8	2,7	2,1	4	1,9	2,3	2,1	4	2,2	3,5	3,0	5

Tabelle 3.2: Wärmeleitfähigkeit  $\lambda_{||}$  (in W/m/K) für wassergesättigte Proben. (A) Sedimentgesteine, (B) Magmatite.  $\lambda_{||}$  aus saturiert gemessenen und saturiert kalkulierten Werten (auf der Basis des geometrischen Mittels mit  $\lambda_{||}$ , trocken gemessen, und der Porosität). Einzelne Messungen im Anhang A.2, S. 207. N = Anzahl der Messwerte.

**A Sedimentgesteine**

Stratigraphie	Tonstein			Siltstein			Sandstein			Konglomerat			Kalk- / Mergelstein			Anhydrit / Dolomit				
	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N		
Keuper Muschelkalk Buntsandstein	1,03			1																
Zechstein	1,76			1									1,01 1,18 1,09 5			1,00 1,04 1,02 5				
Elbe Subgruppe	1,02	1,65	1,27	13	1,00	1,53	1,15	21	1,00	1,71	1,10	40	1,00	1,18	1,08	5				
Havel Subgruppe	1,03	1,39	1,15	6	1,01	1,47	1,23	12	1,00	1,36	1,10	21	1,04	1,16	1,08	4				
Müritz Subgruppe										1,05	1,07	1,06	2	1,00	1,08	1,03	8			
Altmark Subgruppe				1,14			1													
Stefan										1,01	1,06	1,03	5							
Westfal	1,02	1,17	1,08	3	1,02	1,29	1,11	10	1,01	1,15	1,07	17								
Namur										1,02	1,16	1,09	4							
Visé													1,00	1,10	1,05	2				
Frasne													1,03	1,26	1,13	3				
Givét																				
Eifel				1,10			1			1,00 1,04 1,02			3							

**B Permokarbonische Magmatite**

Rhyolith				Trachyt			Dazit			Andesit			Basalt			Dolerit			Granit							
Bereich	Ø	N		Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N	Bereich	Ø	N					
1,00	1,12	1,04	16	1,01		1	1,14	1,50	1,27	3	1,00	1,14	1,04	17	1,00	1,12	1,04	4	1,00	1,02	1,01	4	1,00	1,35	1,08	5

Tabelle 3.3: Anisotropie der wassergesättigten Proben. (A) Sedimentgesteine, (B) Magmatite. Der Anisotropiewert wurde aus saturiert gemessenen bzw. saturiert kalkulierten Werten (auf der Basis des geometrischen Mittels mit  $\lambda_{||}$  und  $\lambda_{\perp}$ , trocken gemessen, und der Porosität) bestimmt. Einzelne Messungen im Anhang A.2, S. 207. N = Anzahl der Messwertpaare.

(1,08–1,27 bzw. 1,10–1,26). Tonige Gesteine enthalten in hohem Maße Phyllosilikate, die entlang ihrer Silikat-Schichten eine deutlich höhere Wärmeleitfähigkeit als senkrecht dazu aufweisen. Da sich die Phyllosilikate während der Kompaktion des Gesteins dem Druck entsprechend ausrichten, kann mit einer höheren Wärmeleitfähigkeit entlang der Schichtung gerechnet werden.

Weniger ausgeprägt ist die Anisotropie der Karbonate (1,05–1,13), der Sandsteine (1,02–1,10), der Konglomerate (1,03–1,08) und der Anhydrit- und Dolomitgesteine (1,02). Im Gegensatz zu den Ton- und Siltsteinen wird die Anisotropie von Sandsteinen und Konglomeraten mehr durch die Ausbildung und Struktur der Körner und der Porenräume bestimmt als durch die Orientierung der Phyllosilikate (s. Hurtig, 1965). Die Magmatite weisen geringe mittlere Anisotropiewerte auf. Einzige Ausnahme bilden mit einer mittleren Anisotropie von 1,27 die Dazite.

Die Häufigkeitsverteilung der Anisotropiewerte (Abb. 3.3) unterstreicht, dass die Anisotropie für alle Gesteinstypen überwiegend niedrig ausgebildet ist. Magmatite haben in 84 % der Fälle einen Wert  $<1,1$  (Mittelwert: 1,06; StAbw: 0,09; N: 51). Dies stimmt mit dem äußerlichen Erscheinungsbild der Proben überein, welches keine besonders ausgerichteten strukturellen Merkmale erkennen lässt. Sandsteine und Konglomerate zeigen eine ähnliche Verteilung, wobei immerhin 26 % eine Anisotropie  $>1,1$  (Magmatite: 16 %) aufweisen. Die mittlere Anisotropie dieser Gesteine wird mit 1,08 (StAbw: 0,10; N: 110) bestimmt. Tonsteine zeigen ein leicht anderes Anisotropieverhalten: in 57 % der Fälle ist der Wert der Anisotropie  $\geq 1,2$ . Im Vergleich zu anderen veröffentlichten Daten, sind die bestimmten Anisotropiewerte der Tonsteine (Mittelwert: 1,18; StAbw: 0,16; N:66) niedrig (s. z.B. Schön, 1983).

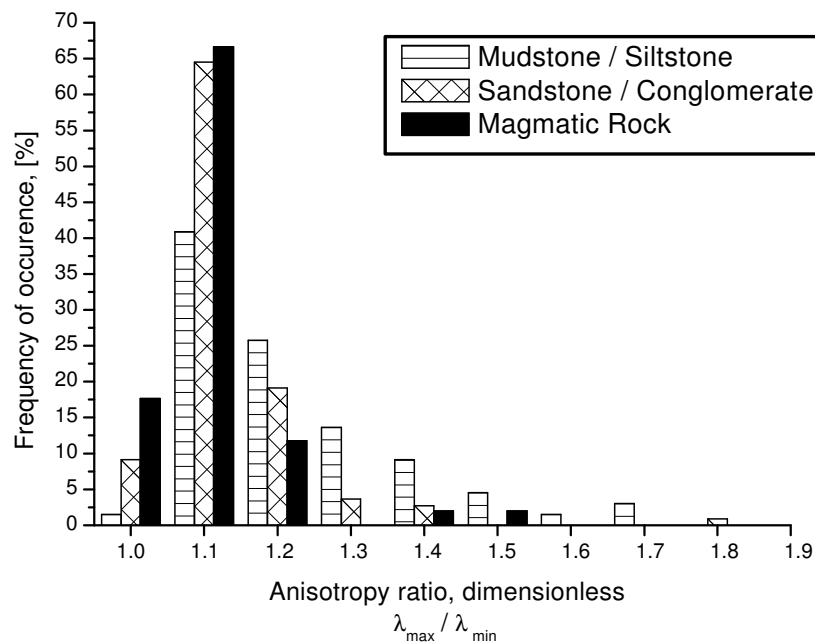


Abbildung 3.3: Häufigkeitsverteilung der Anisotropiewerte in Abhängigkeit vom Gesteinstyp. Betrachtet wurden nur Gesteine des Präechsteins.

In Anlehnung an Karl (1965), der geschichtete Gesteine anhand ihrer Anisotropiewerte in schwach geschichtete Gesteine (1,00–1,20), geschichtete Gesteine (1,30–1,40) und stark geschichtete Gesteine (1,50–2,00) unterteilte, sind die untersuchten Proben als überwiegend schwach geschichtet einzustufen. Die Wahl eines isotropen Gesteinsmodells (wie das geometrische Mittel) zur Berechnung von saturierten Wärmeleitfähigkeiten aus der trocken gemessenen Wärmeleit-

fähigkeit scheint damit auch aus diesem Grund gerechtfertigt.

**Porosität und Mineralogie** Die überwiegende Anzahl der sedimentären Kernproben kommt aus Tiefen zwischen 3000–5000 m und stellt konsolidiertes Gestein dar. Daher sind nur geringe Änderungen der Porosität mit der Versenkungstiefe zu erwarten. Gleichwohl lässt sich für die Rotliegend Sedimente ein schwacher Trend abnehmender Porosität mit zunehmender Tiefe erkennen (Abb. 3.4A), jedoch scheint die Wärmeleitfähigkeit der Proben nicht mit der Tiefe zu korrelieren (Abb. 3.4B).

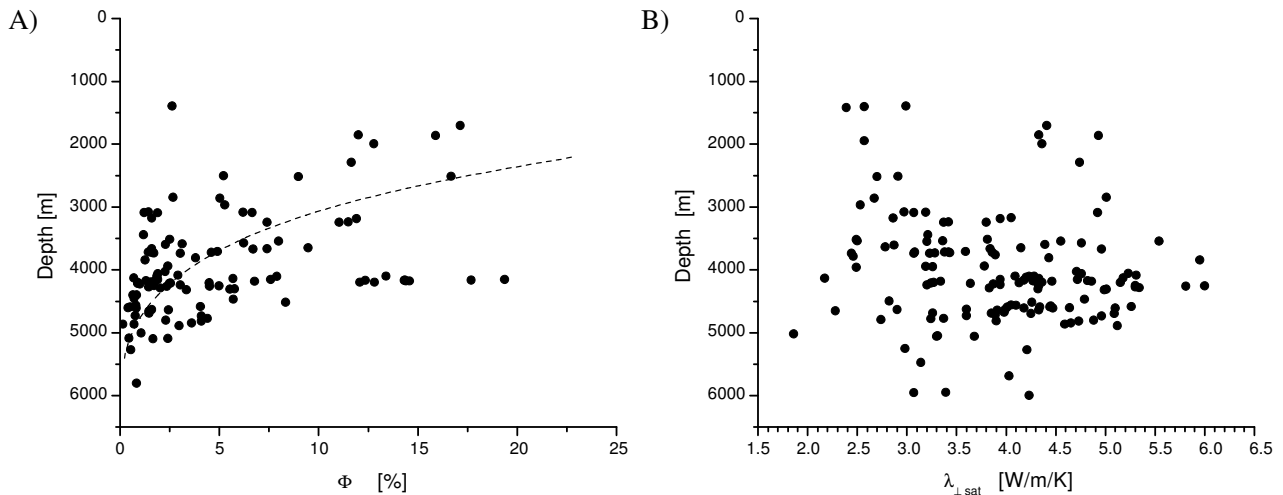


Abbildung 3.4: Einfluss der Tiefe auf Porosität und Wärmeleitfähigkeit der Rotliegend Sand- und Siltsteine. (A) Porosität ( $\Phi$ , in %) gegen Tiefe (in m), (B) Wärmeleitfähigkeit ( $\lambda_{\perp, sat}$ , in W/m/K) gegen Tiefe (in m).  $\lambda_{\parallel}$  ist nicht dargestellt, zeigt aber eine noch geringere Korrelation.

Lithologie	Quarz-Zemente			Ton-/Matrix-Zemente			Abweichung WLF [W/m/K]
	WLF [W/m/K]	StAbw	N	WLF [W/m/K]	StAbw	N	
Sandstein	4,6	0,7	54	3,2	0,5	15	1,4
Siltstein	3,5	0,5	13	3,0	0,5	9	0,5
Tonstein	3,4	0,7	4	2,4	0,3	10	1,1

Tabelle 3.4: Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Hauptzementart. Die Wärmeleitfähigkeit ist der Mittelwert von  $\lambda_{\parallel}$  und  $\lambda_{\perp}$ , siehe Anhang A.2.

Die Variabilität der Wärmeleitfähigkeit dieser Gesteine ist daher in erster Linie auf Änderungen des Mineralbestandes (von Körnern und Zement) zurückzuführen. Von besonderem Einfluss ist dabei der Gehalt an Quarz. In der Tabelle 3.4 sind die mittleren Wärmeleitfähigkeiten von Gesteinen mit überwiegend tonigen Zementen den Wärmeleitfähigkeiten von Gesteinen mit Quarz-dominierten Zementen gegenübergestellt. Neben diesen beiden Zementarten sind variable Zusammensetzungen von Anhydrit-, Kalzit- und Hämatitzementen mitverantwortlich für die Variation der Wärmeleitfähigkeit in Abb. 3.4B (s. Anhang A.9, S. 224).

Wie Jöeleht et al. (2002) zeigen, nimmt die Wärmeleitfähigkeit von quarzreichen Proben mit dem zunehmenden Anteil von Schichtsilikaten, Karbonaten und Feldspäten zu. Sandsteinproben der Elbe Subgruppe der Bohrung *Ob 1/68* (Ob-N07 und Ob-N08, s. Anhang A.2) zeigen bei annähernd gleicher Porosität (7,4 % und 6,7 %) ein ähnliches Verhalten. Sie weisen Wärmeleitfähigkeiten von  $\lambda_{\perp sat} = 3,4$  W/m/K (Ob-N07) bzw. 5,0 W/m/K (Ob-N08) auf. Modalanalysen dieser Proben belegen einen eindeutigen Zusammenhang von Wärmeleitfähigkeit und Gehalt an Quarzkörnern und Quarzzementen. Während die Probe Ob-N08 einen Quarzgehalt<sub>Korn</sub> von 66,7 % und einen Quarzgehalt<sub>Zement</sub> von 16,7 % besitzt, weist die Probe Ob-N07 59,1 % Quarzgehalt<sub>Korn</sub> und nur 1 % Quarzgehalt<sub>Zement</sub> auf. Daneben hat die Probe Ob-N07 einen deutlich höheren Gehalt von Matrixmineralen (wie Illit), während diese Minerale bei dem Sandstein Ob-N08 fast vollständig fehlen (12,4 % zu 0,9 %). Unter Berücksichtigung der im Durchschnitt niedrigeren Wärmeleitfähigkeit der anisotropen Schichtsilikate im Vergleich zu Quarz (siehe Brigaud & Vasseur, 1989; Clauser & Huenges, 1995) und des höheren Quarzzementgehaltes der Probe Ob-N08, kann der deutliche Wärmeleitfähigkeitsunterschied dieser beiden Proben auf ihre unterschiedliche Mineralzusammensetzung zurückgeführt werden.

**Vergleich gemessener und berechneter Wärmeleitfähigkeiten** Obwohl die untersuchten Proben eine durchschnittliche Porosität von  $< 3$  % aufweisen, kann die Porosität in Abhängigkeit von der Porenfüllung den Wert der Wärmeleitfähigkeit beeinflussen. Um diesen Effekt zu untersuchen, wurde das Verhältnis der Wärmeleitfähigkeit gemessen an wassergesättigten Proben zu der gemessenen an trockenen Proben (mit Luft gefüllte Poren) gegen die Porosität aufgetragen (Abb. 3.5).

Vier wesentliche Schlussfolgerungen ergeben sich aus Abbildung 3.5: (1) die Wärmeleitfähigkeit von wassergesättigten Proben ist höher als die von luftgesättigten (d.h. das Verhältnis ist  $> 1$ ), (2) die berechneten Verhältnisse der gemessenen Werte sind mit der Porosität positiv korreliert (sie folgen dabei eher einem linearen oder logarithmischen Trend), (3) die beobachteten Werte sind generell höher als die theoretischen Werte des geometrischen Mittels und (4) die Abweichung sind für  $\lambda_{\perp}$  größer als für  $\lambda_{\parallel}$ . Diese größere Abweichung zwischen kalkulierten und gemessenen  $\lambda_{\perp}$ -Werten ist höchstwahrscheinlich ein Effekt von Mikrorissen in den Proben, welcher nicht im Detail untersucht worden ist. Popov et al. (2003) zeigen, dass die Wärmeleitfähigkeit parallel zur Schichtung besser mit anderen physikalischen Eigenschaften korreliert als die Wärmeleitfähigkeit senkrecht zur Schichtung. Sie führen dies auf einen signifikanten Einfluss von Haarrissen, die parallel zur Schichtung orientiert sind, zurück.

Daten von Brigaud & Vasseur (1989) zeigen einen ähnlichen Trend. Auch hier sind für den entsprechenden Porositätsbereich von 0–20 % die Werte der gemessenen wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit überwiegend höher als die nach dem geometrischen Mittel berechneten Werte. Die Autoren konstatieren dennoch eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Wärmeleitfähigkeitswerten im Porositätsbereich von 0–50 %. Die Gründe für die Diskrepanz zwischen berechneten und beobachteten Werte der Wärmeleitfähigkeit im niedrigeren



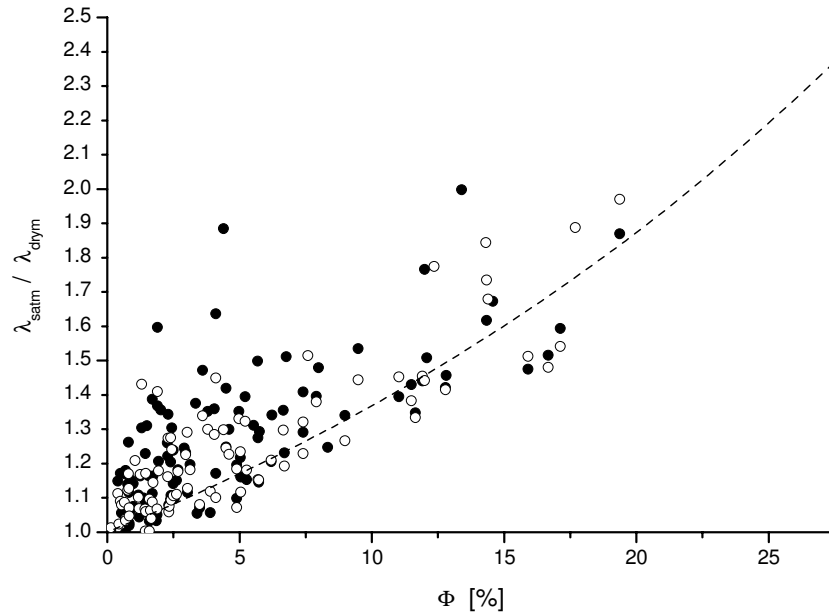


Abbildung 3.5: Einfluss der Porenfüllung auf die Wärmeleitfähigkeit ( $\lambda$ , W/m/K). Das Verhältnis von wassergesättigter ( $\lambda_{\text{satm}}$ ) zu luftgesättigter ( $\lambda_{\text{drym}}$ ) Wärmeleitfähigkeit ist als Funktion der Porosität ( $\Phi$ , %) aufgetragen. Ausgefüllte Kreise: Messwerte von  $\lambda_{\perp}$ , unausgefüllte Kreise: Messwerte von  $\lambda_{\parallel}$ . Die gestrichelte Linie stellt die Abschätzung von  $\lambda$  berechnet nach dem geometrischen Mittel dar (Gleichung 1.10).

Porositätsbereich sind nicht geklärt. Vermutlich wird die Diskrepanz durch verschiedene Porengeometrien hervorgerufen, die durch das Modell des geometrischen Mittels nicht berücksichtigt werden.

Die Abweichungen sind allerdings nicht sehr hoch. Wie die Abb. 3.6A zeigt, ist sie in der Mehrzahl der Fälle ( $N=201$ ) geringer als  $\pm 10$  % (für  $\lambda_{\perp}$  in 81,6 % und für  $\lambda_{\parallel}$  in 92,3 % der Fälle). Die Abweichung scheint nicht vorrangig von der Porosität der Probe abhängig zu sein (Abb. 3.6B). Die berechneten „wassergesättigten“ Wärmeleitfähigkeitswerte zeigen für Proben mit geringer Porosität ( $\Phi < 5$  %) die größten Abweichungen von den gemessenen Werten: es werden zu niedrige Werte berechnet. Für Proben mit höherer Porosität sind die berechneten „wassergesättigten“ Wärmeleitfähigkeitswerte beides, sowohl zu hoch, als auch zu niedrig. Die mittlere Abweichung zwischen den gemessenen wassergesättigten und den berechneten „wassergesättigten“ Wärmeleitfähigkeitswerten beträgt  $\pm 0,35$  %, wobei 29 % der Werte eine geringe Abweichung von weniger als  $\pm 0,1$  % aufweisen. In den weiteren Betrachtungen wurden die gemessenen wassergesättigten Werte gegenüber den aus trockenen Messungen berechneten Werten bevorzugt. Die berechneten „wassergesättigten“ Wärmeleitfähigkeitswerte wurden nur da benutzt, wo Proben lediglich trocken gemessen worden sind.

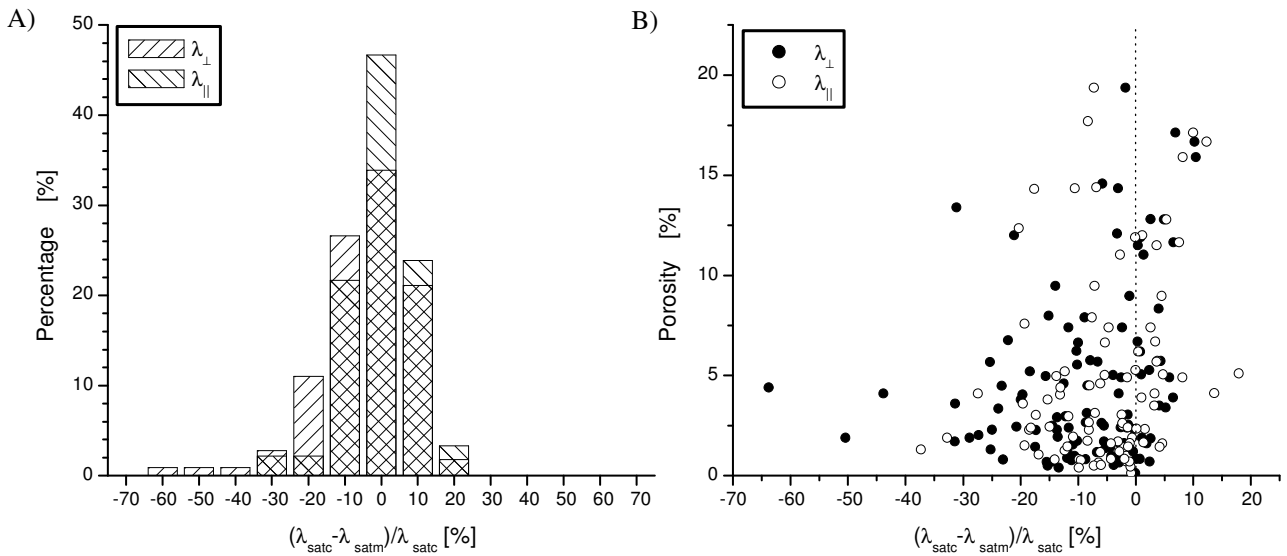


Abbildung 3.6: Vergleich zwischen gemessenen saturierten ( $\lambda_{satm}$ ) und berechneten „saturierten“ ( $\lambda_{satc}$ ) Wärmeleitfähigkeitswerten. (A) Histogramm der Abweichungen für Messwerte von  $\lambda_{\perp}$  und  $\lambda_{\parallel}$ , (B) Plot der Abweichungen in Abhängigkeit von der Porosität der Proben.

### 3.2.1.2 Formationswärmeleitfähigkeiten (Präzechstein)

**Wärmeleitfähigkeit aus Bohrlochmessungen** Für eine Integration der für Gesteinstypen bestimmten Wärmeleitfähigkeiten in Formationswärmeleitfähigkeiten bot sich zunächst die Auswertung von Bohrlochmessungen an. Es zeigte sich jedoch, dass der Ansatz von Goss et al. (1975), siehe S. 17, letztlich nicht auf die Rotliegend Sedimente übertragbar ist: die große Variabilität von Lithologie und der Wärmeleitfähigkeit der Rotliegend Sedimente spiegeln jeweils unterschiedliche geologische Milieus wider, die nicht mit der empirischen Formel von Goss et al., die auf den Kenngrößen von Porosität und akustischer Laufzeit basiert, abgedeckt werden.

Wie Goss et al. feststellten, brachte ihre Formel (Gleichung 1.19) bei Berücksichtigung weiterer Proben aus anderen Faziesräumen eine deutliche Verschlechterung der Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Wärmeleitfähigkeitswerten. Der Versuch, die Formel von Goss et al. (1975) durch Anpassung der Konstanten in Gleichung 1.19 für jede Bohrung einzeln anzupassen, scheiterte daher durch die laterale Faziesvariabilität des Rotliegenden. Die benutzten Akustiklogs können zusätzlich auch durch das Vorhandensein von Gas beeinflusst sein und so eine Korrelierung erschweren (Fricke, 1991). Es ließ sich jedenfalls in dieser Arbeit keine eindeutige Beziehung zwischen der akustischen Laufzeit ( $v_p$ ) der Bohrlochmessung und der Wärmeleitfähigkeit aufstellen (Abb. 3.7).

Für die Bohrung *GrSk 3/90* war es möglich, den Ansatz von Evans (1977) zu testen. Obwohl in seiner Formel ein weiteres Log (das Dichtelog) integriert ist, konnte keine befriedigende Übereinstimmung mit den gemessenen Wärmeleitfähigkeitswerten gefunden werden. Daher wurde die Wärmeleitfähigkeit der Rotliegend Subgruppen durch „upscalen“ der gemessenen Wärmeleitfähigkeiten der verschiedenen Gesteinstypen bestimmt.

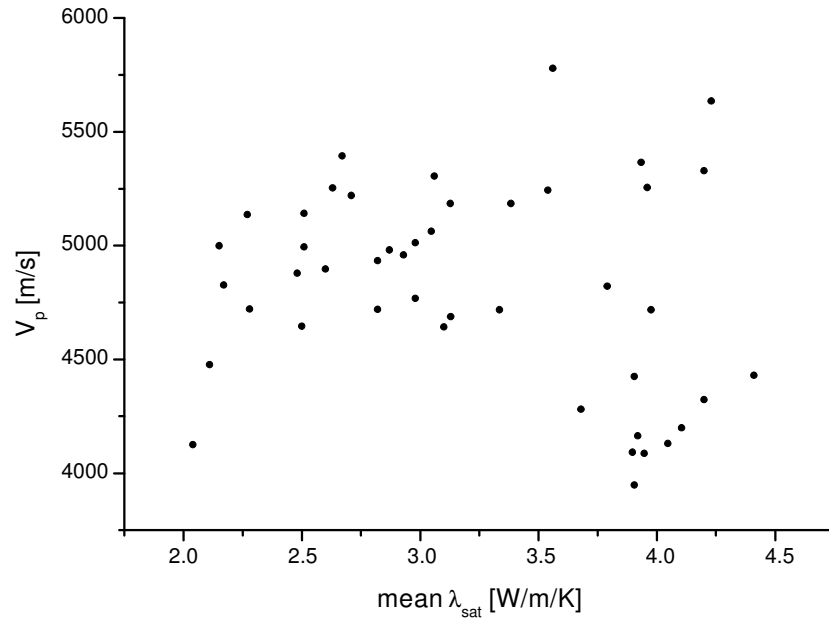


Abbildung 3.7: Die akustische Laufzeit ( $v_p$ , in m/s) ist gegen die gemessenen saturierten Wärmeleitfähigkeitswerte (mean  $\lambda_{sat}$ , Mittelwert von  $\lambda_{||}$  und  $\lambda_{\perp}$ , in W/m/K) von Rotliegend Sedimenten aufgetragen.

**Wärmeleitfähigkeit aus lithologischer Analyse (Tab. 3.5)** Zunächst wurden die Anteile der Gesteinstypen in der jeweiligen Formation bestimmt. Grundlage für die Klassifizierung der Lithologie bildeten die Schichtenverzeichnisse, Bohrungsprotokolle und GR-Logs sowie die teilweise vorhandenen zusätzlichen Bohrlochmessungen. Die Lithologie wurde in vier Hauptgruppen eingeteilt: Sandstein, Siltstein, Tonstein und Salz. Für die Bohrungen im Rügener Raum wurden die Diabase gesondert aufgenommen (Prärotliegend). In Abhängigkeit von der jeweiligen Ausbildung der Sedimente in den verschiedenen Bohrungen wurden (bestimmt durch Fazies und Zementart) Untergruppen definiert, denen entsprechende Wärmeleitfähigkeiten zugeteilt wurden (die entsprechenden Tabellen befinden sich im Anhang, S. 219). Daraus wurde dann die den Fazies- und Zementationsbedingungen angepasste Formationswärmeleitfähigkeit in der jeweiligen Bohrung bestimmt (Fall I in Tab. 3.5). Dem gegenüber gestellt sind Formationswärmeleitfähigkeiten, die sich aus dem Anteil der Lithologie und den Mittelwerten der Wärmeleitfähigkeit der entsprechenden Lithologie nach Tabelle 3.1 und Tabelle 3.2 ergeben (Fall II in Tab. 3.5).

Obwohl die Zementation der Sedimentgesteine einen starken Einfluss auf den individuellen Wert der Wärmeleitfähigkeit hat (s. Tab. 3.4), sind die Differenzen der Formationswärmeleitfähigkeiten zwischen beiden Berechnungsmethoden (Fall I und II) erstaunlich gering (meist um  $\pm 0,2$  W/m/K) und sind nur für die Bohrungen *RmwL 11A/69* (Havel Subgruppe) und *Ela 1/74* (Westfal Stufe) erhöht (0,5 bzw. 0,7 W/m/K). Die niedrigen Abweichungen lassen sich darauf zurückführen, dass häufig eine gegenüber dem Mittelwert erhöhte Wärmeleitfähigkeit von Sandsteinen, die einer Bohrung zugewiesen wurde, durch die gleichzeitige Zuweisung einer gegenüber dem Mittelwert erniedrigten Wärmeleitfähigkeit von Ton- und Siltsteinen kompen-

**Elbe Subgruppe**

Bohrung	WLF [W/m/K]		absolute Mächtigg. [m]
	Fall I	Fall II	
Pw 1/74	3,0	3,1	171
Sw 2/64	3,5	3,4	402
Gap 1/86	3,6	3,5	354
GrSk 3/90	3,7	3,5	349
Pa 1/68	3,0	3,1	815
RmwL 11A/69	3,1	3,3	694
Gs 2/64	3,2	3,3	443
Ela 1/74	2,9	3,2	677
Barth 1/63	2,9	3,1	221
<i>Mittelwert</i>	<i>3,2 ±0,3</i>	<i>3,3 ±0,2</i>	

**Stefan Stufe**

Bohrung	WLF [W/m/K]		absolute Mächtigg. [m]
	Fall I	Fall II	
Barth 1/63		3,8	210
Binz 1/73	3,7	3,9	388
<i>Mittelwert</i>		<i>3,9 ±0,1</i>	

**Namur Stufe**

Bohrung	WLF [W/m/K]	absolute Mächtigg. [m]
	Fall II	
Gs 2/64	3,8	192
Ela 1/74	3,4	76
Barth 1/63	3,1	166
<i>Mittelwert</i>	<i>3,4 ±0,3</i>	

**Havel Subgruppe**

Bohrung	WLF [W/m/K]		absolute Mächtigg. [m]
	Fall I	Fall II	
Pa 1/68	3,6	3,7	494
RmwL 11A/69	3,2	3,7	269
Gap 1/86	4,3	4,3	219
Gs 2/64	4,2	4,0	139
Ela 1/74	3,4	3,5	267
<i>Mittelwert</i>	<i>3,7 ±0,5</i>	<i>3,9 ±0,3</i>	

**Westfal Stufe**

Bohrung	WLF [W/m/K]		absolute Mächtigg. [m]
	Fall I	Fall II	
Ela 1/74	3,3	4,0	355
Barth 1/63		3,7	1085
Binz 1/73		3,8	836
<i>Mittelwert</i>		<i>3,8 ±0,1</i>	

Stratigraphie *	WLF [W/m/K]	absolute Mächtigg. [m]
	Fall II	
Frasné	2,6	371
Givet	4,2	648
Givet-Eifel	4,1	439
Eifel	3,9	777

\*Bohrung Binz 1/73

Tabelle 3.5: Formationswärmeleitfähigkeiten (WLF) im NEDB bestimmt nach den Anteil der jeweiligen Lithologie und im Falle I der lokationsgebundenen Wärmeleitfähigkeit und im Falle II der Wärmeleitfähigkeit nach den Mittelwerten der entsprechenden Lithologie (Tab. 3.1 und 3.2). Zur Aufschlüsselung der einzelnen Bohrungen siehe Anhang A.5.

siert wird (s. Herkunft der Quarz-Zemente, S. 55). Die Formationswärmeleitfähigkeit der Elbe Subgruppe aus neun Bohrungen liegt zwischen 2,9 und 3,7 W/m/K. Die mittlere Wärmeleitfähigkeit dieser Subgruppe beträgt  $3,2 \pm 0,3$  W/m/K. Man hätte erwarten können, dass die Formationswärmeleitfähigkeiten in beckenzentral gelegenen Bohrungen aufgrund eines höheren Salzanteils höher wären als die in Bohrungen am Beckenrand. Doch die vorliegende Auswertung stützt diese Annahme nicht; die im Vergleich zu den meisten klastischen Gesteinen höhere Wärmeleitfähigkeit von Salz wird durch die zwischengeschalteten nur gering wärmeleitenden Ton- und Siltsteine kompensiert. Die Bohrungen *Pa 1/68*, *Ela 1/74* und *RmwL 11A/69* liegen alle im Beckenzentrum und weisen Formationswärmeleitfähigkeiten von 3,0 W/m/K, 2,9 W/m/K und

3,1 W/m/K auf. Am Beckenrand führt eine verminderte Salzablagerung in den Sedimenten nicht zwangsläufig zu einer Abnahme der Formationswärmeleitfähigkeit. Aufgrund der Ausbildung von gröberkörnigeren Sedimenten erreichen sie (im Falle von starker Quarz-Zementation) sogar deutlich höhere Werte. Dies erklärt die relativ hohe Formationswärmeleitfähigkeit in der Bohrung *GrSk 3/90*, wo die Elbe Subgruppe durch fluviatile Ablagerungen gekennzeichnet ist und die Untere Elbe Subgruppe (Rambow) durch überwiegend äolisches Milieu beeinflusst wurde. Dabei wurden fluviatile Ablagerungen aufgearbeitet und die feinkörnigen Bestandteile verweht, so dass überwiegend Quarzkörner erhalten blieben, die allerdings wechselhaft zementiert sind.

Ähnliche Zusammenhänge gelten auch für die Havel Subgruppe, welche eine vergleichsweise höhere Formationswärmeleitfähigkeit aufweist (3,2–4,3 W/m/K, Mittelwert:  $3,7 \pm 0,3$  W/m/K). Die insgesamt höhere Wärmeleitfähigkeit der Havel Subgruppe kommt durch die im ganzen Becken stärker dominanten Ablagerungen des *Sand-Flat-Environments* zustande, die vor der Hauptsubsidenz des Beckens, welche in der Elbe Subgruppe beckenweit einsetzte, verbreitet war.

Die Formationswärmeleitfähigkeit der Prärotliegend Sedimente liegt im Mittel bei einem ähnlichen Wert wie dem der Havel Subgruppe. Auffällig ist die relativ niedrige Wärmeleitfähigkeit der Frasné Stufe. In der Bohrung *Binz 1/73* besteht sie größtenteils aus Mergel- sowie Ton- und Siltstein; sandige Ablagerungen treten nicht auf. Die hohe Wärmeleitfähigkeit der Givet Stufe lässt sich hingegen auf die Dominanz von (quarzitischen) Sand- und Siltsteinen zurückführen. Die Details der Auswertung befinden sich im Anhang A.5, S. 219.

### 3.2.2 Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion

Für 34 Proben wurde der U-, Th- und K-Gehalt mittels ICP-MS und XRF bestimmt (s. Kap. 1.4.1). Weitere 18 Proben konnten trotz der benötigten relativ großen Probenmenge (etwa 400 g) und dem teilweise recht ausgedünntem Kernprobenbestand der einzelnen Bohrungen bei den Landesämtern mit der Gammaskpektrometrie gemessen werden. Die Bestimmung der Gesteinsdichte erfolgte wie auf Seite 22 beschrieben.

Zu insgesamt 38 Bohrungen des NEDB wurden Bohrlochmessungen der natürlichen Gammastrahlung zusammengetragen (s. Abb. 3.1). Die größtenteils als Kopie in den Landesämtern vorliegenden Bohrlochmessungen sind meist im Maßstab 1:500 bis 1:200 aufgezeichnet. Sie wurden gescannt und digitalisiert. Die mit Hilfe einer frei verfügbaren Software<sup>3</sup> digitalisierten Daten sind anschließend auf ein Tiefeninkrement von 0,3 m geglättet worden. Neben diesen Sekundärdaten lagen auch digitale bzw. digitalisierte Daten der Erdölfirmer als Dateien vor. Alle GR-Logs wurden absorptionskorrigiert (s. Kap. 1.4.2). Als Fehlerquellen der GR-Daten kommen vor allem in Betracht: die eigentliche Gamma- und Kalibermessung, fehlende Angaben zur Spüldichte und Verrohrung, fehlende bzw. unzureichende Angaben zur Zusammensetzung des Spülungsfluids, Fehler bei der Kalibrierung der Sonden (Sondenparameter nicht mehr identifizierbar), Fehler beim Schreibvorgang und Pausenerstellung, Fehler beim Scannen

---

<sup>3</sup>windDIG 2.5 Free Data Digitizer, 1996.

(Verzerrungen), Fehler beim Digitalisieren (Eigen- und Fremdbearbeitung) sowie Fehler durch Datenglättung und Absorptionskorrektur der Daten.

### 3.2.2.1 Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion aus U-, Th- und K-Gehalten

**Sedimentgesteine** Die untersuchten Proben aus dem Rotliegend und Westfal weisen eine Wärmeproduktion zwischen 0,7 und 3,1  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  auf (Tab. A.5A, Anhang S. 211). Sandsteine liegen im Bereich von 0,7–1,2  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (N= 8), während Silt- und Tonsteine höhere Werte von 2,2–3,1  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (N= 5) erreichen. Diese vergleichsweise hohen Werte liegen dicht an den Werten, die für permokarbonische Rhyolithe und Andesite ermittelt wurden (s.u.). Wenn man bedenkt, dass jene Vulkanite überwiegend das Ausgangsmaterial für die Sedimentgesteine des Rotliegend darstellen (s. Rieke, 2001), so kann vermutet werden, dass diese hohen Werte nicht lokal auftretende Anomalien darstellen, sondern typisch für weite Bereiche des Beckens sein sollten. Die Sandsteine weisen mit Werten um  $1 \pm 0,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$  hingegen gesteinstypische Werte auf (s. z.B. Čermák et al., 1982).

**Permokarbonische Magmatite** Zur Bestimmung der Wärmeproduktion der magmatischen Gesteine wurde zusätzlich auf die Arbeiten von Benek et al. (1995, 1996) zurückgegriffen und die dort angegebenen U-, Th- und K-Gehalte zur Berechnung der Wärmeproduktion der Andesite, Basalte, Rhyolithe und Granite genutzt (Tab. A.5B, Anhang S. 211). Die Wärmeproduktion nimmt von den mafischen Gesteinen (Basalt) zu den siliziumreichen Gesteinen (Granit, Rhyolith) zu, wobei die Wärmeproduktion der einzelnen Gesteine in Abhängigkeit von der magmatischen Provinz und vom Grad der Alteration beträchtlich variieren kann.

Die tholeiitischen Basalte im Rügener Raum und im Südwesten des NEDB (AFS; s. Abb. 2.6, S. 47) weisen niedrige Wärmeproduktionsraten von  $<0,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (3 Datensätze) auf. Die alkalischen Basalte und die Basalte, die stofflich zwischen Alkali- und tholeiitischen Basalten stehen und die nur in der AFS Region auftreten, haben leicht höhere Werte von 0,7–0,9  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (3 Datensätze). Die Andesite im Untersuchungsgebiet decken einen Bereich von 0,4–2,8  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  ab, wobei die Mg-Andesite Ostbrandenburgs (EBB) die niedrigeren Werte (um 0,7  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , 7 Datensätze) aufweisen. Fast alle Andesite dieser Region sind stark alteriert (Benek et al., 1995 und 1996). Durch die Alterationsprozesse kann eine Variabilität der Wärmeproduktion bedingt sein. Die Bildung von Kalifeldspat führt zu einer Anreicherung von Uran und Kalium, während die Vorgänge der Albitisierung und Chloritisierung zu einer Reduzierung des Gesamt-Kaliumgehaltes führen. Wie die geochemischen Daten anzeigen, liegt aber darin nicht die Ursache für die unterschiedlichen Wärmeproduktionsraten der Mg-Andesite Brandenburgs und der Andesitoide der AFS-Region (2,2–2,8  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , insgesamt 61 Proben) bzw. der Trachyandesite von EBB und Mecklenburg-Vorpommern (0,9–2,0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , 4 Proben).

Die Wärmeproduktion von Gesteinen mit rhyolithischer bzw. granitischer Zusammensetzung variiert erheblich (2,2–5,9  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , 34 Datensätze), wobei die granitischen Gesteine relativ selten und nur im nördlichen und südwestlichen Teil des NEDB erbohrt worden sind (2,7–4,0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ,

4 Datensätze). Die höchsten Werte wurden in Rhyolithen der AFS Region nachgewiesen (3,0–5,9  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , Mittelwert:  $3,8 \pm 0,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ; 14 Datensätze). Etwas niedrigere Werte treten in Mecklenburg-Vorpommern und EBB auf (2,2–3,9  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , Mittelwert:  $3,2 \pm 0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ; 16 Datensätze).

### 3.2.2.2 Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion aus der Bohrlochgeophysik Auswertung alter Bohrlochmessungen

An 37 Bohrungen wurde die radiogene Wärmeproduktion anhand von Bohrlochmessungen der natürlichen Radioaktivität (GR-Log) zusammenhängend für größere Tiefenbereiche bestimmt (für eine Auflistung der Bohrungen s. Anhang, Tab. A.6, S. 212). Allerdings konnte die Wärmeproduktion nicht direkt aus den Bohrlochmessungen nach Gleichung 1.22 bestimmt werden, da in der Kohlenwasserstoffexploration im NEDB bis in die 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts Gamma-Sonden russischer Bauart eingesetzt wurden, die nicht in API-Einheiten kalibriert waren (s. Kap. 1.4.2). Einige der Bohrlochmessungen zeigen unrealistisch hohe Gamma-Intensitäten an. Diese lassen sich höchstwahrscheinlich auf die Zusammensetzung der Bohrspülung und/oder andere, sekundäre Gamma-Anomalien in der Bohrung zurückführen. Bohrspülungen aus Bentonit oder Kaliumchlorid können hohe Anteile von Gamma-Strahlern wie Kalium enthalten, welche einen drastischen Anstieg der Gamma-Intensität verursachen (Rider, 2000). Sekundäre Gamma-Anomalien treten z.B. bei gasproduzierenden Bohrungen auf (Finger, 1991). Diese Anomalien entstehen vermutlich durch primäre und sekundäre Akkumulation von Radium aus dem Formationswasser. Da solche Erscheinungen nicht mehr aus den Bohrungsunterlagen rekonstruiert werden konnten, sind diese Logs von der weiteren Betrachtung ausgeschlossen worden. Davon betroffen sind GR-Logs der Bohrungen *Barth 1/63*, *FdLN 2/70*, *Gri 6/64*, *Kaa 1/87*, *Loss 1/73* und *S 1/87*. Dort, wo Informationen über Bohrl Lochdurchmesser (Kaliberlog) und die Dichte der Spülung unzureichend sind, war eine Absorptionskorrektur nicht möglich. Dies betrifft Abschnitte der Bohrungen *Barth 1/63*, *S 1/87*, *Gv 1/78*, *Rx 2/62* und *Rn 4/64*. Teilweise fehlt bei den Messkurven zudem die Kalibrierung auf GE-Einheiten, d.h. es sind nur Zählintensitäten dargestellt, die keine weitere Auswertung erlauben. Die gesamten GR-Logs der Bohrung *Sam 101/62* konnten aufgrund fehlender Angaben nicht absorptionskorrigiert werden.

**Konvertierung von GE- in API-Einheiten** Bei der für die Konvertierung durchgeführten Gegenüberstellung von alten und neuen Bohrlochmessungen wurden nur Messungen von benachbarten Bohrungen ähnlicher Geologie und ähnlicher Bohrspülung benutzt. Da die neuen Bohrungen das Mesozoikum nicht durchteuften, konzentriert sich die Gegenüberstellung auf jurassische und kretazische Tiefenabschnitte.

Messungen in API-Einheiten lagen dabei aus folgenden Bohrungen vor: *Kaa 1/87*, *Bohrung 1* und *2*, *RhM 1/95* und *S 1/87* (s. Tab. 3.6). Die API-Messungen der *Bohrungen 1* und *2* sind vertrauliche Industriedaten, daher sind die Namen verschlüsselt und auch keine Teufenbereiche

in der Tabelle 3.6 angegeben. Die Qualität der Messungen in der Bohrung *S 1/87* sind schlecht. Es hat den Anschein, dass in dieser Bohrungen die damals neuen API-Sonden ausprobiert worden sind; die noch vorhandene Dokumentation über die in dieser Bohrung durchgeführten Messungen ist jedoch unzureichend. Klar ist, dass die Bohrung teilweise mit alten GE-Sonden und teilweise mit API-Sonden befahren worden ist. Leider ist auch aufgrund der unterschiedlichen Verrohrung der Bohrung während der Messungen kein direkter Vergleich eines API- mit einem GE-Log möglich. Auf eine Auswertung dieser Logs wurde daher verzichtet. Für die Bohrung *Kaa 1/87* liegen abschnittsweise Messungen sowohl in GE- als auch in API-Einheiten vor. Hier konnten innerhalb einer Bohrung für bestimmte Tiefenintervalle die jeweiligen Logs direkt verglichen werden.

Die Bohrungen *Bohrung 1, 2* und *RhM 1/95* sind neueren Datums und die API-Messungen liegen digital vor. Für diese Bohrungen existieren keine GR-Logs in GE-Einheiten. In ihrem Umkreis liegen aber einige alte Erdölbohrungen, deren GR-Logs in GE-Einheiten durchgeführt worden sind und die digitalisiert wurden. Nun konnten entsprechende stratigraphische und lithologische Tiefenintervalle direkt miteinander verglichen werden. Für *Bohrung 1* und *2* sind kretazische und jurassische Tiefenabschnitte mit den Messergebnissen der Bohrungen *Tuc 1/74*, *Chi 1/71* und *GrSk 3/90* verglichen worden. Dabei wurden Bereiche ausgewählt, die sowohl niedrige (in der Schreibkreide) als auch hohe Gamma-Intensitäten (in Tönen des Lias) beinhalten (s. Tab. 3.6). Die GE-Messkurven der Bohrungen *Zeh 2/75* und *Gs 2/67* sind den API-Messdaten der Bohrung *RhM 1/95* gegenübergestellt worden. Auch hier wurde darauf geachtet, sowohl niedrige als auch hohe Gamma-Intensitäten mit einzubeziehen.

Durch diese Zusammenstellung ergeben sich 22 Wertepaare, die in Abbildung 3.8 dargestellt und mit einer Regressionsgeraden versehen worden sind.

Damit kann für die Umrechnung von GE zu API die Formel

$$GR[API_c] = 4,95433 \cdot GR[GE_c] - 27,23876 \quad (3.1)$$

benutzt werden. Die Genauigkeit der vorhergesagten API-Werte ergibt sich durch die Standardabweichung der Korrelation ( $\pm 17$  API) für den Wertebereich 10–160 API mit etwa 10 %. Die radiogene Wärmeproduktion nach Gleichung 1.22 ist dann:

$$A[\mu W/m^3] = 0,0783 \cdot (GR[GE_c] - 5,66) \quad (3.2)$$

Der gesamte Fehler in der Bestimmung der Wärmeproduktion aus den Logs wird mit weniger als 20 % angenommen. Diese relativ hohe Unsicherheit kommt vor allem dadurch zustande, dass die gemessenen Intensitäten der Geiger-Müller-Zähler und der API-Sonden aufgrund des spektralen Auflösungsvermögens der jeweiligen Sondentypen nicht äquivalent sind. Hinzu kommen die oben erwähnten Fehlerquellen.

### Aus GR-Logs abgeleitete Wärmeproduktion

Auf der Grundlage der Gleichungen 1.22 und 3.2 lässt sich aus den GR-Logs zusammen mit den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen die Wärmeproduktion von durchteuften Gesteinstypen



Nr.	Bohrung API	Bohrung GE	Stratigraphie	Lithologie	API	GE	Mächt.[m]
1	Kaa 1/87	Kaa 1/87	Miozän	Ton, Feinsand, Feinkies	57,49	13,24	2
2	Kaa 1/87	Kaa 1/87	Muschelkalk	Kalk- & Tonmergelstein	60,17	16,31	63
3	Bohrung 1	Tuc 1/74	Campan	Schreibkreide	17,38	12,16	190
4	Bohrung 1	Tuc 1/74	Turon	Kalkstein	13,51	10,86	82
5	Bohrung 1	Tuc 1/74	Toarc	Tonstein	142,44	30,44	32
6	Bohrung 1	Tuc 1/74	Domer	Feinsandstein	57,68	16,44	61
7	Bohrung 2	Tuc 1/74	Campan	Schreibkreide	18,27	12,16	190
8	Bohrung 2	Tuc 1/74	Turon	Kalkstein	13,72	10,86	82
9	Bohrung 2	Tuc 1/74	Toarc	Tonstein	155,81	30,44	32
10	Bohrung 2	Tuc 1/74	Domer	Feinsandstein	74,41	16,44	61
11	Bohrung 1	GrSk 3/90	Toarc	Tonstein	142,44	37,44	48
12	Bohrung 2	GrSk 3/90	Toarc	Tonstein	155,81	37,44	48
13	Bohrung 2	GrSk 3/90	Sinemur/Hettang	Ton- & Feinsandstein	52,34	20,51	14
14	Bohrung 1	Chi 1/71	Sinemur/Hettang	Ton- & Feinsandstein	34,17	12,80	17
15	Bohrung 2	Chi 1/71	Sinemur/Hettang	Ton- & Feinsandstein	52,34	12,80	17
16	RhM 1/95	Gs 2/67	Rupel	Tonstein	113,60	27,30	141
17	RhM 1/95	Gs 2/67	Kreide	Kalkstein A	34,99	16,74	253
18	RhM 1/95	Gs 2/67	Kreide	Kalkstein B	27,13	15,69	186
19	RhM 1/95	Zeh 2/75	Kreide	Kalkstein A	34,99	11,86	185
20	RhM 1/95	Zeh 2/75	Kreide	Kalkstein B	27,13	7,46	99
21	RhM 1/95	Zeh 2/75	Aalen	Sandstein	32,87	9,30	18
22	RhM 1/95	Zeh 2/75	Toarc	Ton- & Schluffstein	109,04	30,43	42

Tabelle 3.6: Bohrungen und Tiefenintervalle, die zur Umrechnung von Gamma-Einheiten (GE) nach API-Einheiten (API) genutzt wurden. Die Mächtigkeiten und die jeweiligen Mittelwerte der GR-Einheiten der triassischen bis tertiären Tiefenabschnitte sind aufgeführt.

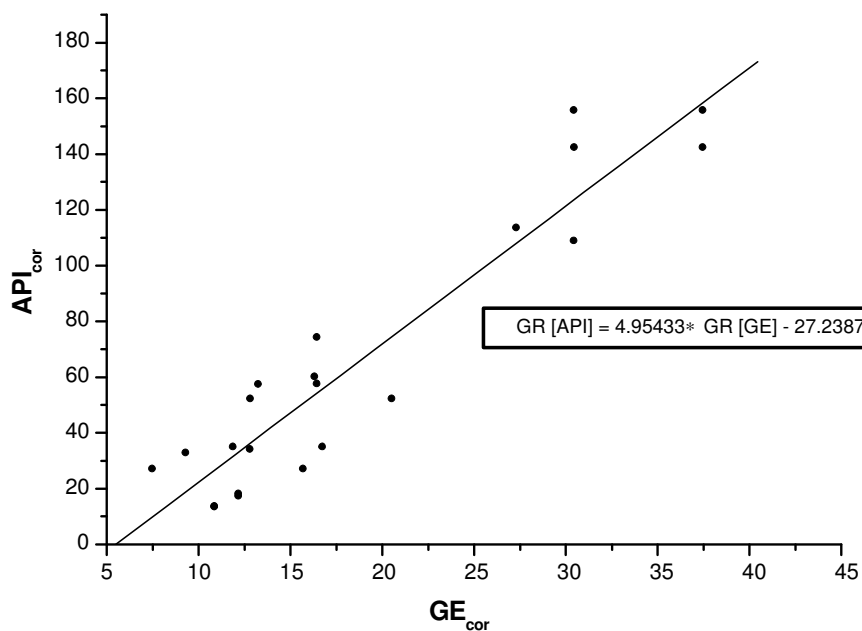


Abbildung 3.8: Empirische Beziehung zwischen korrigierten GE- und API-Einheiten ( $GE_{cor}$  und  $API_{cor}$ ) nach dem Vergleich von 22 Tiefenintervallen (Tab. 3.6). Der Koeffizient der linearen Regression ist 0,94 und die Standardabweichung der Ausgleichsgerade beträgt  $\pm 17$  API.

und -formationen abschätzen (für Details der Auswertung s. Anhang A.7, S. 219).

**Werte der Wärmeproduktion von Gesteinstypen** Zunächst wurde die Wärmeproduktion von Gesteinstypen mit dieser Methode bestimmt (s. Tab. 3.7) und mit den Labormessungen verglichen.

Stratigraphie	Tonstein / Siltstein				Sandstein				Methode	
	Bereich	Mittelw.	N		Bereich	Mittelw.	N			
Rotliegend	Elbe Subgruppe	2,2	2,7	2,5	2	0,7	1,2	1,0	5	A
		1,3	2,3	1,8	20	0,4	2,2	1,0	20	B
	Havel Subgruppe	1,3	3,1	2,2	2	0,7	1,1	0,9	3	A
		1,7	2,2	1,9	9	0,6	1,6	1,1	13	B
Müritz Subgruppe	2,0			1					B	
K: Westfal	2,7			1					A	
Mittelwert	1,3	3,1	2,2	35	0,4	2,2	1,0	41	A + B	

Permokarbonische Magmatite	Basaltische Gesteine				Andesitische Gesteine				Methode	
	Bereich	Mittelw.	N		Bereich	Mittelw.	N			
Provinz	Altmark-Flechtingen-Subh.	0,3	0,9	0,7	4	0,5	2,8	1,8	3	A
								1,4	1	B
	Ost-Brandenburg					0,4	2,1	1,0	11	A
						0,5	1,1	0,9	4	B
Mecklenburg-Vorpommern					1,8	2,0	1,9	2	A	
						0,5		1	B	
Rügen	<0,1	0,1	0,1	2		0,5		1	A	
	0,3	0,6	0,4	3					B	
Mittelwert	<0,1	0,9	0,4	9	0,4	2,8	1,1	23	A + B	

Permokarbonische Magmatite	Rhyolithische Gesteine				Granitische Gesteine				Methode	
	Bereich	Mittelw.	N		Bereich	Mittelw.	N			
Provinz	Altmark-Flechtingen-Subh.	3,0	5,9	3,8	14	4,0			1	A
		2,1	4,0	3,4	7					B
	Ost-Brandenburg	2,2	2,9	2,6	2					A
										B
Mecklenburg-Vorpommern	2,4	3,9	3,3	12					A	
	2,9	4,1	3,4	5					B	
Rügen	2,6	3,4	3,0	2	2,7	3,6	3,3	3	A	
	3,0	3,1	3,0	2	1,8	3,0	2,9	3	B	
Mittelwert	2,1	5,9	3,2	44	1,8	4,0	3,4	7	A + B	

Table 3.7: Radiogene Wärmeproduktion in  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  für permische Sedimente und permokarbonische Magmatite auf der Grundlage der Auswertung von (A) Labormessungen und (B) Schichtenverzeichnissen und Gamma-Logs. Angegeben ist der Wertebereich, die durchschnittliche Wärmeproduktion und die Anzahl der verwendeten Proben (Datensätze) bzw. Bohrungen (N). K. bedeutet Karbon. Für Details s. Anhang, Tab. A.5 und Tab. A.7.

Die Wärmeproduktion der Rotliegend Sedimente variiert nach den Bohrlochmessungen zwischen  $0,4\text{--}2,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (Labor:  $0,7\text{--}3,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Die Sandsteine haben dabei Werte zwischen  $0,4\text{--}2,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (Labor:  $0,7\text{--}1,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Silt- sowie Tonsteine liegen bei  $1,3\text{--}2,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (Labor:  $2,2$  und  $3,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Für die magmatischen Gesteine weisen die ermittelten Wärmeproduktionsraten Werte zwischen  $0,3$  und  $4,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (Labor:  $<0,1\text{--}5,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ) auf. Rhyolithe und Granite liegen mit durchschnittlich  $3,3$  bzw.  $2,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$  am oberen Ende dieses Bereiches (Labor: jeweils  $3,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Für andesitische und basaltische Gesteine werden durchschnittliche Wärmeproduktionsraten von  $0,8$  bzw.  $0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$  ermittelt (Labor:  $1,3$  bzw.  $0,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Dabei ist auch hier die Wärmeproduktion der Andesite in der AFS Region in der Regel deutlich

gegenüber der EBB Region erhöht ( $1,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$  bzw. Labor:  $1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$  AFS gegenüber  $0,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (Labor: Mittelwert  $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ) in EBB). Der Mittelwert für die Andesite in EBB ( $0,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ) stimmt mit den aus den Labordaten abgeleiteten Werten für Andesite ( $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ) überein. Eine relativ gute Übereinstimmung gilt auch für die Basalte (GR-Logs:  $0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , Labor:  $0,1\text{--}0,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Die Auswertungen der GR-Logs zeigen zusätzlich zu den Labormessungen, dass auch in einer einzelnen Provinz die Wärmeproduktion sowohl der Andesite als auch der Rhyolithe beträchtlich variieren kann (s. dazu im Detail Tab. A.7, Anhang).

Die ermittelten Werte der GR-Log Auswertungen sowohl für die magmatischen als auch sedimentären Gesteine harmonisieren mit den aus den Labormessungen bestimmten Werten und die Anwendung der Gleichungen 1.22 und 3.2 erscheint gerechtfertigt.

**Wärmeproduktion von Formationen** Die Wärmeproduktion für die Ablagerungen des Devons bis zum Quartär liegt zwischen  $0,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (im Zechstein) und  $2,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (in der Müritz Subgruppe und im Buntsandstein; Tab. 3.8; für Details s. Anhang, Tab. A.7). Die Höhe der Wärmeproduktion lässt sich mit dem jeweiligen Gesteinstyp korrelieren. So ist die Variabilität der Wärmeproduktion in den Rotliegend Subgruppen ( $1,4\text{--}2,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , Tab. 3.8) eng mit dem jeweiligen Anteil an Sandstein bzw. Tonstein verknüpft: je höher der Tonsteinanteil ist, desto höher ist die Wärmeproduktion. Während die Havel Subgruppe der Bohrung *Kotz 4/74* vorwiegend aus Sandstein, siltigem Sandstein und Siltstein besteht und daher eine niedrige Wärmeproduktionsrate von  $0,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$  aufweist, ist die Wärmeproduktion der Müritz Subgruppe (Bohrungen *Gst 1/73*, *Pa 1/68*) aufgrund des hohen Anteils von rhyolithischen Gesteinsbruchstücken und Tonsteinen deutlich höher ( $2,0\text{--}2,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Abbildung 3.9 zeigt die beispielhaft die Heterogenität der Rotliegend Abfolgen.

Allerdings ist zu beachten, dass die bestimmten Wärmeproduktionsraten der Müritz und Altmark Subgruppe eventuell nicht repräsentativ sind, da nur wenige Bohrlochmessungen in diesen Subgruppen vorhanden sind und die permischen Sedimente der Bohrung *Gst 1/73* in ihrer stratigraphischen Stellung unsicher sind. Die Wärmeproduktion der Rotliegend Subgruppen sind jedoch insgesamt deutlich höher, als sie bisher in thermischen Modellierungen des NEDB eingegangen sind (z.B. Scheck, 1997).

Die **präpermischen Sedimente** spiegeln ebenfalls sehr vielfältige Ablagerungsbedingungen wider. Die Wärmeproduktionsraten schwanken beträchtlich und betragen zwischen  $0,8\text{--}2,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (Mittelwerte zwischen  $1,2\text{--}2,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ; s. auch Abb. 3.9). Die niedrigsten Werte werden im Rügener Raum im Mittel- bis Oberdevon ( $0,8\text{--}1,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ; Mittelwert:  $1,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ) erzielt. Die Abfolgen bestehen überwiegend aus (mergeligem) Kalkstein, Tonmergelstein und Tonstein (s. Kap. 2.3.2). Die unterkarbonischen Sedimente (Turnai und Visé) der klastisch-terrigenen Kulm-Fazies im Süden sind eventuell durch höhere Wärmeproduktionsraten gekennzeichnet ( $2,1 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ; vertreten durch die Bohrung *Ob 1/68*) als die Sedimente der marinen Kalksteinfazies im Norden ( $1,0\text{--}2,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ; Mittelwert:  $1,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Der Wert der Wärmeproduktion hängt vor allem vom Gehalt an Ton und organischer Substanz ab. Da der Wert für die Kulm-Fazies von der Bohrung *Ob 1/68* das Ergebnis eines nur 100 m mächtigen, tonigen Abschnitts

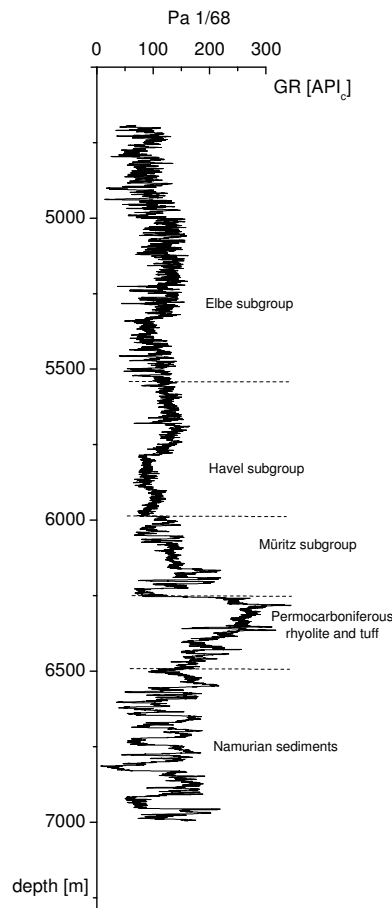


Abbildung 3.9: In API-Einheiten konvertiertes, korrigiertes Gammalog der Bohrung *Pa 1/68* im Tiefenbereich 4693–7030 m. Deutlich sind die starken Intensitätsschwankungen in der Elbe Subgruppe zu erkennen, die auf wechselnde Gehalte von Ton und Evaporiten zurückgeführt werden können. Auffällig sind die erhöhte Aktivität der Müritz Subgruppe und die wechselnden Intensitäten der Namur Sedimente.

im Visé darstellt, muss er nicht charakteristisch für die gesamte Formation sein. Die Wärmeproduktion der Namur–Westfal Sedimente sind etwas höher als die des Unterkarbons ( $1,4\text{--}2,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Dies korreliert mit einem höheren Anteil von organischer Substanz. So wird die Wärmeproduktion einer Kohlelage der Bohrung *Binz 1/73* (Rügen) mit 1,5 m Mächtigkeit auf  $3,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$  bestimmt. Dort, wo weniger organische Bestandteile und dafür mehr sandige Komponenten auftreten, werden deutlich niedrigere Werte erreicht ( $1,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ , Bohrungen *Gst 1/73* und *Rn 4/64*). Dies zeigt sich auch an der Bohrung *Bzg 1/74*, wo die Sandstein-dominierten Abfolgen des Namur eine Wärmeproduktionsrate von  $1,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  aufweisen, während die jüngeren westfälischen Sedimente einen Wert um  $2,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$  aufweisen. Sie sind feinkörniger, enthalten Tonsteine reich an organischer Substanz und geringmächtige Kohlelagen. Die Ausprägung der Wärmeproduktion der stefanischen Sedimente ähnelt denen der westfälischen.

Die Wärmeproduktion der stratigraphischen Einheiten des **Postrotliegend** liegt im Mittel, wenn man die Werte des Quartärs, der Oberkreide, des Muschelkalks und des Zechsteins nicht

Stratigraphie		Bereich	$\bar{\varnothing}$	N	Mä. [m]
Q.	<b>Pleistozän</b>	0,4 1,5	0,9	28	99
Tertiär	<b>Neogen</b>	0,7 1,4	1,0	16	95
	<b>Paläogen</b>	0,5 1,9	1,3	23	351
Kreide	<b>Oberkreide</b>	0,3 0,9	0,6	22	417
	<b>Unterkreide</b>	0,5 2,4	1,5	22	192
Jura	<b>Malm</b>	0,9 1,9	1,6	5	212
	<b>Dogger</b>	0,9 2,2	1,5	13	113
	<b>Lias</b>	0,9 2	1,5	23	289
Trias	<b>Keuper</b>	0,7 2,1	1,6	27	413
	<b>Muschelkalk</b>	0,7 1,6	1,0	25	284
	<b>Buntsandstein</b>	1,0 2,5	1,8	26	796
Perm	<b>Zechstein</b>	0,1 1,9	0,4	28	709
	<b>Elbe Subgruppe</b>	1,1 2,2	1,4	22	474
	<b>Havel Subgruppe</b>	0,9 1,9	1,4	14	218
	<b>Müritz Subgruppe</b>	2,0 2,5	2,1	2	146
	<b>Altmark Subgruppe</b>	1,1 1,8	1,5	4	33
Karbon	<b>Stefan</b>	1,5 2,3	1,7	8	227
	<b>Westfal</b>	1,4 2,4	1,8	8	893
	<b>Namur</b>	1,5 2,3	2,0	9	612
	<b>Visé</b>	0,9 2,1	1,4	5	660
	<b>Tournai</b>	0,7 1,7	0,9	3	387
Devon	<b>Famenne</b>	0,8 1,4	1,2	2	48
	<b>Frasné</b>	0,8 1,6	1,1	4	576
	<b>Givet</b>	0,7 1,3	1,2	4	536
	<b>Eifel</b>	1,0 1,5	1,4	2	481

*Tabelle 3.8:* Radiogene Wärmeproduktion in  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  für Formationen im NEDB auf der Grundlage der Auswertung von Schichtenverzeichnissen und Gamma-Logs. Es wurden nur sedimentäre Einheiten berücksichtigt. Angegeben sind: Bereich, Mittelwert ( $\bar{\varnothing}$ ) und Anzahl der genutzten Abschnitte (N).  $\bar{\varnothing}$  wurde nach dem gewichteten Mittel berechnet, das Tiefeninkrement der Messwerte beträgt zwischen 0,1 und 0,3 m. Mä. [m] ist die durchschnittliche Mächtigkeit in Metern der gemessenen Bereiche in der jeweiligen Einheit.

berücksichtigt, bei  $1,5 \pm 0,2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ . Das Zechstein weist mit  $0,4 \mu\text{W}/\text{m}^3$  aufgrund seiner lithologischen Ausbildung die niedrigste Wärmeproduktion auf. Höhere Werte können aber durch Kalisalzlagen oder tonige Bereiche zustande kommen. Der Untere Buntsandstein bestimmt mit seinen feinkörnigen Ablagerungen die Wärmeproduktionsrate des gesamten Buntsandsteins; mit  $1,8 \mu\text{W}/\text{m}^3$  weist diese Formation die höchste mittlere Wärmeproduktionsrate der mesozoischen Einheiten auf. In bemerkenswerter Weise lassen sich die im Kapitel 2.3.7 (Geologie des Postperm, S. 57) aufgezeigten Entwicklungen in den Wärmeproduktionsraten nachvollziehen. Die Wärmeproduktion des Muschelkalks ist aufgrund des hohen Kalksteinanteils wieder deutlich niedriger, aber auch hier spiegeln sich die lokalen Unterschiede in der Bandbreite der Werte wieder. Vom Keuper bis in die Unterkreide dominieren feinkörnige Sandstein-Tonstein-

Abfolgen, die durch unterschiedliche Zemente und Anteile organischer Substanz gekennzeichnet sind. Die durchschnittliche Wärmeproduktion dieser Formationen ist sehr ähnlich ( $1,5\text{--}1,6 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Die Oberkreide weist aufgrund des hohen reinen Kalksteinanteils deutlich niedrigere Werte auf. Die unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen im Tertiär scheinen sich ebenfalls in den Wärmeproduktionsraten widerzuspiegeln: während das Paläogen noch durch teilweise marine Sedimentation gekennzeichnet ist (feinkörnigere Sedimente, mittlere Wärmeproduktion um  $1,3 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ), überwiegt im Neogen terrestrische Sedimentation (grobkörnigere Sedimente, mittlere Wärmeproduktion um  $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Die quartären Ablagerungen mit den Sanden und kalkhaltigen Geschiebmergeln erreichen eine mittlere Wärmeproduktion von  $0,9 \mu\text{W}/\text{m}^3$ .

### 3.2.3 Diskussion zu Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion

Innerhalb der Rotliegend Sedimente ist ein schwacher Trend ansteigender Wärmeleitfähigkeiten von den feinkörnigen zu den grobkörnigen klastischen Gesteinen zu erkennen. Dies wurde auch in anderen Arbeiten bereits festgestellt. Im Vergleich zu anderen Wärmeleitfähigkeitswerten, die für das NEDB in vorigen Untersuchungen (Becher & Meincke, 1968; Hurtig & Schlosser, 1976) ermittelt worden sind, gibt es jedoch bezüglich der Absolutwerte der Wärmeleitfähigkeit deutliche Differenzen.

Die Wärmeleitfähigkeit permischer bzw. permokarbonischer Sandsteine werden von Hurtig & Schlosser (1976) mit durchschnittlich  $2,5$  bzw.  $3,4 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$  (jeweils 80 untersuchte Proben) angegeben. Ähnlich niedrige Werte werden von Becher & Meincke (1968) berichtet. Sie bestimmten drei Rotliegend Sandsteine mit einer mittleren Wärmeleitfähigkeit von  $2,7 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$ . Die in der vorliegenden Arbeit erzielten Messungen führen hingegen auf Mittelwerte von  $\lambda_{\perp} = 4,0 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$  bzw.  $\lambda_{\parallel} = 4,1 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$  für die Sandsteine der Elbe und Havel Subgruppe. Wie die vorliegenden Untersuchungen zeigen, ist die Wärmeleitfähigkeit vor allem von der jeweiligen Fazies und Zementation abhängig. Eine Übertragbarkeit von einzelnen Messungen auf regionale Einheiten ist daher bei Fazieswechseln und unterschiedlicher Zementationsgeschichte nicht legitim. Die unterschiedlichen Messergebnisse von Hurtig & Schlosser (1976) und Becher & Meincke (1968) im Vergleich zu den vorliegenden neuen Messungen können jedoch nicht nur auf die Beprobung unterschiedlicher Faziesbereiche zurückgeführt werden. Es zeigt sich nämlich, dass auch deutliche Differenzen zu Gesteinen anderer, deutlich enger umgrenzter Faziesräume auftreten.

Bei den permokarbonischen Vulkaniten zeigen sich die geringsten Differenzen zwischen den Altwerten und den Werten dieser Arbeit. Von Becher & Meincke (1968) werden Porphyre mit mittleren Wärmeleitfähigkeiten von  $2,5 \pm 0,5 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$  (5 Werte) und von Hurtig & Schlosser (1976) mit  $2,1 \pm 0,3 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$  (41 Werte) angegeben. Je nachdem, ob es sich bei diesen Porphyren um Andesite oder Rhyolithe gehandelt hat, variiert die Abweichung zu den neuen Messergebnissen. Die in dieser Arbeit untersuchten (porphyrischen) Rhyolithe bzw. Andesite wurden mit  $2,9 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$  (29 Werte) bzw.  $2,3 \text{ W}/\text{m}/\text{K}$  (21 Werte, s. Tab. 3.1) bestimmt und sind damit höher als die Mittelwerte von Hurtig & Schlosser.

Für 13 oberkarbonische Sandsteine geben Hurtig & Schlosser eine mittlere Wärmeleitfähig-

keit von 3,8 W/m/K an, die neuen Messungen liefern ebenfalls überwiegend höhere Werte zwischen 3,2 und 6,3 W/m/K mit einem Mittelwert von 4,7 W/m/K (28 Werte).

Die Anhydrite und Dolomite des Zechsteins stehen für einen enger umgrenzten Faziesraum. Doch auch diese Gesteine werden von Becher & Meincke und Hurtig & Schlosser mit einer deutlich niedrigeren Wärmeleitfähigkeit bestimmt: Anhydrite mit  $3,3 \pm 0,3$  W/m/K (Becher & Meincke, 5 Werte) bzw. 4,01 W/m/K (Hurtig & Schlosser, 212 Werte) und Dolomite mit 3,0 W/m/K (Becher & Meincke, 1 Wert) bzw. 3,93 W/m/K (Hurtig & Schlosser, 157 Werte). In dieser Arbeit wurden hingegen Werte zwischen 4,3 und 5,8 W/m/K (Mittelwert: 5,3 W/m/K, 12 Werte) gemessen. Entsprechend hohe Werte wurden auch von Balling et al. (1981) im dänischen Teil des Permbeckens an Dolomiten und Anhydriten bestimmt (5,57 bis 6,43 W/m/K; 4 Werte). Die Untersuchungen von Kopietz et al. (1995) an Anhydriten in Gorleben führen ebenfalls auf eine ähnlich hohe mittlere Wärmeleitfähigkeit von 5,11 W/m/K (13 Werte).

Auch für die Ton- und Siltsteine des Buntsandsteins lässt sich eine Differenz von etwa 1 W/m/K zwischen den Messungen von Becher & Meincke und Hurtig & Schlosser einerseits und den Messungen von Balling et al. (1981) und den neuen Messungen dieser Arbeit andererseits feststellen. Hurtig & Schlosser geben eine Wärmeleitfähigkeit von jeweils 1,55 W/m/K für Ton- und Siltsteine an (44 bzw. 17 Proben), Becher & Meincke von 1,7 W/m/K für Tonstein (1 Probe). Demgegenüber stehen die Messwerte von Balling et al. für Ton- und Siltsteine (1,9–3,0 W/m/K, 3 Werte) und dieser Arbeit (1,8–2,7 W/m/K, Mittelwert Tonstein: 2,3 W/m/K (6 Werte) und Siltstein 2,5 W/m/K, 2 Werte). Aufgrund der in allen stratigraphischen und lithologischen Einheiten festzustellenden Differenz zwischen den Werten von Becher & Meincke (1968) bzw. Hurtig & Schlosser (1976) und den neueren Messungen, liegt es nahe, bei den alten Messungen, deren Messverfahren leider nicht eindeutig beschrieben worden sind, einen systematischen Fehler zu vermuten. Die Probenahme mag im Einzelfall ebenfalls für Abweichungen verantwortlich sein. Zum einen hat in den früheren Arbeiten evtl. eine faziell ungebundene Probenahme stattgefunden, die die faziesabhängige Ausbildung der klastischen Gesteine unberücksichtigt ließ, zum anderen konnten in der vorliegenden Arbeit nur punktuell Proben von Kernstrecken genommen werden. In einigen wenigen Kernstrecken von Bohrungen in der Nähe von Salzstrukturen (z.B. *RmwL 11A/69*) sind die einst gezogenen Kerne einiger Bohrungen heute teilweise zu lockerem Sand zerfallen. Dieser Sand stellt den Überrest von einst halitisch gebundenen Sandsteinen dar, dessen Bindemittel im Laufe der letzten 30 Jahre aufgelöst und abgeführt wurde. Diese Bereiche sind jedoch nicht repräsentativ für das Becken und dürften zudem aufgrund des halitischen Bindemittels bei früher durchgeführten Messungen eher zu höheren Wärmeleitfähigkeitswerten geführt haben.

Die in dieser Arbeit ermittelten Formationswärmeleitfähigkeiten weichen ebenfalls von den bisherigen Werten in der Literatur ab. So definierte Scheck (1997) für ihr beckenweites thermisches Modell die Wärmeleitfähigkeiten der Parchim Formation und des sedimentären "Autun" (Müritz Subgruppe und untere Havel Subgruppe) mit 2,4 W/m/K, der Mirow Formation (Havel Subgruppe) mit 2,1 W/m/K und der Elbe Subgruppe mit gar nur 1,8 W/m/K. Berthold (1980) benutzte einen Wert von 2,7 W/m/K für alle Rotliegend Sandsteine. Für die Elbe und die Ha-

vel Subgruppe wurden also deutlich niedrigere Werte benutzt (Mittelwert dieser Arbeit: 3,1 W/m/K für die Havel Subgruppe und 3,6 W/m/K für die Havel Subgruppe). Die permokarbonischen Vulkanite wurden von Scheck (1997) als Andesite und Rhyolithe mit einer einheitlichen Wärmeleitfähigkeit von 2,5 W/m/K zusammengefasst. Für die Sedimente des Präpermis nimmt Scheck (1997) einen Wert von 2,65 W/m/K an, während die neuen Messungen einen Wert zwischen 3 und 4 W/m/K eher rechtfertigen.

Die insgesamt (unter Laborbedingungen gemessenen) höheren Wärmeleitfähigkeiten, die in deutlicher Abhängigkeit von faziellen Unterschieden gesehen werden müssen, ermöglichen eine sehr viel bessere Wärmeleitung und sind von besonderer Relevanz für die Bestimmung der Wärmestromdichte sowie auch für lokale und regionale thermische Modelle des NEDB (vgl. Kap. 4.2 und Kap. 5).

Die Wärmeproduktionsraten für die Gesteine des NEDB war vor den Untersuchungen in dieser Arbeit praktisch nicht bekannt. Just (1991) hat zwar Werte der Wärmeproduktion für Gesteine aus Ostdeutschland, die aufgrund von gammaspektrometrischen Messungen und Zusammenstellungen der U-, Th- und K-Gehalten berechnet worden sind, aufgeführt, jedoch sind die Ergebnisse seiner Untersuchung zum größten Teil nicht eindeutig einer bestimmten Lithologie, Stratigraphie und Lokalität zuzuordnen. Für tertiäre bis quartäre Sedimente führt Just eine durchschnittliche Wärmeproduktion von  $0,99 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (etwa 18 Proben) an, wobei unklar ist, aus welchem Teil Ostdeutschlands die untersuchten Proben stammen. Die Ergebnisse dieser Arbeit liegen mit einer durchschnittlichen Wärmeproduktion von 1,0–1,3  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (Tertiär) und 0,9  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (Quartär) in einer ähnlichen Größenordnung. Die Angabe der mittleren Wärmeproduktion von Just für lithologisch und stratigraphisch nicht näher charakterisierte Gesteine der Trias, der Jura und der Kreide (1,27  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ; 37 Proben) liegt ebenfalls in der Größenordnung der in dieser Arbeit bestimmten Wärmeproduktion für die entsprechenden Formationen (0,6–1,8  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , s. Tab. 3.8), ist jedoch aufgrund der fehlenden Charakterisierung nicht weiter vergleichbar. Für neun permische Sedimentgesteine und 41 permische Rhyolithe hat Just (1991) eine mittlere Wärmeproduktion von 1,31  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  bzw. 3,6  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  ermittelt. Während die Werte der Sedimentgesteine ohne Differenzierung zwischen Ton- und Sandstein nicht weiter mit den Ergebnissen dieser Arbeit verglichen werden können, so liegt der Wert der permischen Rhyolithe nach Just zwischen dem Mittelwert aller permokarbonischen Rhyolithe (3,2  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ) und dem Mittelwert der permokarbonischen Rhyolithe in der AFS Region (3,8  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ), die in dieser Arbeit bestimmt wurden.

Bedingt durch den bisherigen Mangel an geeigneten Daten wurden die für die regionalen thermischen Modelle (z.B. Berthold, 1980; Scheck, 1997) benötigten Wärmeproduktionsraten aus der Lithologie mit Hilfe globaler Zusammenstellungen von Wärmeproduktionsraten der Gesteine (s. z.B. Čermák et al., 1982) abgeschätzt. Deutliche Abweichung zeigen sich vor allem bei den unter- bis mitteltriassischen Einheiten: der Buntsandstein wurden von Scheck (1997) mit einer Wärmeproduktion von 1,0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (diese Arbeit: 1,8  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ) und der Muschelkalk mit 0,3  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (diese Arbeit: 1,0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ) angenommen. Aufgrund der Auswertung der Bohrlochmessungen zeichnet sich für alle mesozoischen und känozoischen Einheiten eine insgesamt



höhere Wärmeproduktion ab, als sie von Scheck vermutet wurde. Für alle sedimentären Rotliegend Subgruppen setzte Scheck (1997) eine Wärmeproduktion von  $1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$  an, während Berthold (1980) von nur  $0,84 \mu\text{W}/\text{m}^3$  ausging. Auch diese angenommenen Wärmeproduktionsraten sind wahrscheinlich zu niedrig, denn selbst wenn wir einen Fehler von 20 % für die aus Bohrlochmessungen abgeleiteten Wärmeproduktion annehmen, so liegt die um diesen Fehler reduzierte mittlere Wärmeproduktion immer noch zwischen  $1,1$  und  $1,7 \mu\text{W}/\text{m}^3$  (s. Tab. 3.8). Für die permokarbonischen Vulkanite und für das Präperm nahm Scheck (1997) eine Wärmeproduktion von  $2,0 \mu\text{W}/\text{m}^3$  bzw.  $1,5 \mu\text{W}/\text{m}^3$  an. Während der von ihr angenommene Mittelwert für die Sedimente des Präperms etwas niedriger liegt, als die in dieser Arbeit ausgewerteten Bohrlochmessungen anzeigen, jedoch nicht unrealistisch ist, müssen die Vulkaniteinheiten differenzierter betrachtet werden. Hier müssen vor allem der Gesteinstyp und die jeweilige Provinz Beachtung finden (s. Tab. 3.7). Die regionale Verteilung der Wärmeproduktion der Vulkanite kann u.U. für eine Regionalisierung der Wärmestromdichte verantwortlich sein (s. Kap. 4).

### 3.3 Bewertung paläoklimatischer Effekte im NEDB

Die Berücksichtigung paläoklimatischer Effekte bei der Bestimmung der Wärmestromdichte kann durch Standardkorrekturen (s. S. 31) erfolgen. Die Ergebnisse der paläoklimatischen Korrektur von Temperaturprofilen und ihre Bedeutung für eine Korrektur der Wärmestromdichte können nur als grobe Orientierung dienen, da die zur Berechnung notwendigen Temperaturen bzw. Temperaturänderungen für die Warm- und vor allem die Kaltzeiten auch der jüngeren geologischen Vergangenheit (Pleistozän) nicht sicher bestimmbar sind und die Angaben für die Oberflächentemperaturen auch für regional benachbarte Gebiete stark schwanken (s. z.B. Zoth & Haenel, 1988). Zudem ist eine Überprägung des paläoklimatisch verursachten Temperaturfeldes durch konvektive Prozesse möglich. Nach Balling (2002) und Kukkonen & Jöeleht (2002) ist für Wärmestromdichtebestimmungen im Fennoskandischen Schild und der Osteuropäischen Plattform jedoch davon auszugehen, dass konvektive Prozesse eine nur untergeordnete Rolle spielen und vor allem der Einfluss der langanhaltenden Klimaveränderungen für eine Änderung der Wärmestromdichte mit der Tiefe verantwortlich ist.

Abbildung 3.10 zeigt den möglichen Einfluss des Paläoklimas auf den Verlauf von Temperatur und Temperaturgradient im NEDB. Grundlage sind die Gleichungen 1.28 und 1.28 (S. 31) und die Daten zum Paläoklima der letzten 100.000 Jahre, wie sie von Grubbe (1981, in: Zoth & Haenel, 1988) für Deutschland zusammengestellt worden sind (s. Anhang, Tab. A.4). Als Wert für die Temperaturleitfähigkeit  $a$  des gesamten Profils wurden zwei Fälle betrachtet:  $a = 10 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  (möglicher Wert für z.B. Sand- und Kalksteine oder Granite) und  $a = 5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  (möglicher Wert für z.B. Tonsteine, Gneise, Basalte oder Mergel; Abb. 3.10).

Die Abbildung 3.10A zeigt, dass bis in sehr große Tiefen mit einer Störung der Gebirgstemperatur aufgrund der letzten Eiszeit (Weichsel Kaltzeit) gerechnet werden muss. Für eine als realistisch angesehene Temperaturleitfähigkeit im Bereich von  $5 \cdot 10^{-7}$  bis  $10 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  (s. z.B. Čermák et al., 1982) muss vor allem in den obersten 3000 m mit einer deutlichen Reduzie-

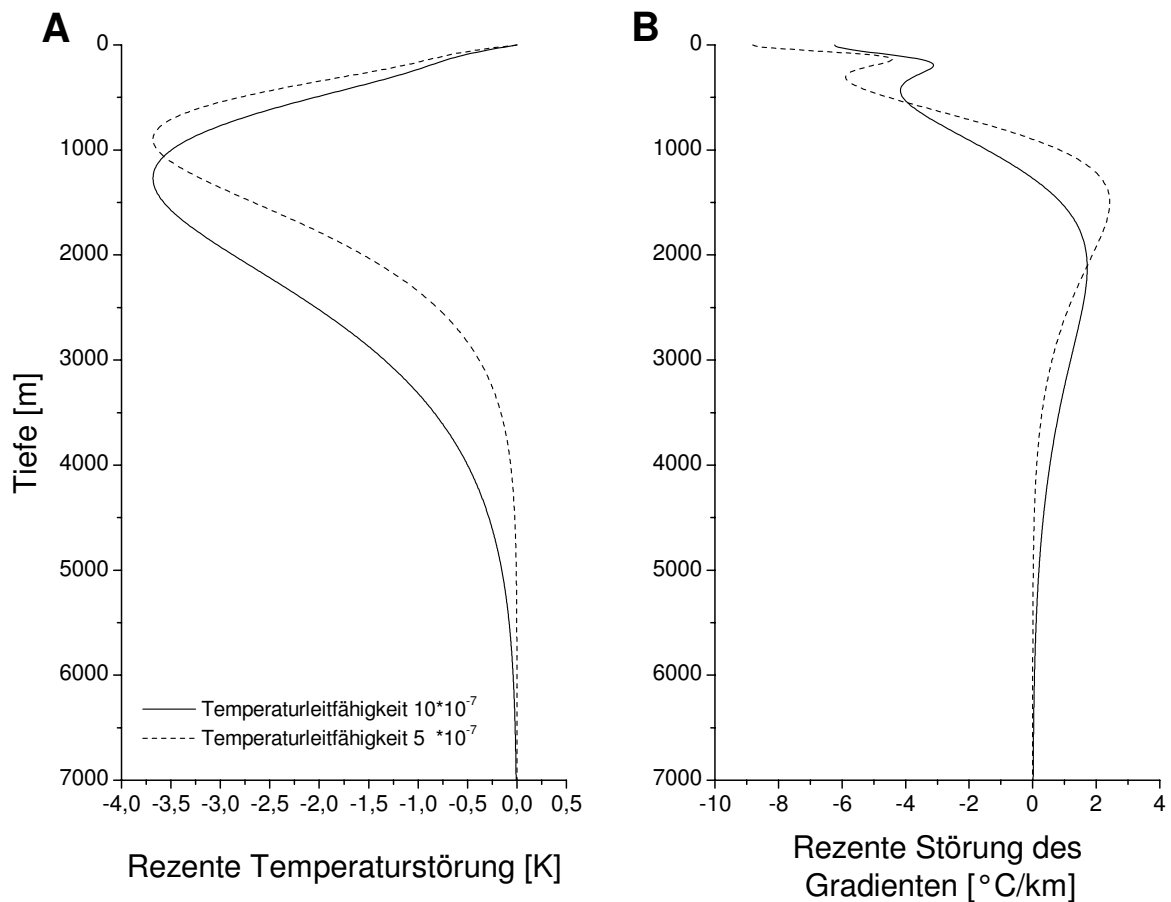


Abbildung 3.10: Störung des Temperaturfeldes durch paläoklimatische Effekte. Dargestellt sind die Ergebnisse für zwei unterschiedliche Temperaturleitfähigkeiten. Als Grundlage dient die Zusammenstellung des Paläoklimas für Deutschland nach Grubbe (1981). Störung in (A) der heutigen Temperatur und in (B) des heutigen Temperaturgradienten durch zurückliegende Klimaveränderungen.

Die Störung der absoluten Temperaturen gerechnet werden. Der Einfluss der Temperaturstörung auf die Wärmestromdichte ist jedoch differenziert zu sehen. In Abhängigkeit von der Temperaturleitfähigkeit gibt es vor allem in den ersten 1000 m deutliche Unterschiede in der Störung des Temperaturgradienten (s. Abb. 3.10B), die überwiegend eine positive Korrektur des Gradienten und damit der Wärmestromdichte erfordern. Die wechselnden Gradienten im Bereich um 100–250 m sind durch eine relativ warme Periode 580–2480 Jahre vor heute bedingt. Aufgrund von konvektiven Prozessen, welche in dieser Tiefenlage erwartet werden müssen, könnte dieser Effekt allerdings überprägt sein. Unterhalb von 1000 m ist dagegen mit einer negativen Korrektur des Gradienten und damit der Wärmestromdichte zu rechnen. Eine Beeinflussung der Wärmestromdichte durch paläoklimatische Effekte ist unterhalb einer Tiefe von etwa 2500 m nur noch gering. In den gerechneten Beispielen ist der Gradient für eine Temperaturleitfähigkeit von  $10 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  bzw.  $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  um  $1,6 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  bzw. um  $1,1 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  gegenüber einem ungestörten Temperaturlog erhöht. Ab einer Tiefe von ca. 3250 m liegt die Abweichung für beide Fälle der Temperaturleitfähigkeit unter  $1 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Wärmestromdichten, die in den oben gezeigten Beispielen zwischen etwa 2500 bis 3250 m Tiefe bestimmt werden, könnten damit bei

einer in-situ Wärmeleitfähigkeit von  $2,5 \text{ W/m/K}$  in der Größenordnung von  $1 \text{ mW/m}^2$  (minimale Abweichung in 3250 m bei  $a = 5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ ) bis zu  $4 \text{ mW/m}^2$  (maximale Abweichung in 2500 m bei  $a = 10 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ ) zu hoch bestimmt sein.

Für die Berechnung der Wärmestromdichte im NEDB ergeben sich aus den gerechneten Beispielen folgende Schlussfolgerungen: (a) paläoklimatische Effekte spielen vor allem in den ersten 1000 m eine bedeutende Rolle, (b) die meisten Kernproben und Temperaturmessungen entstammen jedoch einem deutlich tieferen Bereich, meist über 3000 m Tiefe, wo nur noch mit einer sehr geringen Beeinflussung des Temperaturgradienten zu rechnen ist, die sich im Rauschen der Messung verliert, und (d) falls paläoklimatische Effekte bis in eine Tiefenlage von über 2500 bis 3250 m wirksam sind, so müsste eine negative Korrektur von nur wenigen  $\text{mW/m}^2$  in Erwägung gezogen werden.

Die im Rahmen dieser Arbeit einzige Bohrungslokation, an der die paläoklimatischen Effekte aufgrund der geringen Bohrtiefe von 2022 m für die Bestimmung der Wärmestromdichte eine herausragende Rolle spielen, ist die Bohrung *Sam 101/62* (S. 120).

### 3.4 Untersuchung des Einflusses von Salzstrukturen auf das Temperaturfeld

Der Berücksichtigung von Salzstrukturen bei der Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte wurde in dieser Arbeit besondere Aufmerksamkeit gewidmet, da sie als eine Möglichkeit zur Erklärung der Heterogenität früherer Wärmestromdichtewerte im NEDB (s. Abb. 3.11) in Erwägung gezogen worden ist (z.B. Hurter, 2002; Lotz & Förster, 2002). Allerdings zeigt Abb. 3.11, dass die Anomalien nur teilweise mit Salzstrukturen koinzidieren. Form und Verteilung der lokalen Anomalien ähneln sich jedoch auffallend. Betrachtet man die Lage der Bohrungen, zu denen Temperaturmessungen gleich welcher Art existieren, so fällt auf, dass sie größtenteils in der unmittelbaren Nähe der Salzstrukturen liegen. Es geht also um die Frage, in welchem Umfang die thermischen Effekte an Salzstrukturen für Wärmestromdichteanomalien verantwortlich sein können.

Von verschiedenen Autoren wurden bereits thermische Modellierungen an Salzstrukturen durchgeführt (z.B. Petersen & Lerche, 1995; Lerche & Petersen, 1995 und Jensen, 1990). Dabei sind generelle Aussagen abgeleitet worden: (I) über der Salzstruktur sind die Sedimente wärmer als Sedimente gleicher Tiefe, weit von der Salzstruktur entfernt; (II) unter der Salzstruktur sind die Sedimente kühler, als Sedimente gleicher Tiefe ohne Salzstruktur und (III) die Temperaturanomalie ist im 3D Fall räumlich stärker fokussiert und führt innerhalb der Anomalie zu höheren Temperaturdifferenzen, während die laterale Reichweite der Störung geringer als im 2D Fall ist. Um diese generellen Beobachtungen für die Strukturen und Mächtigkeiten im NEDB zur Bestimmung der Wärmestromdichte nutzen zu können, wurden eigene thermische 1D bis 3D Modellierungen an Salzstrukturen vorgenommen. Im Unterschied zu den Arbeiten von Petersen & Lerche (1995) und Lerche & Petersen (1995), die besonders die Änderung im Temperaturfeld oberhalb der Basis des Salzes untersuchten, wurde bei den hier durchgeführten

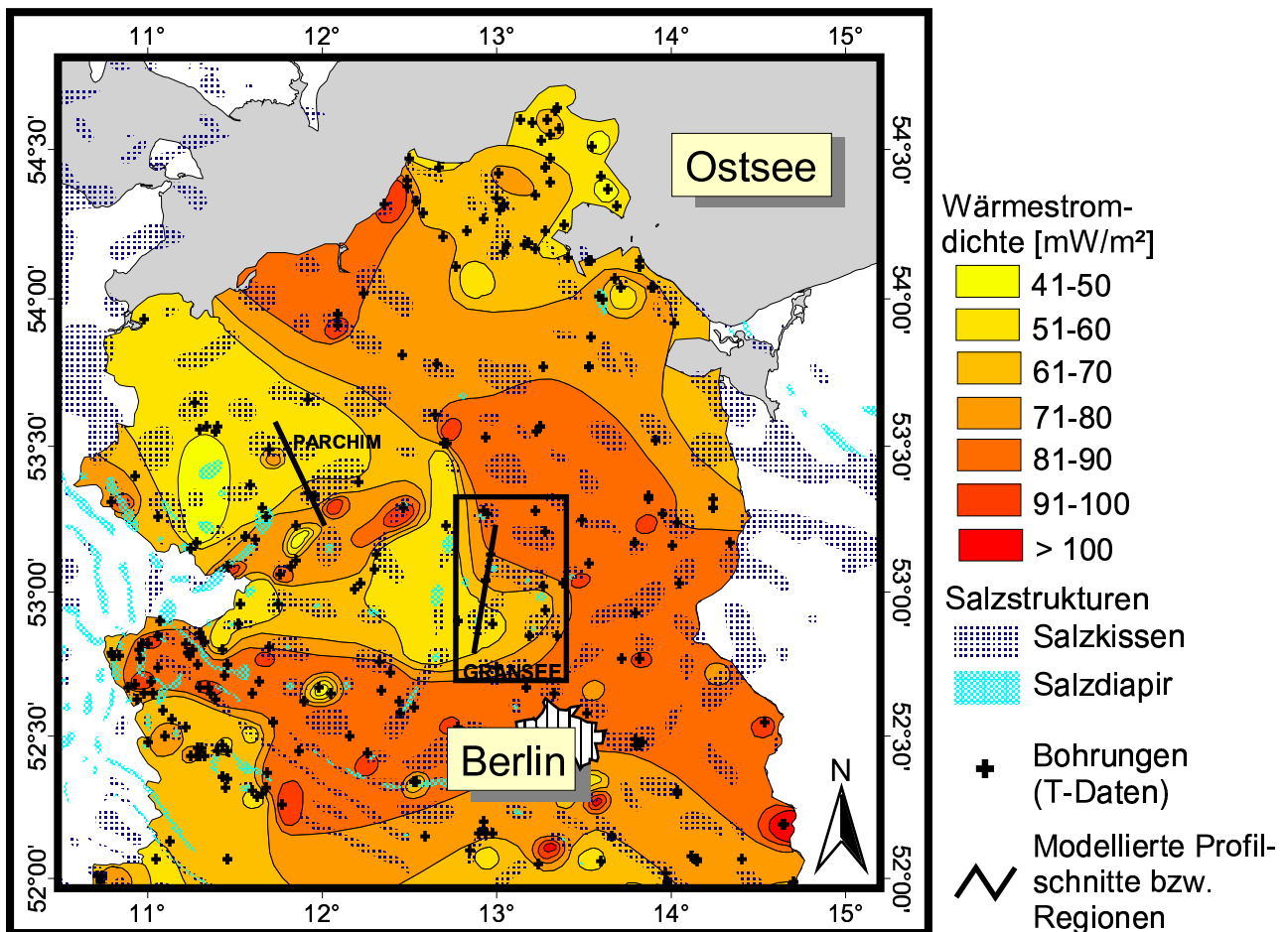


Abbildung 3.11: Wärmestromdichte Ostdeutschlands. Nach: Geothermie Atlas der DDR, 1984, herausgegeben vom Zentralen Geologischen Institut Berlin, wissenschaftliche Leitung G. Katzung. Darüber gelegt sind die Salzstrukturen nach dem NW European Gas Atlas (Lokhorst, 1998). Eingetragen sind die Bohrungen, zu denen Temperaturdaten irgendeiner Art bekannt sind (GFZ-Datenbank) und die Regionen (Profile), die als Grundlage für die thermische Modellierung von Salzstrukturen benutzt wurden. Neben den sehr lokalen Anomalien in der Verteilung der Wärmestromdichte fällt auch eine regionale Zonierung der Wärmestromdichte in niedrige Werte im Norden (Rügen) und Nord-Nordwesten sowie im zentralen Beckenbereich und in Bereiche höherer Wärmestromdichte, welche sich von der Ostseeküste durch Mecklenburg über Berlin bis in die Altmark verfolgen lassen, auf. Die Grundlagen der Konturierung sind unbekannt (s. Kap. 4 und Kap 5).

Modellierungen das „Basement“ mit einbezogen (s. z.B. Jensen, 1990) und im Gegensatz zu diesen publizierten Modellen, die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit berücksichtigt sowie die Änderung der vertikalen Wärmestromdichte untersucht. In den hier durchgeführten Modellierungen wurde von einem rein stationären und konduktivem Wärmefluss ausgegangen. Die Geologie wurde zu Gunsten eines möglichst einfachen Modellaufbaus stark vereinfacht. Zunächst werden im Folgenden die Ergebnisse der 1D und 2D Modellierungen vorgestellt, bevor auf das 3D Modell eingegangen wird.

### 3.4.1 Eindimensionale Modellierungen

Für den 1D Fall wurde ein Programmcode geschrieben, welcher die Temperatur-Tiefen-Verteilung in einem geschichteten Medium berechnet (s. Anhang A.1.4). Als Eingangsparameter müssen die Wärmeproduktion und die Wärmeleitfähigkeit der einzelnen Schichten sowie die Temperatur an der Erdoberfläche (obere Randbedingung) und am unteren Modellrand vorgegeben werden.

Zunächst wurden 3 Testfälle betrachtet. In Fall I ist kein Salz vorhanden, die Wärmeleitfähigkeiten der Sedimente betragen 2,0 bis 2,8 W/m/K und die Wärmeproduktion der Sedimente schwankt zwischen 0,0 bis 1,8  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  (Abb. 3.12). Diese Werte bleiben auch in Fall 2 und 3 unverändert, nur werden jetzt 500 m Salz (Fall 2) und 1000 m Salz (Fall 3) mit einer Wärmeleitfähigkeit von 5,0 W/m/K und einer Wärmeproduktion von 0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  als Zwischenschicht in ca. 2000 m Tiefe angenommen (Abb. 3.12). Als Randbedingungen wurden 8 °C an der Erdoberfläche und 190 °C an der Basis des Modells in 8000 m festgesetzt. Die Basis in 8000 m Tiefe ist dabei willkürlich gewählt.

Deutlich ist oberhalb der Salzlage eine Temperaturzunahme und unterhalb der Salzlage eine Temperaturabnahme in den angrenzenden Gesteinen zu erkennen (Abb. 3.12). Bei konstanten Randbedingungen und bei der 1D Betrachtungsweise sind die Temperaturgradienten im Falle 2 und 3 höher als im Fall 1: Um die Temperatur-Randbedingungen aufrecht erhalten zu können, sind die Wärmestromdichtewerte zu höheren Werten hin (um bis zu 6 mW/m<sup>2</sup>) verschoben. Dabei wurde auf eine temperaturabhängige Berücksichtigung der Wärmeleitfähigkeit bei diesen einfachen Testfällen zunächst verzichtet. Die Abnahme der Wärmestromdichte mit der Tiefe, die in allen 3 Testfällen zu beobachten ist, kommt durch die Berücksichtigung der Wärmeproduktion der Schichten zustande.

Die Bohrung *Pa 1/68* wurde als Beispielbohrung zur Anwendung des 1D Programmcodes ausgewählt. In der Bohrung wurde Salz in einer Mächtigkeit von über 2000 m durchteuft. Um den Einfluss des Salzes auf die Temperatur und die Wärmestromdichte abschätzen zu können, wurden (A) die lithologischen Eigenschaften der Bohrung *Pa 1/68* auf das 1D-Modell übertragen und (B) die Eigenschaften der Salzsichten mit den Eigenschaften der umgebenden Lithologie ausgetauscht (Abb. 3.13).

Die Wärmeleitfähigkeit und radiogene Wärmeproduktion der einzelnen Schichten wurde dabei zunächst so gewählt, dass das gemessene Temperaturprofil gut wiedergegeben wurde<sup>4</sup>. Dabei wurden Messdaten der Wärmeleitfähigkeit und Wärmeproduktion berücksichtigt (s. Anhang). Die Gradienten der gemessenen Temperaturdaten und die aus dem Modell (mit Salz) berechneten Gradienten zeigen eine sehr gute Übereinstimmung. In dem zweiten Schritt wurden die Eigenschaften der über 2000 m mächtigen Salzsichten durch die thermischen Eigenschaften der überlagernden Sedimente mit einer Wärmeleitfähigkeit von 2,2 W/m/K und einer Wärmeproduktion von 1,5  $\mu\text{W}/\text{m}^3$  ersetzt. Der Verlauf des Temperaturprofils ändert sich, wie es

---

<sup>4</sup>Obwohl die Berechnung der Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit nicht im Programmcode integriert wurde, wird sie hier indirekt durch die Wahl von den Temperaturbedingungen entsprechenden Wärmeleitfähigkeitswerten berücksichtigt.

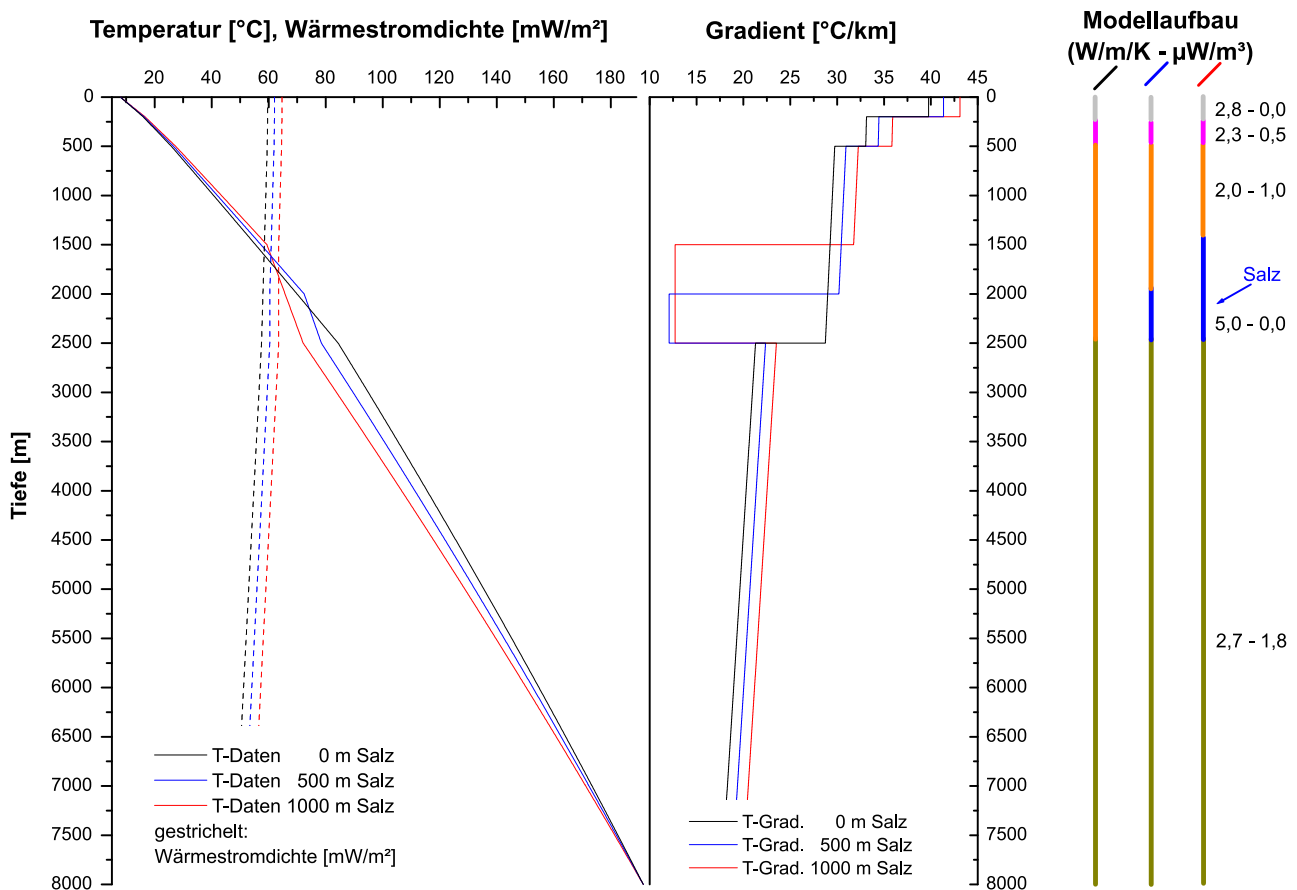


Abbildung 3.12: Störung des Temperaturfeldes aufgrund unterschiedlicher Mächtigkeiten von im Vergleich zu den benachbarten Sedimenten besonders gut wärmeleitendem Salz. Dargestellt sind die Temperaturen und Temperaturgradienten sowie das petrophysikalische Modell und die berechneten Wärmestromdichten.

zu erwarten war und die Temperaturkurve zeigt einen deutlich ausgeglicheneren Verlauf. Die berechnete Oberflächenwärmestromdichte ( $q_s$ ) beträgt an der Oberfläche:  $q_{s\_Salz} = 69 \text{ mW/m}^2$  und  $q_{s\_ohne\ Salz} = 56 \text{ mW/m}^2$ . Die Differenz ( $\Delta q_s$ ) beträgt also etwa  $13 \text{ mW/m}^2$ ; fast 20 % (Abb. 3.13). Dabei trägt die unterschiedlich gewählte Wärmeproduktion nur max.  $2 \text{ mW/m}^2$  zu  $q_s$  bei. Bei nur teilweisem Ersatz des Salzes ergeben sich geringere Differenzen: für 200 m Salz ist  $q_{s\_200m\ Salz} = 57 \text{ mW/m}^2$  ( $\Delta q = 12 \text{ mW/m}^2$ , etwa 18 %) und für 1200 m Salz  $q_{s\_1200m\ Salz} = 63 \text{ mW/m}^2$  ( $\Delta q_s = 6 \text{ mW/m}^2$ , 9 %).

Die 1D Modellierung unterliegt signifikanten Einschränkungen. Da kein horizontaler Wärmefluss berücksichtigt wird, kann die so bestimmte Wärmestromdichte zu hoch oder zu niedrig sein (je nachdem, welche direkt benachbarte Strukturen einen horizontalen Wärmefluss erzwingen bzw. an welcher Stelle das Profil an der Salzstruktur aufgenommen wurde). Die Bohrung *Pa 1/68* liegt fast im Maximum der Aufwölbung eines Salzkissens (Struktur Marnitz), daher sollte die mit der 1D Modellierung berechnete Wärmestromdichte eher zu niedrig bestimmt sein, da von den Rändern zusätzlich Wärme in das Aufwölbungszentrum transportiert werden müsste.

In diesen Modellierungen wurde nicht berücksichtigt, dass sich das Temperaturprofil der

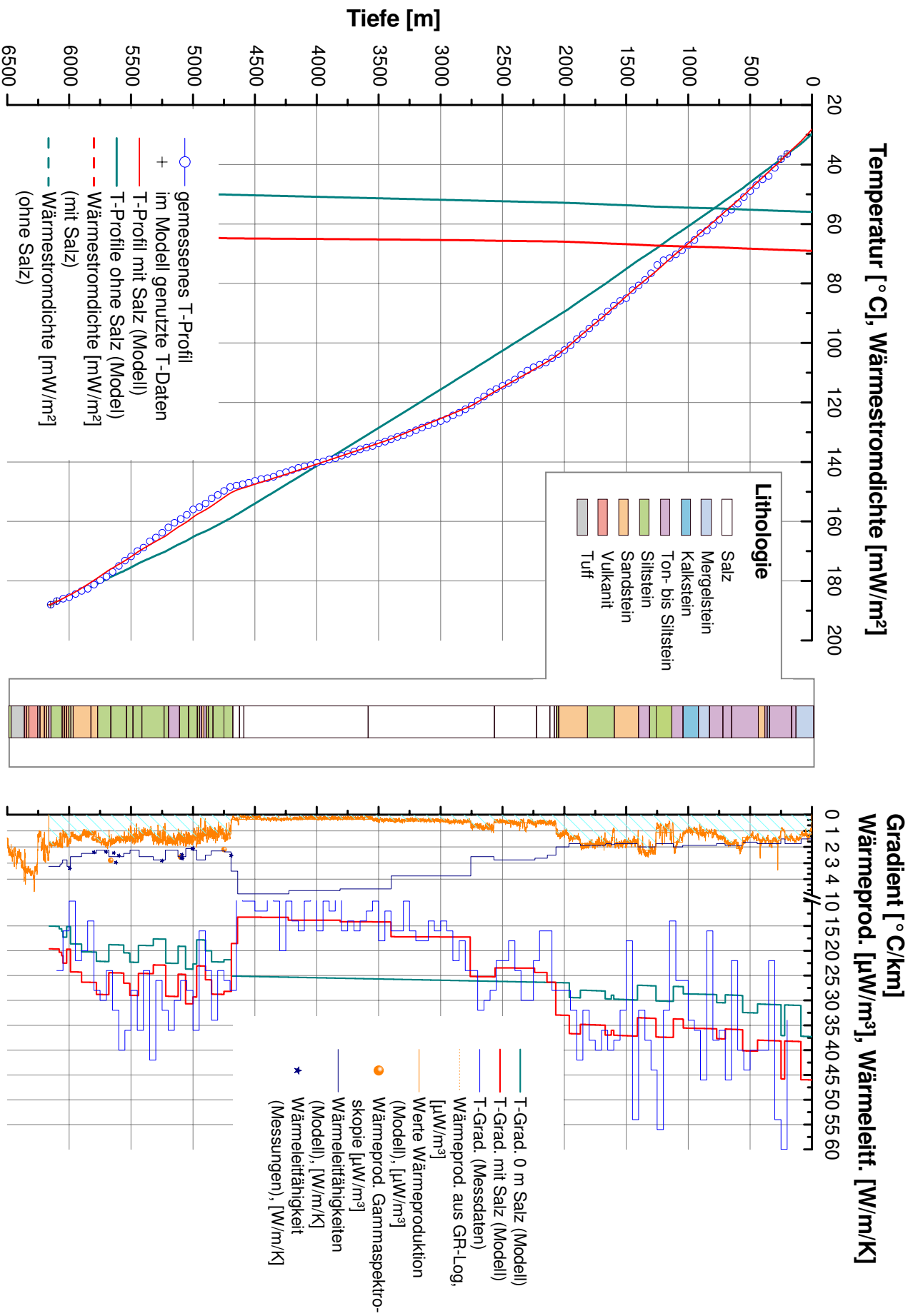


Abbildung 3.13: Störung des Temperaturfeldes in der Bohrung Pa 1/68 infolge einer mächtigen Salzschieht. Dargestellt sind die Lithologie, gemessene sowie modellierte Temperaturen und Temperaturgradienten sowie die berechneten Wärmestromdichtewerte.

Bohrungen evtl. nicht im thermischen Gleichgewicht befindet. Paläoklimatische Effekte blieben ebenfalls unberücksichtigt, so dass der bestimmte Wert der Wärmestromdichte eher als theoretisches Beispiel für die Auswirkung einer Salzstruktur auf das thermische Feld bei eindimensionaler Betrachtungsweise zu sehen ist. Die 1D Modellierung kann dabei keine Aussagen zu lateralen Wärmetransporten machen, verdeutlicht aber eindrucksvoll den massiven thermischen Einfluss von Salz auf die Temperatur und die Wärmestromdichte.

### 3.4.2 Zweidimensionale Modellierungen

Die zweidimensionalen Betrachtungen wurden mit dem Programm „*Processing Shemat*“ (PS) durchgeführt. PS basiert auf dem finite Differenzen Programm Shemat (engl. Simulator of HEat and MAss Transport) und ermöglicht die Modellierung von Wärme- und Massentransport sowohl in zwei als auch in drei Dimensionen. Shemat wurde von C. Clauser geschrieben (Shemat 4.0) und von J. Bartels und M. Kühn und C. Clauser weiterentwickelt (Shemat 7.0). Durch das Programm kann auch die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit nach Zoth & Haenel (1988) berücksichtigt werden.

#### Einfache Salzstrukturen

Für die Modellierung wurde ein 8000 m tiefes und 12000 m breites Segment gewählt, in dem 5 Zonen unterschieden wurden (s. Tab. 3.9). Als Randbedingungen erster Art wurde die Oberflächentemperatur (10 °C) und ein konstanter basaler Wärmestrom (45 mW/m<sup>2</sup>) angenommen. Randbedingungen zweiter Art bilden die vertikalen Modellränder, an denen der horizontale Wärmefluss Null beträgt. Abb. 3.14 zeigt die Modellkonfiguration für 3 verschiedene Salzstrukturen mit jeweils 500 m, 1000 m und 1500 m mächtigem Salzkissen. Das Modellgitter besteht dabei aus 80 Zeilen und 120 Spalten, die einen Abstand von jeweils 100 m aufweisen. Als Basismodell wurde ein Aufbau mit einer horizontalen, gleichmäßig ausgebildeten 200 m mächtigen Salzlage (Zone 4), deren Unterkante in 2600 m Tiefe liegt, gewählt.

Die Ergebnisse bestätigen tendenziell die 1D Modellrechnungen. Die berechneten Oberflächenwärmestromdichtewerte für die unterschiedlichen Salzkörper liegen in einer ähnlichen Größenordnung und differieren bis maximal 8 mW/m<sup>2</sup> (13 %), allerdings fällt auf (Abb. 3.15), dass (1) im Randbereich, aber noch innerhalb der Salzstruktur die Störung nur noch halb so groß oder noch kleiner ist, (2) innerhalb und überhalb der Salzstruktur die Wärmestromdichtewerte deutlich erhöht sind und (3) in den Flanken des Salzkissens die Wärmestromdichtewerte aufgrund lateralen Wärmetransportes auf Grund zum Salz-Zentrum hin vergleichsweise reduziert sein können (s. Abb.

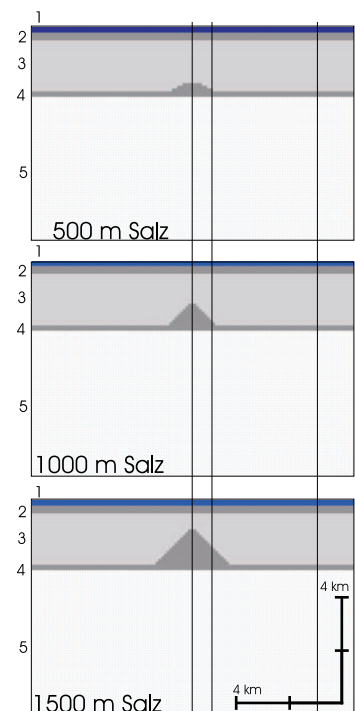


Abbildung 3.14: Modellaufbau (Zonen) für unterschiedliche Salzmächtigkeiten zur Modellierung mit Shemat und Lage der Beobachtungsprofile.



3.15B).

Zone	Wärmeleitfähigkeit [W/m/K]	Wärmeproduktion [W/m <sup>3</sup> ]
1	1,5	0,0
2	1,8	$0,5 \cdot 10^{-6}$
3	2,0	$1,0 \cdot 10^{-6}$
4	5,0	0,0
5	2,9	$1,8 \cdot 10^{-6}$

Tabelle 3.9: Eigenschaften der Modell-Zonen

### Komplexe Salzstrukturen

Die Wirklichkeit hält sich selten an so symmetrische Formen wie sie in Abb. 3.14 angedeutet sind. Komplexe Formen sind die Realität, dabei sind die Übergänge von Salzstock, Salzkissen und Salzwall oftmals fließend und die Strukturen treten selten isoliert auf. Das erste Beispiel komplexer Salzstrukturen ist wieder an die Gegebenheiten der Bohrung *Pa 1/68* angepasst. Aufgrund der relativ hohen Salzmächtigkeiten und Ausdehnung der Salzstrukturen musste die Größe des Modells auf  $44 \text{ km} \times 11 \text{ km}$  vergrößert werden. Die Eigenschaften der Modell-Zonen blieben entsprechend Tab. 3.9.

Die Abb. 3.16 zeigt den Modellaufbau, der durch die beiden Salzkissenstrukturen gekennzeichnet ist. Links, im Nordwesten, liegt die Struktur Schlieven; im Zentrum die Struktur Marwitz, in der die Bohrung *Pa 1/68* abgeteuft worden ist und die nach SE hin auskeilt. Das Modell wird durch  $50 \times 220$  Modellzellen aufgebaut. Im unteren Modellbereich ist die Diskretisierung der vertikalen Richtung gröber und die Zellreihen weisen eine Mächtigkeit von 450 m auf, ansonsten beträgt die Zellgröße  $200 \text{ m} \times 200 \text{ m}$ . Während in Abb. 3.16 das modellierte 2D Temperaturfeld für den Modellaufbau gezeigt wird, sind in Abb. 3.17 die Modellierungsergebnisse für einzelne Beobachtungsprofile und zwei weitere Modellvarianten (gleichmäßig mächtig ausgebildete Salzlage von 1200 m und keine Salzverbreitung) dargestellt. Die beiden Modellvarianten spiegeln sich in einem unterschiedlichen Temperatur- und vor allem Gradientenverlauf wider. Die berechneten vertikalen Wärmestromdichten an der Erdoberfläche variieren jedoch trotz Änderungen der Salzmächtigkeit nur gering ( $60,1; 61,3; 62,5 \text{ mW/m}^2$  für 200 m Salz (Position *Margin*), 1200 m Salz und kein Salz). Die Wärmestromdichte an der Bohrung *Pa 1/86* ist bei Berücksichtigung der Salzstruktur hingegen deutlich erhöht ( $67,5 \text{ mW/m}^2$ ). Die Abweichung beträgt zwischen 5 und  $7,4 \text{ mW/m}^2$  (7,4–10,9 %), am Top der Salzstruktur (in etwa 2500 m Tiefe) wird dabei eine noch gegenüber der Wärmestromdichte an der Erdoberfläche deutlich erhöhte Wärmestromdichte von über  $70 \text{ mW/m}^2$  (Abweichungen betragen über  $12 \text{ mW/m}^2$ ) ermittelt. Unterhalb der Salzsicht sind die Abweichungen wieder deutlich niedriger (5000–7500 m Tiefe:  $2,5\text{--}7 \text{ mW/m}^2$ ). Wie die Abb. 3.17 ergänzend zeigt, ist - bei gleichen Randbedingungen - die Wärmestromdichte des Modells ohne Salz höher als in dem Fall mit einer 1200 m mächtigen Salzsicht. Dies lässt sich vor allem auf die unterschiedlichen Wärmepro-

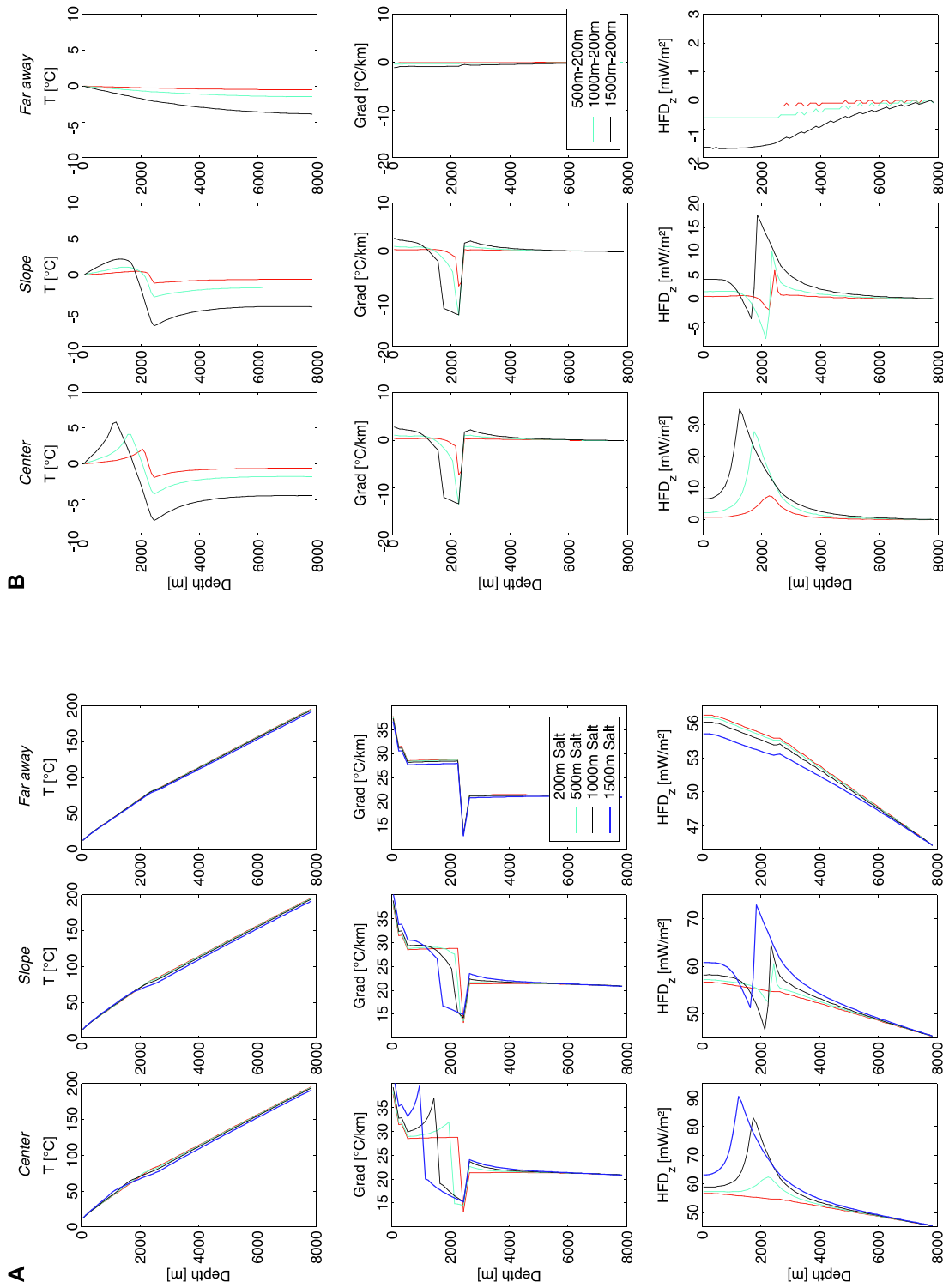


Abbildung 3.15: Ergebnisse der 2D Modellierung an 3 Beobachtungsprofilen (s. Abb. 3.14). (A) für eine durchgängige 200 m mächtige Salzschieht und für eine Salzstruktur, deren Mächtigkeit zwischen 500 m, 1000 m und 1500 m variiert wird. (B) Differenzen Salzstrukturen und gleichmäßige 200 m Salzlage für Strukturzentrum (Center), -hang (Slope) und eine von der Struktur weit entfernte Position (Far away).  $HFD_z$  = Wärmestromdichte in vertikaler Richtung.

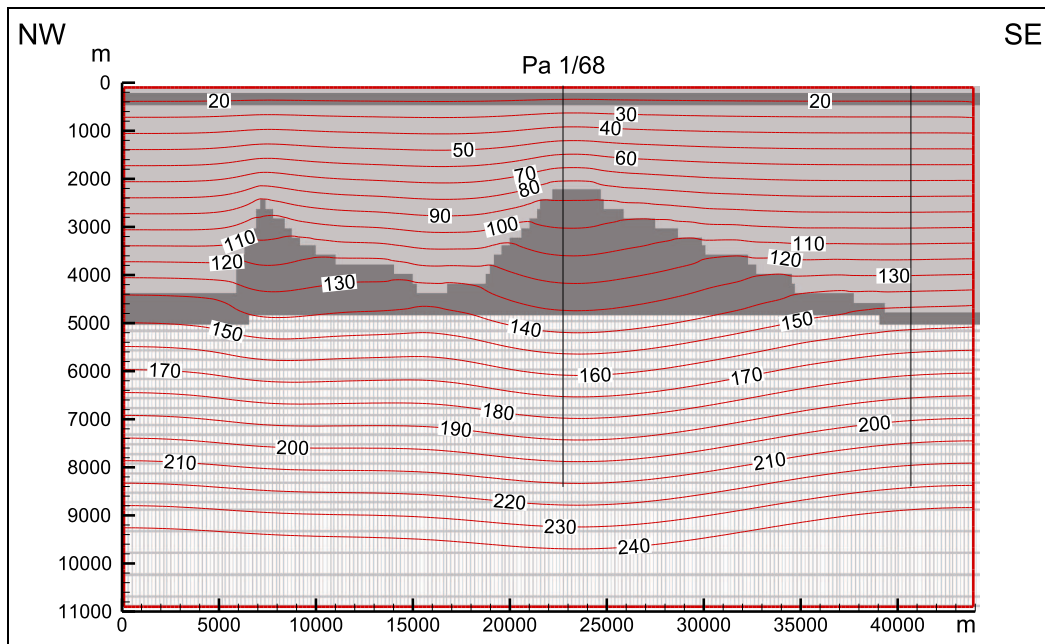


Abbildung 3.16: Modellierung an der Struktur Parchim: Temperaturverteilung [°C] und Lage der Bohrung Pa 1/68 sowie einer weiteren (virtuellen) Bohrung am SE Rand des Profils (*Margin* in Abb. 3.17). Zu den thermischen Eigenschaften des Modells s. Tab. 3.9.

duktionsraten zurückführen (1200 m Salz mit einer Wärmeproduktion von  $0 \mu\text{W}/\text{m}^3$  gegenüber 1200 m Sediment  $\times 1,0 \mu\text{W}/\text{m}^3 = 1,2 \text{ mW}/\text{m}^2$ ). Die Bohrung am SE Rand des Modells (*Margin*) weist jedoch trotz einer geringeren Salzmächtigkeit eine noch niedrigere Wärmestromdichte auf. Sie ist im Gegensatz zu den Modellen mit einheitlich mächtiger Salzlage durch Salzstrukturen beeinflusst und die Wärmestromdichte wird durch lateralen Wärmetransport reduziert (vgl. auch Abb. 3.15B).

Ein weiteres Berechnungsbeispiel ist an die Salzstrukturen im Umfeld der Bohrung *Gs 2/64* angelehnt. Abb. 3.18 zeigt den Modellaufbau und die Temperaturverteilung aus der Modellierung. Im mittleren Bereich des Profils liegt ein Salzkissen (Pos. 2), während im süd-südöstlichen Bereich ein weit aufgestiegener Salzdiapir (Pos. 3) existiert. Wie die Modellierung zeigt, sind die Beeinflussungen des Temperaturfeldes im Bereich des Diapirs im Vergleich zum geringer mächtigen und flacher ausgebildeten Salzkissen und den anderen Beobachtungsbohrungen enorm (Pos. 1, *Gs 2/67*, Pos. 4; Abb. 3.19).

Eine rasche Abnahme des Einflusses des Diapirs auf das Temperaturfeld in die nördliche bzw. südliche Richtung lässt sich bereits optisch aus Abb. 3.18 ableiten. In der Tat ist der Einfluss des Diapirs auf die Oberflächenwärmestromdichte bereits in einem Radius von der Höhe des Diapirs nur noch gering. Die Temperaturstörung durch die kissenförmige Salzaufwölbung ist lateral deutlich weiter als die maximale Aufwölbung hoch ist ausgebildet; der Betrag der Störung ist jedoch sehr viel geringer. Abb. 3.19 zeigt die Ergebnisse der Modellierung für die verschiedenen Positionen in Abb. 3.18 im Detail. Deutlich ist in den Temperaturplots die Änderung der Temperatur in Abhängigkeit von der Salzmächtigkeit nachzuvollziehen. In

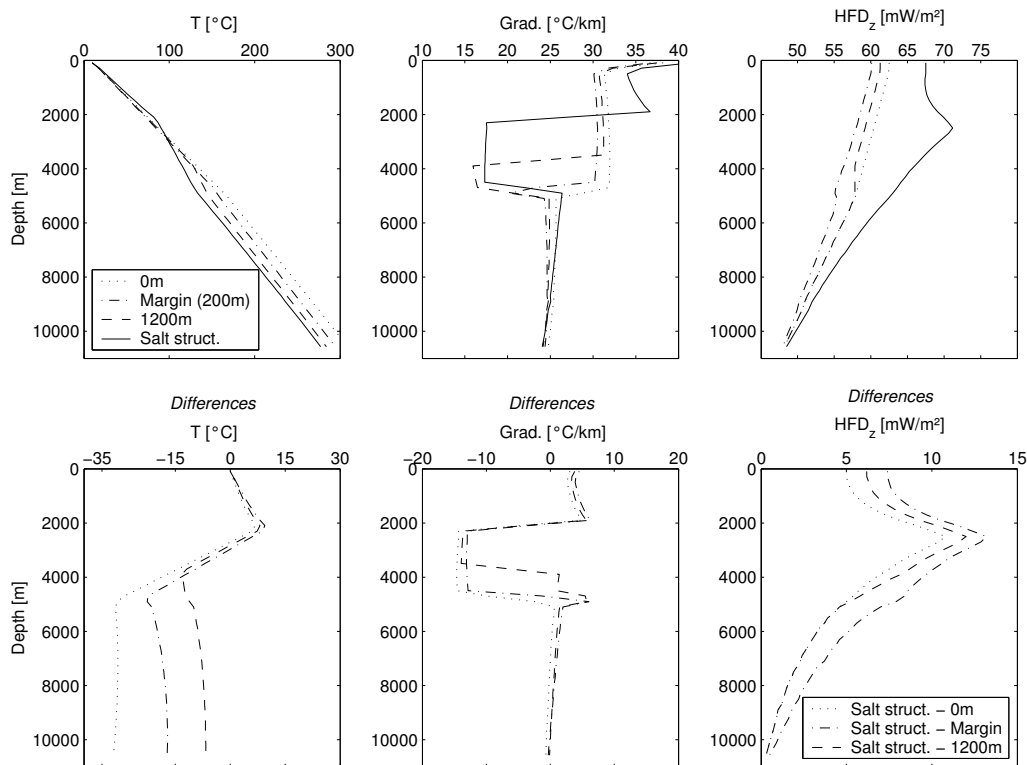


Abbildung 3.17: Ergebnisse der 2D Modellierung an der Struktur Parchim. Die gepunktete Linie kennzeichnet einen Modellaufbau, bei dem die Zone 4 mit den Eigenschaften der Zone 3 versehen worden (also kein Salz vorhanden) ist. Die gestrichelte Linie stellt einen Modellaufbau mit einer gleichmäßig mächtigen Zone 4 (Salz mit 1200 m Mächtigkeit entlang des gesamten Profils) dar; die strich-punktierte Linie (*Margin*, Rand) und die durchgezogene Linie (Bohrung *Pa 1/68*) entstammen dem Parchim-Strukturmodell (vgl. Abb. 3.16).

den Gradientendarstellungen sind die Temperaturänderungen aufgrund der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeit von Salz und Umgebungsgestein noch besser zu sehen. Bei der für Pos. 3 im Temperaturgradienten dargestellten auffälligen Störung des Gradienten (in einer Tiefe von 1500 m und etwa 500 m) handelt es sich um einen Randeffect, der durch die Auflösung des Modells bedingt ist. Die Darstellung der vertikalen Wärmestromdichte ( $HFD_z$ ) zeigt im Bereich des Diapirs (Pos. 3) eine starke Konzentration der Wärme auf einen Tiefenbereich von etwa 2000 m. Aufgrund lateralen Wärmetransportes wird hier ein Maximum der Wärmestromdichte („Wärmestau“) erreicht, während die Werte über der Struktur allmählich zurückgehen. Ein ähnlicher Verlauf der Wärmestromdichte ist für das Salzkissen (Pos. 2) zu beobachten. Für Positionen außerhalb der Salzstrukturen ist ein geringerer lateraler Wärmestrom und damit auch eine geringe vertikale Variationen der Wärmestromdichte zu beobachten. Nach diesem Modell wäre die Bohrung *Gs 2/67* nur wenig gestört.

Die thermischen Bedingungen im Umfeld der Bohrung *Gs 2/67* sind jedoch sehr viel komplexer. Nahe des in Abb. 3.19 an der Pos. 2 dargestellten Salzkissen befindet sich ein mit ihm in Verbindung stehender weiterer Salzdiapir. Direkt westlich befindet sich zudem zusätzlich ein isolierter Salzstock, so dass eine realistische Einschätzung der Temperaturstörung an der

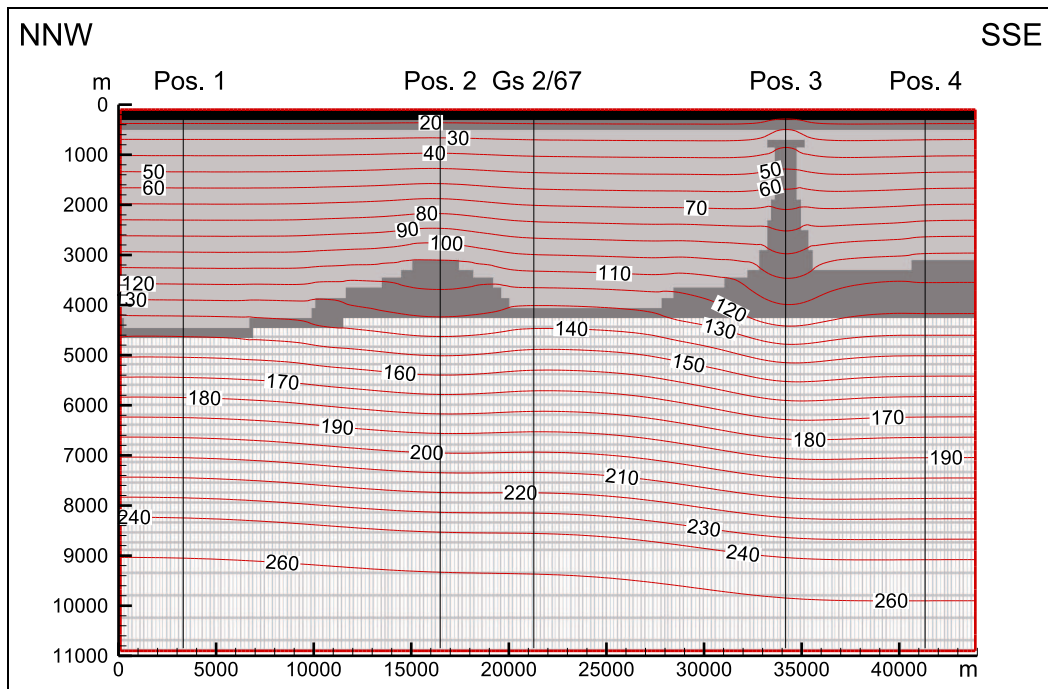


Abbildung 3.18: Modellierung an den Salzstrukturen Gransee: Temperaturverteilung [°C] und Lage der Bohrung Gs 2/67 und vier weiterer Profile (Position 1-4). Zu den thermischen Eigenschaften des Modells s. Tab. 3.9.

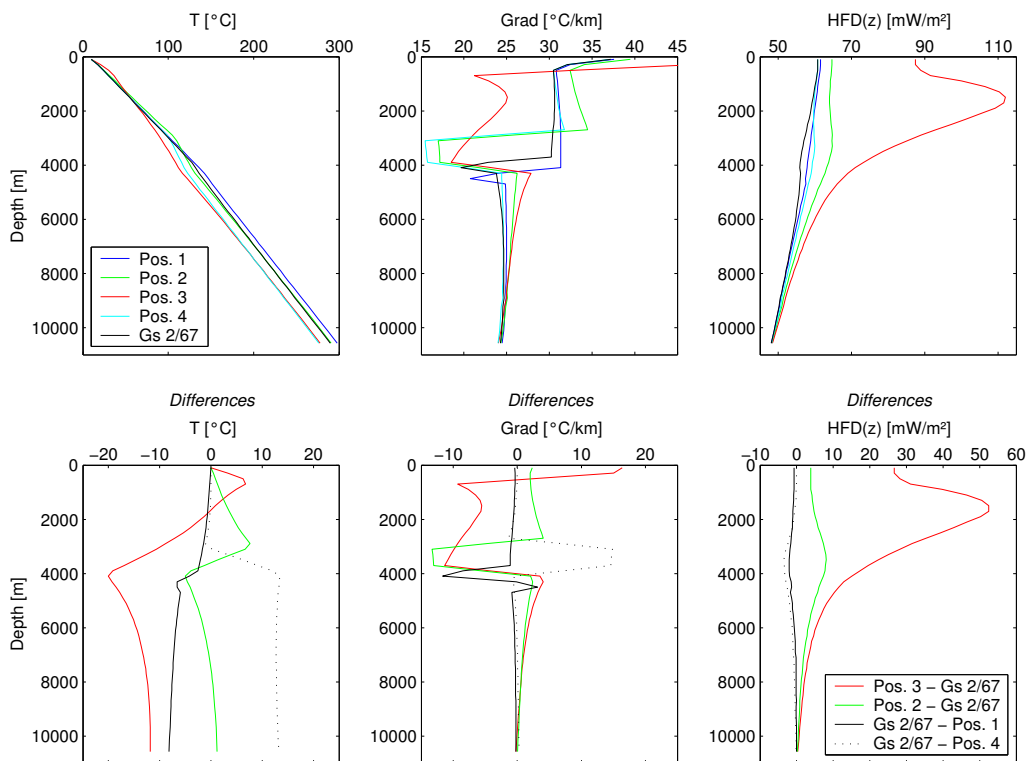


Abbildung 3.19: Modellergebnisse der 2D Modellierung an den Salzstrukturen Gransee für die Positionen aus Abb. 3.18. Für Pos. 3 ist in der Darstellung des Temperaturgradienten (in einer Tiefe von 1500 m und etwa 500 m) ein Rand-Effekt zu beobachten, der durch die Auflösung des Modells bedingt ist, s. Text.

Struktur nur durch eine 3D Simulation (s. folgender Abschnitt) zu erreichen ist.

### 3.4.3 Dreidimensionale Modellierungen

Ziel der 3D Modellierung ist es, ein Modell zur Verfügung zu haben, mit dem die thermischen Folgen von unterschiedlich ausgebildeten Salzstrukturen abgeschätzt werden können. In der Region Gransee sind sowohl einzelne Salzdiapire und Salzkissen wie auch Kombinationen von beiden ausgebildet. Damit stellt diese Region ein gutes Beispiel für typische Salzstrukturen im NEDB dar. Das erstellte 3D Modell gibt dabei die wesentlichen Strukturen der Region Gransee wieder, ohne sie im Detail nachbilden zu wollen. Als Grundlage dienten die Salzstrukturkarte vom NW European Gas Atlas (Lokhorst, 1998) und die Karte der Zechsteinbasis des Zentralen Geologischen Institutes der DDR (Lange et al., 1981). Um eine Vergleichbarkeit mit den 1D und 2D Modellierungen beizubehalten, wurde ein Modellaufbau entsprechend Tab. 3.9 mit 5 Zonen gewählt. Die Größe des Modells ist auf  $50 \times 50$  km erweitert worden (s. 3.20), wobei die Tiefe des Modells (11 km) gegenüber der 2D Modellierung beibehalten wurde. Das Modellgitter besteht aus  $500 \times 500$  m großen Zellen. Die Basis der Salzablagerungen liegt in einer Tiefe von 4500 m und die Salzmächtigkeit beträgt im gesamten Modell 500 m. Auf dieser 500 m mächtigen Schicht sind die Diapire und Kissen ausgebildet und die Mächtigkeiten sind dort entsprechend höher (siehe 2D Modellierung).

Abbildungen 3.21A–D zeigen die Tiefenverteilung der vertikalen Wärmestromdichte anhand von 4 Tiefenschnitten. Die Schnitte in 1000 und 2000 m Tiefe verdeutlichen dabei anschaulich, dass der Einfluss der Salzdiapire lokal begrenzt ist. Die vertikale Beeinflussung der Wärmestromdichte an den Salzstrukturen selbst ist dabei jedoch sehr stark. Maximale Werte, die deutlich über den Werten der 2D Modellierung liegen, treten in etwa 2000 m Tiefe auf ( $>140$   $\text{mW/m}^2$  gegenüber ca.  $110$   $\text{mW/m}^2$ ). Die Wärmestromdichte ist dabei um ca. 145 % gegenüber einem ungestörten Profil (mit 500 m gleichmäßig mächtig ausgebildetem Salz) erhöht. In etwa 5000 m, 500 m unterhalb der Lage der Salzbasis, beträgt die Erhöhung des Wertes der Wärmestromdichte gegenüber einem ungestörten Profil etwa 17 %. Erst in Tiefen von über 9000 m beträgt die Abweichung weniger als 3 %. In Abhängigkeit von der betrachteten Tiefe kann es auch in direkter Nachbarschaft der Salzstrukturen zu einer vergleichsweise niedrigeren Wärmestromdichte kommen (Abb. 3.21C).

Die relativ begrenzte thermische Wirkung der Salzstrukturen wird durch Abbildung 3.22 deutlich. Durch die Darstellung der  $60$   $\text{mW/m}^2$  Isofläche (Abb. 3.22A) kommt dieser „Schornsteineffekt“ deutlich zum Ausdruck: die  $60$   $\text{mW/m}^2$  Isofläche befindet sich außerhalb der Salzstrukturen in einem Tiefenintervall von etwa 2000 bis 1000 m. In dem Zirkel, der sich in der Abbildung 3.22A um die Salzstrukturen legt, ist die Wärmestromdichte im Vergleich zum Gebiet außerhalb des Zirkels reduziert. In der Darstellung streicht daher die  $60$   $\text{mW/m}^2$  Isofläche an der 1000 m Tiefenfläche aus. Innerhalb des Zirkels ist die Wärmestromdichte bis zu den Salzstrukturen reduziert. Entlang der Salzstrukturen formt die  $60$   $\text{mW/m}^2$  Isofläche die thermische Wirkung der Salzstrukturen nach und bildet charakteristische Schlote. Ein Schnitt durch das 3D Modell (Abb. 3.22B) zeigt, dass die Wärmestromdichtewerte innerhalb durch die  $60$   $\text{mW/m}^2$

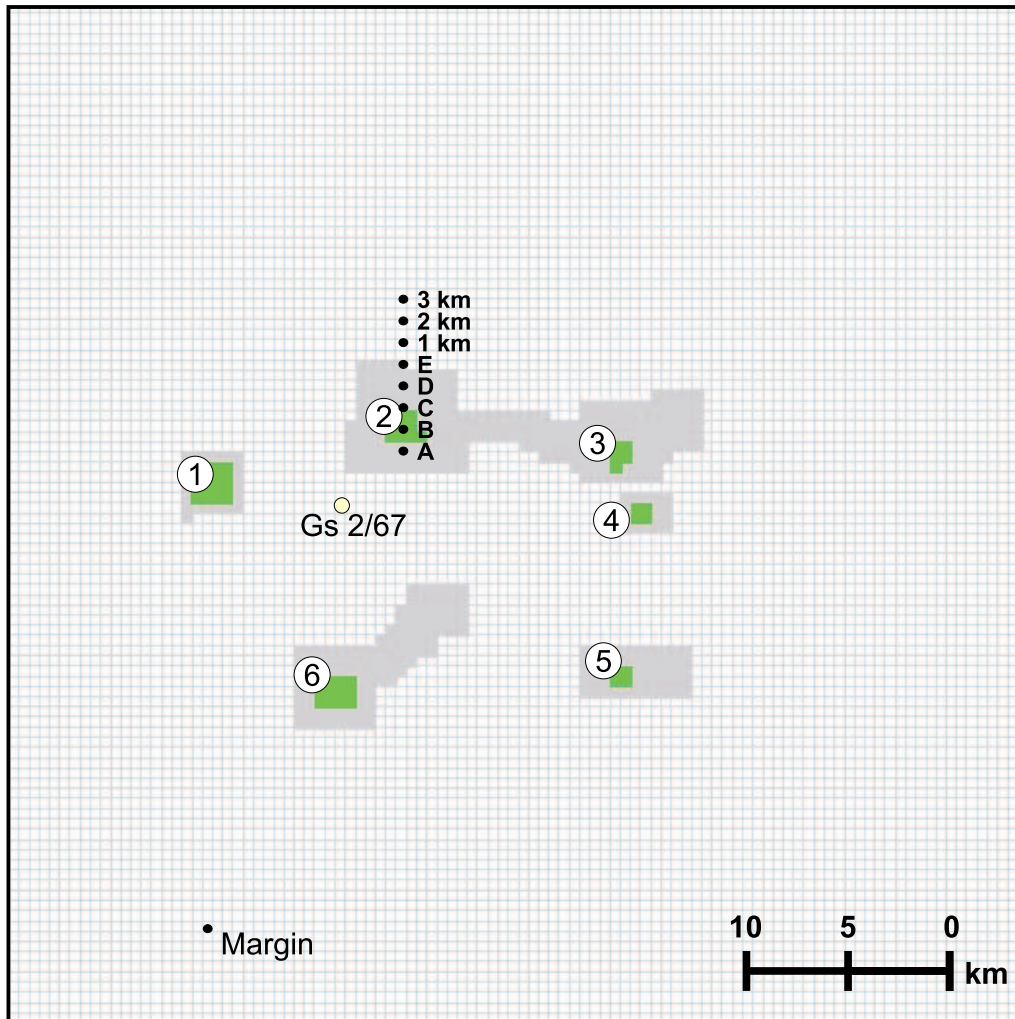


Abbildung 3.20: Aufsicht auf das 3D Strukturmodell Gransee. Salzstrukturen (Diapire in grün), im Uhrzeigersinn nummeriert. Daneben sind weitere Positionen von Profilen (A, B, C, D, E, 1 km, 2 km, 3 km und *Margin*) und die ungefähre Position der Bohrung *Gs 2/67* eingetragen.

Isofläche eingegrenzten Salzstrukturen, erhöht sind. Der Diapir Nr. 2 (s. Abb. 3.20) wird durch das Profil geschnitten und erscheint als deutlich ausgeprägter „Hot Spot“.

Abb. 3.23 zeigt für die in der Abb. 3.20 eingetragenen Beobachtungspositionen die Tiefenprofile der Temperatur-, Temperaturgradienten-, und Wärmestromdichteverteilung. Folgende Aussagen können aus den Darstellungen abgeleitet werden: (a) die Wärmestromdichte ist innerhalb der Salzstrukturen (Diapire 1-6) und an der Oberfläche deutlich höher als im 2D Fall, (b) Positionen zwischen Salzstrukturen (z.B. die Bohrung *Gs 2/67*) weisen besonders im Tiefenbereich der Salzablagerungen tendenziell reduzierte Wärmestromdichten auf, da die Salzstöcke aufgrund ihrer guten Wärmeleitfähigkeit die Wärme abziehen (Schornsteineffekt), (c) auf den Hanglagen der Kissenstrukturen variieren die Wärmestromdichten je nach Ausbildung der Struktur und Lage zur Struktur mit der Tiefe stark, dabei werde auch vergleichsweise reduzierte Wärmestromdichten ermittelt (s. z.B. *Salt E*, Abb. 3.23), (d) bereits 1 km vor der Kissenstrukturaufwölbung ist das Wärmestromdichteprofil nur noch gering gestört. Auch hier gilt, dass die Wärmestromdichten in dem Tiefenbereich der Salzablagerungen eher niedriger

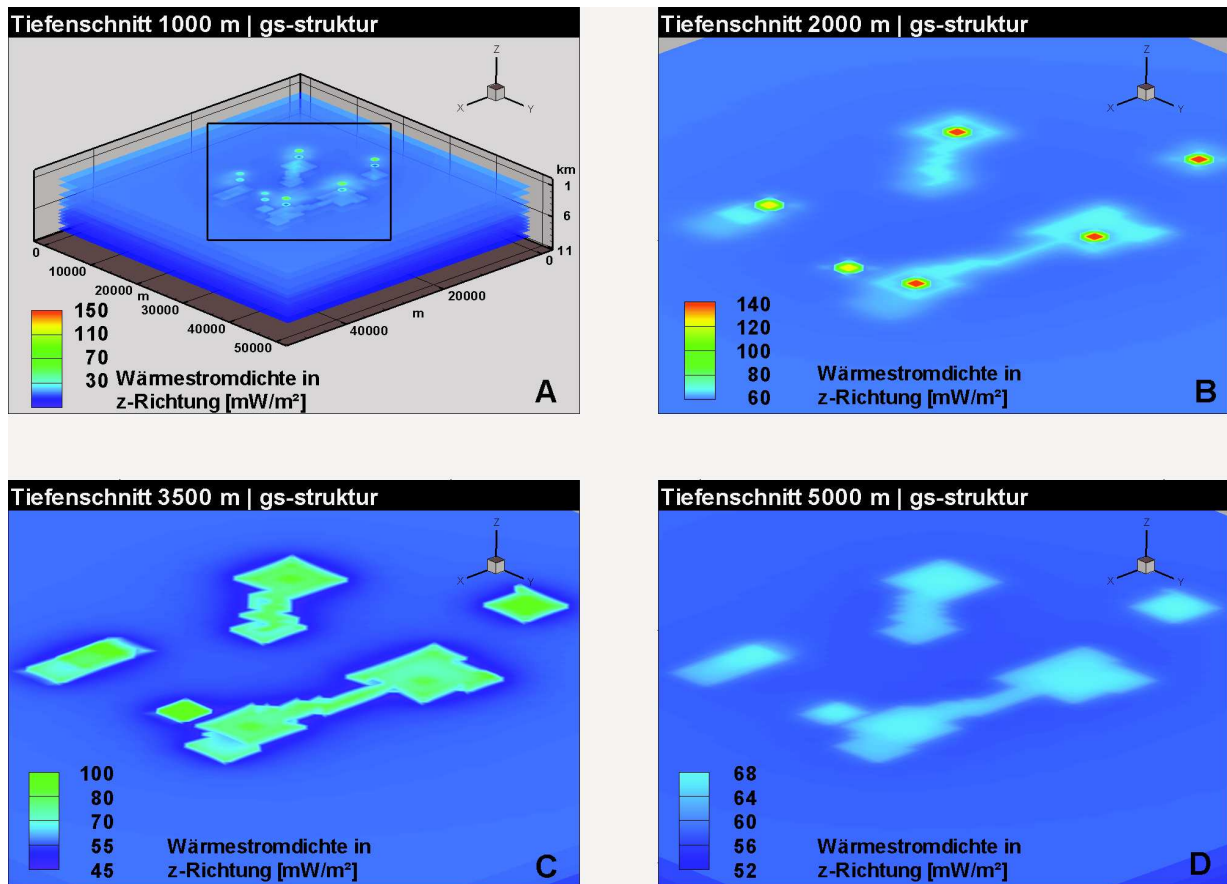


Abbildung 3.21: Tiefenschnitte der 3D Modellierung Gransee, die die Variabilität der vertikalen Wärmestromdichte (z-Richtung) mit der Tiefe zeigen. Die Basis der Salzablagerungen liegt bei 4500 m.

sind. Mit zunehmender Entfernung gleichen sich die Tiefenprofile jedoch dem Beobachtungsprofil im äußeren Modellbereich (*Margin*) an.



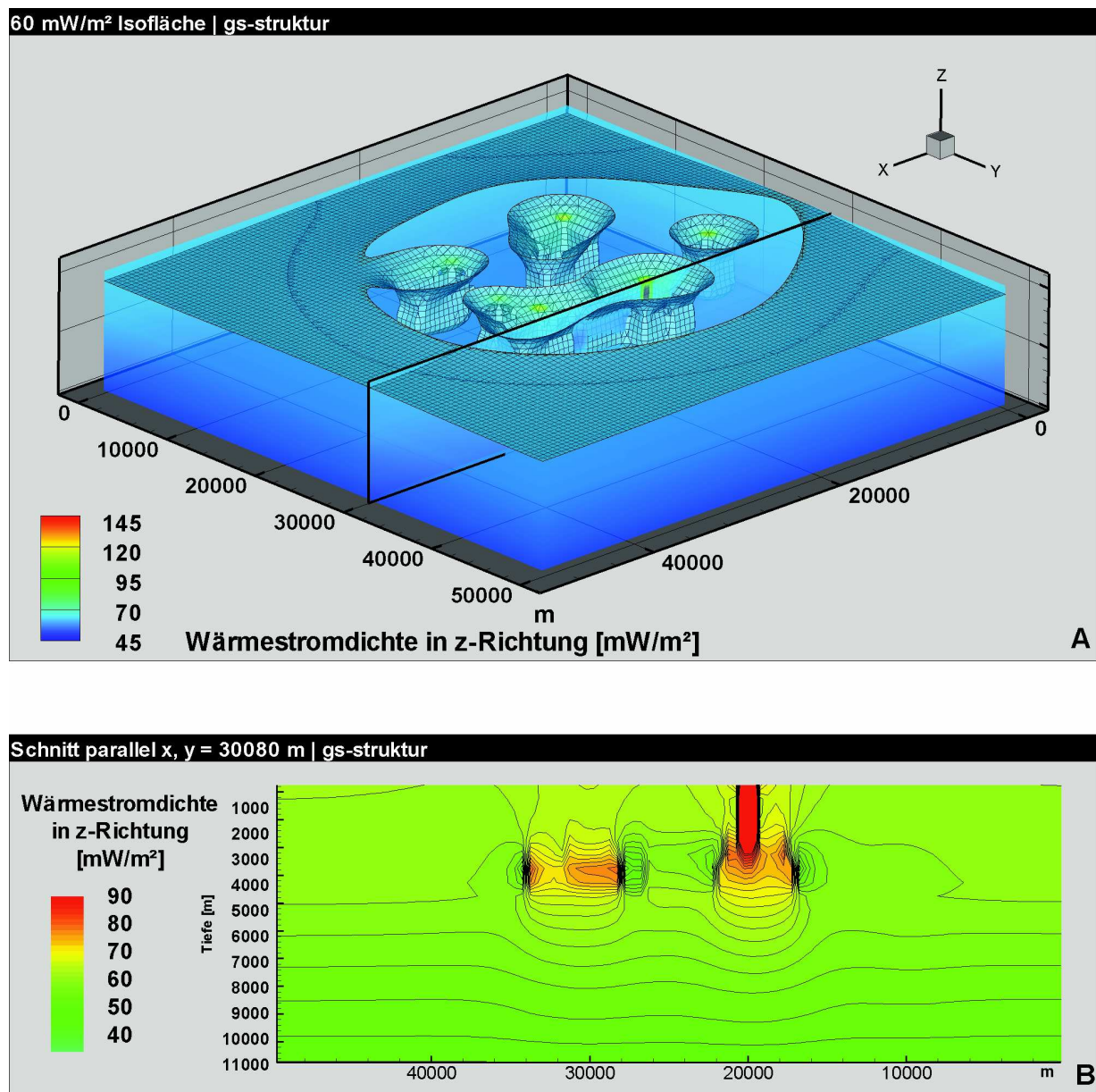


Abbildung 3.22: 3D Modellierung Gransee. (A) Darstellung der  $60 \text{ mW/m}^2$  Isofläche im Bereich von 1–11 km Tiefe mit dem Gitternetz der Modellierung, Farbgebung durch Überblendung mit dem 1000 m Wärmestromdichte-Tiefenschnitt aus Abb. 3.21A; (B) Profilschnitt parallel von x ( $y = 30080 \text{ m}$ , s. Abb. A) durch die zusammenhängende Salzstruktur, die von den Diapiren 2 und 3 (Abb. 3.20) gebildet wird.

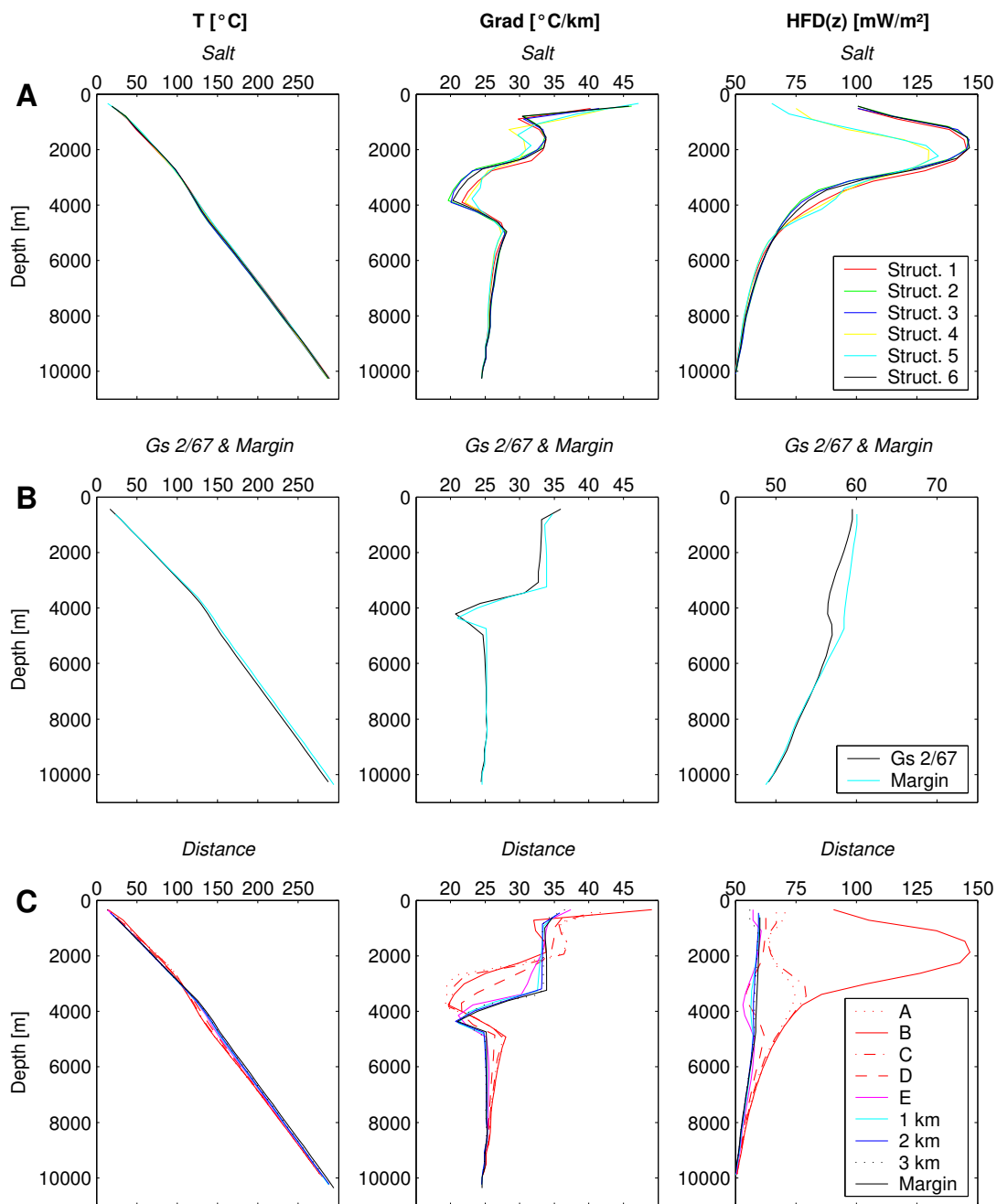


Abbildung 3.23: Beobachtungspositionen der 3D Strukturmodellierung Gransee. Darstellung der Tiefenprofile von Temperatur (T), Temperaturgradienten (Grad) und vertikaler Wärmestromdichte (HFD(z)). (A) Salzstrukturen 1–6; (B) Positionen *Margin* und *Gs 2/67*; (C) verschiedene Positionen an der Struktur Nr. 2 (A, B, C, D, E, 1 km, 2 km, 3 km) und Position *Margin*.

### 3.4.4 Diskussion der Ergebnisse

Für alle gerechneten Modelle sind jeweils einheitliche Wärmeleitfähigkeiten für (a) das Deckgebirge und (b) das Basement benutzt worden. Werden diese Werte variiert, so verändert dies auch die Reichweite der Störung des Temperaturfeldes (s. z.B. Jensen, 1990). Dabei beeinflusst eine Änderung der Wärmeleitfähigkeit des Deckgebirges oberhalb der Salzablagerungen das Temperaturfeld ungleich stärker als eine entsprechend veränderte Wärmeleitfähigkeit des Basements. Aufgrund verbesserter Wärmeleitung führen höhere Wärmeleitfähigkeiten von Deckgebirge und Basement zu einer Dämpfung der Anomalien. In den vorliegenden Modellierungen wurde für die Wärmeleitfähigkeit von Salz die Wärmeleitfähigkeit von Steinsalz (5,0 W/m/K) angenommen. Innerhalb der Salzabfolgen treten aber auch andere Sedimente auf (z.B. Salztone, Kaliflöze), die deutlich niedrigere Wärmeleitfähigkeiten aufweisen (0,7–3,4 W/m/K; s. Kopietz et al., 1995). Eine insgesamt geringere Formationswärmeleitfähigkeit der Salzabfolgen würde in den Modellen ebenfalls zu einer Reduzierung der Anomalien beitragen. Die Modellergebnisse sollten daher generell eher die maximal mögliche Temperatur- bzw. Wärmestromdichtestörung anzeigen.

Die präsentierten Modelle basieren auf der Annahme eines rein konduktiven Wärmetransports. Eine Einschränkung der Gültigkeit dieser Modelle ergibt sich in dem Fall, dass im engeren Umfeld der Salzstrukturen konvektive/advektive Fluidbewegungen auftreten (z.B. durch Aufstieg von Tiefenwässern, s. z.B. Evans et al., 1991). Lotz (1999) bzw. Grube & Lotz (2002) haben einen Aufstieg von Tiefenwässern an Salzstrukturen im Lübecker Becken (Bad Oldesloe) nachweisen können. Da jedoch für das NEDB bislang keine entsprechenden Hinweise (z.B. heiße, salzhaltige Thermalquellen) vorliegen, wird davon ausgegangen, dass diese Prozesse das thermische Regime nicht dominieren, und die Modellierungen brauchbare generelle Aussagen liefern.

Die Ergebnisse zeigen eine relativ begrenzte Reichweite der Temperaturstörung, die durch die im NEDB ausgebildeten gut wärmeleitenden Salzstrukturen hervorgerufen wird. Bereits in einer Entfernung von etwa 5–7 km sind die thermischen Effekte dieser Strukturen so gering, dass sie mit der vorliegenden Qualität der Temperaturdaten im NEDB nicht aufgelöst werden können. Bei ausreichendem Abstand (zwischen 3–7 km) von Salzstrukturen ist eine Bestimmung der Wärmestromdichte im Tiefenintervall der Salzablagerungen gut möglich. Dabei kann auch davon ausgegangen werden, dass die durch den Bohrvorgang hervorgerufene Störung des Temperaturprofils in den gut leitenden Salzsichten schneller als in anderen geologischen Einheiten ausgeglichen wird (s. auch Hurter, 2002). Wie die 2D und 3D Modellierungen zeigen, können jedoch innerhalb der Salzstrukturen selbst relativ hohe laterale Wärmeströme auftreten; die Wärmestromdichte variiert dabei mit der Tiefe beträchtlich. Je nach Tiefenlage des Bestimmungsintervalls der Wärmestromdichte sind in den Modellierungen gegenüber dem regionalen Umfeld deutlich erhöhte Werte (über 120 mW/m<sup>2</sup>) ermittelt worden. Die 3D Modellierungen zeigen dabei stärker fokussiertere Temperaturanomalien bei geringerer Reichweite der Temperaturstörung. Im nahen Umfeld einer Salzstruktur (1–3 km) können die Wärmestromdichtewerte aufgrund lateralen Wärmetransportes in Richtung der Salzstrukturzentren auch reduziert sein, so dass hier Wärmestromdichten bestimmter Tiefen positiv korrigiert werden

müssen. Die Reduzierung der Wärmestromdichte ist jedoch vergleichsweise gering.

Aus den Ergebnissen der Modellierungen ergibt sich, dass die lokalen Wärmestromdichte-Anomalien Ostdeutschlands (vgl. Abb. 3.11) durch Salzstrukturen hervorgerufen sein können. Allerdings sind in der Karte (Abb. 3.11) auch Anomalien dargestellt, für die keine Bohrungen mit Temperaturmessungen oder Salzstrukturen bekannt sind. Die Gründe für die handkonturierte Darstellung der Wärmestromdichteverteilung der Karte (Hurtig, mündl. Mitt. 2003) bleiben daher undurchsichtig. Obwohl viele der Bohrungen mit Temperaturinformationen in der Nähe von Salzstrukturen liegen und Salzstrukturen als Ursache thermischer Anomalien den Autoren des Kartenwerks bekannt waren, gehen sie nicht darauf ein, ob und wie dieses Wissen in die Kartendarstellung Eingang gefunden hat. Damit ist die gesamte dargestellte Wärmestromdichtezonierung (Isolinienverlauf) nicht nachvollziehbar. Sie suggeriert dabei eine Genauigkeit, die nicht gegeben ist. Vermutlich nicht unerheblich an der Ungenauigkeit der Daten beteiligt sind weitere mögliche Fehlerquellen: die Benutzung unzutreffender Wärmeleitfähigkeitswerte, die zudem nicht in Abhängigkeit von der Temperatur korrigiert wurden, und die Verwendung von Temperaturprofilen, die sich nicht im thermischen Gleichgewicht befanden.

### **Verwendete Bohrungen und ihre Lage zu Salzstrukturen**

Aufgrund der durchgeführten Modellierungen (Kap. 3.4.1–3.4.3) wurden die Temperaturprofile der folgenden Bohrungen als nicht bis vernachlässigbar gering durch Salzstrukturen beeinflusst eingeschätzt: *Barth 1/63*, *Binz 1/73*, *FdlN 2/70*, *Gst 1/73*, *Gri 6/64* (hier existiert nur eine schwache Salzaufwölbung), *Gv 1/78*, *Kotz 4/74* und *Sam 101/62*. Vermutlich gering beeinflusst sind die Bohrungen: *Chi 1/71*, *Ela 1/74*, *Gs 2/67* und *Pnl 1/75*. Von den Salzstrukturen deutlich beeinflusst sind hingegen die Temperaturmessungen der Bohrungen: *Gap 1/86*, *GrSk 3/90*, *Loss 1/70*, *Ob 1/68*, *Pa 1/68*, *Pw 2/76*, *Pes 7/70*, *RmwL 11A/69*, *Sw 2/64* und *S 1/87*.

## 3.5 Berechnung der terrestrischen Wärmestromdichte an ausgewählten Bohrungslokalationen

Die Auswahl der Bohrlokalationen zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte wurde vor allem durch das Vorhandensein und die Qualität der Temperaturmessungen bestimmt. Während eine Extrapolation der an zahlreichen Bohrkernen bestimmten und von Fazies und Diagenese abhängigen Wärmeleitfähigkeit auf ungekernte Bereiche oder andere Bohrungen bei Kenntnis und Berücksichtigung der dortigen stratigraphisch/lithologischen Bedingungen möglich ist, lassen sich fehlende oder gestörte Temperaturdaten nicht durch Messungen, die an anderen Bohrungen durchgeführt worden sind, ersetzen. Auch eine Korrektur von gestörten Temperaturdaten verbessert die Qualität der Daten nur bedingt und erfordert genaue Kenntnisse über die technische und zeitliche Durchführung der Bohrung selbst (wie lange gebohrt, welche Spülungen kamen dabei zum Einsatz, Unterbrechungen des Bohrvorgangs, evtl. Vertiefungen der Bohrung, etc.) sowie den nachfolgenden Arbeiten an der Bohrung (z.B. Fördertests, andere Bohrlochmessungen), die vor der Temperaturmessung statt fanden. Diese Details sind für die Bohrungen im NEDB i.d.R. nicht bekannt.

Entsprechend der Einteilung in Abschnitt 3.1.1 wurde die Wärmestromdichte für drei Kategorien von Bohrungen bestimmt: für Bohrungen mit (I) vom Bohrvorgang ungestörten, (II) gering gestörten und (III) stärker gestörten Temperaturprofilen (s. S. 59). Die einzelnen Lokationen und die Bestimmung der Wärmestromdichte werden detailliert beschrieben. Alle angegebenen Wärmeleitfähigkeiten beziehen sich zunächst auf Laborbedingungen (20 °C, atmosphärischer Druck), sie werden erst bei der eigentlichen Bestimmung der Wärmestromdichte auf die geltende Gebirgstemperatur umgerechnet. Zum Einsatz kamen die Korrekturformel von Somerton (1992) für die Sedimente und von Sekiguchi (1984) für die magmatischen Gesteine (s. S. 13ff). Wo frühere Angaben zur Wärmestromdichte bekannt sind, werden sie zitiert. Allerdings existieren keinerlei Informationen über die Art und Weise der Berechnung dieser Daten, so dass sie keinen Beitrag zur Ab- und Einschätzung der Wärmestromdichte leisten können.

### 3.5.1 Bohrungen mit vom Bohrvorgang ungestörten Temperaturprofilen

#### 3.5.1.1 *GrSk 3/90*

Die Bohrung *GrSk 3/90* ist eine Gasexplorationsbohrung, die vom 27.08.1990 bis zum 06.01.1991 etwa 50 km nördlich von Berlin niedergebracht wurde. Da keine wirtschaftlich förderbaren Gasvorkommen erschlossen wurden, ist die 4240 m tiefe Bohrung anschließend wieder verfüllt worden. Etwa 10 Jahre später wurde die Gas-Bohrung *GrSk 3/90* zur Geothermie-Bohrung *GrSk 3/90*. Mit Mitteln des GeoForschungsZentrums Potsdam wurde die Bohrung aufgewältigt und bis in eine Endteufe von 4294 m vertieft und das „In-situ Geothermielabor Groß Schönebeck“ eingerichtet. Ziel der neuen Aktivitäten ist die Entwicklung einer Erschließungstechnologie für potenzielle Speichergesteine im Norddeutschen Becken zur geothermischen Energienutzung

(s. Huenges & Hurter, 2002). Im Rahmen eines umfangreichen Untersuchungs- und Messprogramms wurden sowohl Messungen der natürlichen Radioaktivität als auch der Gebirgstemperatur durchgeführt. Durch das Vorliegen von Kernmaterial konnte auch die Wärmeleitfähigkeit von Rotliegend Gesteinen dieser Bohrung untersucht werden.

### Geologisches Profil

Unterhalb der quartären Überdeckung (43 m) sind Ablagerungen des Tertiärs (125 m), der Kreide (165 m), des Juras (318 m) und der Trias (1719 m) erbohrt worden. Im Tiefenbereich von 2370 bis 3882 m wurden die permischen Zechsteinsalze angetroffen, bevor das sedimentäre Rotliegend (3882–4231 m) und andesitische Vulkanite (gesichert bis 4240 m) aufgeschlossen wurden. Nach der chemischen Analyse der Vulkanitprobe GrSk-50 handelt es sich bei den Vulkaniten um Trachyandesite.

### Salzstrukturen

Die Bohrung liegt am westlichen Ende einer schwach aufgewölbten Salzkissenstruktur, dem Joachimstaler Salzkissen. Das Temperaturprofil wird aufgrund der relativ sanften Morphologie der Struktur nicht wesentlich durch den Salzkörper beeinflusst sein.

### Temperaturdaten

In der Bohrung *GrSk 3/90* sind im Zuge der Aufwältigung sowie von Test- und Versuchsarbeiten mehrere Temperaturmessungen durchgeführt worden, die mehr oder weniger gestörte Bedingungen repräsentieren. Einzig die Temperaturmessung vom 06.06.2002, die etwa 3 Monate nach hydraulischen Tests und ca. eineinhalb Jahre nach der Vertiefung der Bohrung durchgeführt wurde, wird als weitestgehend ungestört angenommen (s. Abb. 3.24). Die Messungen erfolgten mit einer Genauigkeit von 0,1 °C und mit einem Messintervall von 0,15 m. Damit stellt sie die am besten aufgelöste Temperaturmessung aller betrachteten Bohrungen im NEDB dar. Alle weiteren Bohrungen in dieser Arbeit weisen Messpunktabstände der Temperatur von 50 m auf (s. Kap. 3.1.1). Die bestimmten Temperaturgradienten für ausgewählte stratigraphische Einheiten der Bohrung *GrSk 3/90* sind in Tabelle 3.10 dargestellt. Von einer paläoklimatischen Beeinflussung des Zechsteins und Präzechsteins, die für die Bestimmung der Wärmestromdichte berücksichtigt werden müsste, wird nicht ausgegangen (s. Kap. 3.3).

Dem Rotliegend wurde in dieser Bohrung besondere Beachtung zu Teil, da auch an Rotliegend Gesteinen dieser Bohrung Wärmeleitfähigkeiten bestimmt werden konnten und eine Zuordnung von dieser gemessenen Werte möglich ist. Während das Temperaturprofil in der Hannover Formation und dem oberen Abschnitt der Dethlingen Formation sehr linear verläuft und die Temperaturgradienten wenig schwanken (Abb. 3.25), ist der untere Abschnitt der Dethlingen Formation und die Havel Subgruppe durch einen nicht linearen Temperaturverlauf und stark wechselnde Temperaturgradienten gekennzeichnet. Der lineare Abschnitt ist dabei lithologisch von Silt- und Tonsteinen geprägt, während der nicht lineare Abschnitt von Sandstei-

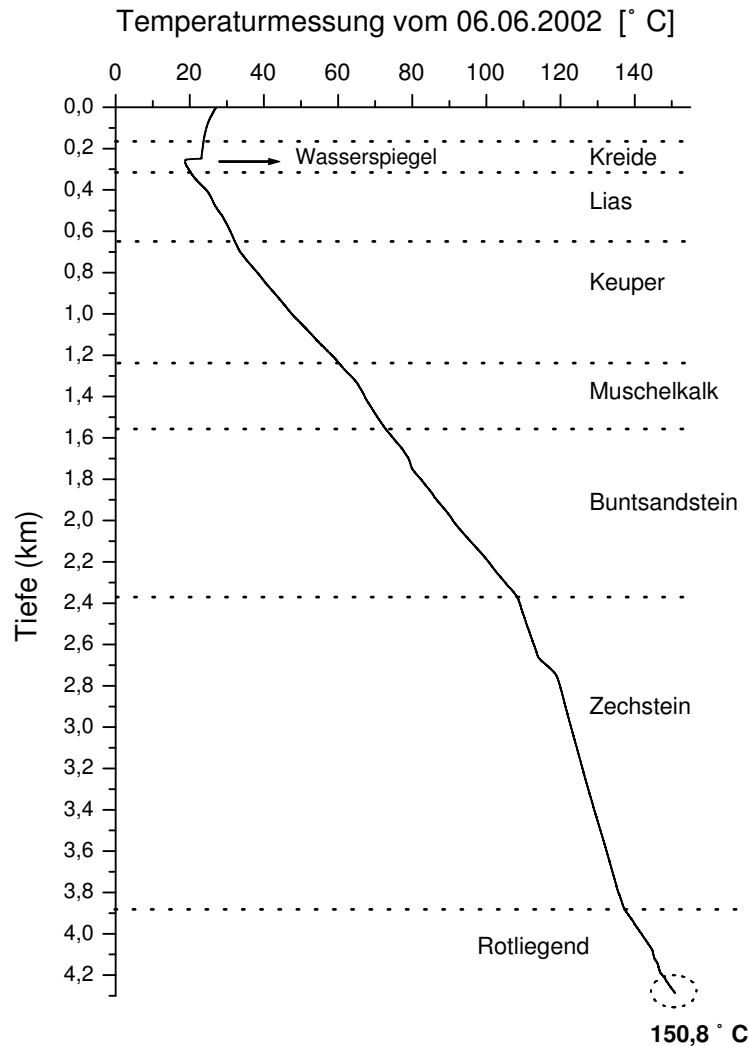


Abbildung 3.24: Temperaturprofil der Bohrung *GrSk 3/90*. Zusätzlich ist die Stratigraphie dargestellt. Eine Korrelation des Verlaufs der Temperaturkurve mit der Stratigraphie ist dabei zu erkennen. Temperaturdaten oberhalb des Grundwasserspiegels sind nicht interpretierbar.

nen und Konglomeraten dominiert wird. Dieser Wechsel der Gesteinstypen zeigt sich auch im Gammalog (Abb. 3.25). Im Tiefenbereich von 3882 bis 4085 m sind vergleichsweise hohe GR-Intensitäten gemessen worden, während im unteren Abschnitt (4085 bis 4230 m) überwiegend niedrige Intensitäten auftreten.

Während im oberen Abschnitt des Profils die Änderungen des Temperaturgradienten mit der wechselnden Lithologie korrelieren, treten die starken Änderungen des Temperaturgradienten um 4125 m und um 4200 m weitestgehend unabhängig von einem lithologischen Wechsel auf. Der Verlauf der Temperaturkurve und die starken Wechsel des Temperaturgradienten sprechen für eine konvektive Überprägung des gesamten Tiefenabschnitts von 4085 bis etwa 4230 m.

Innerhalb der Vulkanite scheint nach dem vorliegenden Temperaturlog der konduktive Wärmetransport wieder zu überwiegen. Bereits publizierte frühere Temperaturkurven (Hurter, 2002;

Wolfgramm et al., 2003) weisen einen deutlichen Rückgang der Temperatur innerhalb der Vulkanite auf, welcher vermutlich auf temporäre konvektive Fluidbewegungen zurückzuführen ist. Eine Erklärungsmöglichkeit besteht darin, dass durch die in der Zwischenzeit durchgeführten Experimente die hydraulische Verbindung unterbrochen wurde. In der Temperaturmessung vom 06.06.2002 ist ein konvektiver Wärmetransport im Bereich der Vulkanite jedenfalls nicht zu beobachten.

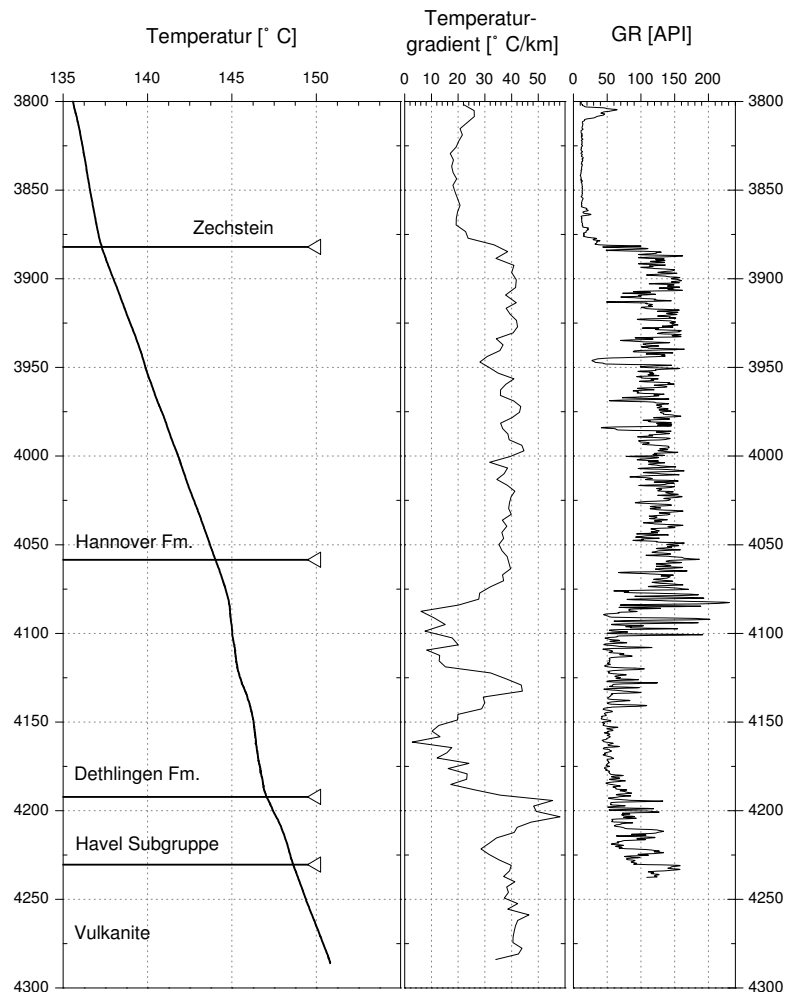


Abbildung 3.25: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *GrSk 3/90* im Tiefenabschnitt 3800–4300 m. Zusätzlich ist Stratigraphie und eine Messkurve der natürlichen Gammastrahlung (GR) dargestellt (API Einheiten sind nicht normiert).

### Wärmeleitfähigkeiten

Die Wärmeleitfähigkeit konnte an 23 Kernproben bestimmt werden, davon entfallen 5 auf die Vulkanite, 4 auf die Havel Subgruppe und 14 auf die Elbe Subgruppe. Leider entstammen die gemessenen Proben der Elbe und Havel Subgruppe ausschließlich den fein- bis mittelsandig ausgebildeten Sedimenten des unteren Abschnitts der Rotliegend Abfolge. Wärmeleitfähig-



keiten für den oberen siltig-tonigen Abschnitt konnten nicht beprobt werden. Die abgeschätzte Formationswärmeleitfähigkeit der rund 311 m mächtigen Elbe Subgruppe basiert auf unter Zuhilfenahme des Schichtenverzeichnisses extrapolierten Wärmeleitfähigkeiten (s. Anhang A.5, Tab. 3.5). Die Havel Folge ist nur 38 m mächtig und besteht überwiegend aus Feinsand- bis Mittelsandsteinen mit Grobsand- bis Feinkieseinschaltungen. Der Folge wird eine Wärmeleitfähigkeit von  $4,0 \pm 0,2$  W/m/K zugeordnet. Für die Vulkanite wurde eine Wärmeleitfähigkeit von  $2,2 \pm 0,1$  W/m/K bestimmt.

### Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im Staßfurtsteinsalz (Zechstein) und in den permokarbonischen Vulkaniten berechnet. Aufgrund der konvektiven Überprägung des Tiefenabschnitts von 4085 bis 4032 m und des Mangels an gemessenen Wärmeleitfähigkeiten für die Hannover Formation war eine gesicherte Bestimmung der Wärmestromdichte in den Rotliegend Sedimenten nicht möglich.

Das *Staßfurtsteinsalz* in der Bohrung *GrSk 3/90* ist 1039 m mächtig. Eine Wärmeleitfähigkeit von  $5,22 \pm 0,39$  W/m/K (Kopietz et al., 1995) wurde angenommen (s. Tab. 3.10). Im Tiefenintervall von 2800 bis 3770 m ergibt sich nach der Formel von Somerton (1992) in Abhängigkeit von der Gebirgstemperatur (119,9 °C bis 135,1 °C) eine korrigierte Wärmeleitfähigkeit von  $3,9 \pm 0,2$  W/m/K. Der Temperaturgradient beträgt für dieses Intervall  $15,83 \pm 0,01$  °C/km und die Wärmestromdichte  $61,7 \pm 3$  mW/m<sup>2</sup>. Der angegebene Fehler berechnet sich nach der Gauss'schen Fehlerfortpflanzung aus den jeweiligen Standardabweichungen (s. Tab. 3.10).

Vertikale Änderungen der Wärmestromdichte werden im Bullardplot als Abweichung von der Regressionsgeraden dargestellt (s. Kap. 1.5.2). Der Bullardplot für den Staßfurt-Abschnitt zeigt praktisch keine Abweichungen und führt bei einem hohen Korrelationskoeffizienten (0,9998) auf eine Wärmestromdichte von  $61,6$  mW/m<sup>2</sup> (Abb. 3.26).

Die bestimmte Wärmestromdichte innerhalb der *Vulkanite* (4230–4286 m) beträgt bei einer in-situ Wärmeleitfähigkeit von  $2,0 \pm 0,1$  W/m/K und einem Temperaturgradienten von  $40,06 \pm 0,04$  °C/km  $79,3 \pm 4,8$  mW/m<sup>2</sup> (Tab. 3.10). Der Wert liegt damit deutlich höher als der Wert, der in der Staßfurtfolge bestimmt wurde.

Hurter (2002) bestimmte auf der Basis eines älteren Temperaturlogs die Wärmestromdichte auf  $67,3$  mW/m<sup>2</sup> (Intervallmethode) bzw.  $67,5$  mW/m<sup>2</sup> (Bullardplot). Sie bestimmt die in-situ Wärmeleitfähigkeit von Steinsalz nach dem Ansatz von Sass et al. (1992). Die Differenz zu dem hier bestimmten Wert der Wärmestromdichte von  $61,6$  bzw.  $61,7$  mW/m<sup>2</sup> resultiert dabei allein auf der Anwendung von verschiedenen Ansätzen zur Berücksichtigung der Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit. Eine mittlere Wärmestromdichte von  $70,5 \pm 3$  mW/m<sup>2</sup> ist für die Bohrung *GrSk 3/90* realistisch. Das sedimentäre Postperm kann dabei durch radiogene Wärmeproduktion etwa  $4$  mW/m<sup>2</sup> zur Oberflächenwärmestromdichte ( $q_s$ ) beitragen, die damit für die Bohrung *GrSk 3/90* mit  $75 \pm 3$  mW/m<sup>2</sup> angegeben wird (Tab. 3.10).

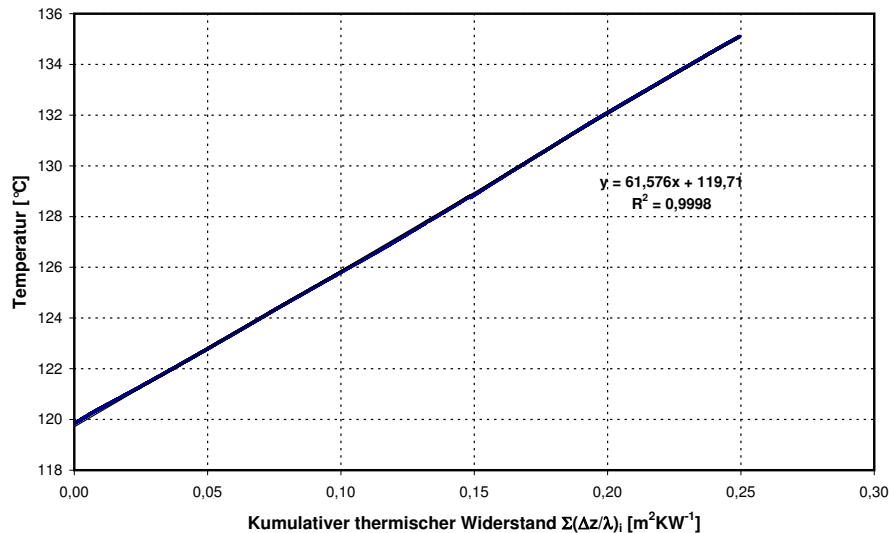


Abbildung 3.26: Bullardplot über die Staßfurtfolge der Bohrung *GrSk 3/90*. Die aufgetragenen Werte (kumulativer thermischer Widerstand gegen Temperatur) zeigen eine enge Korrelation.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m²]
Zechstein	2370	3882			
<i>gesamt</i>				18,57 ± 0,03	
Zechstein	2800	3770	5,22 ± 0,39		
<i>nur Staßfurt</i>	119,9	135,1	3,9 ± 0,2	15,83 ± 0,01	61,7 ± 3,2
Rotliegend	3882	4230			
				(31,18) (± 0,08)	
Permokarbonische	4230	4286	2,2 ± 0,1		
Vulkanite	148,6	150,8	2,0 ± 0,1	40,06 ± 0,04	79,3 ± 4,8
Mittelwert					70,5 ± 2,9
Postperm					+ 4,2 ± 0,8
<i>q<sub>s</sub></i>					75 ± 3,7

Tabelle 3.10: Wärmestromdichte der Bohrung *GrSk 3/90* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zur Oberflächenwärmestromdichte. Temperaturgradienten der stratigraphischen Einheiten auf der Grundlage der Temperaturmessung vom 06.06.2002, ermittelt durch lineare Regression mit Angabe der Standardabweichung. Das Rotliegendintervall (Gradient in Klammern) ist durch konvektive Prozesse gestört, s. Text. OK = Oberkante, UK = Unterkante, WLF = Wärmeleitfähigkeit, T.-Grad. = Temperaturgradient, WSD = Wärmestromdichte,  $q_s$  = Oberflächenwärmestromdichte. Der berechnete Fehler der Wärmestromdichte stellt den numerischen Fehler (Gauss'sche Fehlerfortpflanzung) von der erwarteten Standardabweichung der Formationswärmeleitfähigkeit und der Standardabweichung des Temperaturgradienten dar. Der Oberflächenwärmestrom ( $q_s$ ) setzt sich aus der berechneten Wärmestromdichte und der Wärmeproduktion der überlagernden Einheiten, welche aus dem GR-Log abgeleitet wurden, zusammen (s. Kap. 3.2.2.2).

### 3.5.1.2 *Gs 2/67*

Die Bohrung *Gs 2/67* liegt im nördlichen Teil Brandenburgs, etwa 65 km nord-nordwestlich von Berlin. Sie ist 5241 m tief und wurde in der Zeit vom 08.06.1967 bis zum 24.02.1969 abgeteuft.

Zielhorizonte waren das Mesozoikum, das Zechstein und das Rotliegend.

### Geologisches Profil

Unterhalb einer 135 m mächtigen quartären Sand-, Kies- und Geschiebemergelüberdeckung folgen tertiäre Sande, Schluffe und Tone bis in eine Tiefe von 794 m. Bis 4077 m sind mesozoische Einheiten erbohrt worden, wobei die triassischen Einheiten von 2048 bis 4077 m am mächtigsten ausgebildet sind. In einer Tiefe von 4077 bis 4167,9 m wurden Zechsteinablagerungen in gestörter Lagerung angetroffen bevor von 4167,9 bis 4753 m das sedimentäre Rotliegend (Elbe und Havel Subgruppe) erbohrt wurde. Die permokarbonischen Vulkanite sind als Rhyolithoid Typ Ib, Andesitoid Typ 2b und Rhyolithoid Typ I in einer Tiefenlage von 4753,0–5040,5 m angetroffen worden (Hoth et al., 1993a). Die Bohrung erreicht ihre Endteufe im sedimentären Namur bei 5241,1 m.

### Salzstrukturen

Die Bohrung *Gs 2/67* liegt zwischen einigen hoch aufgestiegenen Salzstrukturen, die sich in etwa vier bis acht Kilometer Entfernung von der Bohrung befinden. Die Beeinflussung des Temperaturfeldes durch die Salzstrukturen könnte im Tiefenbereich der Bohrung zu tendenziell zu niedrigen Wärmestromdichtewerten führen (s. Kap. 3.4).

### Temperaturdaten

Die Messung des Temperaturprofils erfolgte am 18.03.1970, also 9288 Stunden (fast 13 Monate) nach Bohrungsende. Laut Messprotokoll wird eine Standzeit von 6816 Stunden angegeben. Die Aktivitäten vor Beginn der Temperaturmessung sind nicht bekannt. Das im Tiefenbereich von 2700 bis 5050 m aufgezeichnete Temperaturprofil wird als vom Bohrvorgang ungestört interpretiert. Die Temperaturaufzeichnungen setzen in der Trias (direkt über dem Muschelkalk) ein und reichen gerade noch in die karbonischen Ablagerungen hinein. Die maximale Temperatur am Ende des Logs betrug 181,9 °C. In der Tabelle 3.11 sind die berechneten mittleren Temperaturgradienten der durchfahrenen stratigraphischen Einheiten aufgeführt. Alle Einheiten liegen dabei in einem Tiefenbereich, in dem nicht mehr von einer paläoklimatischen Beeinflussung des Temperaturfeldes ausgegangen wird.

In den Einheiten, in denen eine hohe Wärmeleitfähigkeit vermutet wird (wie dem Zechstein) sind niedrigere Temperaturgradienten ausgebildet und in Einheiten geringerer Wärmeleitfähigkeit höhere Gradienten (Abb. 3.27). Die Temperaturgradienten der stratigraphischen Einheiten schwanken aufgrund der vergleichsweise geringen Anzahl an Temperaturdaten ungleich stärker als die Temperaturgradienten der Bohrung *GrSk 3/90* (50 m Abstände der erfassten Temperaturen). Die Zechsteinablagerungen sind lediglich durch zwei Temperaturdaten gekennzeichnet. Die gering mächtigen Ablagerungen bestehen vorwiegend aus Steinsalz und vor allem Anhydrit, aber auch zu etwa 17 % aus Kalkstein. Relativ stabile Temperaturgradienten finden sich in der unteren Elbe und der Havel Subgruppe, während die Gradienten der vermuteten Alt-

mark Subgruppe aufgrund von Tuffen und Zwischensedimenten in den Vulkanitabfolgen wieder deutlicher variieren.

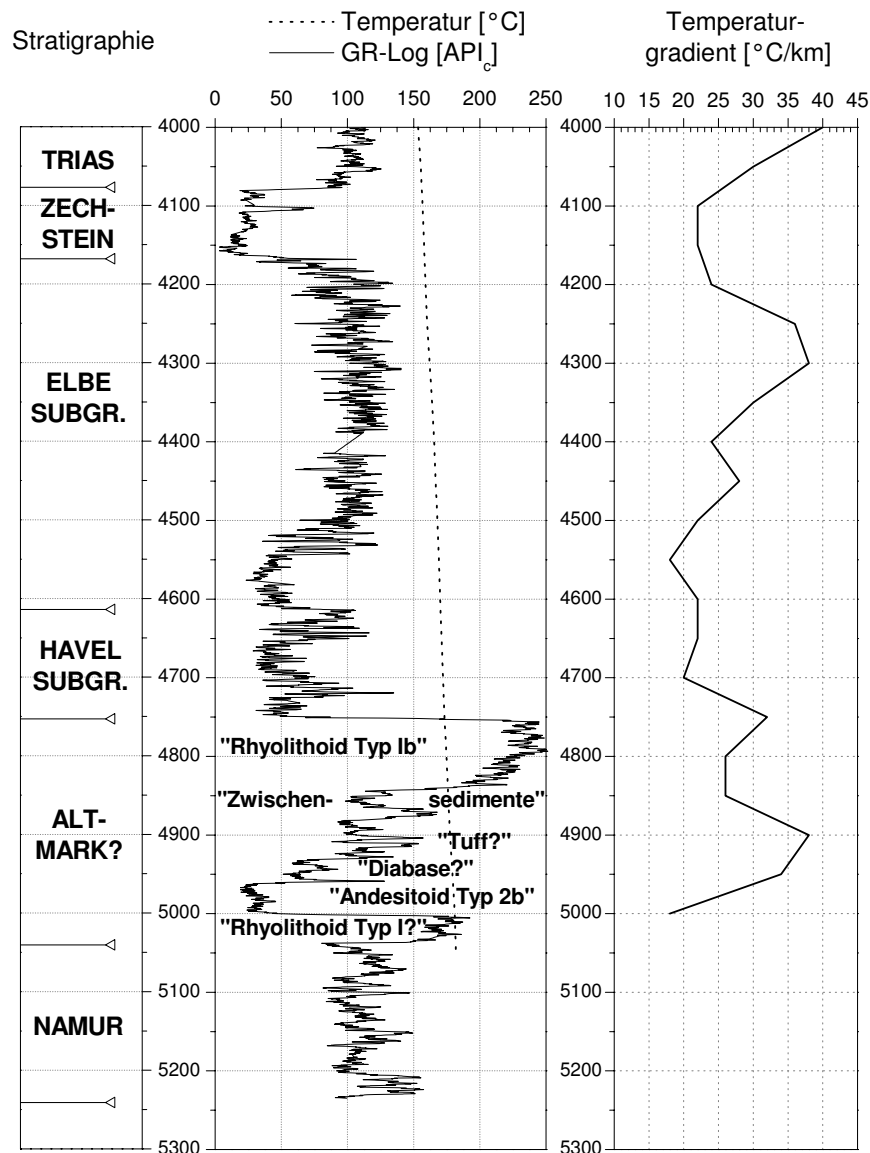


Abbildung 3.27: Temperaturgradientenprofil der Bohrung Gs 2/67 für den Tiefenbereich 4000–5300 m. Zusätzlich sind das Temperaturprofil, das korrigierte und in API-Einheiten umgerechnete Gammalog sowie die Stratigraphie dargestellt.

### Wärmeleitfähigkeiten

An der Bohrung Gs 2/67 wurde die Wärmeleitfähigkeit von 22 Proben bestimmt, sechs stammen dabei aus der Elbe Subgruppe, fünf aus der Havel Subgruppe, vier aus den Vulkaniten und sechs aus den karbonischen Ablagerungen. Eine weitere sedimentäre Probe (Gs-N04) gehört der Altmark Subgruppe an.

Die Wärmeleitfähigkeit der 91 m mächtigen Zechsteinablagerungen ergibt sich aus den jeweiligen Anteilen der Gesteinstypen. Laut Schichtenverzeichnis ist eine Zusammensetzung von

62 % Anhydrit, 22 % Steinsalz und 16 % Karbonaten realistisch. Die Wärmeleitfähigkeiten von Anhydrit werden mit  $5,3 \pm 0,3$  W/m/K (Tab. 3.1), von Steinsalz mit  $5,22 \pm 0,39$  W/m/K (Kopietz et al., 1995) und für die Karbonate mit  $3,0 \pm 0,4$  W/m/K (Tab. 3.1) angenommen, so dass sich eine Wärmeleitfähigkeit der Zechsteinfoolge von  $4,9 \pm 0,4$  W/m/K ergibt.

Aufgrund der Ausprägung der Proben und der Beschreibungen im Schichtenverzeichnis der Bohrung wird der Elbe Subgruppe eine Wärmeleitfähigkeit von  $3,2 \pm 0,2$  W/m/K und der Havel Subgruppe eine Wärmeleitfähigkeit von  $4,2 \pm 0,3$  W/m/K zugeordnet (s. Anhang, Tab. A.5). Die Wärmeleitfähigkeit der Altmark (?) Subgruppe wird unter Berücksichtigung der Lithologie wie folgt bestimmt. Die Vulkanite setzen sich aus Rhyolithoiden und Andesitoiden zusammen. Die gemessenen Proben sind ausschließlich Rhyolithe vom Tiefenintervall 4753–4844 m. Ihre mittlere Wärmeleitfähigkeit beträgt  $3,1 \pm 0,1$  W/m/K. Die Wärmeleitfähigkeit der Probe Gs-N04 (Siltstein, tonig-ferritisch gebunden) aus 4852 m Tiefe wurde in Richtung der Tiefenachse mit einer Wärmeleitfähigkeit von  $\lambda_z = 2,3$  W/m/K bestimmt. Für die Andesitoide wird nach Tab. 3.1 eine Wärmeleitfähigkeit von  $2,3 \pm 0,3$  W/m/K angenommen. Für die Altmark (?) Subgruppe wurde damit aufgrund der angenommenen Zusammensetzung von 47 % Rhyolith ( $3,1 \pm 0,2$  W/m/K), 31 % Tuffe und Zwischensedimente ( $2,5 \pm 0,3$  W/m/K) und 22 % andesitische bis basaltische Vulkanite ( $2,3 \pm 0,3$  W/m/K) eine Formationswärmeleitfähigkeit von  $2,7 \pm 0,3$  W/m/K zugeordnet (s. Abb. 3.27).

## Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde mit der Intervallmethode bestimmt. Aufgrund der starken Heterogenität der Ablagerungen, die auch in dem Gammalog der Abbildung 3.27 zum Ausdruck kommt, müssen die Temperaturgradienten möglichst über große Intervalle gebildet werden. Demgegenüber stehen die relativ geringmächtigen Ablagerungen im Tiefenbereich des Temperaturlogs, für die Wärmeleitfähigkeiten zur Verfügung stehen. Für die Havel Subgruppe und vor allem das Zechsteinintervall gilt daher, dass die bestimmten mittleren Temperaturgradienten aufgrund der wenigen Temperaturdatenpunkte eine höhere Unsicherheit aufweisen, als in der Tabelle 3.11 zum Ausdruck kommt.

Aus den Temperaturgradienten und den in Abhängigkeit von der Temperatur des Tiefenintervalls korrigierten Wärmeleitfähigkeiten ergeben sich Wärmestromdichtewerte, die eine relativ hohe Unsicherheit in sich tragen (Tab. 3.11). Die mittlere Wärmestromdichte beträgt  $71,1 \pm 3,2$  mW/m<sup>2</sup>. Aufgrund der Lage der Bohrung zu den Salzstrukturen ist jedoch mit einer noch um bis zu 2–3 mW/m<sup>2</sup> höheren Wärmestromdichte zu rechnen (Kap. 3.4.3). Dieser Betrag liegt aber innerhalb des Fehlerbereichs der Bestimmung. Die Wärmeproduktion der überlagernden Sedimente des Postperms generieren etwa 6 mW/m<sup>2</sup>, so dass für die Bohrung *Gs 2/67* mit einem  $q_s$ -Wert von  $77 \pm 4$  mW/m<sup>2</sup> zu rechnen ist (Tab. 3.11). Für die Bohrung *Gs 2/67* wird von Gläser (1983) eine Wärmestromdichte von 78,4 mW/m<sup>2</sup> aufgeführt.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m <sup>2</sup> ]
Muschelkalk	2800	3100			
					35,9 ± 2,0
Buntsandstein	3150	4050			
					36,5 ± 3,3
Zechstein	4100	4150	4,9 ± 0,4		
	156,8	157,9	3,5 ± 0,2	22,0 ± 0,0	77,0 ± 4,4
Elbe	4200	4600	3,2 ± 0,2		
Subgruppe	159,0	170,0	2,6 ± 0,1	28,5 ± 1,0	72,6 ± 4,8
Havel	4650	4750	4,2 ± 0,3		
Subgruppe	171,1	173,2	3,0 ± 0,2	21,0 ± 0,6	64,5 ± 4,2
Altmark?	4800	5000	2,7 ± 0,3		
Subgruppe	174,8	181,0	2,2 ± 0,2	31,2 ± 1,5	69,9 ± 6,6
Mittelwert					71,1 ± 3,2
Post-Zechstein					+ 5,9 ± 1,2
<i>q<sub>s</sub></i>					77 ± 4,4

Tabelle 3.11: Wärmestromdichte der Bohrung *Gs 2/67* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum *q<sub>s</sub>*-Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

### 3.5.1.3 *RmwL 11A/69*

Die Bohrung liegt im nordwestlichen Brandenburg, zwischen den Bohrungen *Ela 1/74* und *Sw 2/64* (s. Abb. 3.1), nahe dem Ort Lenzen/Elbe. Sie wurde vom 15.06.1969 bis zum 29.09.1970 bis in eine Tiefe von 4249,7 m abgeteuft. Ziel war die Untersuchung des sedimentären Rotliegend und der Nachweis von Kohlenwasserstoffen.

### Geologisches Profil

Die geologische Abfolge, die unter den 40 m mächtigen Sedimenten des Quartärs aufgeschlossen wurde, setzt sich zunächst bis zu einer Teufe von 463 m aus (im Schichtenverzeichnis nicht weiter ausgegliedertem) Tertiär zusammen. Darunter folgen Sedimente des Zechsteins (vor allem Steinsalz und Anhydrit), die bis in eine Teufe von etwa 3460 m angetroffen wurden, und das sedimentäre Rotliegend: die Elbe Subgruppe von 3459,1 bis 4153,5 m und die Havel Subgruppe von 4153,5 bis 4243 m. Bis zum Erreichen der Endteufe bei 4249,7 m wurden Rhyolithen (Rhyolithoid Typ Ib) angetroffen (Hoth et al., 1993a).

### Salzstrukturen

Die Bohrung *RmwL 11A/69* liegt etwa in der Mitte eines ca. 18 km langen Salzwalls (Struktur Rambow). Das Temperaturprofil der Bohrung ist daher massiv von der Salzstruktur geprägt. Die nächstgelegenen Salzstrukturen liegen über acht Kilometer nördlich bzw. über zehn Kilometer südöstlich von der Struktur Rambow entfernt. Aufgrund der großen Entfernung werden diese

Strukturen keinen wesentlichen Einfluss auf das Temperaturprofil in der Salzstruktur Rambow ausüben.

### Temperaturdaten

Die Temperaturmessung an der Bohrung fand am 14.03.1971, 3984 Stunden nach Bohrungs-ende, statt. Es wurde der Tiefenbereich von 200 bis 4250 m gemessen. Das Messprotokoll verzeichnet eine Standzeit der Bohrung von 2900 Stunden, daher müssen noch weitere Arbeiten nach dem Bohrungsende stattgefunden haben, die unbekannt sind. Das Temperaturprofil wird jedoch als vom Bohrvorgang unbeeinflusst eingestuft. Aufgrund der Tiefenlage des Zechsteins (500–3500 m) ist eine Beeinflussung des Temperaturfeldes durch paläoklimatische Effekte nicht auszuschließen, wegen der strukturellen Gegebenheiten jedoch schwer abzuschätzen. Vermutlich spielen sie aufgrund der hohen Wärmeleitfähigkeit von Salz eine geringe Rolle. Die Salzstruktur Rambow übt auf jeden Fall einen deutlichen Einfluss auf die Messwerte aus: oberhalb und unterhalb der etwa 3000 m mächtigen Salzfolgen ist ein deutlicher Knick im Temperaturprofil auszumachen (Abb. 3.28). Für die Zechsteinfolgen wurde ein Gradient von  $27,1 \pm 0,2 \text{ °C/km}$ , in den überlagernden tertiären Sedimenten von  $45,1 \pm 0,6 \text{ °C/km}$  und im sedimentären Rotliegend von  $34,2 \pm 0,4 \text{ °C/km}$  durch lineare Regression bestimmt (Tab. 3.12). Die Temperaturgradienten liegen damit insgesamt bei deutlich höheren Werten als die bei der Bohrung *Gs 2/67* bestimmten Gradienten der entsprechenden stratigraphischen Einheit. Eine konvektive Überprägung des Temperaturfeldes in den tertiären Einheiten ist dabei wahrscheinlich.

### Wärmeleitfähigkeiten

An dieser Bohrung konnte die Wärmeleitfähigkeit an 36 Proben bestimmt werden. Zwei entstammen der Werra-Folge am Fuße der Salzstruktur (3458 m, s. Anhang, Tab. A.2). Die erste Probe ist ein Kalkstein (R-01) mit einer Wärmeleitfähigkeit von um  $2,3 \text{ W/m/K}$ , die zweite Probe ein kalkiger Tonstein (R-02) mit einer Wärmeleitfähigkeit von  $0,9 \text{ W/m/K}$ . Die bestimmten Wärmeleitfähigkeiten sind jedoch nicht typisch für den Salzstock, der sich aus Steinsalz, Anhydrit, Kalisalz und einzelnen Salztonlagen in wechselnder Schichtung zusammensetzt. Während Steinsalz und Anhydrit sehr hohe Wärmeleitfähigkeiten aufweisen, haben Kalisalze und Salztonne eine niedrigere Wärmeleitfähigkeit:  $2,14 \pm 0,91$  bzw.  $1,3 \pm 0,89 \text{ W/m/K}$  für die Kaliflöze Staßfurt bzw. Ronnenberg (Kopietz et al., 1995). Unter Berücksichtigung der Ansprache im Schichtenverzeichnis wurden die Wärmeleitfähigkeiten in Abhängigkeit von dem Tiefenintervall bestimmt (s. u.). Dabei wurde von einer Wärmeleitfähigkeit von  $5,22 \pm 0,39 \text{ W/m/K}$  für Steinsalz,  $1,0 \pm 0,5 \text{ W/m/K}$  für Salzton und  $1,7 \pm 0,9 \text{ W/m/K}$  für Kalisalz ausgegangen.

Neben den Proben des Zechsteins wurden 27 Proben des sedimentären Rotliegend und sieben Proben der permokarbonischen Vulkanite untersucht. Die Wärmeleitfähigkeit der Elbe und Havel Subgruppe wird mit  $3,1$  bzw.  $3,2 \text{ W/m/K}$  ermittelt (s. Anhang, Tab. A.5) und für die beiden Subgruppen auf  $3,1 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$  festgelegt. Die Vulkanite haben eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von  $3,0 \text{ W/m/K}$ . Aufgrund der geringen Mächtigkeit der Vulkanite im Profil wurden sie nicht für Wärmestromdichteberechnungen genutzt.

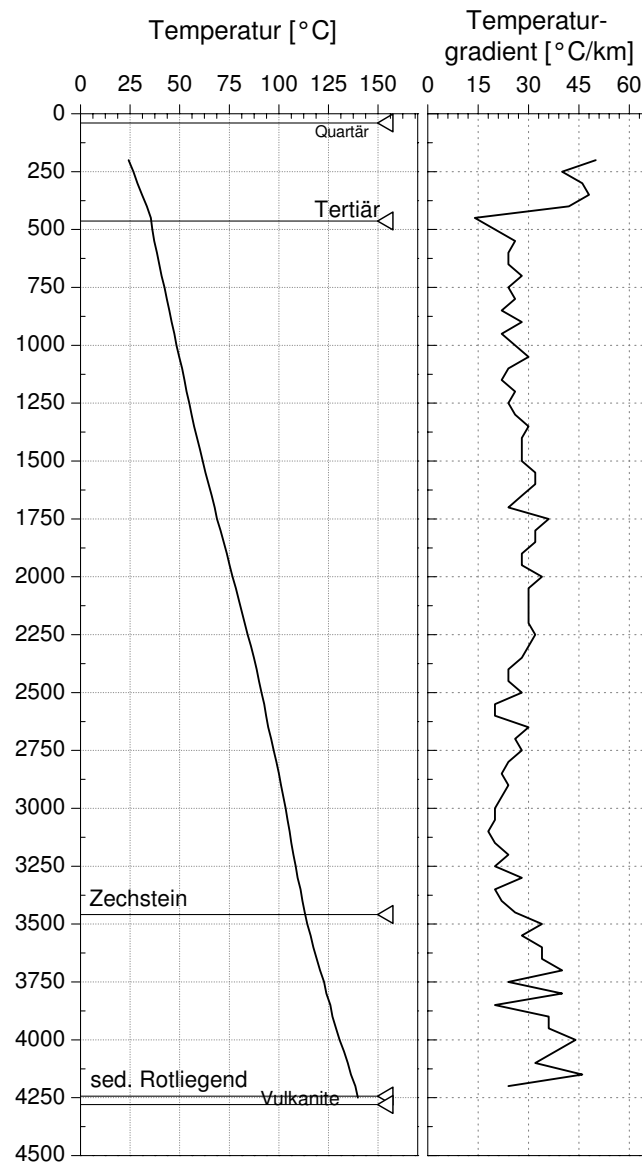


Abbildung 3.28: Temperaturprofil der Bohrung *RmwL 11A/69*. Tiefe in Metern. Zusätzlich sind die berechneten Temperaturgradienten und die stratigraphischen Einheiten dargestellt.

### Wärmestromdichte

Die Bestimmung der Wärmestromdichte erfolgte im Zechstein und im sedimentären Rotliegend. Nach den Modellierungen (Kap. 3.4) ist dabei mit einer deutlichen vertikalen Variation des Wärmeflusses zu rechnen.

Im *Zechstein* wurden die Wärmeleitfähigkeiten entsprechend dem Schichtenverzeichnis nach dem angetroffenen Verhältnis von Steinsalz/Anhydrit, Salzton und Kalisalz bestimmt, auf die entsprechende Gebirgstemperatur bezogen und ein Bullardplot für das Tiefenintervall von 500 bis 3450 m erstellt (Abb. 3.29). Die kumulierten Werte des thermischen Widerstandes liegen nicht exakt auf einer Geraden, was eine Änderung der Wärmestromdichte mit der Tiefe anzeigt. Bei Richtigkeit der angesetzten thermischen Widerstände müssen zusätzliche Einflüsse wirken,



wie lateraler Wärmetransport. Dass nicht unbedingt von einem rein vertikalen Wärmestrom ausgegangen werden kann, war bereits nach den thermischen Modellierungen zu erwarten. Der durch den Bullardplot ermittelte Wärmestromdichtewert von  $111 \text{ mW/m}^2$  ist daher nicht korrekt. Einen besseren Überblick von der thermischen Struktur im Salzkörper erhält man über die Intervallmethode (Abb. 3.30 und Tab. 3.12). Dabei ergibt sich ein ähnliches Bild wie in den Modellierungen: hohe Wärmestromdichtewerte vor allem in den oberen Intervallen der Salzstruktur, während im unteren Bereich die Wärmestromdichte wieder abnimmt. Anders als in den theoretischen Modellrechnungen variiert jedoch hier die Wärmeleitfähigkeit innerhalb der Intervalle (vgl. Abb. 3.19, S. 98).

Berücksichtigt man nun die Ergebnisse aus der 2D und 3D Modellierung, so ist mit einer Reduzierung der höchsten ermittelten Wärmestromdichte um  $40\text{--}70 \text{ mW/m}^2$  zu rechnen. Die höchste Wärmestromdichte wurde im Tiefenintervall  $1700\text{--}1950 \text{ m}$  mit  $131 \pm 13 \text{ mW/m}^2$  bestimmt. Ein von lateralen Wärmeströmen korrigierter Wert liegt demnach zwischen  $60$  und etwa  $90 \text{ mW/m}^2$ .

Auch das *Rotliegend* ist thermisch durch den Salzwall beeinflusst. Die Elbe und Havel Subgruppe wurden zu einem Tiefenintervall ( $3459,1\text{--}4243,0 \text{ m}$ ) zusammengefasst. Mit dem mittleren Temperaturgradienten von  $34,2 \pm 0,4 \text{ }^\circ\text{C/km}$  und der mittleren in-situ Wärmeleitfähigkeit von  $2,6 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$  ergibt sich eine Wärmestromdichte von  $90,0 \pm 5,9 \text{ mW/m}^2$  (Tab. 3.12). Dieser Wert wird in der Größenordnung von  $5\text{--}15 \text{ mW/m}^2$  zu hoch bestimmt sein, so dass für eine von strukturellen Effekten bereinigte Wärmestromdichte ein Wert in der Größenordnung von  $80 \pm 10 \text{ mW/m}^2$  realistisch ist.

Die Wärmestromdichte an der Bohrung *RmwL 11A/69* ist von Gläser (1983) mit  $102,7 \text{ mW/m}^2$  angegeben worden; im Geothermischen Atlas (ZGI, 1984) liegt sie im Zentrum einer Wärmestromdichteanomalie. Diese Anomalie ist jedoch eindeutig auf die Salzstruktur Rambow bezogen und stellt keine Anomalie der terrestrischen Wärmestromdichte dar. Eine von den Salzstrukturen bereinigte Wärmestromdichte von  $70\text{--}80 \text{ mW/m}^2$  ist für die Lokation charakteristisch. Die bestimmten Intervalle im Zechstein belegen die Ergebnisse der Modellierung.

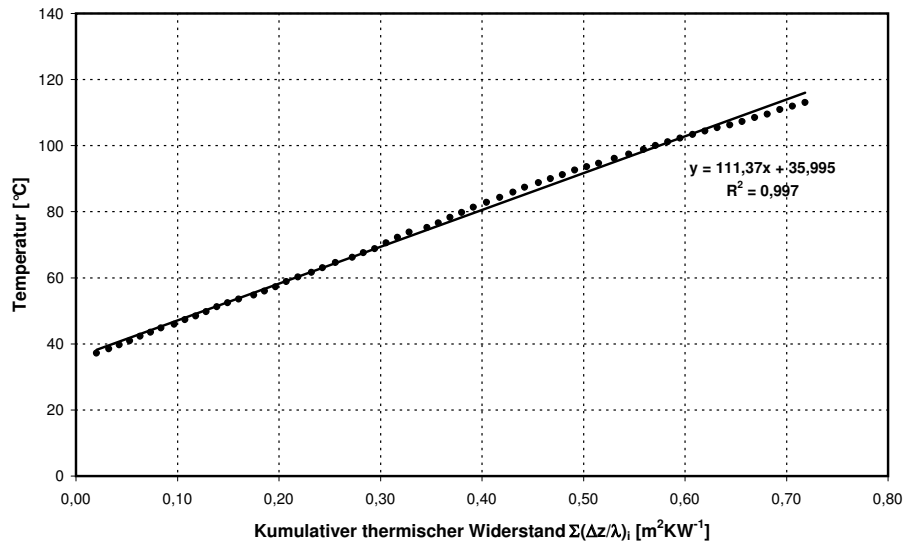


Abbildung 3.29: Bullardplot über die Salzabfolge der Bohrung *RmwL 11A/69*. Die aufgetragenen Werte (kumulativer thermischer Widerstand gegen Temperatur) liegen nicht auf einer Geraden und zeigen horizontale Wärmeströme an.

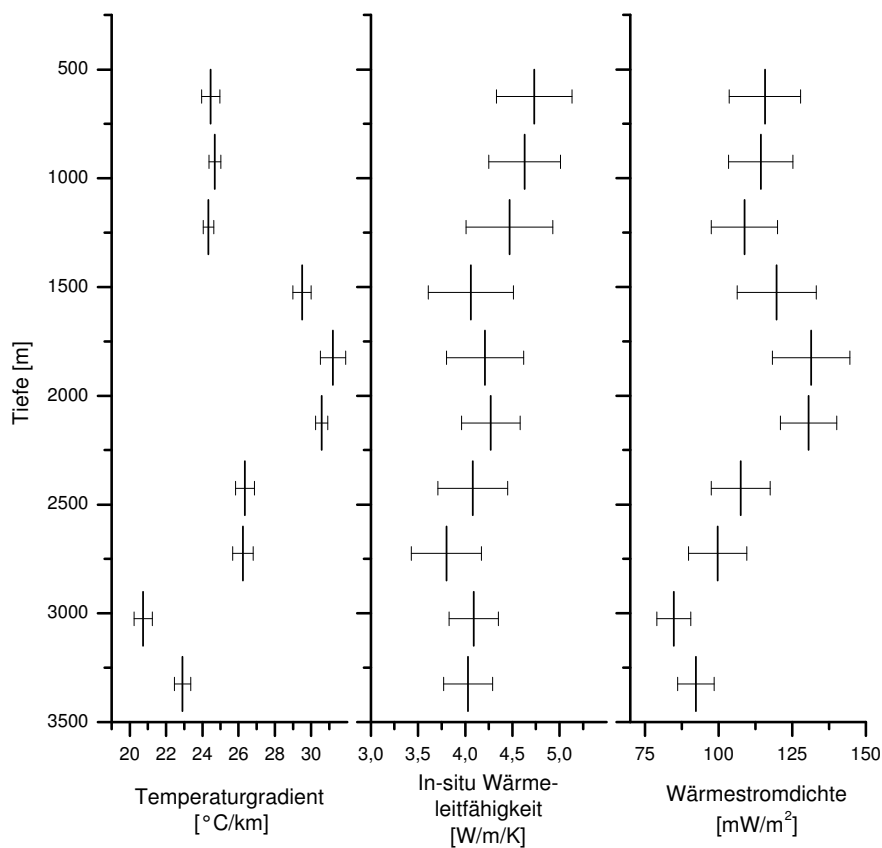


Abbildung 3.30: Bestimmung der Wärmestromdichte (Intervallmethode) an der Bohrung *RmwL 11A/69* innerhalb der Zechsteinabfolge. Angegeben sind Temperaturgradient, in-situ Wärmeleitfähigkeit und die berechnete Wärmestromdichte mit den jeweiligen Fehlerbereichen.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m <sup>2</sup> ]	WSD <sub>korrigiert</sub> [mW/m <sup>2</sup> ]
Tertiär	200	450		45,1 ± 0,6		
Zechstein gesamt	500	3450		27,1 ± 0,2		
Zechstein	500	750	5,0 ± 0,4			
	36,2	42,3	4,7 ± 0,4	24,5 ± 0,5	115,7 ± 10,1	
Zechstein	800	1050	5,0 ± 0,4			
	43,5	49,7	4,6 ± 0,4	24,7 ± 0,3	114,3 ± 9,5	
Zechstein	1100	1350	5,0 ± 0,5			
	51,2	57,3	4,5 ± 0,5	24,3 ± 0,3	108,8 ± 11,3	
Zechstein	1400	1650	4,5 ± 0,5			
	58,8	66,2	4,1 ± 0,5	29,5 ± 0,6	119,7 ± 13,4	
Zechstein	1700	1950	4,9 ± 0,5			
	67,6	75,2	4,2 ± 0,4	31,2 ± 0,7	131,4 ± 13,1	
Zechstein	2000	2250	5,1 ± 0,4			
	76,6	84,3	4,3 ± 0,3	30,6 ± 0,3	130,5 ± 9,6	
Zechstein	2300	2550	5,0 ± 0,5			
	85,9	92,6	4,1 ± 0,4	26,3 ± 0,5	107,5 ± 10,0	
Zechstein	2600	2850	4,6 ± 0,5			
	93,6	100,0	3,8 ± 0,4	26,2 ± 0,6	99,7 ± 9,9	
Zechstein	2900	3150	5,2 ± 0,4			
	101,1	106,3	4,1 ± 0,3	20,7 ± 0,5	84,8 ± 5,8	
Zechstein	3200	3450	5,2 ± 0,4			
	107,3	113,0	4,0 ± 0,3	22,9 ± 0,5	92,3 ± 6,2	
Rotliegend (sedimentär)	3500	4250	3,1 ± 0,2			
	114,3	139,8	2,6 ± 0,2	34,2 ± 0,4	89,9 ± 5,9	80 ± 10
Mittelwert					108,6 ± 3,0	70 – 80
Postperm						+ 0,5 ± 1,2
<i>q<sub>s</sub></i>						70 – 80

Table 3.12: Wärmestromdichte der Bohrung *RmwL 11A/69* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum *q<sub>s</sub>*-Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

### 3.5.1.4 *Sam 101/62*

Die Bohrung *Sam 101/62* liegt auf der Insel Rügen im Norden des Untersuchungsgebietes. Sie wurde vom 04.01.1962 bis zum 07.10.1962 bis zu einer Tiefe von 2022 m abgeteuft.

### Geologisches Profil

Unterhalb etwa 35 m Quartär sind bis in eine Tiefe von 481 m kreidezeitliche und anschließend bis 641 m jurassische Ablagerungen aufgeschlossen worden. Darunter folgen bis in eine Tiefe von 1431 m überwiegend feinkörnige triassische Sedimente. Von 1431 bis 1752 m sind Ablagerungen des Zechsteins erbohrt worden, bevor unterhalb einer 2 m mächtigen Rotliegend Brekzie bis

zur Endteufe von 2022 m Rhyolithe des Permokarbons aufgeschlossen wurden.

### Salzstrukturen

In einem Umkreis von 9 km treten keine größeren Salzstrukturen auf, die Mächtigkeit der Zechsteinablagerungen liegt relativ gleichmäßig bei um 300 m.

### Temperaturdaten

Die Temperaturmessungen erfolgten am 30.06.1962 nach einer Standzeit von 550 Stunden. Die Messung erfolgte über den Teufenbereich von 200 bis 1950 m und erreichte eine Maximaltemperatur am Ende des Temperaturlogs von 59 °C. Abbildung 3.31 zeigt das Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung. Aus der Messkurve der Temperatur lässt sich eine Oberflächentemperatur von etwa 9 °C ableiten, was für eine durch den Bohrvorgang ungestörte Messung spricht. Paläoklimatische Effekte spielen jedoch aufgrund der geringen Messtiefe eine Rolle. Die bestimmten Temperaturgradienten der stratigraphischen Einheiten, die relativ stark variieren, sind in Tab. 3.13 aufgeführt.

### Wärmeleitfähigkeiten

Es wurden 14 Kernproben aus der Bohrung untersucht, wovon die Hälfte allein dem Zechstein entstammt. Die andere Hälfte verteilt sich auf den Buntsandstein (3 Proben), auf die Vulkanite (2 Proben) und auf Muschelkalk und Keuper (jeweils eine Probe).

Die Proben der Trias weisen Wärmeleitfähigkeiten von 2,0–2,9 W/m/K auf. Es handelt sich dabei um einen Feinsandstein und um Mergelton- und Schluff- bis Tonsteine (s. Anhang, Tab. A.2). Für eine Abschätzung von Formationswärmeleitfähigkeiten in der Trias reichen die vorliegenden Messungen jedoch nicht aus.

Für die Zechsteinfolge lässt sich hingegen eine Formationswärmeleitfähigkeit besser abschätzen. Sechs der sieben gemessenen Zechsteinproben sind Anhydrite, die aus der Leine, der Staßfurt und der Werra Folge stammen. Sie weisen eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von  $5,2 \pm 0,4$  W/m/K auf. Ein Dolomitstein der Leine-Folge wurde mit einer Wärmeleitfähigkeit von 3,3 W/m/K bestimmt. Für die Abfolge des Zechsteins (1431–1724,6 m) wurde die Wärmeleitfähigkeit aufgrund des Schichtenverzeichnisses wie folgt zusammengesetzt: 65 % Anhydrit, 24 % Steinsalz, 7 % Dolomitstein (mit tonig-sandiger Komponente) und jeweils 1,5 % Kalisalze bzw. Ton- bis Schluffsteine. Dabei wurden für die Gesteine dieselben Wärmeleitfähigkeiten wie bei der Bohrung *RmwL 11A/69* angenommen. Für die tonig-sandig ausgebildeten Dolomitsteine wurde von einer Wärmeleitfähigkeit von  $3,5 \pm 0,4$  W/m/K ausgegangen, so dass sich eine mittlere Wärmeleitfähigkeit der Zechstein Abfolge von  $5,0 \pm 0,5$  W/m/K ergibt.

Von den fast 270 m mächtigen Vulkaniten, die von der Bohrung aufgeschlossen worden sind, sind nur sehr wenige Proben erhalten. Die noch vorhandenen Proben sind stark beansprucht und lassen vermuten, dass der Bereich der Bohrung auch hydrothermalen Prozessen ausgesetzt war (Abb. 3.32). Die untersuchten Proben (Sam-13 und Sam-14 aus 1881 m bzw. 1995 m

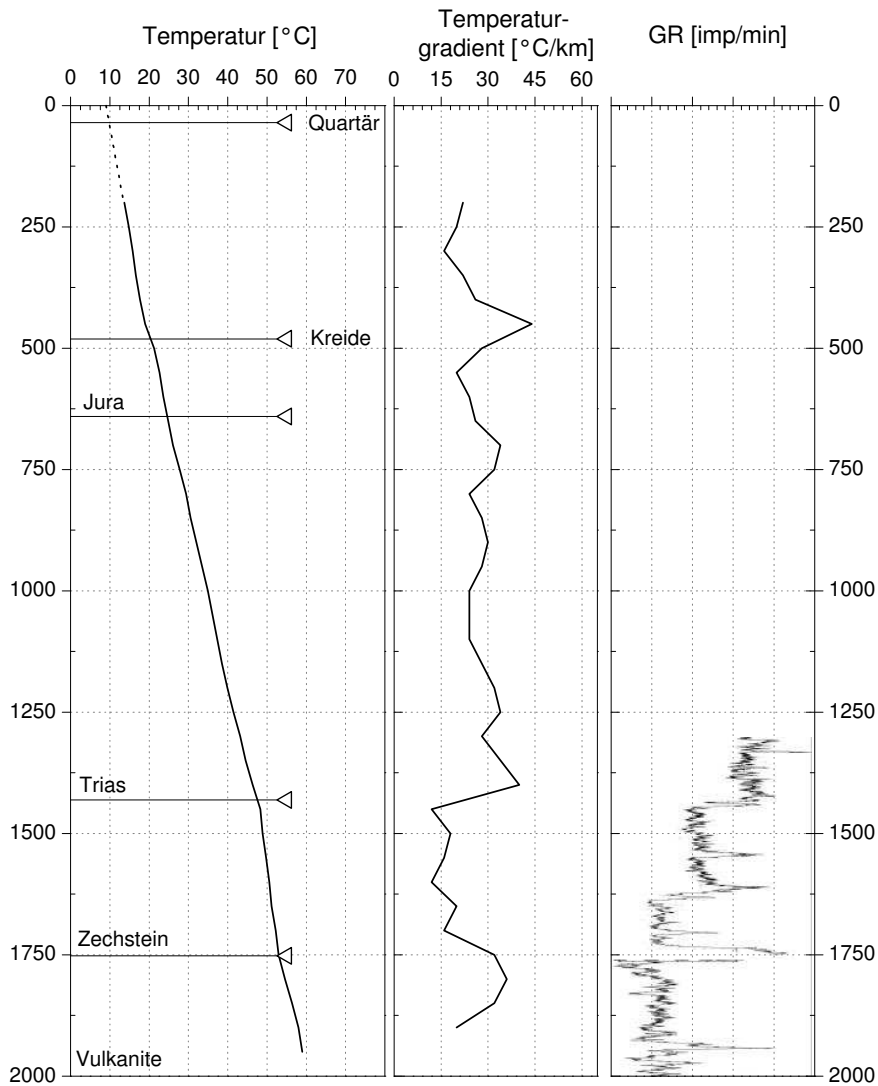


Abbildung 3.31: Temperaturprofil der Bohrung *Sam 101/62*. Zusätzlich sind die Temperaturgradienten und die Stratigraphie dargestellt. Tiefe in Metern. Die ebenfalls abgebildeten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung sind nicht kalibriert; zwischen der Kurve im Zechstein und den Vulkaniten liegt ein nicht bezifferter positiver Intensitätssprung.

Tiefe) machten einen relativ frischen Eindruck und wiesen eine Wärmeleitfähigkeit von  $2,5 \pm 0,1$  W/m/K auf. Eine realistische Abschätzung der Wärmeleitfähigkeit für den aufgeschlossenen Vulkanitkomplex ist aufgrund der schlechten Dokumentation nicht möglich. Wie im Profil des Temperaturgradienten (Abb. 3.31) zu sehen ist, liegen im Tiefenabschnitt der Vulkanite deutlich variierende Temperaturgradienten vor, die sowohl durch eine unterschiedliche Wärmeleitfähigkeit der Gesteine als auch durch konvektive Prozesse hervorgerufen sein können. Die geringe Auflösung der Temperaturmessung erlaubt dazu keine gesicherten Aussagen. Das nicht kalibrierte Gammalog (Abb. 3.31) zeigt jedoch erst im untersten Abschnitt des Temperaturlogs (ab 1930 m) wesentliche Intensitätssprünge, was zumindest für eine gleich bleibende Zusammensetzung der Vulkanite für den Großteil des Abschnitts spricht. Allerdings lässt sich daraus alleine keine Aussage zu Änderungen der Wärmeleitfähigkeit ableiten.



Abbildung 3.32: Kernkisten (Vulkanite) der Bohrung *Sam 101/62*. Die Proben in den gezeigten Kisten stellen den noch vorhandenen Kernprobenbestand im Tiefenbereich von 1750 bis 2000 m dar.

### Wärmestromdichte

Aufgrund der vorangegangenen Ausführungen erfolgte die Bestimmung der Wärmestromdichte zunächst im *Zechstein*. Die temperaturkorrigierte Wärmeleitfähigkeit beträgt  $4,5 \pm 0,5$  W/m/K und der Temperaturgradient für das entsprechende Tiefenintervall  $15,5 \pm 0,5$  °C/km, woraus sich eine Wärmestromdichte von  $70,2 \pm 7,6$  mW/m<sup>2</sup> ergibt (Tab. 3.13). Aufgrund der Tiefenlage des Intervalls und der Ergebnisse aus der Abschätzung des paläoklimatischen Effektes (s. Kap. 3.3, S. 86) wird der ermittelte Wert um etwa 2 mW/m<sup>2</sup> zu reduzieren sein.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m <sup>2</sup> ]
Kreide	200	450			
				$20,6 \pm 0,7$	
Unterer Jura	500	600			
<i>Lias</i>				$24,0 \pm 2,3$	
Trias	650	1400			
				$28,0 \pm 0,3$	
Zechstein	1450	1700	$3,2 \pm 0,2$		
	<i>48,3</i>	<i>52,2</i>	<i>4,5 \pm 0,5</i>	$15,5 \pm 0,5$	$70,2 \pm 7,6$
Permokarbonische	1800	1950	(2,5)		
Vulkanite	<i>54,6</i>	<i>59,0</i>	(2,4)	$29,6 \pm 2,6$	(70,7)
Mittelwert					$70,5 \pm 6,9$
Postperm					$+ 1,8 \pm 0,4$
<i>q<sub>s</sub></i>					$71 \pm 7,3$

Tabelle 3.13: Wärmestromdichte der Bohrung *Sam 101/62* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum *q<sub>s</sub>*-Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10. Der Wert von *q<sub>s</sub>* ist aufgrund des paläoklimatischen Effektes leicht reduziert, s. Text.

Wird für die *Vulkanite* die Wärmeleitfähigkeit der beiden gemessenen Rhyolithe als charakteristisch angesehen und rein konduktive Bedingungen angenommen, so ergibt sich zusammen mit dem entsprechenden Temperaturgradienten eine Wärmestromdichte von 70,7 (Tab. 3.13).

Die Wärmestromdichtewerte der beiden Tiefenintervalle zeigen eine erstaunlich gute Übereinstimmung, wobei der bestimmte Wert des Zechstein-Intervalls einen höheren Stellenwert besitzt. Bei Berücksichtigung des paläoklimatischen Effektes müsste die bestimmte Wärmestromdichte geringfügig reduziert werden. Zusammen mit der durch die Postzechstein Sedimente generierten Wärmestromdichte ergibt sich ein  $q_s$ -Wert für die Bohrung *Sam 101/62* von  $71 \pm 7$  mW/m<sup>2</sup>. Dabei wurde, da die Gammamessung der Bohrung nicht kalibriert vorliegt (s. S. 76), die Wärmeproduktion der überlagernden stratigraphischen Einheiten nach Tab. 3.8 (S. 82) ermittelt. Die Bohrung wird auch von Gläser (1983) aufgeführt. Dort wird sie mit einer Wärmestromdichte von 63,7 mW/m<sup>2</sup> angegeben; ein Wert, der nicht unrealistisch ist. Das Beispiel der Bohrung *Sam 101/62* zeigt, wie schwierig die Bestimmung der Wärmestromdichte ist, wenn eine nur mangelhafte Dokumentation der Bohrung existiert.

### 3.5.2 Bohrungen mit vom Bohrvorgang gering gestörten Temperaturprofilen

Die Temperaturmessungen der Bohrungen dieser Kategorie sind vom Bohrvorgang oder anderen Aktivitäten (Gasproduktion, hydraulischen Tests, etc.) gestört. Eine Abschätzung der Beeinflussung der Störung durch den Bohrvorgang wird durch Förster (2001) gegeben. Sie hat für die Bohrungen im NEDB eine empirische Formel zur Berechnung des sogenannten „*Cross-Over-Points*“ (COP-Punkt) gegeben. Damit kann der Punkt (bzw. das Tiefenintervall) im Temperaturprofil abgeschätzt werden, bei dem die geringste Beeinflussung aufgrund des Bohrvorgangs zu erwarten ist: der darunter liegende Bereich wird durch die eingesetzten Bohrspülungen gekühlt, der darüber liegende Bereich aufgeheizt. Der COP-Punkt berechnet sich aus der Bohrungstiefe  $Z$  in Metern nach

$$\text{Cross-Over-Point (COP) [m]} = 0,39 \cdot Z [m] + 267. \quad (3.3)$$

Für einige Bohrungen im NEDB mit gestörtem Temperaturprofil hat Förster mit Hilfe dieses COP-Punktes und der Temperatur an der Oberfläche unter zu Hilfenahme der Beobachtungen an Datensätzen von Temperaturwiederholungsmessungen die zu erwartende ungestörte Gebirgstemperatur am Ende des Temperaturlogs abgeschätzt.

Die Temperatur am COP-Punkt nach Gleichung 3.3 zusammen mit der vermuteten tatsächlichen Gebirgstemperatur am Ende des Temperaturlogs sowie der Temperatur an der Oberfläche kann auch dafür benutzt werden, Temperaturgradienten für die jeweiligen Tiefenabschnitte (ober- und unterhalb des COP-Punktes) zu bestimmen. Dies wurde im folgenden genutzt, um eine Abschätzung der Störung der Temperaturprofile und der aus ihnen berechneten Temperaturgradienten vornehmen zu können, welche den Wert der Wärmestromdichte direkt beeinflusst.

### 3.5.2.1 *Barth 1/63*

Die Bohrung *Barth 1/63* liegt im Norden des Untersuchungsgebietes etwa 20 km von der Ostseeküste entfernt, 12 km südwestlich von Barth bei Bartelshagen (s. Abb. 3.1). Die über 5500 m tiefe Bohrung wurde in der Zeit vom 31.10.1963 bis zum 10.04.1966 unter anderem mit dem Ziel das Präkarbon zu erschließen, abgeteuft.

#### Geologisches Profil

Unterhalb einer 80 m mächtigen quartären Überdeckung sind bis in eine Tiefe von 1983 m mesozoische Einheiten angetroffen worden, bevor rund 800 m Ablagerungen des Zechsteins (1983–2892 m) und etwa 300 m des sedimentären Rotliegend (bis etwa 3220 m) erbohrt wurden. In einer Tiefe von 3220 bis 3501 m wurden Rhyolithoide (Typen Ia-II und IIa) und Andesitoide (Typ 7) aufgeschlossen (Hoth et al., 1993a). Bis zur Endteufe von 5505 m konnten oberkarbonische Einheiten (Stefan bis Namur) nachgewiesen werden.

#### Salzstrukturen

Die Mächtigkeiten des Salzes in einem Umkreis der Bohrung von etwa 8 km betragen gleichmäßig zwischen 750 m und 1000 m und weisen keine größeren Schwankungen auf (Rühberg, 1997). Die Temperaturmessungen sind daher vermutlich nicht wesentlich durch laterale Wärmetransporte aufgrund von einzelnen Salzstrukturen gestört.

#### Temperaturdaten

Das Abteufen der Bohrung *Barth 1/63* erfolgte in einem Zeitraum von 892 Tagen. Die Messung des kontinuierlichen Temperaturlogs fand am 26.09.1966, 4056 Stunden nach Beendigung der Bohrarbeiten statt. Auf dem Messprotokoll wird jedoch eine Standzeit von nur 192 Stunden angegeben. Es müssen also noch andere Arbeiten stattgefunden haben, die jedoch nicht mehr recherchiert werden konnten. Die Abb. 3.33 zeigt die gemessene Temperaturkurve und den berechneten Temperaturgradienten. Die Messung wurde bis in eine Tiefe von 5050 m durchgeführt und erreichte dort eine Temperatur von 150,8 °C. Die extrapolierte Oberflächentemperatur beträgt um 10 °C, was für eine Temperaturmessung unter annähernd thermischen Gleichgewichtsbedingungen spricht. Förster (2001) hat die Temperaturmessung der Bohrung *Barth 1/63* als schwach gestört interpretiert, sie korrigiert die Temperatur in 5050 m Tiefe nach einem empirischen Ansatz auf  $154 \pm 3$  °C. Der gemessene Wert von 150,8 °C bleibt damit durchaus realistisch. Das Temperaturprofil kann in vier Abschnitte gegliedert werden (s. Abb. 3.33): in einen oberen Bereich bis 500 m Tiefe mit Temperaturgradienten um 20 °C/km, einem Abschnitt zwischen 500 und etwa 2000 m Tiefe mit deutlich erhöhten Temperaturgradienten (20–40 °C/km), dem Abschnitt im Zechstein mit einem deutlich steilerem Verlauf der Temperaturkurve (Temperaturgradienten  $< 20$  °C/km) und einem unteren, wieder flacherem Abschnitt mit Temperaturgradienten zwischen 20–30 °C/km. In drei Bereichen innerhalb dieser groben Gliederung schwanken die bestimmten Temperaturgradienten nur gering (Tab. 3.14): in den



Zechsteinablagerungen beträgt der mittlere Gradient  $17,2 \pm 0,4 \text{ }^\circ\text{C/km}$  bzw. für die über 530 m mächtige Staßfurtsteinsalzfolge  $15,3 \pm 0,1 \text{ }^\circ\text{C/km}$ . Die Temperaturgradienten in den permokarbonischen Vulkaniten sind ebenfalls relativ stabil, sie betragen  $27,3 \pm 0,3 \text{ }^\circ\text{C/km}$ . Ein weiterer Bereich geringer Gradientenschwankung befindet sich in den karbonischen Granitporphyren (im Westfal A und B, mittlerer Gradient  $20,4 \pm 0,3 \text{ }^\circ\text{C/km}$ ). Demgegenüber weisen die übrigen Einheiten deutlich höhere Variabilitäten auf (s. Tab. 3.14).

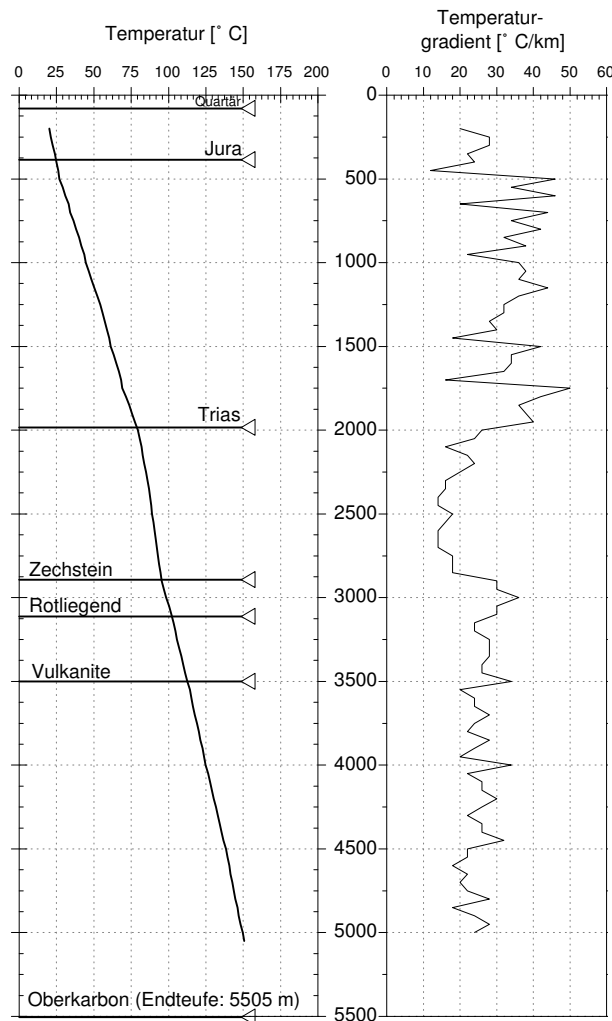


Abbildung 3.33: Temperatur- und Temperaturgradientenprofil der Bohrung *Barth 1/63* mit Angabe der Stratigraphie. Standzeit nach Messprotokoll 98 Stunden, Messung erfolgte aber 4056 Stunden nach Bohrende (s. Text). Tiefe in Metern.

In den obersten 2000 m ist mit einer Störung des Temperaturprofils als Folge paläoklimatischer Effekte zu rechnen (s. Kap. 3.3). Aufgrund der guten Wärmeleitfähigkeit von Salz und der Tiefenlage der Zechsteinablagerungen wird angenommen, dass paläoklimatische Effekte innerhalb des Zechsteins und in den tieferen Einheiten keine wesentliche Rolle mehr spielen. Für die Bestimmung der Wärmestromdichte bieten sich daher vor allem die Tiefenintervalle vom Zechsteinsalz (Staßfurtfolge) und der magmatischen Folgen (Permokarbon und Karbon)

an. Die Bestimmung der Wärmestromdichte aus den Messungen in den übrigen Einheiten, wie z. B. den Rotliegend Sedimenten, ist aufgrund der geringen Mächtigkeit (124 m für die Elbe Subgruppe) bzw. der höheren Variabilität der lithologischen Ausbildung und damit des Temperaturgradienten nur unter Vorbehalt durchzuführen.

### Wärmeleitfähigkeiten

Von der Bohrung *Barth 1/63* konnte an fünf sedimentären Rotliegend Proben, an einem Rhyolith und an sieben karbonischen Gesteinen, darunter einem Granitporphyr, die Wärmeleitfähigkeit bestimmt werden (s. Anhang, Tab. A.2).

Die überwiegenden Bindemittel der Sand- und Siltsteine des Rotliegend (Elbe Subgruppe) sind kalzitisch, tonig und ferritisch ausgebildet. Aufgrund der Verteilung von Sand-, Silt- und Tonstein in der Bohrung im Verhältnis von 16:66:18 und der lithospezifischen Wärmeleitfähigkeiten (Grundlage sind nicht nur die gemessenen Proben dieser Bohrung) ergibt sich eine Formationswärmeleitfähigkeit der Elbe Subgruppe von  $2,9 \pm 0,3$  W/m/K (s. Anhang, Tab. A.5).

Die Abfolge der permokarbonischen Vulkanite setzt sich zu etwa 28 % aus Rhyolithen vom Typ I-II und etwa 53 % aus Rhyolithen vom Typ IIa, d.h. mit weniger Quarz und mehr Kalifeldspat-Anteilen, sowie etwa 19 % aus Andesitoiden vom Typ 7 zusammen (zur Klassifikation der permokarbonischen Magmatite siehe Tab. A.1 und A.2 im Anhang). Die gemessene Probe Ba-04 aus 3435 m Tiefe wurde nach den geochemischen Analysen als Dazit bestimmt und weist eine Wärmeleitfähigkeit in der Tiefen-Richtung ( $\lambda_z$ ) von 2,4 W/m/K auf (Ba-04, s. Tab. A.2).

In der Abbildung 3.34 ist das Gammalog im Bereich der Vulkanite (3220–3501 m) dargestellt. Deutlich ist der als Typ Ia-II angesprochene Rhyolith mit erhöhter Gammastrahlungsintensität im Bereich 3221,6–3300,0 m zu erkennen. Darunter folgen die im Schichtenverzeichnis als Andesitoide angesprochenen Gesteine (3300,0–3352,0 m). Beide Komplexe wurden leider nicht gekernt, so dass sie für Laborbestimmungen der Wärmeleitfähigkeit nicht beprobt werden konnten. Darunter folgen die als Typ IIa angesprochenen Rhyolithoide (3352,0–3501,0 m), hier wurde die Probe Ba-04 aus dem einzigen Kernmarsch der Vulkanite entnommen. Aufgrund der klaren Gliederung und homogenen Ausbildung der Vulkanite, die im Gammalog (Abb. 3.34 zum Ausdruck kommt, wird den unterschiedlichen Einheiten die entsprechenden Mittelwerte der Wärmeleitfähigkeit für den jeweiligen Gesteinstyp zugeordnet (vgl. Tab. 3.1). Dabei wird unterstellt, dass der erste Abschnitt (Typ Ia-II) als Rhyolithe (mittleres  $\lambda_z = 2,9$  W/m/K), der mittlere als Andesite (mittleres  $\lambda_z = 2,3$  W/m/K) und der untere Abschnitt als dazitische Rhyolithoide ( $\lambda_z = 2,3$  W/m/K) interpretiert werden kann. Für die drei Einheiten ergibt sich damit eine mittlere realistische Wärmeleitfähigkeit  $\lambda_z$  von  $2,5 \pm 0,2$  W/m/K.

Für die karbonischen Abfolgen kann eine Wärmeleitfähigkeit von  $3,7 \pm 0,2$  W/m/K angenommen werden (s. Tab. 3.5). Die Probe aus dem Bereich des Granitporphyrs hat eine Wärmeleitfähigkeit von 3,5 W/m/K (Ba-11, bei 4548 m). Für den gesamten Tiefenbereich des Porphyrs von 4531,5–4783,0 m wird jedoch eine Wärmeleitfähigkeit von  $3,3 \pm 0,2$  W/m/K angenommen (s. Tab. 3.1).

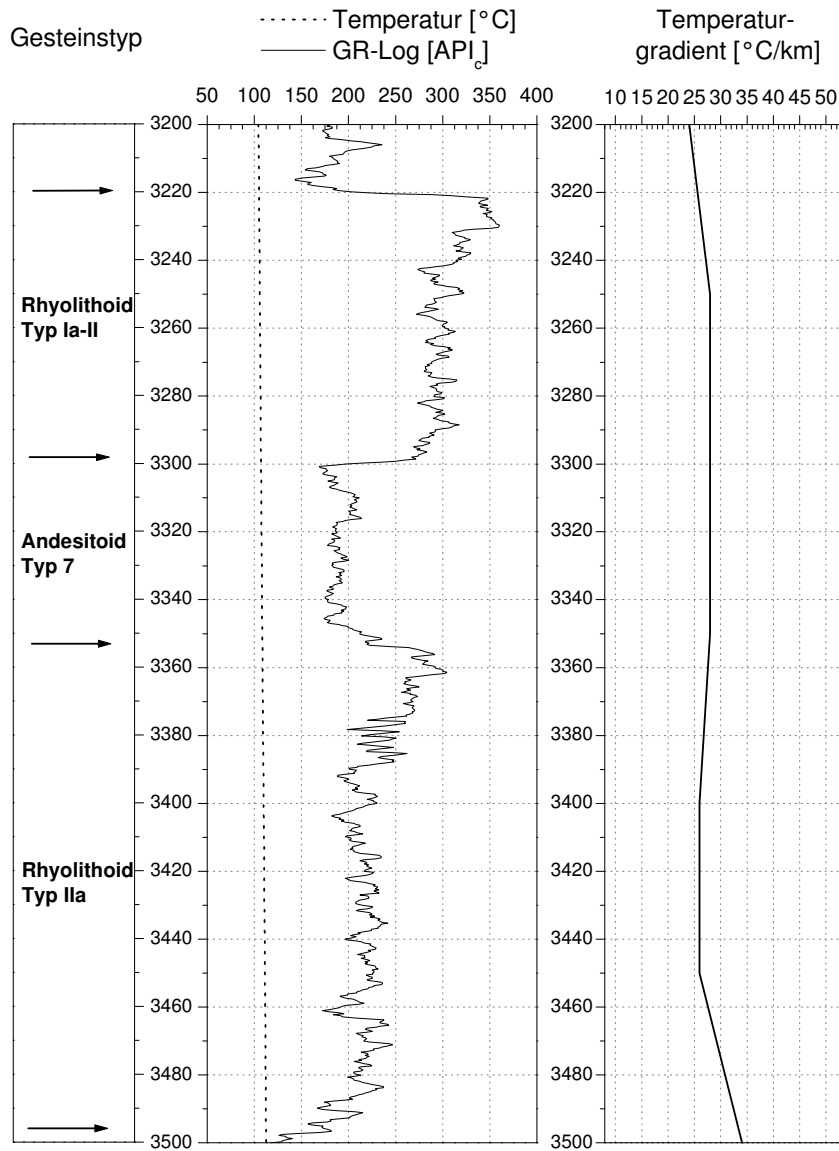


Abbildung 3.34: Temperatur-, Temperaturgradienten- und Gammaprofil der permokarbonischen Vulkanite (Bohrung Barth 1/63, 3220–3501 m).

Für die Wärmeleitfähigkeit der Zechsteinsalze liegen keine eigene Messungen vor. Zur Bestimmung der Wärmestromdichte eignet sich die Staßfurtsteinsalzfolge aufgrund der großen Mächtigkeit und der gleichmäßigen Ausbildung am besten. Nach Kopietz et al. (1995) beträgt die mittlere Wärmeleitfähigkeit von Staßfurtsteinsalz bei Raumtemperatur  $5,22 \pm 0,39$  W/m/K.

### Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde mit der Intervall- und der Bullard-Methode für die etwa 530 m mächtige Staßfurtsteinsalzabfolge bestimmt. Die Intervallmethode wurde für die Elbe Subgruppe, die permokarbonischen Vulkanite, die oberkarbonischen Abfolgen (bis zu einer Tiefe von 4531 m) und für den 251,5 m mächtigen karbonischen Granitporphyrkomplex angewandt.

*Stauffurtsteinsalz* ist in einer Tiefe von 2269–2803 m ausgebildet und durch grobkristallines Steinsalz charakterisiert. Lagenweise ist nach dem Schichtenverzeichnis auch Anhydrit (welches durch eine ähnliche hohe Wärmeleitfähigkeit wie Salz charakterisiert ist) eingeschaltet. Bei einer Wärmeleitfähigkeit von  $5,22 \pm 0,39$  W/m/K für das Stauffurtsteinsalz (Kopietz et al., 1995) ergibt sich unter den Temperaturbedingungen des Tiefenintervalls eine in-situ Wärmeleitfähigkeit von  $4,3 \pm 0,3$  W/m/K (Tab. 3.14). Zusammen mit dem Temperaturgradienten von  $15,3 \pm 0,1$  °C/km im Tiefenintervall 2300 bis 2800 m resultiert eine Wärmestromdichte von  $64,8 \pm 4,6$  mW/m<sup>2</sup>.

Für dasselbe Tiefenintervall wurde auch ein Bullardplot erzeugt (Abb. 3.35). Die enge lineare Korrelation belegt, dass der vertikale Wärmefluß in diesem Abschnitt dominant ist. Laterale Wärmetransporte sind im Bullardplot für eine Abweichung von der Korrelationsgeraden verantwortlich, die hier nur untergeordnet auftritt. Die berechnete Wärmestromdichte beträgt ebenfalls  $64,8$  mW/m<sup>2</sup>.

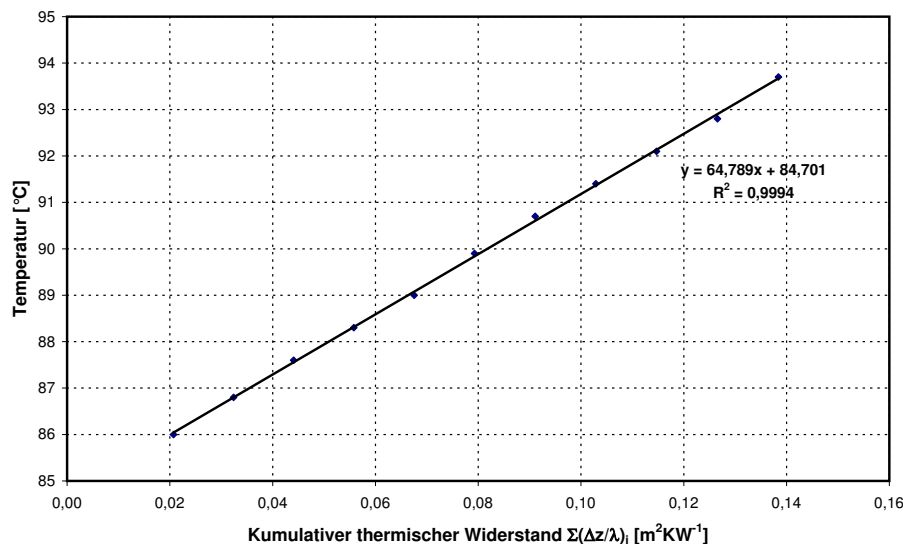


Abbildung 3.35: Bullardplot Stauffurtsteinsalz der Bohrung *Barth 1/63*. Die lineare Regression der aufgetragenen Werte (kumulativer thermischer Widerstand gegen Temperatur) weist mit dem Regressionskoeffizienten von 0,9994 einen überwiegend konduktiven und vertikalen Wärmestrom im Stauffurtsteinsalz nach.

Die *Elbe Subgruppe* ist in dem Tiefenintervall von 2892 bis 3113 m erbohrt worden. Der mittlere Temperaturgradient (Intervall 2900 bis 3100 m) beträgt  $31,8 \pm 0,6$  °C/km. Die ermittelte temperaturabhängige mittlere in-situ Wärmeleitfähigkeit der Elbe-Subgruppe beträgt  $2,6 \pm 0,3$  W/m/K und die Wärmestromdichte  $82,0 \pm 8,4$  mW/m<sup>2</sup> (Tab. 3.14).

Für das Tiefenintervall der *Vulkanite* (3250–3450 m, Tab. 3.14) ergibt sich ein Temperaturgradient von  $27,3 \pm 0,2$  °C/km. Die korrigierte Wärmeleitfähigkeit beträgt für den entsprechenden Temperaturbereich im Mittel  $2,3 \pm 0,2$  W/m/K. Die Wärmestromdichte ist  $61,9 \pm 4,4$  mW/m<sup>2</sup>.

Die *karbonische Abfolge* von 3501–4531 m umfasst eine deutlich höhere lithologische Variabi-

lität. Der Temperaturgradient im Intervall von 3550 bis 4500 m beträgt  $25,5 \pm 0,1$  °C/km. Die temperaturkorrigierte Wärmeleitfähigkeit des Intervalls im Temperaturbereich von 114,2 bis 138,4 °C beträgt  $3,0 \pm 0,2$  W/m/K und die Wärmestromdichte  $77,3 \pm 4,4$  mW/m<sup>2</sup> (Tab. 3.14).

Innerhalb des Tiefenintervalls des *Granitporphyrs* (4531,5–4783,0 m) betragen die Temperaturwerte für die obere und untere Intervallgrenze bei 4550 m bzw. 4750 m 139,5 °C bzw. 143,6 °C. Daraus ergibt sich eine temperaturkorrigierte Wärmeleitfähigkeit von  $2,7 \pm 0,2$  W/m/K. Zusammen mit dem Temperaturgradient des Intervalls von  $20,4 \pm 0,3$  °C/km beträgt die Wärmestromdichte  $55,5 \pm 3,6$  mW/m<sup>2</sup>.

Stratigraphie	OK [m] <i>T</i> [°C]	UK [m] <i>T</i> [°C]	WLF [W/m/K] <i>in-situ</i> WLF	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m <sup>2</sup> ]
Jura	200	350		$25,6 \pm 1,4$	
Trias	400	1950		$34,0 \pm 0,2$	
Zechstein <i>gesamt</i>	2000	2850		$17,2 \pm 0,4$	
Zechstein	2300	2800	$5,22 \pm 0,39$		
<i>Staßfurtsteinsalz</i>	<i>86,0</i>	<i>93,7</i>	<i>4,3 ± 0,3</i>	$15,3 \pm 0,1$	$64,8 \pm 4,6$
Elbe	2900	3100	$2,9 \pm 0,3$		
Subgruppe	<i>95,5</i>	<i>101,8</i>	<i>2,6 ± 0,3</i>	$31,8 \pm 0,6$	$82,0 \pm 8,4$
Permokarbonische	3200	3500	$2,5 \pm 0,2$		
Vulkanite	<i>105,7</i>	<i>111,2</i>	$2,3 \pm 0,2$	$27,3 \pm 0,3$	$61,9 \pm 4,4$
Oberkarbon	3550	4500	$3,7 \pm 0,2$		
<i>Stefan, Westfal D-B</i>	<i>114,2</i>	<i>138,4</i>	<i>3,0 ± 0,2</i>	$25,5 \pm 0,1$	$77,3 \pm 4,4$
Oberkarbon	3550	3700			
<i>Stefan</i>				$22,8 \pm 0,7$	
Oberkarbon	3750	4000			
<i>Westfal D</i>				$24,0 \pm 0,5$	
Oberkarbon	4050	4200			
<i>Westfal C</i>				$24,8 \pm 0,7$	
Oberkarbon	4250	4500			
<i>Westfal B</i>				$25,9 \pm 0,7$	
Oberkarbon	4550	5050			
<i>Westfal A</i>				$22,5 \pm 0,4$	
Oberkarbon	4550	4750	$3,3 \pm 0,2$		
<i>Granitporphyr</i>	<i>139,5</i>	<i>143,6</i>	<i>2,7 ± 0,2</i>	$20,4 \pm 0,3$	$55,5 \pm 3,6$
Mittelwert, gewichtet					$71,1 \pm 3,1$
Postperm					$+ 3,1 \pm 0,6$
<i>q<sub>s</sub></i>					$74 \pm 3,7$

*Tabelle 3.14:* Wärmestromdichte der Bohrung *Barth 1/63* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum *q<sub>s</sub>*-Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

Für die Beurteilung der in den einzelnen Intervallen bestimmten Wärmestromdichtewerte müssen die Mächtigkeit des Intervalls und damit die Anzahl der Temperaturmessungen, die für

die Bestimmung des Temperaturgradienten genutzt werden können, die Sicherheit der Wärmeleitfähigkeitsvorhersagen und eine mögliche Störung des Temperaturfeldes berücksichtigt werden. Aufgrund der guten Wärmeleitfähigkeit von Salz und aufgrund der Tatsache, dass dieses Tiefenintervall in der Mitte der Bohrung liegt (und damit am wenigsten von Temperatureffekten des Bohrvorgangs beeinflusst wurde), wird die im Salz bestimmte Wärmestromdichte höher gewichtet. Der Bullardplot für das Staßfurtsteinsalz belegt dabei einen konduktiven vertikalen Wärmetransport. Die auffällig hohen Temperaturgradienten in der Elbe Subgruppe lassen vermuten, dass die angenommene Formationswärmeleitfähigkeit etwas zu hoch ist. In dem entsprechenden Tiefenintervall stehen jedoch nur fünf Temperaturmesswerte zur Verfügung, so dass evtl. auch der ermittelte Temperaturgradient fehlerhaft ist. Analoges gilt für das Vulkanit-Intervall, in dem die Variation der Temperaturgradienten jedoch geringer ist. Die karbonischen Einheiten weisen eine wechselhafte Lithologie auf, welche auch in dem stärker variierenden Temperaturgradienten zum Ausdruck kommt. Die Wahl der angemessenen Formationswärmeleitfähigkeit ist daher besonders schwierig. Zusammen mit den Temperaturdaten erscheinen jedoch die davon unabhängig getroffenen Annahmen realistisch. Die ermittelte mittlere Wärmestromdichte der Bohrung *Barth 1/63* von  $71,1 \pm 3,1 \text{ mW/m}^2$  wird jedoch als wahrscheinlich angesehen. Zusammen mit der generierten Wärmestromdichte der postpermischen Sedimente, die, da das Gammalog der Bohrung anormale Werte aufweist (s. Kap. 3.2.2.2, S. 76), aus den Durchschnittswerten der Wärmeproduktion der überlagernden stratigraphischen Einheiten (Tab. 3.8) berechnet worden sind, wird ein  $q_s$ -Wert von  $74 \pm 4 \text{ mW/m}^2$  bestimmt (Tab. 3.14). Von Gläser (1983) wird für diese Bohrung eine Wärmestromdichte von  $65,8 \text{ mW/m}^2$  angegeben.

### 3.5.2.2 *Chi 1/71*

Vom 31.05.1971 bis zum 06.12.1971 ist die Bohrung *Chi 1/71* bis in eine Tiefe von 3857 m abgeteuft worden. Sie liegt etwa 60 km nordöstlich von Berlin, ca. 13 km östlich der Bohrung *GrSk 3/90* (s. S. 106).

#### Geologisches Profil

Das Profil der Bohrung umfasst 56 m quartäre Sedimente, die bis in eine Tiefe von 2518 m von mesozoischen Ablagerungen unterlagert werden. Dann folgen die Ablagerungen des Zechsteins (bis 3761,5 m), wobei die Staßfurtfolge von 2781,5 bis 3683 m am mächtigsten ausgebildet ist, und der Elbe Subgruppe von 3761,5 bis 3822,9 m. Die Bohrung erreicht schließlich ihre Endtiefe in den Vulkaniten (Andesitoid Tyb Ib) bei 3857 m (Hoth et al., 1993a).

#### Salzstrukturen

Die Bohrung liegt in derselben relativ schwach ausgebildeten Kissenstruktur wie die Bohrung *GrSk 3-90*. Da keine großen und abrupten Mächtigkeitsänderungen auftreten, dürfte das Temperaturprofil von der Salzstruktur nur gering beeinflusst sein.

## Temperaturdaten

Das kontinuierliche Temperaturlog wurde am 17.12.1971 aufgezeichnet, rund 200 Stunden nach Abschluss der Bohrungsarbeiten. Es umfasst das Tiefenintervall von 200 bis 3800 m. Im Vergleich zu anderen Temperaturmessungen mit einem so relativ kurzen zeitlichen Abstand zu den Bohrungsaktivitäten erscheint das Profil relativ ungestört (Abb. 3.36). Am Ende der Messstrecke wurden 144,3 °C registriert. Dabei handelt es sich um einen Wert, der nach Förster (2001) durchaus realistisch ist. Sie bestimmt die vom Bohrvorgang unbeeinflusste Temperatur auf  $147 \pm 3$  °C. Die Verlängerung des Temperaturprofils bis zur Oberfläche deutet zudem darauf hin, dass bereits ein annähernder Temperatenausgleich auch in den oberen Schichten stattgefunden hat und die Messung nur noch gering von dem Bohrvorgang beeinflusst ist (Abb. 3.36).

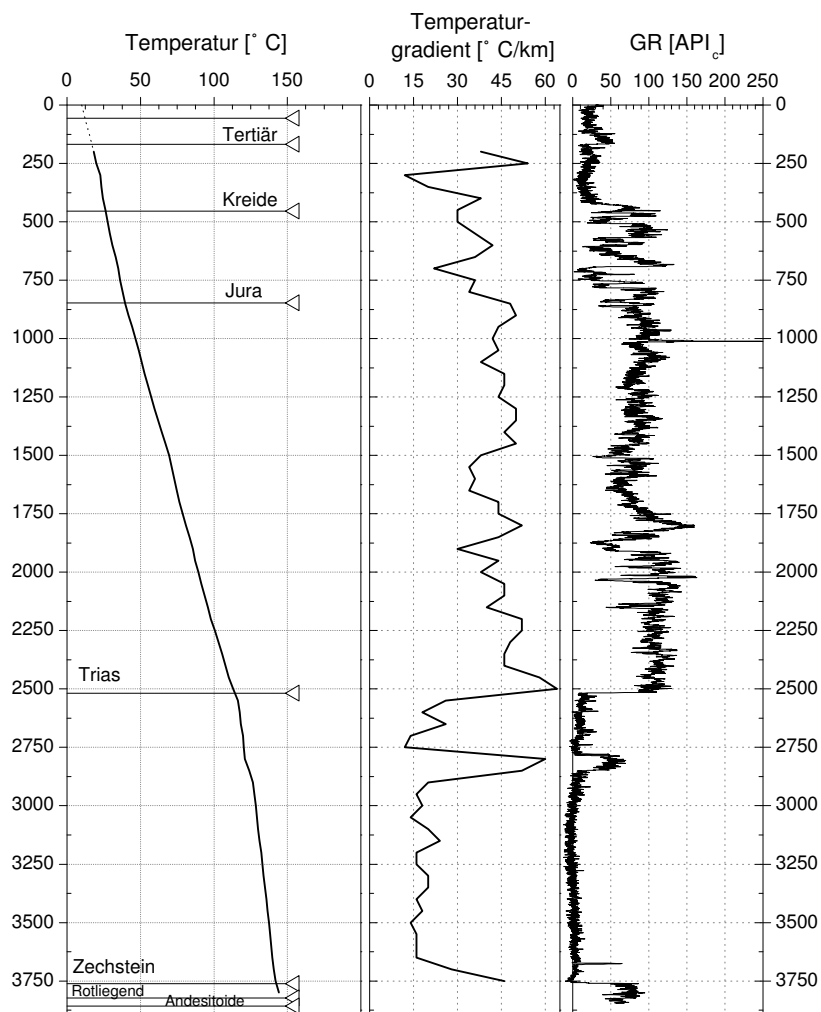


Abbildung 3.36: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *Chi 1/71* mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und nach API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern.

Das Temperaturprofil spiegelt die unterschiedlichen Lithologien der jeweiligen Formationen

gut wider. Deutlich sind unterschiedliche Steigungen in den kretazischen, jurassischen und triassischen Abschnitten zu erkennen. Im Zechstein ist der Temperaturverlauf am stärksten linear ausgebildet. Unterhalb der triassischen Ablagerungen ist dabei das Temperaturfeld vermutlich nicht mehr von paläoklimatischen Effekten beeinflusst (vgl. Kap. 3.3).

Die Temperaturgradienten im Zechstein schwanken nur gering und das GR-Log zeigt durchweg niedrige Intensitäten. Eine Ausnahme stellt das Kaliflöz Staßfurt in 2786 bis 2851 m Tiefe dar. Aufgrund der deutlich niedrigeren Wärmeleitfähigkeit von Kalisalz gegenüber Steinsalz ist der Gradient in diesem Intervall deutlich erhöht. Der Anteil von Kalium (im Kalisalz) bewirkt zudem eine deutliche Intensitätszunahme im Gammalog. Die entsprechend ausgebildete Stufe im Temperaturprofil beruht also auf Lithologiewechsel und ist nicht durch Fluidbewegungen hervorgerufen. Dasselbe gilt vermutlich auch für den Temperaturgradientenanstieg am Ende des Temperaturprofils, wo die Rotliegend Sedimente mit vergleichsweise niedrigeren Wärmeleitfähigkeiten die Zechsteinfolge ablösen. Eine gesicherte Aussage ist aufgrund des kurzen Abschnitts, den das Temperaturprofil abdeckt, nicht möglich.

Die Temperaturgradienten der einzelnen stratigraphischen Einheiten variieren gemäß der unterschiedlichen lithologischen Zusammensetzung relativ stark (Tab. 3.15).

### Wärmeleitfähigkeiten

In der Bohrung *Chi 1/71* wurden insgesamt 20 Proben für Laboruntersuchungen entnommen. Vier der Proben entstammen dem Zechstein. Dabei handelt es sich um zwei Anhydrite, einen Dolomit und einen Kalkstein. Die Wärmeleitfähigkeiten schwanken von 2,9 (Kalkstein) bis 5,4 W/m/K. Die untersuchten Proben des Rotliegenden und der Vulkanite können nicht zur Berechnung der Wärmestromdichte herangezogen werden, da das aufgezeichnete Temperaturprofil nicht bis in die entsprechenden Tiefenlagen reicht.

### Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im *Zechstein* bestimmt. Dafür wurde ein Intervall im Staßfurtsteinsalz ausgewählt (Tab. 3.15). Nach der Intervallmethode ergibt sich eine Wärmestromdichte von  $68,3 \pm 4,3$  mW/m<sup>2</sup>. Der Bullardplot über das entsprechende Tiefenintervall scheint geringe laterale Wärmeströme nachzuweisen (Abb. 3.37). Jedoch können auch geringmächtige Tonsteinzwischenlagen zu einem Abweichen von der Regressionsgeraden führen. Die bestimmte Wärmestromdichte beträgt 68,4 mW/m<sup>2</sup>. Zusammen mit der Wärmegenerierung der Sedimente des Postperms (aus dem Gammalog der Bohrung abgeleitet) beträgt der  $q_s$ -Wert  $71 \pm 5$  mW/m<sup>2</sup>. Gläser (1983) führt für diese Bohrung eine Wärmestromdichte von 87,6 mW/m<sup>2</sup> an. Dieser Wert ist deutlich höher. Eine Erklärung könnte in einer Nicht-Berücksichtigung der Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit durch Gläser (1983) gegeben sein. Die Wärmestromdichte kann aber auch für andere postpermische Tiefenintervalle bestimmt worden sein, so dass eine weitere Beurteilung des Wertes von Gläser nicht möglich ist.



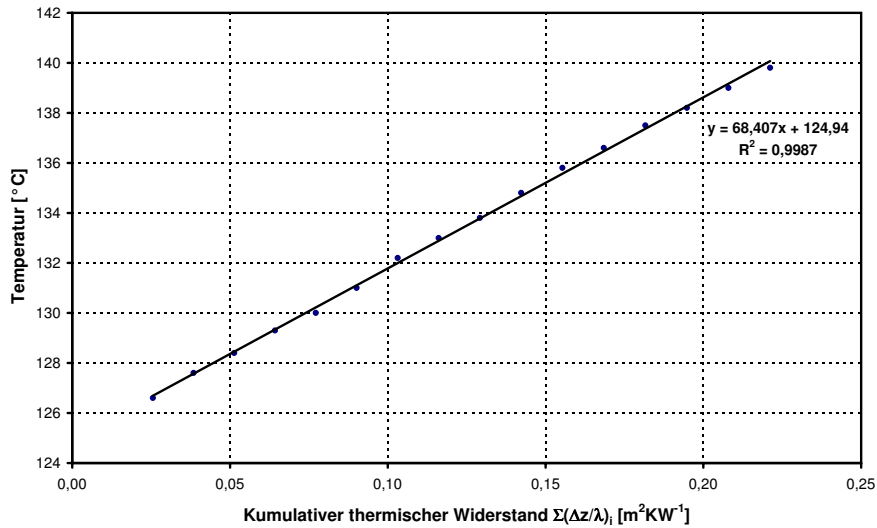


Abbildung 3.37: Bullardplot Staßfurtsteinsalz (Bohrung *Chi 1/71*).

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m²]
Kreide	200	450		30,9 ± 3,0	
Jura	500	800		34,1 ± 1,0	
Trias	850	2500		43,5 ± 0,2	
Zechstein <i>gesamt</i>	2550	3750		21,3 ± 0,6	
Zechstein	2900	3650	5,22 ± 0,39		
<i>Staßfurtsteinsalz</i>	<i>126,6</i>	<i>139,8</i>	<i>3,8 ± 0,2</i>	17,8 ± 0,2	68,3 ± 4,3
Mittelwert					68,3 ± 4,3
Postperm					+ 3,0 ± 0,6
<i>q<sub>s</sub></i>					71 ± 4,9

Tabelle 3.15: Wärmestromdichte der Bohrung *Chi 1/71* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum  $q_s$ -Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

### 3.5.2.3 *Pw 2/76*

Die Bohrung *Pw 2/76* liegt im östlichen Teil des Arbeitsgebietes, etwa 30 km südlich der Ostsee (s. Abb. 3.1, S. 62). Die Bohrungsaktivitäten endeten im September 1976. Beginn und Dauer der Bohrungsaktivitäten konnten nicht mehr recherchiert werden. Da das GR-Log des untersten Teils der Bohrung auf den 24.09.1976 datiert, muss die Bohrung bereits vorher fertig gestellt worden sein. Die Endteufe der Bohrung beträgt 4387 m.

## Geologisches Profil

Unterhalb 75 m mächtigen quartären Sedimenten folgen 53 m tertiäre Sande, bevor bis in eine Tiefe von 2591 m mesozoische Ablagerungen aufgeschlossen wurden. Anschließend sind bis zur Endteufe permischen Horizonte erbohrt worden (Zechstein: 2591 m bis 4033,4 m, sedimentäres Rotliegend: 4033,4 m bis 4387 m).

## Salzstrukturen

Die Bohrung liegt am Rande der Salzstruktur Groß Spiegelberg (Rühberg, 1997), bei der es sich um eine bis zu 1500 m mächtige Salzaufwölbung handelt. Die Salzmächtigkeiten im Umfeld der Struktur betragen zwischen 750 m und 1000 m. Aufgrund dieser Voraussetzungen wird das Temperaturprofil der Bohrung durch die Salzstruktur beeinflusst sein. Nach den Modellrechnungen ist für den Bereich des Zechsteins mit einer geringen positiven Korrektur und für die tiefer liegenden Abfolgen mit einer geringen negativen Korrektur der Wärmestromdichte aufgrund von lateralen Wärmeströmen zu rechnen (bis maximal  $\pm 5 \text{ mW/m}^2$ , s. Abb. 3.23, Position D-E; S. 103).

## Temperaturdaten

Am 30.09.1976 wurde ein kontinuierliches Temperaturlog aufgezeichnet. Die Messung erfolgte im Tiefenabschnitt von 200 bis 4300 m und laut Messprotokoll nach einer Standzeit von 156 Stunden. Für die Erreichung des thermischen Gleichgewichts in der Bohrung ist diese Standzeit nicht ausreichend, so dass das Temperaturprofil (Abb. 3.38) leicht gestört ist. Dabei dürften die Störungen im unteren Abschnitt weniger stark als im oberen Abschnitt (oberhalb des COP-Punktes) ausgebildet sein. Eine paläoklimatische Beeinflussung des Temperaturfeldes im Zechstein und Rotliegend wird aufgrund der Tiefenlage nicht erwartet (Kap. 3.3).

Förster (2001) korrigiert die gemessene Maximaltemperatur von  $139,5 \text{ }^\circ\text{C}$  auf eine wahrscheinliche Gebirgstemperatur von  $144 \pm 3 \text{ }^\circ\text{C}$ . Die Temperatur am COP-Punkt, der bei 1978 m liegt, beträgt etwa  $80,7 \text{ }^\circ\text{C}$ . Dies ergibt für den unteren Abschnitt der Bohrung einen Temperaturgradienten von  $25,3 \text{ }^\circ\text{C/km}$  (bei gemessenen  $139,5 \text{ }^\circ\text{C}$  in 4300 m Tiefe) bzw.  $27,3 \text{ }^\circ\text{C/km}$  (bei den korrigierten  $144 \text{ }^\circ\text{C}$  in derselben Tiefe). Aufgrund der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten von Zechstein und Rotliegend dürfte sich die Differenz von ca.  $2 \text{ }^\circ\text{C/km}$  auf diese Abschnitte ungleich verteilen. Die in der Tabelle 3.16 aufgeführten Temperaturgradienten könnten daher zwischen 1 und  $3 \text{ }^\circ\text{C/km}$  zu niedrig bestimmt sein.

## Wärmeleitfähigkeiten

Zwölf Proben aus den Kernproben dieser Bohrung wurden untersucht. Davon entfallen elf Proben auf die Elbe Subgruppe und eine Kalksteinprobe (Pw-12) auf das Zechstein (s. Anhang, Tab. A.2). Aufgrund der lithologischen Ausprägung der Elbe Subgruppe in der Bohrung *Pw 2-76* mit 38 % Sandstein, 10 % Siltstein und etwa 52 % Tonstein wird eine Formationswärme-

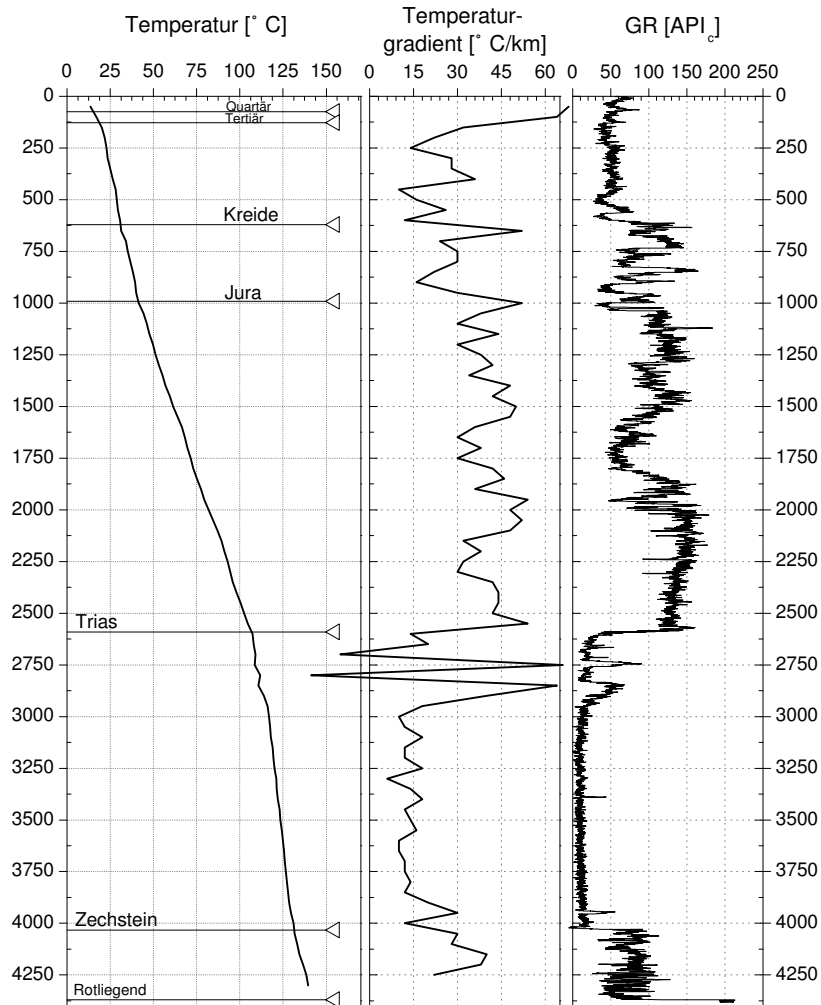


Abbildung 3.38: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung Pw 2/76 mit Angabe der Stratigraphie und der Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern.

leitfähigkeit von  $2,8 \pm 0,2$  W/m/K berechnet (s. Anhang, Tab. A.5). Für das Staßfurtsteinsalz wurde eine Wärmeleitfähigkeit von  $5,22 \pm 0,39$  (Kopietz et al., 1995) angenommen.

### Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im Staßfurtsteinsalz und in der Elbe Subgruppe bestimmt. Die Wärmestromdichtewerte betragen  $51,1$  mW/m<sup>2</sup> (Staßfurt) bzw.  $76,4$  mW/m<sup>2</sup> (Elbe Subgruppe, s. Tab. 3.16). Vielleicht erklärt sich die relativ große Diskrepanz zwischen den beiden Werten durch eine zu niedrig angesetzte Wärmeleitfähigkeit des Staßfurtsteinsalzes, vielleicht ist auch der Einfluss der Salzstruktur Groß Spiegelberg stärker als vermutet. Bei einer möglichen Korrektur aufgrund der Salzstruktur (vgl. Kap. 3.4.3) kann von einer maximalen Erhöhung von  $+5$  mW/m<sup>2</sup> für das Staßfurtsteinsalzintervall und  $-5$  mW/m<sup>2</sup> für das Intervall in der Elbe Subgruppe ausgegangen werden. Damit bleibt eine Differenz von etwa  $15$  mW/m<sup>2</sup> zwischen

den Tiefenintervallen bestehen, die nicht alleine auf einen thermischen Einfluss der Salzstruktur bezogen werden kann. Wird vorausgesetzt, dass die Temperaturerfassung im thermischen Ungleichgewicht erfolgte, so müssen sich die Temperaturgradienten erhöhen. Ein noch höherer Wert der Wärmestromdichte der Elbe Subgruppe wäre die Folge. Der Mittelwert der beiden Intervalle beträgt  $63,8 \pm 2,3 \text{ mW/m}^2$ . Die Wärmeproduktion der postpermischen Sedimente steuert etwa  $4 \text{ mW/m}^2$  zum  $q_s$ -Wert bei, der damit zwischen  $55$  und  $80 \text{ mW/m}^2$  liegen kann.

Gläser (1983) gibt für diese Bohrung eine Wärmestromdichte von  $63,2 \text{ mW/m}^2$  an, welches in etwa dem Mittelwert aus Tabelle 3.16 entsprechen würde. Auf der Grundlage der vorliegenden Daten kann jedoch nicht entschieden werden, welche der Wärmestromdichtewerte den terrestrischen Wärmefluss korrekter wiedergibt. Der Wert von Gläser kann daher nur insoweit bestätigt werden, als das ihm nun ein Fehlerbereich zugeordnet werden kann:  $68 \pm 13 \text{ mW/m}^2$ .

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m <sup>2</sup> ]
Zechstein	2600	4000			
<i>gesamt</i>				$16,2 \pm 0,5$	
Zechstein	2950	3900	$5,22 \pm 0,39$		
<i>Staßfurtsteinsalz</i>	<i>116,0</i>	<i>128,5</i>	<i>3,9 \pm 0,2</i>	$13,1 \pm 0,1$	$51,1 \pm 2,6$
Elbe	4050	4300	$3,2 \pm 0,2$		
Subgruppe	<i>131,6</i>	<i>139,5</i>	<i>2,3 \pm 0,1</i>	$32,8 \pm 1,2$	$76,4 \pm 3,8$
Mittelwert					$63,8 \pm 2,3$
Postperm					$+ 4,0 \pm 0,8$
$q_s$					$67 \pm 3,1$

*Tabelle 3.16:* Wärmestromdichte der Bohrung *Pw 2/76* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum  $q_s$ -Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

#### 3.5.2.4 *Sw 2/64*

Die Bohrung liegt in der Altmark im Südwesten des NEDB und wurde vom 17.02.1964 bis zum 29.03.1966 bis in eine Tiefe von 4987,9 m abgeteuft. Ziel war die Untersuchung des Zechsteins und des Rotliegend.

#### Geologisches Profil

Unterhalb 65 m Quartärsedimenten und einem mit fast 550 m relativ mächtig erhaltenem Tertiär folgen bis in eine Tiefe von 2724 m mesozoische Ablagerungen. Das Zechstein wurde in einer Tiefe von 2424 bis 3338,7 m angetroffen, darunter lagern Rotliegend Sedimente der Elbe Subgruppe und ab einer Tiefe von 3678 m bis zur Endteufe Rhyolithoid und Ignimbrit Folgen.

#### Salzstrukturen

In etwa 5 bis 10 km Entfernung von der Bohrung befinden sich kleinere Salzdiapire, etwa 3 km südwestlich der Bohrung ist eine durch Salzaufstieg bedingte Störung nachgewiesen (Reinhardt,

1993). Die Störung des Temperaturprofils durch Salzstrukturen ist vermutlich geringer als die Unsicherheiten in den Temperaturdaten.

### Temperaturdaten

Die Temperaturmessung erfolgte am 29.10.1966 und damit über 5000 Stunden nach Bohrungs-ende. Auf dem Messprotokoll wird jedoch eine Standzeit von 290 Stunden angegeben, so dass vor dem Zeitpunkt der Messung noch andere, unbekannte Aktivitäten an der Bohrung stattgefunden haben müssen. Es wurde im Tiefenbereich von 200 bis 3650 m aufgezeichnet (Abb. 3.39).

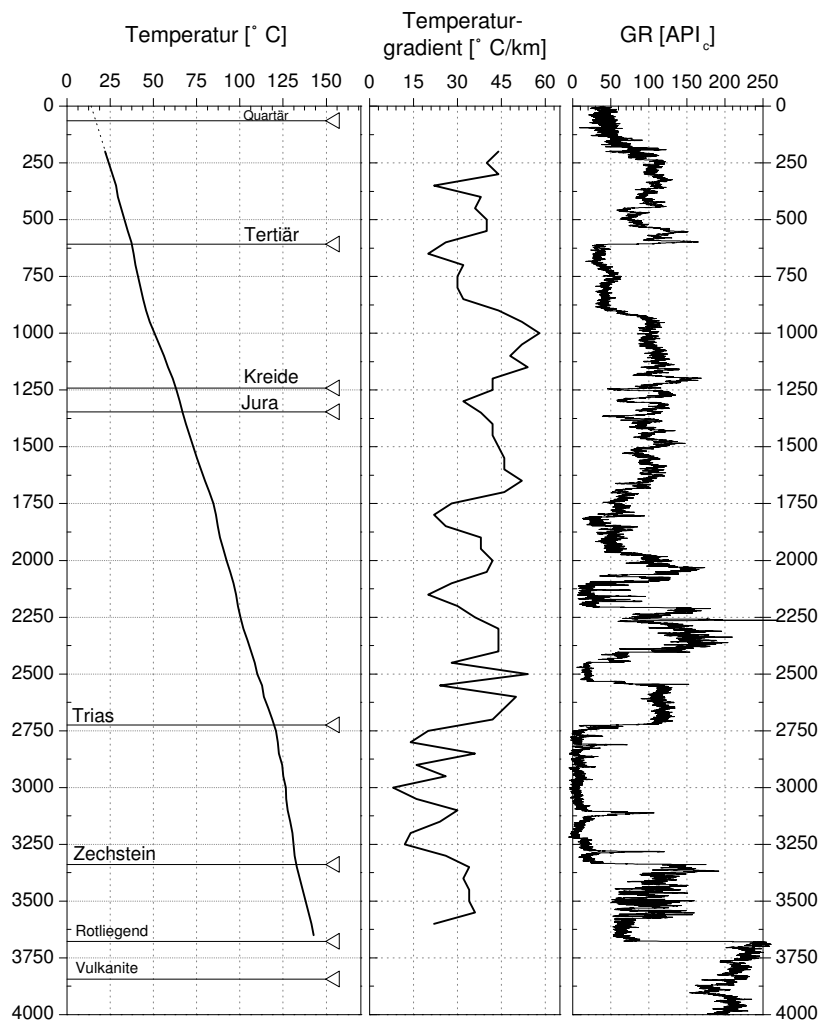


Abbildung 3.39: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung Sw 2/64 mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten, auf API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern.

Tendenziell ist eine gute Korrelation von Lithologie und Temperaturgradient zu beobachten. Bei zunehmenden Tongehalt (hier durch das GR-Log dargestellt) nimmt die Wärmeleitfähigkeit ab und höhere Temperaturgradienten treten auf. Deutlich ist die unterschiedliche lithologische

Ausbildung von Ober- und Unterkreide (s. S. 57) oder der Wechsel von den tonig-siltig ausgebildeten Sedimenten des Unteren Buntsandsteins zu den Salzabfolgen des Zechsteins in den Temperaturgradienten nachvollziehbar. Eine Extrapolation der gemessenen Temperaturen zur Oberfläche lässt auf eine Temperatur von etwa 14 °C schließen und zeigt an, dass die Bohrung zum Zeitpunkt der Messung nicht im thermischen Gleichgewicht stand. Förster (2001) erwartet im Gegensatz zu den gemessenen 142,6 °C eine Temperatur von  $147 \pm 3$  °C an der Messtiefe von 3650 m. Für den COP-Punkt wird in einer Tiefe von etwa 2200 m eine Temperatur von 98,8 °C berechnet. Der Gradient, der sich aus dem Intervall von 2200 bis 3650 m ergibt, kann dabei einen Fehler von ca. 3 °C/km aufweisen ( $(147-98,8 \text{ °C})/1,45 \text{ km} = 33,2 \text{ °C/km}$  bzw.  $(142,6-98,8 \text{ °C})/1,45 \text{ km} = 30,2 \text{ °C/km}$ ). Temperaturgradienten in dem unteren Abschnitt des Temperaturprofils (Tab. 3.17) können daher zu niedrig bestimmt sein.

Die vergleichsweise stark wechselnden Temperaturgradienten im Zechstein (Abb. 3.39 und Tab. 3.17), können durch einen Wechsel in der Lithologie (vor allem zwischen Steinsalz bzw. Anhydrit und Dolomit mit gering wärmeleitenden Kalisalzlagen) zurückgeführt werden. Am deutlichsten ist dies beim Kaliflöz Staßfurt bei etwa 3111 bis 3130 m Tiefe nachzuvollziehen.

### Wärmeleitfähigkeiten

Von der Bohrung *Sw 2/64* wurden insgesamt zehn Proben untersucht: zwei aus dem unteren Buntsandstein (2,4 und 3,0 W/m/K), sieben aus der Elbe Subgruppe und eine Vulkanitprobe (Sw-01: 2,8 W/m/K). Für die Berechnung der Wärmestromdichte wurden nur die Wärmeleitfähigkeit für Steinsalz nach Kopietz et al. (1995) und die gemessenen Wärmeleitfähigkeiten der Elbe Subgruppe genutzt.

Kopietz et al. (1995) geben neben einer mittleren Wärmeleitfähigkeit für Staßfurt Steinsalz ( $5,22 \pm 0,39$  W/m/K) auch eine mittlere Wärmeleitfähigkeit für das Leine Steinsalz ( $5,06 \pm 0,30$  W/m/K). Diese Werte wurden zur Bestimmung der Wärmestromdichte genutzt.

Die Elbe Subgruppe setzt sich nach dem Schichtenverzeichnis der Bohrung überwiegend aus Sandsteinen (56 %) und untergeordnet zu etwa gleichen Teilen aus Ton- und Siltsteinen zusammen (s. Anhang, Tab. A.5). Die auf der Grundlage der gemessenen Wärmeleitfähigkeiten ermittelte Formationswärmeleitfähigkeit beträgt  $3,5 \pm 0,2$  W/m/K.

### Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im Leinsteinsalz, im Staßfurtsteinsalz und in der Elbe Subgruppe bestimmt. Die Tabelle 3.17 zeigt die Grundlagen zur und die Ergebnisse der Berechnung für die drei Tiefenintervalle. Die Wärmestromdichten variieren zwischen 73 und 96 mW/m<sup>2</sup>. Aufgrund der geringen Mächtigkeit und damit der geringen Anzahl von Temperaturdaten in den Leine- bzw. Staßfurtsteinsalzen ist die Bestimmung des Temperaturgradienten und der Wert der ermittelten Wärmestromdichte mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Für das Intervall der Elbe Subgruppe wurde ein Gradient mit höherer Sicherheit aus sechs Temperaturdaten bestimmt. Die mittlere Wärmestromdichte an der Bohrung *Sw 2/64* beträgt  $90,1 \pm 4,7$  mW/m<sup>2</sup>.

Durch die Postperm Sedimente werden etwa  $3,5 \text{ mW/m}^2$  zusätzlich durch radiogene Wärme-  
produktion generiert, so dass sich ein Wert für  $q_s$  von  $94 \pm 5 \text{ mW/m}^2$  ergibt. Dieser Wert liegt  
etwas höher als der von Gläser (1983) für die Bohrung angegebene  $q_s$ -Wert von  $85,1 \text{ mW/m}^2$ .

Stratigraphie	OK [m] <i>T</i> [°C]	UK [m] <i>T</i> [°C]	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	WSD [mW/m <sup>2</sup> ]
Zechstein <i>gesamt</i>	2750	3300		$20,1 \pm 0,5$	
Zechstein <i>nur Leinesteinsalz</i>	2850 122,6	3000 126,5	$5,06 \pm 0,3$ $3,8 \pm 0,2$	$25,0 \pm 2,7$	$95,8 \pm 11,1$
Zechstein <i>Staffursteinsalz</i>	3150 <i>129,2</i>	3250 <i>131,1</i>	$5,22 \pm 0,39$ <i>3,9 \pm 0,2</i>	$19,0 \pm 2,9$	$73,2 \pm 12,0$
Elbe Subgruppe	3350 <i>133,0</i>	3650 <i>142,6</i>	$3,5 \pm 0,2$ <i>2,8 \pm 0,2</i>	$32,7 \pm 0,7$	$92,9 \pm 5,3$
Mittelwert, gewichtet					$90,1 \pm 4,7$
Postperm					$+ 3,5 \pm 0,7$
$q_s$					$94 \pm 5,4$

*Tabelle 3.17:* Wärmestromdichte der Bohrung *Sw 2/64* nach der Intervallmethode und Beitrag der  
postpermischen Sedimente zum  $q_s$ -Wert. Die Temperaturgradienten wurden durch lineare Regression  
bestimmt. Für Fehler und Abkürzungen s. Tab. 3.10.

### 3.5.3 Bohrungen mit vom Bohrvorgang stark gestörten Tempera- turprofilen

#### 3.5.3.1 *Binz 1/73*

Die Bohrung liegt auf der Insel Rügen, nahe der Ortschaft Lancken. Sie ist vom 03.07.1973 bis  
zum 01.04.1975 bis in eine Tiefe von 5219,6 m abgeteuft worden. Die geologische Aufgabenstel-  
lung lag in der Erkundung des Karbons und Devons.

#### Geologisches Profil

Nach 41 m mächtigem Quartär folgen die mesozoischen Ablagerungen bis in eine Tiefe von  
1409 m. Tertiäre Sedimente wurden nicht aufgeschlossen (s. Kap. 2.3.7). Das Perm ist nur  
wenige Meter mächtig (1409–1437 m) und besteht aus Konglomeraten mit unsicherer stratigra-  
phischer Einordnung. Unterhalb der dann erbohrten, rund 120 m mächtigen permokarbonischen  
Rhyolithoide (vom Typ III; Hoth et al., 1993a) sind Ablagerungen des Oberkarbons, Ober- und  
Mitteldevons und des Unteren Ordoviziums (von 5015 bis 5219,6 m) angetroffen worden (s.  
Abb. 3.40).

#### Salzstrukturen

Die Bohrung *Binz 1/73* liegt am Rande der Zechsteinsalzverbreitung in Nordostdeutschland.  
Es liegen keine Salzstrukturen in ihrem Umfeld.

## Temperaturdaten

Die Messung des kontinuierlichen Temperaturlogs erfolgte am 29.04.1975, etwa 670 Stunden nach dem offiziellen Ende der Bohrungsarbeiten. Es wurde im Tiefenintervall von 50 bis 5000 m aufgezeichnet. Die Standzeit betrug jedoch nur 96 Stunden, und aufgrund des Temperaturverlaufs (Abb. 3.40) ist mit einer deutlichen Störung der Gebirgstemperaturen zu rechnen. Förster (2001) vermutet eine Gebirgstemperatur von  $132 \pm 3 \text{ °C}$  in 5000 m Tiefe. Unter Berücksichtigung der korrigierten Temperatur, dem nach Förster (2001) berechneten COP-Punkt bei ca. 2300 m ( $68,4 \text{ °C}$ ) und einer angenommenen mittleren Temperatur an der Erdoberfläche von  $8 \text{ °C}$  ergeben sich die folgenden möglichen Abweichungen in den Temperaturgradienten ober- und unterhalb des COP-Punktes:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/50	$8,0 \text{ °C}$	$19,5 \text{ °C}$	
0–2300/50–2300	$26,3 \text{ °C/km}$	$21,7 \text{ °C/km}$	$4,6 \text{ °C/km}$
2300	$68,4 \text{ °C}$	$68,4 \text{ °C}$	
5000	$132,0 \text{ °C}$	$126,4 \text{ °C}$	
2300–5000	$23,6 \text{ °C/km}$	$21,5 \text{ °C/km}$	$2,1 \text{ °C/km}$

Die Abschätzung zeigt, dass das Temperaturprofil oberhalb des COP-Punktes ungleich stärker vom Bohrvorgang gestört ist, als unterhalb des Punktes, da der obere Abschnitt durch den Bohr- und Spülvorgang länger beeinflusst wurde.

In den mitteldevonischen Abfolgen (Givet bis Eifel) sind verschiedene Spitzen im Temperaturkurvenverlauf zu erkennen. Diese Spitzen (bei 3550 m, 4375 m und 4500 bis 4850 m) treten zwar innerhalb einer Wechsellagerung von Feinsandstein und Siltstein bzw. in einem Bereich mit Diabasgängen auf, die Größe des Temperaturgradienten zeigt jedoch, dass Unterschiede in der Wärmeleitfähigkeit nicht für die Abweichungen verantwortlich sein können. Kleinskalige Fluidbewegungen sind wahrscheinlich, die bei linearer Regression der Temperaturdaten über größere Tiefenabschnitte dennoch die Bestimmung charakteristischer Temperaturgradienten zulassen. Die Temperaturgradienten für stratigraphische Abschnitte, die sich aus dem gestörten und der möglichen Korrektur des gestörten Temperaturprofils ergeben, sind in Tab. 3.18 dargestellt.

## Wärmeleitfähigkeiten

Von der Bohrung *Binz 1/73* wurden zwei permokarbonische Vulkanite, sieben karbonische und sechs devonische Proben untersucht. Die Lithologien der Proben umfassen Kalk-, Tonmergel-, Silt- und Feinsand- sowie Mittelsandsteine und einen Diabas. Für die Bestimmung der Formationswärmeleitfähigkeiten wurde aber auch auf weitere Proben aus entsprechender Stratigraphie und Lithologie zurückgegriffen (s. Anhang, Tab. A.5). Als Wärmeleitfähigkeiten wurden bestimmt:  $3,9 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$  Stefan,  $3,8 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$  Westfal,  $2,6 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$  Frasné,  $4,2 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$  Givet,  $4,1 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$  Eifel-Givet und  $3,9 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$  Eifel. Für die permokarbonischen Rhyolithe wurde eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von  $2,9 \pm 0,2 \text{ W/m/K}$  angenommen.



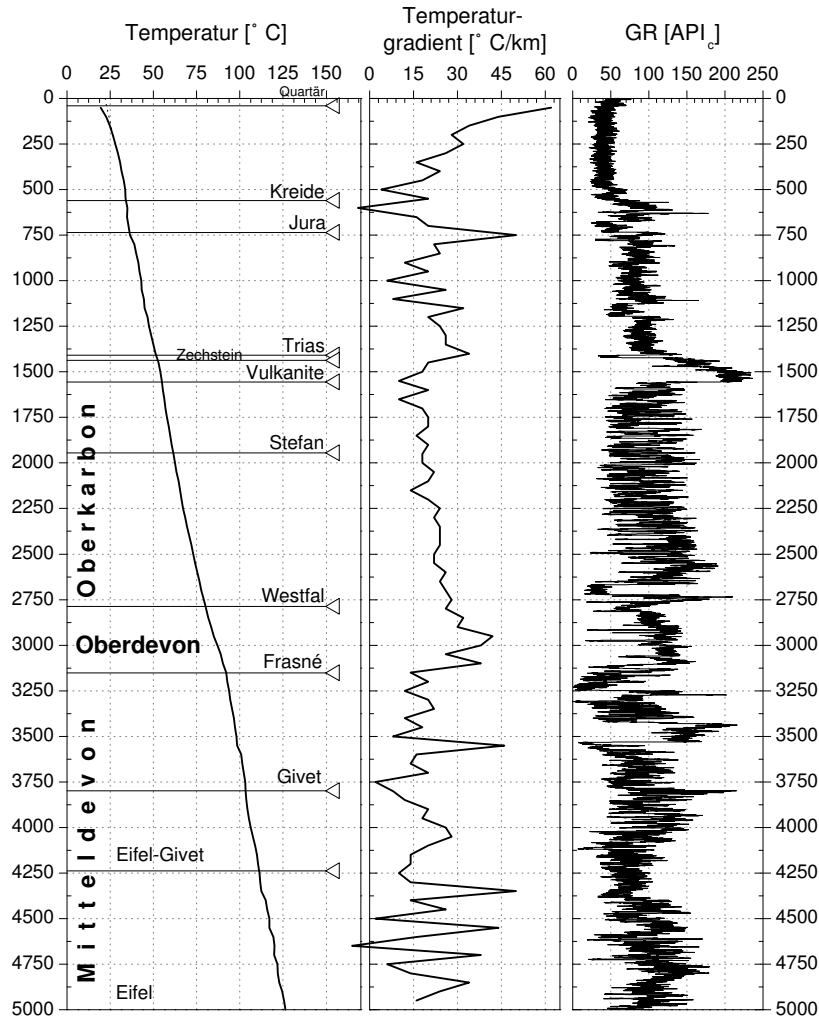


Abbildung 3.40: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung Binz 1/73 mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und auf API-Einheiten bezogenen Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern

### Wärmestromdichte

Zur Bestimmung der Wärmestromdichte wurden die aufgeschlossenen stratigraphischen Einheiten des Präzechsteins verwandt (Tab. 3.18). Werden die aus der linearen Regression bestimmten Temperaturgradienten zur Berechnung der Wärmestromdichte benutzt, so wird eine mittlere Wärmestromdichte von  $67,5 \pm 1,8 \text{ mW/m}^2$  ermittelt. Für die berechnete Wärmestromdichte ergibt sich ein deutlicher Unterschied, wenn eine Korrektur nach Gleichgewichtsbedingungen für die einzelnen Intervalle eingesetzt wird. Die Wärmestromdichtewerte der Rhyolithe und der stefanischen Ablagerungen liegen deutlich höher ( $66\text{--}79 \text{ mW/m}^2$ ), während die Abfolgen unterhalb des Westfals sich nur moderat erhöhen (auf  $71\text{--}86 \text{ mW/m}^2$ ). Die Wärmestromdichte, die im Westfal bestimmt wurde, sollte dabei aufgrund des von ihm eingeschlossenen COP-Punktes die geringste Änderung erfahren haben. Die durch die Korrektur der Temperaturgradienten

ermittelte Wärmestromdichte der Bohrung *Binz 1/73* beträgt  $75 \text{ mW/m}^2$  und gleicht dem im Westfal bestimmten Wert und erscheint daher als wahrscheinlich. Die sedimentäre Überdeckung steuert durch die radiogene Wärmeproduktion etwa  $1,5 \text{ mW/m}^2$  zum Wärmestromdichte bei, so dass sich ein  $q_s$ -Wert von etwa  $77 \text{ mW/m}^2$  ergibt. Gläser (1983) hat für die Bohrung *Binz 1/73* eine Wärmestromdichte von  $40,3 \text{ mW/m}^2$  aufgeführt, die nicht realistisch ist.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	T.-Grad. <sub>korrr.</sub> [°C/km]	WSD [mW/m <sup>2</sup> ]	WSD <sub>korrr.</sub> [mW/m <sup>2</sup> ]
Permokarbon.	1450	1550	$2,9 \pm 0,2$				
Vulkanite	<i>53,0</i>	<i>54,9</i>	$2,8 \pm 0,2$	$19,0 \pm 0,6$	<i>23,6</i>	$52,3 \pm 4,1$	<i>66</i>
Oberkarbon	1600	1900	$3,9 \pm 0,2$				
<i>Stefan</i>	<i>55,4</i>	<i>60,6</i>	$3,6 \pm 0,2$	$17,4 \pm 0,6$	<i>22,0</i>	$62,3 \pm 3,9$	<i>79</i>
<b>Oberkarbon</b>	1950	2750	$3,8 \pm 0,2$				
<b><i>Westfal</i></b>	<i>61,6</i>	<i>79,1</i>	$3,4 \pm 0,2$	$21,9 \pm 0,3$	<i>21,9</i>	$75,0 \pm 4,3$	<i>75</i>
Oberdevon	2800	3150	$4,2 \pm 0,2$				
<i>Frasné</i>	<i>80,5</i>	<i>92,1</i>	$2,4 \pm 0,2$	$33,8 \pm 0,8$	<i>35,9</i>	$80,7 \pm 6,7$	<i>86</i>
Mitteldevon	3200	3750	$4,1 \pm 0,2$				
<i>Givét</i>	<i>92,8</i>	<i>103,2</i>	$3,5 \pm 0,2$	$19,1 \pm 0,6$	<i>21,2</i>	$67,2 \pm 3,8$	<i>75</i>
Mitteldevon	3800	4200	$4,1 \pm 0,2$				
<i>Eifel-Givét</i>	<i>103,3</i>	<i>110,6</i>	$3,4 \pm 0,2$	$19,7 \pm 1,0$	<i>21,8</i>	$66,9 \pm 4,5$	<i>74</i>
Mitteldevon	4250	5000	$3,9 \pm 0,2$				
<i>Eifel</i>	<i>111,3</i>	<i>126,4</i>	$3,2 \pm 0,2$	$20,1 \pm 0,6$	<i>22,2</i>	$64,1 \pm 3,8$	<i>71</i>
Mittelwert, gewichtet						$67,5 \pm 1,8$	<i>75</i>
sed. Perm und Postperm					+	$1,5 \pm 0,3$	
$q_s$						$69 \pm 2,1$	<i>77</i>

*Tabelle 3.18:* Wärmestromdichte der Bohrung *Binz 1/73* nach der Intervallmethode und Beitrag des sedimentären Perms und Postperms zum  $q_s$ -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad.<sub>korrr.</sub>), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Das Intervall im Westfal liegt am dichtesten am COP-Punkt und stellt damit vermutlich den besten Wert dar. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.

### 3.5.3.2 *Gap 1/86*

Die Bohrung *Gap 1/86* liegt ebenso wie die Bohrung *Sw 2/64* in der AFS Region. Sie wurde zwischen dem 30.06.1986 und dem 13.04.1987 bis in eine Tiefe von 4587,2 m abgeteuft.

### Geologisches Profil

Quartäre und tertiäre Ablagerungen überdecken bis in eine Tiefe von 485 m die mesozoischen Abfolgen. Permische Zechsteinablagerungen wurden in einer Tiefe von 3395 bis 3814,5 m aufgeschlossen, bevor die Elbe Subgruppe (bis 4169 m) und die Havel Subgruppe (bis 4388,3 m) erbohrt wurden. Nach einer 184 m mächtigen Basaltoid-Konglomerat-Sandstein-Folge erreichte die Bohrung ihre Endteufe in permokarbonischen Vulkaniten (Rhyolithoid Typ IIIId; Hoth

et al., 1993a).

### Salzstrukturen

Die Salzmächtigkeiten betragen im Umkreis von fünf Kilometern etwa 500 m. Nur rund 4 km nordwestlich ist ein Diapir mit einer Mächtigkeit von ca. 1500 m und einem Durchmesser von etwa 2250 m ausgebildet. Eine Beeinflussung der Gebirgstemperaturen an der Bohrung *Gap 1/86* durch diese Struktur wird nur gering sein und wird nicht berücksichtigt.

### Temperaturdaten

Das Temperaturlog wurde am 31.03.1987 aufgezeichnet, etwa 300 Stunden vor dem offiziellen Bohrungsende. Auf dem Messprotokoll wird eine Standzeit von 100 Stunden angegeben und die Temperaturmessung muss als deutlich gestört eingeschätzt werden. Die Messung erfolgte von 50 m bis 4580 m (Abb. 3.41). Die gemessene Temperatur am Ende des Temperaturprofils betrug 149,7 °C.

Förster (2001) gibt eine wahrscheinliche Gebirgstemperatur von  $156 \pm 3$  °C an. Basierend auf dieser Temperatur, dem nach Förster (2001) berechneten COP-Punkt bei etwa 2050 m (83,8 °C) und einer mittleren Oberflächentemperatur von 8 °C ergeben sich für die Temperaturgradienten ober- und unterhalb des COP-Punktes folgende Abweichungen:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/50	8,0 °C	20,0 °C	
0–2050/50–2050	37,0 °C/km	31,9 °C/km	5,1 °C/km
2050	83,8 °C	83,8 °C	
4580	156,0 °C	149,7 °C	
2050–4580	28,5 °C/km	26,0 °C/km	2,5 °C/km

In Tabelle 3.19 sind die durch lineare Regression berechneten Temperaturgradienten und die mit dem Differenzbetrag korrigierten Temperaturgradienten dargestellt. Die unkorrigierten Gradienten der Elbe und Havel Subgruppe sowie der Basaltoid Folge sind im Vergleich zu den bisher betrachteten Bohrungen erstaunlich niedrig. Entweder ist die Temperaturmessung in diesen Bereichen aufgrund der thermischen Beeinflussung durch den Bohrvorgang oder anderen Aktivitäten in der Bohrung noch extrem gestört oder die Lithologie (und damit die thermischen Eigenschaften) sind anders ausgebildet.

### Wärmeleitfähigkeiten

Drei Vulkanite, die als Basanit, Trachyt und Tephrit (basaltoide Folge) bestimmt wurden, und sieben Proben aus dem sedimentären Rotliegend wurden von der Bohrung *Gap 1/86* untersucht. Eine weitere Probe besteht aus Vulkanit-Konglomeraten und wird in die Altmark Subgruppe gestellt (Probe Gap-2). Für das Zechstein liegen keine eigenen Wärmeleitfähigkeitsmessungen an Bohrkernen dieser Bohrung vor. Für die angetroffenen Gesteine (Steinsalz, Kalisalz, Anhydrit, Tonstein, Kalk- und Dolomitstein) werden folgende Wärmeleitfähigkeiten angenommen,

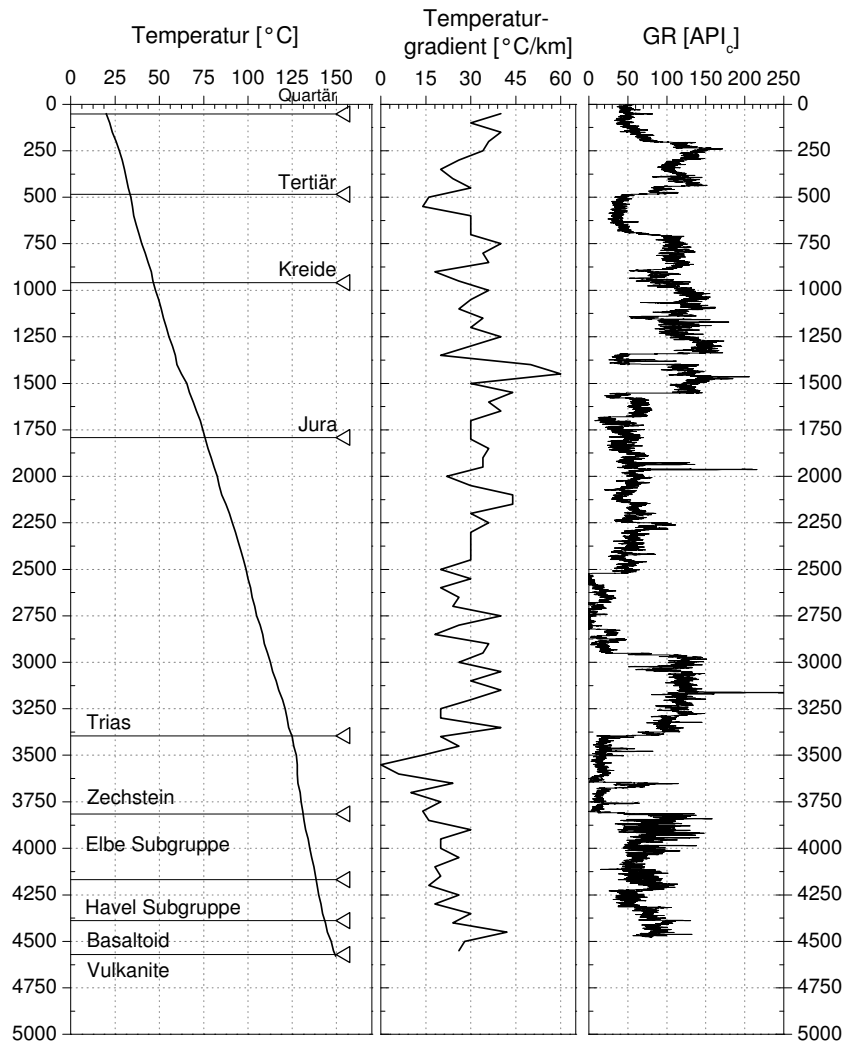


Abbildung 3.41: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *Gap 1/86* mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und nach API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern

die allen Zechsteinfolgen (laut Schichtenverzeichnis sind fünf Folgen, die Ohre-, Aller-, Leine-, und Staßfurtfolge ausgebildet) zu Grunde gelegt werden: Steinsalz und Anhydrit:  $5,1 \pm 0,3$  W/m/K; Kalisalz und Tonstein:  $2,1 \pm 0,9$  W/m/K; Kalk- und Mergelstein:  $3,0 \pm 0,7$  W/m/K. Der letzte Wert entstammt dabei Messungen dieser Arbeit (s. Tab. 3.1), während die beiden vorigen auf Messungen von Kopietz et al. (1995) basieren. Aufgrund der relativen Anteile von Steinsalz, Anhydrit, Kalisalz, Tonstein und Kalk- bzw. Dolomitstein im Tiefenabschnitt von 3400–3800 m (19:70:6:3:2), welche aus dem Schichtenverzeichnis der Bohrung ermittelt wurden, wurde die Wärmeleitfähigkeit des Intervalls auf  $4,8 \pm 0,2$  W/m/K bestimmt. Die abgeleiteten Wärmeleitfähigkeiten der Elbe und Havel Subgruppe (s. Anhang, Tab. A.5) wurden mit  $3,5 \pm 0,2$  bzw.  $4,3 \pm 0,4$  W/m/K ermittelt. Für die basaltoide Abfolge wird eine Wärmeleitfähigkeit von  $2,2 \pm 0,2$  W/m/K angenommen.

## Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde an Intervallen des Zechsteins, der Elbe und Havel Subgruppe sowie der Basaltoidfolge bestimmt (Tab. 3.19). Die mittlere Wärmestromdichte auf der Basis der unkorrigierten Temperaturgradienten beträgt  $61 \text{ mW/m}^2$ . Setzt man eine Korrektur von  $+2,5 \text{ }^\circ\text{C/km}$  für die Temperaturgradienten der betrachteten Intervalle an, die alle unterhalb des COP-Punktes liegen, so ergibt sich eine mittlere Wärmestromdichte von etwa  $69 \text{ mW/m}^2$ . Durch die Wärmeproduktion der postpermischen Sedimente werden etwa  $4 \text{ mW/m}^2$  generiert, so dass ein  $q_s$ -Wert von etwa  $73 \text{ mW/m}^2$  an der Bohrung *Gap 1/86* erwartet wird.

Stratigraphie	OK [m] <i>T</i> [ $^\circ\text{C}$ ]	UK [m] <i>T</i> [ $^\circ\text{C}$ ]	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [ $^\circ\text{C/km}$ ]	T.-Grad. <i>korr.</i> [ $^\circ\text{C/km}$ ]	WSD [mW/m <sup>2</sup> ]	WSD <sub><i>korr.</i></sub> [mW/m <sup>2</sup> ]
Zechstein	3400 <i>125,0</i>	3800 <i>131,0</i>	$4,8 \pm 0,2$ $3,7 \pm 0,1$	$13,6 \pm 1,0$	<i>16,1</i>	$50,3 \pm 2,2$	<i>60</i>
Elbe Subgruppe	3850 <i>131,7</i>	4150 <i>138,2</i>	$3,5 \pm 0,2$ $2,9 \pm 0,2$	$22,2 \pm 0,6$	<i>24,7</i>	$63,5 \pm 3,7$	<i>72</i>
Havel Subgruppe	4200 <i>139,2</i>	4350 <i>142,2</i>	$4,3 \pm 0,4$ $3,3 \pm 0,3$	$20,6 \pm 1,3$	<i>23,1</i>	$68,0 \pm 6,9$	<i>76</i>
Perm <i>Basaltoidfolge</i>	4400 <i>143,7</i>	4500 <i>149,7</i>	$2,2 \pm 0,2$ $2,0 \pm 0,2$	$32,4 \pm 2,4$	<i>34,9</i>	$63,5 \pm 6,9$	<i>68</i>
Mittelwert						$61,3 \pm 2,7$	<i>69</i>
Postperm					+	$4,2 \pm 0,8$	
$q_s$						$65,5 \pm 3,5$	<i>73</i>

*Tabelle 3.19:* Wärmestromdichte der Bohrung *Gap 1/86* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum  $q_s$ -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad.<sub>*korr.*</sub>), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.

### 3.5.3.3 *FdLN 2/70*

Die Bohrung liegt etwa 30 km südlich der Bohrung *Loss 1/70* in Mecklenburg-Vorpommern (Abb. 3.1, S. 62). Mit der Zielsetzung, das Rotliegend und Präperm zu untersuchen, wurde sie vom 15.08.1970 bis zum 13.07.1972 bis in eine Tiefe von 5501 m abgeteuft.

## Geologisches Profil

Die quartären Ablagerungen reichen bis in eine Tiefe von 155 m und haben die tertiären Sedimente bis auf 10 m ersetzt. Unterhalb der känozoischen Sedimente folgen die mesozoischen Ablagerungen, die mit dem Buntsandstein in 2688 m Tiefe abschließen. Von 2688 bis 3510,3 m Tiefe wurden Zechsteinablagerungen angetroffen, die im Staßfurtkarbonat und im Oberen Werra-Anhydrit tektonisch gestört sind. Das anschließende Rotliegend ist nur mit der Elbe Subgruppe vertreten und konnte bis in eine Tiefe von 3767 m nachgewiesen werden. Dann

wurden rhyolithische Vulkanite (Typ III) bis 3838 m und Ignimbritfolgen bis zur Endteufe von 5501 m angetroffen (Hoth et al., 1993a).

### Salzstrukturen

Die Bohrung liegt zwischen drei Salzaufwölbungen, die sich im Abstand von 5–10 km westlich, nördlich und östlich der Bohrung befinden. Eine wesentliche Beeinflussung der Temperaturmessungen durch diese Strukturen ist nicht zu erwarten.

### Temperaturdaten

Die Messung erfolgte am 24.07.1972 nach einer Standzeit von 264 Stunden. Die Temperaturen wurden im Tiefenbereich von 200 bis 5400 m aufgezeichnet. Die registrierte Temperatur bei 5400 m betrug 175 °C. Förster (2001) geht dabei davon aus, dass dieser Wert um 5 °C zu niedrig ist und gibt eine korrigierte Temperatur von  $180 \pm 3$  °C an. In dem Temperaturprofil ist deutlich zu sehen, dass das thermische Gleichgewicht der Bohrung nicht erreicht ist: der Schnittpunkt mit der x-Achse liegt aufgrund der durch den Bohrvorgang im oberen Abschnitt noch deutlich erhöhten Temperaturen bei etwa 17 °C (Abb. 3.42).

Aufgrund der angenommenen Temperatur bei 5400 m und der Oberflächentemperatur (8 °C) wurden auch für diese Bohrung die möglichen Abweichungen der Temperaturgradienten (oberhalb und unterhalb des COP-Punktes) berechnet:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/200	8,0 °C	27,0 °C	
0–2400/200–2400	38,5 °C/km	33,4 °C/km	5,1 °C/km
2400	100,4 °C	100,4 °C	
5400	180,0 °C	175,0 °C	
2400–5400	26,5 °C/km	24,9 °C/km	1,6 °C/km

Auch hier gilt, dass sich die Abweichung in Abhängigkeit von den thermischen Eigenschaften der Lithologien über die Tiefe ungleich verteilen wird, jedoch eine exakte Korrektur der Temperaturgradienten über die Tiefe nicht möglich ist. Die Gradienten im Zechstein sollten aufgrund der hohen Wärmeleitfähigkeit dabei am ehesten ungestörte Bedingungen entsprechen. Die Abweichungen der Temperaturgradienten der Elbe Subgruppe und des oberen Abschnitts der Ignimbritfolge sind vermutlich stärker beeinflusst, wobei die Abweichung vermutlich weniger als +2 °C/km beträgt (s. Tab. 3.20).

### Wärmeleitfähigkeiten

Für das Staßfurtsteinsalz wird eine Wärmeleitfähigkeit von  $5,22 \pm 0,39$  W/m/K nach Kapietz et al. (1995) angenommen. In der Elbe Subgruppe wurden elf Proben untersucht, die sich aus vier Siltsteinen, drei Sandsteinen und vier Konglomeraten zusammensetzen, die überwiegend anhydritisch-karbonatisch gebunden sind (Anhang A.2). Für das Tiefenintervall von 3600 bis 3750 m ergibt sich eine lithologische Zusammensetzung von 42 % Siltstein, 24 % Konglomerat,

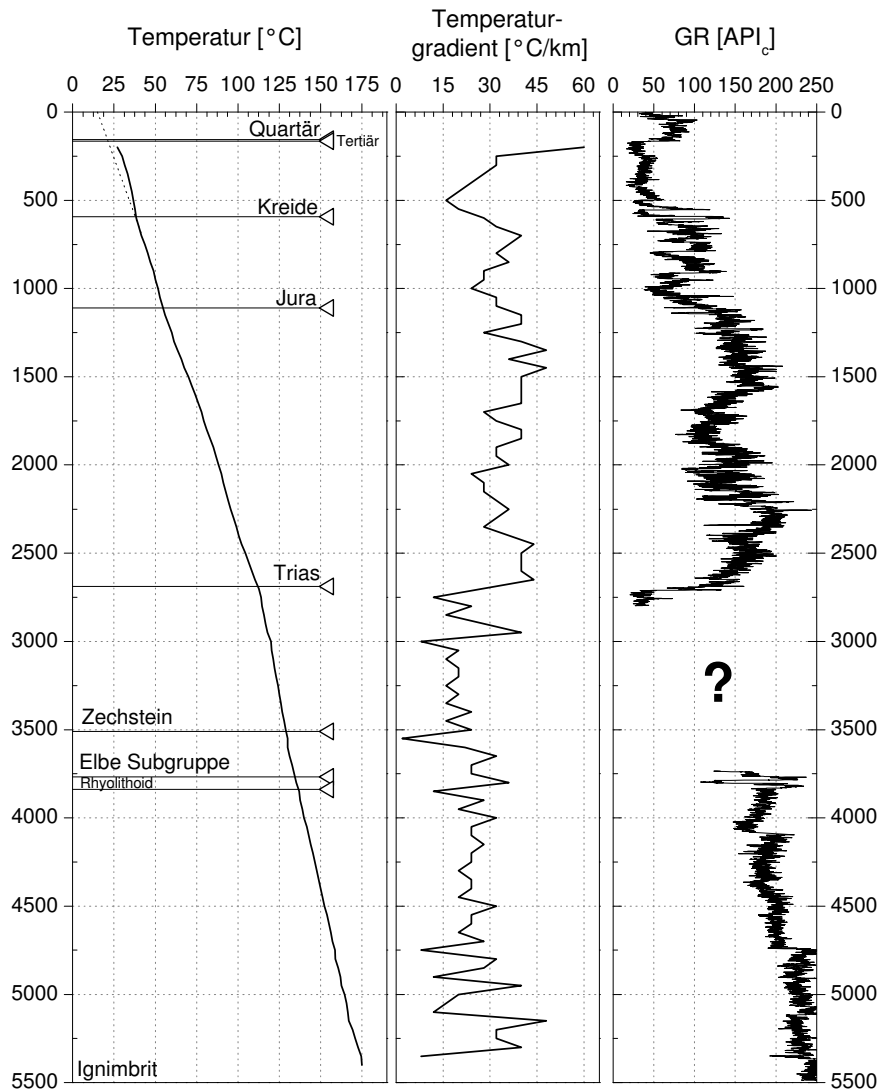


Abbildung 3.42: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *FdLN 2/70* mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und auf API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern. Zwischen 3200 und 3700 m konnten keine Gammamessungen recherchiert werden.

19 % Sandstein und 15 % Tonstein. Mit den Wärmeleitfähigkeiten von 3,1 W/m/K für Siltstein, 3,2 W/m/K für Konglomerat, 3,8 W/m/K für Sandstein und 2,5 W/m/K für Tonstein ergibt sich eine Formationswärmeleitfähigkeit für die Elbe Subgruppe von etwa 3,2 W/m/K. Es wird ein Fehler von  $\pm 0,2$  W/m/K angenommen. Die Wärmeleitfähigkeit der Ignimbrite konnte nicht bestimmt werden.

### Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde in den Intervallen im Zechstein und der Elbe Subgruppe bestimmt. Der Mittelwert beträgt bei Anwendung der gestörten Temperaturgradienten  $70,3 \pm 2,4$  W/m/K und bei Berücksichtigung des Korrekturansatzes von  $+1,6$  °C/km  $75$  mW/m<sup>2</sup>. Zusammen mit der durch die radiogene Wärmeproduktion der Sedimente generierten Wär-

mestromdichte des Postperms, die aus der Bohrlochmessung der natürlichen Radioaktivität berechnet wurde, wird der  $q_s$ -Wert der Bohrung *FdlN 2/70* auf  $79 \text{ mW/m}^2$  bestimmt. Gläser (1983) hat für diese Bohrung eine Wärmestromdichte von  $78,1 \text{ mW/m}^2$  angegeben, die nur unwesentlich von den hier berechneten Werten abweicht.

Stratigraphie	OK [m] $T [^{\circ}\text{C}]$	UK [m] $T [^{\circ}\text{C}]$	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [ $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ]	T.-Grad. <sub>korr.</sub> [ $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ]	WSD [ $\text{mW}/\text{m}^2$ ]	WSD <sub>korr.</sub> [ $\text{mW}/\text{m}^2$ ]
Zechstein	2700	3500					
<i>gesamt</i>				$20,2 \pm 0,4$	$21,8$		
Zechstein	3050	3400	$5,22 \pm 0,39$				
<i>Staßfurtsteinsalz</i>	$120,4$	$126,8$	$3,8 \pm 0,1$	$18,4 \pm 0,2$	$20,0$	$70,0 \pm 2,5$	$76$
Elbe Subgruppe	3550	3750					
<i>gesamt</i>				$21,4 \pm 3,1$	$23$		
Elbe	3600	3750	$3,2 \pm 0,2$				
Subgruppe	$130,1$	$134,0$	$2,7 \pm 0,2$	$26,6 \pm 1,3$	$28,2$	$71,0 \pm 5,3$	$75$
Permokarbon	3850	5400					
<i>Ignimbritfolge</i>				$24,4 \pm 0,2$	$26,0$		
Mittelwert, gewichtet						$70,3 \pm 2,4$	$75$
sed. Perm und Postperm					+	$3,7 \pm 0,7$	
$q_s$						$74 \pm 3,1$	$79$

*Tabelle 3.20:* Wärmestromdichte der Bohrung *FdlN 2/70* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum  $q_s$ -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad.<sub>korr.</sub>), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.

### 3.5.3.4 *Pnl 1/75*

Die Bohrung *Pnl 1/75* (Abb. 3.1, S. 62) wurde vom 25.06.1975 bis zum 04.09.1976 abgeteuft. Sie liegt in Mecklenburg-Vorpommern und erreichte eine Endteufe von etwa 5500 m.

### Geologisches Profil

Unterhalb einer über 160 m mächtigen quartären Überdeckung folgen bis in eine Tiefe von 723 m tertiäre Sedimente. Die mächtigen mesozoischen Ablagerungen wurden bis in 4002 m Tiefe angetroffen, dann wurde das Zechstein (4002–4568,5 m) und das Rotliegend (Elbe Subgruppe: 4568,5–4935,0 m, Havel Subgruppe: 4935,0–5749,0 m) erbohrt. Permokarbonische Vulkanite wurden schließlich bis zur Endteufe bei 5506,7 m angetroffen.

### Salzstrukturen

In etwa 5–8 km Entfernung befinden sich zwei sanfte Salzkissenaufwölbungen, die Struktur Tornow im Norden und die Struktur Brustorf im Süden (Rühberg, 1997). Eine wesentliche Beeinflussung der Gebirgstemperaturen durch diese Strukturen ist nicht wahrscheinlich.



## Temperaturdaten

Das Temperaturprofil der Bohrung (Abb. 3.43) ist stark gestört. Es wurde am 11.09.1976, 168 Stunden nach Ende der offiziellen Bohrungsarbeiten und nach einer angegebenen Standzeit von 132 Stunden im Tiefenintervall von 50 bis 5100 m aufgezeichnet. Die aus den Temperaturdaten abgeschätzte Temperatur an der Oberfläche liegt bei deutlich über 20 °C. Da eine mittlere Oberflächentemperatur von 8 °C realistisch ist, muss die Bohrung in ihrem oberen Abschnitt deutlich aufgeheizt worden sein. Dies lässt vermuten, dass auch der untere Abschnitt deutlich gestört ist und zu niedrige Temperaturen erfasst wurden. Innerhalb des Zechsteins tritt dabei ein auffälliger Verlauf der Temperaturen auf und die Temperaturgradienten schwanken beträchtlich, so dass auch mit Fluidbewegungen im Bohrloch gerechnet werden muss (Abb. 3.43). Nach Förster (2001) beträgt die zu erwartende Temperatur in 5100 m Tiefe 177 °C, gemessen wurden jedoch 166,9 °C. Die Störung der Temperaturgradienten lässt sich auch hier mit Hilfe des COP-Punktes abschätzen. Er wird in 2400 m Tiefe und bei einer Temperatur von 93,0 °C erwartet. Durch die oberen und unteren Randbedingungen ergeben sich folgende Unterschiede in den Temperaturgradienten:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/50	8 °C	24,5 °C	
0–2400/50–2400	35,4 °C/km	29,1 °C/km	6,3 °C/km
2400	93,0 °C	93,0 °C	
5100	177,0 °C	166,9 °C	
2400–5100	31,1 °C/km	27,4 °C/km	3,7 °C/km

Der Bereich mit der vermutlich geringsten Störung (Lage des COP-Punktes) liegt damit inmitten der triassischen Ablagerungen, für die keine geeigneten Wärmeleitfähigkeitsmessungen zur Bestimmung der Wärmestromdichte vorliegen. Das Zechstein Intervall, bei dem aufgrund der hohen Wärmeleitfähigkeit von Salz mit einem rascheren Temperatúrausgleich gerechnet werden kann, zeigt keinen rein konduktiven Temperaturverlauf (Abb. 3.43). So bleibt als mögliches Intervall zur Bestimmung der Wärmestromdichte der untere Abschnitt der Elbe Subgruppe (4600 bis 5050 m, Tab. 3.21), welche jedoch ebenfalls noch durch den Bohrvorgang gestört ist.

## Wärmeleitfähigkeiten

In der Elbe Subgruppe wurden sieben Proben dieser Bohrung untersucht: vier überwiegend feinsandig ausgebildete Sandsteine und drei Siltsteine. Die lithologische Zusammensetzung innerhalb des Tiefenintervalls von 4600 bis 5050 m der überwiegend karbonatisch und anhydritisch zementierten Sedimente besteht aus etwa 27 % Sandstein (3,4 W/m/K), 70 % Siltstein (3,0 W/m/K) und 3 % Tonstein (2,5 W/m/K, Tab. 3.1 und 3.2). Damit ergibt sich eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von  $3,1 \pm 0,2$  W/m/K.

## Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde in der Elbe Subgruppe auf  $67,4 \pm 3,8$  mW/m<sup>2</sup> bestimmt (Tab. 3.21). Unter Berücksichtigung eines evtl. bis zu 3,7 °C/km zu niedrigen Temperaturgradienten

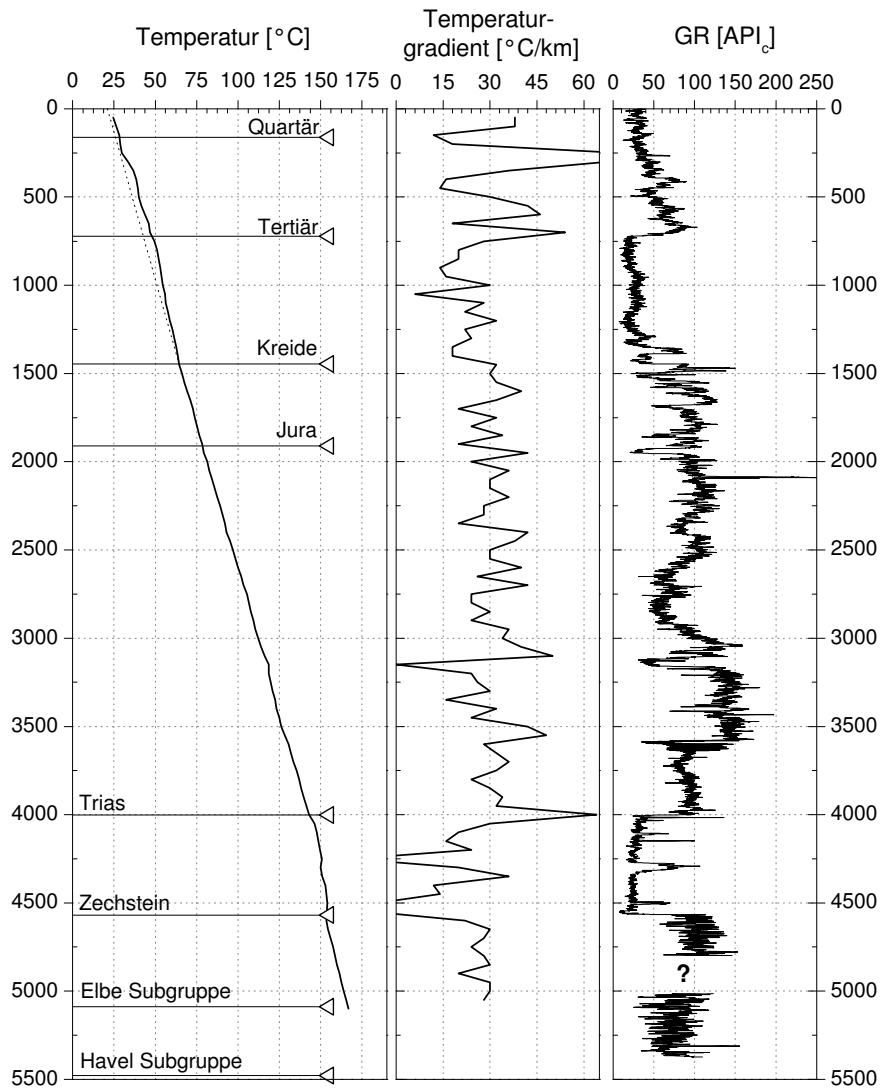


Abbildung 3.43: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *Pnl 1/75* mit Angabe der Stratigraphie und der korrigierten und in API-Einheiten umgerechneten Messkurven der natürlichen Gammastrahlung. Tiefe in Metern. Zwischen 4800 und 5014 m konnten keine Gammamessungen recherchiert werden. Deutlich ist eine höhere Gammaintensität in den feinklastischen oberen Zyklen der Elbe Subgruppe zu sehen, während die grobkörnigeren Havel Sedimente eine niedrigere Intensität aufweisen.

ergibt sich eine Wärmestromdichte von  $74 \text{ mW/m}^2$ . Der unkorrigierte Gradient des Staffurtsteinsalzes (4350–4500 m) zusammen mit der Wärmeleitfähigkeit von Steinsalz ( $5,22 \pm 0,39$  Kopietz et al., 1995) führt auf eine Wärmestromdichte von  $70,8 \pm 14,3 \text{ mW/m}^2$ . Wird der Korrekturansatz zur Berechnung des ungestörten Temperaturgradienten auch auf das Zechstein angewandt, so ergibt sich eine Wärmestromdichte von  $82 \text{ mW/m}^2$ . Aufgrund des vermuteten nicht rein konduktiven Wärmetransportes im Zechstein wird der in der Elbe Subgruppe bestimmte Wärmeleitfähigkeit die höhere Priorität zugeordnet. Zusammen mit der durch die radiogene Wärmeproduktion der postpermischen Sedimente generierten Wärmestromdichte von  $4,7 \text{ mW/m}^2$  wird damit ein  $q_s$ -Wert von  $79 \text{ mW/m}^2$  bestimmt. Gläser (1983) führt für diese Bohrung eine Wärmestromdichte in ähnlicher Größenordnung ( $76,5 \text{ mW/m}^2$ ) an.

Stratigraphie	OK [m] $T [^{\circ}\text{C}]$	UK [m] $T [^{\circ}\text{C}]$	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [ $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ]	T.-Grad. <sub>korrr.</sub> [ $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ]	WSD [ $\text{mW}/\text{m}^2$ ]	WSD <sub>korrr.</sub> [ $\text{mW}/\text{m}^2$ ]
Zechstein <i>gesamt</i>	4050	4550		$15,4 \pm 1,1$	$19,1$		
Zechstein <i>Staßfurtsteinsalz</i>	4350 $147,7$	4500 $150,7$	$5,22 \pm 0,22$ $3,6 \pm 0,1$	$19,8 \pm 3,9$	$23,5$	$(70,8 \pm 14,3)$	$(82)$
Elbe Subgruppe <i>gesamt</i>	4550	5050		$25,2 \pm 1,0$	$28,9$		
Elbe Subgruppe	4600 $153,0$	5050 $165,5$	$3,1 \pm 0,2$ $2,5 \pm 0,1$	$26,9 \pm 0,3$	$29,6$	$67,4 \pm 3,8$	$74$
Wärmestromdichte Postperm					+	$67,4 \pm 3,8$ $4,7 \pm 0,9$	$74$
$q_s$						$72,1 \pm 4,7$	$79$

*Tabelle 3.21:* Wärmestromdichte der Bohrung *Pnl 1/75* nach der Intervallmethode und Beitrag der postpermischen Sedimente zum  $q_s$ -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad.<sub>korrr.</sub>), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.

### 3.5.3.5 *Gv 1/78*

Die Bohrung *Gv 1/78* wurde vom 17.11.1978 bis zum 27.02.1980 bis auf eine Tiefe von 6711 m abgeteuft. Sie ist die einzige Bohrung im nordwestlichen Mecklenburg-Vorpommern ist, an der eine Abschätzung der Wärmestromdichte im Rahmen dieser Arbeit möglich war.

### Geologisches Profil

Die quartären Sedimente sind bis in eine Tiefe von 113 m nachgewiesen, dann folgen tertiäre Sedimente (bis 779 m) und mesozoische Ablagerungen bis in eine Tiefe von 3077 m. Darunter wurde mit etwa 1440 m Mächtigkeit das Zechstein angetroffen, bevor die Bohrung ihre Endteufe in Rotliegend Sedimenten erreichte.

### Salzstrukturen

Im näheren Umfeld ( $< 5$  km) der Bohrung befinden sich keine besonders auffälligen Salzstrukturen, so dass nicht von einer bedeutsamen thermischen Überprägung der Gebirgstemperaturen durch thermische Brechungseffekte von Salzstrukturen ausgegangen wird.

### Temperaturdaten

Das Temperaturlog der Bohrung *Gv 1/78* wurde am 18.10.1979, also gut vier Monate vor dem offiziellen Abschluss der Bohrarbeiten durchgeführt. Die Standzeit vor der Messung betrug laut Messprotokoll 100 Stunden. Die Aufzeichnung der Temperaturen erfolgte im Tiefenintervall von 100 bis 5950 m, wobei die Temperaturen im Tiefenabschnitt 100 bis 5900 m alle 100 m aufgezeichnet wurden (Abb. 3.44).

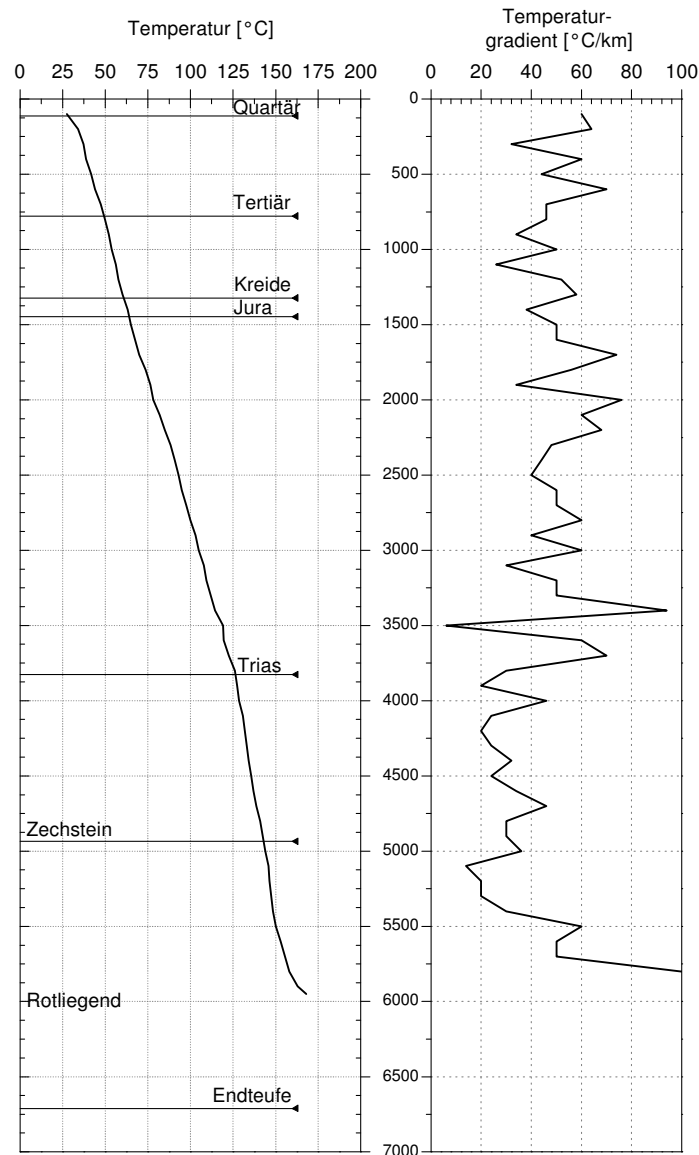


Abbildung 3.44: Temperatur- und -gradientenprofil der Bohrung *Gv 1/78* mit Angabe der Stratigraphie. Tiefe in Metern. Auffällig ist der Temperaturanstieg am unteren Ende der Messkurve.

Förster (2001) erwartet in der Tiefe von 5950 m eine Temperatur von 173 °C, gemessen wurden 168 °C. Der COP-Punkt liegt in etwa 2900 m Tiefe (103 °C). Die erwarteten Störungen der Temperaturgradienten ober- und unterhalb des COP-Punktes werden bei einer mittleren Temperatur der Erdoberfläche von 8 °C wie folgt berechnet:

Tiefe [m]	Annahme	Messung	Differenz
0/100	8,0 °C	27,5 °C	
0-2400/100-2400	39,6 °C/km	32,8 °C/km	6,8 °C/km
2900	103,0 °C	103,0 °C	
5950	173,0 °C	168,0 °C	
2900-5950	23,0 °C/km	21,3 °C/km	1,6 °C/km

Die Temperaturkurve (Abb. 3.44) zeigt im untersten Abschnitt einen deutlichen Anstieg der Temperatur. Berücksichtigt man den Zeitpunkt der Temperaturmessung, so ist nicht aus-

geschlossen, dass die Messung vor Erreichen der Endteufe der Bohrung erfolgte. Der Anstieg könnte daher auch durch den Bohrvorgang (Aufheizung bzw. verminderte Kühlung durch reduzierten Spülungsumlauf) hervorgerufen sein. Zur Abschätzung der Wärmestromdichte bietet sich daher nur das Zechstein Tiefenintervall an, welches durch die relativ hohe Wärmeleitfähigkeit und der relativen Nähe zum COP-Punkt am wenigsten gestört sein sollte.

### Wärmeleitfähigkeiten

Aus der Bohrung *Gv 1/78* wurden in dieser Arbeit keine Proben untersucht. Für die Wärmeleitfähigkeit des Staßfurtsteinsalzes wurde die Wärmeleitfähigkeit nach Kopietz et al. (1995) angenommen ( $5,22 \pm 0,39$  W/m/K).

### Wärmestromdichte

Die Wärmestromdichte wurde im Zechstein bestimmt. Dafür wurde mit Hilfe der Bohrlochmessung der natürlichen Gammastrahlung und des Schichtenverzeichnisses der Bereich des Staßfurtsteinsalzes im Tiefenabschnitt von 4600 bis 4800 m ausgewählt. Die in-situ Wärmeleitfähigkeit des Salzes beträgt  $3,8 \pm 0,2$  W/m/K (Tab. 3.22). Der Gradient dieses Tiefenabschnitts wurde durch lineare Regression auf  $20,0 \pm 1,7$  °C/km bestimmt, wodurch sich eine Wärmestromdichte von  $76 \pm 8$  mW/m<sup>2</sup> ergibt. Wird ein um  $1,6$  °C/km erhöhter Temperaturgradient angenommen, so beträgt die Wärmestromdichte  $82$  mW/m<sup>2</sup>. Die aus dem GR-Log abgeschätzte Wärmeproduktion des Postperms steuert etwa  $5\text{--}7$  mW/m<sup>2</sup> zur Wärmestromdichte an der Oberfläche ( $q_s$ ) bei (s. Anhang, Tab. A.7). Der  $q_s$ -Wert der Bohrung *Gv 1/78* beträgt daher vermutlich um  $88$  mW/m<sup>2</sup>. Gläser (1983) gibt für diese Bohrung keinen Wert der Wärmestromdichte an.

Stratigraphie	OK [m] <i>T [°C]</i>	UK [m] <i>T [°C]</i>	WLF [W/m/K] <i>in-situ WLF</i>	T.-Grad. [°C/km]	T.-Grad. <sub>korr.</sub> [°C/km]	WSD [mW/m <sup>2</sup> ]	WSD <sub>korr.</sub> [mW/m <sup>2</sup> ]
Trias	1500	3800					
					$26,1 \pm 0,3$		
Zechstein <i>gesamt</i>	3900	4900		$14,7 \pm 0,4$	$15,3$		
Zechstein <i>Staßfurtsteinsalz</i>	4600 <i>137,0</i>	4800 <i>141,0</i>	$5,22 \pm 0,39$ $3,8 \pm 0,2$	$20,0 \pm 1,7$	$21,6$	$76,0 \pm 7,6$	$(82)$
Wärmestromdichte sed. Perm und Postperm					+	$76,0 \pm 7,6$ $6,6 \pm 1,3$	$(82)$ $(88)$
$q_s$						$83 \pm 8,9$	$(88)$

*Tabelle 3.22:* Wärmestromdichte der Bohrung *Gv 1/73* nach der Intervallmethode und Beitrag des sedimentären Postperms zum  $q_s$ -Wert. Die Temperaturgradienten wurden (a) durch lineare Regression bestimmt (T.-Grad.) und (b) nach einem empirischen Ansatz korrigiert (T.-Grad.<sub>korr.</sub>), s. Text. Die resultierende Wärmestromdichte aus unkorrigierten bzw. korrigierten Temperaturgradienten sind gegenübergestellt. Für Fehler und Abkürzungen s. auch Tab. 3.10.

# 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-

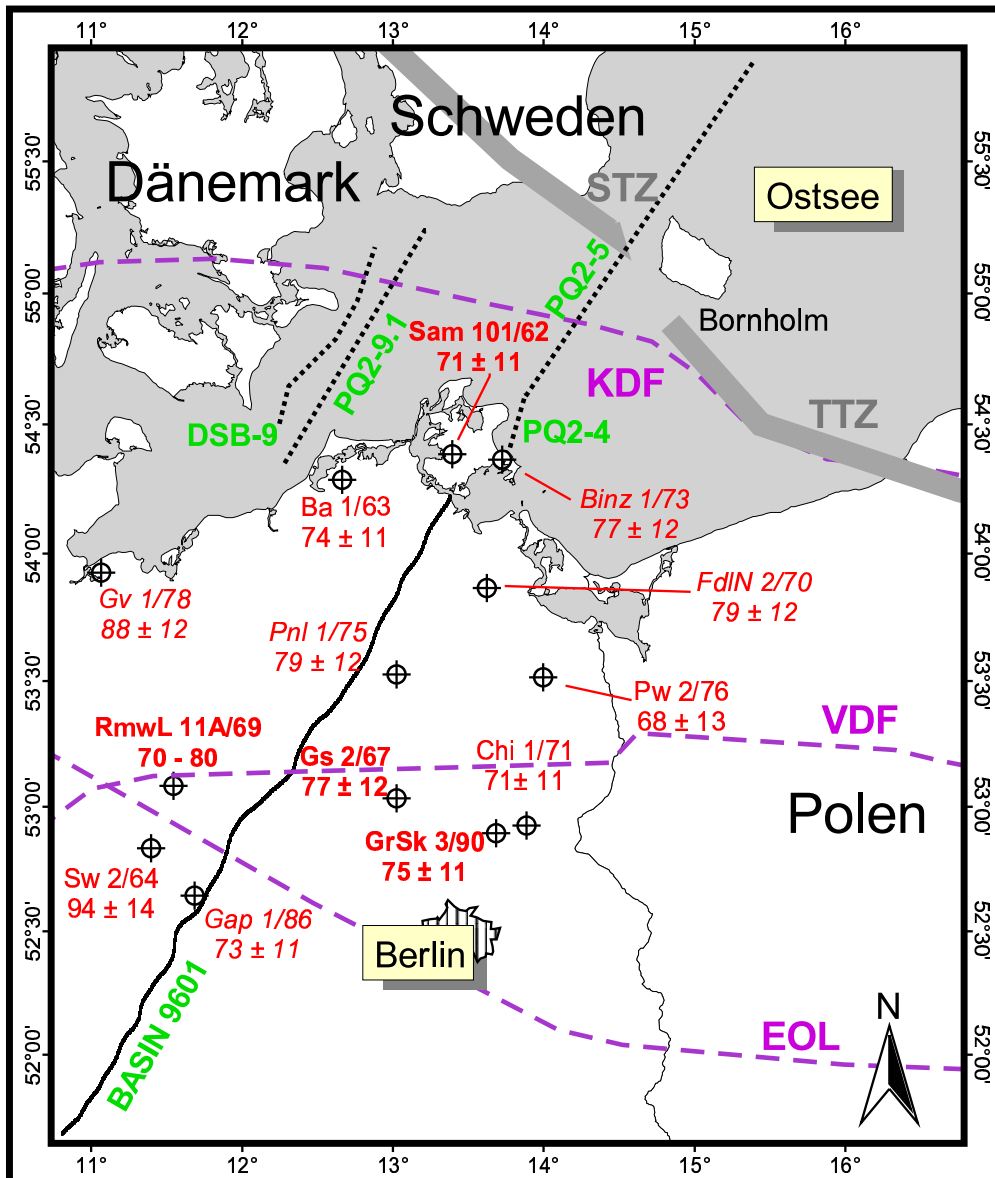


Abbildung 4.1: An den Lokationen bestimmte Oberflächenwärmestromdichte  $q_s$  [ $\text{mW}/\text{m}^2$ ]. Lokationen sind in Abhängigkeit von der Störung des Temperaturprofils durch den Bohrvorgang dargestellt: nicht beeinflusst (Fettdruck), gering gestört (einfache Schriftstärke) und stark gestört (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.

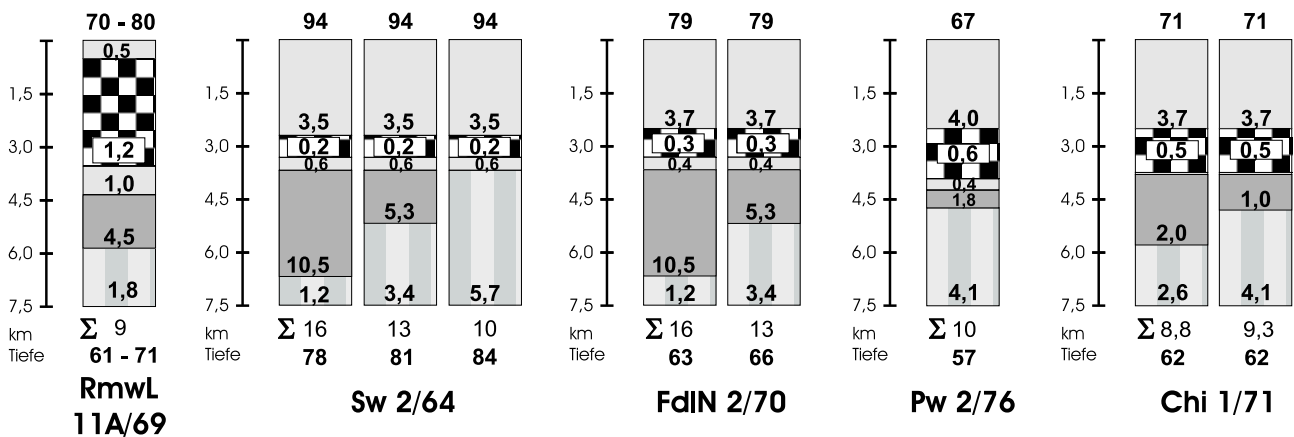


Abbildung 4.2: Wärmestromdichte-Bilanzierung an den Lokationen *RmwL 11A/69*, *Sw 2/64*, *Fdln 2/70*, *Pw 2/76* und *Chi 1/71*. Dargestellt sind die bestimmten Wärmestromdichte und die schematischen Profile der Bohrungen mit (von oben nach unten): Postperm (grau), Zechstein (schwarz-weiß gekachelt), 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 Bezugs Tiefe 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

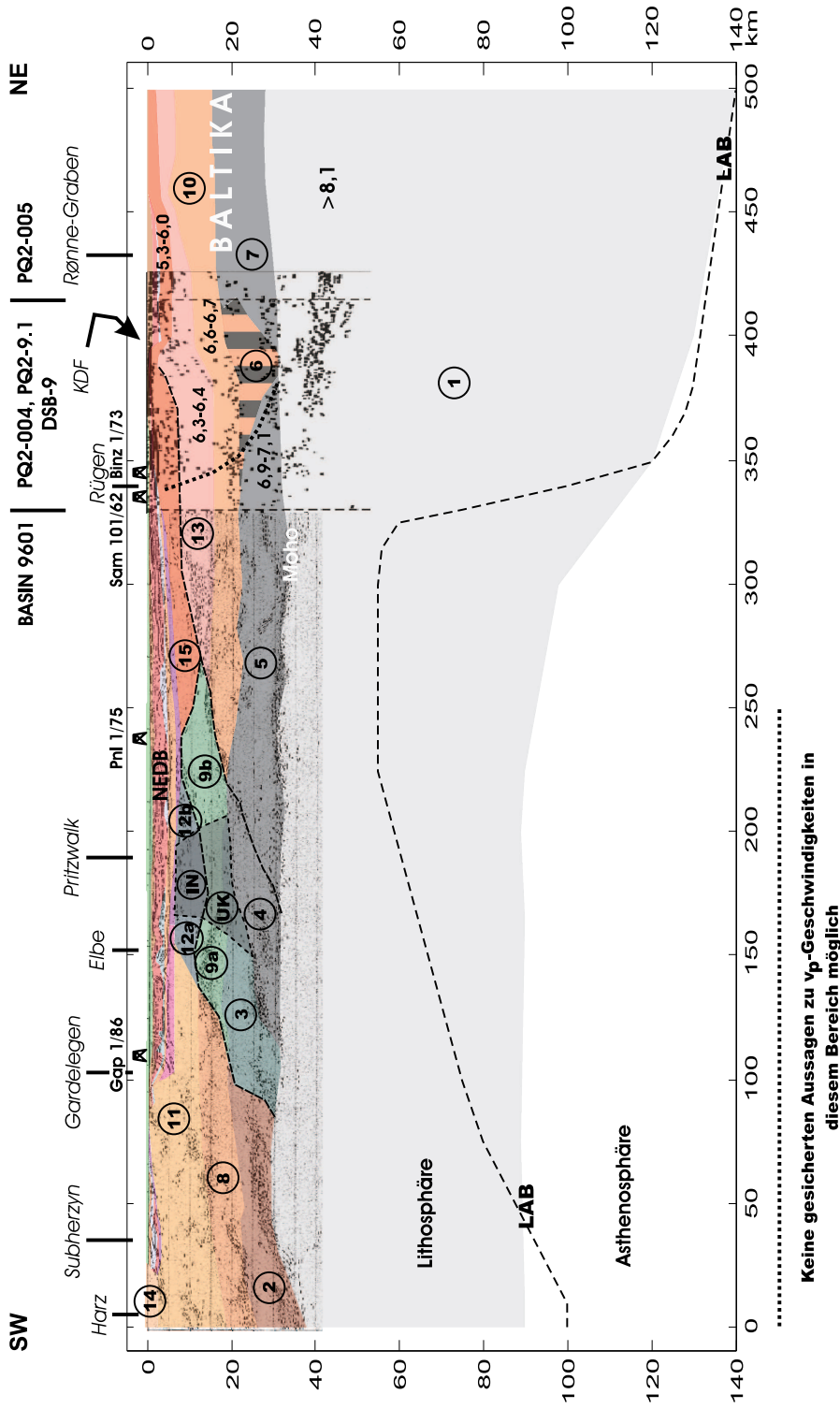


Abbildung 4.3: Modellaufbau und -varianten der thermischen 2D Modellierung mit Angabe der Polygone für die kristalen Einheiten (vgl. Tab. 4.1AB). Zwei Varianten des kristalen Aufbaus sind dargestellt: **Modell A** Überschuppung von ozeanischer (Polygon 4) und kaledonisch deformierter Kruste (Polygone 3, 9a-9b) auf Baltika. Die baltische Unterkruste ist nicht unterbrochen (Polygone 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 Profilausschnitt. 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).

Keine gesicherten Aussagen zu v<sub>p</sub>-Geschwindigkeiten in diesem Bereich möglich

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 Ryngkøbing-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

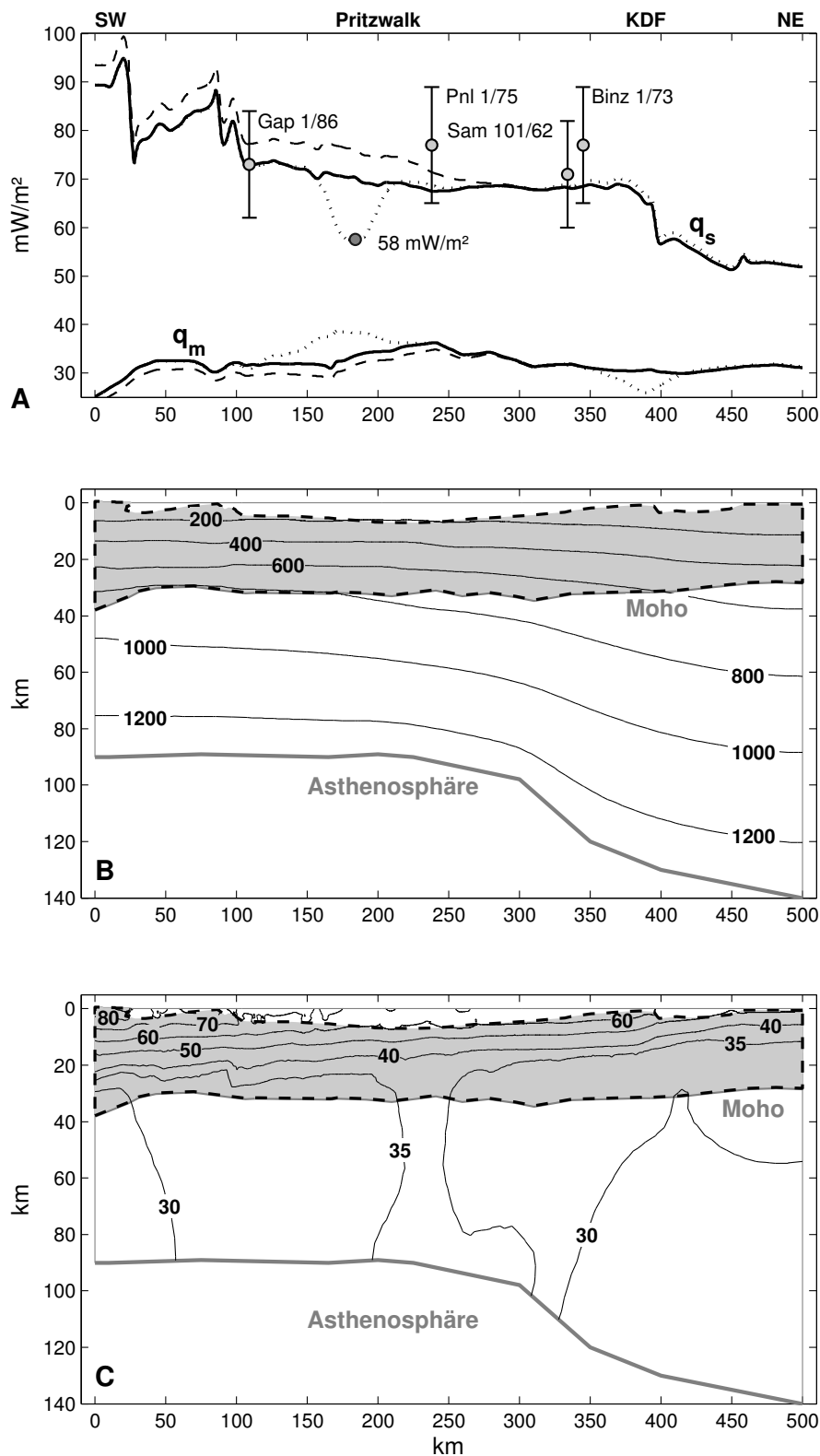


Abbildung 4.4: Thermische Struktur entlang des modellierten Profils. (A) Mittelwerte der an den Bohrungen (s. Abb. 4.3) festgestellten Oberflächenwärmestromdichten ( $q_s$ ) mit Angabe der vermuteten maximalen Unsicherheit von 15 %, modellierte  $q_s$ -Werte und modellierte Mantelwärmestromwerte ( $q_m$ ) 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

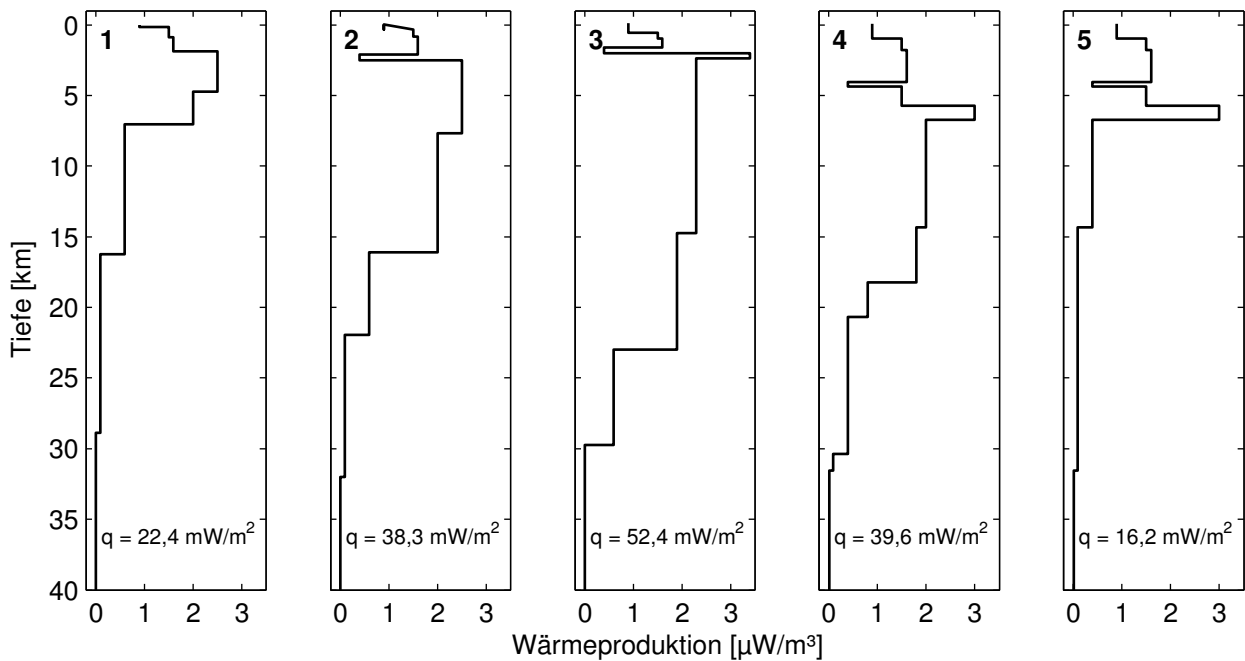


Abbildung 4.5: Vertikale Verteilung der Wärmeproduktion in den Krustenmodellen mit Angabe der durch die Wärmeproduktion in der Lithosphäre generierten Wärmestromdichte. **1** Profil „baltische Kruste“, km 450; **2** Profil bei km 340; **3** Profil „variszische Kruste“, km 50; **4** Profil Pritzwalk-Anomalie 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 °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 °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 mW/m<sup>2</sup>-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).

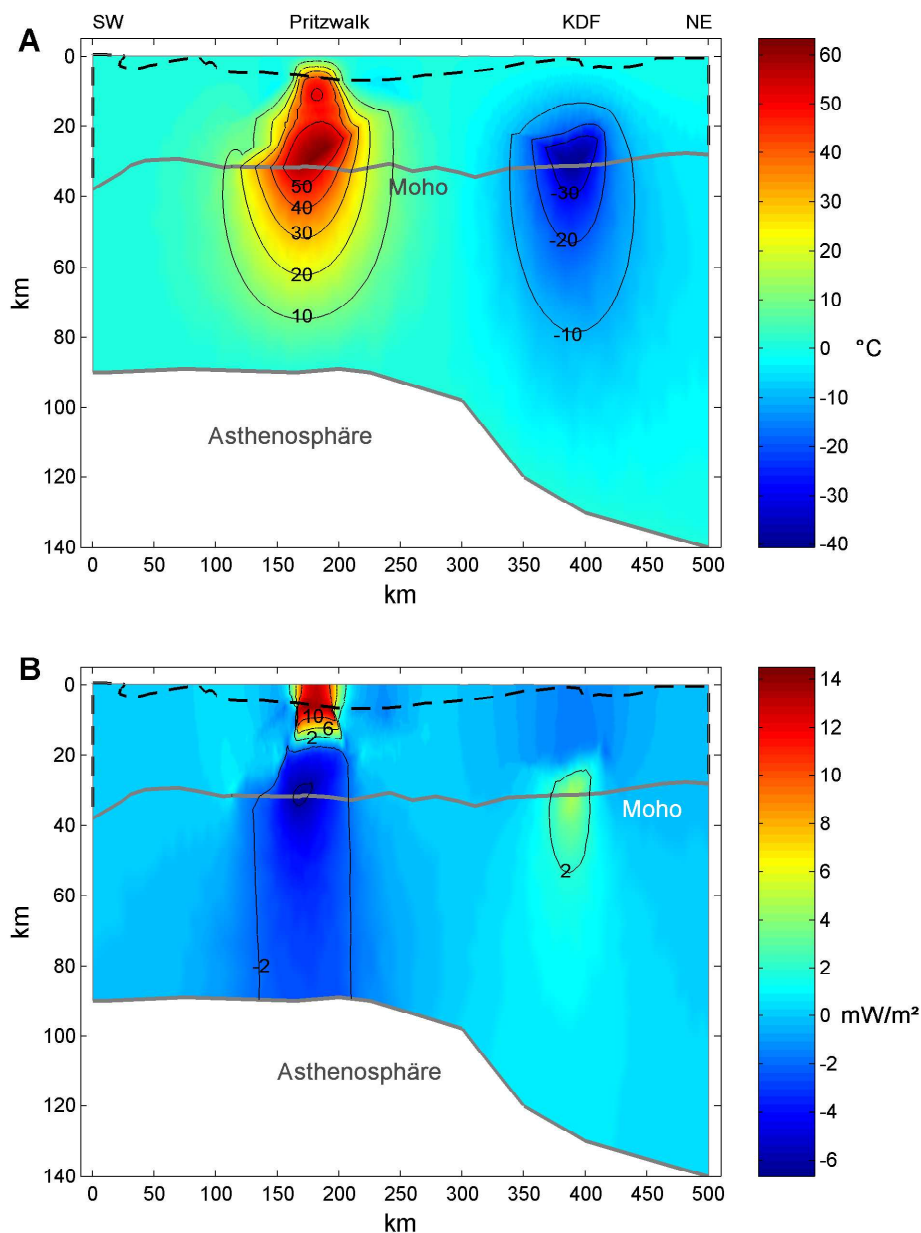


Abbildung 4.6: Differenzenbetrachtung von Modellvariante A und B. **(A)** Differenzen der berechneten Temperaturen von Modellvariante A - Modellvariante B [ $^{\circ}\text{C}$ ]. Isolinien in  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ -Schritten von  $-30$  bis  $+40\text{ }^{\circ}\text{C}$ , die  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -Isolinie wurde nicht dargestellt. **(B)** Differenzen der berechneten Wärmestromdichte von Modellvariante A - Modellvariante B [ $\text{mW}/\text{m}^2$ ]. Isolinien in  $4\text{ mW}/\text{m}^2$ -Schritten von  $-2$  bis  $+10\text{ mW}/\text{m}^2$ . 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).

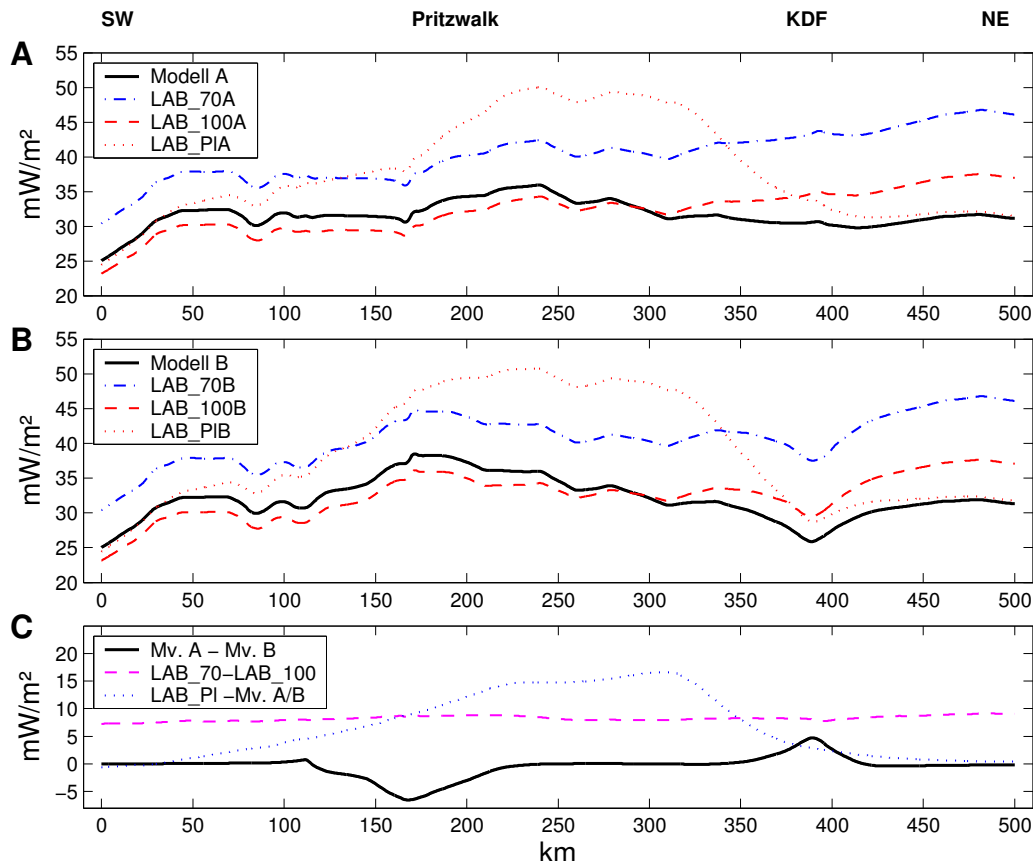


Abbildung 4.7: Beeinflussung des Mantelwärmestroms durch unterschiedliche Lage der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB). (A) für Modellvariante A, (B) für Modellvariante B und (C) Differenzdarstellung. Mv. = Modellvariation der thermischen Parameter (s. Tab. 4.1).

„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 mW/m<sup>2</sup> bzw. 23 bis 38 mW/m<sup>2</sup> (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

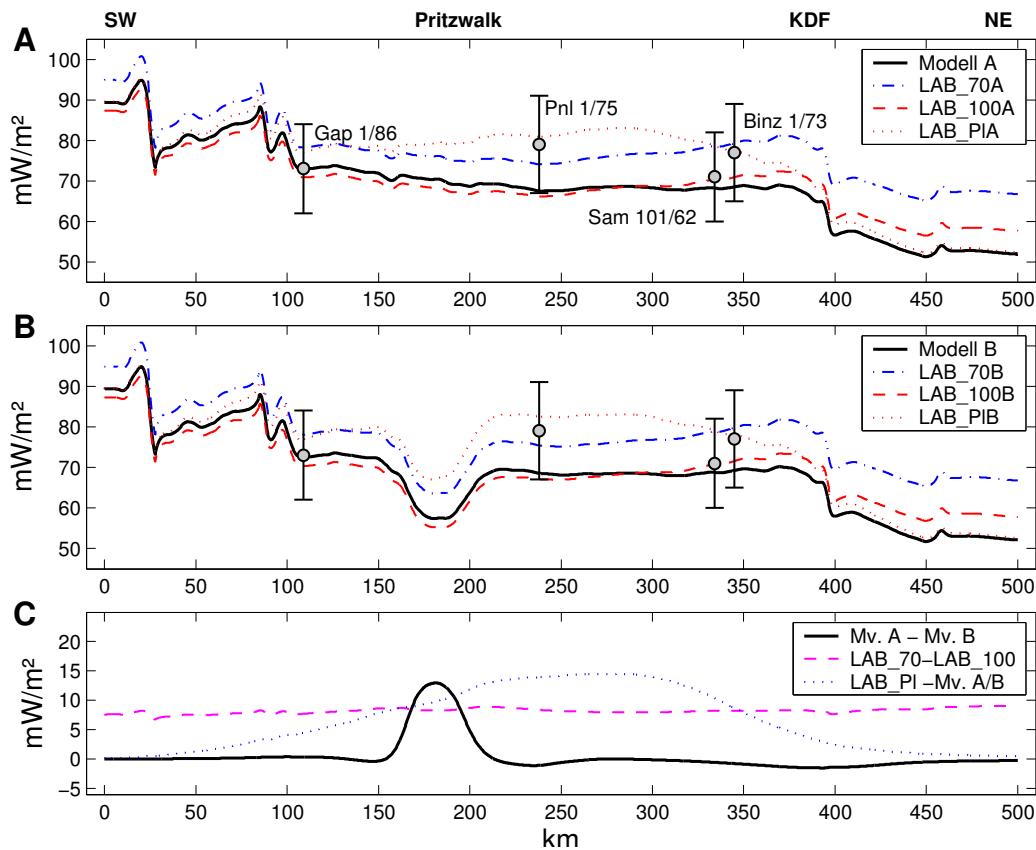


Abbildung 4.8: Beeinflussung von  $q_s$  durch unterschiedliche Lage der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB). (A) für Modellvariante A, (B) für Modellvariante B und (C) Differenzendarstellung. Mv. = Modellvariation der thermischen Parameter (s. Tab. 4.1).

„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\_Pl mit LAB-Verlauf nach Plomerova et al. (2002), s. Text. Eingezeichnet 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\_Pl) 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 Asthenosphären-Hochlage auf fast  $50 mW/m^2$  an, um dann Richtung Norden unter Baltika auf Werte von um  $30 mW/m^2$  abzufallen. Die Asthenosphären-Hochlage (LAB\_Pl) 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.

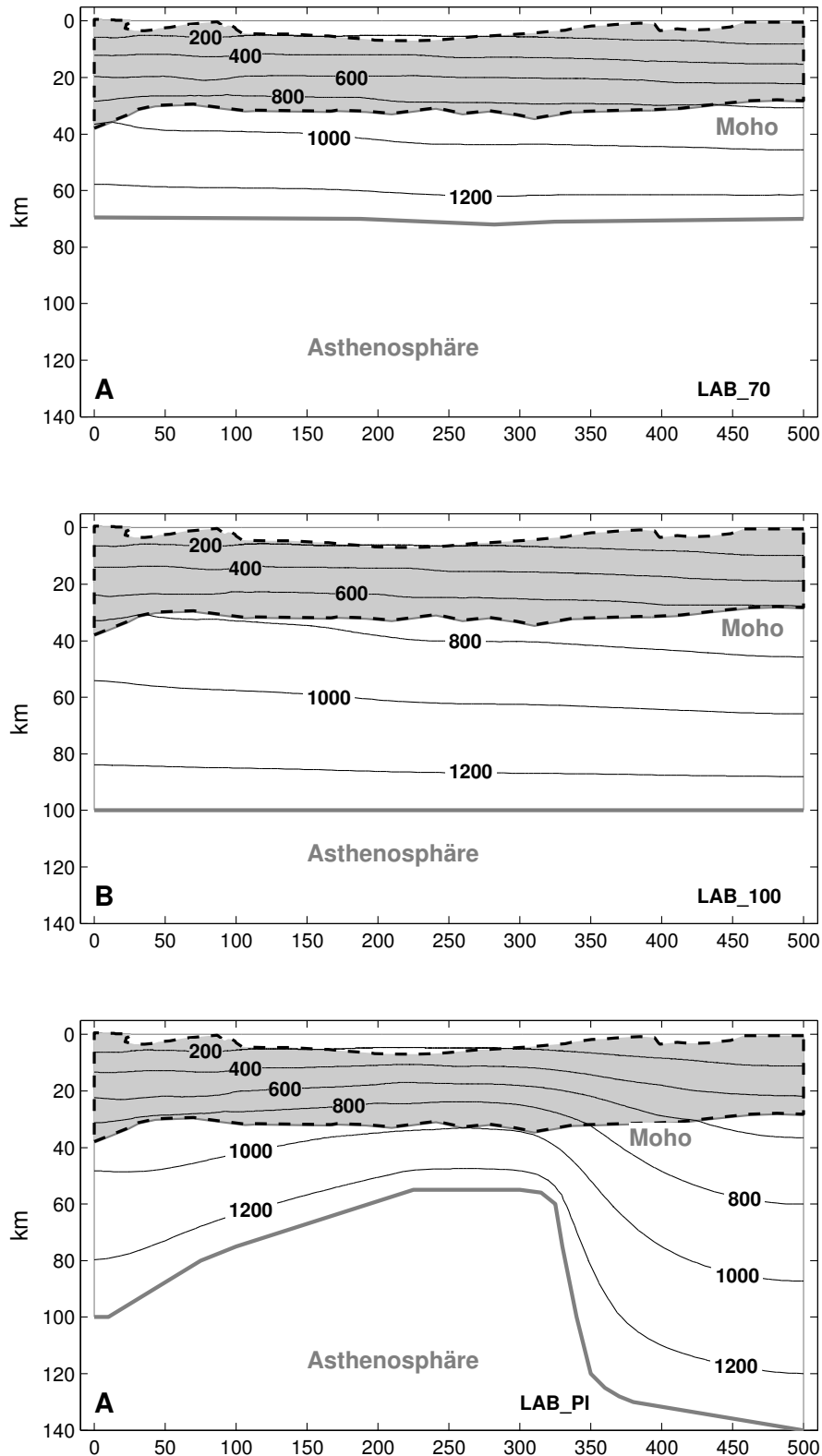


Abbildung 4.9: Modellierte Temperaturen in °C bei unterschiedlichem Verlauf der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB): (A) für LAB in 70 km, (B) für LAB in 100 km und (C) für den LAB-Verlauf LAB\_PI. Grau hinterlegt ist die Kruste, nicht dargestellt ist die Beckenfüllung. Die Profilschnitte sind zweifach 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.

# Kapitel 5

## Diskussion

### 5.1 Oberflächen- und Mantelwärmestrom ( $q_s$ und $q_m$ )

Der Mittelwert von  $q_s$  beträgt für die untersuchten Lokationen etwa  $77 \text{ mW/m}^2$ . Dieser Wert ist deutlich gegenüber dem durchschnittlichen Wert für Kontinente von  $65 \text{ mW/m}^2$  (Turcotte & Schubert, 2002) oder dem von Allen & Allen (1990) für kontinentale Platten angegebenen Wert von  $60 \text{ mW/m}^2$  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.  $82 \text{ mW/m}^2$  bestimmt, während nach dem ZGI-Atlas jeweils Werte zwischen  $40$ – $50 \text{ mW/m}^2$  zu erwarten gewesen wären. Andererseits erscheinen die in dem Atlas in weiten Teilen Mecklenburg-Vorpommerns und Brandenburgs ausgehaltenen Regionen mit einer Wärmestromdichte von  $80$ – $90 \text{ mW/m}^2$  als zu hoch. Die in der vorliegenden Arbeit bestimmten  $q_s$ -Werte liegen eher zwischen  $70$ – $80 \text{ mW/m}^2$  ( $77 \text{ mW/m}^2$ , *Pnl 1/75*;  $71 \text{ mW/m}^2$ , *Chi 1/77*;  $75 \text{ mW/m}^2$ , *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/m<sup>2</sup>.

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 vergleichsweisen niedrigeren Wärmeleitfähigkeiten (s. Kap. 3.2.3) um etwa 10 mW/m<sup>2</sup> 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/m<sup>2</sup> und im zweiten Fall auf 50-65 mW/m<sup>2</sup> 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/m<sup>2</sup> 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/m<sup>2</sup> 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/m<sup>2</sup>; Bohrungen *Loss 1/70* bzw. *Rn 4/64*) und für das übrige Untersuchungsgebiet auf Werte nahe 60 mW/m<sup>2</sup>, wobei die Wärmestromdichte an der Bohrung *Pa 1/68* mit 75 mW/m<sup>2</sup> 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/m<sup>2</sup>; lediglich für den stark stufenförmigen Verlauf der LAB (LAB\_P1) ist eine Schwankungsbreite von 25 mW/m<sup>2</sup> festzustellen.  $q_s$  variiert dagegen um etwa 34 mW/m<sup>2</sup> (LAB\_70, LAB\_100 und LAB\_P1) bzw. 43 mW/m<sup>2</sup> (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  $37 \text{ mW/m}^2$  und für die präkambrische Kruste von ca.  $20 \text{ mW/m}^2$  aus. Dabei wurden  $q_s$ -Werte von  $80 \text{ mW/m}^2$  im südlichen Bereich und von um  $40 \text{ mW/m}^2$  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.  $30 \text{ mW/m}^2$ , im nordwestdeutschen Becken von etwa  $40 \text{ mW/m}^2$ .  $q_m$  liegt im baltischen Abschnitt bei ca.  $30 \text{ mW/m}^2$ , während sie zum nordwestdeutschen Becken auf ca.  $38 \text{ mW/m}^2$  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  $25 \text{ mW/m}^2$ , 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  $35 \text{ mW/m}^2$  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  $30 \text{ mW/m}^2$ . 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/m<sup>2</sup> 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  $\text{mW}/\text{m}^2$ ) 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.



# Literaturverzeichnis

- Aichroth, B., Prodehl, C. & Thybo, H., 1992, Crustal structure along the central segment of the EGT from seismic refraction studies, *Tectonophysics*, **207**, 43–64.
- Allen, P. & Allen, J., 1990, *Basin analysis - principles & applications*, Blackwell, Oxford, Seiten: 451.
- Anonymus, 1974, Recommended practice for standard calibration and form for nuclear logs, Techn. Ber. API RP-33, American Petroleum Institute.
- Arlitt, R., 2000, *Teleseismic body wave tomography across the Trans-European Suture Zone between Sweden and Denmark*, Doktorarbeit, ETH Zürich.
- Arlitt, R., Kissling, E., Ansorge, J. & Group, T. W., 1999, Three-dimensional crustal structure beneath the TOR array and effects on teleseismic wavefronts, *Tectonophysics*, **314**, 309–319.
- Arthaud, F. & Matte, P., 1977, Late Palaeozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 305–1320.
- Bachmann, G. H. & Grosse, S., 1989, Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens - geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouger-Schwerekarte, *Nds. Akad. Geowiss. Veröffl.*, **2**, 23–47.
- Bachmann, G. H. & Hoffmann, N., 1995, Bildung und Entwicklung des Norddeutschen Rotliegend-Beckens, in: *Stratigraphie von Deutschland I. Norddeutsches Rotliegend-Becken. Rotliegend Monographie Teil II.*, hrg. v. E. Plein, Vol. 183, S. 156–169, Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt a.M.
- Bachmann, G. H. & Hoffmann, N., 1997, Development of the Rotliegend Basin in Northern Germany, *Geol. Jb.*, **D(103)**, 9–31.
- Bachu, S., 1988, Analysis of heat transfer processes and geothermal pattern in the Alberta Basin, Canada, *Journal of Geophysical Research*, **93**, 7767–7781.
- Bachu, S., 1999, Regional-scale geothermal and hydrodynamic regimes in the Alberta Basin: a synthesis, in: *Geothermics in basin analysis*, hrg. v. A. Förster & D. Merriam, S. 81–98, Kluwer Academic / Plenum Publishers.
- Baisert, D., 1990, Zeitliche Fixierung diagenetischer Prozesse in Saxon-Sandsteinen der DDR, *Z. angew. Geol.*, **36(7)**, 253–256.

- Balling, N., 1979, Subsurface temperatures and heat flow estimates in Denmark, in: *Terrestrial Heat Flow in Europe*, hrg. v. V. Čermák & L. Rybach, S. 161–171, Springer, Berlin.
- Balling, N., 1995, Heat flow and thermal structure of the lithosphere across the Baltic Shield and northern Tornquist Zone, *Tectonophysics*, **244**, 13–50.
- Balling, N., 2002, Observations of vertical variations in heat flow from deep borehole measurements in various tectonic provinces in NW Europe, in: *XXVII General Assembly of the European Geophysical Society*, Vol. 4, EGS, Nice, France.
- Balling, N., Kristiansen, J. I., Breiner, N., Poulsen, K. D., Rasmussen, R. & Saxov, S., 1981, Geothermal measurements and subsurface temperature modelling in Denmark, Techn. Ber. Geoskrifter No.16, Department of Geology, Aarhus University, ISSN 0105-824X.
- Bayer, U., Scheck, M. & Koehler, M., 1997, Modeling of the 3d thermal field in the northeast German Basin, *Geol. Rundschau*, **86**, 241–251.
- Bayer, U., Scheck, M., Rabbel, W., Krawczyk, C., Götze, H.-J., Stiller, M., Beilecke, T., Marotta, A.-M., Barrio-Alvers, L. & Kuder, J., 1999, An integrated study of the NE German Basin, *Tectonophysics*, **314**, 285–307.
- Bayer, U., Grad, M., Pharaoh, T., Thybo, H., Guterch, A., Banka, D., Lamarche, J., Lassen, A., Lewerenz, B., Scheck, M. & Marotta, A.-M., 2002, The southern margin of the East European Craton: new results from seismic sounding and potential fields between the North Sea and Poland, *Tectonophysics*, **360**, 301–314.
- Beardsmore, G. R. & Cull, J. P., 2001, *Crustal heat flow*, Cambridge University Press, Cambridge, Seiten: 336.
- Becher, D. & Meincke, W., 1968, Wärmefluss zwischen Harz und Prignitz, *Z. angew. Geol.*, **14**(6), 291–297.
- Beck, A., 1976, An improved method of computing the thermal conductivity of fluid-filled sedimentary rocks, *Geophysics*, **41**, 133–144.
- Beck, A., 1977, Climatically perturbed temperature gradients and their effect on regional and continental heat flow means, *Tectonophysics*, **41**, 17–39.
- Beck, A. & Balling, N., 1988, Determination of virgin rock temperatures, in: *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*, hrg. v. R. Hänel, L. Rybach, & L. Stegena, S. 59–85, Kluwer, Dordrecht.
- Benek, R., Eckhardt, F.-J., Huebscher, H.-D., Korich, D., Kramer, W., Marx, J., Negendank, J. F. & Tobschall, H. J., 1995, Massenbilanzen und Quantifizierung der stofflich-genetischen Entwicklung permokarboner Magmatite der Norddeutschen Senke als Beitrag zur Modellierung spätorogener Becken, Endbericht DFG Projekt To53/14-2, GeoForschungsZentrum Potsdam, Seiten: 148.

- Benek, R., Kramer, W., McCann, T., Scheck, M., Negendank, J., Korich, D., Huebscher, H.-D. & Bayer, U., 1996, Permo-carboniferous magmatism of the Northeast German Basin, *Tectonophysics*, **266**, 379–404.
- Berthelsen, A., 1992, From Precambrium to Variscan Europe, in: *A continent revealed - The European Geotraverse*, hrg. v. D. Blundel, R. Freeman, & S. Mueller, S. 153–164, Press Syndicate of the University of Cambridge, Cambridge.
- Berthelsen, A., 1998, The Tornquist Zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture, *Geol. Foren. Förh.*, **120**, 223–230.
- Berthold, A., 1980, Geothermische Modellierung zur Abschätzung des Wärmeflusses aus dem Erdmantel - ein Beitrag zur regionalgeologischen Erkundung des Tiefenbaus der Norddeutsch-Polnischen Senke, Diplomarbeit, Universität Leipzig, Seiten: 105.
- Birch, F. & Clark, H., 1940, The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition. Part I + II, *Am. J. Sci.*, **238**, 529–558; 613–635.
- Black, P. & Braile, L., 1982,  $P_n$  velocity and cooling of the continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **87**, 10557–10568.
- Blackwell, D. & Spafford, R., 1987, Experimental methods in continental heat flow, in: *Methods of experimental physics*, hrg. v. G. Sammis & T. Henyey, Vol. 24B, S. 189–226, Academic Press, Orlando, San Diego, New York, Austin.
- Blackwell, D. D. & Steele, J. L., 1989, Thermal conductivity of sedimentary rocks: measurement and significance, in: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists research symposium on Thermal history of sedimentary basins*, hrg. v. N. D. Naeser & T. H. MacCulloh, S. 13–36, Springer, New Orleans.
- Blackwell, D. D., Beardsmore, G. R., Nishimori, R. K. & McMullen Jr., R. J., 1999, High-resolution temperature logs in a petroleum setting: examples and applications, in: *Geothermics in basin analysis*, hrg. v. A. Förster & D. F. Merriam, S. 1–34, Kluwer Academic / Plenum Publishers, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow.
- Blackwell, J., 1954, A transient flow method for determination of thermal constants of insulating materials in bulk, *J. Appl. Phys.*, **25**, 137–144.
- Bleibinhaus, F., Beilecke, T., Bram, K. & Gebrande, H., 1999, A seismic velocity model for the SW Baltic Sea derived from BASIN'96 refraction seismic data, *Tectonophysics*, **314**, 269–283.
- Bredhoeft, J. & Papadopoulos, I., 1965, Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile, *Water Resources Research*, **1**(2), 325–328.
- Brigaud, F. & Vasseur, G., 1989, Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks, *Geophysical Journal*, **98**, 525–542.

- Brigaud, F., Chapman, D. S. & Le Douaran, S., 1990, Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, **94**(9), 1459–1477.
- Brigaud, F., Vasseur, G. & Caillet, G., 1991, Thermal state in the north Viking Graben (North Sea) determined from oil exploration well data, *Geophysics*, **57**(1), 69–88.
- Brink, H.-J., 2002, Die Anomalien von Bramsche - wieder eine offene Frage?, *Erdöl Erdgas Kohle*, **118**, 18–22.
- Bryand, T. & Gage, T., 1988, API pit calibration of MWD gamma ray tools, in: *Transactions of the SPWLA Annual Logging Symposium*, hrg. v. Society of Professional Well Log Analysts, Vol. 29, SPWLA, Houston.
- Bücker, C. & Rybach, L., 1996, A simple method to determine heat production from gamma-ray logs, *Marine and Petroleum Geology*, **13**, 373–377.
- Bullard, E., 1947, The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium, *Monthly Notices Roy. Astron. Soc. Geophys. Supp.*, **5**, 127–130.
- Buntebarth, G., 1991, Thermal properties of KTB Oberpfalz VB core samples at elevated temperature and pressure, *Scientific Drilling*, **2**, 73–80.
- Carslaw, H. & Jaeger, J., 1959, *Conduction of heat in solids*, O.U.P., London, Seiten: 510.
- Carter, L. S., Kelley, S. A., Blackwell, D. D. & Naeser, N. D., 1998, Heat flow and thermal history of the Anadarko Basin, Oklahoma, *AAPG Bulletin*, **82**(2), 291–316.
- Čermák, V., 1982, Crustal temperature and mantle heat flow in Europe, *Tectonophysics*, **83**, 123–142.
- Čermák, V., 1996, Seismic velocity - heat production relationship: can it be used in geothermal modelling?, Vol. 56. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG), Seite 67, Freiberg, 18.03.-23.03.1996.
- Čermák, V. & Bodri, L., 1995, Three-dimensional deep temperature modelling along the European geotraverse, *Tectonophysics*, **244**, 1–11.
- Čermák, V., Huckenholz, H.-G., Rybach, L., Schmid, R., Schopper, J. R., Schuch, M., Stöffler, D. & Wohlenberg, J., 1982, Physical properties of rocks, in: *Landolt-Börnstein*, hrg. v. G. Angenheister, Vol. 1a, S. 1–373, Springer, Heidelberg.
- Chapman, D., Kehlo, T., Bauer, M. & Picard, M., 1984, Heat flow in the Uinta Basin determined from bottom hole temperature (BHT) data, *Geophysics*, **49**, 453–466.
- Chapman, D. S., Howell, J. & Sass, J. H., 1984, A note on drillhole depths required for reliable heat flow determinations, *Tectonophysics*, **103**, 11–18.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *Journal of geophysical Research*, **100**, 9761–9788.

- Clauser, C. & Huenges, E., 1995, Thermal conductivity of rocks and minerals, in: *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*, hrg. v. T. J. Ahrens, Vol. AGU Reference Shelf 3, S. 105–126, AGU Washington.
- Clauser, C. & Mareschal, J.-C., 1995, Ground temperature history in Central Europe from borehole temperature data, *Geophys. J. Int.*, **121**, 805–817.
- Cocks, L. & Fortey, R., 1982, Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain, *J. Geol. Soc. London*, **139**, 465–478.
- Cotte, N., Pedersen, H. & TOR Working Group, 2002, Sharp contrast in lithospheric structure across the Sorgenfrei-Tornquist Zone as inferred by Rayleigh wave analysis of TOR1 project data, *Tectonophysics*, **360**, 75–88.
- Cranganu, C. e. a., 1998, Heat flow in Oklahoma and the south central United States, *Journal of Geophysical Research*, **103**(B11), 27,107–27,121.
- Şerban, D. Z., Nielsen, S. B. & Demetrescu, C., 2001, Transylvanian heat flow in the presence of topography, paleoclimate and groundwater flow, *Tectonophysics*, **335**, 331–344.
- DEKORP-BASIN Research Group, 1998, Survey provides seismic insights into an old suture zone, *EOS*, **79**(12), 151, 159.
- DEKORP-BASIN Research Group, 1999, Deep crustal structure of the Northeast German Basin: New DEKORP-BASIN'96 deep-profiling results, *Geology*, **27**(1), 55–58.
- Deming, D., 1989, Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies, *Geophysics*, **18**, 775–786.
- Deming, D., 1994, Estimation of the thermal conductivity anisotropy of rock with application to the determination of terrestrial heat flow, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22,087–22,091.
- Deming, D. & Chapman, D., 1988a, Heat flow in the Utah-Wyoming thrust belt from analysis of bottom-hole temperature data measured in oil and gas wells, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13,657–13,672.
- Deming, D. & Chapman, D., 1988b, Inversion of bottom-hole temperature data: the Pineview field, Utah-Wyoming thrust belt (USA), *Geophysics*, **53**(5), 707–720.
- Deming, D., Nunn, J. A., Jones, S. & Chapman, D. S., 1990, Some problems in thermal history studies, in: *Applications of thermal maturity studies to energy exploration*, hrg. v. C. D. S. Nuccio, V.F.; Barker, S. 61–80, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Deming, D., Sass, J. H., Lachenbruch, A. H. & de Rito, Robert F., 1992, Heat flow and subsurface temperature as evidence for basin-scale ground-water flow, North Slope of Alaska, *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 528–542.
- Demongodin, L., Pinoteau, B., Vasseur, G. & Gable, R., 1991, Thermal conductivity and well logs: a case study in the Paris basin, *Geophys. J. Int.*, **105**, 675–691.

- Deutsche Stratigraphische Kommission, Hrg., 2002, *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*, E Stein GmbH, Potsdam, 1. Aufl.
- Drong, H.-J., 1979, Diagenetische Veränderungen in den Rotliegend Sandsteinen im NW-Deutschen Becken, *Geologische Rundschau*, **68**(3), 1172–1183.
- Drury, M. J., 1984, Perturbations to temperature gradients by water flow in crystalline rock formations, *Tectonophysics*, **103**(1-4), 19–32.
- Drury, M. J., Jessop, A. & Lewis, T., 1984, The detection of groundwater flow by precise temperature measurements in boreholes, *Geothermics*, **13**(3), 163–174.
- Dulski, P., 2001, Reference materials for geochemical studies: New analytical data by ICP-MS and critical discussion of reference values, *J. of Geostandards and Geoanalysis*, **25**, 87–125.
- Erbas, K., 1985, *Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit von Festkörpern mit einer Halbraum-Linienquellen-Apparatur*, Diplomarbeit, Technische Universität Berlin.
- Erlström, M., Thomas, S., Deeks, N. & Sivhed, U., 1997, Structure and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area, *Tectonophysics*, **271**, 191–215.
- Evans, D. G., Nunn, J. A. & Hanor, J. S., 1991, Mechanisms driving groundwater flow near salt domes, *Geophysical Research Letters*, **18**(5), 927–930.
- Evans, T., 1977, Thermal properties of North Sea rocks, *The Log Analyst*, **18**(2), 3–12.
- Finger, P., 1991, Zur Entstehung von Gammastrahlungsanomalien in Erdgasförderersonden, *Geophys. u. Geol.*, **4**(2), 119–129.
- Förster, A., 2001, Analysis of borehole temperature data in the Northeast German Basin: continuous logs versus bottom-hole temperatures, *Petroleum Geoscience*, **7**, 241–254.
- Förster, A. & Förster, H.-J., 2000, Crustal composition and mantle heat flow: implications from surface heat flow and radiogenic heat production in the Variscan Erzgebirge (Germany), *Journal of Geophysical Research*, **105**(B12), 27,917–27,938.
- Förster, A. & Merriam, D. F., 1999, Problems and potential of industrial temperature data from a cratonic basin environment, in: *Geothermics in basin analysis*, hrg. v. A. Förster & D. F. Merriam, S. 35–59, Kluwer Academic / Plenum Publishers, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow.
- Fowler, C., 1990, *The solid earth - an introduction to global geophysics*, Cambridge University Press, New York, Seiten: 472.
- Franke, D., 1990, Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke - Fakten und Hypothesen, *Nds. Akad. Geowiss. Veröföftl.*, **4**, 19–75.
- Franke, D., Hoffmann, N. & Kamps, J., 1989, Alter und struktureller Bau des Grundgebirges im Nordteil der DDR, *Z. angew. Geol.*, **35**, 289–296.

- Franke, D., Hoffmann, N. & Lindert, W., 1996, The Variscan deformation front in East Germany. Part 2: Tectonic interpretation, *Z. angew. Geol.*, **42**, 44–56.
- Frenzel, B., 1980, Das Klima der letzten Eiszeit in Europa, in: *Das Klima*, hrg. v. M. S. Oeschger, S. 45–63, Springer Verlag.
- Friberg, L. J., 2001, *Untersuchungen zur Temperatur- und Absenkungsgeschichte sowie zur Bildung und Migration von Methan und molekularem Stickstoff im Nordostdeutschen Becken*, Doktorarbeit, RWTH Aachen, Berichte des Forschungszentrums Jülich Nr. 3914, Seiten: 248.
- Friberg, L. J., Poelchau, H., Krooss, B. & Littke, R., 2000, 3D-modelling of the thermal history and simulation of methane and nitrogen migration along the Northeast German seismic DEKORP profile 9601, *Journal of Geochemical Exploration*, **69-70**, 263–267.
- Fricke, S., 1991, Einfluß des Tongehaltes und der Gassättigung auf die Porositätsbestimmung aus Akustiklog- und Neutron-Gamma-Meßwerten, *Geophys. u. Geol.*, **IV(H2)**, 91–103.
- Fricke, S. & Schlosser, P., 1980, Probleme der Ermittlung von Gesteinstemperaturen durch Bohrlochmessungen in übertiefen Bohrlöchern der DDR, *Zeitschrift für angewandte Geologie*, **25**, 619–623.
- Füchtbauer, H., 1988, *Sedimente und Sedimentgesteine*, Vol. 2 von **Sedimentpetrologie**, Schweizerbart, Stuttgart.
- Funnell, R., Chapman, D., Allis, R. & Armstrong, P., 1996, Thermal state of the Taranaki Basin, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, **101**, 25197–25215.
- Gaitzsch, B., 1995, Grüneberg-Formation, in: *Stratigraphie von Deutschland I. Norddeutsches Rotliegendbecken. Rotliegendmonographie Teil II*, hrg. v. E. Plein, Vol. 183, S. 102–106, Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt.
- Gast, R., 1991, The perennial Rotliegend saline lake in NW-Germany, *Geol. Jb.*, (119), 25–59.
- Gast, R. & Gebhardt, U., 1995, Elbe-Subgruppe, in: *Stratigraphie von Deutschland I. Norddeutsches Rotliegendbecken, Rotliegend-Monographie Teil II*, hrg. v. E. Plein, Vol. 183, Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt a.M.
- Gast, R., Pasternak, M., Piske, J. & Rasch, H.-J., 1998, Das Rotliegend im nordostdeutschen Raum: Regionale Übersicht, Stratigraphie, Fazies und Diagenese, *Geol. Jb.*, **149**, 59–79.
- Gebhardt, U., 1994, Zur Genese der Rotliegend-Salinare in der Norddeutschen Senke (Oberrotliegend II, Perm), *Freib.Forsch.-H.*, (452), 3–22.
- Gebhardt, U., Helmuth, H., Kleditzsch, O. & Süßmuth, S., 1995, Havel-Subgruppe, Vol. 183, S. 110–117, Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt.
- Gläser, S., 1983, Karten der Temperatur-Tiefenverteilung für das Territorium der DDR als Grundlage für die Höffigkeitseinschätzung „Geothermische Energie“, Forschungs- und Entwicklungsbericht 25/83, Zentralinstitut für Physik der Erde, Seiten: 93.

- Gluyas, J., Jolley, L. & Primmer, T., 1997, Element mobility during diagenesis: sulphate cementation of Rotliegend sandstones, Southern North Sea, *Marine and Petroleum Geology*, **14**(7), 1001–1011.
- Goes, S. & Govers, R., 2000, Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography, *Journal of geophysical Research*, **105**, 11 153–11 169.
- Gosnold Jr., W. D., 1999, Basin-scale groundwater flow and advective heat flow: an example from the northern Great Plains, in: *Geothermics in basin analysis*, hrg. v. A. Förster & D. Merriam, S. 99–116, Kluwer Academic / Plenum Publishers.
- Goss, R., Combs, J. & Timur, A., 1975, Prediction of thermal conductivity in rocks from other physical parameters and from standard well logs, *Transactions of SPWLA 16th Annual Logging Symposium*, Seiten: 21.
- Gossler, J., Kind, R., Sobolev, S. V., Kämpf, H., Wylegalla, K., Stiller, M. & Group, T. W., 1999, Major crustal features between the Harz Mountains and Baltic Shield derived from receiver functions, *Tectonophysics*, **314**, 321–333.
- Grad, M., Guterch, A. & Mazur, S., 2002, Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland, in: *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*, hrg. v. J. Winchester, T. Pharaoh, & J. Verniers, Vol. 201, S. 295–309, Geological Society, Special Publications.
- Gregersen, S., Voss, P. & TOR Working Group, 2002, Summary of project TOR: delineation of a stepwise, sharp, deep lithosphere transition across Germany - Denmark - Sweden, *Tectonophysics*, **360**, 61–73.
- Gretener, P., 1967, On the instability of large diameter wells - an observational report, *Geophysics*, **32**, 727–738.
- Griffiths, C., Brereton, N., Beausillon, R. & Castillo, D., 1992, Thermal conductivity prediction from petrophysical data; a case study, in: *Geological applications of wireline logs, II.*, hrg. v. A. Hurst, C. Griffiths, & P. Worthington, Vol. 65, S. 299–315, Geol. Soc. Spec. Publ.
- Grubbe, K., 1981, Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinsichen Schildes, Teilprojekt Geothermik (1.4.1980 - 30.4.1981), Techn. Ber. Archiv-Nr. 89 157, BGR/NLFB Hannover, Seiten: 36.
- Grube, A. & Lotz, B., 2002, Grundwasserbeschaffenheit und geogene Grundwasserversalzung im Lübecker Becken (Schleswig-Holstein), in: *Grundwasserressourcen im Spannungsfeld zwischen Erschließung und Naturschutz*, hrg. v. M.-T. Schafmeister & T. Meyer, Vol. 19 von **Schriftenreihe der DGG**, Seite 88, Deutsche Geologische Gesellschaft, Greifswald, Deutschland.
- Hansen, D. & Nielsen, S., 2002, Does thermal weakening explain basin inversion? stochastic modelling of the thermal structure beneath sedimentary basins, *Earth and Planetary Science Letters*, **198**, 113–127.



- Harris, R. N. & Chapman, D. S., 1995, Climate change on the Colorado Plateau of Eastern Utah inferred from borehole temperatures, *Journal of geophysical Research*, **100**, 6367–6381.
- Hashin, Z. & Shtrikman, S., 1962, A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials, *J. Appl. Phys.*, **33**, 3125–3131.
- Helmuth, H.-J. & Süssmuth, S., 1993, Die lithostratigraphische Gliederung des jüngeren Oberrotliegend (Oberrotliegendes II) in Norddeutschland, *Geol. Jb.*, (131), 31–55.
- Hermanrud, C., Cao, S. & Lerche, I., 1990, Estimates of virgin rock temperature derived from BHT measurements: Bias and error, *Geophysics*, **55**(7), 924–931.
- Herzen, R. P. von & Uyeda, S., 1963, Heat flow through the eastern Pacific Ocean floor, *J. Geophys. Res.*, **68**(14), 4219–4250.
- Hoffmann, N., 1990, Zur paläodynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke, *Nds. Akad. Geow. Veröfftl.*, **4**, 5–18.
- Hoffmann, N. & Franke, D., 1997, The Avalonia-Baltica Suture in NE Germany - new constraints and alternative interpretations, *Z. geol. Wiss.*, **25**, 3–14.
- Hoffmann, N. & Stiewe, H., 1994, Neuerkenntnisse zur geologisch-geophysikalischen Modellierung der Pritzwalker Anomalie im Bereich des Ostelbischen Massivs, *Z. geol. Wiss.*, **22**, 161–171.
- Hoffmann, N., Stiewe, H. & Pasternak, G., 1996, Struktur und Genese der Mohorovičić-Diskontinuität (Moho) im Norddeutschen Becken - ein Ergebnis langzeitregistrierter Steilwinkelseismik, *Z. angew. Geol.*, **42**, 138–148.
- Hoffmann, N., Jödicke, H., Fluche, B., Jording, A. & Müller, W., 1998, Modellvorstellungen zur Verbreitung potentieller präwestfälischer Erdgas-Muttergesteine in Norddeutschland - Ergebnisse neuer magnetotellurischer Messungen, *Z. angew. Geol.*, **44**, 140–158.
- Horner, D., 1951, Pressure build-up in wells, *Proc. Third World Petroleum Congress*, **34**, 316.
- Hoth, K., Rusbült, J., Zagora, K., Beer, H. & Hartmann, O., 1993a, Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962-1990, *Schriftenreihe für Geowissenschaften*, **2**, 145.
- Hoth, K., Huebscher, H.-D., Korich, D., Gabriel, W. & Enderlein, F., 1993b, Die Lithostratigraphie der permokarbonischen Effusiva im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke, *Geol. Jb.*, **A131**, 179–196.
- Hoth, P., 1997, Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Geotraverse Harz-Rügen, *Schriftenreihe für Geowissenschaften*, **4**, 139.
- Houbolt, J. & Wells, P., 1980, Estimation of heat flow in oil wells based on a relation between heat conductivity and sound velocity, *Geologie en Mijnbouw*, **59**(3), 215–224.
- Huang, J., 1971, Effective thermal conductivity of porous rocks, *J. Geophys. Res.*, **76**, 6420–6427.

- Huenges, E. & Hurter, S., Hrg., 2002, *In-situ Geothermielabor Groß Schönebeck 2000/2001*, GeoForschungszentrum Potsdam, STR 02/14, Potsdam, Seiten: 190.
- Hurter, S., 2002, Logging interpretation: well deviation, caliper, pressure, temperature, and mud resistivity, in: *In-situ Geothermielabor Groß Schönebeck 2000/2001*, hrg. v. E. Huenges & S. Hurter, S. 87–108, GeoForschungszentrum Potsdam, STR 02/14, Potsdam.
- Hurter, S. & Haenel, R., Hrg., 2002, *Atlas of geothermal resources in Europe*, Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg.
- Hurtig, E., 1965, Untersuchungen zur Wärmeleitfähigkeitsanisotropie von Sandsteinen, Grauwacken und Quarziten, *Pure and Applied Geophysics*, **60**, 85–100.
- Hurtig, E. & Brugger, H., 1970, Wärmeleitfähigkeitsmessungen unter einaxialem Druck, *Tectonophysics*, **10**, 67–77.
- Hurtig, E. & Schlosser, P., 1976, Geothermal studies in the GDR and relations to the geological structure, in: *Geoelectric and geothermal studies (East-Central Europe, Soviet Asia)*, hrg. v. A. Adam, S. 384–394, KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, Budapest.
- Hutchison, I., 1985, The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **82**, 439–459.
- Jaeger, J., 1956, Conduction of heat in an infinite region bounded internally by a circular cylinder of a perfect conductor, *Australian J. Phys.*, **9**, 167–179.
- Jensen, P., 1990, Analysis of the temperature field around salt diapirs, *Geothermics*, **19**(3), 273–283.
- Jessop, A., 1990, Comparison of industrial and high-resolution thermal data in sedimentary basin, *Pure and Applied Geophysics*, **133**, 251–267.
- Jessop, A. M. & Vigrass, L., 1989, Geothermal measurements in a deep well at Regina, Saskatchewan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **37**, 151–166.
- Jobmann, M. & Clauser, C., 1994, Heat advection versus conduction at the KTB: possible reasons for vertical variations in heat-flow density, *Geophys. J. Int.*, **119**, 44–68.
- Jõelett, A., Kirsimäe, K., Shogenova, A., liaupa, S., Kukkonen, I. T., Rasteniene, V. & Zabele, A., 2002, Thermal conductivity of Cambrian siliciclastic rocks from the Baltic Basin, *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **51**(1), 5–15.
- Jones, F. & Pascal, F., 1994, Numerical model calculations of the effects of grain size and orientations on the thermal conductivities of composites, *Geothermics*, **23**, 365–371.
- Just, G., 1991, The radioactivity of rocks and the radioactive heat production in the former GDR, *Geophys. Veröff. d. Univ. Leipzig*, **IV**(H.2), 65–89.
- Kaempfer, H., Korich, D. & Brause, H., 1994, Anorthosit-, Gabbro- und Ilmeniterz-Xenolithe in permischen Basalten der Tiefbohrung Schwerin 1 - ein petrographisches Indiz für das Ostelbische Massiv, *Z. geol. Wiss.*, **22**, 115–128.

- Karl, R., 1965, Gesteinsphysikalische Parameter, *Freiberger Forschungshefte*, **C197**.
- Karnkowski, P. H., 1994, Rotliegend lithostratigraphy in the central part of the Polish Permian Basin, *Geol. Quart.*, **36**(1), 27–42.
- Katzung, G. & Ehmke, G., 1993, *Das Prätertiär in Ostdeutschland*, Verlag Sven von Loga, Köln, Seiten: 139.
- Katzung, G. & Krull, P., 1984, Zur tektonischen Entwicklung Mittel- und Nordwesteuropas während des Jungpaläozoikums, *Z. angew. Geol.*, **30**, 163–173.
- Kohl, T., 1998, Paleoclimatic temperature signals - can they be washed out?, *Tectonophysics*, **291**, 225–234.
- Kohl, T., Signorelli, S. & Rybach, L., 2001, Three-dimensional (3-D) thermal investigation below high Alpine topography, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **126**, 195–210.
- Kopietz, J., Greinwald, S., Bochem, M., Mors, K., Czora, C. & Koß, G., 1995, Untersuchungen thermophysikalischer und elektrischer Eigenschaften von Salzgesteinen, Abschlußbericht 0114283, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, S. 29–43.
- Kossow, D. & Krawczyk, C. M., 2002, Structure and quantification of processes controlling the evolution of the inverted NE-German Basin, *Marine and Petroleum Geology*, **19**, 601–618.
- Kossow, D., Krawczyk, C., McCann, T., Strecker, M. & Negendank, J. F. W., 2000, Style and evolution of salt pillows and related structures in the northern part of the Northeast German Basin, *International Journal of Earth Sciences*, **89**, 652–664.
- Krawczyk, C., Stiller, M. & Group, D.-B. R., 1999, Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin, *Tectonophysics*, **314**, 241–253.
- Krawczyk, C., Eilts, F., Lassen, A. & Thybo, H., 2002, Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone, SW Baltica Sea, *Tectonophysics*, **360**, 215–244.
- Kuder, J., 2002, *3D Schwerefeldmodellierung zur Erfassung des tiefen Untergrundes im Nordost-Deutschen Becken*, Doktorarbeit, Freie Universität Berlin, Seiten: 116.
- Kukkonen, I. T., 1987, Vertical variation of apparent and palaeoclimatically corrected heat flow densities in the Central Baltic Shield, *Journal of Geophysics*, **8**, 33–53.
- Kukkonen, I. T., 1989, Terrestrial heat flow and radiogenic heat production in Finland, the Central Baltic Shield, *Tectonophysics*, **164**, 219–230.
- Kukkonen, I. T. & Jöeleht, A., 2002, Vertical variation in heat flow density: palaeoclimate after all?, in: *XXVII General Assembly of the European Geophysical Society*, Vol. 4, EGS, Nice, France.
- Lachenbruch, A. & Brewer, M., 1959, Dissipation of the temperature effect of drilling a well in arctic Alaska, *US Geological Survey Bulletin*, **1083C**, 73–109.

- Lamb, H. H., 1977, Climate present, past and future, in: *Climatic History and the Future*, Vol. 2, Seiten: 835, Verlag Methuen & Co. Ltd., London.
- Lange, G., Söllig, A., Tessin, R. & ZGI, Berlin, 1981, Isobathen der Zechsteinbasis 1:500.000, in: *Tektonische Karte der DDR*, hrg. v. Z. G. I. der DDR, VEB Kartographischer Dienst, Potsdam.
- Lassen, A., Bayer, U. & Scheck, M., 2002, Deep structure of the Eastern North German Basin; possible scenarios of formation modelled and discussed on the basis of seismic and potential field data, in: *XXVII General Assembly of the European Geophysical Society*, Vol. 4, EGS, Nice, France.
- Lee, Y. & Deming, D., 1998, Evaluation of thermal conductivity temperature corrections applied in terrestrial heat flow studies, *J. Geophys. Res.*, **103**(B2), 2447–2454.
- Lee, Y., Deming, D. & Chen, K. F., 1996, Heat flow and heat production in the Arkoma Basin and Oklahoma Platform, southeastern Oklahoma, *J. of Geoph. Res.*, **101**(11), 25387–25401.
- Lerche, I. & Petersen, K., Hrg., 1995, *Salt and sediment dynamics*, CRC Press, Boca Raton, New York, London, Tokyo, Seiten: 322.
- Lindert, W., Warncke, D. & Stumm, M., 1990, Probleme der lithostratigraphischen Korrelation des Oberrotliegenden (Saxon) im Norden der DDR, *Z. angew. Geol.*, **36**, 368–375.
- Lokhorst, A., 1998, *NW European gas atlas [CD-ROM]*, Nederlands Inst. voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, Haarlem, S. 1 CD-ROM: farb.; 12 cm.
- Lotz, B., 1999, *Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserströmungsmodellierung der Hemmelsdorfer Mulde und des Oldesloer Troges (östliches Schleswig-Holstein)*, Diplomarbeit, Universität Hamburg, Technische Universität Hamburg-Harburg, Seiten: 213.
- Lotz, B. & Förster, A., 2002, Heat flow of the Northeast German Basin: A matter of revision?, in: *XXVII General Assembly of the European Geophysical Society*, Vol. 4, EGS, Nice, France.
- Luo, M., Wood, J. & Cathles, L., 1994, Prediction of thermal conductivity in reservoir rocks using fabric theory, *J. Appl. Geophys.*, **32**, 321–334.
- Majorowicz, J., Čermák, V., Šafanda, J., Krzywiec, P., Wróblewska, M., Guterch, A. & Grad, M., 2003, Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 seismic experiment, *Physics and Chemistry of the Earth*, **28**, 375–391.
- Majorowicz, J. A. & Embry, A. F., 1998, Present heat flow and paleo-geothermal regime in the Canadian Arctic margin: analysis of industrial thermal data and coalification gradients, *Tectonophysics*, **291**, 141–159.
- Majorowicz, J. A., Garven, G., Jessop, A. & Jessop, C., 1998, Present heat flow along a profile across the Western Canada sedimentary basin: the extent of hydrodynamic influence, S. 61–79, Kluwer Academic / Plenum Publishers, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow.
- Marotta, A. M., Bayer, U. & Thybo, H., 2000, The legacy of the NE German Basin - reactivation by compressional buckling, *Terra Nova*, **12**, 132–140.

- Marotta, A. M., Bayer, U., Scheck, M. & Thybo, H., 2001, The stress field below the NE German Basin: effects induced by Alpine collision, *Geophys. J. Int.*, **144**, F8–F12.
- Marx, J., Huebscher, H.-D., Hoth, K., Dorich, D. & Kramer, W., 1995, Vulkanostratigraphie und Geochemie der Eruptivkomplexe, in: *Stratigraphie von Deutschland I. Norddeutsches Rotliegendebcken. Rotliegend-Monographie Teil II*, hrg. v. E. Plein, Vol. 183, Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt a.M.
- McCann, T. & Krawczyk, C., 2001, The Trans-European Fault: a critical reassessment, *Geol. Mag.*, **138**, 19–29.
- Mello, U. T., Karner, Garry, D. & Anderson, R. N., 1995, Role of salt in restraining the maturation of subsalt source rocks, *Marine and Petroleum Geology*, **12**(7), 697–716.
- Midttømme, K. & Roaldset, E., 1999, Thermal conductivity of sedimentary rocks: uncertainties in measurement and modelling, in: *Muds and Mudstones: Physical and Fluid Flow Properties*, hrg. v. A. C. Aplin, A. J. Fleet, & J. H. S. Macquaker, Vol. 158 von **Geological Society Special Publication**, S. 45–60, Geological Society, London.
- Ondrak, R., Wenderoth, F., Scheck, M. & Bayer, U., 1998, Integrated geothermal modeling on different scales in the Northeast German Basin, *Geologische Rundschau*, **87**(1), 32–42.
- Ondrak, R., Förster, A., Scheck, M. & Gerisch, R., 1999, The present-day temperature field of the Northeast German Basin - a comparison of temperature measurements and 3d-modeling, in: *Transport in sedimentary systems: from the pore to the basin scale*, hrg. v. M. Thiry, Vol. 99, S. 111–114, Réunion spécialisée SGF - TRABAS - CNRS, Paris, 27.-28.09.1999.
- Pader, D., 1966, Zechstein, in: *Exkursionsführer - Zechstein und Mesozoikum in der Nordostdeutschen Senke. Exkursionstagung vom 22.-24. September 1966 in Schwerin*, hrg. v. E. Behr & Deutsche Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, S. 8–15, Deutsche Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Berlin.
- Petersen, K. & Lerche, I., 1995, Quantification of thermal anomalies in sediments around salt structures, *Geothermics*, **24**(2), 253–268.
- Petzka, M., 1966, Lias - Dogger - Malm, in: *Exkursionsführer - Zechstein und Mesozoikum in der Nordostdeutschen Senke. Exkursionstagung vom 22.-24. September 1966 in Schwerin*, hrg. v. E. Behr & Deutsche Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, S. 34–50, Deutsche Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Berlin.
- Pharaoh, T., 1999, Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review, *Tectonophysics*, **314**, 17–41.
- Plein, E., 1993, Bemerkungen zum Ablauf der paläogeographischen Entwicklung im Stefan und Rotliegend des Norddeutschen Beckens, *Geol. Jb.*, (131), 99–116.
- Plein, E., Hrg., 1995, *Stratigraphie von Deutschland I. Norddeutsches Rotliegendebcken, Rotliegend-Monographie Teil II*, Vol. 183, Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt a.M., Seiten: 193.

- Plomerova, J., Babuška, V., Vecsey, L., Kouba, D. & TOR Working Group, 2002, Seismic anisotropy of the lithosphere around the Trans European Suture Zone (TESZ) based on teleseismic body-wave data of the TOR experiment, *Tectonophysics*, **360**, 89–114.
- Pollack, H. & Chapman, D., 1977, The flow of heat from the earth's interior, *Scientific American*, **237**(2), 60–68, 73–76.
- Popov, Y., 1983, Theoretical models of the method of determination of the thermal properties of rocks on the basis of moveable sources, *Geologiya I Razvedka (Geology and Prospecting)*, **p(I)**, 97–103.
- Popov, Y. A., Semionov, V. G., Korosteliov, V. M. & Berezin, V. V., 1983, Non-contact evaluation of thermal conductivity of rocks with the aid of a mobile heat source, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **19**, 563–567.
- Popov, Y. A., Berezin, V. V., Semionov, V. G. & Korosteliov, V. M., 1985, Complex detailed investigations of the thermal properties of rocks on the basis of a moving point source, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **1**, 64–70.
- Popov, Y. A., Pribnow, D. F. C., Sass, J. H., Williams, C. F. & Burhardt, H., 1999, Characterization of rock thermal conductivity by high resolution optical scanning, *Geothermics*, **28**, 253–176.
- Popov, Y. A., Tertychnyi, V., Romushkevich, R., Korobkov, D. & Pohl, J., 2003, Interrelations between thermal conductivity and other physical properties of rocks: experimental data, *Pure app. geophys.*, **160**, 1137–1161.
- Powell, W., Chapman, D., Balling, N. & Beck, A., 1988, Continental heat flow density, in: *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*, hrg. v. R. Hänel, L. Rybach, & L. Stegena, S. 167–222, Kluwer, Dordrecht.
- Pribnow, D., 1994, Ein Vergleich von Bestimmungsmethoden der Wärmeleitfähigkeit unter Berücksichtigung von Gesteinsgefügen und Anisotropie, VDI Fortschrittsberichte Reihe 19, Nr. 75, VDI-Verlag, Seiten: 111.
- Rabbel, W., Förste, K., Schulze, A., Bittner, R. & Reichert, J., 1995, A high-velocity layer in the lower crust of the North German Basin, *Terra Nova*, **7**, 327–337.
- Reinhardt, H. G., 1993, Structure of Northeast Germany: Regional depth and thickness maps of Permian to Tertiary intervals compiled from seismic reflection data, in: *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III*, hrg. v. A. M. Spencer, Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, S. 155–165, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Rider, M., 2000, *The geological interpretation of well logs*, Whittles Publishing, Caithness, Scotland, Seiten: 288.
- Rieke, H., 2001, Sedimentologie, Faziesarchitektur und Faziesentwicklung des kontinentalen Rotliegenden im Norddeutschen Becken (NEDB), Dissertation STR 01/14, GeoForschungsZentrum, Seiten: 138.

- Rudloff, H. von, 1967, *Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtungen 1670*, Vol. 122 von **Die Wissenschaften**, Vieweg, Seiten: 370.
- Rudnick, R. L. & Fountain, D. M., 1995, Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective, *Reviews of Geophysics*, **33**(3), 267–309.
- Rühberg, N., 1997, *Zechsteinsalzstrukturen*, Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000.
- Rybach, L., 1973, *Wärmeproduktionsbestimmung an Gesteinen der Schweizer Alpen*, Nr. 51 in: Beitr. Geol. Schweiz, Kümmerly and Frey, Seiten: 43.
- Rybach, L., 1986, Amount and significance of radioactive heat sources in sediments, in: *Thermal Modeling in Sedimentary Basins*, hrg. v. J. Burrus, S. 311–322.
- Sass, J., L. A. & Munroe, R., 1971, Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations, *J. Geophys. Res.*, **76**(14), 3391–3401.
- Sass, J., L. A., Moses, T. & Morgan, P., 1992, Heat flow from a scientific research well at Cajon Pass, California, *J. Geophys. Res.*, **97**(B4), 5017–5030.
- Scheck, M., 1997, Dreidimensionale Strukturmodellierung des Nordostdeutschen Beckens unter Einbeziehung von Krustenmodellen, Scientific Technical Report STR 97/10, GeoForschungsZentrum, Seiten: 126.
- Scheck, M., Barrio-Alvers, L., Bayer, U. & Götze, H.-J., 1999, Density structure of the Northeast German Basin: 3D Modelling along the DEKORP line BASIN96, *Phys. Chem. Earth (A)*, **24**(3), 221–230.
- Scheck, M., Bayer, U., Otto, V., Lamarche, J., Banka, D. & Pharaoh, T., 2002, The Elbe Fault System in North Central Europe- a basement controlled zone of crustal weakness, *Tectonophysics*, **360**, 381–299.
- Scheck, M., Bayer, U. & Lewerenz, B., 2003, Salt movements in the Northeast German Basin and its relation to major post-Permian tectonic phases-results from 3d structural modelling, backstripping and reflection seismic data, *Tectonophysics*, **361**, 277–299.
- Schmidt, K. & Franke, D., 1977, Zur lithologisch-faziellen Entwicklung des Präperms im Nordteil der DDR, *Z. angew. Geol.*, **23**(11), 541–548.
- Schmidt Mumm, A. & Wolfgramm, M., 2002, Diagenesis and fluid mobilisation during the evolution of the North German Basin-evidence from fluid inclusion and sulphur isotope analysis, *Marine and Petroleum Geology*, **19**, 229–246.
- Schneider, J. & Gebhardt, U., 1993, Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland), *Geol.Jb.*, **131**, 57–98.

- Schneider, J., Gebhardt, U. & Gaitzsch, B., 1995, Müritz-Subgruppe, in: *Stratigraphie von Deutschland I. Norddeutsches Rotliegendebcken. Rotliegendemonographie Teil II*, hrg. v. E. Plein, Vol. 183, S. 107–109, Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt.
- Schöder, L., Plein, E., Bachmann, G. H., Gast, R. E., Gebhardt, U., Graf, R., Helmuth, H.-J., Pasternak, M., Porth, H. & Süssmuth, S., 1995, Stratigraphische Neugliederung des Rotliegend im Norddeutschen Becken, *Geol. Jb.*, (148), 3–21.
- Schön, J., 1983, *Petrophysik*, Akademie-Verlag, Berlin, Seiten: 405.
- Schön, J., 1996, Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics, in: *Handb. Geophys. Explor., Sect. 1*, hrg. v. K. Helbig & S. Teitel, Vol. 18, Seiten: 583, Pergamon, Oxford, U.K.
- Seipold, U., 1990, Pressure and temperature dependence of thermal transport properties of granites, *High Temperatures - High Pressures*, **22**, 541–548.
- Seipold, U., 1998, Temperature dependence of thermal transport properties of crystalline rocks - a general law, *Tectonophysics*, **291**, 161–171.
- Seipold, U., 2001, Der Wärmetransport in kristallinen Gesteinen unter den Bedingungen der kontinentalen Kruste, Techn. Ber. STR 01/13, GeoForschungsZentrum Potsdam, Seiten: 142.
- Sekiguchi, K., 1984, A method for determining terrestrial heat flow in oil basinal areas, *Tectonophysics*, **103**, 67–79.
- Shen, P. & Beck, A., 1986, Stabilization of bottom hole temperature with finite circulation time and fluid flow, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **86**, 63–90.
- Somerton, W., 1992, *Thermal properties and temperature-related behavior of rock/fluid systems*, Elsevier, Seiten: 257.
- Speece, M., Bowen, T., Folcik, J. & Polack, H., 1985, Analysis of temperatures in sedimentary basins: the Michigan Basin, *Geophysics*, **50**, 1318–1334.
- Springer, M., 1997, Die regionale Oberflächenwärmeflussdichte-Verteilung in den zentralen Anden und daraus abgeleitete Temperaturmodelle der Lithosphäre, Techn. Ber. STR97/05, GeoForschungsZentrum Potsdam, Seiten: 128.
- Springer, M. & Förster, A., 1998, Heat-flow density across the Central Andean subduction zone, *Tectonophysics*, **291**, 123–139.
- Stefánsson, V., 1997, The relationship between thermal conductivity and porosity of rocks, in: *3rd Nordic Symposium on Petrophysics, extended abstracts*, hrg. v. M. F. Middleton, Vol. B445, S. 78–87, Geologiska Institutionen, Chalmers Tekniska Hogskola, Göteborg, Schweden.
- Strohenger, C., Voigt, E. & Zimdars, J., 1996, Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporites deposits with emphasis on Zechstein 2 platform carbonates (Upper Permian, Northeast Germany), *Sediment. Geol.*, **102**, 33–54.



- Thybo, H., 1990, A seismic velocity model along the EGT profile- from the North German Basin into the Baltic Shield, in: *The European Geotraverse*, hrg. v. R. Freeman, P. Giese, & S. Mueller, S. 99–108, European Science Foundation, Strasbourg.
- Thybo, H., 1997, Geophysical characteristics of the Tornquist Fan area, northwest Trans-European Suture Zone: indication of late Carboniferous to early Permian dextral transtension, *Geol. Mag.*, **5**, 567–606.
- Torsvik, T. & Rehnström, E. F., 2003, The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking, *Tectonophysics*, **362**, 67–82.
- Truesheim, F., 1957, Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands, *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **109**, 111–151.
- Turcotte, D. L. & Schubert, G., 2002, *Geodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, Seiten: 456.
- Turner, P., 1980, *Continental red beds*, Elsevier, Amsterdam, Seiten: 562.
- Vasseur, G., Brigaud, F. & Demongodin, L., 1995, Thermal conductivity estimation in sedimentary basins, *Tectonophysics*, **244**, 167–174.
- Voll, G., 1968, *Klastische Minerale aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose*, Hab.schr. v. 10.07.1968, Technische Universität Berlin.
- Vosteen, H.-D., Rath, V., Schmidt-Mumm, A. & Clauser, C., 2003, The thermal regime of the NE-German basin from 2-D inversion, in: *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Vol. 5, EGS, Nice, France.
- Walsh, J. & Decker, E., 1966, Effect of pressure and saturating fluid on the thermal conductivity of compact rock, *J. Geophys. Res.*, **71**, 3053–3061.
- Wees, J.-D. van, Stephenson, R. A., Ziegler, P. A., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F. & Scheck, M., 2000, On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe, *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 43–59.
- Wilde-Piórko, M., Grad, M. & Group, T. W., 2002, Crustal structure variation from the Precambrian to Palaeozoic platforms in Europe imaged by the inversion of teleseismic functions - project TOR, *Geophys. J. Int.*, **150**, 261–270.
- Williams, C. & Anderson, R., 1990, Thermophysical properties of the earth's crust; in situ measurements from continental and ocean drilling, *Journal of Geophysical Research*, **B95**(6), 9209–9236.
- Wolfgramm, M., 2002, *Fluidentwicklung und Diagenese im nordostdeutschen Becken*, Doktorarbeit, Martin-Luther-Universität, Seiten: 170.
- Wolfgramm, M. & Schmidt Mumm, A., 2000, Der Einfluss von Subsidenz und Diagenese auf die geochemische Zusammensetzung von Beckenfluiden am Beispiel des NE-deutschen Beckens, *Zbl. Geol. Paläont.*, S. 211–231.

- Wolfgramm, M., Seibt, A., Hurter, S. & Zimmermann, G., 2003, Origin of geothermal fluids of Permo-Carboniferous rocks in the NE German basin (NE Germany), *Journal of Geochemical Exploration*, **78-79**, 127–131.
- Woodside, W. & Messmer, J., 1961a, Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated sands, *J. Appl. Phys.*, **32**, 1688–1699.
- Woodside, W. & Messmer, J., 1961b, Thermal conductivity of porous media. II. Consolidated sands, *J. Appl. Phys.*, **32**, 1699–1706.
- Zagora, I., 1993, Zur Teufenabhängigkeit der Nutzporosität mitteldevonischer Sandsteine von Rügen/Vorpommern, *Geol. Jb.*, **A131**, 401–406.
- ZGI, 1984, *Geothermie-Atlas der Deutschen Demokratischen Republik*, Zentrales Geologisches Institut (wissenschaftl. Leitung G. Katzung), Ost-Berlin, S. II. Bl, 28 Kt.
- Ziegler, P. A., 1989, *Evolution of Laurussia. A study in Late Palaeozoic plate tectonics*, Kluwer Academic Publishers, Seiten: 102.
- Ziegler, P. A., 1990, *Geological Atlas of Western and Central Europe*, The Hague (Shell), Seiten: 239, 2. Aufl.
- Zimmerman, R., 1989, Thermal conductivity of fluid-saturated rocks, *J. Petrol. Sci. and Eng.*, **3**, 219–227.
- Zoth, G. & Haenel, R., 1988, Thermal conductivity, in: *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*, hrg. v. R. Haenel, L. Rybach, & L. Stegena, S. 449–453, Kluwer Acad., Norwell, Mass.

\*

# Anhang

## A.1 Ergänzungen

### A.1.1 Bohrlochmessungen: GR-Korrekturdiagramme

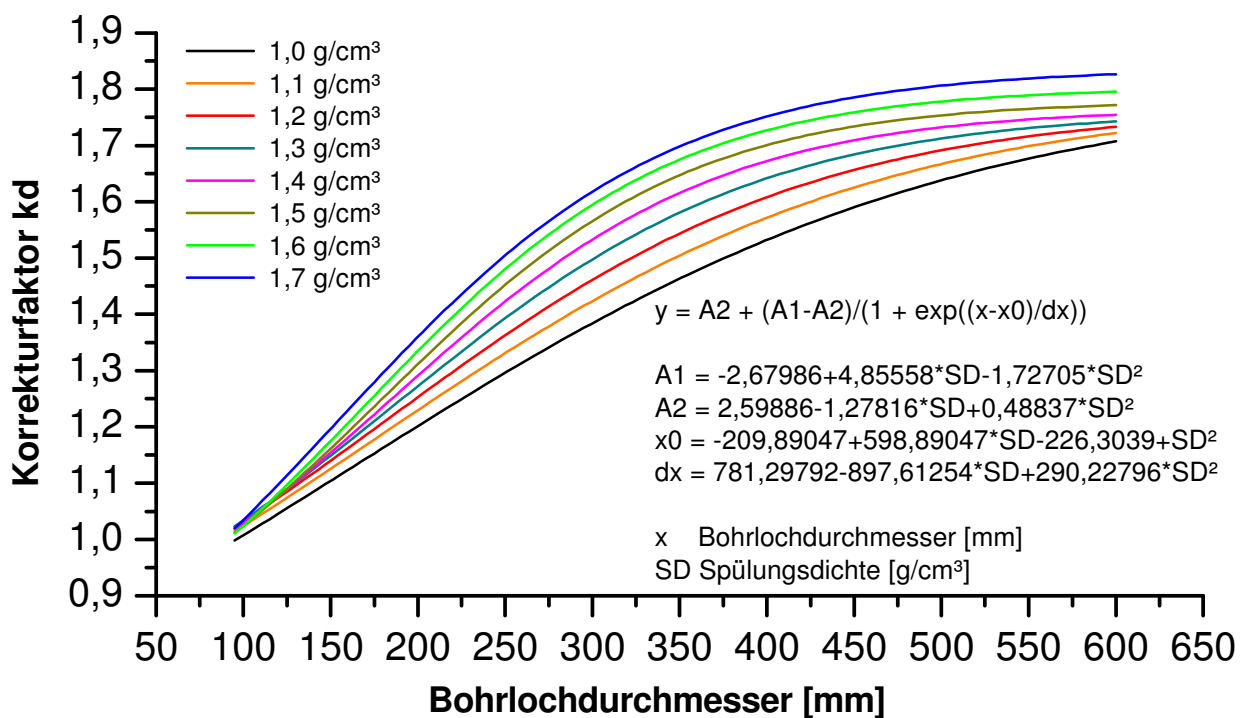


Abbildung A.1: Absorptionskorrektur für 95 mm Sondendurchmesser in Abhängigkeit von Bohrlochdurchmesser und Spüldichte. Für dezentral geführte GR(GE)-Sonden. Grundlage: Diagramme für die Interpretation von Bohrlochmessungen des VEB Geophysik, DB Bohrlochmessung, Gommern 09.09.1976. Zur Verfügung gestellt von S. Fricke (2001).

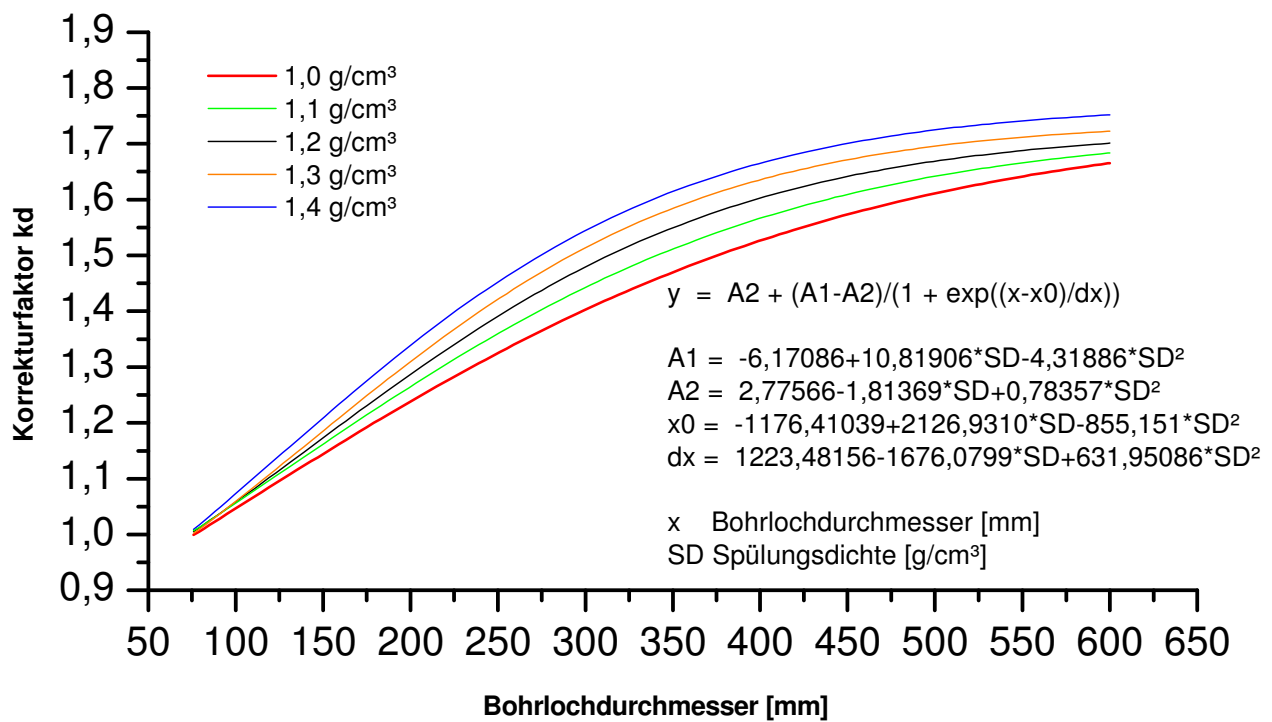


Abbildung A.2: Absorptionskorrektur für 76 mm Sondendurchmesser in Abhängigkeit von Bohrlochdurchmesser und Spüldichte. Für dezentral geführte GR-Sonden. Grundlage: Diagramme für die Interpretation von Bohrlochmessungen des VEB Geophysik, DB Bohrlochmessung, Gommern 09.09.1976. Zur Verfügung gestellt von S. Fricke (2001).

## A.1.2 Vulkanitgliederungen

### Petrographische Gliederung der Vulkanite

Kurzzeichen	Beschreibung
$\lambda$ I	Grundmasse mikropoikilitisch (Kf, Pl, Qz-Nadeln), Einsprenglinge 5-10% (meist Pl, z.T. Kf und Qz, wenig Px). Mittlerer $SiO_2$ -Gehalt = 70%. Einsprenglingstypen: a, b, e.
$\lambda$ II	Grundmasse mikropoikilitisch (Kf, Qz, Pl-Leisten); Einsprenglinge 8-10% (Pl, wenig Kf, Px, selten Qz). Mittlerer $SiO_2$ -Gehalt = 67% bzw. 65% in Mecklenburg-Vorpommern. Einsprenglingstypen: a, b.
$\lambda$ III	Grundmasse grapho- und granophyrisch (Kf, Qz); Einsprenglinge ca. 18(8-35)% (meist Pl, tlw. auch Kf oder Qz vorherrschend, daneben Px, gelegentlich Bt, Grt vorhanden). Mittlerer $SiO_2$ -Gehalt = 69% bzw. 71% in Mecklenburg-Vorpommern. Einsprenglingstypen: a-e.
IV	Ignimbrit. Grundmasse mikrokristallin bis granular (Kf, Qz); $\pm$ verschweißte Vitroklastrelikte, Bimsfetzen, Eutaxitstrukturen; Kristalloklasten (meist zerbrochen) um 24(18-30)% von Kf, Qz, Pl, (Px, Bt, Grt). Mittlerer $SiO_2$ -Gehalt = 69% bzw. 73% in Mecklenburg-Vorpommern. Einsprenglingstypen: b, c, d.
$\lambda$ IV	Grundmasse spärolithisch (Kf, Qz); Einsprenglinge um 10(3-20)%, meist Qz, Kf, Pl, wenig Px. Mittlerer $SiO_2$ -Gehalt = 73%. Einsprenglingstypen: a-e.
Einsprenglingstypen	a = Pl $\gg$ Kf = Qz, b = Pl $\sim$ Kf > Qz, c = Pl $\gg$ Qz > Kf, d = Kf $\gg$ Qz > Pl, e = Qz $\gg$ Kf > Pl
Abkürzungen	Bt = Biotit, Px = Pyroxen, Grt = Granat, Qz = Quarz, Kf = Kalifeldspat, Pl = Plagioklas

*Tabelle A.1:* Gliederung der sauren Vulkanite (Rhyolithoide  $\lambda$ ). Nach: Marx et al. (1995).

<b>Kurzzeichen</b>	<b>Beschreibung</b>
$\alpha 1-\alpha 6$	Grundmasse intersertal (und pilotaxitisch) mit Pl-Leisten, Px (Opx, Au, Pig), z.T. Einsprenglinge von Pl, Opx, Ol. Mittlerer $SiO_2$ -Gehalt = 54%. Kalkalkalisch.
$\alpha 7-\alpha 8$	Grundmasse Pl-Leistengefüge, ähnlich wie zuvor, aber mehr Qz, Or. Einsprenglinge von Pl, Px, (Kf). Mittlere $SiO_2$ -Gehalte = 57-63%. Subalkalisch.
$\alpha I$	Grundmasse intergranular mit Pl-Leisten, Cpx, Kf, Qz, Erz. Einsprenglinge um 1%, nur Pl. Mittlere $SiO_2$ -Gehalte = 51-58%. Tholeiitisch.
$\alpha II$	Grundmasse sehr variabel (intergranular, trachytisch, vitrophyrisch, sphärolithisch, mikropoikilitisch), Pl, Kf, Qz. Einsprenglinge um 35 (25-55)%, Pl, Px. $SiO_2$ -Gehalte = 55-61%. Subalkalisch
$\beta 1$	Grundmasse intergranular (-poikilitisch), Pl-Leisten, Cpx, Ol, Erz. Einsprenglinge um 15 (8-22)% von Ol, Cpx, z.T. Pl. $SiO_2$ -Gehalte = 40-47% . Alkalisch.
$\beta 2$	Grundmasse intersertal (-poikilitisch), Pl-(Leisten), Px, Ol, Erz. Wenig Einsprenglinge von Pl, Px. $SiO_2$ -Gehalte = 47-52%. Tholeiitisch.
Weitere Untergliederung der Andesitoide ( $\alpha$ )	a = > 525 ppm Cr, b = > 1.7% $TiO_2$ , c = 1.4 - 1.7% $TiO_2$ , d = 1.1 - 1.4% $TiO_2$ , e = < 1.1% $TiO_2$
Weitere Untergliederung der Basalte ( $\beta$ )	I = Einsprenglinge von Ol und/oder Opx, II = aphyrisch, III = Einsprenglinge von Pl, IV = Einsprenglinge von Pl, Px, Ol, b = Bt vorhanden. Sonderfälle sind III <sub>g</sub> = glomerophyrisch, reich an Einsprenglingen, III <sub>s</sub> = ausgeprägt serialporphyrisch
Abkürzungen	Au = Augit, Bt = Biotit, Cpx = Clinopyroxen, Grt = Granat, Kf = Kalifeldspat, Ol = Olivin, Opx = Orthopyroxen, Or = Orthoklas, Pig = Pigeonit, Pl = Plagioklas, Px = Pyroxen, Qz = Quarz

*Tabelle A.2:* Gliederung der intermediären und basischen Vulkanite (Andesitoide  $\alpha$ , Basaltoide  $\beta$ ).  
Nach: Marx et al. (1995).

### Gliederung der regionalen Vulkaniteinheiten

Eruptions- stadium	Ziffer der Abfolge	Vulkaniteinheit
<b>Teilgebiet Subherzyn - Flechtinger Scholle - Altmark</b>		
V	5	Basaltoide ( $\beta$ )
IV	4	Rhyolithoid (-Ignimbrit)-Folge ( $\lambda$ III, J IV b)
III	3 3a	Rhyolithoid (-Ignimbrit)-Folge ( $\lambda$ III, J IV b) Jüngere Andesitoidfolge ( $\alpha$ 7, 8)
II	2c 2 2a	Rhyolithoid -Folge ( $\lambda$ III) Ignimbrit-Folge (J IV d, b, c) Rhyolithoid -Folge ( $\lambda$ I)
II	1 1c	Andesitoid-Folge ( $\alpha$ 7/8, 8) Rhyolithoide ( $\lambda$ II)
<b>Teilgebiet Mecklenburg - Vorpommern - Rügen</b>		
V	5	Basaltoide ( $\beta$ )
III	3 3c 3b 3a	Obere Rhyolithoid (-Ignimbrit)-Folge ( $\lambda$ I, II, III) (Obere) Basaltoid-Folge ( $\beta$ 3, 4) Rhyolithoid-Folge ( $\lambda$ I, II) Andesitoide ( $\alpha$ 7)
II	2c 2b 2 2a	Rhyolithoid -Folge ( $\lambda$ I, III) (Untere) Basaltoid-Folge ( $\beta$ 1, 2) Ignimbrit-Folge (J IV d, c) Untere Rhyolithoid -Folge ( $\lambda$ II)
II	1 1c	Andesitoid-Folge ( $\alpha$ 7/8, 8) Rhyolithoide ( $\lambda$ II)
<b>Teilgebiet Ost-Brandenburg</b>		
II	2a	Trachytoide ( $\tau$ )
I (II?)	1d	Obere (Haupt-) Andesitoid-Folge ( $\alpha$ 1, 3, 7)
I	1 1c 1b 1a	Mittlere Andesitoid-Folge ( $\alpha$ 2, 7, 8) Rhyolithoide ( $\lambda$ II, III) Untere Andesitoid-Folge ( $\alpha$ 1, 2, 3, 4) Dazitoid-Folge ( $\zeta$ II)

*Tabelle A.3:* Übersicht der bei der Volumenbilanz berücksichtigten regionalen Vulkaniteinheiten nach Benek et al. (1995)

### A.1.3 Paläoklima

Zeit in Jahren (a)			Zeit in Jahren (a)			Zeit in Jahren (a)		
von	bis	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	von	bis	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	von	bis	$\Delta T, ^\circ\text{C}$
130	180	- 0,7	1580	2000	1,5	10000	15000	- 7,0
180	230	- 0,6	2000	2480	1,5	15000	26000	- 10,3
230	280	- 0,3	2480	3500	- 0,5	26000	35000	- 6,2
280	330	- 0,7	3500	4500	1,0	35000	55000	- 10,3
330	380	- 0,6	4500	6700	2,0	55000	65000	- 4,9
380	580	- 0,5	6700	7200	- 1,0	65000	70000	- 8,0
580	680	0,3	7200	8000	2,0	70000	75000	- 4,9
680	830	0,8	8000	9000	- 2,0	75000	100000	0
830	1580	0	9000	10000	1,5			

*Tabelle A.4:* Oberflächentemperaturen in der Bundesrepublik Deutschland nach Grubbe (1981), zitiert in Zoth & Haenel (1988). Für den Zeitraum von vor 130 Jahren (a) bis heute wurde ein  $\Delta T$  von 0 °C angenommen. Die Temperaturen basieren auf Daten von Rudloff (1967) für 150-280 a, Lamb (1977) für 280-10000 a und Frenzel (1980) für 10000-100000 a.

### A.1.4 1D Modellierung

Zur Berechnung der Temperatur- Tiefen - Verteilung in einem geschichteten Medium wurde ein Programm geschrieben, welches bei gegebener Wärmeproduktionsrate  $H(z)$  und gegebener Wärmeleitfähigkeit  $\lambda(T)$  sowie mindestens zwei Temperaturwerten die Temperatur in jeder beliebigen Tiefe berechnet. Grundlage ist die folgende Form der Wärmeleichung:

$$H(z) + \frac{d}{dz} \left[ \lambda(T) \frac{dT}{dz} \right] = 0. \quad (\text{A.1})$$

Für eine bestimmte Schicht von n-Schichten, hat Gleichung A.1 die analytische Lösung:

$$T(z) = T_{i+1} - \left[ \frac{T_{i+1} - T_i}{\Delta z_i} + \frac{H_i}{2\lambda_i} \cdot \Delta z_i \right] \cdot (z_{i+1} - z) - \frac{H_i}{2\lambda_i} \cdot (z_{i+1} - z)^2, \quad (\text{A.2})$$

mit  $T_i$  = Temperatur an der Oberkante von Schicht i,  $T_{i+1}$  = Temperatur an der Unterkante von Schicht i,  $\lambda_i$  = Wärmeleitfähigkeit der Schicht i,  $H_i$  = Wärmeproduktion der Schicht i,  $z_i$  = Tiefe der Oberkante von Schicht i,  $z_{i+1}$  = Tiefe der Unterkante von Schicht i und  $\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$ . Unter der Bedingung, dass an der Grenze zweier Schichten i und i+1 die Temperatur an der Oberkante von Schicht i+1 gleich der Unterkante von Schicht i und der Wärmefluss an der Grenze kontinuierlich ist, ergibt sich für  $z = z_{i+1}$ :

$$\lambda_i \frac{dT_i(z)}{dz} = \lambda_{i+1} \frac{dT_{i+1}(z)}{dz} \quad (\text{A.3})$$

Unter Zuhilfenahme dieser Beziehung ist es möglich, n-1 Gleichungen für die n+1 unbekanntenen Temperaturen der Schichtoberkanten zu berechnen:



$$\begin{aligned}
2 \cdot \lambda_{i+1} \cdot \Delta z_i \cdot (T_{i+2} - T_{i+1}) - 2 \cdot \lambda_i \cdot \Delta z_{i+1} \cdot (T_{i+1} - T_i) = \\
(\Delta z_i)^2 \cdot \Delta z_{i+1} \cdot H_i + (\Delta z_{i+1})^2 \cdot \Delta z_i \cdot H_{i+1} = R_i
\end{aligned} \tag{A.4}$$

Wenn  $\theta_k$  die gemessene Temperatur in der Tiefe  $\zeta_k$  ( $k=1 \dots m$ ) ist, so können  $m$  Gleichungen für die Schicht  $j$  und die unbekannte Temperatur  $T_j$  mit Hilfe der Gleichung A.2 erstellt werden ( $z_j \leq \zeta_k \leq z_{j+1}$ ):

$$\begin{aligned}
T(\zeta_k) = \theta_k = T_{i+1} - \left[ \frac{T_{i+1} - T_i}{\Delta z_i} + \frac{H_i}{2\lambda_i} \Delta z_i \right] (z_{i+1} - \zeta_k) - \frac{H_i}{2\lambda_i} (z_{i+1} - \zeta_k)^2 = \\
2\lambda_j \Delta z_j \theta_k + H_j \Delta z_j [(z_{j+1} - \zeta_k)(\Delta z_j + (z_{j+1} - \zeta_k))] = \\
2\lambda_j (\Delta z_j T_{j+1} - (T_{j+1} - T_j)(z_{j+1} - \zeta_k)) = \\
2\lambda_j T_j (z_{j+1} - \zeta_k) + 2\lambda_j T_{j+1} (\Delta z_j - (z_{j+1} - \zeta_k)) = S_k
\end{aligned} \tag{A.5}$$

Die Gleichungen A.4 und A.5 definieren ein lineares Gleichungssystem der Form:

$$C \cdot T = Y, \tag{A.6}$$

wobei  $T$  ein Vektor der  $n+1$  unbekanntten Grenzschnitt-Temperaturen,  $C$  den Datenkern und  $Y$  den Vektor der berechenbaren  $R_i$  und  $S_k$  darstellen. Wenn  $m \geq 2$ , dann ist das Linear-system mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate lösbar. Die bestimmten  $T_i$  ermöglichen die Berechnung der Temperaturen in jeder beliebigen Tiefe.

# A.2 Messwerte

## Wärmeleitfähigkeit

Probe	Tiefe [m]	Kurzzeichen	Stratigraphie	Petrographie	Anmerkungen (Zement <sup>†</sup> und Erscheinungsbild)	TC <sub>rocken-I</sub> [W/m/K]	TC <sub>sat,k,L</sub> [W/m/K]	TC <sub>sat,g,L</sub> [W/m/K]	TC <sub>rocken-II</sub> [W/m/K]	TC <sub>sat,I</sub> [W/m/K]	TC <sub>sat,g,II</sub> [W/m/K]	Anisotropie ( $\lambda_{max}/\lambda_{min}$ )	Porosität <sup>‡</sup> [%]
Ba-01	2903,2	roElbe	Elbe Subgruppe	Siltstein	ar-ca-an, kompakt	2,6	2,8						<2
Ba-02	3003,4	roElbe	Elbe Subgruppe	Siltstein	ar-ca, kompakt	2,5	2,6					1,11	<2
Ba-03	3093,5	roElbe	Elbe Subgruppe	Siltstein	ar-ca, kompakt	2,9	3,1	3,0	3,0	3,2	3,2	1,06	1,9
Ba-04	3434,8	ruV	Permokarbon	Dazit		2,3	2,4		2,6	2,7		1,14	2,0
Ba-05	3543,0	cst	Stefan	Quarzit		5,3	5,5		5,6	5,8		1,06	<2
Ba-06	3942,2	cwD	Westfal	Sandstein	si, kompakt	3,0	3,2		3,4	3,6		1,13	<2
Ba-08	4398,6	cwB	Westfal	Siltstein	si, kompakt	3,6	3,7	3,7	3,2	3,2	3,4	1,09	0,8
Ba-09	4481,7	cwB	Westfal	Tonstein	si, kompakt	2,8	2,9		3,2	3,4		1,17	<2
Ba-10	4522,2	cwB	Westfal	Quarzit		4,6	4,9	5,6	4,6	4,9	5,4	1,03	1,9
Ba-11	4547,9	cwA	Permokarbon	Granit		3,4	3,5		3,3	3,5		1,01	<2
Ba-13	4887,7	cwA	Westfal	Sandstein	si, kompakt	4,2	4,6	5,1	4,4	4,9	5,4	1,06	3,0
Ba-H03	3078,6	roElbe	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-ca, kompakt	2,7	2,8	3,0	3,0	3,1	3,2	1,07	1,4
Ba-H05	3087,7	roElbe	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-ca, kompakt	2,9	3,1	3,1	3,1	3,2	3,3	1,07	1,2
Binz-01	1446,8	ruV	Permokarbon	Rhyolith		1,9	2,3	2,2	1,8	2,2	2,1	1,02	5,7
Binz-02	1704,5	cst	Stefan	Sandstein	si, kompakt	2,8	4,7	4,4	3,0	5,1	4,5	1,03	17,1
Binz-03	2047,8	cwD	Westfal	Siltstein	ar-si, kompakt	2,9	3,0		3,1	3,3		1,10	<2
Binz-04	2593,4	cwC	Westfal	Siltstein	si, kompakt	3,5	3,6		3,6	3,8		1,05	<2
Binz-05	2803,4	df	Frasné	Mergelstein		2,2	2,4		2,3	2,4		1,03	<2
Binz-06	2996,1	df	Frasné	Mergelstein		1,9	2,0		2,5	2,6		1,26	<2
Binz-07A	3172,0	dv	Givét	Sandstein	si, kompakt	3,9	4,1		3,9	4,0		1,00	<2
Binz-08	3842,6	dv	Givét	Sandstein	si, kompakt	5,1	5,3	6,0	4,9	5,1	5,7	1,04	1,3
Binz-09	4099,2	dv	Givét	Sandstein	si, kompakt	4,1	4,3		4,2	4,4		1,02	<2
Binz-10	4872,2	de	Eifel	Siltstein	si, kompakt	3,4	3,6		3,7	3,9		1,10	<2
Binz-An15	2495,0	cwC	Permokarbon	Dazit		2,3	2,4		3,4	3,5		1,50	<2
Binz-An19	2572,7	cwC	Westfal	Siltstein	ar-si, kompakt	3,5	3,6		3,6	3,8		1,04	<2
Binz-N01	1540,7	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,6	2,7						<2
Binz-N02	1855,4	cst	Stefan	Sandstein	ar-si, kompakt	2,5	3,6	4,3	3,1	4,5	4,4	1,02	12,0
Binz-N03	1863,3	cst	Stefan	Sandstein	si, kompakt	3,3	5,5	4,9	3,2	5,3	4,9	1,01	15,9
Chi-01	3856,8	ruV	Permokarbon	Andesit		1,9	1,9		2,0	2,1		1,08	<2
Chi-02	3855,1	ruV	Permokarbon	Andesit		1,9	2,0		1,8	1,9		1,04	<2
Chi-03	3846,8	ruV	Permokarbon	Andesit		2,0	2,1		2,1	2,2		1,02	<2
Chi-04	3835,1	ruV	Permokarbon	Andesit		2,2	2,3		2,3	2,4		1,05	<2
Chi-05	3836,9	ruV	Permokarbon	Andesit		2,0	2,1		2,0	2,1		1,01	<2
Chi-06	3824,4	ruV	Permokarbon	Andesit		2,1	2,2		2,2	2,3		1,05	<2
Chi-07	3821,0	roPs	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,9	3,1		3,1	3,2		1,06	<2
Chi-08	3814,5	roPs	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,8	2,9		3,0	3,2		1,08	<2
Chi-09	3807,6	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	schwach absandend, ca	3,3	3,7	4,4	3,7	4,2	4,9	1,10	3,8
Chi-10	3802,6	roMn	Elbe Subgruppe	Tonstein	ca-an, kompakt	1,9	2,0		2,5	2,6		1,33	<2
Chi-11	3796,9	roMn	Elbe Subgruppe	Tonstein	ca-an, kompakt	2,9	3,0		2,9	3,1		1,02	<2
Chi-12	3786,9	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca, kompakt	2,3	2,5		3,2	3,4		1,38	<2
Chi-13	3779,9	roMn	Elbe Subgruppe	Tonstein	ca-an, kompakt	2,1	2,2		2,5	2,6		1,21	<2
Chi-14	3770,6	roMn	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,1	2,2						<2
Chi-15	3768,8	roMn	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,1	2,2		2,4	2,6		1,16	<2
Chi-16	3761,8	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,7	3,9		4,1	4,3		1,10	<2
Chi-17	3758,6	z1K	Werra-Folge	Kalkstein		2,8	2,9		2,8	3,0		1,02	<2
Chi-18	3756,3	z1ANa	Unterer Werra-Anhydrit	Dolomit		5,3	5,5		5,1	5,3		1,03	<2
Chi-19	3748,7	z1ANa	Unterer Werra-Anhydrit	Anhydrit		5,0	5,3						<2
Chi-20	3742,5	z1ANa	Unterer Werra-Anhydrit	Anhydrit		3,9	4,3						<2
Ela-01	4435,3	roR	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar-(ca)-(an)-(si), kompakt	2,5	2,6		2,9	3,0		1,15	<2
Ela-02	4437,7	roR	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar-(ca)-(an)-(si), kompakt	2,1	2,2		2,4	2,5		1,16	<2
Ela-03	4450,6	roR	Elbe Subgruppe	Siltstein	ar-(ca)-(an)-(si), kompakt	3,1	3,1	3,1	3,2	3,3	3,4	1,10	0,7
Ela-04	4497,4	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-(an)-(si), kompakt	2,7	2,8		3,0	3,1		1,11	<2
Ela-05	4510,2	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-(ca)-(an)-(si), kompakt	2,2	2,3		2,9	3,0		1,33	<2
Ela-06	4525,7	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-(ca)-(an)-(si), kompakt	3,6	3,8		3,9	4,1		1,08	<2
Ela-07	4529,8	roMw	Havel Subgruppe	Tonstein	ar-(ca)-(an)-(si), kompakt	2,8	3,0		3,2	3,4		1,13	<2
Ela-08	4539,9	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-(ca)-(an)-(si), kompakt	2,4	2,5		3,3	3,4		1,39	<2
Ela-09	4583,6	roMw	Havel Subgruppe	Tonstein	ar-(an)-(si), kompakt	2,1	2,2		2,4	2,5		1,15	<2
Ela-10	4588,2	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-(ca)-(an)-(si), kompakt	2,2	2,3		2,7	2,9		1,27	<2
Ela-11	4594,2	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-(ca)-(an)-(si), kompakt	3,4	3,5		3,3	3,4		1,03	<2
Ela-12	4606,8	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-(an)-(si), kompakt	2,4	2,5		3,3	3,5		1,39	<2
Ela-13	4619,3	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-(an)-(si), kompakt	2,4	2,5		3,5	3,7		1,47	<2
Ela-14	4618,7	roMw	Havel Subgruppe	Tonstein	ar-ca, kompakt	2,7	2,8		3,0	3,2		1,13	<2
Ela-15	4630,6	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-an, kompakt	2,8	3,0	2,9	3,3	3,4	3,3	1,13	1,6
Ela-16	4669,6	roMw	Havel Subgruppe	Tonstein	ar-ca-(an)-si, kompakt	4,0	4,2		3,9	4,1		1,03	<2
Ela-17	4674,7	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-an-(si), kompakt	3,8	4,0		3,8	4,0		1,00	<2
Ela-18	4689,0	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-(si), kompakt	3,7	3,9		3,9	4,1		1,07	<2
Ela-19	4694,5	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-(si), kompakt	4,1	4,3		3,6	3,8		1,11	<2
Ela-20	4708,0	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-ca-(si), kompakt	3,8	3,9		3,8	4,0		1,01	<2
Ela-21	4712,5	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-(si), kompakt	3,7	3,9		3,7	3,8		1,02	<2
Ela-22	4958,6	cwA?	Westfal	Siltstein	si, kompakt	2,7	2,9		3,1	3,2		1,12	<2
Ela-23	4790,8	cwA?	Westfal	Sandstein	si, kompakt	2,6	2,7		3,0	3,2		1,15	<2
Ela-24	4777,8	cwA?	Westfal	Sandstein	si, kompakt	3,1	3,2		3,3	3,4		1,06	<2
Ela-25	4810,3	cwA	Westfal	Sandstein	si, kompakt	3,7	3,9		4,0	4,2		1,09	<2
Ela-26	4794,1	cwA?	Westfal	Siltstein	si, kompakt	2,4	2,6		3,1	3,3		1,29	<2

Probe	Tiefe [m]	Kurzzeichen	Stratigraphie	Petrographie	Anmerkungen (Zement* und Erscheinungsbild)	TC <sub>rocken</sub> ⊥ [W/m/K]	TC <sub>sat</sub> ⊥ [W/m/K]	TC <sub>sat</sub> ⊥ [W/m/K]	TC <sub>rocken</sub>    [W/m/K]	TC <sub>sat</sub>    [W/m/K]	TC <sub>sat</sub>    [W/m/K]	Anisotropie ( $\lambda_{max}/\lambda_{min}$ )	Porosität <sup>b</sup> [%]	
Fdin-H01	3513,9	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-ca-an, kompakt	3,1	3,3	3,8	3,2	3,5	3,6	1,08	2,5	
Fdin-H03A	3584,1	roPs	Elbe Subgruppe	Siltstein	ar-ca-an, kompakt	3,0	3,3	3,5	3,5	3,8	4,1	1,16	3,1	
Fdin-H04	3593,9	roPs	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,6	3,9	4,4	3,9	4,2	4,5	1,03	2,3	
Fdin-H05	3594,6	roPs	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,7	2,8		4,4	4,6			< 2	
Fdin-H06	3636,0	roPs	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-ca-an, kompakt	2,7	2,8		3,1	3,2		1,16	< 2	
Fdin-H07	3675,3	roE	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,9	3,1		3,2	3,3		1,08	< 2	
Fdin-H08	3717,1	roR	Elbe Subgruppe	Konglomerat	ca, kompakt	3,2	3,4	3,4					1,4	
Fdin-H09	3728,6	roR	Elbe Subgruppe	Konglomerat	ar-ca, kompakt	3,2	3,4	3,4	3,2	3,3	3,4	1,02	1,6	
Fdin-H10	3730,8	roR	Elbe Subgruppe	Konglomerat	ca-an, kompakt	2,9	3,1	3,3	3,3	3,4	3,6	1,08	1,7	
Fdin-H13	3738,7	roR	Elbe Subgruppe	Konglomerat	ca-an, kompakt	2,8	3,0	3,1	2,7	3,0	3,1	1,00	3,0	
Fdin-H14	3665,3	roE	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt				3,3	3,4	3,6		1,6	
Fdin-N01	3819,0	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,3	2,4		2,5	2,6		1,09	< 2	
Fdin-N02	4597,4	ruV	Permokarbon	Rhyolith		3,2	3,2						0,7	
Fdin-N03	4600,1	ruV	Permokarbon	Rhyolith		3,1	3,2		3,0	3,1		1,02	0,9	
Fdin-N04	4980,5	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,8	3,0						< 2	
Gap-01	4579,8	ruV	Permokarbon	Trachyt		2,0	2,1		2,0	2,1		1,01	1,5	
Gap-02	4514,1	ru	Altmark Subgruppe?	Konglomerat	ar-(ca)-si, kompakt	3,4	4,4	4,3					8,3	
Gap-03	4458,3	ruV	Permokarbon	Basanit		2,2	2,3	2,4					1,4	
Gap-04	4410,0	ruV	Permokarbon	Tephrit		2,1	2,1		1,8	1,8		1,18	1,1	
Gap-05	4315,5	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-si, kompakt	3,6	4,0	5,0					3,3	
Gap-06	4303,8	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-(ca)-si, kompakt	3,3	4,0	4,3					5,8	
Gap-07	4309,9	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-si, kompakt	3,8	4,6	5,0					5,5	
Gap-08	4251,8	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-si, kompakt	3,8	4,0	5,3					1,7	
Gap-09	4206,0	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-si, kompakt	2,9	3,4	4,1					4,5	
Gap-10	4138,2	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-(ca)-si, kompakt	2,9	3,5	4,3					5,7	
Gap-11	4025,8	roE	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-(ca)-si, kompakt	3,7	4,0	4,7					2,3	
Gm-01	4055,0	cwD	Westfal	Sandstein	si, kompakt	4,0	4,2	5,2	4,3	4,5	5,4	1,04	< 2	
Gm-02	4249,1	cwD	Westfal	Sandstein	si, kompakt	4,1	4,3		4,6	4,8			1,12	< 2
Gm-03	4254,3	cwD	Westfal	Sandstein	si, kompakt	4,4	5,2	6,0	4,7	5,5	6,3	1,05	5,0	
Gm-04	4258,3	cwD	Westfal	Sandstein	si, kompakt	4,7	5,4	5,8	4,9	5,7	6,1	1,05	4,5	
Gm-05	4307,4	cwD	Westfal	Tonstein	si, kompakt	4,3	4,5		4,1	4,3			1,05	< 2
Gm-06	4585,5	cwC	Westfal	Sandstein	si, kompakt	3,9	4,4	5,3	4,1	4,7	5,3	1,01	4,1	
GrSk-01	4151,0	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt	2,1	3,9	3,9	2,0	3,8	4,0	1,02	19,4	
GrSk-02	4153,6	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt				3,3	4,1	4,9		7,6	
GrSk-03A	4161,6	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt				2,2	3,8	4,2		17,7	
GrSk-04	4164,2	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt	2,6	4,1	4,2	2,4	3,8	4,2	1,00	14,3	
GrSk-05A	4167,2	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt				2,5	3,7	4,5		12,4	
GrSk-06A	4168,3	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt				2,6	4,0	4,7		14,3	
GrSk-07	4174,6	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt				2,6	4,0	4,3		14,4	
GrSk-08	4178,7	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt	2,6	4,0	4,3					14,6	
GrSk-11A	4183,0	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt	3,2	4,0	4,9					6,8	
GrSk-11B	4183,0	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt	3,2	3,3						< 2	
GrSk-15B	4190,7	roR	Elbe Subgruppe	Siltstein	fe-si-ca, kompakt	3,8	4,0	4,4					1,6	
GrSk-17	4195,7	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt	2,9	4,2	4,3					12,1	
GrSk-18	4196,4	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt	3,0	4,5	4,4					12,8	
GrSk-31	4212,1	roMw	Havel Subgruppe	Konglomerat	fe-si-ca, kompakt	3,0	3,2	3,2					2,5	
GrSk-34	4215,2	roMw	Havel Subgruppe	Konglomerat	fe-si-ca, kompakt	3,2	3,5	3,6					2,5	
GrSk-38b	4225,3	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	fe-si-ca, kompakt	3,4	3,5	3,9					1,0	
GrSk-38t	4225,3	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	fe-si-ca, kompakt	2,3	2,4	2,5					1,0	
GrSk-41	4231,3	ruV	Permokarbon	Andesit		2,0	2,1		2,1	2,2		1,03	< 2	
GrSk-50	4236,0	ruV	Permokarbon	Andesit		2,1	2,4						3,9	
GrSk-54	4239,3	ruV	Permokarbon	Andesit		2,0	2,1						< 2	
Gs-01	4174,7	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,7	3,9	4,3	4,1	4,4	4,7	1,11	1,7	
Gs-02	4399,9	roE	Elbe Subgruppe	Tonstein	ca-an, kompakt	3,1	3,2	3,3	3,3	3,4	3,6	1,10	0,7	
Gs-03	4503,7	roE,roR	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar, kompakt				2,5	2,6			< 2	
Gs-04	4605,6	roE,roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	4,9	5,1						< 2	
Gs-05	4607,1	roE,roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	3,8	3,8	4,2	4,2	4,3	4,7	1,13	0,8	
Gs-06	4690,9	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	si, kompakt				4,9	5,1	5,7		1,5	
Gs-07	4728,9	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	3,2	3,2	3,6	4,0	4,1	4,5	1,24	0,8	
Gs-08	4771,1	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,8	3,1		2,9	3,2			1,02	2,8
Gs-09	4946,1	cst	Permokarbon	Andesit		2,1	2,2	2,2	2,1	2,3	2,2	1,00	2,3	
Gs-10	5050,2	cn	Namurian	Sandstein	si, kompakt	3,2	3,3		3,7	3,9			1,16	< 2
Gs-11	5050,6	cn	Namurian	Sandstein	si, kompakt				3,5	3,7			< 2	
Gs-N01	5059,8	cn	Namurian	Sandstein	si, kompakt	3,2	3,3		3,3	3,5			1,06	< 2
Gs-N02	5056,1	cn	Namurian	Sandstein	si, kompakt	3,5	3,7		3,6	3,8			1,02	< 2
Gs-N03	4944,5	cst	Permokarbon	Andesit		2,1	2,3	2,2	2,1	2,4	2,3	1,05	3,5	
Gs-N04	4852,3	ruS	Altmark Subgruppe?	Siltstein	ar, kompakt	2,2	2,3		2,5	2,6			1,14	< 2
Gs-N05	4813,2	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,9	3,2		2,9	3,2			1,01	3,3
Gs-N06	4766,7	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,7	3,1	2,9	2,7	3,0	3,0	1,04	3,9	
Gs-N07	4732,1	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	4,2	4,8	5,0	4,6	5,2	5,0	1,01	4,1	
Gs-N08	4692,3	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	4,9	5,1		5,1	5,3			1,05	< 2
Gs-N09	4608,4	roE,roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	4,3	4,5		4,6	4,8			1,07	< 2
Gs-N10	4649,8	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar, kompakt	2,2	2,3		2,9	3,0			1,31	< 2
Gst-01	1686,5	ruV	Permokarbon	Basalt		1,8	1,9		1,8	1,9			1,00	2,0
Gst-02	1796,7	ruV	Permokarbon	Andesit		1,9	1,9		1,9	2,1			1,01	3,1
Gst-03	1945,4	ru	Altmark Subgruppe?	Konglomerat	ca-an, kompakt	2,5	2,6						< 2	
Gst-04	1994,4	cst	Stefan	Sandstein	ar-ca-si, kompakt	3,1	4,6	4,4	3,2	4,8	4,6	1,05	12,8	
Gst-05	2289,8	cwD	Westfal	Sandstein	si, kompakt	3,5	5,1	4,7	3,7	5,3	4,9	1,03	11,7	
Gst-06	2357,9	cwD	Permokarbon	Dolerit		1,7	1,8	1,9	1,8	1,9	1,9	1,02	< 2	
Gst-07	2503,0	cwD	Westfal	Siltstein	si, kompakt	3,0	3,5	4,1	3,2	3,7	4,2	1,02	5,2	
Gst-08	2610,1	cwC	Permokarbon	Dolerit		1,6	1,6						< 2	
Gst-09	2845,2	cwC	Westfal	Sandstein	si, kompakt	4,2	4,6	5,0	4,1	4,5	4,8	1,04	2,7	
Gst-10	2853,4	cwC	Westfal	Tonstein	si, kompakt	3,3	3,5		3,4	3,5			1,02	< 2
Gst-11	2947,6	cwC	Westfal	Siltstein	si, kompakt	3,3	3,4		3,8	3,9			1,14	< 2
Gst-12	3089,8	cwC	Westfal	Sandstein	si, kompakt	3,6	4,5	4,9	3,6	4,4	4,7	1,05	6,7	
Gst-13	3255,4	cwB	Westfal	Siltstein	si, kompakt	3,1	3,3		3,6	3,8			1,16	< 2
Gst-14	3312,3	cwB	Permokarbon	Dolerit		2,0	2,1		2,0	2,1			1,00	< 2
Gst-15	3442,1	cwA-cn	Westfal-Namurian	Sandstein	an, kompakt	2,9	3,0	3,2	3,1	3,2	3,4	1,06	1,2	
Gst-16	3797,9	cv	Visé	Kalkstein		2,6	2,7		2,6	2,7			1,00	< 2
Gst-17	4023,1	cv	Permokarbon	Dolerit		2,1	2,2		2,1	2,2			1,00	< 2
Gst-18	4100,2	cv	Visé	Kalkstein		2,1	2,2		2,4	2,5			1,10	< 2
Gst-19	4305,8	ct	Permokarbon	Dolerit		2,2	2,3		2,2	2,3			1,00	< 2
Gst-20	4866,1	df	Frasné	Mergelstein		2,9	2,9	2,9	3,2	3,2	3,3	1,10	0,1	
Gst-21	5088,3	df	Frasné	Mergelstein		2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9		0,5	
Gst-H01	1393,1	ro	Müritz Subgruppe?	Konglomerat	ar-ca-an, kompakt	2,6	2,8	3,0	2,9	3,1	3,2	1,08	2,6	
Gst-H02	1402,1	ro	Müritz Subgruppe?	Konglomerat	ar-ca-(an), kompakt	2,5	2,6		2,5	2,6			1,00	< 2
Gst-H03	1418,1	ro	Müritz Subgruppe?	Konglomerat	ar-ca-(an), kompakt	2,3	2,4						< 2	
Gst-N01	1337,7	z	Zechstein	Kalkstein		2,8	2,9		2,7	2,9		1,01	< 2	
Gst-N02	1348,5	z	Zechstein	Kalkstein		2,9	3,3	3,2	2,6	3,0	3,0	1,08	4,7	
Gst-N03	1522,1	ruV	Permokarbon	Dazit		2,1	2,2						< 2	
Gst-N04	1528,5	ruV	Permokarbon	Dazit		2,0	2,1		2,4	2,5		1,18	< 2	
Gst-N05	1727,1	ruV	Permokarbon	Basalt		1,8	1,9		1,7	1,8			1,04	< 2
Gst-N06	1730,3	ruV	Permokarbon	Basalt		2,3	2,5		2,1	2,2			1,12	< 2

Probe	Tiefe [m]	Kurzzeichen	Stratigraphie	Petrographie	Anmerkungen (Zement* und Erscheinungsbild)	TC <sub>rocken</sub> ⊥ [W/m/K]	TC <sub>sat,k</sub> ⊥ [W/m/K]	TC <sub>sat,g</sub> ⊥ [W/m/K]	TC <sub>rocken</sub>    [W/m/K]	TC <sub>sat,k</sub>    [W/m/K]	TC <sub>sat,g</sub>    [W/m/K]	Anisotropie ( $\lambda_{max}/\lambda_{min}$ )	Porosität <sup>b</sup> [%]
Kotz-01b	4166,6	z1	Werra-Folge	Mergelstein		4,0	4,2		3,7	3,8		1,18	<2
Kotz-011	4166,6	z1	Werra-Folge	Mergelstein		2,2	2,3						<2
Kotz-02	4560,0	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,9	4,0		4,1	4,3		1,07	<2
Kotz-03	4563,7	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	(ca)-an, kompakt	3,9	4,1						<2
Kotz-04	4565,8	roR	Elbe Subgruppe	Siltstein	(ca)-an, kompakt	4,3	4,4	5,5	4,7	4,8	5,4	1,00	0,8
Kotz-05	4572,8	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	(ca)-an, kompakt	4,2	4,4		4,2	4,4		1,00	<2
Kotz-06A	4589,4	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	(ca)-an, kompakt	4,1	4,3		4,3	4,5		1,03	<2
Kotz-06B	4589,4	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-(ca)-(sl), kompakt	3,8	3,8	4,4	4,2	4,3	4,6	1,04	0,5
Kotz-07	4591,7	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	(ca)-an, kompakt	3,8	4,0		4,2	4,4		1,09	<2
Kotz-08	4604,6	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	(ca)-an, kompakt	4,0	4,1	4,6	4,2	4,2	4,6	1,00	0,4
Kotz-09	4627,0	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,4	3,6		4,0	4,2		1,18	<2
Kotz-10	4630,0	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,8	4,0		4,0	4,2		1,04	<2
Kotz-11	4634,6	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,3	3,6	4,3	3,9	4,2	4,8	1,11	2,4
Kotz-12	4643,5	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	(ca)-an, kompakt	3,7	3,9						<2
Kotz-13	4773,4	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-si, kompakt	1,8	2,1	3,4	3,5	4,0	4,6	1,36	4,4
Kotz-15	4803,5	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-si, kompakt	3,6	3,9	4,9	4,1	4,5	5,3	1,08	2,3
Kotz-16	4814,2	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-si, kompakt	2,9	3,3	4,7	3,4	3,8	4,9	1,03	4,1
Kotz-17	4845,6	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-si, kompakt	3,2	3,5	4,6	3,8	4,3	5,1	1,10	3,6
Kotz-18A	4862,2	roPm	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-si, kompakt	3,9	4,0	4,6	4,3	4,4	4,4	1,03	0,7
Kotz-19	5134,3	ruV	Permokarbon	Andesit		2,2	2,3		2,5	2,7		1,14	<2
Kotz-20	5138,7	ruV	Permokarbon	Andesit		2,8	2,9						<2
Kotz-21	5163,1	ruV	Permokarbon	Andesit		2,3	2,5						2,0
Kotz-23	5177,8	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,5	2,7						1,3
Kotz-24	5428,8	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,5	2,6		2,8	2,9		1,12	0,6
Kotz-25	5441,5	cst	Permokarbon	Rhyolith		3,0	3,2						<2
Kotz-26	5490,0	cst	Permokarbon	Trachyte		2,8	3,0						1,5
Loss-A11	4183,4	CwC	Westfal	Sandstein	si, kompakt	4,3	4,5		4,5	4,7		1,04	<2
Loss-A13	4281,3	CwC	Westfal	Sandstein	si, kompakt	5,1	5,3		4,7	4,9		1,09	<2
Loss-A15	4283,4	CwC	Westfal	Siltstein	si, kompakt	3,6	3,8		3,9	4,1		1,09	<2
Loss-A17	4360,6	CwC	Permokarbon	Granophyr		2,8	3,0		2,1	2,2		1,35	<2
Loss-A18	4418,6	CwC	Westfal	Siltstein	si, kompakt	3,7	3,8						<2
Loss-H01	3241,5	ruS	Müritz Subgruppe?	Konglomerat	ar	2,7	3,9	3,8	2,8	3,9	4,0	1,06	11,0
Loss-H02	3242,5	ruS	Müritz Subgruppe?	Konglomerat	ar	2,6	3,3	3,4	2,5	3,2	3,1	1,08	7,4
Loss-H03	3185,2	ruS	Müritz Subgruppe?	Konglomerat	ar	2,7	4,0	3,9	2,7	4,0	4,0	1,00	11,9
Loss-H05	3084,5	ruS	Müritz Subgruppe?	Konglomerat	ar	2,6	3,2	3,2	2,6	3,2	3,2	1,00	6,2
Loss-H07	2966,5	ruS	Müritz Subgruppe?	Sandstein	ar	2,2	2,6	2,5	2,3	2,7	2,7	1,07	5,3
Loss-H08	2862,4	ruS	Müritz Subgruppe?	Sandstein	ar	2,2	2,6	2,7	2,3	2,7	2,8	1,05	5,0
Loss-H10	2517,0	roMw, roPm	Havel Subgruppe	Konglomerat	ar	2,0	2,7	2,7	2,0	2,7	2,6	1,05	9,0
Loss-H12	2511,0	roMw, roPm	Havel Subgruppe	Konglomerat	ar	1,9	3,2	2,9	1,7	2,8	2,5	1,16	16,7
Loss-N01	3177,3	ruS	Müritz Subgruppe?	Konglomerat	ar	2,7	2,9		2,7	2,9		1,01	1,6
Loss-N02	3240,0	ruS	Müritz Subgruppe?	Konglomerat	ar	2,4	3,4	3,4	2,5	3,6	3,5	1,01	11,5
Loss-N03	4315,9	CwC	Permokarbon	Rhyolith		3,3	3,4		3,3	3,3		1,01	0,6
Loss-N05	4361,9	CwC	Permokarbon	Granophyr		2,9	3,0						<2
Loss-N06	4467,9	CwC	Westfal	Sandstein	si, kompakt	3,8	4,5	4,8	4,6	5,5	5,3	1,11	5,7
Loss-N07	5604,2	cnB	Permokarbon	Granophyr		2,8	3,0		2,8	3,0		1,00	<2
Loss-N08A	5609,9	cnB	Permokarbon	Granophyr		2,8	2,9						<2
Loss-N08B	5609,9	cnB	Permokarbon	Granophyr		2,8	3,0						<2
Loss-N09	5632,6	cnB	Permokarbon	Granophyr		2,8	2,9		2,9	3,0		1,05	<2
Loss-N10	5684,9	cnB	Namurian	Siltstein	si, kompakt	2,8	3,0						<2
Loss-N11	5686,1	cnB	Namurian	Sandstein	si, kompakt	3,8	4,0		4,3	4,5		1,12	<2
Loss-N12	5781,0	cnB	Permokarbon	Granophyr		3,1	3,3		3,2	3,3		1,01	<2
Ob-G01	3770,4	ruV	Permokarbon	Andesit		2,0	2,3		2,1	2,4		1,07	3,9
Ob-G02	4184,0	ruV	Permokarbon	Andesit		2,0	2,1		2,0	2,0		1,02	0,5
Ob-G03	4405,2	cst	Permokarbon	Andesit		2,6	2,8		2,6	2,8		1,00	2,6
Ob-G04	4411,3	cst	Permokarbon	Basalt		2,6	2,7		2,6	2,7		1,01	0,9
Ob-G05	4414,0	cst	Permokarbon	Andesit		2,7	2,8		2,9	3,0		1,06	0,9
Ob-G06	4546,5	cst	Permokarbon	Andesit		2,4	2,4		2,3	2,3		1,01	0,1
Ob-G07	4548,4	cst	Permokarbon	Andesit		2,3	2,4		2,3	2,4		1,00	0,2
Ob-K01	3765,4	ruV	Permokarbon	Andesit					2,1	2,2			<2
Ob-K02	3769,4	ruV	Permokarbon	Andesit					2,2	2,6	2,1		5,1
Ob-K03	3837,7	ruV	Permokarbon	Andesit					2,1	2,3			<2
Ob-K04	3989,2	ruV	Permokarbon	Andesit					2,2	2,5	2,2		4,1
Ob-K05	4085,7	ruV	Permokarbon	Andesit					2,2	2,3			<2
Ob-K06	4087,2	ruV	Permokarbon	Andesit					2,2	2,3			<2
Ob-K07	4187,6	ruV	Permokarbon	Andesit					2,0	2,1	2,0		1,4
Ob-N01	4869,9	cv	Visé	Tonstein	si, kompakt	2,6	2,7						<2
Ob-N02	3715,4	roE,roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,2	3,4		3,2	3,3		1,02	<2
Ob-N03	3709,3	roE,roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	(ca)-an, kompakt	3,0	3,5		3,3	3,8	3,8	1,07	4,9
Ob-N04	3718,8	roE,roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-ca-an, kompakt	2,9	3,1		3,1	3,2		1,05	<2
Ob-N05	3722,4	roE,roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,0	3,4	3,9	3,2	3,7	4,0	1,03	4,6
Ob-N06b	3734,0	roE,roR	Elbe Subgruppe	Konglomerat	ca-(an), kompakt	2,3	2,4		2,6	2,7		1,11	<2
Ob-N06t	3734,0	roE,roR	Elbe Subgruppe	Konglomerat	ca-an, kompakt	3,1	3,2		2,6	2,7		1,18	<2
Ob-N07	3663,3	roE,roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-ca, kompakt	2,7	3,4	3,8	3,0	3,8	4,0	1,04	7,4
Ob-N08	3667,2	roE,roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	(ca)-an, kompakt	4,0	5,0	5,0	4,3	5,3	5,1	1,03	6,7
Ob-N09	3516,4	roMn	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar-ca, kompakt	2,0	2,1		2,4	2,5		1,20	<2
Ob-N10	3516,9	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-ca, kompakt	2,4	2,5		3,0	3,2		1,27	<2
Ob-N11	3467,3	z3	Leine-Folge	Anhydrit	dolomitisch	5,0	5,2		5,0	5,2		1,01	<2
Ob-N12	3471,1	z3	Leine-Folge	Anhydrit	dolomitisch	5,2	5,5		5,2	5,5		1,00	<2
Ob-N13	1995,4	z3	Leine-Folge	Anhydrit		5,5	5,7		5,4	5,7		1,01	<2
Ob-N14	1204,1	smH	Hardegsen-Folge	Sandstein	ca	3,4	3,5						<2
Ob-N15	1211,7	smH	Hardegsen-Folge	Tonstein	ca	2,6	2,7						<2
Ob-N16	1259,6	smD	Dethfurt-Folge	Tonstein		1,8	1,9						<2
Pa-01	4690,8	z1	Werra-Folge	Kalkstein	ar	2,6	2,7						<2
Pa-02	5001,0	roPs	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	1,9	2,0		2,2	2,3		1,13	<2
Pa-03	5003,8	roPs	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,0	2,1		2,4	2,5		1,21	<2
Pa-04	5085,7	roE	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,9	3,1		3,0	3,2		1,04	<2
Pa-05	5093,2	roE	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,9	3,1	3,2	3,3	3,6	3,6	1,15	2,4
Pa-07	5089,4	roE	Elbe Subgruppe	Tonstein	ca-an, kompakt	2,6	2,7		2,7	2,8		1,04	<2
Pa-08	5250,9	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	an, kompakt	2,8	3,0		3,4	3,6		1,21	<2
Pa-09	5598,9	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar, kompakt	2,7	2,9		3,2	3,3		1,16	<2
Pa-10	5622,8	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-an, kompakt	3,4	3,6		3,3	3,5		1,02	<2
Pa-11	5639,3	roMw	Havel Subgruppe	Tonstein	ar-an, kompakt	2,5	2,6		2,7	2,8		1,09	<2
Pa-13	5702,6	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-(sl), kompakt	2,4	2,5		2,9	3,0		1,21	<2
Pa-14	5800,7	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ar-(sl), kompakt	2,6	2,7	2,7	3,7	3,8	3,9	1,45	0,8
Pa-16	5996,5	roPm	Havel Subgruppe	Konglomerat	ar-ca, kompakt	4,0	4,2		4,2	4,4		1,04	<2
Pes-01	3646,7	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,6	2,8		2,9	3,1		1,10	<2
Pes-02	3647,6	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,5	2,9	2,9	2,6	3,1	2,9	1,03	5,1

Probe	Tiefe [m]	Kurzzeichen	Stratigraphie	Petrographie	Anmerkungen (Zement* und Erscheinungsbild)	TC <sub>rocken-L</sub> [W/m/K]	TC <sub>sat,k-L</sub> [W/m/K]	TC <sub>sat,g-L</sub> [W/m/K]	TC <sub>rocken  </sub> [W/m/K]	TC <sub>sat,k  </sub> [W/m/K]	TC <sub>sat,g  </sub> [W/m/K]	Anisotropie ( $\lambda_{max}/\lambda_{min}$ )	Porosität <sup>b</sup> [%]
Pnl-H02	4610,3	roMn	Elbe Subgruppe	Siltstein	an, kompakt	2,3	2,4		3,0	3,1		1,30	< 2
Pnl-H03	4655,8	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt				3,3	3,5	3,5		1,5
Pnl-H06	4685,7	roPs	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,1	3,3		3,6	3,8		1,16	< 2
Pnl-H09	5006,0	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt				4,2	4,3	5,1		1,1
Pnl-H10	5018,2	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	1,8	1,9		3,0	3,2			1,71
Pnl-H11	5047,6	roR	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	3,0	3,2		3,1	3,3			1,04
Pnl-H13	5097,2	roR	Elbe Subgruppe	Siltstein	ar-ca-an, kompakt	3,1	3,3	3,4	3,5	3,7	3,6		1,06
Pnl-H20	5238,2	roMw	Havel Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt				4,3	4,5			< 2
Pnl-H23	5270,2	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	4,0	4,1	4,2	4,1	4,2	4,4		1,05
Pnl-H30	5472,4	roPm	Havel Subgruppe	Konglomerat	ar	3,0	3,1		3,1	3,3			< 2
Pnl-H31	5476,0	ruV	Permokarbon	Rhyolith					2,9	3,0			< 2
Pw-01	4289,8	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-si, kompakt	2,8	3,0	3,8					2,0
Pw-02	4275,8	roE	Elbe Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	4,3	4,5	5,3					1,4
Pw-03B	4262,7	roE	Elbe Subgruppe	Siltstein	ar-si, kompakt				3,0	3,3	3,3		2,3
Pw-04	4241,9	roE	Elbe Subgruppe	Sandstein	si, kompakt				4,5	4,9	5,8		3,0
Pw-05	4217,0	roE	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar-si, kompakt	1,9	2,0	2,1					0,9
Pw-06	4201,7	roE	Elbe Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	4,5	4,6	5,1					0,9
Pw-07B	4159,1	roPs	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	1,9	1,9		2,6	2,7		1,38	< 2
Pw-08	4129,0	roPs	Elbe Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	4,4	4,5	5,2					0,7
Pw-09	4117,1	roPs	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar-ca, kompakt	1,9	1,9		2,4	2,5		1,29	< 2
Pw-10	4099,2	roPs	Elbe Subgruppe	Tonstein	ca-an, kompakt	2,4	2,6	2,5					1,9
Pw-11	4083,7	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	si, kompakt	4,3	4,7	5,3					2,9
Pw-12	4029,3	z1	Werra-Folge	Kalkstein	dolomitisches	3,7	3,9						< 2
RmwL-01b	3457,9	z1	Werra-Folge	Kalkstein		2,0	2,1						< 2
RmwL-011	3457,9	z1	Werra-Folge	Kalkstein		2,5	2,6		2,5	2,7		1,15	< 2
RmwL-02	3458,2	z1	Werra-Folge	Tonstein		0,8	0,9		1,4	1,5		1,76	< 2
RmwL-03b	3539,3	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	absandend, ca, einst ha	3,2							**
RmwL-03t	3539,3	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	absandend, ca, einst ha	2,4							**
RmwL-04	3546,5	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	absandend, ca-an, einst ha	3,1			2,7			1,14	**
RmwL-05	3608,0	roMn	Elbe Subgruppe	Sandstein	absandend, ca-an, einst ha	2,7						1,03	**
RmwL-06	3682,6	roPs	Elbe Subgruppe	halite	transparency	5,7			3,3			1,71	**
RmwL-07	3741,0	roPs	Elbe Subgruppe	Siltstein	absandend, ca-an, einst ha	4,6			3,0			1,53	**
RmwL-08	3802,2	roPs	Elbe Subgruppe	Siltstein	absandend, ca, einst ha	1,6			2,0			1,28	**
RmwL-09	3948,3	roE	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,1	3,3		3,0	3,2		1,03	< 2
RmwL-10	3935,3	roE	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	3,1	3,2		3,2	3,3		1,04	< 2
RmwL-11	3940,1	roE	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-an, kompakt	3,1	3,4	3,8	3,4	3,6	4,3	1,14	2,4
RmwL-12	3958,6	roE	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-an, kompakt	2,4	2,5						< 2
RmwL-13	3995,9	roR	Elbe Subgruppe	Tonstein	an, kompakt	2,4	2,5						< 2
RmwL-14	4009,2	roR	Elbe Subgruppe	Siltstein	ar-an, kompakt	3,0	3,1						< 2
RmwL-15	4060,1	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-ca-si, kompakt	3,0	3,2	4,8					1,9
RmwL-16	4061,9	roR	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar-an, kompakt	1,8	1,9		2,4	2,5		1,29	< 2
RmwL-17	4104,9	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	schwach absandend, ar-ca-si	3,0	3,9	4,2	3,2	4,1	4,4	1,04	7,9
RmwL-18	4100,3	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	schwach absandend, ar-ca	2,0	3,1	4,1					13,4
RmwL-19	4118,7	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	an-si, kompakt	4,0	4,2		4,1	4,3		1,01	< 2
RmwL-20	4125,9	roR	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar, Klüfte	1,4	1,5		2,4	2,5		1,65	< 2
RmwL-21	4134,2	roR	Elbe Subgruppe	Siltstein	ar, kompakt	2,1	2,2		2,6	2,8		1,27	< 2
RmwL-22	4142,6	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-ca-an, kompakt				2,9	3,0			< 2
RmwL-23	4151,4	roR	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar, kompakt	1,5	1,6		2,4	2,6		1,61	< 2
RmwL-24	4152,9	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	schwach absandend, ar-ca-si	3,5	3,7	4,7	3,2	3,4	4,5	1,04	1,9
RmwL-25	4169,9	roMw	Havel Subgruppe	Tonstein	ar-an, kompakt	1,8	1,9		2,5	2,6		1,39	< 2
RmwL-26	4172,7	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	schwach absandend, ar-si	3,7	3,8	4,8	3,4	3,6	4,9	1,02	1,3
RmwL-27	4202,2	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-si, kompakt	3,1	3,3		3,6	3,8		1,15	< 2
RmwL-28	4239,9	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-ca-si, kompakt	3,1	3,2		3,2	3,4		1,06	< 2
RmwL-29	4233,9	roMw	Havel Subgruppe	Sandstein	ar-si, kompakt	3,8	3,9		3,5	3,7		1,08	< 2
RmwL-30	4243,5	ruV	Permokarbon	Rhyolith		3,0	3,1		3,0	3,1		1,00	< 2
RmwL-31	4244,7	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,7	2,9						< 2
RmwL-32	4248,3	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,7	3,0		2,7	3,0		1,02	3,3
RmwL-33	4252,5	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,8	3,0	3,0					2,4
RmwL-34	4257,4	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,6	2,9		2,7	2,9		1,02	2,8
RmwL-35	4268,7	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,9	3,2	3,0					3,4
RmwL-36	4277,1	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,7	3,2	3,0	2,8	3,3	3,0	1,01	4,9
S-01	5954,0	roR	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca, kompakt	2,2	2,3						< 2
S-02	5953,1	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca, kompakt	2,9	3,1		3,2	3,3		1,08	< 2
S-03	5950,4	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca, kompakt	3,2	3,4						< 2
Sam-01	670,4	k	Keuper	Feinsandstein		2,7	2,9						< 2
Sam-02	810,2	m	Muschelkalk	Tonmergelstein		2,2	2,3		2,2	2,3		1,03	< 2
Sam-03	1179,5	smV	Volpriehausen-Folge	Tonstein, feinsandig		2,2	2,3						< 2
Sam-04	1195,8	smV	Volpriehausen-Folge	Siltstein		1,7	1,8						< 2
Sam-05b	1216,7	suBG	Bernburg-Folge	Tonstein, siltig		2,5	2,6						< 2
Sam-05t	1216,7	suBG	Bernburg-Folge	Tonstein		2,0	2,1						< 2
Sam-06	1524,4	z3AN	Hauptanhydrit (Leine-Folge)	Anhydrit		5,5	5,6						< 2
Sam-07	1535,0	z3AN	Hauptanhydrit (Leine-Folge)	Sandstein	dolomitisches	3,2	3,3						< 2
Sam-08	1623,9	z2AN	Basalanhydrit (Leine-Folge)	Anhydrit		5,2	5,5						< 2
Sam-09	1628,1	z2AN	Basalanhydrit (Leine-Folge)	Anhydrit		5,0	5,3						< 2
Sam-10	1637,4	z1AN	Werra-Anhydrit	Anhydrit		5,5	5,8						< 2
Sam-11	1696,4	z1AN	Werra-Anhydrit	Anhydrit		4,4	4,6		4,6	4,8		1,04	< 2
Sam-12	1716,0	z1AN	Werra-Anhydrit	Anhydrit		5,2	5,5						< 2
Sam-13	1880,7	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,4	2,5		2,5	2,6		1,04	< 2
Sam-14	1925,4	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,4	2,5						< 2
Sw-01	3723,6	ruV	Permokarbon	Rhyolith		2,7	2,9		2,7	2,8		1,02	1,5
Sw-03B	3650,2	roR	Elbe Subgruppe	Sandstein	ar-si, kompakt	2,7	3,6	4,1	2,9	3,9	4,1	1,00	9,5
Sw-04	3570,4	roE	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-si, kompakt	3,5	4,3	4,8					6,2
Sw-05	3558,9	roE	Elbe Subgruppe	Tonstein	ar, kompakt	1,8	1,8		2,6	2,8		1,49	< 2
Sw-06	3550,2	roE	Elbe Subgruppe	Tonstein	ca, kompakt	1,7	1,8						< 2
Sw-07	3542,7	roPs.roE	Elbe Subgruppe	Sandstein	ca-an, kompakt	3,1	4,0	4,6					8,0
Sw-08	3356,1	roMn	Elbe Subgruppe	Siltstein	ca-an, kompakt	2,8	2,9						< 2
Sw-09	3363,7	roMn	Elbe Subgruppe	Tonstein	ca-an, kompakt	3,7	3,8						< 2
Sw-10	2712,3	su	Unterer Buntsandstein	Siltstein		2,9	3,1	3,2					1,8
Sw-11	2674,1	su	Unterer Buntsandstein	Tonstein		2,3	2,4						< 2

\* Zemente und ihre Kurzzeichen: an - anhydritisch, ar - tonig, ca - kalzitisch, fe - ferritisch, si - silikatisch

<sup>b</sup> nicht alle Proben mit niedriger Porosität sind gemessen worden. Diese sind mit „< 2“ (%) gekennzeichnet.  
Für die Berechnung der saturierten Wärmeleitfähigkeit wurde ein mittlere Porosität von 1,5 % angenommen.

\*\* Porosität nicht bestimmt

## Radiogene Wärmeproduktion und Geochemische Analysen

A												
Nr.	Strati-graphie	Probe	Lithologie	Tiefe [m]	K [%]	U [ppm]		Th [ppm]		Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	A [ $\mu$ W/m <sup>3</sup> ]	
						N	N	N	N			
1	Elbe-Subgr.	<u>Kotz-02</u>	Sandstein	4560,0	1,74	1	2,30	1	6,77	1	2,72	1,2
2	Elbe-Subgr.	<u>Kotz-03</u>	Sandstein	4563,7	1,44	1	2,19	1	4,86	1	2,68	1,0
3	Elbe-Subgr.	<u>Kotz-06A</u>	Sandstein	4589,4	1,59	1	2,09	1	6,01	1	2,69	1,1
4	Elbe-Subgr.	<u>Kotz-08</u>	Sandstein	4603,0	1,46	1	2,78	1	5,56	1	2,68	1,2
5	Elbe-Subgr.	<u>Kotz-09</u>	Sandstein	4625,4	1,77	1	1,04	1	3,84	1	2,66	0,7
6	Elbe-Subgr.	<u>Pa-06</u>	Siltstein	5101,5	4,02	1	4,66	1	15,17	1	2,80	2,7
7	Elbe-Subgr.	<u>Pa-17</u>	Siltstein	4749,5	2,85	1	4,07	1	11,81	1	2,77	2,2
8	Havel-Subgr.	<u>Kotz-10</u>	Sandstein	4628,4	1,68	1	2,67	1	4,10	1	2,65	1,1
9	Havel-Subgr.	<u>Kotz-14</u>	Sandstein	4771,6	1,73	1	1,44	1	2,70	1	2,65	0,7
10	Havel-Subgr.	<u>Kotz-17</u>	Sandstein	4843,4	1,37	1	1,83	1	2,55	1	2,65	0,8
11	Havel-Subgr.	<u>Pa-15</u>	Siltstein	5801,5	1,24	1	2,29	1	8,65	1	2,72	1,3
12	Havel-Subgr.	<u>Pa-12</u>	Tonstein	5665,5	4,07	1	5,60	1	16,16	1	2,81	3,1
13	Westfal-Stufe	<u>Ba-07</u>	Tonstein	4300,7	3,37	1	4,49	1	16,84	1	2,81	2,7

B												
Gest. Gruppe	Provinz <sup>a</sup>	Probe	Typ	Tiefe [m]	K [%]	U [ppm]		Th [ppm]		Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	A [ $\mu$ W/m <sup>3</sup> ]	
						N	N	N	N			
Basaltisch	AFS	Durchschnitt	tholeiitisch		0,84	6	0,44	1	1,39	1	2,65	0,3 ±0,1
	AFS	Durchschnitt	transitional		1,12	11	1,60	2	2,70	3	2,65	0,7 ±0,1
	AFS	Gp-03	alkalisch	4458,3	1,68		1,52		3,64		2,77	0,8
	AFS	Gp-04	alkalisch	4410,0	3,20		1,05		5,28		2,74	0,9
	Rügen	Durchschnitt	tholeiitisch		0,41	12	0,07	8	0,33	12	2,65	0,1 ±0,1
	Rügen	Gst-01	tholeiitisch		1689,3	0,13		0,06		0,29		2,81
Andesitisch	AFS	Durchschnitt	Andesitoid 7 <sup>b</sup>		3,45	22	5,50	4	16,00	5	2,65	2,8 ±0,8
	AFS	Durchschnitt	Andesitoid 8 <sup>b</sup>		3,35	41	3,10	11	17,00	23	2,65	2,2 ±0,6
	AFS	Kotz-21	Trachyandesit*	5162,0	2,31		0,53		1,48		2,73	0,5
	Ost BB	Durchschnitt	Mg-Andesite		1,10	7	1,16	8	5,03	8	2,65	0,7 ±0,4
	Ost BB	Ob-G02	Mg-Andesite	4184,0	1,63		1,72		6,94		2,73	1,1
	Ost BB	Ob-G03	Mg-Andesite	4405,2	0,57		0,70		2,85		2,70	0,4
	Ost BB	Ob-G04	Mg-Andesite	4411,3	0,29		0,96		2,99		2,65	0,5
	Ost BB	Ob-G05	Mg-Andesite	4414,0	0,22		1,11		3,23		2,67	0,5
	Ost BB	Ob-G06	Mg-Andesite	4546,5	1,13		1,19		5,20		2,80	0,8
	Ost BB	Ob-G07	Mg-Andesite	4548,4	1,16		1,13		4,72		2,78	0,7
	Ost BB	1424	Trachyandesit		2,37	1	3,36	1	14,40	1	2,65	2,0
	Ost BB	Grsk-50	Trachyandesit*	4236,0	2,83		3,26		10,76		2,70	1,8
	Ost BB	Ob-G01	Trachyandesit*	3770,4	1,65		1,29		5,64		2,66	0,9
	Ost BB	1408	Trachyt		4,14	1	2,37	1	16,50	1	2,65	2,1
	MV	Grimmen1216	Andesit		2,81	1	3,04	1	12,10	1	2,65	1,8
	MV/Ost BB	Gs-N03	Trachyandesit*	4944,5	0,38		5,69		7,41		2,71	2,0
	Rügen	Gst-02	Andesite*	1797,8	1,88		0,68		2,84		2,60	0,5
	Rhyolithisch	AFS	Durchschnitt	I <sup>b</sup>		5,60	34	3,90	6	25,00	9	2,65
AFS		Durchschnitt	III <sup>b</sup>		5,36	64	10,00	11	26,00	11	2,65	4,9 ±0,7
AFS		Durchschnitt	V <sup>b</sup>		5,44	16	5,80	1	21,60	1	2,65	3,5
AFS		Gp-01	III <sup>b</sup>	4579,8	5,29		4,87		23,29		2,67	3,3
AFS		Kotz-23	Va <sup>b</sup>	5176,7	5,73		4,44		20,55		2,65	3,0
AFS		Kotz-24	III <sup>b</sup>	5427,1	3,47		6,56		23,70		2,69	3,6
AFS		Kotz-25	III <sup>b</sup>	5439,8	6,13		4,10		29,10		2,65	3,6
AFS		Kotz-26	III <sup>b</sup> *	5488,3	8,52		10,67		34,83		2,68	5,9
AFS		Pes-02	I <sup>b</sup>	3647,6	7,15		4,75		24,77		2,60	3,5
AFS		Pes-03	I <sup>b</sup>	3650,6	7,33		6,17		27,04		2,64	4,1
AFS		R-32	I <sup>b</sup>	4246,3	5,73		6,01		27,27		2,63	3,9
AFS		R-34	I <sup>b</sup>	4255,4	5,54		6,56		26,59		2,63	3,9
AFS		R-36	I <sup>b</sup>	4278,1	5,88		6,25		26,27		2,60	3,8
AFS		Sw-01	IV <sup>b</sup>	3723,6	6,44		5,20		17,69		2,64	3,1
Ost BB			Rhyolith		5,01	1	4,58	1	19,00	1	2,65	2,9
Ost BB			Rhyolith		5,50	1	3,43	1	11,70	1	2,65	2,2
MV		Loss-N01	I <sup>b</sup>	3177,3	5,23		4,70		25,76		2,56	3,3
MV			Ia <sup>b</sup>		3,24	1	4,61	1	22,50	1	2,65	3,0
MV		<u>Ba-04</u>	II <sup>b</sup>	3434,8	3,11		4,90		20,88		2,68	3,0
MV			IIa <sup>b</sup>		3,11	1	3,70	1	16,80	1	2,65	2,4
MV		FdIn-N02	III <sup>b</sup>	4597,4	4,68		7,00		26,63		2,61	3,9
MV		FdIn-N03	III <sup>b</sup>	4560,1	4,87		6,75		26,17		2,61	3,9
MV			III <sup>b</sup>		3,56	1	4,53	1	22,60	1	2,65	3,0
MV/Ost BB		Gs-08	I <sup>b</sup>	4771,1	6,28		3,67		26,87		2,63	3,3
MV/Ost BB		Gs-N05	I <sup>b</sup>	4813,2	5,79		3,98		27,23		2,64	3,4
MV/Ost BB		Gs-N06	I <sup>b</sup>	4766,7	5,72		4,72		26,74		2,66	3,5
MV/Ost BB		<u>Gs-U1</u>	I <sup>b</sup>	4774,8	6,09		4,06		28,02		2,66	3,5
MV/Ost BB		<u>Gs-U2</u>	I <sup>b</sup>	4815,0	5,97		3,17		28,31		2,67	3,3
Rügen	Gst-N03	I <sup>b</sup>	1524,5	4,92		5,43		21,63		2,71	3,4	
Rügen	Binz-01	III <sup>b</sup>	1446,8	4,93		3,99		21,02		2,39	2,6	
Granit.	AFS	Durchschnitt	Granit		4,22	2	10,00	1	14,00	1	2,65	4,0
	MV	<u>Ba-12</u>	Granopyhr	4685,0	3,91		5,56		26,04		2,65	3,5
	MV	Loissin1203	Mikrogranit		3,86	1	4,04	1	19,10	1	2,65	2,7
	MV	Loss-N03	Mikrogranit	4315,9	2,56		6,80		24,84		2,63	3,6

\* Geochemische Analysen erlauben keine exakte Bestimmung; die Proben Kotz-21 und Gst-02 sind höchstwahrscheinlich alterierte Andesite; die Probe Kotz-26 ein stark alterierter Alkali-Rhyolith.

Tabelle A.5: Wärmeproduktion A [ $\mu$ W/m<sup>3</sup>] bestimmt durch XRF/ICP-MS Analytik und Gamma-spektroskopie (unterstrichen). **A** Sedimentgesteine; **B** Permokarbonische Magmatite. Anmerkungen: a) Magmatische Provinzen nach Benek et al. (1995): Altmark-Flechtingen-Subherzyn (AFS), Ostbrandenburg (Ost BB), Mecklenburg-Vorpommern (MV); b) Kurzname für Vulkanite nach Benek et al. (1995). In *kursiv* geschrieben sind übernommene Daten von Benek et al. (1995).

## A.3 Wärmeproduktion aus Bohrlochmessungen

### A.3.1 Benutzte Bohrungen mit GR-Logs

Nr.	Bohrung	Einheit	GR-Log		Lage im Rotliegend- becken eher
			Daten	Tiefe $GR_c$ digital	
1	Bohrung 1	API	Datei	0 – 1343	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
2	Bohrung 2	API	Datei	0 – 1335	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
3	Bohrung 3	API	Datei	15 – 1236	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
4	Bohrung 4	API	Datei	0 – 2254	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
5	Barth 1/63	GE/cpm	Scan	2830 – 5478	proximal (fluviatil) <sup>b</sup>
6	Binz 1/73	GE	Datei	0 – 5160	außerhalb
7	Boizenburg 1/74	GE	Datei	13 – 7005	distal (lakustrin) <sup>a</sup>
8	Chorin 1/71	GE	Scan	0 – 3846	außerhalb bis lakustrin <sup>b</sup>
9	Eldena 1/74	GE	Datei	8 – 5205	distal (lakustrin) <sup>a</sup>
10	Friedland 2/70	GE	Scan	5 – 3200; 3700 – 5487	proximal (fluviatil) <sup>b</sup>
11	Garlipp 1/86	GE	Datei	0 – 4476	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
12	Gingst 1/73	GE	Datei	0 – 5495	außerhalb bis proximal <sup>b</sup>
13	Gransee 2/67	GE	Scan	0 – 5235	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
14	Grevesmühlen 1/78	GE	Scan	0 – 6200	distal (lakustrin) <sup>a</sup>
15	Grimmen 6/64	cpm/GE	Scan	2607 – 4800	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
16	Groß Schönebeck 3/90	GE	Scan	0 – 3873	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
17	Kaarssen 1/87	API/GE	Scan/Datei	0 – 3314; 456 – 5141	distal (lakustrin) <sup>a</sup>
18	Kotzen 4/74	GE	Scan	22 – 5494	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
19	Loissin 1/70	GE	Scan	3 – 7104	proximal (fluviatil) <sup>b</sup>
20	Oranienburg 1/68	GE	Scan	0 – 4935	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
21	Parchim 1/86	GE	Datei	0 – 6995	distal (lakustrin) <sup>a</sup>
22	Pasewalk 2/76	GE	Scan	0 – 4382	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
23	Peckensen 7/70	GE	Datei	11 – 4615	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
24	Penzlin 1/75	GE	Scan	0 – 5374	fluviatil <sup>a</sup> bis lakustrin <sup>b</sup>
25	Proettlin 1/81	GE	Datei	0 – 6740	distal (lakustrin) <sup>a</sup>
26	Rambow 11a/69	GE	Scan	3420 – 4278	proximal <sup>a</sup>
27	Rheinsberg 1/95	API	Datei	0 – 1705	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
28	Roxförde 2/62	cpm/GE	Datei	1510 – 2879	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
29	Rügen 2/67	GE	Scan/Datei	9 – 4600	außerhalb bis proximal <sup>b</sup>
30	Rügen 4/64	cpm/GE	Datei	1091 – 4470	außerhalb bis proximal <sup>b</sup>
31	Salzwedel 2/64	cpm/GE	Datei	4 – 4944	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
32	Samtens 101/62	cpm	Scan	nicht möglich	außerhalb <sup>a</sup>
33	Schwerin 1/87	GE/API	Scan/Datei	2775 – 6352	distal (lakustrin) <sup>a</sup>
34	Tuchen 1/74	GE	Scan	0 – 4320	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
35	Vellahn 1/78	GE	Datei	0 – 5653	distal (fluviatil) <sup>a</sup>
36	Zehdenick 1/74	GE	Scan	663 – 4355	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
37	Zehdenick 2/75	GE	Scan	0 – 5050	proximal (fluviatil) <sup>a</sup>
38	Zootzen 1/75	GE	Scan/Datei	0 – 5143	proximal bis distal <sup>b</sup>

<sup>a</sup>Lokhorst (1998)

<sup>b</sup>Rieke (2001)

*Tabelle A.6:* Übersicht der benutzten Bohrungen mit GR-Messungen. Bei den Daten der Bohrungen 1-4 handelt es sich um vertrauliche Industriedaten, die daher nicht namentlich genannt werden.

# A.4 Auswertungen der GR-Logs

No.	Well	Pleistocene				Neogene				Paleogene				Upper Cretaceous				Lower Cretaceous					
		A range	Diff	A Med.	Depth	A range	Diff	A Med.	Depth	A range	Diff	A Med.	Depth	A range	Diff	A Med.	Depth	A range	Diff	A Med.	Depth		
		min	max	m	min	max	m	min	max	min	max	m	min	max	min	max	m	min	max	min	max	m	
1	Bohrung 1	0.3	1.9	1.6	1.0	0	212	212	0	212	212	84	212	296	84	212	296	84	212	296	84	212	296
2	Bohrung 2	0.2	2.3	2.1	0.9	0	212	212	0	212	212	83	212	295	83	212	295	83	212	295	83	212	295
3	Bohrung 3	0.8	1.1	0.3	1.0	16	86	70	0	59	59	0	59	59	0	59	59	0	59	59	0	59	59
4	Bohrung 4	0.4	1.0	0.5	0.6	0	59	59	0	59	59	0	59	59	0	59	59	0	59	59	0	59	59
5	Binz 1/73	0.5	1.2	0.7	0.8	1	41	40	1	41	40	0.3	1.1	0.8	0.6	41	554	513	0.7	1.4	0.7	1.0	2334
6	Bzg 1/74	0.5	1.5	1.0	0.8	13	195	182	0.8	1.3	0.5	1.1	195	230	35	1028	1028	0.2	1.6	1.4	0.6	1258	2334
7	Chi 1/71	0.1	0.6	0.5	0.4	0	56	56	0.1	0.9	0.8	0.5	56	168	112	112	112	0.0	0.7	0.7	0.3	168	423
8	Ela 1/74	0.6	1.4	0.7	1.0	8	132	124	0.6	1.3	0.6	0.9	132	234	102	756	522	0.5	1.2	0.7	0.8	756	840
9	Gap 1/86	0.6	1.3	0.7	0.8	0	52	52	0.5	1.3	0.8	0.8	52	167	115	485	318	0.4	1.9	1.5	0.7	485	710
10	Gst 1/73	0.5	1.5	1.0	1.0	1	42	41	0.5	1.6	0.6	1.1	43	82	39	168	86	0.2	1.4	1.3	0.7	42	544
11	Gs 2/67	0.7	1.7	1.0	1.0	0	135	135	0.6	1.9	1.3	0.9	135	241	106	553	553	0.6	1.9	1.3	0.9	794	1310
12	Gv 1/78	0.7	1.8	1.1	1.2	0	113	113	0.6	1.8	1.2	1.1	113	164	51	615	615	0.2	1.3	1.1	0.7	779	1287
13	Gm 6/64																						
14	GrSk 3/90	0.8	2.8	2.0	1.1	0	43	43	0.9	1.6	0.6	1.1	43	82	39	168	86	0.4	2.3	2.0	0.8	168	320
15	Kotz 4/74	1.1	1.6	0.6	1.3	22	65	43	0.9	1.7	0.8	1.3	65	200	135	326	126	1.5	2.2	0.7	1.8	200	326
16	Loss 1/73	0.5	1.3	0.8	0.8	3	56	53	0.7	1.6	0.9	1.1	51	106	55	106	148	1.3	2.1	0.8	1.6	106	148
17	Ob 1/68	0.7	1.4	0.7	1.0	0	51	51	0.7	1.6	0.9	1.1	51	106	55	106	148	1.3	2.1	0.8	1.6	106	148
18	Pa 1/68	1.0	1.9	0.9	1.5	0	129	129	1.0	1.9	0.9	1.5	129	171	41	129	171	1.3	2.1	0.7	1.7	129	171
19	Pw 2/76	0.6	1.4	0.7	0.9	0	75	75	0.6	1.4	0.7	0.9	75	93	18	128	35	0.6	1.1	0.5	0.8	93	128
20	Pes 7/70	0.2	0.6	0.3	0.4	11	60	49	0.2	0.6	0.3	0.4	60	372	312	312	312	0.0	1.0	1.0	0.5	60	372
21	Pnl 1/75	0.2	0.8	0.6	0.5	0	162	161	0.2	0.8	0.6	0.5	162	723	561	723	561	0.2	1.6	1.4	0.8	162	723
22	Prött 1/81	0.8	1.4	0.7	1.1	0	130	130	0.7	1.2	0.5	1.0	130	236	105	757	521	0.6	2.5	2.0	1.6	236	757
23	Rmwl 11/69																						
24	RhM 1/95	0.5	1.8	1.3	1.0	0	87	87	0.3	2.0	1.7	0.9	87	188	101	693	505	0.3	2.6	2.3	1.4	188	693
25	Rx 2/62	0.4	1.5	1.1	1.0	9	77	68	0.4	1.5	1.1	1.0	77	68				0.3	0.6	0.4	0.4	77	416
26	Rn 2/67	0.3	0.9	0.6	0.6	4	65	61	0.1	1.9	1.8	0.9	65	207	142	608	401	0.9	2.6	1.7	1.6	207	608
27	Rn 4/64	0.4	1.1	0.7	0.8	0	86	86	0.7	1.4	0.6	1.0	86	197	110	291	94	0.2	1.4	1.2	0.6	291	892
28	Sw 2/64	0.5	1.4	0.9	0.9	0	217	217	0.4	1.1	0.6	0.7	217	316	99	876	876	0.7	2.2	1.6	1.5	316	1192
29	Tuc 1/74	0.5	1.4	0.9	0.9	0	217	217	0.4	1.1	0.6	0.7	217	316	99	876	876	0.2	2.7	2.5	1.2	663	1460
30	Ven 1/78	0.6	1.2	0.5	0.9	0	91	91	0.6	1.1	0.5	0.9	91	246	155	538	292	0.5	2.2	1.7	1.3	246	538
31	Zeh 1/74	0.6	1.4	0.8	1.0	1	140	139	0.6	2.1	1.5	1.4	140	298	158	361	63	0.9	2.1	1.2	1.7	298	361
32	Zeh 2/75	0.6	1.4	0.8	1.0	1	140	139	0.6	2.1	1.5	1.4	140	298	158	361	63	0.9	2.1	1.2	1.7	298	361
33	ZooGs 1/75	0.6	1.4	0.8	1.0	1	140	139	0.6	2.1	1.5	1.4	140	298	158	361	63	0.9	2.1	1.2	1.7	298	361
	Total thickness						2774					1523					8062					9178	
	No. of used drilling sites						28					16					23					22	
	Mean thickness [m] of used GR-log section						99					95					351					417	
	Weighted mean	0.35	1.46		0.9				0.73	1.37		1.0						0.46	1.9		1.3		
																			0.49	2.35		1.5	





Well	Buntsandstein			Zechstein			Mudstone			Elbe			Sandstone			Elbe			Depth														
	A range	Diff	A Med.	min	max	Depth	A range	Diff	A Med.	min	max	Depth	A range	Diff	A Med.	min	max	Depth	A range	Diff	A Med.	min	max	Depth	A range	Diff	A Med.	min	max	Depth			
																															m	m	m
Bohrung 1	0.6	1.3	0.7	1.0	286	622	336	0.3	1.7	1.4	0.5	623	1236	613	0.9	2.6	1.8	1.9	2.7	0.8	2.2	1424	1437	13	1.9	2.7	0.8	2.2	1424	1437	13		
Bohrung 2	0.2	2.9	2.6	1.8	750	1532	782	0.0	3.9	3.9	0.2	1533	2254	722	0.4	0.9	0.5	0.5	0.9	0.5	0.5	4381	4385	15	0.4	2.6	2.2	1.4	4286	4911	625		
Bohrung 3	0.6	2.6	2.0	1.4	1021	1409	388	0.5	2.0	1.5	0.9	1409	1424	15	0.9	2.6	1.8	1.9	2.7	0.8	2.2	4433	4444	161	0.6	1.5	0.9	1.1	3762	3883	121		
Bohrung 4	0.5	3.2	2.7	1.6	3289	4238	949	0.3	1.4	1.1	0.5	4238	4286	48	1.1	2.2	1.0	1.7	2.2	1.0	1.7	4241	4277	53	0.2	2.3	2.1	1.4	3910	3944	174		
Binz 1/73	0.2	2.6	2.4	1.6	1723	2518	795	0.0	1.4	1.4	0.1	2518	3761	1243	0.5	2.5	2.0	1.4	0.9	0.6	0.7	4418	4489	4433	0.2	2.3	2.1	1.4	4169	4240	174		
Bzg 1/74	0.3	3.4	3.1	2.0	2704	3695	991	0.2	2.7	2.5	0.6	3695	3831	136	0.5	2.5	2.0	1.4	0.9	0.6	0.7	3814	3950	136	0.2	2.5	2.3	1.1	4439	4508	139		
Chi 1/71	0.0	7.3	7.3	1.1	2576	3395	819	0.0	2.1	2.1	0.3	3395	3814	419	0.9	2.2	1.3	1.7	2.2	1.0	1.9	4200	4385	256	0.4	0.9	0.6	0.7	4546	4607	61		
Ela 1/74	0.7	2.1	1.4	1.4	911	1309	398	0.3	1.8	1.5	0.7	1309	1390	81	0.9	2.2	1.3	1.7	2.2	1.0	1.9	4418	4489	5660	0.2	2.3	2.1	1.4	4169	4240	174		
Gap 1/86	0.1	2.5	2.4	1.7	3132	4077	945	0.0	1.6	1.5	0.4	4077	4168	90	1.4	2.4	1.0	1.9	2.2	1.0	1.9	5660	5752	5919	0.2	2.4	2.2	1.4	4936	6100	1164		
Gst 1/73	0.7	3.6	2.8	2.4	2531	3827	1296	0.3	3.0	2.7	0.8	3827	4936	1109	0.5	3.8	3.3	2.0	1.1	2.3	1.1	3882	4094	213	0.7	3.1	2.3	1.1	4095	4192	98		
Gs 2/87	0.1	2.7	2.5	1.5	3171	4040	869	0.0	1.6	1.6	0.3	4040	4166	126	1.4	2.0	0.6	1.7	2.2	1.0	1.9	4180	4197	30	0.8	1.3	0.5	1.1	4542	4640	98		
Gv 1/78	0.6	2.3	1.7	1.5	1060	1834	774	0.2	4.2	4.0	0.8	1834	2440	606	0.8	2.2	1.5	1.6	2.0	1.4	0.9	3499	3578	80	0.6	2.0	1.4	0.9	3580	3696	116		
Gm 6/64	0.1	4.5	4.4	1.6	956	1743	787	0.0	2.7	2.7	0.3	1743	3498	1755	0.2	2.6	2.3	1.6	2.0	1.4	0.9	4693	5508	815	0.2	2.6	2.3	1.6	4693	5508	815		
GrSk 3/90	0.4	3.5	3.1	2.1	1552	2370	818	0.1	2.5	2.4	0.4	2370	3882	1512	0.2	2.6	2.3	1.6	2.0	1.4	0.9	4033	4090	93	0.5	1.6	1.1	1.0	4090	4130	60		
Kotz 1/74	0.1	2.7	2.5	1.5	3171	4040	869	0.0	1.6	1.6	0.3	4040	4166	126	0.5	1.8	1.3	1.3	1.5	1.0	1.0	4154	4190	3303	0.8	1.4	0.7	1.1	3511	3588	77		
Loss 1/73	0.6	2.3	1.7	1.5	1060	1834	774	0.2	4.2	4.0	0.8	1834	2440	606	1.6	2.6	1.0	2.0	2.0	1.4	0.9	3341	3359	3341	0.7	3.5	2.8	1.4	3296	3634	339		
Ob 1/68	0.1	4.5	4.4	1.6	956	1743	787	0.0	2.7	2.7	0.3	1743	3498	1755	3428	3438	4569	4796	227	0.9	2.4	1.5	1.6	4569	4796	227	0.5	2.4	1.9	1.5	4569	4796	296
Pa 1/68	0.4	3.1	2.7	1.9	1044	2056	1012	0.0	1.4	1.4	0.4	2056	4693	2637	0.2	2.6	2.3	1.6	2.0	1.4	0.9	4143	4163	38	0.6	1.7	1.1	1.2	3904	3921	31		
Pw 2/76	0.7	2.8	2.2	1.9	1621	2591	970	0.0	1.5	1.5	0.2	2591	4033	1442	0.5	1.8	1.3	1.3	1.5	1.0	1.0	4310	4328	3809	0.5	2.4	1.9	1.6	3822	4489	666		
Pes 7/70	0.0	2.6	2.2	1.9	1621	2591	970	0.0	1.5	1.5	0.2	2591	4033	1442	1.6	2.7	1.1	2.1	2.0	1.4	0.9	3985	4000	32	0.0	1.5	1.5	0.7	3716	3725	27		
Pnl 1/75	0.5	3.1	2.6	1.7	2919	4002	1083	0.1	2.1	2.0	0.5	4002	4568	566	0.9	2.4	1.5	1.6	2.0	1.4	0.9	4143	4163	38	0.5	2.4	1.9	1.5	4569	4796	296		
Prött 1/81	0.0	2.6	2.6	1.6	2689	3689	1000	0.3	1.7	1.4	0.7	3689	3822	133	1.5	2.4	0.9	2.0	2.0	1.4	0.9	4310	4328	3809	0.5	2.4	1.9	1.6	3822	4489	666		
Rmwl 11/69	0.0	2.6	2.6	1.6	2689	3689	1000	0.0	2.0	2.0	0.2	3421	3459	38	1.6	2.7	1.1	2.1	2.0	1.4	0.9	3985	4000	32	0.0	2.7	2.7	1.5	3459	4153	694		
RhM 1/95	0.0	2.6	2.6	1.6	2689	3689	1000	0.0	2.0	2.0	0.2	3421	3459	38	1.6	2.7	1.1	2.1	2.0	1.4	0.9	3985	4000	32	0.0	2.7	2.7	1.5	3459	4153	694		
Rx 2/62	1.1	2.7	1.6	2.0	684	908	224	0.7	3.0	2.3	1.5	908	951	43	1.6	3.0	1.4	2.3	2.0	1.4	0.9	3339	3373	34	0.8	2.9	2.0	1.1	3579	3678	99		
Rn 2/67	1.7	3.6	1.9	2.5	1091	1220	129	0.5	3.1	2.6	1.9	1220	1332	112	1.1	2.3	1.3	1.9	2.0	1.4	0.9	3850	3865	23	0.8	1.5	0.7	1.2	4138	4227	89		
Rn 4/64	0.1	4.2	4.2	1.5	1977	2724	747	0.0	2.8	2.8	0.2	2724	3339	615	1.6	3.0	1.4	2.3	2.0	1.4	0.9	4000	4008	4000	0.8	2.9	2.0	1.1	3579	3678	99		
Sw 2/64	0.5	3.8	3.3	1.9	2246	3025	779	0.0	2.5	2.4	0.3	3025	3846	821	1.1	2.3	1.3	1.9	2.0	1.4	0.9	4000	4008	4000	0.8	2.9	2.0	1.1	3579	3678	99		
Tuc 1/74	0.2	3.0	2.8	2.0	3199	4263	1064	0.3	4.8	4.5	0.8	4263	4480	217	0.2	3.1	2.8	1.6	2.0	1.4	0.9	4632	5350	718	0.3	0.7	0.4	0.6	4795	4803	8		
Ven 1/78	0.6	3.4	2.8	2.3	2574	3413	839	0.0	1.7	1.7	0.4	3413	3882	479	1.7	2.1	0.4	1.9	2.0	1.4	0.9	4089	4104	19	0.4	1.4	1.0	0.8	3920	3924	11		
Zen 1/74	0.6	3.7	3.2	2.1	2893	3838	945	0.1	1.1	1.1	0.3	3838	3999	161	1.5	2.2	0.7	1.9	2.0	1.4	0.9	4113	4117	4113	0.4	2.2	1.9	1.4	4000	4382	382		
Zeh 2/75	0.6	3.7	3.2	2.1	2893	3838	945	0.1	1.1	1.1	0.3	3838	3999	161	1.5	2.2	0.7	1.9	2.0	1.4	0.9	4113	4117	4113	0.4	2.2	1.9	1.4	4000	4382	382		
ZooGs 1/75	0.6	3.0	2.4	2.1	2167	3141	974	0.0	1.9	1.8	0.5	3141	4331	1190	1.3	2.2	0.9	1.8	2.0	1.4	0.9	4382	4392	13	0.7	1.4	0.7	1.0	4370	4374	6		
Total thickness																											10419						
No. of used drilling sites																											22						
Mean thickness [m] of used GR-log section																											474						
Weighted mean																											1.13						
																											1.4						
																											1.0						
																											1.7						
																											1.26						
																											2.3						
																											0.44						
																											2.2						
																											1.0						
																											1.7						
																											1.26						
																											2.3						
																											0.48						
																											1.91						
																											0.4						
																											1.8						
																											0.98						
																											2.46						
																											20707						
																											26						
																											796						
																											0.08						
																											1.91						
																											0.4						
																											19851						
																											28						
																											709						
																											3352						
																											20						
																											168						
																											0.44						
																											2.2						
																											1.0						
																											1.7						
																											1.26						
																											2.3						
																											0.44						
																											2.2						
																											1.0						
																											1.7						
																											1.26						
																											2.3						
																											0.48						
																											1.91						
																											0.4						
																											1.8						
																											0.98						
																											2.46						
																											20707						
																											26</						





Well	Namurian			Visean			Tournaisian			Famennian			Frasnian																						
	A	range	Depth	A	range	Depth	A	range	Depth	A	range	Depth	A	range	Depth																				
	Diff	max	min	Diff	max	min	Diff	max	min	Diff	max	min	Diff	max	min	max																			
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m																			
Bohrung 1																																			
Bohrung 2																																			
Bohrung 3																																			
Bohrung 4																																			
Binz 1/73	0.1	3.2	3.1	1.5	6559	7005	445																												
Bzg 1/74																																			
Chi 1/71	0.6	2.3	1.7	1.7	4935	5206	271																												
Ela 1/74																																			
Gap 1/86																																			
Gst 1/73	1.3	2.5	1.2	1.8	5041	5235	194	0.1	2.4	2.3	0.9	3449	4105	656	0.0	2.3	2.3	0.7	4105	4681	577	4105	4681	4703	22	0.0	2.4	2.4	0.8	4703	5414	711			
Gs 2/67																																			
Gv 1/78																																			
Gm 6/64																																			
GfSK 3/90																																			
Koitz 4/74																																			
Loss 1/73	0.5	3.5	3.1	2.2	5336	6231	895	0.3	2.9	2.6	1.3	6231	6876	645	1.5	2.6	1.1	2.1																	
Ob 1/68																																			
Pa 1/68	0.1	3.4	3.3	2.0	6488	6995	507																												
Pw 2/76																																			
Pes 7/70	0.9	2.8	1.9	1.9	4450	4615	164																												
Pnl 1/75																																			
Prött 1/81	0.9	2.9	2.0	1.9	4752	6740	1988																												
RmwL 11/69																																			
RhM 1/95																																			
Rx 2/62	1.1	3.6		2.3	2335	2819	484	0.5	3.0	2.5	2.0	1621	2634	1013	0.4	2.9	2.6	1.7	2634	2843	209	74	2843	2918	74	0.0	2.7	2.7	1.2	2918	3752	834			
Rn 2/67								0.1	3.0	2.9	1.0	2508	3384	876	0.1	2.2	2.1	0.8	3384	3761	377					0.2	2.1	1.9	0.9	3761	4156	395			
Rn 4/64																																			
Sw 2/64																																			
Tuc 1/74																																			
Ven 1/78																																			
Zeh 1/74																																			
Zeh 2/75	1.3	2.9	1.6	2.0	4495	5050	556																												
ZooGs 1/75																																			
Total thickness					5505			3298							1162																				2304
No. of used drilling sites					9			5							3																				4
Mean thickness [m] of used GR-log section					612			660							387																				576
Weighted mean	1.49	2.3		2.0				0.92	2.08		1.4				0.71	1.67		0.9								0.76	1.36		1.2			0.8	1.64	1.1	

Well	Givetian				Eifelian			
	A range	Diff	A Med.	Depth	A range	Diff	A Med.	Depth
				min				max
Bohrung 1								
Bohrung 2								
Bohrung 3								
Bohrung 4								
Binz 1/73	0.0	3.4	3.4	1.3	3151	4238	1087	
Bzg 1/74								4238
Chi 1/71								5015
Ela 1/74								777
Gap 1/86								
Gst 1/73	0.0	2.2	2.2	0.7	5414	5495	82	
Gs 2/67								
Gv 1/78								
Gm 6/64								
GrSk 3/90								
Kotz 4/74								
Loss 1/73								
Ob 1/68								
Pa 1/68								
Pw 2/76								
Pes 7/70								
Pnl 1/75								
Pröt 1/81								
RmwL 11/69								
RhM 1/95								
Rx 2/62								
Rn 2/67	0.0	2.8	2.7	1.0	3752	4414	662	4415
Rn 4/64	0.1	2.9	2.8	1.2	4156	4470	314	4600
Sw 2/64								185
Tuc 1/74								
Ven 1/78								
Zeh 1/74								
Zeh 2/75								
ZooGs 1/75								
<b>Total thickness</b>							2145	962
<b>No. of used drilling sites</b>							4	2
<b>Mean thickness [m] of used GR-log section</b>							536	481
<b>Weighted mean</b>	0.71	1.3		1.2			1.02	1.48
								1.4

*Tabelle A.7:* Auswertung der Bohrlochmessungen der natürlichen Gammastrahlung zur Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktion ( $A, \mu W/m^3$ ). Angegeben ist der Bereich der Wärmeproduktion, der Mittelwert der Wärmeproduktion des Tiefenintervalls sowie die Tiefenlage und die Mächtigkeit des Tiefenintervalls der jeweiligen stratigraphischen oder lithologischen Einheit und das gewichtete Mittel der Wärmeproduktion für die betroffenen Bohrungen einer stratigraphischen Einheit.

## A.5 Formationswärmeleitfähigkeiten

Tabelle A.8: Ermittelte Formationswärmeleitfähigkeiten

<b>Barth 1/63</b>		<b>Elbe Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	16	3.1	0.5	4.0	0.6	35	ar-(fe)-(ca)
Siltstein	66	3.0	2.0	3.1	2.0	146	
Tonstein	18	2.5	0.5	2.5	0.5	40	
<b>Barth 1/63</b>	100	<b>2.9</b>		<b>3.1</b>		221	

<b>Barth 1/63</b>		<b>Stefan Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Proben <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	37			4.9	1.8	78	si
Siltstein	47			3.2	1.5	99	
Tonstein	16			3.0	0.5	33	
<b>Barth 1/63</b>	100			<b>3.8</b>		210	

<b>Barth 1/63</b>		<b>Westfal Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Proben <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	22			4.7	1.1	244	si
Siltstein	52			3.6	1.9	560	
Tonstein	25			3.2	0.8	273	
Kohle <sup>a</sup>	1			0.3	0.0	8	
<b>Barth 1/63</b>	100			<b>3.7</b>		1085	

<b>Barth 1/63</b>		<b>Namur Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Proben <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	12			3.8	0.5	20	
Siltstein	45			3.2	1.4	74	
Tonstein	41			3.0	1.2	69	
Kohle <sup>a</sup>	2			0.3	0.0	3	
<b>Barth 1/63</b>	100			<b>3.1</b>		166	

<b>Binz 1/73</b>		<b>Stefan Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Proben <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	47	4.7	2.2	4.9	2.3	183	
Siltstein	15	3.2	0.5	3.2	0.5	57	
Tonstein	38	2.8	1.1	3.0	1.1	148	
<b>Binz 1/73</b>	100	<b>3.7</b>		<b>3.9</b>		388	

<b>Binz 1/73</b>		<b>Westfal Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Proben <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	38			4.7	1.8	321	
Siltstein	19			3.6	0.7	158	
Tonstein	35			3.2	1.1	291	
Diabas <sup>a</sup>	8			2.1	0.2	64	
Kohle <sup>a</sup>	0			0.3	0.0	2	
<b>Binz 1/73</b>	100			<b>3.8</b>		836	

<b>Binz 1/73</b>		<b>Frasné Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Proben <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	0				0.0	0	
Mergelstein	45			2.5	1.1	169	
Siltstein	14			2.7	0.4	53	
Tonstein	36			2.7	1.0	135	
Diabas <sup>a</sup>	4			2.1	0.1	15	
<b>Binz 1/73</b>	100			<b>2.6</b>		371	

<b>Binz 1/73</b>		<b>Givet Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	53			4.8	2.5	342	
Siltstein	37			3.6	1.3	242	
Tonstein	8			3.2	0.3	51	
Diabas <sup>a</sup>	2			2.1	0.0	13	
<b>Binz 1/73</b>	100				<b>4.2</b>	648	

<b>Binz 1/73</b>		<b>Eifel-Givet Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	48			4.8	2.3	210	
Siltstein	42			3.6	1.5	183	
Tonstein	9			3.2	0.3	38	
Diabas <sup>a</sup>	2			2.1	0.0	9	
<b>Binz 1/73</b>	100				<b>4.1</b>	439	

<b>Binz 1/73</b>		<b>Eifel Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	37			4.8	1.8	288	
Siltstein	44			3.6	1.6	338	
Tonstein	18			3.2	0.6	137	
Diabas <sup>a</sup>	2			2.1	0.0	14	
<b>Binz 1/73</b>	100				<b>3.9</b>	777	

<b>Eldena 1/74</b>		<b>Elbe Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Halit	3	4.8	0.2	4.8	0.2	23	
Sandstein A	15	3.3	0.5	4.0	0.6	99	A halitisch
Sandstein B	9	3.0	0.3	4.0	0.3	59	B ar-fe-(an)-(ca)-(si)
Siltstein A	26	2.8	0.7	3.1	0.8	179	
Siltstein B	19	2.8	0.5	3.1	0.6	130	
Tonstein A	14	2.5	0.3	2.5	0.3	94	
Tonstein B	14	2.4	0.3	2.5	0.3	94	
<b>Eldena 1/74</b>	100		<b>2.9</b>		<b>3.2</b>	677	

<b>Eldena 1/74</b>		<b>Havel Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	35	3.8	1.3	4.3	1.5	93	ca - (an) - (si)
Siltstein	47	3.2	1.5	3.2	1.5	125	ca - (an) - (si)
Tonstein	18	3.1	0.6	3.0	0.6	49	ca - (an) - (si)
<b>Eldena 1/74</b>	100		<b>3.4</b>		<b>3.5</b>	267	

<b>Eldena 1/74</b>		<b>WESTFAL Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	46	3.5	1.6	4.7	2.2	163	si
Siltstein	36	3.2	1.1	3.5	1.3	127	si
Tonstein	18	3.0	0.5	3.2	0.6	65	si
<b>Eldena 1/74</b>	100		<b>3.3</b>		<b>4.0</b>	355	

<b>Eldena 1/74</b>		<b>NAMUR Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	12			4.2	0.5	9	si
Siltstein	88			3.0	2.9	67	si
Tonstein	0				0.0	0	
<b>Eldena 1/74</b>	100				<b>3.4</b>	76	



<b>Garlipp 1/86</b>		<b>Elbe Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein A	22	3,8	0,9	4,0	0,9	79	ar-fe
Sandstein B	35	4,3	1,5	4,0	1,4	124	si
Siltstein	23	3,1	0,7	3,1	0,7	80	
Tonstein	20	2,5	0,5	2,5	0,5	71	
<b>Garlipp 1/86</b>	100		<b>3,6</b>		<b>3,5</b>	354	

<b>Garlipp 1/86</b>		<b>Havel Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein B	100	4,3	4,3	4,3	4,3	219	si
Siltstein	0	3,1	0,0	3,2	0,0	0	
Tonstein	0	2,3	0,0	3,0	0,0	0	
<b>Garlipp 1/86</b>	100		<b>4,3</b>		<b>4,3</b>	219	

<b>Gransee 2/64</b>		<b>Elbe Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein A	25	3,4	0,8	4,0	1,0	110	ar-fe
Sandstein B	14	4,4	0,6	4,0	0,5	61	si
Siltstein	46	3,1	1,4	3,1	1,4	206	
Tonstein	15	2,3	0,3	2,5	0,4	67	
<b>Gransee 2/64</b>	100		<b>3,2</b>		<b>3,4</b>	443	

<b>Gransee 2/64</b>		<b>Havel Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein B	74	4,7	3,5	4,3	3,2	102	si
Siltstein	24	3,1	0,7	3,2	0,8	34	
Tonstein	2	2,3	0,1	3,0	0,1	3	
<b>Gransee 2/64</b>	100		<b>4,2</b>		<b>4,0</b>	139	

<b>Gransee 2/64</b>		<b>NAMUR Stufe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	60	3,6		4,2	2,5	116	si
Siltstein	27			3,2	0,9	51	
Tonstein	13			3,0	0,4	25	
<b>Gransee 2/64</b>	100				<b>3,8</b>	192	

<b>GrSk 3/90</b>		<b>Elbe Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	47,3	4,4	2,1	4,0	1,9	165	ar-fe-an-si
Siltstein	48,4	3,1	1,5	3,1	1,5	169	
Tonstein	4,3	2,3	0,1	2,5	0,1	15	
<b>GrSk 3/90</b>	100		<b>3,7</b>		<b>3,5</b>	349	

<b>Parchim 1/68</b>		<b>Elbe Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Halit	1	4,8	0,0	4,8	0,0	5	A einst halitisch B ca-an
Sandstein A	5	3,3	0,2	4,0	0,2	40	
Sandstein B	7	4,4	0,3	4,0	0,3	60	
Siltstein A	21	2,8	0,6	3,1	0,6	170	
Siltstein B	43	2,9	1,3	3,1	1,3	352	
Tonstein A	1	2,5	0,0	2,5	0,0	5	
Tonstein B	23	2,8	0,6	2,5	0,6	184	
<b>Parchim 1/68</b>	100		<b>3,0</b>		<b>3,1</b>	815	

<b>Parchim 1/68</b>		<b>Havel Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Konglomerat	3	4	0,1	3,3	0,1	13	ar-fe-ca
Sandstein	48	4,2	2,0	4,3	2,0	236	ca-an, (si)
Siltstein	44	3,1	1,4	3,2	1,4	217	ca-an, (si)
Tonstein	6	2,5	0,1	3,0	0,2	29	ca-an, (si)
<b>Parchim 1/68</b>	100		<b>3,6</b>		<b>3,7</b>	494	
<b>Pasewalk 1/74</b>		<b>Elbe Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	38	4,2	1,6	4,0	1,5	64	ar-fe-ca-an-si
Siltstein	10	2,5	0,3	3,1	0,3	17	
Tonstein	52	1,9	1,0	2,5	1,3	89	
<b>Pasewalk 1/74</b>	100		<b>2,8</b>		<b>3,1</b>	171	
<b>Rambow 11A/69</b>		<b>Elbe Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Halit, tonig	5	4,8	0,2	4,8	0,2	42	halitisch
Sandstein A	21	3,3	0,7	4,0	0,8	143	
Sandstein B	15	3,8	0,6	4,0	0,6	102	ar-fe-an
Siltstein	32	2,9	0,9	3,1	1,0	223	
Tonstein	27	2,4	0,6	2,5	0,7	185	
<b>Rambow 11A/69</b>	100		<b>3,1</b>		<b>3,3</b>	694	
<b>Rambow 11A/69</b>		<b>Havel Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	56	3,8	2,1	4,3	2,4	99	ar-fe-an
Siltstein	2	2,8	0,1	3,2	0,1	69	
Tonstein	42	2,3	1,0	3,0	1,3	102	
<b>Rambow 11A/69</b>	100		<b>3,2</b>		<b>3,7</b>	269	
<b>Salzvedel 2/64</b>		<b>Elbe Subgruppe WLF</b>				Mächtigg. [m]	Zementation (Proben) <sup>b</sup>
Lithologie	[%]	WLF Proben		WLF litholog. Einheit			
		[W/m/K]	gew. Mittel	[W/m/K]	gew. Mittel		
Sandstein	56,1	4,2	2,4	4,0	2,2	226	ar-fe-ca-an-si
Siltstein	20,8	3,1	0,6	3,1	0,6	83	
Tonstein	23,1	2,0	0,5	2,5	0,6	93	
<b>Salzvedel 2/64</b>	100		<b>3,5</b>		<b>3,5</b>	402	

<sup>a</sup> Wärmeleitfähigkeit nach Cermak & Rybach (1982)

<sup>b</sup> Zementation: ar-tonig, fe-hämatitisch, ca-kalzitisch, an-anhydritisch, si-silikatisch (Quarz)

## A.6 Modalbestandsanalysen

Probe	Q	F	Lf	Qzm	Qzp	Feldspäte		Gesteinsbruchstücke			Glimmer	Chert	Matrix	Zemente			Opake Minerale	Hohlraum	Quelle	
						Alkali-Fsp	Plag	Ltv	Lfs	Lfm				Kazit	Anhydrit	Quarz				Fsp
Barth-H3	40,7	2,0	3,0	39,3	1,3	1,3	0,7	3,0	0,0	0,0	5,3	0,0	36,7	4,0	6,7	0,0	0,0	1,3	0,0	Rieke (2001)
Fdlh-H4	71,0	1,3	3,7	70,7	0,3	0,0	1,3	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	8,0	14,3	1,0	0,0	0,0	0,3	0,0	Rieke (2001)
Fdlh-H4	67,0	0,7	3,7	66,0	1,0	0,0	0,7	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	5,7	18,7	1,0	0,0	0,7	0,0	Rieke (2001)
Fdlh-H5	62,3	1,7	2,0	61,0	1,3	0,7	1,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	13,3	15,7	2,3	0,0	2,0	0,0	Rieke (2001)
Fdlh-H5	61,0	0,3	2,7	60,3	0,7	0,0	0,3	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	11,3	19,3	2,7	0,0	1,0	0,0	Rieke (2001)
Fdlh-H8	23,0	0,3	64,0	16,7	6,3	0,3	0,0	64,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	6,3	2,7	2,7	0,0	0,7	0,0	Rieke (2001)
Fdlh-H9	38,3	0,7	18,0	36,3	2,0	0,3	0,3	18,0	0,0	0,0	0,3	0,0	34,3	5,0	2,7	0,0	0,0	0,7	0,0	Rieke (2001)
GrSk-05A	63,7	4,1	7,1	57,2	6,6	2,9	1,2	2,2	4,1	0,7	0,2	0,7	1,0	1,7	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	eigene Analyse (2001)
Kotz-13	61,6	3,7	5,7	54,8	6,8	2,9	0,8	0,8	3,1	1,8	1,3	0,3	7,0	3,1	0,8	4,4	4,7	0,5	6,8	eigene Analyse (2001)
Kotz-16	66,0	3,6	6,4	54,7	11,3	2,8	0,8	1,0	3,1	2,3	0,3	0,3	3,1	2,6	0,8	3,6	7,2	0,3	6,1	eigene Analyse (2001)
Ob-NO7	59,1	4,7	3,5	54,8	4,2	2,7	2,0	2,2	1,2	0,0	0,5	1,7	12,4	3,7	0,7	1,0	0,5	0,0	12,2	eigene Analyse (2001)
Ob-NO8	66,7	4,0	4,9	63,4	3,3	2,6	1,4	1,2	3,8	0,0	0,0	0,0	0,9	0,2	0,5	16,7	0,2	0,2	5,6	eigene Analyse (2001)
Plh-H10	48,3	3,3	9,0	41,7	6,7	3,3	0,0	9,0	0,0	0,0	0,0	0,0	26,0	10,3	1,3	0,0	0,0	1,7	0,0	Rieke (2001)
Plh-H11	33,7	1,7	1,3	32,7	1,0	1,7	0,0	1,3	0,0	0,0	0,3	0,0	52,7	5,7	2,7	0,0	0,0	1,7	0,0	Rieke (2001)
Plh-H13	41,7	0,3	1,0	40,0	1,7	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,7	0,0	49,0	5,7	0,3	0,0	0,0	1,0	0,0	Rieke (2001)

Q = Summe von Qm + Qzp; F = Summe der Feldspäte; Lf = Summe der Gesteinsbruchstücke; Qzm = monokristalliner Quarz; Qzp = polykristalliner Quarz;  
 Fsp = Feldspat; Plag = Plagioklas; Ltv = vulkanische Gesteinsbruchstücke; Lfs = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; Lfm = metamorphe Gesteinsbruchstücke

Tabellle A.9: Modalanalysen von Gesteinsproben, an denen die Wärmeleitfähigkeit bestimmt worden ist. Modalwerte in Prozent.

# Danksagung

Das Projekt „Neubewertung des rezenten Wärmestroms im Nordostdeutschen Becken“, dessen Ergebnisse in der vorliegenden Arbeit dargestellt werden, wurde durch das GFZ Potsdam finanziert.

Herrn Prof. Dr. H.J. Götze bin ich für die konstruktive Kritik, wissenschaftliche Begleitung und die Begutachtung der Arbeit dankbar. Für die Übernahme des Zweitgutachtens danke ich Herrn Prof. Dr. R. Kind. Frau Dr. habil. A. Förster bin ich für ihre Unterstützung und die wissenschaftliche Betreuung während der Erstellung dieser Arbeit dankbar. Nicht zuletzt ihre stete Diskussionsbereitschaft und Anteilnahme hat zu vielen Anregungen geführt, die Eingang in diese Arbeit gefunden haben.

Bei der Recherche und Auswahl von Bohrkernen haben mich die beteiligten Landesämter unterstützt. Namentlich Herr Dr. J. Kopp und Herr D. Zorn vom Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Herr G. Behrens, Frau R. Demel und vor allem Herr J. Iffland vom Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern sowie die Herren Dr. B.-C. Ehling und F. Kersten vom Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt haben diese Arbeit durch ihre Kooperation mit ermöglicht. Sehr hilfsbereit waren auch die Mitarbeiter der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Außenstelle Berlin, Herr Dr. P. Krull, Herr Dr. N. Hoffmann und Herr Dr. P. Hoth.

Für die gute Zusammenarbeit danke ich der EEG Erdgas Erdöl GmbH Berlin, insbesondere Herrn Dr. S. Schretzenmayr und Frau S. Baltrusch, der EWE AG Oldenburg, dort Herrn Dr. M. Hemmerich, und Herrn S. Fricke von der Gesellschaft für Bohrlochmessung mbH in Gommern.

Herr R. Schellschmidt ermöglichte mir die Durchführung von Wärmeleitfähigkeitsmessungen am Institut für geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) in Hannover. Für die Diskussionen und Anregungen, die ich im Rahmen eines Aufenthaltes an der Universität Aarhus in Dänemark von Prof. Dr. N. Balling und Dr. S.B. Nielsen erhalten habe, möchte ich mich ebenso bedanken wie für die freundliche Aufnahme am dortigen geophysikalischen Institut.

Am GFZ Potsdam unterstützten mich laborativ die Herren R. Naumann (Sektion 4.2, RFA Analytik), Dr. P. Dulski (Sektion 4.3, ICP-MS Analytik), Dr. D. Freund (Sektion 3.2, He-Pyknometer) und G. Berger (Sektion 4.2, Dünnschliffherstellung) sowie die Mitarbeiter der Sektion 5.2 Geothermie. Herr Dr. D. Stromeyer (Sektion 5.3) hat die Implementierung des thermischen Krustenmodells in die Matlab Umgebung ermöglicht.

Allen, die mich während der Erstellung dieser Arbeit unterstützt haben, gilt mein Dank.

# Lebenslauf

- Name:** Lotz, Ben  
Crusemarkstr. 27, 13187 Berlin
- 15.07.1971 Geburt in Hamburg
- 1978 - 1991 Schulausbildung in Hamburg
- 1991 - 1992 Studium der physischen Ozeanographie an der Universität Hamburg
- 1992 - 1999 Studium der Geologie-Paläontologie an der Universität Hamburg
- 1995: Forschungsfahrt SO 115 „Sundaflut“ im südchinesischen Meer mit der Arbeitsgruppe Seismik, Prof. Dr. H.-K. Wong
- 1997-1998: studentischer Tutor für den Pflichtkurs „Mathematische Methoden in der Geologie“ von Prof. Dr. H.-K. Wong
- 1998-1999: Diplomarbeit am Arbeitsbereich Wasserwirtschaft der TU Hamburg-Harburg: „Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserströmungsmodellierung der Hemmelsdorfer Mulde und des Oldesloer Troges (östliches Schleswig-Holstein)“  
Prof. Dr. K. Wichmann, Prof. Dr. W. Schneider, Prof. Dr. G. Hillmer
- 1999 Abschluss des Studiums als „Diplom-Geologe“
- 1999-2003 Studium der Tropentechnologie an der Fachhochschule Köln
- 2003: Masterarbeit: „Regenerative Energieressourcen in Jordanien“  
Prof. Dr. H. Gaese, Prof. Dr. F. W. Grimme
- März 2002 Geburt meines Sohnes
- 2003 Abschluss des Studiums als „Master of Engineering“
- seit 12/2000 Wissenschaftlicher Mitarbeiter (Doktorand) am GeoForschungsZentrum Potsdam, Sektion 5.2, Geothermie

## Berufliche Tätigkeiten

- 1994/95 Umweltbehörde Hamburg: Erfassung von Untersuchungsergebnissen
- 1995 4-monatiges Praktikum Ingenieurbüro Fenzl, Hamburg: Massenermittlungen, Bodenansprachen, Kleinbohrungen, Nivellement
- 1995/96 Arbeit im umwelt- und naturstoffanalytischen Labor (UNA, Schenefeld): Kleinbohrungen, Probenahme, Bodenansprachen, Abwasseranalytik
- 1996-98 Arbeit für die Baugrunduntersuchungsfirma Jörn Thiel, Hamburg: Rammsondierungen, Kleinbohrungen, Bodenansprachen, Pfahlgründungen.
- 1998-99 Arbeit für die Ingenieurgesellschaft BBI, Hamburg: Baustellenüberwachung, Projektassistenz und Leitung des bodenmechanischen Labors
- 1999 2-monatiges Praktikum bei der Deutschen Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (gtz, Eschborn): betrieblicher Umweltschutz, Öko-Audit
- 2000/2001 Zwei Gutachtereinsätze bei der gtz (Eschborn): Umweltbilanz und Umweltmanagement