

## Das geothermische Potenzial von Salzstrukturen in Norddeutschland

Kirsten Fromme, Dieter Michalzik & Wolfgang Wirth\*

Fromme, K., Michalzik, D. & Wirth, W. (2010): Das geothermische Potenzial von Salzstrukturen in Norddeutschland. [The geothermal potential of salt structures in Northern Germany.] – Z. dt. Ges. Geowiss., 161: 323–333, Stuttgart.

**Kurzfassung:** Für die in der Region Rotenburg (Wümme) liegenden Salzstöcke Taaken, Scheeßel, Wedehof, Ostervesede und Söhlingen sowie die Salzkissen Rotenburg und Lüdingen wurden die Temperaturfelder anhand von Temperaturdaten aus Kohlenwasserstoffbohrungen bestimmt.

Aufgrund der Fokussierung des Wärmestroms im Zechsteinsalz ergeben sich für eine potenzielle geothermische Erschließung Bereiche mit unterschiedlichen Nutzungseigenschaften.

In den Deckschichten und innerhalb der Salzstöcke sind die Temperaturen bis in eine Tiefe von etwa 2500 m im Vergleich zur näheren Umgebung erhöht. Im Durchschnitt liegen die Werte etwa 10–15 °C über den Normaltemperaturen. Maximal werden 24 °C über Normaltemperatur erreicht. Das erhöhte Temperaturpotenzial kann mit oberflächennahen, mitteltiefen und tiefen Erdwärmesonden erschlossen werden. Bei der oberflächennahen Erschließung können die lokalen hydrogeologischen Bedingungen das Nutzungspotenzial weiter verbessern.

Über tief liegenden Salzkissen sind ebenfalls positive Temperaturanomalien zu verzeichnen. Bis in Tiefen von 4000 m sind die Temperaturen gegenüber den umgebenden Gesteinen erhöht. Das Temperaturplus liegt ebenfalls häufig in der Größenordnung von 10 °C. Über tiefen Salzkissen kann dieses Potenzial durch tiefe Sonden, gegebenenfalls aber auch durch eine hydrogeothermische Erschließung genutzt werden.

**Abstract:** Temperature fields of the salt diapirs Taaken, Scheeßel, Wedehof, Ostervesede and Söhlingen as well as the salt pillows Rotenburg and Lüdingen in the region of Rotenburg (Wümme) were determined on the basis of temperature data from hydrocarbon wells.

The focussing of the heat flow in the Zechstein salt results in zones with different utilisation properties for a potential geothermal exploration.

Temperatures in the salt diapirs and the overlying strata are increased up to a depth of 2500 m compared to the proximal environment. The values are increased at an average of 10 to 15 °C in comparison to the local temperature. The maximum positive anomaly is 24 °C. The increased geothermal potential can be developed with shallow, medium and deep geothermal probes. The local hydrogeological conditions can enhance the utilisation potential at a shallow exploitation.

Positive temperature anomalies have also been observed above deep salt pillows.

Temperatures are increased to a depth of 4000 m compared to the surrounding rocks. The temperature plus is frequently in the range of 10 °C. The potential above deep salt pillows can be developed by geothermal probes or geothermal doublets.

**Schlüsselwörter:** Norddeutsches Becken, geothermisches Potenzial, Salzstock, Salzkissen, Temperaturanomalie

**Keywords:** North German Basin, geothermal potential, salt diapir, salt pillow, temperature anomaly

### 1. Einleitung

Die begrenzte Verfügbarkeit fossiler Energieträger und die Emission klimaschädlicher Treibhausgase wie Kohlenstoffdioxid (CO<sub>2</sub>) haben die erneuerbaren Energien in den letzten Jahren immer mehr in den Fokus der Öffentlichkeit gerückt. Der große Vorteil der Geothermie gegenüber anderen erneuerbaren Energien liegt in der Grundlastfähigkeit. Die Geothermie bietet dabei die Möglichkeit, einen umweltfreund-

lichen, klimaverträglichen und nachhaltigen Beitrag zur Deckung der Energienachfrage zu leisten.

In der vorliegenden Arbeit werden die Temperaturfelder ausgewählter Salzstrukturen untersucht und die für eine geothermische Nutzung relevanten Bereiche definiert. Aus verschiedenen Publikationen ist bekannt, dass gut Wärme leitende Salzstrukturen im Untergrund das Temperaturfeld beeinflussen (z. B. Selig & Wallick 1966, Jensen 1983). Anhand der vorliegenden Daten soll ermittelt werden, in welchen Teil-

\*Anschriften der Autoren:

Dipl.-Geow. Kirsten Fromme (k.fromme@geodienste.com), Dr. Dieter Michalzik (d.michalzik@geodienste.com), GeoDienste GmbH, Leinestraße 33, 30827 Garbsen, Deutschland;

Dr. Wolfgang Wirth (wolfgang.wirth@lbeg.niedersachsen.de), Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Deutschland.

bereichen von Salzstrukturen aufgrund des erhöhten Wärmestroms positive Temperaturanomalien auftreten. Weiterhin soll geklärt werden, ob auch die Randbereiche dieser Salzstrukturen beeinflusst werden und welche Teilbereiche durch den Abfluss von Wärme für eine geothermische Nutzung weniger geeignet sind. Auch wird überprüft, ob und in welchem Umfang Salzkissen Temperaturanomalien aufweisen.

Aus zahlreichen Arbeiten über Temperaturfelder von Salzstöcken ist bekannt, dass die Salzstrukturen durch ihre erhöhte Wärmeleitfähigkeit das Temperaturfeld beeinflussen (Selig & Wallick 1966, Jensen 1990, Yu et al. 1990 und Lerche & Petersen 1995). Bei diesen Arbeiten handelt es sich jedoch um Modelle, die auf einfachen geometrischen Formen basieren. Nur wenige Untersuchungen beschäftigen sich mit konkreten Salzstrukturen (z. B. Jensen 1983 und Rodon et al. 2006). In der vorliegenden Studie wurden die Temperaturfelder an realen geologischen Strukturen mittels Temperaturdaten aus Tiefbohrungen bestimmt. Die Ergebnisse können auf andere Salzstrukturen im Norddeutschen Becken übertragen werden.

Als Untersuchungsgebiet (Abb. 1) wurde die Region um Rotenburg (Wümme) ausgewählt, da in diesem Bereich ein vergleichsweise dichtes Netz an Temperaturmessungen aus Tiefbohrungen der Kohlenwasserstoffexploration zur Verfügung steht. Die Bohrungen durchteufen die Salzstrukturen Taaken, Scheeßel, Wedehof, Rotenburg, Lüdingen, Ostervesede und Söhlingen oder liegen in der unmittelbaren Umgebung. Die Datengrundlage besteht aus 353 Temperaturwerten aus verschiedenen Tiefen, die in 70 Bohrungen gemessen wurden, und stammt aus dem Fachinformationssystem Geophysik des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG) (Kühne et al. 2003). Aus Datenschutzgründen dürfen sie nur in anonymisierter Form verwendet werden.

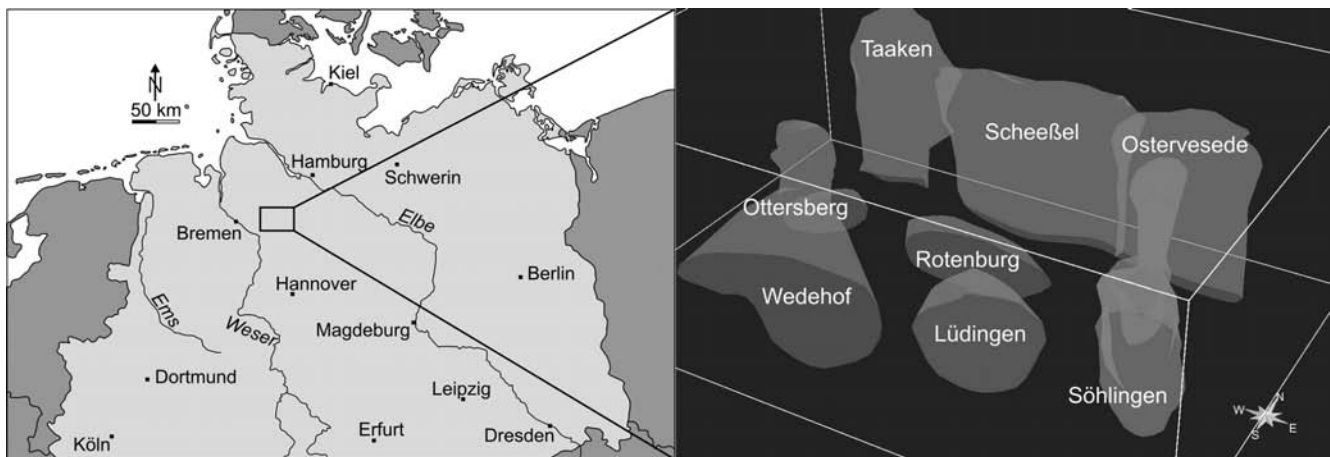
## 2. Geologischer Rahmen

Das Untersuchungsgebiet liegt ca. 30 km westlich von Bremen im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens. Das Be-

cken ist mit bis zu 8 km mächtigen Schichtenfolgen gefüllt, die vom Perm bis ins Quartär reichen. Die ältesten salinaren Sedimente haben sich im Rotliegend abgelagert. Neben den Evaporiten des Zechstein, die die größte räumliche Verbreitung haben, kam es untergeordnet außerdem im Röt, im Mittleren Muschelkalk, im Keuper und im Oberjura zur Ablagerung salinärer Sedimente (Jaritz 1973). Die zyklisch abgelagerten Salzgesteine des Zechstein erreichen im östlichen Teil des Norddeutschen Beckens Schichtmächtigkeiten bis zu 3 km (Vosteen et al. 2004). Halokinetische Bewegungen führten ab der Trias zur Bildung von etwa 200 deutlich wahrnehmbaren Salzstrukturen (Henningsen & Katzung 2002). Diese Strukturen sind als rundliche Diapire, gestreckte Salzstöcke und Salzmauern ausgebildet und prägen den tiefen Untergrund des gesamten Norddeutschen Beckens. Da sie auch für die Exploration von Kohlenwasserstoffen aufgrund der Ausbildung von strukturellen Erdölfällen von Interesse sind, sind sie vergleichsweise gut erkundet.

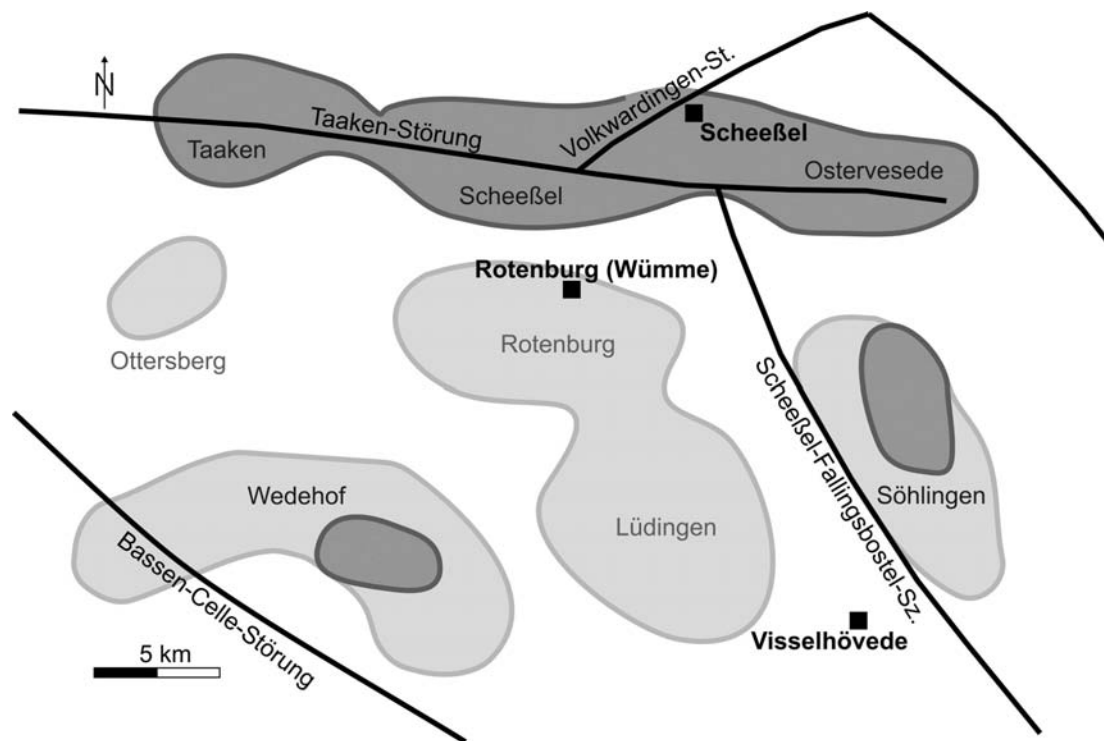
Die Salzstrukturen im Untersuchungsgebiet sind aus Zechstein-Salinar aufgebaut. Die Initiierung halokinetischer Bewegungen kann auf unterschiedliche Faktoren wie Salinarmächtigkeit, Deckgebirgsmächtigkeit, Inhomogenitäten im Deckgebirge oder Tektonik zurückgeführt werden. Für die Entstehung von Salzkissen und Salzstöcken werden häufig Mindestmächtigkeiten des Salinars von >300 m und Deckgebirgsmächtigkeiten von >1000 m gefordert (Trusheim 1957). Diese Werte werden im vorliegenden Fall deutlich überschritten. Häufig wird die Entstehung halokinetischer Strukturen mit Störungen in präsalinaren Schichten in Verbindung gebracht, wie sie auch im Untersuchungsgebiet vorliegen (Abb. 2). Ob das Vorhandensein derartiger Sockelstörungen für diese Strukturbildung zwingend notwendig ist, wird allerdings kontrovers diskutiert (Schachl 1987, Kossov et al. 2000).

Im Zuge einer Salzkissenbildung entstehen durch Salzabwanderung Bereiche stärkerer Absenkung, die von Trusheim (1957) als „primäre Randsenken“ bezeichnet werden und durch höhere Schichtmächtigkeiten gekennzeichnet sind. Beim weiteren Aufstieg des Salzes werden die Deck-



**Abb. 1:** Lage und dreidimensionale Darstellung der Salzstrukturen im Untersuchungsgebiet.

**Fig. 1:** Location and three-dimensional construction of the salt structures in the study area.



**Abb. 2:** Sockelstörungen und Begrenzungen der Salzstrukturen im Untersuchungsgebiet. Schwarz: Sockelstörung; dunkelgrau: Salzstock; hellgrau: Salzkissen (nach Baldschuhn et al. 2001).

**Fig. 2:** Basement faults and boundaries of the salt structures in the study area. Black: Basement fault; dark grey: salt diapir; light grey: salt pillow (after Baldschuhn et al. 2001).

schichten durchbrochen und die Struktur geht in das Diapirstadium über. In dieser Phase entstehen die sekundären Randsenken, deren Trogachse näher am Salzstock liegt. Die Untersuchung des geothermischen Potenzials dieser Randsenken ist Ziel einer weiteren, noch nicht abgeschlossenen Studie.

### 3. Theoretische Grundlagen und Methodik

Geothermische Energie ist die in Form von Wärme gespeicherte Energie unterhalb der Oberfläche der festen Erde (Verein Deutscher Ingenieure 2001). Die Erdwärme setzt sich hauptsächlich aus der Wärme der radioaktiven Zerfallsprozesse in der Erdkruste und aus der Restwärme der Erdentstehung zusammen. Der resultierende Wärmestrom zur Erdoberfläche liegt im Durchschnitt bei etwa  $63 \text{ mW/m}^2$  (u. a. Kaltschmitt et al. 1999).

In der kontinentalen Kruste erfolgt die Wärmeübertragung hauptsächlich durch Konduktion. Dieser Transport von Energie ist abhängig von der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine im Untergrund, die aufgrund von chemisch-mineralogischen und textuellen Unterschieden variiert. In Tabelle 1 sind mittlere Wärmeleitfähigkeiten für unterschiedliche Gesteine aufgelistet. Häufig werden jedoch große Spannweiten von Wärmeleitfähigkeitswerten bei gleicher Lithologie beobachtet.

Das Norddeutsche Becken ist durch erhöhte Temperaturen im Untergrund gekennzeichnet. Schulz & Röhling (2000) ermittelten für den Untergrund Nordwestdeutschlands einen Temperaturgradienten von  $34 \text{ }^\circ\text{C/km}$ . Im Rahmen des GeneSys-Projekts der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) und des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG) wurde ein Temperaturprofil in der Bohrung Horstberg Z1 aufgenommen, die etwa 50 km östlich des Untersuchungsgebietes liegt. Die Messungen bestätigen einen erhöhten geothermischen Gradienten von 35 bis  $40 \text{ }^\circ\text{C/km}$ .

Aus verschiedenen Studien ist bekannt, dass die gut Wärme leitenden Salzstrukturen im Untergrund das Temperaturfeld beeinflussen (z. B. Selig & Wallick 1966, Jensen 1983, Lerche & Petersen 1995). Die Region um Rotenburg (Wümm) wurde ausgewählt, um das geothermische Potenzial von Salzstrukturen zu untersuchen, da hier eine hohe Dichte an Temperaturmessungen in und um Salzstöcke und Salzkissen im Fachinformationssystem Geophysik des LIAG zur Verfügung steht. Bei den verwendeten Temperaturdaten handelt es sich größtenteils um Datensätze, die im Rahmen der Kohlenwasserstoffexploration gewonnen wurden.

Die insgesamt 353 Temperaturdaten stammen aus 70 Bohrungen. Es handelt sich einerseits um 54 Messwerte aus Temperaturprofilen (Log-Messungen), andererseits um 299 Temperaturmessungen aus verschiedenen Teufenlagen (BHT – Bottom Hole Temperature; Tab. 2). Die BHT-Daten reprä-

**Tab. 1:** Wärmeleitfähigkeiten der Gesteine des Norddeutschen Beckens (nach Ondrak et al. 1999).**Tab. 1:** Thermal conductivities of rocks in the North German Basin (after Ondrak et al. 1999).

Stratigraphische Einheit		Lithologie	Mittlere Wärmeleitfähigkeit in W/m*K)
Känozoikum		Sand-, Silt-, Schieferntonstein-Wechselagerung	1,5
Kreide	Oberkreide	Kalkstein, kreidig	1,9
	Unterkreide	Schieferntonstein mit Sand und Silt	2,0
Jura		Schieferntonstein mit Sand, Silt und Mergel	2,0
Trias	Keuper	Schieferntonstein mit Silt und Gips	2,3
	Muschelkalk	Kalkstein	1,9
	Buntsandstein	Siltstein mit Sand, Ton und Evaporiten	2,0
Oberes Perm	Zechstein	Steinsalz	3,5
Unteres Perm: Rotliegend	Elbe-Subgruppe	Schieferntonstein und Siltsteine	1,8
	Mirow-Formation	Siltsteine und Schieferntonsteine	2,1
	Parchim-Formation u. sedimentäres Autun	Siltstein/ Schieferntonstein	2,4
Permokarbon	Vulkanite	Rhyolithe und Andesite	2,5
Präperm		hoch kompakte Klasten, Metamorphite	2,7
Obere Kruste		granitisch	2,7
Untere Kruste		mafisch	2,4
Oberer Mantel		ultramafisch	2,3

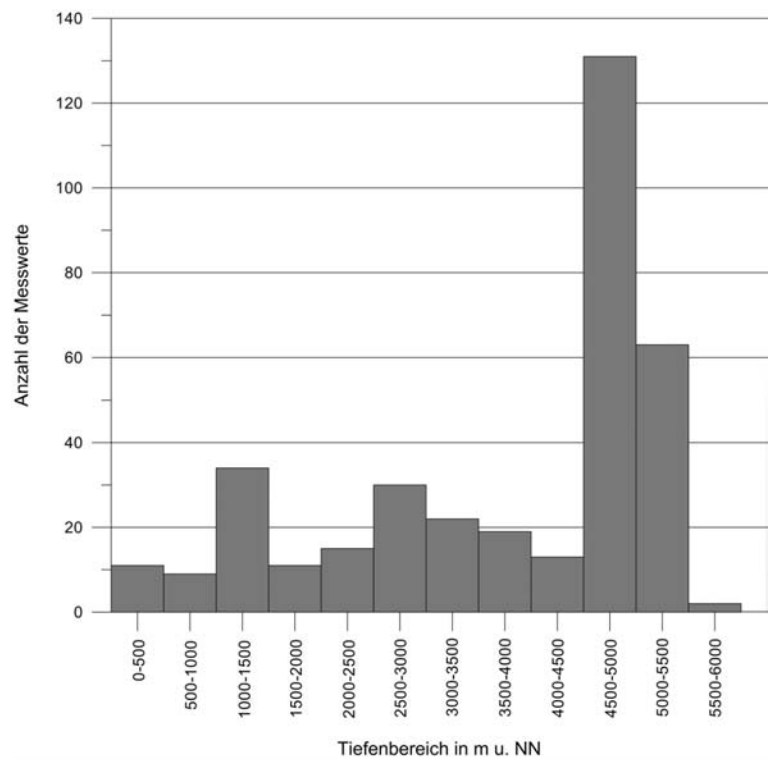
sentieren die Temperatur der Bohrspülung zur Zeit der Messung. Da diese Werte generell unter den realen Gebirgstemperaturen liegen (Deming 1989), muss bei nicht ausreichender Standzeit eine Korrektur vorgenommen werden. Die Korrektur wurde bereits vom LIAG durchgeführt. In Abhängigkeit von der Standzeit, der Spüldauer und der Anzahl der für jede Tiefe zur Verfügung stehenden Temperaturwerte wurden verschiedene Korrekturverfahren angewendet (Schulz & Schellschmidt 1991, Schulz et al. 1992): 1. Die Annahme einer „kontinuierlichen Linienquelle“ (Horner 1951), 2. Eine „Explosionslinienquelle“ (Lachenbruch & Brewer 1959), 3. Der „Explosionszylinderquellenansatz“ (Leblanc et al. 1982) und 4. der „Zylinderquellenansatz“

(Middleton 1982). Als Parameter fließen neben den gemessenen BHTs die Temperatur der Spülung am Ende des Bohrvorganges, der Bohrlochradius, die Temperaturleitfähigkeit des Gesteins, die Zeit seit Spülungsstillstand, die Wärmemenge einer Linienquelle je Längeneinheit / je Längen- und Zeiteinheit, die Wärmeleitfähigkeit des Gesteins und die Zeit des Spülungsumlaufes in die Berechnungen mit ein. Bei der Korrektur von einfachen BHT-Werten müssen statistische Parameter aus nahe gelegenen Bohrungen mit höherem Informationsgehalt ermittelt werden.

Insgesamt 185 Messwerte liegen innerhalb oder unmittelbar über Salzstrukturen, 168 Temperaturwerte wurden in der näheren Umgebung gemessen. Die Datendichte im Osten und

**Tab. 2:** Messverfahren und Anzahl der verwendeten Temperaturdaten.**Tab. 2:** Measuring method and number of used temperature data.

Beschreibung	Anzahl
BHT-Messungen mit 1 Wert, Standzeit (Zeit nach Ende des Bohrvorgangs) und Bohrlochradius	150
BHT-Messungen mit 1 Wert, weder Standzeit noch Bohrlochradius gegeben	6
BHT-Messungen mit 1 Wert, nur Bohrlochradius gegeben	4
BHT-Messungen mit 1 Wert, nur Standzeit gegeben	15
BHT-Messungen mit 2 Werten	123
BHT-Messungen mit mehr als 2 Werten	1
Log-Messungen, Fördertests, Bergwerk, Lagerstätten und Tunnelmessungen	54



**Abb. 3:** Tiefenverteilung der Temperaturmesswerte.

**Fig. 3:** Vertical distribution of temperature data.

Norden des Untersuchungsgebietes ist hoch, während im Nordosten, im Süden und im Westen nur wenige Messwerte vorliegen. Die Temperaturen wurden in Tiefen zwischen 50 und 5736 m gemessen. 54 % der Werte wurden zwischen 4500 und 5500 m ermittelt (Abb. 3). Die gemessenen Temperaturen umfassen eine Spanne von 10 bis 186,3 °C.

Die Auswertung der Temperaturmessungen erfolgt anhand von Temperatur-Tiefen-Diagrammen und Temperaturprofilen. Für die Schnittdarstellung wird das Programm GoCad (Paradigm) verwendet.

Zur Darstellung in Temperatur-Tiefen-Diagrammen werden die Bohrungen den verschiedenen Salzstrukturen zugeteilt. Für jede Struktur wird ein Temperatur-Tiefen-Diagramm erstellt, wobei die Messwerte entweder der jeweiligen Salzstruktur oder ihrer näheren Umgebung zugeordnet werden. Mit den Messwerten der näheren Umgebung wird eine lineare Regression durchgeführt. Es wird davon ausgegangen, dass die Regressionsgerade in etwa dem lokalen geothermischen Gradienten entspricht. Die Messwerte, die in, über oder unter einer Salzstruktur liegen, können nicht durch eine Regressionsgerade beschrieben werden, da das Salz das Temperaturbild in diesen Bereichen beeinträchtigt. Um diesen Einfluss möglichst genau zu ermitteln, werden diese Messwerte 1000-Meter-Intervallen zugeteilt (0 bis 1000 m, 1000 bis 2000 m usw.). Die Mittelwerte können in dem jeweiligen Diagramm zu einer Kurve verbunden werden, die dem geothermischen Gradienten in der Salzstruktur entspricht. Bei nur einem Messwert in einem Intervall wird dieser mit der Kurve verbunden. Liegt kein Messwert für ein 1000-m-Intervall vor, wird die Kurve mit dem Mittelwert des nächsten Intervalls verbunden. Mithilfe dieser Kurve ist

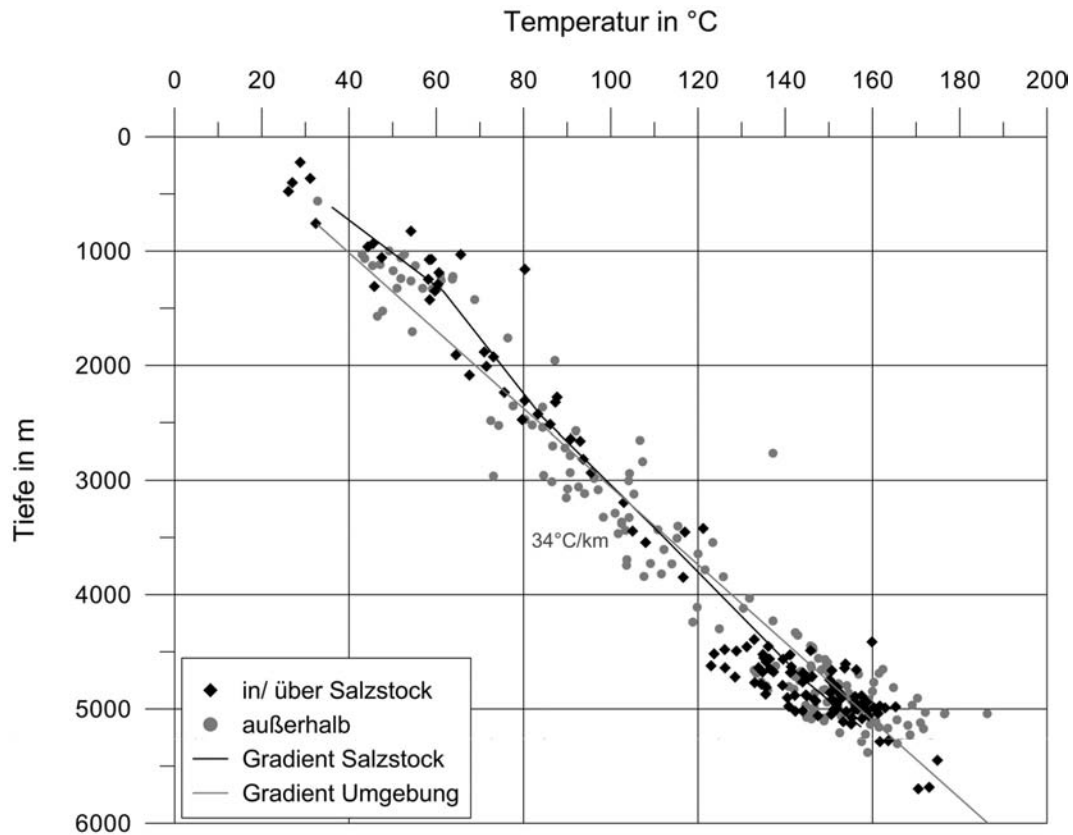
es möglich, den geothermischen Gradienten in einer Salzstruktur direkt mit dem lokalen geothermischen Gradienten außerhalb der Salzstruktur zu vergleichen.

Die Strukturkarten aus dem Geotektonischen Atlas von Baldschuh et al. (2001) bilden die Grundlage für eine 3-dimensionale Darstellung der Salzstrukturen mit GoCad. Damit ist es möglich, die Salzstock- und Salzkissenbegrenzungen der einzelnen Strukturen zu erzeugen. Anschließend wird für jede Bohrung eine Temperaturkurve durch lineare Interpolation ermittelt. Die Temperaturen und ihre Tiefenverteilungen in den einzelnen Bohrungen werden abgegriffen und wiederum durch lineare Interpolation zu Isothermen verbunden. Mithilfe der dreidimensionalen Visualisierung ist es möglich, geeignete Schnittlagen durch die Salzstrukturen festzulegen.

## 4. Ergebnisse

### 4.1 Temperaturverteilung an Salzstöcken

Neben der Analyse einzelner Salzstrukturen wurden die Gesamtdatensätze für die Bereiche von Salzstöcken und Salzkissen jeweils getrennt betrachtet. Für die Salzstöcke im Projektgebiet können deutliche positive Temperaturanomalien über bzw. in den oberen Bereichen der Strukturen bis in eine Tiefe von etwa 2500 m nachgewiesen werden (Abb. 4). Zwischen 2500 und 3500 m gleichen sich die Werte an. Unterhalb von ca. 3500 m kehrt sich der Trend um, d. h., es entwickelt sich eine negative Temperaturanomalie. Die Temperaturen liegen mehr oder weniger deutlich unter den Normalwerten. Der Gradient in der Umgebung beträgt 34 °C/km.



**Abb. 4:** Messwerte im Bereich von Salzstöcken für das gesamte Untersuchungsgebiet. Schwarz: Messwert liegt in bzw. über einem Salzstock; grau: Messwert liegt außerhalb einer Salzstruktur.

**Fig. 4:** Values in the range of salt diapirs (total study area). Black: value is measured in or above a salt diapir; grey: value is measured in the surrounding rocks.

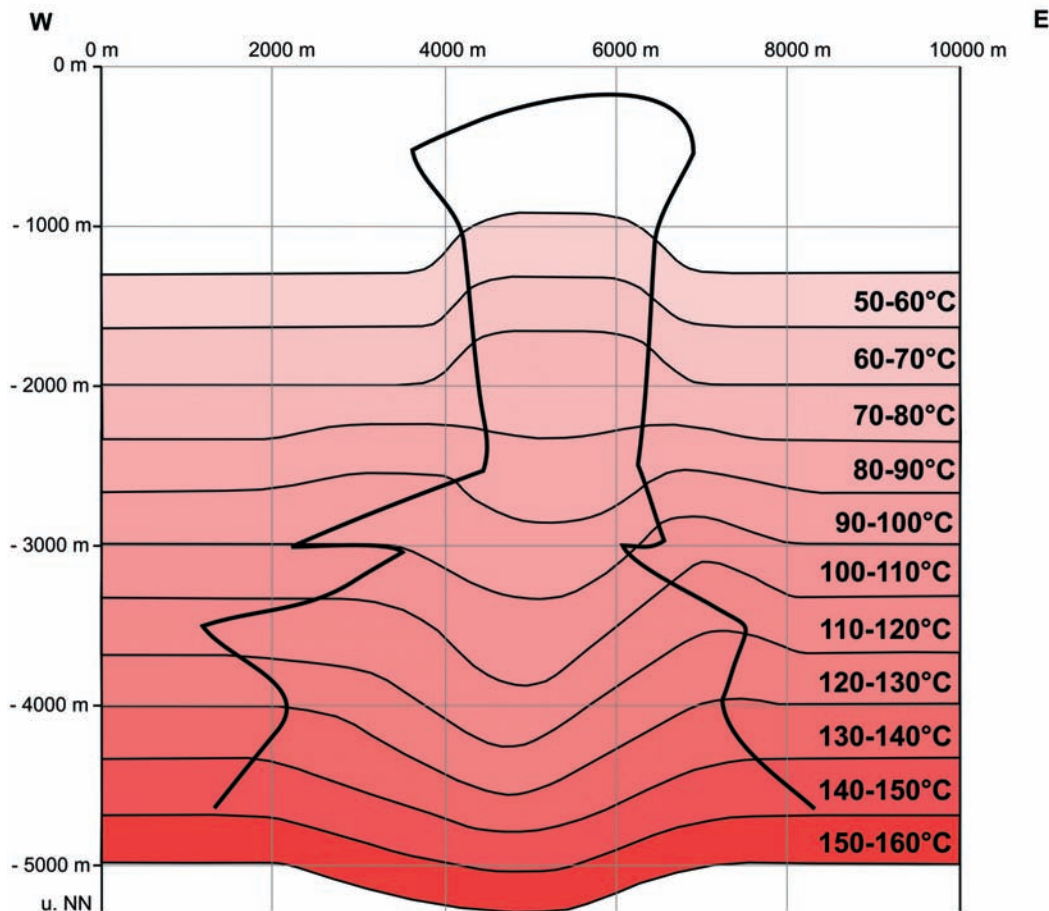
Die Anomalien sind im zentralen Bereich der Salzstöcke am stärksten ausgebildet. Die maximale positive Temperaturanomalie im Untersuchungsgebiet beträgt etwa 24 °C (Tab. 3). Im Durchschnitt sind die Temperaturen in bzw. über den Salzstrukturen um etwa 10 bis 15 °C erhöht. Jensen (1983) berechnete mithilfe eines numerischen Modells für den Salzstock Vejrum in Dänemark eine positive

Temperaturanomalie, die in derselben Größenordnung liegt. Es deutet sich an, dass der Betrag der positiven Temperaturanomalie mit der Mächtigkeit des Deckgebirges korreliert. Im Salzstock Scheeßel wird z. B. bei einer etwa 1000 m mächtigen Überdeckung der erwähnte Maximalwert von 24 °C erreicht. Beim Salzstock Wedehof hingegen, dessen Deckgebirge nur etwa 200 m mächtig ist, be-

**Tab. 3:** Deckgebirgsmächtigkeiten, maximale positive und maximale negative Temperaturanomalien im Untersuchungsgebiet.

**Tab. 3:** Thickness of overlying strata, maximum positive and negative thermal anomaly in the study area.

Salzstruktur	Typ	Max. positive Temperaturanomalie in °C	Max. negative Temperaturanomalie in °C	Mächtigkeit des Deckgebirges in m
Taaken	Salzstock	12	11	270
Scheeßel	Salzstock	24	6	1000
Wedehof	Salzstock	6	–	200
Rotenburg	Salzkissen	22	9	3800
Lüdingen	Salzkissen	15	9	2800
Ostervesede	Salzstock	27 (nur 1 Wert)	11	350
Söhlingen	Salzstock	13	10	150



**Abb. 5:** Idealisiertes Temperaturfeld des Salzstocks Söhlingen. Der Salzstockumriss (schwarze Linie) wurde mithilfe der Strukturkarten aus dem Geotektonischen Atlas (Baldschuhn et al. 2001) konstruiert. Der Salzstock fungiert als Kanal für den vertikalen Wärmetransport, wobei der größte Wärmefluss im Zentrum des Salzstocks zu verzeichnen ist.

**Fig. 5:** Idealised temperature field of the Söhlingen salt diapir. The contour (black line) was constructed with the help of the isobaths of the geotectonic atlas (Baldschuhn et al. 2001). The diapir acts as a channel for vertical heat transport with the highest heat flow in the centre.

trägt die Temperaturerhöhung nur ca. 6 °C über dem Normalwert.

Im Gegensatz zu den anderen Salzstöcken zeigen die Isothermen im östlichen Randbereich des Salzstocks Söhlingen noch bis in Tiefen von 4000 m eine positive Temperaturanomalie an (Abb. 5). Diese Temperaturverteilung kann verschiedene Ursachen haben. Zum Beispiel wird das Temperaturfeld am Rand einer Salzstruktur durch die starken Differenzen der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine an der Grenzfläche beeinflusst (Yu et al. 1992). Auch ein verstärkter Wärmefluss aus dem Kissenfuß in die darüber liegenden Sedimente mit deutlich niedrigeren Wärmeleitfähigkeiten ist denkbar. Selig & Wallick (1966) berechneten für eine zylinderförmige Salzstruktur eine drastische Temperaturzunahme in der Nähe der Grenzfläche Salz/Sediment. Diese Temperaturanomalie kann nach Meinung der Autoren auf eine sehr junge Salzbewegung hinweisen.

Ab ca. 2500 m Tiefe ist am Salzstock Söhlingen eine deutliche Temperatursenke zu beobachten. Die negative

Temperaturanomalie ist im zentralen Teil des Salzstocks am deutlichsten ausgebildet. Diese Beobachtungen stimmen mit den Messungen und Berechnungen des geothermischen Feldes des Salzstocks Benthe überein (Giesel & Holz 1970). Im Durchschnitt liegen die Temperaturen in den Salzstrukturen im basalen Bereich etwa 4 °C unter den erwarteten Normalwerten. Rodon et al. (2006) berechneten für den Salzstock Büsum eine negative Temperaturanomalie von -12 °C in 5000 m Tiefe. Jensen (1983) ermittelte für den Salzstock Vejrum eine negative Temperaturanomalie von -20 °C an der Basis des Salzstocks. Ursachen für diese unterschiedlichen Werte können z. B. die Geometrie der Salzstrukturen, unterschiedliche Salzmächtigkeiten, der interne strukturelle Aufbau eines Salzstocks oder unterschiedliche Lithologien von Salinar und nicht salinaren Gesteinen sein. Gegebenenfalls könnten auch die unterschiedlichen Untersuchungsmethoden zu abweichenden Ergebnissen führen, da Jensen (1983) mit einem numerischen Modell arbeitet und in diesem Modell die unter-

schiedlichen Wärmeleitfähigkeiten starke Berücksichtigung finden.

Etwa bei der Hälfte der Salzstocktiefe zeigen die Isothermen innerhalb und außerhalb der Salzstrukturen einen gleichmäßigen, ungestörten Verlauf. Dieser Bereich liegt bei den untersuchten Strukturen zwischen 2300 und 3500 m. Diese Beobachtung wird durch die Berechnungen von Jensen (1990) bestätigt, der für ein Finite-Differenzen-Modell etwa in der Mitte eines Salzstocks einen Bereich ungestört verlaufender Isothermen berechnet.

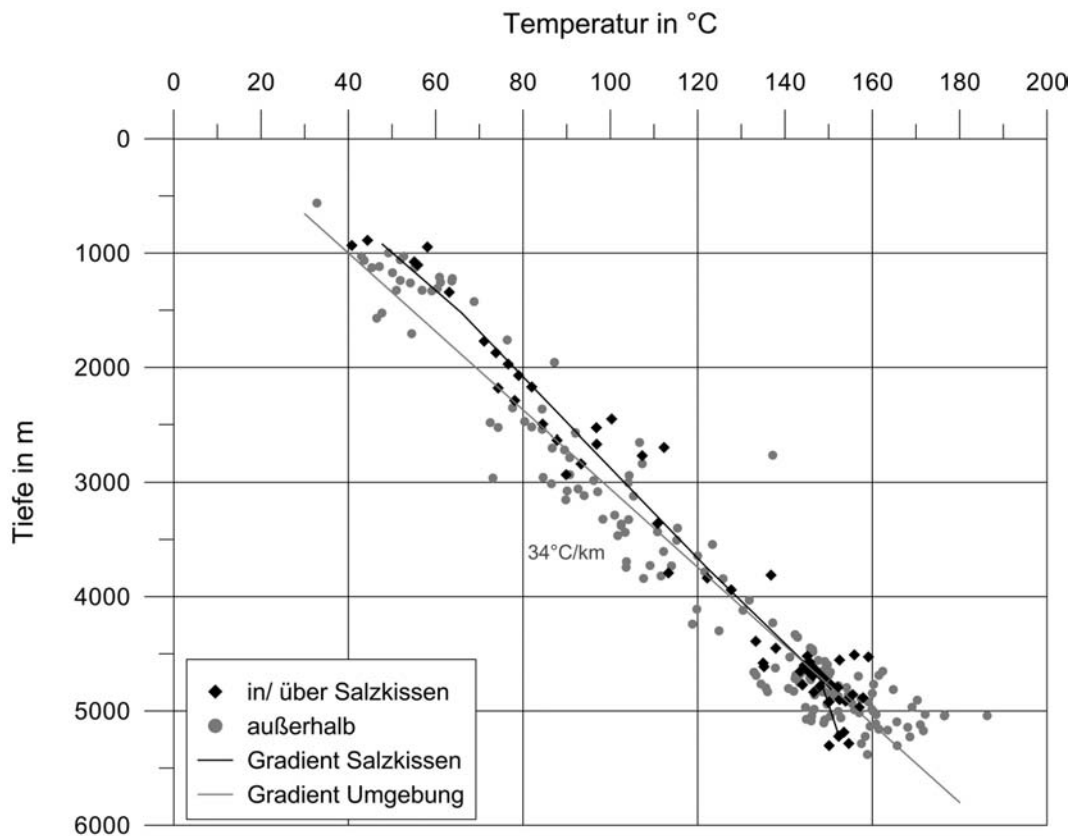
#### 4.2 Temperaturverteilung an Salzkissen

Für die Salzkissen zeichnet sich ein ähnliches Bild ab. Die Temperaturen sind in bzw. über den Strukturen bis in eine Tiefe von etwa 4000 m deutlich erhöht (Abb. 6). Die maximale positive Temperaturanomalie beträgt 22 °C. Im Durchschnitt liegen die Temperaturen etwa 10 °C über der Normaltemperatur. Lerche & Petersen (1995) berechnen mit einem Finite-Differenzen-Modell für ein 2000 m mächtiges Salzkissen eine positive Temperaturanomalie in derselben Größenordnung am Top des Salzkissens. An der Basis können negative Temperaturanomalien von bis zu -9 °C beobachtet werden.

Im Vergleich zu den vorher beschriebenen Salzstöcken ist die Aufwölbung der Isothermen über dem Salzkissen Rotenburg auffallend stark ausgeprägt. Am Salzkissen Lüdigen ist eine ähnlich stark ausgeprägte Anomalie nicht zu beobachten, was aber auch durch eine nicht ausreichende Anzahl von Messwerten bedingt sein kann. Eine deutlich ausgeprägte positive Temperaturanomalie ist wahrscheinlich auf die Konfiguration des Deckgebirges zurückzuführen. Die Salzkissen werden im Gegensatz zu den Salzstöcken von Sedimenten der Trias, der Kreide und des Känozoikum überlagert. Diese Ablagerungen, besonders die des Oberen Buntsandstein, des Muschelkalk und der Oberkreide, die über den beiden Salzkissen eine große Mächtigkeit erreichen, haben im Vergleich zum Zechsteinsalz eine deutlich geringere Wärmeleitfähigkeit. Diese geologischen Gegebenheiten verursachen möglicherweise einen „Wärmestau“ und die damit verbundenen deutlich erhöhten Temperaturen (Abb. 7).

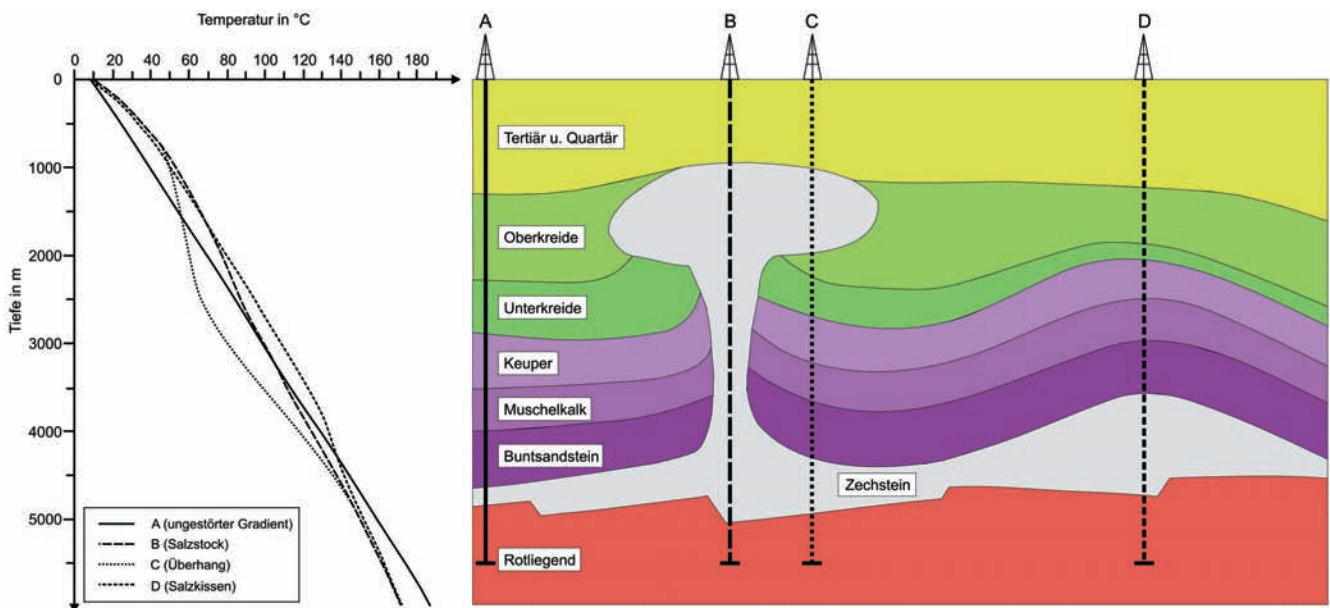
#### 4.3 Überhänge und Randsenken

Mächtigkeit und Größe der Überhänge haben einen Einfluss auf die Temperaturverteilung in den Randsenken eines Salzstocks. Die Temperaturprofile von Salzstöcken mit



**Abb. 6:** Messwerte im Bereich von Salzkissen für das gesamte Untersuchungsgebiet. Schwarz: Messwert liegt in bzw. über einem Salzkissen; grau: Messwert liegt außerhalb einer Salzstruktur.

**Fig. 6:** Values in the range of salt pillows (total study area). Black: value is measured in or above a salt pillow; grey: value is measured in the surrounding rocks.



**Abb. 7:** Vergleich der theoretischen Temperaturgradienten: A = ungestörter geothermischer Gradienten, B = Salzstock, C = großer Überhang und D = Salzklissen.

**Fig. 7:** Comparison of the theoretical thermal gradients: A = normal geothermal gradient, B = salt diapir, C = thick overhang and D = salt pillow.

großen Überhängen zeigen unter diesen negative Temperaturanomalien. So werden zum Beispiel unter den Überhängen des Salzstocks Taaken negative Temperaturanomalien von über  $-20\text{ °C}$  beobachtet. Diese Beobachtungen werden von den Berechnungen von Lerche & Petersen (1995) bestätigt und sind auf die Fokussierung und damit der Ableitung der Wärme aus den Randsenken zurückzuführen. Durch eine noch nicht abgeschlossene quantitative Auswertung von über 1000 Temperaturdaten sollen die Temperaturverhältnisse im Randbereich von Salzstöcken näher analysiert werden.

## 5. Diskussion

Die Datengrundlage der vorliegenden Arbeit bilden 353 BHT- und Log-Messungen aus 70 Bohrungen. Die BHT-Messungen wurden bereits vom LIAG korrigiert. Für die Log-Messungen wird seitens des LIAG angenommen, dass sie die tatsächlichen Formationstemperaturen repräsentieren.

Nach Meinung verschiedener Autoren unterschätzen korrigierte BHTs die tatsächliche Gebirgstemperatur beträchtlich (Deming 1989, Förster 2001, Lotz 2004). Falls die realen Gebirgstemperaturen höher sind als die verwendeten Werte, würde sich dies positiv auf das geothermische Nutzungspotenzial auswirken.

Die Temperaturdaten sind ungleichmäßig auf die verschiedenen Tiefenbereiche verteilt. Die höchste Datendichte liegt für den Bereich zwischen 4500 und 5500 m unter NN vor, womit für diesen Bereich präzise Aussagen getroffen werden können. Die Datenmenge kann für den Bereich

$<1000\text{ m}$  nicht als ausreichend angesehen werden, um eine planungsrelevante Datengrundlage darzustellen.

Grundwasser kann einen entscheidenden Einfluss auf die Temperaturverteilung haben, wie es bereits am Salzstock Gorleben beobachtet wurde. Die Wahrscheinlichkeit einer Grundwasserbeeinflussung steigt dabei mit abnehmender Mächtigkeit des Deckgebirges (Jensen 1983). Ein starker Grundwasserstrom führt in der gesättigten Zone dazu, dass die aus den Salzstöcken entweichende Wärme schneller transportiert wird als in Schichten ohne nennenswerten Grundwasserstrom.

Die geringmächtige sedimentäre Überdeckung der Salzstöcke Wedehof und Söhlingen wird durch die gut wasser-durchlässigen quartärzeitlichen Schichten gebildet. An diesen Strukturen ist somit ein Einfluss des Grundwassers auf das Temperaturfeld wahrscheinlich.

## 6. Schlussfolgerungen

Das Salz hat einen entscheidenden Einfluss auf die Temperaturverteilung im Untergrund. Der aus der Tiefe kommende Wärmestrom wird in den Salzstrukturen fokussiert und führt in den Dachbereichen und Deckschichten zu erhöhten Temperaturen. Deckschichten mit geringerer Wärmeleitfähigkeit bewirken hierbei einen Wärmestau. Demgegenüber entstehen an der Basis der Strukturen Temperatursenken, da hier die Wärme abgeleitet wird.

Im Bereich der Salzstöcke ist bis in eine Tiefe von etwa 2500 m mit deutlich erhöhten Temperaturen zu rechnen, was bei einer Erschließung zu erheblich reduzierten Bohrtiefen führen würde. Es ist zu erwarten, dass sich die positiven

Temperaturanomalien bis in die quartärzeitlichen Schichten abzeichnen. Hieraus könnte sich bei einem ausreichend großen Grundwasserfluss auch ein deutlicher Standortvorteil für die oberflächennahe Geothermie ergeben, da fließendes Grundwasser für eine schnelle Nachlieferung der Wärme sorgt und sich dies in höheren Entzugsleistungen für eine Erdwärmennutzung widerspiegeln sollte.

Das erhöhte Temperaturpotenzial über und in den oberen Bereichen von Salzstöcken kann mit geschlossenen Systemen, d. h. oberflächennahen, mitteltiefen oder tiefen Erdwärmesonden erschlossen werden.

Im Bereich von tief liegenden Salzkissen ist bis in Tiefen von etwa 4000 m mit deutlich erhöhten Temperaturen zu rechnen. Über diesen Strukturen bilden neben den quartärzeitlichen Schichten auch meso- und känozoische Gesteine das Deckgebirge. Damit ergeben sich auch Möglichkeiten für eine hydrogeothermische Erschließung über Dubletten. Die sandigen potenziellen Speichergesteine des Mittleren Buntsandstein, Rhät und der Unterkreide kommen hierfür zum Beispiel in Frage. Das Vorhandensein von Scheitelverwerfungen über den Salzkissen kann sich zusätzlich positiv auf die Durchlässigkeiten auswirken. Generell kommen bei tief liegenden Salzkissen sowohl geschlossene als auch offene Systeme für eine geothermische Erschließung des erhöhten Temperaturpotenzials in Frage.

Salzstöcke und Salzkissen bieten für eine geothermische Erschließung bis in eine Tiefe von rund 2500 bzw. 4000 m Standortvorteile bezüglich ihres Temperaturpotenzials (vgl. Abb. 7). Aufgrund der genannten Tiefenbegrenzung der positiven Temperaturanomalien wird in der Regel aber nur eine Erschließung zur Wärmeabgewinnung in Betracht kommen. Temperaturen, die eine Stromgewinnung ermöglichen, sind nur in Ausnahmefällen zu erwarten, z. B. bei einer Dubletten-Erschließung der Gesteine des Mittleren Buntsandstein über einem tief liegenden Salzkissen. Für eine wirtschaftliche Umsetzung ist jedoch grundsätzlich aus ökologischen, ökonomischen und politischen Gründen das Vorhandensein einer Wärme-Abnahmestruktur in unmittelbarer Nähe notwendig. Sind diese Voraussetzungen gegeben, sollten die Möglichkeiten einer geothermischen Nutzung unbedingt geprüft werden.

## 7. Danksagung

Wir bedanken uns beim Wirtschaftsverband Erdöl- und Erdgasgewinnung (WEG) für die Bereitstellung der Temperaturdaten. Besonderer Dank gilt Janine Meinsen vom Institut für Geologie der Leibniz-Universität Hannover für die wertvolle fachliche Unterstützung bei der Bearbeitung mit dem Programm GoCad. Ingrid Stober und Hans-Jürgen Gursky danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die Verbesserungsvorschläge. Ebenso bedanken wir uns bei Sonja Nowag, Nina Matthias, Ralf Ronschke und Jens Steffahn (GeoDienste GmbH) für die zahlreichen Diskussionen und Vorschläge.

## 8. Schriftenverzeichnis

- Baldschuhn, R., Binot, F., Fleig, S. & Kockel, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. – Geol. Jb., A 153: 88 S., 3 CD-ROMs, Stuttgart (Schweizerbart; in Komm.).
- Deming, D. (1989): Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies. – *Geothermics*, 18: 775–786, Pisa (Pergamon).
- Förster, A. (2001): Analysis of borehole temperature data in the Northeast German Basin: continuous logs versus bottom-hole temperatures. – *Petroleum Geosci.*, 7: 241–254, Bath (Geol. Soc. Publ. House).
- Giesel, W. & Holz, A. (1970): Das anomale geothermische Feld in Salzstöcken – Quantitative Deutung an einem Beispiel. – *Kali Steinsalz*, 5: 272–274, Berlin (Verb. Kali- u. Salzind.).
- Henningsen, D. & Katzung, G. (2002): Einführung in die Geologie Deutschlands: 214 S., Heidelberg (Spektrum Akad. Verl.).
- Horner, D. (1951): Pressure build-up in wells. – *Proc. 3rd World Petroleum Congress*, 34: 316.
- Jaritz, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. – *Geol. Jb.*, A 10: 77 S., Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.).
- Jensen, P.K. (1983): Calculations on the thermal conditions around a salt diapir. – *Geophys. Prospect.*, 31: 481–489, Oxford (Blackwell).
- Jensen, P.K. (1990): Analysis of the temperature field around salt diapirs. – *Geothermics*, 19: 273–283, Pisa (Pergamon).
- Kaltschmitt, M., Huenges, E. & Wolff, H. (Hrsg.) (1999): Energie aus Erdwärme – Geologie, Technik und Energiewirtschaft: 265 S., Stuttgart (Dt. Verl. Grundstoffind.).
- Kossow, D., Krawczyk, C., McCann, T., Strecker, M. & Negen-dank, J.F.W. (2000): Style and evolution of salt pillows and related structures in the northern part of the Northeast German Basin. – *Int. J. Earth Sci.*, 89: 652–664, Berlin (Springer).
- Kühne, K., Maul, A.-A. & Gorling, L. (2003): Aufbau eines Fachinformationssystem Geophysik. – *Z. angew. Geol.*, 49 (2): 48–53, Stuttgart (Schweizerbart).
- Lachenbruch, A. & Brewer, M. (1959): Dissipation of the temperature effect of drilling a well in arctic Alaska. – *U.S. Geol. Survey, Bull.*, 1083C: 73–109, Washington D. C. (U.S. Gov. Print. Off.).
- Leblanc, Y., Lam, H.-L., Pascoe, L.J. & Jones, F.W. (1982): A comparison of two methods of estimating static formation temperature from well logs. – *Geophys. Prospect.*, 30: 348–357, Oxford (Blackwell).
- Lerche, I. & Petersen, K. (1995): Salt and sediment dynamics: 322 S., Boca Raton (CRC Press).
- Lotz, B. (2004): Neubewertung des rezenten Wärmestroms im Nordostdeutschen Becken. – *Diss.*, Freie Univ. Berlin: 228 S., Berlin.
- Middleton, M.F. (1982): Bottom-hole temperature stabilization with continued circulation of drilling mud. – *Geophysics*, 47: 1716–1723, Tulsa (OK) (Soc. Explor. Geophys.).
- Ondrak, R., Klesper, C., Förster, A. & Scheck, M. (1999): Das 3D-Temperaturfeld des Nordostdeutschen Beckens – Vergleiche zwischen Bohrlochmessungen und einem 3-D Modell des konduktiven Wärmetransports. – *Terra Nostra*, 3: 33–37, Berlin (Geo Union Alfred-Wegener-Stiftung).
- Rodon, S., Littke, R. & Nelskamp, S. (2006): Thermal and maturity history of sedimentary rocks in the vicinity of salt structures – a numerical modelling study in the North German Basin. – *Geophys. Research Abstr.*, 8, 02346, Katlenburg-Lindau (Copernicus).

- Schachl, E. (1987): Kali- und Steinsalzbergwerk Niedersachsen-Riedel der Kali und Salz AG, Schachanlage Riedel. – Zechsteinstratigraphie und Innenbau des Salzstockes von Wathlingen-Hänigsen. – Int. Symp. Zechstein 87, Exk.-Fü.: 69–100, Wiesbaden.
- Schulz, R. & Röhling, H.-G. (2000): Geothermische Ressourcen in Nordwestdeutschland. – Z. angew. Geol., 46: 122–129, Stuttgart (Schweizerbart).
- Schulz, R. & Schellschmidt, R. (1991): Das Temperaturfeld im südlichen Oberrheingraben. – Geol. Jb., E 48: 153–165, Stuttgart (Schweizerbart; in Komm.).
- Schulz, R., Haenel, R. & Kockel, F. (1992): Federal Republic of Germany – west federal states. – In: Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R. & Zui, V. (Hrsg.): Geothermal atlas of Europe: 34–37, Gotha (Geogr.-Karthogr. Anst.).
- Selig, F. & Wallick, G.C. (1966): Temperature distribution in salt domes and surrounding sediments. – Geophysics, 31: 346–361., Tulsa (OK) (Soc. Explor. Geophys.).
- Trusheim, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., 109: 111–151, Hannover (Dt. Geol. Ges.).
- Verein Deutscher Ingenieure (2001): Thermische Nutzung des Untergrundes – Erdgekoppelte Wärmepumpenanlagen. – VDI-Richtlinie (4640), Blatt 1, Düsseldorf.
- Vosteen, H.-D., Rath, V., Schmidt-Mumm, A. & Clauser, C. (2004): The thermal regime of the Northeastern-German Basin from 2-D inversion. – Tectonophysics, 386: 81–95, Amsterdam (Elsevier).
- Yu, Z., Lerche, I. & Lowrie, A. (1992): Thermal impact of salt: simulation of thermal anomalies in the Gulf of Mexico. – Pure Appl. Geophys., 138: 181–192, Basel (Birkhäuser).

Manuskript eingegangen: 10.11.2009

Annahme zur Veröffentlichung: 05.03.2010