

Bayerisches Staatsministerium für
Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie



Bayerischer Geothermieatlas

Hydrothermale Energiegewinnung

Technik – wirtschaftliche Aspekte – Risiken
Hydrothermale Grundwasserleiter in Bayern
Untergrundtemperaturen in Bayern

IMPRESSUM

Herausgeber: Bayerisches Staatsministerium für
Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie
Prinzregentenstraße 28
80538 München

Postanschrift: 80525 München

Tel.: 0 89 / 21 62 – 23 03
0 89 / 21 62 – 01

Fax: 0 89 / 21 62 – 33 26
0 89 / 21 62 – 27 60

E-Mail: info@stmwivt.bayern.de
poststelle@stmwivt.bayern.de

Internet: www.stmwivt.bayern.de

Inhaltliche Konzeption: Dr. Thomas Fritzer, Dr. Erik Settles, Dr. Klaus Dorsch,
Bayerisches Geologisches Landesamt

Kartenerstellung: Dr. Erik Settles, Dr. Klaus Dorsch,
Bayerisches Geologisches Landesamt
Rüdiger Schellschmidt,
Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben,
Hannover

Fachliche Beratung: Dr.-Ing. Peter Seibt, Dr.-Ing. Frank Kabus,
GTN Geothermie Neubrandenburg GmbH
Dr. Achim Schubert, Erdwerk GmbH, München
Univ.-Prof. Dr. Johann E. Goldbrunner, GEOTEAM, Gleisdorf/Austria

Bildnachweis: Titelbild: Benjamin Richter, Rödl & Partner
CD-ROM: SWM Services Energie und Wasser GmbH

Gestaltung und Druck: Druckhaus Kastner, Wolnzach

Stand: 09/2004

Vorwort

Der Anteil der erneuerbaren Energien am Primärenergieverbrauch ist in Bayern bereits gut doppelt so hoch wie im Bundesdurchschnitt. Ziel der Bayerischen Staatsregierung ist, diesen Anteil aus Gründen der Ressourcen- und Umweltschonung Schritt für Schritt weiter zu erhöhen. Dabei ist auch künftig auf einen insgesamt ausgewogenen Energiemix zu achten, der weiterhin eine sichere, kostenverträgliche und möglichst umweltschonende Energieversorgung sicherstellt.

Neben der Nutzung von Wasserkraft, Biomasse, Solar- und Windenergie kommt hierbei auch der Nutzung der Erdwärme eine zunehmende Bedeutung zu. Vor allem im Bereich der Tiefengeothermie weist die Erdwärme im Vergleich zu anderen regenerativen Energieträgern wie beispielsweise Wasser, Sonne oder Wind den Vorteil der ständigen Verfügbarkeit auf – unabhängig von Tages- oder Jahreszeit und Witterung.

In Bayern liegen für eine hydrothermale Energiegewinnung mittels Tiefengeothermie günstige Voraussetzungen vor. Diese Art der Energiegewinnung wurde bislang an mehreren bayerischen Standorten ausschließlich für die Wärmeversorgung genutzt. Hydrothermale Tiefengeothermie ist nunmehr auch für die Stromerzeugung anwendungsreif.

Der Bayerische Geothermieatlas soll eine Hilfestellung für Kommunen, Zweckverbände und private Investoren sein, die sich für hydrothermale Energiegewinnung interessieren. Er enthält detaillierte Karten zur Tiefenlage und Mächtigkeit nutzbarer Lagerstätten-Horizonte sowie Karten zur Temperaturverteilung im Untergrund. Anhand dieser Karten kann der potenzielle Nutzer abschätzen, wo in Bayern günstige Verhältnisse für eine hydrothermale Wärme- oder Stromerzeugung vorliegen und mit welchen Bohrtiefen und Tiefenwasser-Temperaturen zu rechnen ist.

Darüber hinaus informiert der Bayerische Geothermieatlas über die Verfahren zur hydrothermalen Energiegewinnung, er beleuchtet wirtschaftliche Aspekte und Risiken bei der Nutzung der Tiefengeothermie und gibt nicht zuletzt auch nützliche Hinweise zu den Genehmigungsverfahren.



Dr. Otto Wiesheu

Bayerischer Staatsminister
für Wirtschaft, Infrastruktur,
Verkehr und Technologie



Hans Spitzner

Staatssekretär
im Bayerischen Staatsministerium für
Wirtschaft, Infrastruktur,
Verkehr und Technologie

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	7
1.1	Anwendungsbereiche der Geothermie	8
1.2	Arten der geothermischen Energiegewinnung	8
1.2.1	Oberflächennahe Geothermie	9
1.2.2	Tiefe Geothermie	9
1.3	Verfahren zur hydrothermalen Energiegewinnung	10
1.3.1	Bohrtechnik	10
1.3.1.1	Bohrverfahren	10
1.3.1.2	Stimulationsverfahren	12
1.3.1.3	Komplettierung	13
1.3.2	Verfahrenstechnik zur hydrothermalen Wärmegewinnung	14
1.3.3	Verfahrenstechnik zur hydrothermalen Stromerzeugung	14
1.3.4	Verfahrenstechnik zur hydrothermalen Stromerzeugung mit Kraft-Wärme-Kopplung	16
1.3.5	Nutzungsdauer einer hydrothermalen Energiegewinnung	17
1.4	Wirtschaftlichkeitsbetrachtungen zur hydrothermalen Energiegewinnung	18
1.4.1	Bohrkosten	18
1.4.2	Balneologische Nutzung	20
1.4.3	Hydrothermale Wärmegewinnung	20
1.4.4	Hydrothermale Stromerzeugung	25
1.5	Risikobetrachtungen	27
1.5.1	Geologisches Risiko	27
1.5.2	Bohrtechnisches Risiko	27
1.5.3	Anlagentechnisches Risiko	28
1.6	Möglichkeiten der hydrothermalen Energiegewinnung in Bayern	29
1.6.1	Balneologische Nutzung	29
1.6.2	Hydrothermale Wärme- und Stromerzeugung	29
1.7	Benutzungsleitfaden für den Bayerischen Geothermieatlas	30
2	Hydrothermale Grundwasserleiter in Bayern	35
2.1	Nordbayern - Fränkisches Becken	35
2.1.1	Geothermisches Potenzial des Fränkischen Becken	35

2.1.2	Aufbau und Entwicklung des Fränkischen Beckens	35
2.1.3	Tektonik	37
2.1.4	Potenzielle Thermalwasseraquifere	37
2.1.4.1	Grundgebirge (Prä-Perm)	37
2.1.4.2	Oberkarbon / Rotliegend	41
2.1.4.3	Zechstein	43
2.1.4.4	Buntsandstein	46
2.1.4.5	Muschelkalk	50
2.1.4.6	Keuper	53
2.1.4.7	Dogger	56
2.2	Südbayerisches Molassebecken	58
2.2.1	Geologischer Überblick	58
2.2.2	Tektonik	59
2.2.3	Potenzielle Thermalwasseraquifere	62
2.2.3.1	Malm	63
2.2.3.2	Kreide-Sandsteine	70
2.2.3.3	Priabon-(Eozän)-Basissandstein	72
2.2.3.4	Ampfinger Schichten / Ampfinger Sandstein	74
2.2.3.5	Bausteinschichten	75
2.2.3.6	Chattsande	78
2.2.3.7	Aquitan-Sande mit Nantesbuch-Sandstein	81
2.2.3.8	Burdigal-Sande	83
3	Temperaturverteilung in Bayern	85
3.1	Allgemeines – Datenbasis	85
3.2	Temperaturverteilung in Nordbayern	88
3.3	Temperaturverteilung in Südbayern	88
4	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	90
5	Literaturverzeichnis	92
Anhang: Genehmigungsverfahren		101

Anlagen (auf beiliegender CD-ROM im pdf- bzw. pmf-Format)

Nordbayern:

Grundgebirge (Prä-Perm) (Verbreitung und Tiefenlage)
Rotliegend (Verbreitung und Tiefenlage der Trias-Basis)
Zechstein (Verbreitung und Tiefenlage der Trias-Basis)
Buntsandstein (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Muschelkalk (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Karte der Temperaturverteilung in 750 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 1.000 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 1.250 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 1.500 m u. Gelände

Gesamtbayern:

Keuper-Sandsteine (Verbreitung und Tiefenlage)
Dogger-Sandsteine (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)

Südbayern:

Malm (Verbreitung, Tiefenlage und Faziesverteilung (Malm Zeta 3))
Kreide-Sandsteine (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Priabon-Basisandstein (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Ampfinger Sandstein (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Bausteinschichten (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Chattsande (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Aquitan-Sande (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Nantesbuch-Sandstein (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Burdigal-Sande (Verbreitung, Tiefenlage und Mächtigkeiten)
Karte der Temperaturverteilung in 750 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 1.000 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 1.250 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 1.500 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 1.750 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 2.000 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 2.500 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 3.000 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 3.500 m u. Gelände
Karte der Temperaturverteilung in 4.000 m u. Gelände

1 Einführung

Geothermische Energie – auch als Erdwärme bezeichnet – ist die in Form von Wärme gespeicherte Energie unterhalb der Oberfläche der festen Erde. Diese natürliche Energiequelle kann für Heizzwecke oder zur Stromerzeugung erschlossen und genutzt werden. **Geothermie** ist die Wärmelehre des Erdkörpers; landläufig wird unter diesem Begriff jedoch die technische **Ausnutzung der Erdwärme zur Energiegewinnung** verstanden.

Im Gegensatz zu Gebieten mit aktivem Vulkanismus wie z.B. in Italien, Island oder Neuseeland muss in Deutschland vergleichsweise tief gebohrt werden, um auf hohe Temperaturen zu stoßen. Auch in weiten Teilen Bayerns nimmt – zumindest in dem Bereich der obersten kontinentalen Kruste, der durch Tiefbohrungen erschlossen werden kann – die Temperatur nur mit durchschnittlich **3°C pro 100 m** zu. Diese Temperaturzunahme mit der Tiefe wird als geothermischer Gradient bezeichnet.

Der Hauptanteil der an der Erdoberfläche bereitgestellten Wärme wird vermutlich in der Erdkruste beim Zerfall radioaktiver Elemente gebildet; ein kleinerer Anteil resultiert wahrscheinlich aus Restwärme aus der Entstehungszeit der Erde. Im oberflächennahen Bereich (bis ca. 10 bis 20 m Tiefe) wird der Wärmehaushalt auch durch die Sonneneinstrahlung sowie durch Sicker- und Grundwässer beeinflusst (KALTSCHMITT 1999).

Durch das Temperaturgefälle zwischen Erdinnerem und Erdoberfläche wird Erdwärme ständig aus der Tiefe „nachgeliefert“. Dieser **geothermische Wärmefluss** beträgt in Bayern **rund 60 bis 80 mW/m²**. Demgegenüber liegt die Einstrahlung der Sonne auf die Erdoberfläche bei mehr als dem 20.000-fachen des terrestrischen Wärmestroms (KALTSCHMITT 1999), der bezogen auf eine Fläche von der Größe eines Fußballfeldes nur dem Energieverbrauch von vier bis sechs 100 W-Glühbirnen entspricht.

Durch die **im Untergrund gespeicherte Wärmeenergie** stehen für eine geothermische Nutzung jedoch weitaus größere Wärmemengen zur Verfügung, als durch den terrestrischen Wärmefluss bereitgestellt werden. Diese Wärmemengen werden bei der Gewinnung von Erdwärme wie eine Lagerstätte abgebaut; Erdwärme fällt daher unter Bergrecht.

Erdwärme wird häufig als **regenerative Energie** bezeichnet. Strenggenommen handelt es sich jedoch bei der geothermischen Energiegewinnung nur eingeschränkt um die Nutzung einer regenerativen Energiequelle, da das örtliche Nutzungsreservoir je nach Menge des Wärmeentzugs aufgrund der sehr geringen Wärmenachlieferung im Laufe der Nutzungszzeit abkühlen kann.

Im Gegensatz zu anderen erneuerbaren Energien wie Wasserkraft oder Solar- und Windenergie steht die Erdwärme jedoch unabhängig von Tages- und Jahreszeit, unabhängig von den meteorologischen Gegebenheiten und theoretisch auch unabhängig von der geographischen Lage **immer zur Verfügung**. Erdwärme ist daher eine ständig verfügbare, heimische, krisensichere und umweltfreundliche Energiequelle, deren wirtschaftliche Nutzbarkeit aber sehr von den jeweiligen örtlichen Gegebenheiten abhängt.

Der **Bayerische Geothermieatlas** soll Kommunen, Zweckverbänden und privaten Investoren eine erste Einschätzung ermöglichen, wo in Bayern günstige Verhältnisse für eine hydrothermale Energiegewinnung vorliegen und mit welchen Bohrtiefen und Temperaturen zu rechnen ist. Er soll darüber hinaus eine Einführung in die Verfahren zur hydrothermalen Energiegewinnung geben und **wirtschaftliche Aspekte** sowie die **Risiken** dieser Energiegewinnung beleuchten.

1.1 Anwendungsbereiche der Geothermie

Häufig denkt man bei der Nutzung von Erdwärme nur an die Wärmeversorgung von einzelnen Gebäuden oder an eine Nah- bzw. FernwärmeverSORGUNG von öffentlichen Gebäuden und größeren Siedlungen oder von Gewerbe- bzw. Industriegebieten. Geothermische Heizzentralen können hierbei über eine installierte Leistung von mehr als 20 Megawatt (MW) verfügen und mehrere tausend Wohnungen mit Wärme versorgen.

Weithin bekannt ist auch die **balneologische Nutzung** von Thermalwässern; weniger bekannt ist jedoch, dass die Geothermie auch zur **Kühlung** von Gebäuden oder Gebäudekomplexen, zur **Wärme- und Kältespeicherung** im Untergrund und zur Heizung oder Kühlung von Straßen, Brücken oder Start- und Landebahnen eingesetzt werden kann.

Zunehmendes Interesse findet die geothermische **Stromerzeugung**, da diese heimische Energiequelle in der Lage wäre, kontinuierlich Strom zu liefern. Eine Nutzung in Kraft-Wärme-Kopplung – bei der nach der Stromerzeugung die Restwärme zu Heizzwecken genutzt wird – ist aus ökologischer und ökonomischer Sicht wünschenswert; Voraussetzung für die geothermische Stromerzeugung sind allerdings ausreichend hohe Temperaturen ($> 95^{\circ}\text{C}$) und Ergiebigkeiten.

1.2 Arten der geothermischen Energiegewinnung

Bei den verschiedenen Arten der geothermischen Energiegewinnung ist grundsätzlich zwischen der Nutzung des oberflächennahen Bereiches („oberflächennahe Geothermie“) bis ca. 400 m Tiefe und der Nutzung eines tieferen Bereiches („tiefe Geothermie“ bzw. „Tiefengeothermie“) zu unterscheiden, wobei derzeit die technische Grenze bei etwa 7.000 m liegt.

Um die Wärme aus dem Untergrund gewinnen zu können, braucht man ein **Transportmittel** wie Dampf, Wasser oder Sole. Daher können die Nutzungsarten auch danach unterschieden werden, ob das Transportmittel bereits im Untergrund vorhanden ist oder erst künstlich eingebracht werden muss.

Im Bereich der oberflächennahen Geothermie mit einem Temperaturniveau von ca. 7°C bis max. 25°C ist in der Regel der Einsatz einer **Wärme-pumpe** erforderlich, um ein für die Wärmeversorgung ausreichendes Temperaturniveau zu erreichen. Im Bereich der tiefen Geothermie kann bei ausreichend hohen Temperaturen die Wärmeenergie direkt über Wärmetauscher an den Heiznetzkreislauf abgegeben werden. Nachgeschaltete Wärmepumpen und weitere Nutzungen wie z.B. die Heizung von Gewächshäusern, Fischzucht etc. können das nutzbare Temperaturintervall deutlich erweitern und die Wirtschaftlichkeit verbessern („Kaskaden-nutzung“).

1.2.1 Oberflächennahe Geothermie

Die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche in Bayern beträgt ca. 7 bis 12°C; das Temperaturniveau im oberflächennahen Bereich ist daher relativ niedrig. Dennoch bietet sich auch für dieses Temperaturniveau ein breites Anwendungsspektrum in kleinen und mittleren dezentralen Anlagen zur Bereitstellung von Wärmeenergie und Klimakälte für

- Einfamilienhäuser bis hin zu Wohnsiedlungen
- Büro- und Verwaltungsgebäude
- Öffentliche Gebäude, Schulen, Krankenhäuser, Museen, Schwimmbäder etc.
- Gewerbebetriebe, Werks- und Montagehallen etc.

Dieses niedrige Temperaturniveau ist für Heizzwecke in der Regel nur mit Hilfe von **Wärmepumpen** zu nutzen. Für deren Einsatz steht ein breites Spektrum an Wärmequellen bzw. Techniken zur Verfügung, um die im Untergrund vorhandene Energie nutzen zu können. Die wichtigsten sind:

- Erdwärmekollektor
- Erdwärmesonde
- Grundwasser-Wärmepumpe
- Erdberührte Betonbauteile
- Thermische Untergrundspeicher

Sonderfälle im Übergangsbereich der oberflächennahen zur tiefen Geothermie sind:

- Tiefe Erdwärmesonden
(> 400 m Tiefe, z.B. in aufgegebenen Tiefbohrungen)
- Erdwärmegewinnung aus Gruben- oder Tunnelwässern

1.2.2 Tiefe Geothermie (Tiefengeothermie)

Die Nutzung der im tieferen Untergrund gespeicherten Erdwärme ist grundsätzlich über zwei Arten möglich:

- Hydrothermale Energiegewinnung (Nutzung von Heißwasser-Aquiferen)
- Hot-Dry-Rock-(HDR-)Verfahren

Die **hydrothermale Geothermie** nutzt Heißwasser-Vorkommen im tiefen Untergrund (mit Temperaturen von ca. 40° bis über 100°C). Diese werden üblicherweise mit zwei Bohrungen („Dublette“) erschlossen, über die das heiße Wasser gefördert und im Hinblick auf eine nachhaltige Nutzung nach der Abkühlung wieder in den Aquifer reinjiziert wird. Die Wärmeenergie kann bei ausreichend hohen Temperaturen in einer geothermischen Heizzentrale direkt über Wärmetauscher an den Heiznetzkreislauf übertragen werden; andernfalls müssen Wärmepumpen zwischengeschaltet werden. Bei ausreichend hohen Temperaturen (über ca. 100°C) und Ergiebigkeiten ist auch eine geothermische Stromerzeugung möglich, wobei eine Nutzung in Kraft-Wärme-Kopplung aus ökologischer und ökonomischer Sicht von Vorteil ist. Ein Sonderfall der hydrothermalen Geothermienutzung ist die balneologische Nutzung von warmen oder heißen Tiefenwässern in Thermalbädern.

Beim **Hot-Dry-Rock-Verfahren** (HDR) wird in heißen, trockenen Tiefengesteinen durch die Erzeugung künstlicher Risse oder durch das Aufweiten natürlicher Rissflächen eine hydraulische Verbindung zwischen mindestens zwei Bohrungen hergestellt. Die Risse dienen als Wärmetauscherflächen, so dass kühles Wasser in einer Bohrung verpresst und in den anderen Bohrungen als Heißwasser wieder gefördert werden kann.

Das HDR-Verfahren befindet sich derzeit noch im Versuchs- und Erprobungsstadium (z.B. in Soultz-sous-Forêts im französischen Teil des Oberrheingrabens und in Bad Urach in Baden-Württemberg). Es ist daher davon auszugehen, dass in absehbarer Zeit in Bayern im tieferen Untergrund nur die hydrothermale Geothermie zum Einsatz kommen wird.

1.3 Verfahren zur hydrothermalen Energiegewinnung

1.3.1 Bohrtechnik

1.3.1.1 Bohrverfahren

Die Erschließung tieferer (Heißwasser-)Aquifere erfolgt mit Hilfe der Tiefbohrtechnik, wie sie aus der Erdöl-Erdgas-Exploration bekannt ist. Das hierbei übliche Bohrverfahren ist weiterhin das **Rotarybohrverfahren**, das vor über 100 Jahren entwickelt und seitdem kontinuierlich verbessert wurde. Heute werden mit diesem Verfahren routinemäßig Tiefen von bis zu 7.000 m erreicht. Da bei der Erschließung tieferer (Heißwasser-)Aquifere meist auch potenziell Erdöl- oder Erdgas-führende Gesteinsformationen durchörtert werden, sind bei einer derartigen Bohrung auch entsprechende Sicherheitsmaßnahmen (Absperrvorrichtungen, Explosionsschutz etc.) vorzusehen.

Bei den hydrothermalen Lagerstätten handelt es sich um Wässer mit niedriger Enthalpie, so dass für eine hohe Wärmeausbeute hohe Entnahmemengen erforderlich sind. Um bei großen Entnahmemengen das hydraulische Gleichgewicht im genutzten Aquifer aufrecht zu erhalten, müssen die Wässer nach Nutzung ihres Wärmeinhaltes wieder in den Aquifer zurückgeführt werden. Es sind daher für eine hydrothermale Energiegewinnung in der Regel mindestens zwei Bohrungen erforderlich. Diese sogenannte **Bohrungsdublette** besteht aus einer Förderbohrung und einer Reinjektionsbohrung. Ausnahmen sind heute nur noch bei einer balneologischen Nutzung mit sehr geringen Entnahmemengen möglich.

Aus der Förderbohrung wird mit Hilfe einer Unterwasserpumpe das Thermalwasser entnommen und nach der Nutzung und Abkühlung wieder in die Reinjektionsbohrung verpresst. Die Reinjektionsbohrung muss weit genug von der Förderbohrung entfernt sein, um auf lange Sicht einen thermischen Kurzschluss zwischen Förder- und Entnahmebohrung auszuschließen. Der notwendige Mindestabstand hängt zum einen von der Reinjektionsrate und -temperatur und zum anderen von den hydraulischen und thermischen Eigenschaften des Aquifers ab. Er wird bislang meist über zweidimensionale analytische Modellrechnungen abgeschätzt; es steht aber zu erwarten, dass in Zukunft auch zunehmend numerische 3D-Simulationen zum Einsatz kommen werden.

Zur Erschließung des Thermalwasseraquifers können verschiedene Bohrlochkonfigurationen zum Einsatz kommen: Eine **Bohrungsdublette mit zwei senkrechten („saigeren“) Bohrungen** hat einen relativ großen oberflächigen Platzbedarf zur Folge (zwei Bohr- und Betriebsplätze, Leitungstraße); die Bohrkosten sind allerdings durch den Verzicht auf die Richtbohrtechnik geringer. Der Einsatz der Richtbohrtechnik bietet den Vorteil, den erforderlichen Bohrungsabstand auf unter Tage zu beschränken und die Bohrungen von einem Bohrplatz abzuteufen. Aufgrund der geringeren Kosten ist hierbei einer **Bohrungsdublette mit einer senkrechten und einer abgelenkten („gerichteten“) Bohrung** der Vorzug zu geben. Falls der notwendige Bohrungsabstand nicht mit vertretbarem Aufwand durch eine Richtbohrung zu realisieren ist, kann auch eine **Bohrungsdublette mit zwei abgelenkten („gerichteten“) Bohrungen** abgeteuft werden.

Der Einsatz der Richtbohrtechnik kann zudem insbesondere in Kluft- oder Karstaquiferen dazu beitragen, die Ergiebigkeit der Bohrung zu verbessern, da hiermit in der Regel eine größere Anzahl der meist steilstehenden Klüfte oder Karsthohlräume angefahren werden.

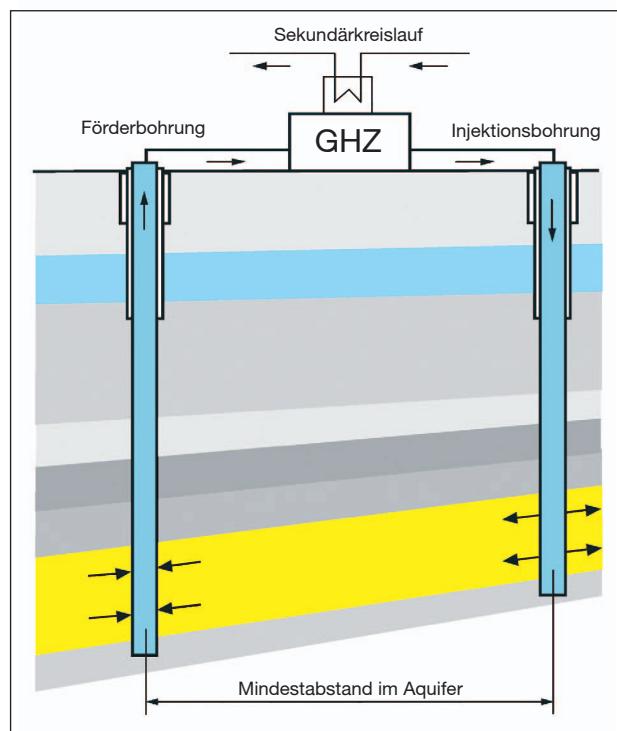


Abb. 1: **Bohrungsdublette mit zwei senkrechten („saigeren“) Bohrungen**
(Quelle: GTN)

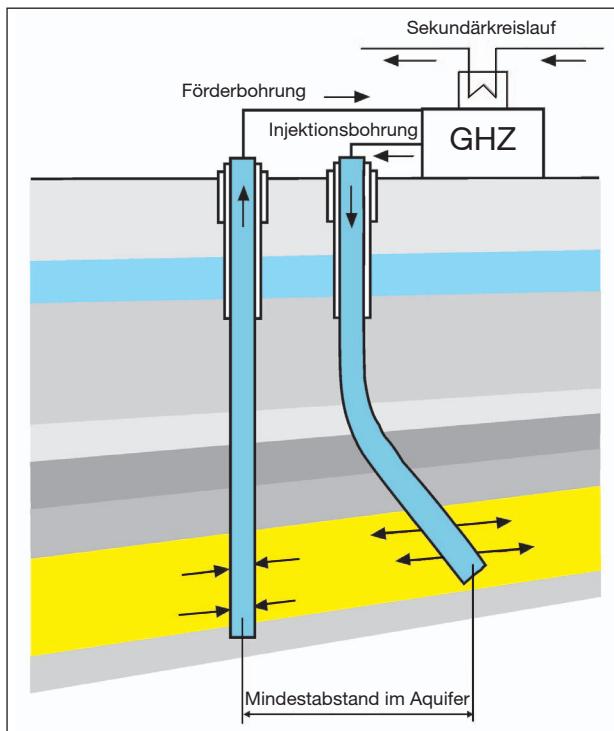


Abb. 2: **Bohrungsdublette mit einer senkrechten und einer abgelenkten („gerichteten“) Bohrung** (Quelle: GTN)

1.3.1.2 Stimulationsverfahren

Der über die Machbarkeit bzw. über die Wirtschaftlichkeit einer hydrothermalen Energienutzung entscheidende Parameter ist neben der ausreichend hohen Temperatur die Fließrate, d.h. die mögliche Entnahmemenge. Diese wird durch die hydraulische Durchlässigkeit des Gesteins bestimmt, die wiederum von der Anzahl und Größe sowie der Vernetzung der Poren, Klüfte und Karsthohlräume abhängt. Um diese zu verbessern, können Stimulationsverfahren eingesetzt werden.

Ein häufig angewandtes Verfahren ist die **Säurestimulation**, bei der Säure in die Formation eingeleitet wird. Sie kann vor allem bohrlochnahe Fließwiderstände beseitigen; in klüftigen Karbonatgesteinen und karbonatisch gebundenen Sandsteinen lässt sich durch das Einpressen von Salzsäure (z.T. im Gemisch mit Zitronen- oder Essigsäure) in vielen Fällen auch eine weiter in das Gebirge reichende Wirkung erzielen, was eine deutliche Produktionssteigerung zur Folge haben kann.

Ein weiteres Verfahren ist das **Hydraulic-Fracturing**, das ursprünglich aus der Erdöl-Erdgas-Technik stammt. Ziel dieses Verfahrens ist es, mit Hilfe eines unter hohem Druck eingepressten Fluids (mit oder ohne Stützmittel) bestehende Rissflächen zu erweitern und neue Rissflächen im Gebirge zu erzeugen. Dieses Rissystem soll die hydraulische Durchlässigkeit des Gebirges erhöhen. In Bayern kam dieses Verfahren im Geothermiebereich

bislang nur in den Chattsanden zur Anwendung, wobei mit dem zuletzt durchgeführten Frac eine Produktionssteigerung um den Faktor 2 erreicht werden konnte.

Die **Richtbohrtechnik** kann ebenfalls als weitere Sekundärmaßnahme nach Stimulationsversuchen mit unbefriedigendem Ergebnis eingesetzt werden. Die Bohrung wird dazu meist im unteren Teil rückzementiert; anschließend wird aus der Verrohrung heraus seitlich abgelenkt.

1.3.1.3 Komplettierung

Der Ausbau der Bohrung (Komplettierung) erfolgt in der Regel nach dem etwaigen Einsatz von Stimulationsverfahren; bei manchen Gebirgsarten ist jedoch eine teilweise Komplettierung vor etwaigen Stimulationsmaßnahmen erforderlich.

Der Ausbau der Bohrung muss bereits bei der Planung der Bohrlochkonstruktion berücksichtigt werden, wobei diese wiederum auf die erwarteten Entnahmemengen abzustellen ist. Der Querschnitt im Bohrlochtiefsten muss groß genug sein, um zu hohe Druckverluste und kritische Strömungsgeschwindigkeiten zu vermeiden. Im oberen Bohrlochabschnitt muss der Querschnitt groß genug sein, um den Einbau entsprechend dimensionierter Tiefpumpen zu erlauben, mit denen das heiße Wasser an die Oberfläche gefördert wird.

Die Komplettierung der Bohrung kann als „**Open-Hole-Komplettierung**“ oder als „**Cased-Hole-Komplettierung**“ erfolgen. Für erstere ist ein standfestes Gebirge Voraussetzung, da hierbei der erschlossene Aquifer unverrohrt bleibt. Letztere erfolgt je nach Gebirge durch den Einbau eines Schlitz-Liners, der frei im erschlossenen Aquifer hängt, oder durch den Einbau eines Filterrohres mit Sand-Kies-Schüttung („Gravel-Pack“). Eine weitere Möglichkeit insbesondere bei wenig standfestem Gebirge besteht darin, die Bohrung auch im Speicherbereich zu verrohren und zu zementieren und anschließend diesen Bereich mittels einer sogenannten Perforation (hierbei werden Sprengstoffkapseln gezündet, die das Stahlrohr und den Zement gezielt durchschlagen und mehrere Dezimeter in das Speichergestein eindringen) wieder zu öffnen. Dieser Bereich kann ggf. auch mit einem „Gravel-Pack“ weiter ausgebaut werden.

Für die Förderung des Thermalwassers werden in der Regel elektrisch angetriebene **Unterwassermotorpumpen** eingesetzt, die an einer Steigleitung in die Bohrung eingehängt werden. Die Einbautiefe der Pumpe hängt von der errechneten maximalen Absenkung des Wasserspiegels bei Förderbetrieb und der vom Hersteller vorgegebenen Mindesteintauchtiefe ab. Enthält das Thermalwasser größere Gasmengen, sollte die Pumpe zudem unterhalb des Gasentlösungspunktes eingebaut werden.

Insbesondere bei geringen Förderraten kann der Einsatz von wärmeisolierten oder wenig wärmeleitfähigen Steigrohren (z.B. GFK-Rohre) dazu beitragen, die Abkühlung des Thermalwassers während des Aufstiegs zu reduzieren.

1.3.2 Verfahrenstechnik zur hydrothermalen Wäremgewinnung

Dem geförderten Thermalwasser wird im übertägigen Thermalwasserkreislauf die Energie entzogen. Der übertägige Thermalwasserkreislauf (Primärkreislauf) besteht im wesentlichen aus folgenden Komponenten:

- **Rohrleitungssystem:** Die Materialqualität der Leitungen des Primärkreislaufs muss auf die hydrochemische Zusammensetzung des Thermalwassers abgestimmt sein, um Korrosionserscheinungen zu vermeiden.
- **Wärmetauscher:** In aller Regel ist der Thermalwasserkreislauf vom Heizkreislauf getrennt, um eine hydraulische und stoffliche Unabhängigkeit der beiden Systeme zu garantieren. Die Trennung erfolgt in Wärmetauschern verschiedener Bauart.
- **Wärmepumpen:** Zur Erhöhung der Vorlauftemperatur können Wärmepumpen eingesetzt werden, die ihre primärseitige Energie entweder aus dem Thermalwasser selbst oder aus dem Heiznetz-Rücklaufwasser oder z.B. von einem Blockheizkraftwerk (BHKW) beziehen können.
- **Thermalwasseraufbereitung und Inertgasbeaufschlagungssystem:** Je nach Thermalwasserqualität ist eine mehr oder weniger aufwendige Filterung des Thermalwassers vor der Reinjektion notwendig. Um mögliche negative Auswirkungen eines Sauerstoffeintrags in das System zu verhindern (Bildung von Oxidations- und Korrosionsprodukten, Redoxpotenzialänderungen), ist ggf. auch eine Beaufschlagung des Thermalwasserkreislaufs mit Schutzgas (z.B. Stickstoff) erforderlich.
- **Leckageüberwachung und Auffangbehältnisse (Slopsystem):** Das Slopsystem nimmt diejenigen Thermalwässer auf, die bei den üblichen Wartungsarbeiten anfallen oder durch geringe Leckagen aus dem System austreten.
- **Kesselanlagen für fossile Brennstoffe:** Diese Anlagen sind zur Abdeckung der Lastspitzen und auch für den Fall des Ausfalls der Geothermieanlage notwendig.

Allgemeingültige Richtlinien bezüglich der letztendlich zu wählenden Anlagenkonfiguration sind aufgrund der Vielzahl der Einflussgrößen nicht möglich. Die Anlagenkonfiguration ist daher jeweils auf den konkreten Standort hin abzustimmen.

1.3.3 Verfahrenstechnik zur hydrothermalen Stromerzeugung

Thermalwassertemperaturen von über 95°C bieten neben der reinen Wärmegewinnung die technische Möglichkeit der Stromerzeugung (Derzeit ist das Erdwärmekraftwerk Neustadt-Glewe mit einer Thermalwassertemperatur von 97 bis 98°C das Erdwärmekraftwerk mit der vermutlich weltweit tiefsten für eine Stromerzeugung genutzten Thermalwassertemperatur, BROßMANN et al. 2003). Für die Stromerzeugung sind prinzipiell zwei unterschiedliche Verfahren möglich:

- Direkte Nutzung des Thermalwassers (Offenes System, in dem das Thermalwasser selbst das Arbeitsmittel darstellt)

- Indirekte Nutzung des Thermalwassers (Geschlossenes System, bei dem die Wärme des Thermalwassers auf ein anderes Arbeitsmittel übertragen wird)

Bei den in Bayern zu erwartenden Gegebenheiten kommen zur hydrothermalen Stromerzeugung nur geschlossene Systeme in Frage. Hierfür stehen derzeit zwei Prozesse zur Verfügung:

- **Rankine-Prozess mit organischen Arbeitsstoffen (Organic Rankine Cycle, ORC)**

Das ORC-Verfahren unterscheidet sich bis auf das verwendete Arbeitsmittel und die unterschiedlichen Druck- und Temperaturparameter nur unwesentlich vom klassischen Rankine-Prozess für Wasserdampf. Das Arbeitsmittel wird durch das Thermalwasser vorgewärmt und verdampft, anschließend in einer Turbine entspannt, kondensiert und durch eine Pumpe wiederum auf Verdampferdruck gebracht. Als Arbeitsstoffe kommen in der Regel Kohlenwasserstoffe zur Anwendung (n-Pentan, Isobutan etc.); gelegentlich werden auch Fluorkohlenstoffverbindungen verwendet.

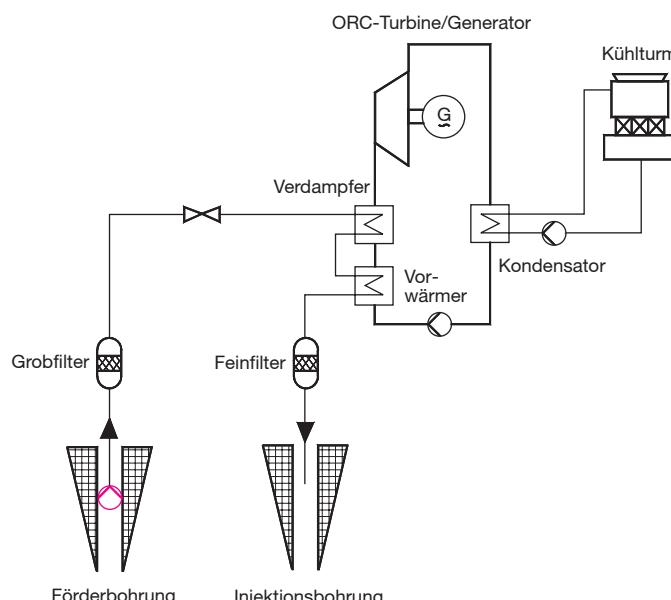


Abb. 3: Vereinfachtes Schaltschema einer ORC-Anlage (Quelle: GTN)

- **Kalina-Prozess**

Beim Kalina-Prozess (benannt nach dem Erfinder) wird kein reiner Stoff, sondern ein Zwei-Stoff-Gemisch (z.B. aus Ammoniak und Wasser) als Arbeitsmittel verwendet. Dieses Gemisch wird in einem Wärmetauscher vom Thermalwasser vorgewärmt und verdampft. Wegen der Siedepunktabstände der Komponenten entstehen ein ammoniakreicher Dampf und eine ammoniakarme Flüssigkeit, die anschließend voneinander getrennt werden. Der Dampf wird in einer Turbine entspannt; im Anschluss daran werden Dampf und entspannte Flüssigkeit wieder

zusammengeführt und gemeinsam zum Kondensator geleitet. Hier wird das Stoffgemisch verflüssigt und danach wieder auf Verdampferdruck gebracht. Zur Verbesserung der energetischen Effizienz (Wärmerückgewinnung) werden in diesem Prozess in der Regel auch Vorwärmer (Rekuperatoren) eingesetzt.

Ein bedeutender Vorteil gegenüber ORC-Anlagen ist der höhere thermodynamische Wirkungsgrad, insbesondere bei niedrigen Vorlauftemperaturen (< 140°C). Je nach Rahmenbedingungen werden Verbesserungen von bis zu 50% erwartet. Im Gegensatz zu den ORC-Anlagen, für die bereits umfangreiche Erfahrungen vorliegen, stehen die Kalina-Anlagen jedoch noch am Anfang der Entwicklung.

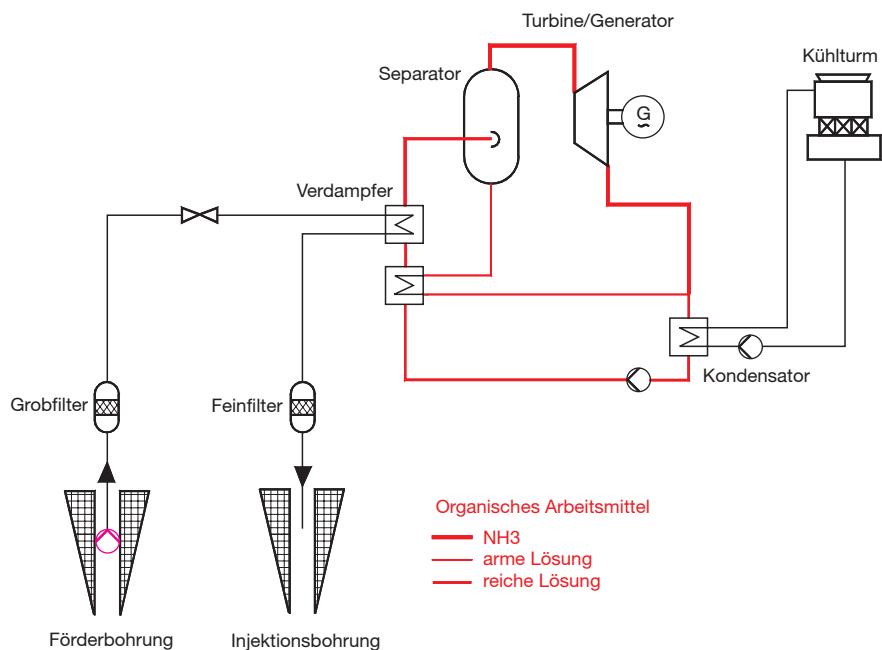


Abb. 4: Vereinfachtes Schalschema einer Kalina-Anlage (Quelle: GTN)

1.3.4 Verfahrenstechnik zur hydrothermalen Stromerzeugung mit Kraft-Wärme-Kopplung

Bei der hydrothermalen Stromerzeugung erfolgt in der Regel eine Auskühlung des Thermalwassers auf ca. 70°C. Sofern ein entsprechendes Nah- oder Fernwärmennetz zur Verfügung steht oder mit vertretbarem Aufwand Abnehmer zu erschließen sind, kann der Stromerzeugung eine geothermische Heizzentrale nachgeschaltet werden. Hierbei sind prinzipiell zwei Formen denkbar:

- Der volle Thermalwasser-Volumenstrom wird für die Stromerzeugung genutzt. Für die Wärmeerzeugung steht nur der Rücklauf mit einer Temperatur von ca. 70°C zur Verfügung. Da diese Temperatur in vielen Fällen für das Heizungsnetz nicht ausreichen wird, muss ggf. konventionell nachgeheizt werden.
- Der Wärmekreislauf wird mit vollem Volumenstrom betrieben. Für die Stromerzeugung steht nur der Teil zur Verfügung, der nicht zur Versorgung des Heizungssystems benötigt wird.

Welche Variante zum Einsatz kommt, wird auf Basis einer Kostenanalyse zu entscheiden sein; aus ökologischen Gründen ist jedoch der zweiten Variante der Vorzug zu geben.

1.3.5 Nutzungsdauer einer hydrothermalen Energiegewinnung

Eine hydrothermale Energiegewinnung erfolgt in der Regel im Dublettenbetrieb, um das hydraulische Gleichgewicht im genutzten Aquifer aufrecht zu erhalten. In einer Entnahmbohrung wird das warme oder heiße Wasser zu Tage gefördert, über Tage wird dem Wasser die Wärme entzogen, danach wird das abgekühlte Wasser im geschlossenen Kreislauf über eine Reinjektionsbohrung wieder in den genutzten Aquifer verpresst. Das abgekühlte Wasser breitet sich im Aquifer allmählich aus, wobei es durch das umgebende Gestein wieder aufgewärmt wird. Dennoch wird je nach Abstand von Förder- und Reinjektionsbohrung früher oder später die Abkühlungsfront die Förderbohrung erreichen. Erst nach dieser Zeit, die als **thermische Durchbruchszeit** bezeichnet wird (SCHULZ & JOBMANN 1989), könnte eine erste Temperaturerniedrigung in der Entnahmbohrung festgestellt werden.

Die **thermische Nutzungsdauer** (SCHULZ & JOBMANN 1989) ist jedoch deutlich länger, da über eine gewisse Zeit hinweg Mischwasser aus reinjiziertem, abgekühlten Wasser und Wasser mit der ursprünglichen Temperatur gefördert wird. Ein Weiterbetrieb der Dublette ist bis zu einem unteren Temperaturgrenzwert möglich, der von der Auslegung des Heiznetzes oder der Stromerzeugungsanlage bestimmt wird.

Der Mindest-Nutzungszeitraum einer geothermischen Dublette hängt somit zum einen von der technischen Lebensdauer der Bohrungen und zum anderen von der thermischen Durchbruchszeit ab. Der Abstand von Förder- und Reinjektionsbohrung wird so gewählt, dass eine Nutzung von mindestens 20 bis 30 Jahren möglich ist. Die Ermittlung des Abstandes erfolgt derzeit in der Regel mit einer zweidimensionalen analytischen Modelllösung; in Zukunft werden hierfür voraussichtlich vermehrt dreidimensionale numerische Simulationen zum Einsatz kommen.

Die älteste Anlage in Europa, die nach dem Dubletten-Prinzip arbeitet, ist seit 1969 in der Nähe von Paris in Betrieb. Weitere 60 geothermische Anlagen sind derzeit in Frankreich installiert (LAPLAIGE & JAUDIN 1999). Da bis heute keine Temperaturerniedrigung an den Förderbohrungen festgestellt worden ist, scheinen sich die Modellvorhersagen über das thermische Verhalten im Aquifer zu bestätigen (SCHULZ 2000, unveröff.).

Der für die **Wiedererwärmung** des abgekühlten Bereichs erforderliche Zeitraum ist deutlich länger als die Nutzungsdauer einer geothermischen Dublette. Belastbare Angaben über diese Regenerationszeit fehlen; es ist jedoch vom 5- bis 50-fachen des Nutzungszeitraumes auszugehen. Eine numerische Simulation einer Modelldublette im norddeutschen Becken lässt vermuten, dass bei rein konduktiver Wiedererwärmung das Temperaturfeld auch nach dem 100-fachen des Nutzungszeitraumes noch nicht vollständig ausgeglichen ist (WENDEROTH 1998).

1.4 Wirtschaftlichkeitsbetrachtungen zur hydrothermalen Energiegewinnung

1.4.1 Bohrkosten

Eine Kostenschätzung für Tiefbohrungen zur hydrothermalen Energiegewinnung im Teufenbereich von 1.000 m bis 5.000 m ist aufgrund der meist sehr unterschiedlichen Randbedingungen streng genommen nur für den jeweiligen Einzelfall möglich.

Einen wesentlichen Einfluss neben der **Endteufe** der Bohrung haben hierbei die jeweiligen **Bohr- und Ausbaudurchmesser** der Bohrung, da nicht nur größere Endteufen, sondern auch größere Bohr- und Verrohrungsdurchmesser entsprechend größer dimensionierte Bohranlagen (z.B. hinsichtlich Hakenlast, Spülumpenleistung und Antriebsenergie) erfordern.

Maßgebend für den Bohrendurchmesser ist die geplante Nutzung der Thermalwasserbohrung. Bei Bohrungen mit balneologischer Nutzung wurden in Bayern bislang sehr unterschiedliche Ausbauvarianten (Open-hole-Komplettierung mit oder ohne Stützfilter, Gravelpack, Cased-hole-Komplettierung mit oder ohne Gravelpack) realisiert, was wiederum sehr unterschiedliche Enddurchmesser zur Folge hat. Bohrungen zur hydrothermalen Wärmeerzeugung nutzen in Bayern bisher ausschließlich den Malmaquifer, der mit Bohrdurchmessern zwischen 6" und 8½" erschlossen wurde. Diese Bohrungen wurden – von einer Ausnahme abgesehen – mit Open-hole-Komplettierungen mit oder ohne Stützfilter ausgebaut.

Bei einer ausreichenden Durchlässigkeit des Aquifers wird bis zu einer Entnahmemenge von rund 200 m³/h bis maximal ca. 275 m³/h in der Regel ein Endbohrdurchmesser von 6" bis 6¼" ausreichend sein. Dieser Endbohrdurchmesser bedingt ein Verrohrungsprofil, wie es in der Erdöl- und Erdgasexploration üblich ist (13⅓" x 9⅓" x 7" x 4½" bzw. bei größeren Tiefen 16" x 13⅓" x 9⅓" x 7" x 4½"). Da für größere Teufen noch kaum Vergleichsdaten aus Geothermiebohrungen vorliegen, können Kostenschätzungen für tiefere Geothermiebohrungen mit vergleichbarem Querschnitt aus dem weitaus umfangreicherem Datenbestand für Erdöl- und Erdgasexplorations- und -produktionsbohrungen (allerdings vorwiegend im norddeutschen Becken) abgeleitet werden. Eine derartige Kosten-Teufen-Beziehung ist in Abb. 5 dargestellt (LEGARTH 2003; LEGARTH & WOHLGEMUTH 2003). Zu beachten ist, dass es sich um Nettobohrkosten ohne Stimulations- und Inproduktionssetzungsarbeiten (Pumpeneinbau, längere Pumpversuche etc.) handelt. Die Kosten beziehen sich zudem auf vertikale Bohrungen; bei abgelenkten Bohrungen ist mit höheren Kosten zu rechnen. Der Trend dieser Kosten-Teufen-Beziehung deckt sich mit anderen Kostenerhebungen (z.B. KABUS & SEIBT 2002).

Bei **höheren Förderraten**, wie sie insbesondere für eine hydrothermale Stromerzeugung notwendig sind, muss der Thermalwasseraquifer mit Bohrdurchmesser 8½" oder sogar 12¼" aufgeschlossen werden. Eine Kalibererweiterung von nur 15 % kann bereits Kostensteigerungen von über 30 % zur Folge haben (LEGARTH 2003; LEGARTH & WOHLGEMUTH 2003). In Abb. 5 ist daher für den Teufenbereich von 2.000 m bis 5.000 m zusätzlich eine Kosten-Teufen-Kurve mit 33 % höheren Kosten dargestellt.

Alle Erhebungen und einschlägige Parameterstudien (LEGARTH 2003; LEGARTH & WOHLGEMUTH 2003) zeigen eine erhebliche Schwankungsbreite der Bohrkosten von mindestens ± 15 %. Diese Kostenschwankungen sind zum einen durch die örtlichen Gegebenheiten (z.B. Notwendigkeit von Schallschutzmaßnahmen, Bohrungen von einem Sammelbohrplatz

oder von getrennten Bohrplätzen aus) und durch die geologischen Verhältnisse am jeweiligen Standort bedingt. Zum anderen spielt die allgemeine Marktsituation eine Rolle, da für Bohrungen ab ca. 3.000 m bis 4.000 m Tiefe – zumindest derzeit – nur noch Bohrkontraktoren aus dem Erdöl-Erdgas-Bereich in Frage kommen. Bei steigenden Rohölpreisen ist von einer zunehmenden Auslastung und einer schlechteren Verfügbarkeit der Bohranlagen auszugehen. Auch die Gestaltung des Bohrvertrages (Generalunternehmervertrag, Einheitspreisvertrag, Day-rate-Vertrag, AKKO-Vertrag oder Kombination verschiedener Vertragsformen) kann Einfluss auf die Kosten haben.

In Abb. 5 wurden zum Vergleich die Kosten aller **Geothermie-Bohrprojekte** mit Endteufen über 1.000 m aus den Jahren 1999 bis 2003 **im südbayerischen Raum** eingetragen (In Nordbayern wurden in diesem Zeitraum nur Bohrungen unter 1.000 m abgeteuft.). Obwohl es sich hier teils um abgelenkte Bohrungen handelt und teils auch Stimulationsmaßnahmen in den Kosten enthalten sind, liegen die Kosten doch im Schwankungsbereich der dargestellten Kosten-Teufen-Kurve. Diese Kurve ermöglicht somit offensichtlich auch für abgelenkte Bohrungen bis zu einem Enddurchmesser von $6\frac{1}{4}$ " eine erste grobe Abschätzung der Bohrkosten, wobei zu beachten ist, dass sich die Kosten auf die gesamte (abgelenkte) Bohrstrecke (MD) und nicht auf die vertikale Tiefe (TVD) beziehen. Ein Endbohrdurchmesser von $8\frac{1}{2}$ " führt im Tertiär offensichtlich nicht zu signifikant höheren Kosten; im Malm lässt nach den vorliegenden Daten ein Endbohrdurchmesser von $8\frac{1}{2}$ " oder größer jedoch eine Kostensteigerung um mindestens ein Drittel erwarten.

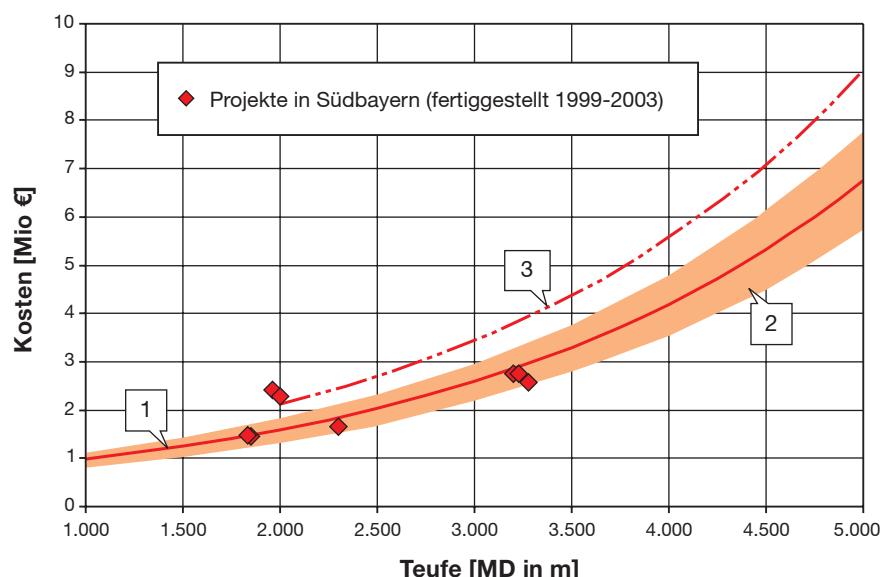


Abb. 5: **Kosten-Teufen-Kurven für (Geothermie)-Bohrungen in Bayern**

1. Kosten-Teufen-Kurve für onshore-Bohrungen in Deutschland (ohne Stimulations- und Inproduktionsetzungsmaßnahmen, nach LEGARTH 2003)
2. Kostenschwankungsbereich von +/- 15 %
3. Kosten-Teufen-Kurve mit 33 % höheren Kosten (Erläuterung im Text)

Es ist jedoch darauf hinzuweisen, dass sich der dargestellte Kostenrahmen auf die Jahre 1999 bis 2003 bezieht. Ausschreibungsergebnisse bis Mitte 2004 scheinen noch im Trend der dargestellten Kosten-Teufen-Kurven zu liegen; zukünftige Entwicklungen wie z.B. der Anstieg der Energie- und Stahlpreeise im Jahre 2004 und deren Einfluss auf die Bohrkosten konnten aber naturgemäß nicht berücksichtigt werden.

Die **Kosten für die Komplettierung der Bohrungen** (Pumpe, Steigleitung, Sondenköpfe) können nur anhand der konkreten Randbedingungen des jeweiligen Geothermieprojektes abgeschätzt werden, es ist aber für eine hydrothermale Wärmeversorgung von Kosten von mindestens 500.000 bis 600.000€ auszugehen. Für eine hydrothermale Stromerzeugung sind meist deutlich höhere Förderraten erforderlich, die auch deutlich höhere Ausbaukosten zur Folge haben.

1.4.2 Balneologische Nutzung

Bei entsprechender Temperatur, Menge und Zusammensetzung kann die balneologische Nutzung von Thermalwasser einen großen Teil der Betriebskosten eines Bades für Wasser und Energie abdecken. Der größere wirtschaftliche Vorteil wird jedoch in einer Attraktivitätssteigerung eines bestehenden Bades oder eines neuen Standortes liegen; dieser Vorteil ist allerdings aufgrund verschiedener Faktoren schwer zu quantifizieren.

In Sonderfällen ist auch eine energetische Nutzung von Begleitgasen des Thermalwassers möglich.

1.4.3 Hydrothermale Wärmegewinnung

Bei einer hydrothermalen Wärmeversorgung fällt es grundsätzlich schwer, die Kosten und die Erträge aufeinander abzustimmen, da zunächst hohe Investitionskosten anfallen. Bei den jährlichen Kosten überwiegen demzufolge jedoch deutlich die Kapitalkosten; die Wärmegestehungskosten werden daher bei einer derartigen Wärmeversorgung durch Preissteigerungen bei den Energiekosten (für Spitzenlastkessel) und Hilfsenergien (z.B. Pumpenstrom) wesentlich weniger beeinflusst als bei einer Versorgung durch konventionelle Heizkessel.

Eine hydrothermale Wärmeversorgung erfordert aufgrund der **hohen Investitionskosten** für die Erschließung der Wärmequelle und für die übertägige Verfahrenstechnik eine **große Anzahl an Wärmeabnehmern**, die üblicherweise über ein Nah- oder Fernwärmennetz angebunden werden. Eine Geothermie-Erschließung für Heizzwecke muss daher möglichst **nachfrage- bzw. verbrauchernah** erfolgen; aufgrund der hohen Kapitalkosten sollte zudem möglichst bald nach Inbetriebnahme der Anlage eine hohe Wärmeabnahme sichergestellt sein. Als untere Grenze des Möglichen können Versorgungssysteme von 5 MW Heizleistung angesehen werden, sofern keine ausgesprochen günstige Jahresdauerlinie der Wärmenachfrage oder eine sonstige kontinuierliche Nachfrage wie z.B. die Nutzung des Thermalwassers in einem Thermalbad oder als Prozesswärme in einem Industriebetrieb gegeben sind (SCHNEIDER et al. 2004).

Geothermische Heizzentralen sind typische **Grundlastanlagen**; die Spitzenlast muss daher in der Regel durch einen anderen Energieträger abgedeckt werden.

Eine Abschätzung der maximalen thermischen Leistung in Abhängigkeit von Fördertemperatur und Mengenstrom bei einer realistischen Rücklauftemperatur von 60°C zeigt Abb. 6. Die dargestellten thermischen Leistungen sind auf Süßwasser bezogen; bei höher mineralisierten Wässern ergeben sich geringere thermische Leistungen. Bei gleicher Temperatur und gleichem Mengenstrom können höhere thermische Leistungen erzielt werden, wenn es gelingt, die Rücklauftemperatur weiter abzusenken (z.B. auf 50°C in Abb. 7). Je niedriger die Rücklauftemperatur ist, desto besser wird das an einem gegebenen Standort vorhandene thermische Potenzial ausgenutzt.

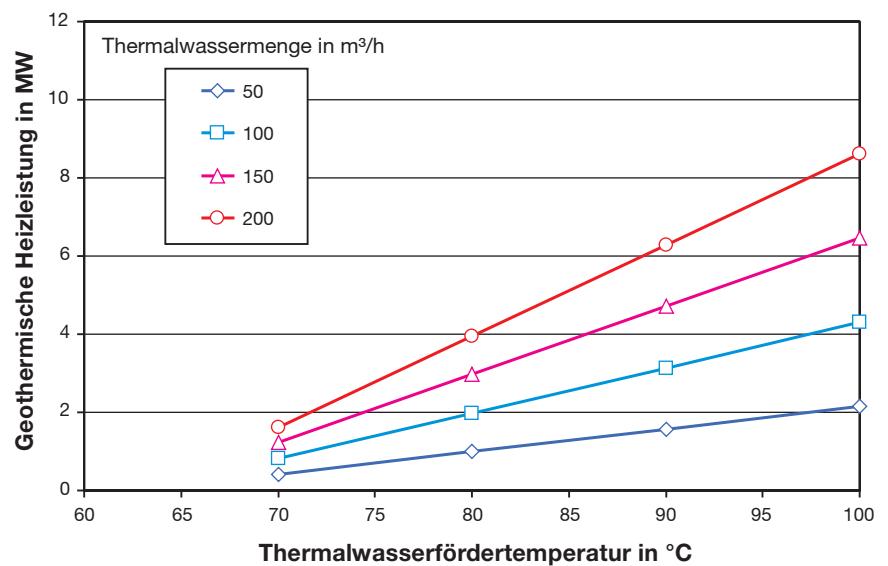


Abb. 6: Geothermische Heizleistungen bei einer Netzrücklauftemperatur von 60 °C

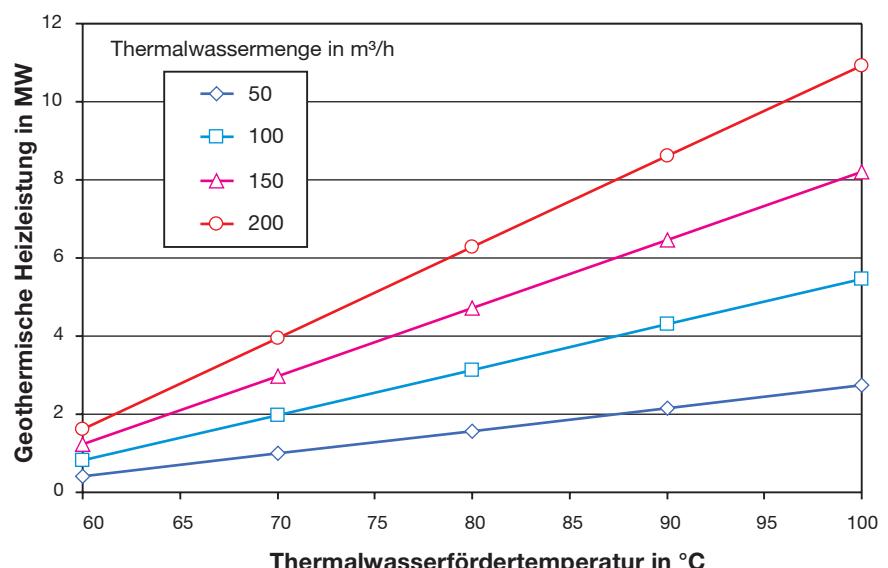


Abb. 7: Geothermische Heizleistungen bei einer Netzrücklauftemperatur von 50 °C

Für die Wirtschaftlichkeit einer hydrothermalen Wärmeerzeugung entscheidend ist aber neben der maximal möglichen thermischen Leistung vor allem, in welchem Umfang diese theoretisch mögliche geothermische Leistung im angeschlossenen Heiznetz nachgefragt wird. Die Nachfrage nach geothermischer Wärme bzw. der geothermische Anteil an der Gesamtwärmelieferung wird im Wesentlichen von zwei Faktoren bestimmt:

- **Größe des Heiznetzes**

An Hand typischer geordneter Jahresdauerlinien lässt sich qualitativ zeigen (Abb. 8), dass der Anteil der geothermischen Wärmelieferung umso größer ist, je größer das Heiznetz ist. (Der Rückgang der möglichen geothermischen Heizleistung im Bereich der Spitzenlast ist durch die dort höheren Rücklauftemperaturen bedingt.)

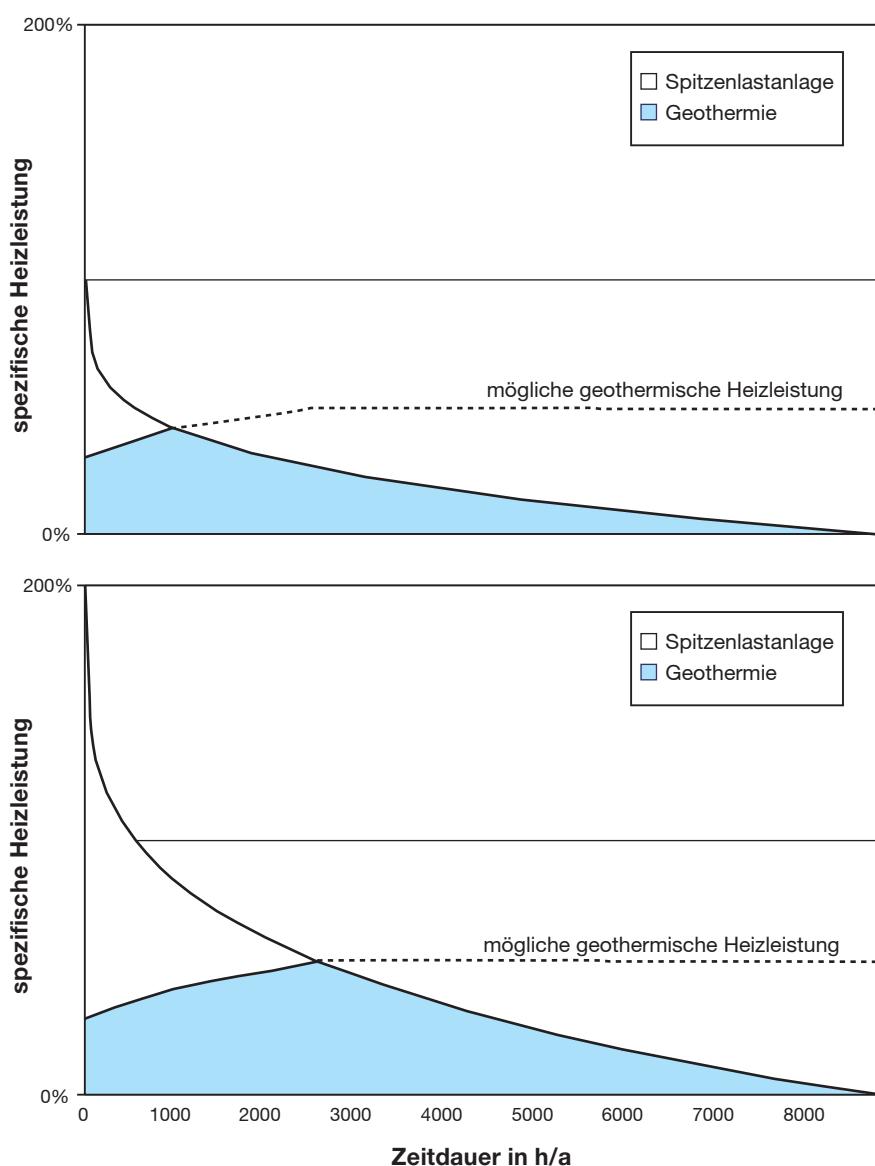


Abb. 8: **Geothermische Wärmelieferung bei unterschiedlichen Netzgrößen**
(Quelle: GTN)

• Charakteristik der Wärmenachfrage

An Hand typischer geordneter Jahresdauerlinien lässt sich ebenso zeigen (Abb. 9), dass der Anteil der geothermischen Wärmelieferung umso größer ist, je größer die Zahl der Vollbenutzungsstunden ist. Wärmenetze mit reiner Heizwärmeversorgung haben in der Regel Vollbenutzungsstundenzahlen im Bereich von 1.800 bis 2.000 h/a. Nur wenige Stunden im Jahr wird die Spitzenlast nachgefragt (SCHNEIDER et al. 2004). Können Abnehmer gefunden werden, die auch in der Übergangszeit und im Sommer einen nennenswerten Wärmebedarf haben (z.B. industrielle Abnehmer, Thermalbad), erhöht sich die Zahl der Vollbenutzungsstunden.

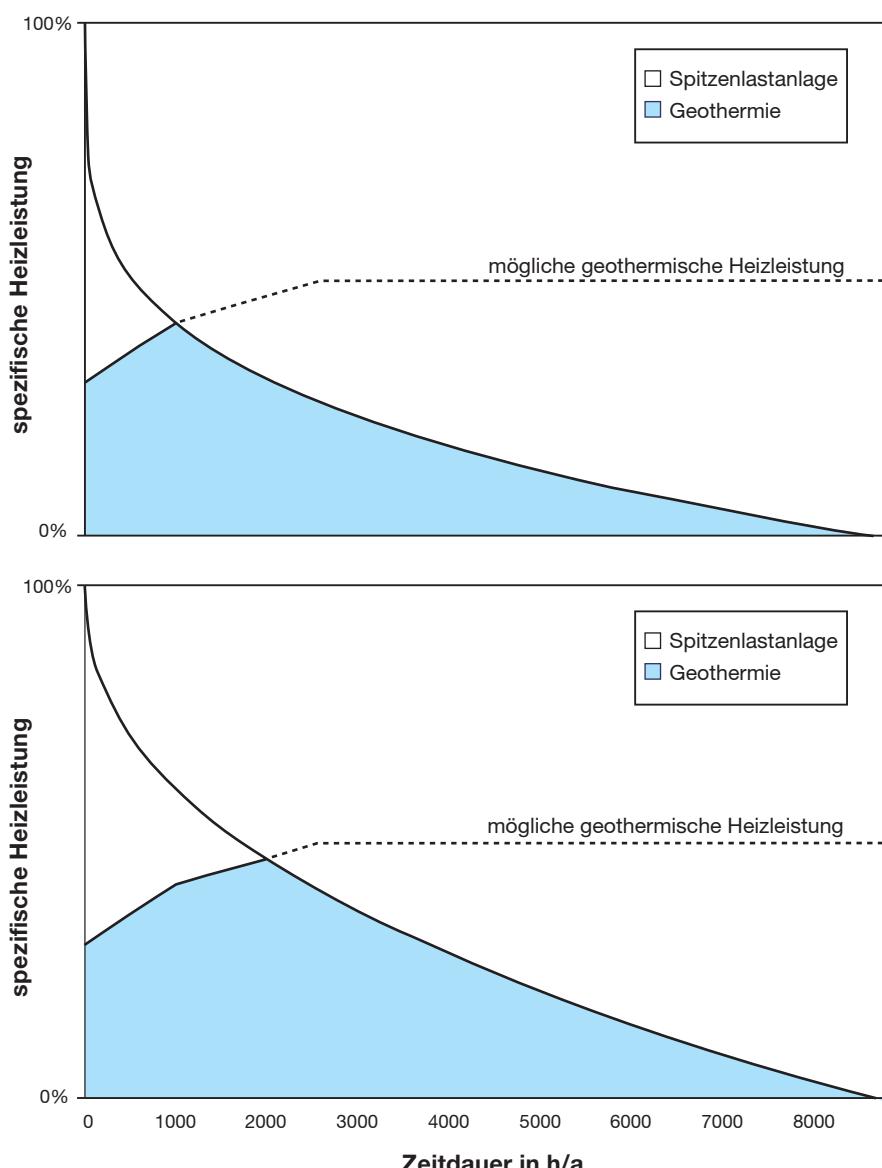


Abb. 9: **Geothermische Wärmelieferung bei unterschiedlicher Bedarfscharakteristik**
(Quelle: GTN)

Zur besseren Ausnutzung des geothermischen Potenzials durch eine Erhöhung der Temperaturspreizung können im Mittellastbereich **Wärmepumpen** eingesetzt werden (Abb. 10). Mit Wärmepumpen muss auch die Temperatur des Thermalwassers angehoben werden, falls diese unter der vom Heiznetz benötigten Vorlauftemperatur liegt. Inwieweit der Einsatz von Wärmepumpen jedoch energetisch und wirtschaftlich sinnvoll ist, ist aufgrund der standortspezifischen und energiewirtschaftlichen Rahmenbedingungen zu prüfen. Entscheidend dabei ist, ob die zusätzlichen Investitionen in die Wärmepumpen und deren nicht unerhebliche Betriebskosten durch den Verkauf oder Mehrverkauf geothermischer Wärme gedeckt werden können.

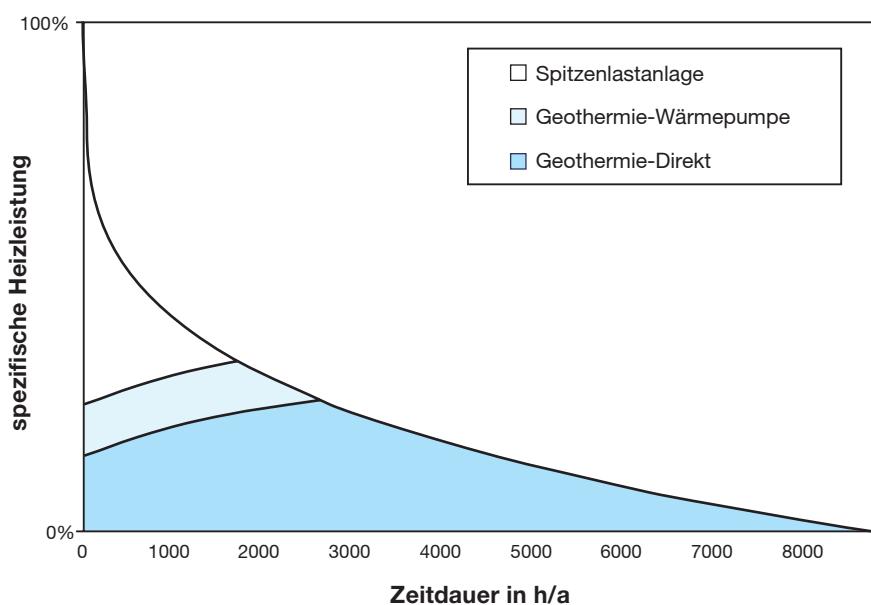


Abb. 10: **Geothermische Wärmelieferung bei Wärmepumpeneinsatz in der Mittellast**

(Quelle: GTN)

Ein **Blockheizkraftwerk** ist eine weitere Komponente, die in eine hydrothermale Wärmeerzeugung integriert werden kann. Die vor allem zur Thermalwasserförderung und -reinjektion erforderliche elektrische Energie von rund 80 bis über 200 kW wird mit einer hohen Vollaststundenzahl benötigt; darüber hinaus kann damit ggf. auch eine Wärmepumpe betrieben werden. Die anfallende Abwärme kann in das Heiznetz eingespeist werden; hierbei kann sich allerdings möglicherweise eine Konkurrenzsituation ergeben, da sowohl das Blockheizkraftwerk als auch das Thermalwasser Grundlastwärme bereitstellen. Es ist daher im Einzelfall zu prüfen, ob die Integration eines Blockheizkraftwerkes wirtschaftlich sinnvoll ist.

Eine **belastbare Abschätzung der Investitionskosten** für eine hydrothermale Wärmeversorgung ist nur anhand der konkreten Randbedingungen des jeweiligen Geothermieprojektes möglich. Um jedoch eine grobe Vorstellung über die Höhe der Investitionskosten zu ermöglichen, sind im folgenden Bandbreiten für die Kosten einiger Systemkomponenten (Wär-

metauscher, Spitzenlastkessel und Nah-/Fernwärmeleitungen) einer hydrothermalen Wärmeversorgung aufgeführt. Die Preisspanne für Wärmetauscher aus Titan beginnt bei ca. 5 €/kW. Diese spezifischen Kosten beziehen sich nur auf die reinen Materialkosten, die Installation und die Einbindung der Wärmetauscher in den Thermalwasserkreislauf ist darin nicht enthalten. Die spezifischen Kosten für Spitzenlastkesselanlagen mit einer Leistung von 3,5 MW liegen bei etwa 70 €/kW, für Spitzenlastkesselanlagen mit einer Leistung vom 10 MW können etwa 40 €/kW angesetzt werden. Diese Kosten beinhalten jedoch nicht die Aufwendungen für Grundstück, Gebäude, Kamin, Elektro- und Leittechnik etc.. Für das Nah-/Fernwärmennetz ist je nach Umfeld von spezifischen Kosten von rund 500 €/m bis deutlich über 1.000 €/m auszugehen.

1.4.4 Hydrothermale Stromerzeugung

Für die hydrothermale Stromerzeugung sind Mindesttemperaturen von knapp 100°C und hohe Volumenströme erforderlich, wobei als absolutes Minimum eine Förderrate von ca. 14 l/s (50 m³/h) angesetzt werden kann (PASCHEN et al. 2003). In der Praxis wird sich bei solch geringen Fließraten eine hydrothermale Stromerzeugung – wenn überhaupt – nur im Zusammenhang mit einer hydrothermalen Wärmeerzeugung rechnen; für eine ausschließliche Stromerzeugung muss von deutlich höheren Mindestförderraten ausgegangen werden.

Die **Nettowirkungsgrade** bestehender ORC-Anlagen bewegen sich bei Thermalwassertemperaturen unter 135°C, wie sie für Bayern anzunehmen sind, unterhalb von 10 %. Für Kalina-Anlagen wird je nach Rahmenbedingungen eine Steigerung um 15 bis 30 % (KABUS et al. 2003) auf Nettowirkungsgrade von über 10 % erwartet; für derartige Anlagen liegen weltweit allerdings noch kaum Betriebserfahrungen vor.

Eine Abschätzung der möglichen hydrothermalen Brutto-Stromproduktion in Abhängigkeit von Temperatur und Fördermenge ist in Abb. 11 dargestellt (SCHNEIDER et al. 2004).

Basis der Berechnung ist ein ORC-Prozess. Es wird davon ausgegangen, dass im Verdampfer und im Vorwärmer der Maschine eine Auskühlung auf jeweils 70°C erfolgt. Angegeben ist die Brutto-Stromproduktion, d.h. der elektrische Eigenbedarf der Anlage ist nicht berücksichtigt (SCHNEIDER et al. 2004). Dieser Energiebedarf, der vor allem für die Förderung und die Reinjektion des Thermalwassers sowie für die Rückkühlung des Arbeitsmittels erforderlich ist, kann je nach Fließwiderstand im Gebirge und der eingesetzten Rückkühlungsvariante weit über 50 % der erzeugten elektrischen Energie betragen. Aufgrund der Vielzahl der möglichen Standortbedingungen und der möglichen Systemkonfigurationen sind allgemeingültige Aussagen hierzu nicht möglich.

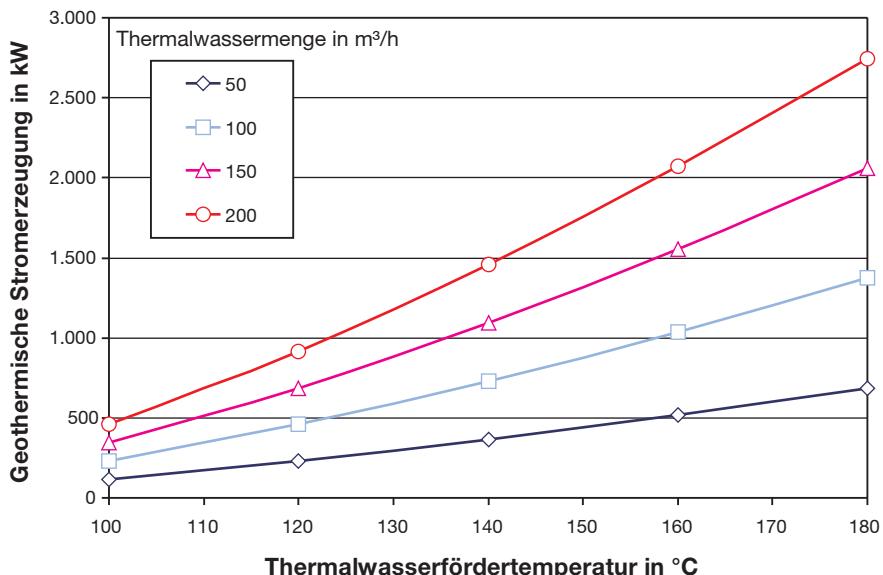


Abb. 11: **Abschätzung der möglichen Brutto-Stromerzeugung mit einer ORC-Anlage bei unterschiedlicher Fördertemperatur und -rate** (Quelle: GTN)

Die **Kühleinrichtungen** für die Rückkühlung des Arbeitsmittels haben erheblichen Einfluss auf die energetische Effizienz und die Wirtschaftlichkeit einer hydrothermalen Stromerzeugung. Je niedriger die Rückkühltemperatur ist, desto höher ist der Wirkungsgrad des Kreisprozesses. Folgende Varianten sind möglich:

- Frischwasserkühlung (Nutzung von Grund- oder Oberflächenwasser)
- Verdunstungskühlung (Nasskühlтурm)
- Direkte Trockenkühlung (Trockenkühlтурm)

Der Wirkungsgrad bei Luftkühlung ist bei Thermalwassertemperaturen unter 135°C deutlich geringer als bei Wasserkühlung. Für Thermalwassertemperaturen um die 100°C kann bei ungünstigen Kühlungsverhältnissen und hohem Leistungsbedarf der Tiefpumpe der Eigenbedarf der Anlage über die Generatorleistung steigen und so der Kraftwerkswirkungsgrad kleiner Null werden (KÖHLER 2002).

Im deutschsprachigen Raum sind bislang nur drei Anlagen zur hydrothermalen Stromerzeugung in Betrieb (Altheim/Oberösterreich, Bad Blumau/Steiermark und Neustadt-Glewe/Mecklenburg-Vorpommern). Alle drei Anlagen sind ORC-Anlagen, die in Kraft-Wärme-Kopplung betrieben werden. Auf Basis der Kosten der beiden wassergekühlten Anlagen in Altheim (1.000 kW brutto mit Frischwasserkühlung) und Neustadt-Glewe (230 kW brutto mit Verdunstungskühlung) ist je nach Leistung von **Investitionskosten** von knapp 1.800 €/kW bis gut 4.000 €/kW auszugehen (müdl. Mitt. Hr. PERNECKER/Gde. Altheim bzw. Hr. Koch/BEWAG Berlin). Diese Kosten beziehen sich nur auf die für die Stromerzeugung notwendigen Anlagen-Komponenten.

1.5 Risikobetrachtungen

Die Erschließung und die energetische Nutzung von Thermalwasser sind mit potenziellen Risiken verbunden. Diese Risiken lassen sich als geologisches, bohrtechnisches und anlagentechnisches Risiko beschreiben (Schneider et al. 2004).

1.5.1 Geologisches Risiko

Unter geologischem Risiko ist zu verstehen, dass der erschlossene Thermalwasseraquifer in der Förder- oder Reinjektionsbohrung nicht die in den Vorstudien prognostizierten Eigenschaften aufweist und daher die Temperatur und die Ergiebigkeit nicht den geforderten Bedingungen entsprechen. Eine hohe Prognoseunsicherheit besteht insbesondere an Standorten in Gebieten mit verhältnismäßig geringem Aufschlussgrad, wobei generell Prognosen hinsichtlich der Temperatur zuverlässiger möglich zu sein scheinen als hinsichtlich der möglichen Ergiebigkeit.

Das geologische Risiko lässt sich minimieren, indem sorgfältig alle verfügbaren Informationen aus vorhandenen **seismischen Untersuchungen** und **Bohrungen** ausgewertet werden. Die Erfahrung zeigt, dass ein Reprocessing vorhandener Seismikdaten einen erheblichen Informationsgewinn bringen kann. Bohr- und Seismikdaten sind in der Regel im Besitz der derzeit oder vormals dort tätigen Erdöl- und Erdgasexplorationsfirmen, so dass bei diesen Firmen um eine Erlaubnis zur Einsichtnahme angefragt oder Nutzungsrechte an diesen Daten erworben werden müssen. Da zumindest in Südbayern das Netz an seismischen Linien vergleichsweise dicht ist, wird man hier in der Regel auf zusätzliche seismische Untersuchungen verzichten können. In weniger gut erkundeten Gebieten kann jedoch auch eine seismische Neuvermessung angebracht sein.

Für das Geothermieprojekt Unterhaching wurde das Fündigkeitsrisiko erstmals über eine privatwirtschaftliche Versicherungslösung abgedeckt. Ob sich dieses Modell auch auf andere Projekte übertragen lässt, bleibt noch zu klären. Im Auftrag des Bundesumweltministeriums soll daher eine allgemeingültige Konzeption erarbeitet werden, wie das Fündigkeitsrisiko bei Geothermieprojekten abgesichert werden kann.

1.5.2 Bohrtechnisches Risiko

Das Abteufen einer Geothermiebohrung unterscheidet sich nicht oder nur unwesentlich vom Abteufen einer Erdöl- oder Erdgasbohrung und ist daher Stand der Technik. Eine sorgfältige bohrtechnische Planung ist unabhängig vom Ziel der Bohrung erforderlich.

Trotz einer sorgfältigen Planung ist das Risiko einer technischen Havarie auch auf einer modernen Rotarybohranlage nicht völlig auszuschließen. Dieses Risiko ist unabhängig vom Ziel der Bohrung gegeben; allerdings genügen insbesondere Bohrkontraktoren aus der Erdöl- und Erdgasindustrie in der Regel sehr hohen Sicherheitsstandards. Die Risikoverteilung zwischen Auftraggeber und Auftragnehmer ist im Bohrvertrag zu klären; in der Regel gehen jedoch bei Geothermiebohrungen Mehrkosten aufgrund technischer Havarien zu Lasten des Bohrkontraktors.

Technische Probleme, die durch entgegen der Prognose angetroffene geologische Verhältnisse bedingt sind, zählen hingegen zum Problemkreis der geologischen Risiken. Mehrkosten aufgrund derartiger Probleme wie z.B. der Verschiebung von Verrohrungsteufen gehen zu Lasten des Auftraggebers.

1.5.3 Anlagentechnisches Risiko

Neben dem normalen technischen Risiko, das bei mit höheren Drücken betriebenen Anlagen immer gegeben ist, können bei Thermalwässern je nach Chemismus der Wässer spezielle Probleme auftreten. Hierzu zählen:

- **Gasgefährdung:** Durch im Thermalwasser gelöste Gase wie H₂S oder CH₄ kann sowohl in der Bohr- als auch in der Betriebsphase eine Gefährdung auftreten. Hierauf ist sowohl in den Vorstudien als auch bei der Planung der Anlage zu achten.
- **Korrosion:** Korrosionsauslösende Faktoren können Sauerstoff, Wasserdampfbildung im Ringraum der Bohrungen, aggressive Kohlensäure, gelöste Chloridionen, Schwefelwasserstoff, pH-Wert, Temperatur und nicht zuletzt konstruktive Verhältnisse der Anlage sein (SCHNEIDER et al. 2004). Für den Korrosionsschutz stehen verschiedene aktive und passive Verfahren zur Verfügung, die in Abhängigkeit von der Temperatur und der chemischen Beschaffenheit des erschlossenen Thermalwassers sowie von den Systemdrücken ausgewählt werden sollten.
- **Ausfällungen:** Durch Verschiebungen des Redoxpotentials oder der Löslichkeit bei der Abkühlung des Thermalwassers könnte es zu Ausfällungen im Thermalwasserkreislauf kommen.
- **Injektionsverhalten:** Durch Sauerstoffeintrag im obertägigen Thermalwasserkreislauf könnten bei der Reinjektion insbesondere in Porenspeichern je nach Zusammensetzung des Speichergesteins chemische Reaktionen und Ausfällungen im Speichergestein hervorgerufen werden, die wiederum zu einer permanenten Speicherschädigung (Verringerung der Durchlässigkeit) führen können. Geeignete Gegenmaßnahmen sind eine Inertgasbeaufschlagung und eine obertägige Filtration im Thermalwasserkreislauf.
- **Mikrobiologische Probleme:** Jedes Thermalwasser enthält autochthone und allochthone Mikroorganismen. Unter bestimmten Bedingungen wie Thermalwassertemperaturen um 40°C und dem Vorhandensein abbaubarer organischer Substanz könnte ein mikrobiologisches Massenwachstum einsetzen, das insbesondere einen Porespeicher schädigen kann. Bei höheren Temperaturen sind derartige Probleme nicht zu erwarten.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass im Malm im südbayerischen Molassebecken in der Regel keine größeren anlagentechnischen Risiken aufgrund der Beschaffenheit der Thermalwässer zu erwarten sind. Bei einer Thermalwassererschließung in anderen Horizonten insbesondere in Nordbayern muss dieser Problemkreis jedoch berücksichtigt werden.

1.6 Möglichkeiten der hydrothermalen Energiegewinnung in Bayern

1.6.1 Balneologische Nutzung

In der balneologischen Nomenklatur wird Wasser bereits ab einer Auslauftemperatur von über 20°C als „Thermalwasser“ bezeichnet. Die genehmigungsfähigen Entnahmemengen bei balneologischer Nutzung betragen üblicherweise rund 2 bis max. 3 l/s. Eine höhere Mineralisation und Inhaltsstoffe wie z.B. Fluor oder Jod, denen eine therapeutische Wirkung zugeschrieben wird, sind für eine balneologische Nutzung von Vorteil.

Die Erschließung von Thermalwasser für eine balneologische Nutzung ist grundsätzlich in allen im Folgenden beschriebenen Aquiferen in Bayern möglich.

1.6.2 Hydrothermale Wärme- und Stromerzeugung

Für eine hydrothermale Wärme- und/oder Stromerzeugung sind gewisse hydrogeologische Grundvoraussetzungen erforderlich:

- Der potenzielle Thermalwasseraquifer muss in einer Tiefe liegen, in der für die vorgesehene Nutzung ausreichend hohe Temperaturen zu erwarten sind.
- Das zu erschließende Thermalwasser muss sich in Bezug auf seine chemische Zusammensetzung (Mineralisation), den Gasgehalt und das mikrobiologische Verhalten für die vorgesehene Nutzung eignen.
- Der Nutzhorizont muss ein für die vorgesehene Nutzung ausreichendes Reservoir bilden, d.h. der potenzielle Thermalwasseraquifer muss eine ausreichende vertikale und horizontale Verbreitung aufweisen.
- Der potenzielle Thermalwasseraquifer muss eine für die vorgesehene Nutzung ausreichende Ergiebigkeit besitzen.

Sofern keine ausgesprochen günstige Jahressdauerlinie der Wärmenachfrage oder eine sonstige kontinuierliche Nachfrage wie z.B. die Nutzung des Thermalwassers in einem Thermalbad vorliegt, kann für eine hydrothermale Wärme- und/oder Stromerzeugung von folgenden Richtgrößen für Mindesttemperatur und -entnahmemenge ausgegangen werden:

- **Hydrothermale Wärmeversorgung mit Wärmepumpe:**
Mindesttemperatur: ca. 40°C bis 70°C (je nach möglicher Entnahmemenge)
Mindestentnahmemenge: ca. 40 l/s bzw. 150 m³/h
- **Hydrothermale Wärmeversorgung ohne Wärmepumpe:**
Mindesttemperatur: 70°C bis > 100°C (je nach möglicher Entnahmemenge)
Mindestentnahmemenge bei 75°C (bezogen auf eine thermische Leistung von 5 MW bei einer Rücklauftemperatur von 50°C): ca. 50 l/s bzw. 200 m³/h
Mindestentnahmemenge bei 97°C (bezogen auf eine thermische Leistung von 5 MW bei einer Rücklauftemperatur von 50°C): ca. 28 l/s bzw. 100 m³/h
- **Hydrothermale Stromerzeugung mit Kraftwärmekopplung:**
Mindesttemperatur: ca. 97°C (untere Temperaturgrenze für eine Stromerzeugung)
Mindestentnahmemenge bei 97°C: ca. 28 l/s bzw. 100 m³/h

- **Hydrothermale Stromerzeugung ohne Kraftwärmekopplung:**

Mindesttemperatur: ca. 97°C (untere Temperaturgrenze für eine Stromerzeugung)

Mindestentnahmemenge bei 97°C: ca. 28 l/s*MPa bzw. 100 m³/h*MPa (d.h. eine Förderrate von mindestens 28 l/s bzw. ca. 100 m³/h bei einer Absenkung von 100 m)

Mit der letztgenannten Mindestentnahmemenge lässt sich mittels einer ORC-Anlage mit einem Wirkungsgrad von ca. 7 % bei einer Thermalwassertemperatur von ca. 100°C und einem Ruhewasserspiegel von 150m unter Gelände jedoch nur eine Netto-Stromerzeugung von weniger als 200 kW realisieren (KABUS et al. 2003). Um eine hydrothermale Stromerzeugung ohne Kraftwärmekopplung bei der derzeitigen Einspeisevergütung wirtschaftlich betreiben zu können, ist eine deutlich höhere Netto-Stromerzeugung und damit eine deutlich höhere Mindestentnahmemenge (100 l/s*MPa bzw. 360 m³/h*MPa und mehr) erforderlich.

Bei dem in Bayern vorherrschenden Temperaturbereich für die hydrothermale Geothermie ist somit nach derzeitigem Stand der Technik in aller Regel sowohl für eine hydrothermale Wärmeerzeugung als auch für eine hydrothermale Stromerzeugung eine Mindestförderrate von 100 m³/h bzw. ein Produktivitätsindex von rund 100 m³/h*MPa Voraussetzung. Damit ergeben sich neben einer ausreichenden lateralen Verbreitung des genutzten Grundwasserleiters vor allem bestimmte Mindestwerte für Porosität, Permeabilität und Nettomächtigkeit. Eindeutige Grenzwerte hierfür sind nicht anzugeben; es kann jedoch für einen Poren-(Kluft)-Grundwasserleiter von folgenden Orientierungswerten ausgegangen werden (ROCKEL et al. 1997, HUENGES et al. 1999):

- Mittlere Nutzporosität > 20%
- Permeabilität > 0,5 * 10⁻¹²m³ (= 0,5 Darcy)
- Nettomächtigkeit > 20m

Diese Vorgaben sind – zumindest nicht in der notwendigen flächigen Verbreitung – für keinen potenziell thermalwasserführenden Poren-(Kluft)-Grundwasserleiter in Bayern erfüllt.

Für die Kluft-(Karst)-Grundwasserleiter lassen sich keine dementsprechenden Parameter vorgeben. Bei Berücksichtigung der notwendigen Mindesttemperaturen sind Entnahmemengen von über 100 m³/h*MPa in Bayern nach den bisherigen Erfahrungen nur im Malm möglich.

1.7 Benutzungsleitfaden für den Bayerischen Geothermieatlas

Für die Benutzung des Bayerischen Geothermieatlas empfiehlt sich folgende Vorgehensweise:

1. Auswahl der vorgesehenen Anwendungsbereiche:

- **Oberflächennahe Geothermie**

(Wärmeversorgung oder Kühlung von einzelnen Gebäuden oder Gebäudekomplexen, Wärme- und Kältespeicherung im Untergrund, Heizung oder Kühlung von Straßen, Brücken oder Start- und Landebahnen etc.)

- **Balneologische Nutzung**

(Thermalbad)

- **Hydrothermale Wärmeversorgung**

(Nah- bzw. FernwärmeverSORGUNG von öffentlichen Gebäuden und größeren Siedlungen oder von Gewerbe- bzw. Industriegebieten)

- **Hydrothermale Stromerzeugung**

2. Überprüfung, ob am vorgesehenen Standort ein geeigneter Aquifer vorhanden ist:

- **Oberflächennahe Geothermie**

Die oberflächennahe Geothermie ist in Bayern nahezu überall einsetzbar. Welche Wärmequelle und welche technische Variante zur Erschließung dieser Wärmequelle bevorzugt zum Einsatz kommen sollte, richtet sich nach den örtlichen Untergrundverhältnissen und der hydrogeologischen Situation sowie dem oberirdischen Platzangebot und den anwendungsspezifischen Bedürfnissen.

Informationen zu dem aktuellen Stand der technischen Lösungen für Ein- und Mehrfamilienhäuser sowie zu den Genehmigungsverfahren sind der Broschüre „Oberflächennahe Geothermie“ zu entnehmen, die kostenlos vom Bayerischen Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz und vom Bayerischen Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie zu beziehen ist.

- **Balneologische Nutzung**

Die Erschließung von Thermalwasser für eine balneologische Nutzung ist grundsätzlich in allen im Folgenden beschriebenen Aquiferen möglich. Voraussetzung hierfür ist eine ausreichende Tiefenlage des Aquifers und eine ausreichende Ergiebigkeit im zu erschließenden Bereich. Welche Mineralisation in dem jeweiligen Aquifer zu erwarten ist, kann der Beschreibung entnommen werden.

- **Hydrothermale Wärmeversorgung**

Ausreichende Ergiebigkeiten in Verbindung mit für eine hydrothermale Wärmeversorgung ausreichend hohen Temperaturen sind nach derzeitigem Kenntnisstand nur im Malm zu erwarten (Gebiete mit günstigen Voraussetzungen siehe Abb. 12).

- **Hydrothermale Stromerzeugung**

Ausreichende Ergiebigkeiten in Verbindung mit für eine hydrothermale Stromerzeugung ausreichend hohen Temperaturen sind nach derzeitigem Kenntnisstand nur im Malm zu erwarten (Gebiete mit günstigen Voraussetzungen siehe Abb. 13).

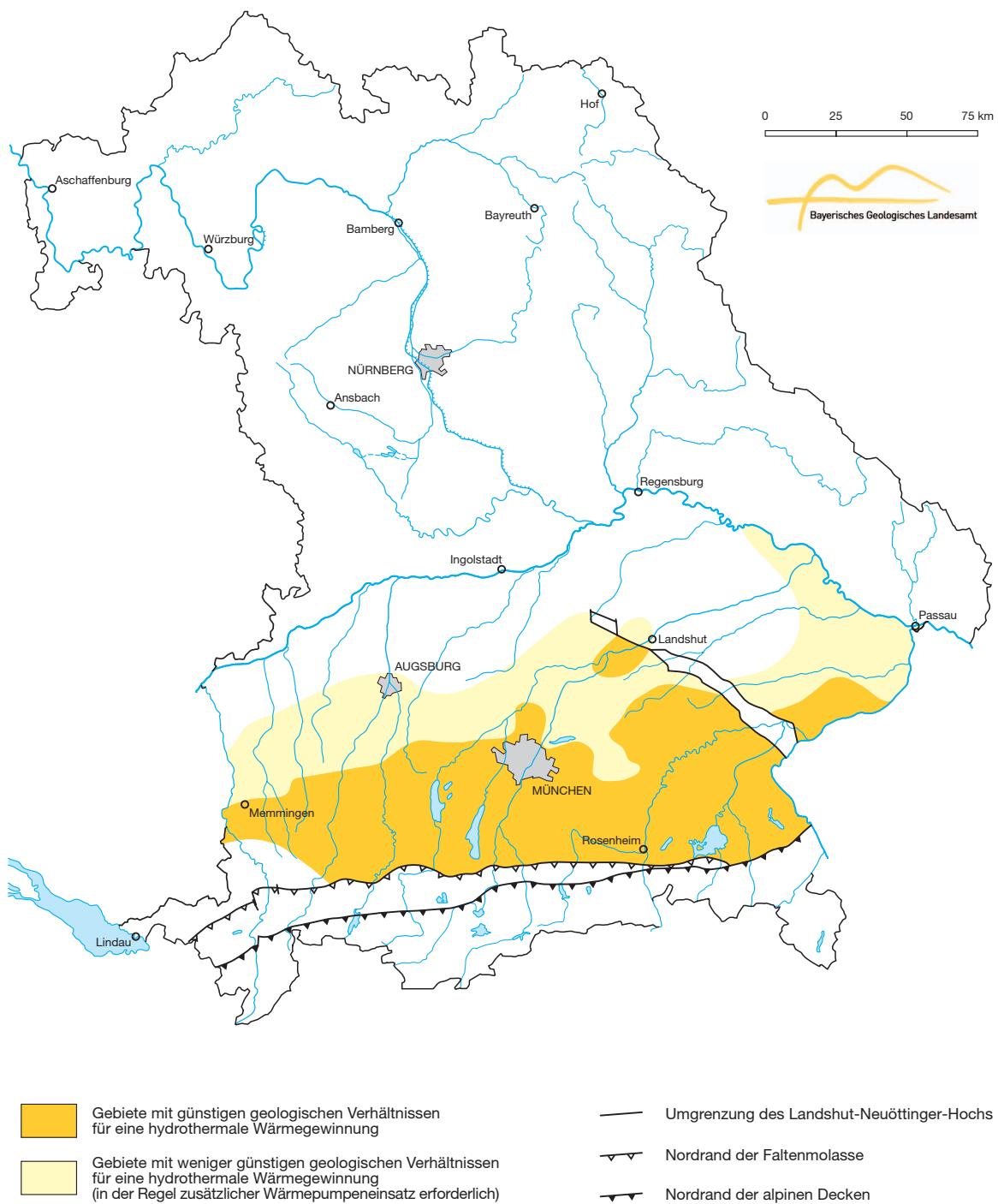


Abb. 12: Gebiete in Bayern mit günstigen geologischen Verhältnissen für eine hydrothermale Wärmeerzeugung

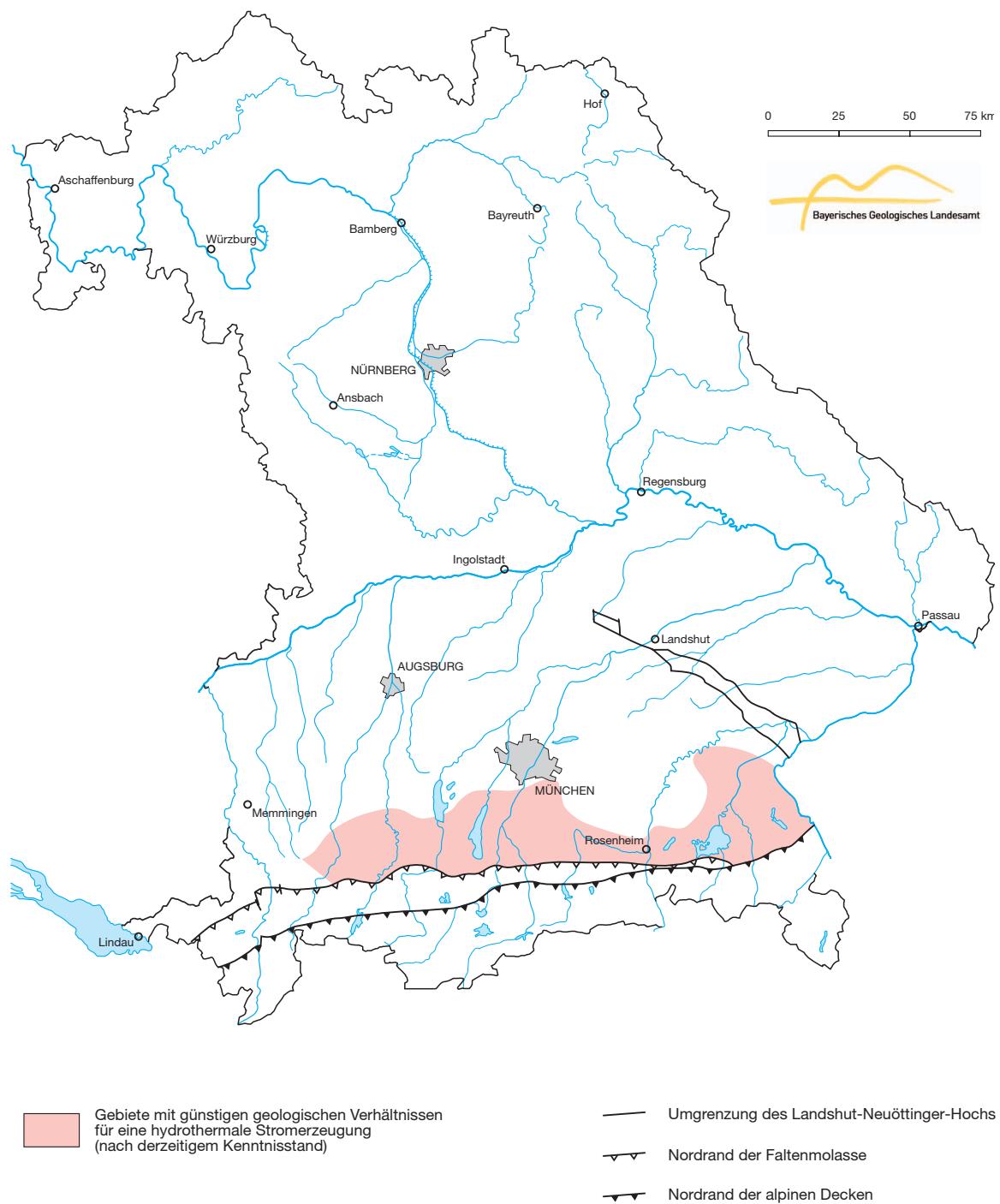


Abb. 13: Gebiete in Bayern mit günstigen geologischen Verhältnissen für eine hydrothermale Stromerzeugung

3. Ermittlung der Tiefenlage und Mächtigkeit des Aquifers:

Zur Abschätzung der zu erwartenden Temperaturen im Aquifer ist die Tiefenlage und die Mächtigkeit des Aquifers am vorgesehenen Standort zu ermitteln. Die Tiefenlinienpläne beziehen sich auf Normal Null; zur Abschätzung der Bohrteufen ist jeweils die potenzielle Ansatzhöhe über NN hinzuzurechnen.

4. Ermittlung der zu erwartenden Temperaturen:

Bei bekannter Tiefenlage des Aquifers kann die zu erwartende Temperatur aus den Temperaturkarten abgelesen werden. Zu beachten ist jedoch, dass die Tiefenlage des Aquifers im Meter u. NN angegeben ist. Die Temperaturen beziehen sich hingegen auf Meter unter Gelände, so dass zur Temperaturermittlung (ebenso wie zur Abschätzung der Bohrteufen) die Geländehöhe des vorgesehenen Standorts und die Tiefenlage des Aquifers addiert werden müssen. Liegt die gesuchte Tiefe zwischen zwei Temperaturkarten, kann durch lineare Interpolation der Temperaturwert in der gewünschten Tiefe abgeschätzt werden.

Wichtige Hinweise

Die Karten zur Tiefenlage und Mächtigkeit der potenziell thermalwasserführenden Aquifere und die Karten zur Temperaturverteilung im Untergrund ermöglichen eine erste Abschätzung der für eine Thermalwassererschließung erforderlichen Bohrtiefen und der zu erwartenden Temperaturen. Sie können damit erste Anhaltspunkte geben, an welchen Standorten eine hydrothermale Wärmeversorgung, eine hydrothermale Stromerzeugung oder auch eine balneologische Nutzung sinnvoll sein kann.

Diese Karten können jedoch keinesfalls detaillierte, standortspezifische Voruntersuchungen ersetzen.

Vor der endgültigen Entscheidung zu einer hydrothermalen Wärmeversorgung, zu einer hydrothermalen Stromerzeugung oder zu einer balneologischen Nutzung muss immer eine Machbarkeitsstudie stehen, in der sowohl die wirtschaftlichen als auch die hydrogeologischen Gegebenheiten für ein geplantes Geothermieprojekt detailliert untersucht werden.

2 Hydrothermale Grundwasserleiter in Bayern

2.1. Nordbayern – Fränkisches Becken

2.1.1. Geothermisches Potenzial des Fränkischen Beckens

Das Fränkische Becken besitzt abhängig vom tektonisch-lithologischen Aufbau unterschiedliche Voraussetzungen für die Erschließung und Nutzung von Thermalwässern. BAUER (1999, 2000) gibt einen zusammenfassenden Überblick über die Thermalwasserhöufigkeit und die geothermischen Verhältnisse des Fränkischen Beckens.

Meist ein geringes hydrothermales Potenzial weisen die Gebiete auf, in denen das Grundgebirge an der Oberfläche ausstreckt bzw. die darüber liegende Sedimentdecke nur geringe Mächtigkeiten aufweist. Die Grundwasserleiter erreichen in diesen Gebieten nicht die für die Thermalwasserbildung notwendige Tiefenlage. In Nordbayern trifft dies insbesondere für die Böhmischa Masse und die Spessart-Rhön-Schwelle zu. Eine ungünstige geologische Situation ist auch im Frankenwald anzutreffen. Im mittelfränkischen Schichtstufenland ist die Erschließung von Thermalwasser prinzipiell möglich; das Potenzial ist aufgrund der eher niedrigen Temperaturen jedoch gering. Ähnliches gilt für die Grundwasserleiter unter der Mittleren Frankenalb und für die Zechstein- und Buntsandstein-Thermalwässer im Unterfränkischen Becken. Im Nördlinger Ries sind hohe Untergrundtemperaturen vorhanden, wobei die Schüttungen jedoch als mäßig einzustufen sind. In der Grabfeld- und Frankenalb-Mulde (Hollfelder und Veldensteiner Mulde) treffen günstige hydrogeologische Voraussetzungen mit erhöhten Untergrundtemperaturen zusammen. Die bereichsweise erhebliche Mineralisation der Wässer könnte sich jedoch nachteilig auf eine Nutzung auswirken (BAUER 1999).

Im unterlagernden Grundgebirge treten vereinzelt Bereiche mit hohen Temperaturen und nennenswerten Schüttungen in Erscheinung. Diese sind jedoch räumlich eng begrenzt und an tektonische Strukturen gebunden.

Die Betrachtung der hydrogeologischen Verhältnisse in den für eine Wärmegegewinnung notwendigen Tiefen zeigt, dass die in Nordbayern anzutreffenden Thermalwässer für die energetische Nutzung kaum in Betracht kommen, hingegen gut für balneologische Verwendung geeignet sind (GUDDEN 1983, HECHT 1993).

2.1.2. Aufbau und Entwicklung des Fränkischen Beckens

Das Fränkische Becken entwickelte sich seit dem Oberkarbon und dehnte sich ab dem Zechstein während wiederholt stattfindender Transgressionen nach Süden und Westen hin aus. Es stellt den auf der Süddeutschen Großscholle gelegenen Randbereich des Germanischen Triasbeckens dar und besteht aus mehreren, meist im Permokarbon angelegten Teilbecken. Östlich wird das Fränkische Becken von der Böhmischa Masse, im Westen durch das Rheinische Massiv, im Süden durch die Vindelizische Schwelle (Dinkelsbühl-Berching-Hoch) und im Norden durch die Spessart-Rhön-Schwelle begrenzt (BAUER 1999). Wichtige Teilbecken sind das Unterfränkische Becken (Kraichgau-Saale-Trog), das Coburger (bzw. Mellrichstädter) Becken und das Weidener Becken (Nordostbayerischer Permokarbon-Trog).

Die in Unterfranken bis zu 3.000 m mächtigen permomesozoischen Sedimente nehmen nach Süden auf weniger als 400 m Mächtigkeit ab. Stratigraphisch reichen die Schichtabfolgen, z.T. mit erheblichen Schichtlücken,

vom Oberkarbon bis zum Jungtertiär. Mit Ende der variszischen Gebirgsbildung kam es im Oberkarbon zur Ausbildung von intramontanen Gräben, die zum Teil über 2.500 m Gebirgsschutt des variszischen Gebirges in sich aufnahmen. Diese spät- bis postvariszischen Senkungszonen zeichnen sich vor allem während des Rotliegenden, aber darüber hinaus auch noch bis in die Untere Trias durch erhöhte Sedimentmächtigkeiten aus. Eine erste Meerestransgression erfolgte im Zechstein vom Norden her über die Hessische Senke in das Fränkische Becken hinein. Die verbliebene Vindelizische Schwelle verhinderte eine Meeresverbindung nach Süden zum Tethys-Meer. Das ausgeprägte Grabenrelief war zu diesem Zeitpunkt durch die Rotliegend-Sedimentation bereits weitgehend ausgeglichen. Mit Beginn der Trias (Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper) dehnt sich der Sedimentationsraum weiter nach Süden bis zu einer Linie in Höhe Ansbach – Neumarkt/Oberpfalz – Bodenwöhler Bucht aus. Die Sedimentation war während des Buntsandsteins teilweise unterbrochen, jedoch erfolgte während des Oberen Buntsandsteins eine erneute Transgression von Norden und Osten her (Rötmeer), die im Unteren Muschelkalk zu flachmarinen Ablagerungsbedingungen führte. Mit Beginn des Mittleren Muschelkalk wurde das Fränkische Becken immer wieder vom offenen Meer abgeschnürt und es bildeten sich evaporitische Ablagerungen. Im Oberen Muschelkalk entstanden aufgrund des Meereswasseraustauschs über die Burgundische Pforte wieder vollmarine Verhältnisse. Der Sedimentationsraum griff nun im Süden auch auf das Dinkelsbühl-Berching-Kristallinhoch über. Eine Regression im höheren Oberen Muschelkalk bestimmte die Sedimentationsbedingungen im Keuper, der in Süddeutschland vor allem von terrestrischen Einflüssen geprägt ist. Der Sedimentationsraum dehnte sich weiter nach Süden auf das Vindelizische Land aus. Da die Absenkung mit der Sedimentation annähernd Schritt hielt, wurden im Wesentlichen flachmarine sowie fluviatile Sedimente abgelagert. Dabei ist die Beckenfazies meist pelitisch-sulfatisch und die Randfazies klastischsandig ausgebildet. Im Oberen Keuper (Rhät) erfolgte ein erneuter Meeresvorstoß aus dem Norddeutschen Becken über die Hessische Senke, der die Sedimentationsbedingungen des Unteren Jura (Lias) bestimmt. Dieser ist durch pelitisch-karbonatische Sedimentation mit hohem organischen Anteil im Beckeninneren und teilweise sandige Flussdeltaschüttungen aus dem Vindelizischen Land vor allem im tiefen Lias gekennzeichnet. Diese Bedingungen halten zunächst bis in den tiefen Mittleren Jura (Dogger) an. Anschließend folgen sandsteinreiche Abfolgen, die wiederum von pelitischen Abfolgen überlagert werden. Die Verbindung über die Hessische Senke wurde durch die Hebung der Mitteldeutschen Schwelle unterbrochen und aufgrund der Absenkung der Vindelizischen Schwelle nahm der Einfluss des Tethys-Meeres im Fränkischen Becken zu. Durch eine weltweite Meerestransgression, die bereits im obersten Dogger einsetzte, wurde das Fränkische Becken im Oberen Jura schließlich zu einem flachen Schelfmeer der Tethys. Es bildeten sich die mächtigen Karbonate des Malm, die in der Schwäbischen und Fränkischen Alb an der Oberfläche anstehen und nach Süden unter das süddeutsche Molassebecken abtauchen.

2.1.3. Tektonik

Die tektonische Entwicklung innerhalb des Fränkischen Beckens nach Beendigung der variszischen Gebirgsbildung begann aufgrund einer Nordost-Südwest-gerichteten Krustendehnung mit der Platznahme von Graniten sowie mit der Bildung von Abschiebungen und Gräben. Auch die Permokarbon-Tröge wurden in dieser Phase angelegt. Im weiteren Verlauf der Erdgeschichte führten mehrere Kompressions- und Extensionsphasen zur Bildung bzw. Reaktivierung von Auf- und Überschiebungen sowie zu Seitenverschiebungen. Unter anderem wurde zwischen der Oberkreide und dem Alt-Tertiär der Westrand der Böhmisches Masse herausgehoben und teilweise auf das permomesozoische Vorland des Fränkischen Becken aufgeschoben. Eine bedeutende Störungszone am Ostrand des Fränkischen Beckens ist beispielsweise die sogenannte „Fränkische Line“, die bereits im obersten Karbon angelegt wurde und zwischen Thüringer Wald und Fichtelgebirge maximale Sprunghöhen von ca. 1.000 m erreicht. Das westliche Vorland zur Fränkischen Linie bildet das Fränkische Bruchschollenland (bzw. Obermain-Naab-Bruchschollenland). Die westliche Begrenzung für diesen in Schollen zergliederten Bereich stellt die (Eisfeld)-Kulmbacher-Störungszone mit bis zu 900 m Sprunghöhe dar. Weitere markante Störungen im Grenzbereich zur Böhmisches Masse sind die Pfahlzone, die den Bodenwöhler Halbgraben nach Nordosten begrenzt, die Keilberg-Störung sowie der Donaurandbruch. In dessen Verlängerung nach Westen tritt die Schwarzwald-Bayerwald-Linie mit ca. 30 m Versatz in Erscheinung.

Weitere große Störungszonen durchziehen in Nordwest-Südost-Richtung das Fränkische Becken. Meist handelt es sich um Horst-Graben-Strukturen mit Versatzbeträgen von bis zu 200 m. Neben der Störungstektonik ist das Fränkischen Becken durch einen weiträumigen Mulden- und Sattelbau gekennzeichnet (BAUER 1999). Bedeutende Synkinalen sind die Grabfeld-Mulde nördlich des Mains und die Frankenalb-Mulde südlich des Mains.

In den Tiefenlinienplänen werden die im Untergrund des Beckens verlaufenden Störungszonen aufgrund der unzureichenden Datendichte nicht berücksichtigt. Die Tiefenlinienpläne stellen großräumig interpoliert die Tiefenlage (bezogen auf Normal Null) der Oberkante bzw. der Basis der jeweiligen geologischen Einheit dar. Diese Interpolation war in dem stark zerlegten Bereich des Obermain-Naab-Bruchschollenlandes nicht möglich; die Tiefenlinienpläne werden daher von der westlichsten Störungszone des Bruchschollenlandes begrenzt.

2.1.4. Potenzielle Thermalwasseraquifere

2.1.4.1 Grundgebirge (Prä-Perm)

• Geologischer Rahmen und Verbreitung

Das Grundgebirge unter der sedimentären Überdeckung des Fränkischen Beckens ist Teil des variszischen Gebirges, das sich in Nordbayern in die Mitteldeutsche Kristallinzone im Nordwesten, in das Saxothuringische Becken im zentralen Bereich und in das Moldanubikum im Süden und Südosten des Fränkischen Beckens untergliedert lässt.

Die Mitteldeutsche Kristallinzone besteht im Wesentlichen aus Para- und Orthogneisen, aus Glimmerschiefern sowie aus Intrusivgesteinen (Diorite, Granodiorite, Aplitgranite). Im nach Südosten anschließenden Saxothuringischen Becken lassen sich zwei Faziesbereiche, die Thüringische und die Bayerische Fazies voneinander unterscheiden. Die Gesteine setzen sich vor allem aus kambrischen bis unterkarbonischen, gering bis schwach metamorph überprägten Sedimenten und Vulkaniten (Tonschiefer, Quarzite, Meta-Grauwacken, karbonatische Gesteine, Kiesel-schiefer und Diabase) zusammen. Der Metamorphosegrad nimmt von Norden nach Süden hin zu. Das Moldanubikum im Süden und Südosten des Fränkischen Beckens besteht zum Großteil aus präkambrischen bis altpaläozoischen Einheiten, die mehrmals metamorph überprägt wurden und nun als Gneise, migmatitische Gneise, Granite sowie als Metabasite in Erscheinung treten. Die meist granitoiden Intrusionen erfolgten im Zusammenhang mit der variszischen Gebirgsbildung.

Die Grundgebirgssoberfläche liegt im Norden im Bereich der Spessart-Rhön-Schwelle bei ca. 200 m ü. NN, im Süden im Bereich des Dinkelsbühl-Berching-Hochs in etwa bei 100 m ü. NN. Im Unterfränkischen Becken fällt die Grundgebirgssoberfläche zwischen Schweinfurt und dem Grabfeld auf über 1.400 m u. NN ab. Im Coburger Becken steht das Grundgebirge in Tiefen von ca. 1.400 bis 1.500 m u. NN an und steigt von dort nach Osten hin vermutlich stufenartig bis zur Fränkischen Linie wieder an. Im Weidener Becken liegt die Grundgebirgssoberfläche weit unter 1.200 m u. NN.

Grundlage für die Erstellung des Tiefenlinienplans der präpermischen Grundgebirgssoberfläche sind die Bohrprofile jener Tiefbohrungen, die im Fränkischen Becken das Grundgebirge erreicht haben. Darüber hinaus wurden Bohrungen herangezogen, die das Grundgebirge zwar nicht erreichen, in denen jedoch die durchgeföhrten geophysikalischen Messungen auf eine bestimmte Tiefenlage des Grundgebirges schließen lassen. Auch wurden die anhand von geophysikalischen Messungen vor allem im Bereich des Dinkelsbühl-Berching-Hochs sowie im Nordostbayerischen Permokarbon-Trog erstellten Übersichten (BADER 2001) und weitere Darstellungen der Grundgebirgssoberfläche (TRUSHEIM 1964, GUDDEN & SCHMID 1985, BAUER 1999) bei der Ermittlung der Tiefenlinien berücksichtigt. Die flächenhaft dargestellten Bereiche mit an der Oberfläche ausstreichendem Grundgebirge wurden den Geologischen Übersichtskarten 1:200.000 (herausgegeben von der BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE, Hannover) entnommen. Vertikale Versätze an Störungen konnten bei der vorhandenen Datenlage nicht berücksichtigt werden. Aufgrund der starken Zerrüttung wurde auch auf eine Darstellung der Grundgebirgssoberfläche in dem ehemaligen Meteoritenkrater des Nördlinger Ries verzichtet.

• **Hydraulische Eigenschaften**

Die hydraulischen Eigenschaften des Grundgebirges unter dem Fränkischen Becken sind bisher kaum bekannt; für die Beschreibung der hydraulischen Eigenschaften des Grundgebirges muss daher auf Untersuchungen von STOBER (1995) im Schwarzwald sowie auf Arbeiten im Rahmen der „Kontinentalen Tiefbohrung“ (KTB) in Windischeschenbach zurückge-

griffen werden. Da die Matrix der kristallinen Gesteine zwar in geringem Umfang Wasser speichern kann, jedoch sehr gering durchlässig ist, erfolgt die Wasserbewegung vorwiegend entlang von Störungs- und Verwerfungsflächen, Kluftflächen, Gängen, Zonen hydrothermaler Zersetzung und Grenzflächen unterschiedlicher Gesteine (STOBER 1995). Die Kluft- und Störungsflächen bilden dabei ein mehr oder weniger stark zusammenhängendes Netzwerk. Entsprechend stark variieren die hydraulischen Durchlässigkeiten auf engstem Raum. In Graniten kann aufgrund des eher rigiden Gesteinsverhaltens das Kluftnetzwerk so gleichmäßig ausgebildet sein, dass sie sich beinahe wie ein homogenes, isotroper Grundwasserleiter verhalten. Während in Gneisen häufig abnehmende Durchlässigkeiten zur Tiefe hin zu beobachten sind, tritt eine solche Tiefenkorrelation bei den Graniten meist nicht so ausgeprägt in Erscheinung. Offene Klüfte konnten in Tiefbohrungen bis in Tiefen von über 3.500 m nachgewiesen werden (BEHR 1989). Tiefbohrungen im Schwarzwald ergaben für stark zerstörtete Granite mittlere Transmissivitäten von $7,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ und für Gneise mittlere Transmissivitäten von $6,9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Für den Falkenberger Granit in der Oberpfalz werden eine Transmissivität von $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ und Durchlässigkeitsbeiwerte von $4,0 \cdot 10^{-11} \text{ m/s}$ bis $1,6 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}$ beschrieben (BAUER 1999). Erhöhte Durchlässigkeiten können in der Kristallinzersatzzone bzw. im Vergrusungsbereich des Grundgebirges auftreten (FRANZ et al. 2000). Aus dem Fränkischen Becken liegen dazu keine detaillierten Untersuchungen vor, jedoch zeigt beispielsweise der kristalline Untergrund unterhalb des oberösterreichischen Molassebeckens eine bis zu 80 m mächtige Verwitterungszone (WIESENEDER et al. 1976), die sich in den tieferen Abschnitten vor allem durch eine Kaolinisierung der Feldspäte bemerkbar macht und zur Bildung von sekundären Porositäten führt (GOLDBRUNNER 1988). SCHUBERT (1996) nimmt für die unterlagernde Kristallinauflockungszone in Oberösterreich k_f -Werte von $5,0 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ und für das kristalline Festgestein Werte von $1,0 \cdot 10^{-11} \text{ m/s}$ an.

Bei den Schiefergebirgsgesteinen des Saxothuringischen Beckens handelt es sich zumeist um Tonschiefer, Ton-Sandsteinabfolgen und Grauwacken mit geringer Ergiebigkeit und geringer Durchlässigkeit. Die Tonschiefer sind ausgesprochene Grundwassergeringleiter, deren Wasserführung auf offene Klüfte beschränkt ist. In der Bohrung E2 Neualbenreuth/Oberpfalz konnte für phyllitische Formationen des Schiefergebirges ein k_f -Wert von $5,1 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$ abgeschätzt werden (BAUER 1999). Meistens sind die Klüfte in den „weichen“ Tonschiefern jedoch geschlossen. Lediglich Kieselschiefer, Quarzite, vulkanische Gesteine und Grauwacken können aufgrund zum Teil offener Kluftnetze höhere hydraulische Durchlässigkeiten aufweisen. Die Karbonate besitzen unterschiedliche hydraulische Eigenschaften. Während die zumindest an der Oberfläche verkarstungsfähigen silurischen Ockerkalke von HOPPE (1954) mit einem mittleren Kluftvolumen von 1,2% und k_f -Werten von $2,3 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$ bis $4 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ als schwach- bis geringdurchlässig eingestuft werden, sind die devonischen Knotenkalke weitestgehend dicht (BAUER 1999).

• Hydrochemische Eigenschaften

Typisch für die Grundwässer des kristallinen Grundgebirges ist eine chemische Stockwerksgliederung (STOBER 1995, SCHÄDEL & STOBER 1987). Während die Grundgebirgswässer näher an der Oberfläche im Allgemeinen höhere Erdalkalianteile aufweisen, handelt es sich im tieferen Kristallin zumeist um stagnierende, Natrium-Chlorid-dominierte Wässer. Die hochmineralisierten Tiefenwässer sind häufig reich an den gelösten Gasen Stickstoff, Kohlendioxid, Methan und Wasserstoff (BEHR et al. 1993). In der KTB-Vorbohrung wurden in 3.800 bis 4.000 m Tiefe hochmineralisierte Fluide mit einem Lösungsinhalt von ca. 60 g/l angetroffen (LODEMANN et al. 1994). Der Aufstieg der Fluide ist an Störungszonen gebunden. Häufig sind diese tiefen Bruchzonen auch Aufstiegsfade für CO₂ (STETTNER 1971). Das Auftreten von Säuerlingen und der Verlauf tektonischer Linien des Grundgebirges stehen in einem engen Zusammenhang. Diese aufsteigenden Wässer sind neben der Natrium- und Chlorid-Dominanz durch hohe Calcium-, Bromid-, Jodid-, und Sulfat-Konzentrationen gekennzeichnet (BAUER 1999). Einen Übergang stellen die Wässer der Zersatzzone des Grundgebirges dar, die aufgrund der Verzahnung mit dem darüber liegenden Grundwasserleiter eine diesem entsprechende hydrochemische Signatur erhalten können. Im zertrümmerten Kristallin des Nördlinger Ries reichen die Lösungskonzentrationen von 0,5 g/l in 500 m Tiefe bis auf 2 g/l in 1.200 m Tiefe. Die relativ gering mineralisierten Wässer besitzen dort meist einen Natrium-Sulfat bzw. Natrium-Hydrogenkarbonat-Charakter (BAUER 1999).

Tab. 1: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Grundgebirges (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Granite, Gneise, Schiefer, Phyllite, Quarzite, Diabase, Diorite, Tonschiefer, Karbonate, Grauwacken u. a.
Typ des GWL	Kluft (Kluft-(Poren) in der Zersatzzone)
Nettomächtigkeit	Zersatzzone bis zu mehreren 10er Metern
Porosität	keine Angaben
Permeabilität	in zerrütteten Gesteinen k _f -Werte von 10 ⁻¹¹ - 10 ⁻⁹ m/s in der Zersatzzone z.T. höher (k _f -Werte > 10 ⁻⁶ m/s)
Transmissivität	in zerrütteten Gesteinen 10 ⁻⁶ bis 10 ⁻⁴ m ² /s
GW-Typ	Na-SO ₄ - bzw. Na-HCO ₃ -Typ mit geringer Mineralisation in der Tiefe: Na-Cl-Typ mit hoher Mineralisation

2.1.4.2. Oberkarbon / Rotliegend

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Die Sedimente des Oberkarbons wurden als intramontane Beckenfüllungen des variszischen Gebirges abgelagert. Die Sedimentation erfolgte unter ariden bis semiariden Bedingungen und es kam zur Ablagerung von grobkörnigen Arkosen, Grauwacken, Konglomeraten, Sandsteinen sowie von Schluff- und Tonsteinen. Lassen sich die Abfolgen des Oberkarbon (Stefan und Westfal) und des Rotliegenden lithologisch nicht exakt voneinander abgrenzen, so werden sie als sogenanntes „Permokarbon“ zusammengefasst.

Infolge anhaltender Scher- und Dehnungstektonik setzte sich die Einsenkung der intramontanen Becken im Rotliegend fort. Zudem führten die tiefreichenden Krustenstörungen zu Intrusionen und vulkanischen Aktivitäten mit Höhepunkt an der Wende Oberkarbon/Rotliegend.

Die Mächtigkeit und Ausbildung der Rotliegendsedimente ändert sich auf engem Raum. Die Sedimentation wurde durch die tektonische Aktivität, die Lithologie des Liefergebietes und die strukturelle Lage des Ablagerungsraumes gesteuert. Der Sedimenttransport erfolgte periodisch durch Schlammströme, wobei sich das Material in Form von alluvialen Schwemmfächern innerhalb der intramontanen Becken ablachte (KURSZLAUKIS & LORENZ 1993). Die Abfolge des Rotliegend setzt häufig mit einem Fanglomerat- oder Konglomerathorizont ein. Die darüber geschütteten Ablagerungen bestehen aus Konglomeraten, Sandsteinen, Arkosen und auch Schluffsteinen, je nach Sedimentationsbereich innerhalb des Ablagerungsfächers. Im Unterrotliegend treten darüber hinaus auch karbonatische Einschaltungen in Erscheinung. Die klastischen Sedimente sind in der Regel schlecht sortiert, was auf eine geringe Transportweite hinweist.

Das Rotliegend in Bayern lässt sich in Becken- und Schwellenbereiche untergliedern, wobei die Schwellen nicht als einheitliche Hochgebiete betrachtet werden können. Vielmehr treten auch dort Bereiche auf, in denen Rotliegend erhalten sein kann. Im Nordwesten finden sich im Bereich der Spessart-Rhön-Schwelle einzelne Rotliegendvorkommen. Südöstlich daran schließt sich der Kraichgau-Saale-Trog an, in dem Rotliegendifmächtigkeiten von über 700 m auftreten können (Bohrung Rannungen). Die Tröge unmittelbar am Westrand der Böhmischem Masse werden als Nordostbayerischer Permokarbon-Trog zusammengefasst. Die größte Mächtigkeit des Permokarbon wird hier im Weidener Becken mit vermutlich mehr als 2.800 m erreicht (MÜLLER 1994). Westlich und südlich davon fehlt offensichtlich flächenhaft verbreitetes Rotliegend. Kleinere Rotliegendvorkommen befinden sich im Raum Nürnberg – Forchheim, Abenberg und Gunzenhausen. Der westlich davon gelegene Schramberger Trog endet im Bereich Eichstätt. Einzelne Permokarbon-Vorkommen finden sich auch südlich des Nordostbayerischen Permokarbon-Trogs. Diese werden durch Verwerfungen begrenzt und erreichen reflexionsseismischen Messungen zufolge beispielsweise im Bereich des Ambergers Trogs Mächtigkeiten von ca. 1.500 m (BADER 1995). Der Raum südlich der Donau war während des Perm überwiegend kristallines Festland, auf dem nur vereinzelte Rotliegendvorkommen zwischen Ingolstadt und Salzburg nachgewiesen sind.

Aufgrund der fehlenden flächenhaften Verbreitung wurde auf die gesonderte Konstruktion von Tiefenlinien der Rotliegend-Oberfläche verzichtet. Die Karte der Rotliegend-Verbreitung beruht auf HAUNSCHILD (1997) und BADER (2001).

• **Hydraulische Eigenschaften**

Bei den permokarbonen Einheiten handelt es sich im Wesentlichen um Kluft-Grundwasserleiter, wobei im Porenraum der Sandsteine auch ein gewisses Speichervolumen zur Verfügung stehen kann (HOPPE 1954). Die bisherigen Bohrergebnisse deuten darauf hin, dass die permokarbonen Abfolgen in Nordbayern ein eher wenig erfolgversprechender Erschließungshorizont für Thermalwässer sind. Die Förderraten liegen meist weit unter 1 l/s. Injektionsversuche an der Bohrung Gunzenhausen ergaben für einen Rotliegend-Vulkanit eine Transmissivität von $3,47 \cdot 10^{-6}$ m²/s und eine Permeabilität von 2,72 mD (entspricht einem k_f -Wert von $2,6 \cdot 10^{-8}$ m/s). Die Fördermenge betrug 0,1 l/s bei 370 m Absenkung (MESY 1988 in BAUER 1999). Für die Thermalwasserbohrung Weiden wurde eine Transmissivität von $3,8 \cdot 10^{-6}$ m²/s und ein k_f -Wert von $7,6 \cdot 10^{-8}$ m/s ermittelt. Die höchste Förderleistung mit noch annähernd quasistationären Bedingungen betrug 1,8 l/s bei einer Absenkung von 487 m unter Ruhewasserspiegel (WATEC 1991, unveröff.).

Die permokarbonen Abfolgen in den Trogzentren weisen durch ihre tiefe Lage hohe Temperaturen auf, während in den Schwellenbereichen entsprechend geringere Temperaturen zu verzeichnen sind. In Gunzenhausen wies das Wasser in einer Tiefe von 460 m eine Temperatur von 23,2°C auf; in der Bohrung Staffelstein 1 wurden in einer Tiefe von 1.600 m Temperaturen von knapp über 60°C erreicht (GUDDEN 1977).

• **Hydrochemische Eigenschaften**

Während das im Rotliegend oberflächennah auftretende Grundwasser vorwiegend als gering mineralisierter Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Typ in Erscheinung tritt, zeichnen sich die Tiefenwässer durch zum Teil sehr hohe Mineralisationen und eine Natrium-Chlorid-Dominanz aus (UDLUFT 1979), deren Ursache möglicherweise im Absinken von Zechsteinsolen begründet ist. Die zur Tiefe hin ansteigenden Lösungskonzentrationen erreichen dabei beispielsweise in der Bohrung Thüringen Süd (nördlich der bayerischen Landesgrenze) 80 bis 200 g/l (BAUER 1999). Auch die südthüringischen Bohrungen Themar 1/63 und Bad Colberg 1/1994 (HECHT 1996) trafen im Rotliegend auf hochmineralisierte Solen (ca. 60 g/l in Bad Colberg). Das Wasser in der Bohrung Weiden TH1 ist als „autochthones“ Rotliegend-Wasser einzustufen. Es handelt sich um ein Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser mit einer Lösungskonzentration von 0,6 g/l (WATEC 1991, unveröff.).

Tab. 2: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Oberkarbon/Rotliegend (als Thermalgrundwasserleiter)**

Lithologie	Sandsteine, Arkosen, Konglomerate, Vulkanite
Typ des GWL	Kluft-(Poren)
Porosität	keine Angaben
Permeabilität	k_f -Werte von $10^{-8} - 10^{-7}$ m/s (in Thermalwasserbohrungen)
Transmissivität	10^{-8} bis 10^{-6} m ² /s (in Thermalwasserbohrungen)
GW-Typ	Na-HCO ₃ -Cl-Typ mit unterschiedlichen Mineralisationen (0,4 - >100 g/l)

2.1.4.3. Zechstein

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Das Zechsteinmeer transgredierte vom Norddeutschen Becken über die Hessische Senke buchtenartig in den süddeutschen Raum und erstreckt sich bis auf eine Linie in etwa zwischen Bayreuth und Stuttgart (FREUDENBERGER 1996). Der Ablagerungsraum entsprach dem eines flachen Epikontinentalmeeres, das mehrfachen Eindampfungen unterlag. Es dominieren daher evaporitische und karbonatische Ablagerungen.

Den zunächst terrestrisch beeinflussten basalen Ablagerungen folgen marine Sedimente, die teilweise direkt dem Grundgebirge aufliegen. Der marine Zechstein lässt sich in mehrere Ablagerungszyklen gliedern, die im Allgemeinen jeweils mit einer klastischen Sedimentation beginnen und dann über eine karbonatische und sulfatische Entwicklung hin zu salinaren Abfolgen führen (FREUDENBERGER 1996). Im obersten Zechstein folgen die rotbraunen Tonsteine der sogenannten „Bröckelschiefer-Folge“, die eine Randfazies des obersten norddeutschen Salinarzyklus darstellen. Die größten Mächtigkeiten östlich der Spessart-Röhn-Schwelle werden im Bereich zwischen Bad Kissingen und Meiningen mit bis zu 290 m marinem Zechstein erreicht. Mit zunehmender Nähe zu den südlichen und östlichen Randbereichen des Fränkischen Beckens gehen die vorwiegend karbonatisch-evaporitischen Ablagerungen im Beckenzentrum zunächst in eine pelitisch-karbonatische und dann in klastisch-sandige Sedimentationsabfolge über. Bei den im Bayerischen Molassebecken erbohrten Zechsteinabfolgen bei Wolnzach und Gifthal handelt es sich um Ablagerungen eines limnisch-terrestrischen bzw. alpinen Sedimentationsraumes, der keine Parallelen zum Zechstein des Germanischen Beckens zeigt (FREUDENBERGER 1996, UNGER 1991).

Die Darstellung der Zechstein-Verbreitung beruht auf EMMERT (1981) und FREUDENBERGER (1996). Anhand der Tiefenlinien der Triasbasis kann für die Gebiete mit Rotliegend- oder Zechstein-Verbreitung die Tiefenlage der Oberkante des Permokarbons abgeschätzt werden. Die Darstellung der Triasbasis beschränkt sich auf den Bereich nördlich der Donau. Sie wurde auf Basis aller Bohrungen erstellt, die Grundgebirge oder Permokarbon erbohrt haben.

Wichtiger Hinweis

Der Tiefenlinienplan der präpermischen Grundgebirgssoberfläche beruht auf Bohrdaten und den Ergebnissen geophysikalischer Messungen. Die Karten zur Rotliegend- oder Zechstein-Verbreitung wurden auf der Basis von Bohrdaten und paläogeographischen Vorstellungen erstellt. Der Darstellung der Triasbasis liegen nur Bohrdaten zugrunde, da sich die Triasbasis mit geophysikalischen Messungen nicht sicher fassen lässt. Die Datengrundlagen für diese Karten sind somit nicht konsistent.

Ein Vergleich der Karten lässt vermuten, dass auch außerhalb der vermuteten Rotliegend- oder Zechsteinverbreitung noch mächtigeres Permokarbon existieren könnte. Ob dies auf die inkonsistente Datengrundlage zurückzuführen ist oder ob dort wirklich noch Permokarbon ansteht, lässt sich nur durch zusätzliche Bohrungen klären.

Auf einen Abgleich der Karten wurde verzichtet, da dies einen Kenntnisstand vorgetäuscht hätte, der aufgrund der ungenügenden Datengrundlage nicht vorhanden ist.

• Hydraulische Eigenschaften

Im Nordteil des Fränkischen Beckens können die karbonatisch ausgebildeten Abfolgen des Zechsteins potentielle Thermalwasseraquifere darstellen. Als möglicherweise produktive Horizonte gelten die Karbonate des Zechsteinkalkes bzw. des Werradolomits (Ca1) und des Plattendolomits (Ca3), die durch Ton- und Anhydrithorizonte hydraulisch voneinander getrennt werden (BAUER 1999). Beide Abfolgen sind ausgeprägte Kluftgrundwasserleiter. Die Mächtigkeit des Werradolomits beträgt im Unterfränkischen Becken und auf der Spessart-Rhön-Schwelle rund 10 m. Die Speichereigenschaften verschlechtern sich im Maingebiet aufgrund zunehmender Feinkornanteile. Der Plattendolomit hat in der Grabfeld-Mulde eine Mächtigkeit von ca. 15 m, im Unterfränkischen Becken von nur noch 10 m und in den Randbereichen von maximal 5 m.

Die Schüttungen der Bohrungen im Zechstein liegen in der Größenordnung von deutlich unter 1 l/s bis ca. 10 l/s.

Bei fehlenden Zuflüssen aus dem Umgebungsgestein handelt es sich jedoch um begrenzte geothermische Lagerstätten (GUDDEN 1981). Die sandig oder konglomeratisch ausgebildeten Basisabfolgen des Zechsteins sind als unproduktiv einzustufen (BAUER 1999).

Am Südabfall der Spessart-Rhön-Schwelle liegen die Oberkanten der Zechsteinkalke meist nur 400 bis 600 m unter Gelände, so dass die Formationstemperaturen dort selten mehr als 25°C erreichen. In der Grabfeld-Mulde wird der Zechstein in einer Tiefe zwischen 800 und 1.200 m angetroffen. Hier sind Temperaturen von 35 bis 45°C zu erwarten (BAUER 1999). Nahe der Staffelsteiner Störungszone sind im Raum Mürsbach im Zechstein Temperaturen von über 50°C nachgewiesen (GUDDEN 1983).

• Hydrochemische Eigenschaften

Die Zechsteinwässer können entsprechend ihrer chemischen Zusammensetzung in zwei Gruppen unterteilt werden (UDLUFT 1979). Diese Untergliederung ist durch die lithologisch-faziellen Eigenschaften des Zechsteins bedingt (GEORGOTAS & UDLUFT 1976). Dabei lassen sich eine zentrale Beckenfazies mit Wässern vom Natrium-Chlorid-Typ sowie eine Beckenrandfazies mit vorwiegend sulfatisch-karbonatischen Gesteinen und Wässern vom Calcium-Sulfat-Typ unterscheiden. Die autochthonen Zechsteinsolen verdanken ihre Genese der Lösung der Salze des Werra-Salinars und treten im Bereich der Salzlager im Unterfränkischen Becken auf. Sie wurden beispielsweise in Bad Kissingen und Bad Neustadt/Saale erbohrt (BAUER 1999). Die Natrium-Chlorid-Solen können aufgrund ihrer höheren Dichte bis auf Stauhorizonte absinken und entlang dieser als sogenannte „allochthone Solen“ in ansonsten salzfreie Gesteinseinheiten wandern (UDLUFT 1979). Dabei kann es zu einer Unterschichtung von gering mineralisiertem Wasser kommen. Die dem Werra-Salinar entstammenden Solen werden häufig im Zechsteinkalk (Ca1), teils aber auch im Plattendolomit (Ca3) angetroffen. Die Lösungskonzentration einer Zechsteinsole erreicht in der Bohrung Mürsbach B1 beispielsweise einen Wert von 132 g/l (UDLUFT 1979). Darüber hinaus können die Zechsteinsolen aufgrund des hydrostatischen Drucks entlang von Störungen bis an die Oberfläche aufsteigen. Zusätzlich wird die chemische Zusammensetzung einiger Zechsteinwässer von CO₂-Zutritten aus dem Zechsteinkalk geprägt.

In den autochthonen Wässern des Beckenrandbereiches nimmt die Gesamtmineralisation ab; der Calcium-, Magnesium-, Sulfat- und Hydrogenkarbonat-Gehalt nehmen zu. Erbohrt wurden diese Wässer beispielsweise in Zeitlofs und Bad Brückenau. Die Mineralisierung ist geringer als in den zentralen Beckenbereichen und beträgt meist nur wenige Gramm pro Liter (z.B. Bohrung Zeitlofs 2 mit 3,36 g/l, UDLUFT 1979).

Tab. 3: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Zechstein (als Thermalgrundwasserleiter)**

Lithologie	Karbonate
Typ des GWL	Kluft
Porosität	0,1 - > 10 % (Riff-Fazies max. > 20%)
Permeabilität	keine Angaben
Transmissivität	keine Angaben
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit häufig sehr hoher Mineralisation (z.T. >100 g/l) Randfazies: meist Ca-SO ₄ -Typ mit geringer Mineralisation

2.1.4.4. Buntsandstein

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Der Buntsandstein stellt den wichtigsten Thermalgrundwasserleiter im Fränkischen Becken dar. Die Sedimente sind im allgemeinen durch rötlich gefärbte, meist sandige Abfolgen charakterisiert, die bei einem semiariden bis extrem ariden Klima zur Ablagerung kamen.

Der Buntsandstein im Fränkischen Becken bildete sich aus dem Abtragungsschutt der kristallinen Hochgebiete im Süden (Vindelizische Schwelle) und im Osten (Böhmisches Massiv). Der Sedimenttransport erfolgte größtenteils in Form von Wadi-Ablagerungen entlang von weitgefächerten Flusssystemen und gelegentlich auftretender Schichtfluten (FREUDENBERGER 1996). In den weit ausgedehnten und ebenen Becken kam es dann zur Ablagerung von breiten alluvialen Schwemmfächern mit grüberklastischer Sedimentation am Beckenrand. Mit zunehmendem Abstand vom Beckenrand verringern sich die Korngrößen bis hin zu tonig-schluffigen Sedimenten in den Schwemmebenen.

Die stratigraphische Einteilung erfolgt anhand lithologischer Kriterien insbesondere nach den zyklisch wiederkehrenden Sedimentationsfolgen grobkarstischen bis pelitischen Materials. Der Untere Buntsandstein lässt sich in zwei, der Mittlere Buntsandstein in vier und der Obere Buntsandstein in eine Folge untergliedern (SCHWARZMEIER 1981, FREUDENBERGER 1996). Zu den Beckenrändern hin wird die lithologische Abgrenzung oft schwierig und die Folgen verschmelzen teilweise miteinander. Da die Bröckelschiefer-Folge nach neuer stratigraphischer Einteilung mittlerweile als abschließende Folge dem Zechstein zugeordnet wird, beginnt der Untere Buntsandstein mit den Sandsteinen der Calvörde-Folge. Auch die darüber folgende Bernburg-Folge besteht vorwiegend aus Sandsteinen, jedoch nehmen im Hangenden die Tonlagen zu. Die Mächtigkeit des Unteren Buntsandstein beträgt im Bereich des Spessarts und der Rhön bis zu 330 m. Zu den Beckenrändern hin nimmt die Mächtigkeit rasch ab und die Korngrößen zu. Die südliche Verbreitungsgrenze des Unteren und basalen Mittleren Buntsandsteins endet etwa auf einer Linie Fürth - Eschenbach (KLARE 1989, GUDDEN 1993a). Der Mittlere Buntsandstein ist von stärkeren epirogenetischen Bewegungen und damit von einer Differenzierung und Ausdehnung des Sedimentationsraumes geprägt. Dies geht mit verstärkter Erosion und fluviatiler Sedimentation einher. Die zunächst abgelagerten Grobsandsteine gehen im Hangenden in feinklastische Sedimente (Tonsteinlagen) über, bis der Zyklus wieder von neuem beginnt. Der Mittlere Buntsandstein lässt sich so in die Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegse- und Solling-Folge untergliedern. Die Sandsteine sind oft kieselig gebunden und schlecht sortiert. Im Beckeninneren erreicht der Mittlere Buntsandstein in der Bohrung Mellrichstadt eine Mächtigkeit von 260 m. Die Sedimentation wurde gegen Ende der Hardegse-Folge durch die Einengung des Sedimentationsbeckens unterbrochen und es kam zu Bodenbildungen, die jetzt als Karneol-Dolomit-Horizont in Erscheinung treten. Die bis zum Ende des Mittleren Buntsandstein herrschende terrestrische Sedimentation wird mit Beginn des Oberen Buntsandsteins (Röt-Folge) durch die Transgressionen des Rötmeeres mehr und mehr durch flachmarine Verhältnisse abgelöst. Während im tiefen Röt nur einzelne kurzfristige marine Transgressionen die südlichen Randgebiete erreichten und fluviatile Schüttungen vorherrschten, wurden im weiteren Verlauf auch im Süden die Sandsteinablagerungen zunehmend durch marine und tonig-schluffige Ablagerungen ersetzt.

Die größten Mächtigkeiten des Buntsandsteins in Bayern werden im Gebiet um Mellrichstadt mit ca. 700 m Gesamtmächtigkeit (inkl. Bröckelschiefer) erreicht. Nach Süden bzw. Südosten hin nehmen die Mächtigkeiten ab. Der Südrand der Buntsandsteinsedimentation verläuft nördlich einer Linie Ulm – Treuchtlingen – Regensburg. Der östlich der Fränkischen Linie abgelagerte Buntsandstein ist durch die Heraushebung des Grundgebirges weitestgehend erodiert. Die tiefste strukturelle Position erreicht

der Buntsandstein im Bereich des Staffelsteiner Grabens, nach Süden hin steigt die Buntsandstein-Basis wieder an.

Die Darstellung der Buntsandsteinoberfläche ist generalisiert; die Versatzbeträge der Störungen sind nicht berücksichtigt. Die Darstellung der Isohypsen und Isopachen reicht im Osten bis an das Obermain-Naab-Bruchschollenland; im Süden endet sie an der südlichen Verbreitungsgrenze des Buntsandsteins (HAUNSCHILD 1993). Als Grundlage dienten Karten von KLARE (1989) und HAUNSCHILD (1993), die anhand neuerer Bohrdaten überarbeitet wurden.

• **Hydraulische Eigenschaften**

Die meisten Thermalwasserbohrungen im Fränkischen Becken haben Wasser aus dem Buntsandstein erschlossen, da dieser vergleichsweise günstige Speichereigenschaften und eine großräumige Ausdehnung bei ausreichenden Tiefen besitzt. Während der Buntsandstein in Unter- und Mittelfranken als ein ausgesprochener Kluft-Grundwasserleiter anzusprechen ist, scheint in Oberfranken auch der Gesteinsporenraum einen gerin- gen Anteil an der Wasserführung zu besitzen (BAUER 1999). Nördlich von Bad Kissingen (Unterfranken) wurden in mehreren Versuchsbohrungen in tektonisch stark beanspruchtem Buntsandstein Transmissivitäten von $8,8 \cdot 10^{-4}$ bis $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ermittelt, wobei bei zunehmender Bohrtiefe ein Rückgang der Transmissivitäten zu beobachten war (UDLUFT & BAUER 1997 in BAUER 1999). Die Auswertung von Pumpversuchen einer Thermalwasserbohrung in Bad Windsheim (Mittelfranken) ergab Transmissivitäten $1,0 \cdot 10^{-6}$ bis $5,7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ und Durchlässigkeitsbeiwerte von $1,5 \cdot 10^{-9}$ bis $8,5 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$ (TABERG 2000, unveröff.). Die Porositäten der oberfränkischen Sandsteine liegen im Mittel zwischen 13 und 21 %; im Laborversuch ergaben sich Durchlässigkeitsbeiwerte zwischen $9 \cdot 10^{-7}$ und $1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ (MÄRZ 1977).

Vor allem der Mittlere Buntsandstein ist mit seinen teils grobkörnigen und kiesigen Sandsteinen ein wichtiger Grundwasserleiter. Im Unteren Buntsandstein sind vor allem die Geröllfächer am Beckenrand und tektonisch beanspruchte Bereiche gut durchlässig, während die feinkörnigen Ablagerungen im Unterfränkischen Becken eher ungünstige Speichereigenschaf- ten aufweisen (BAUER 1999). Im Oberen Buntsandstein kann der zwischen den Röttonen auftretende Rötquarzit als lokaler Grundwasserleiter ausgebildet sein. Zum Beckenrand hin verbessern sich die hydraulischen Eigen- schaften des Oberen Buntsandsteins aufgrund des zunehmenden Sandanteils in der Übergangsfazies.

In der überwiegend sandig ausgebildeten Randfazies bilden Oberer und Mittlerer Buntsandstein ein zusammenhängendes Grundwasser- stockwerk (BAUER 1999). Für den randfaziell ausgebildeten Buntsandstein in der Bohrung Hersbruck wurden je nach Auswerteverfahren mittlere Durchlässigkeitsbeiwerte von $7,0 \cdot 10^{-7}$ und $3,6 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ ermittelt (BPC 2002, unveröff.). Der Buntsandstein im Obermain-Naab-Bruchschollen- land scheint durch die großen Störungen vom Buntsandstein im west- lichen Beckenbereich hydraulisch weitgehend getrennt zu sein (BAUER 1999).

Die Ergiebigkeiten von Bohrungen im Buntsandstein schwanken zwischen weniger als 0,1 l/s und maximal knapp 28 l/s, die aus der Bohrung Bad Colberg 1/1974 (im bayerisch-thüringischen Grenzgebiet) aus dem Mittleren Buntsandstein artesisch auslaufen (Tab. 29 in BAUER 1999). Der Großteil der Tiefbohrungen im Buntsandstein weist Ergiebigkeiten zwischen 1 und 10 l/s auf.

Die im Buntsandstein angetroffenen Druckspiegelhöhen sind sehr stark von der unterschiedlichen Mineralisation (und den damit unterschiedlichen Dichten des Thermalwassers) beeinflusst. Die topografischen Höhen der Neubildungsgebiete in Spessart, Rhön und Südthüringen liegen teils deutlich über 400 m ü. NN (GUDDEN 1973, WROBEL 1992). Da in der Rhön und in Südthüringen der Untere und Mittlere Buntsandstein bereits nördlich der Vorfluter (Main bzw. Werra) unter den tonig ausgebildeten Oberen Buntsandstein abtaucht, werden dort diese Vorfluter unterströmt. Durch die geringe Durchlässigkeit der Röttone ist das Grundwasser im Unteren und Mittleren Buntsandstein artesisch gespannt, wobei sich die Druckhöhen von den mutmaßlichen Einzugsgebieten in Richtung auf den „General“-Vorfluter Main hin zu erniedrigen scheinen (GUDDEN 1981). Im Raum Rodach liegen die Druckspiegelhöhen bei ca. 395 bis 375 m ü. NN (GUDDEN 1973, WROBEL 1992), zwischen Staffelstein und Mürsbach ist (bezogen auf Süßwasser) von Druckspiegelhöhen von rund 370 m ü. NN auszugehen (GUDDEN 1981) und südlich und östlich von Nürnberg sind (bezogen auf vergleichsweise gering mineralisiertes Wasser) Druckspiegelhöhen von 330 bis 340 m ü. NN zu erwarten (BPC 1999, 2002, unveröff.).

Südlich der Spessart-Rhön-Schwelle fällt die Buntsandsteinbasis zum Unterfränkischen Becken hin von ca. 500 m bis auf 700 m unter Gelände ab. Die Temperaturen dürften 24 bis 32°C erreichen (BAUER 1999). Zur Grabfeld-Mulde hin sinkt die Buntsandsteinbasis weiter ab und erreicht in Bad Colberg bereits eine Tiefe von 1.120 m unter Gelände. In der Grabfeld-Mulde selbst könnten je nach struktureller Position Temperaturen von über 45°C erreicht werden (BAUER 1999). Für die Bohrungen Mürsbach im Bereich der Staffelsteiner Störungszone sind in ca. 1.000 m Tiefe Temperaturen von über 55°C belegt; die Auslauftemperaturen betragen knapp 50°C (GUDDEN 1983). Aus den Bohrungen im Staffelsteiner Graben wird aus dem Buntsandstein ein Thermalwasser mit einer Auslauftemperatur von knapp über 50°C gefördert (GUDDEN 1983). Im Fränkischen Schichtstufenland zwischen Main und Frankenalb steigt die Buntsandsteinbasis von 700 m unter Gelände im Norden auf 400 m unter Gelände im Raum Nürnberg an. Die Thermalwassertemperaturen sinken dort von 32°C auf 22°C ab (BAUER 1999).

• Hydrochemische Eigenschaften

Die Buntsandstein-Tiefenwässer des Fränkischen Beckens besitzen ein sehr heterogenes hydrochemisches Erscheinungsbild. Einerseits treten vor allem im Bereich der Spessart-Rhön-Schwelle und in Südthüringen von UDLUFT (1979) als autochthone Tiefenwässer des Mittleren und Unteren Buntsandstein bezeichnete Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-(Sulfat)-Wässer mit Gesamtmineralisationen von 250 bis 350 mg/l in Erschei-

nung. Im Bereich der Grabfeld-Mulde erhöhen sich die Lösungskonzentrationen dieser autochthonen Buntsandsteinwässer infolge von Anhydrit-Einschaltungen im Röt auf über 1.000 mg/l und verleihen dem Wasser eine Sulfat-Dominanz. Die Buntsandsteinwässer können jedoch auch durch den Zutritt von Zechsteinsolen mit Natrium-Chlorid-Dominanz hydrochemisch beeinflusst werden. UDLUFT (1979) spricht in diesem Zusammenhang von autochthonen Zechsteinsolen im Buntsandstein, wenn die Beeinflussung innerhalb des Verbreitungsgebietes der Zechsteinsalze erfolgt und von allochthonen Zechsteinsolen im Buntsandstein, wenn diese außerhalb des Verbreitungsgebietes der Zechsteinsalze auftreten. Die von allochthonen Solen beeinflussten Grundwässer zeigen eine Zunahme der Mineralisation mit zunehmender Tiefe, was auf das Einwandern der Solen über einem geringleitenden Horizont hindeuten kann (BAUER 1999). Die Gesamtmineralisation dieser durch allochthone Zechsteinsolen beeinflussten Buntsandsteinwässer erreicht in den Bereichen knapp oberhalb des „Solestauhorizonts“ Werte von über 100 g/l (BAUER 1999). Als Beispiele für Buntsandsteinwässer, die von autochthonen Zechsteinsolen beeinflusst werden, können die Wässer einiger Brunnen in Bad Kissingen, in Bad Neustadt/Saale sowie in Bad Königshofen interpretiert werden. Die Zechsteinsolen können offensichtlich aufgrund des hydrostatischen Drucks entlang von Störungen in höhergelegene Grundwasserleiter aufsteigen und vermischen sich dort mit den geringmineralisierten autochthonen Buntsandsteinwässern. Die Mineralisationen erreichen dabei Werte von 4,9 g/l in Bad Königshofen, maximal 15,7 g/l in Bad Kissingen und maximal 50,5 g/l in Bad Neustadt/Saale (BAUER 1999). Im tiefen Bohrlochabschnitt der Bohrung Bad Neustadt/Saale stiegen diese auf über 110 g/l an (GENSER 1970). Die geringe Mineralisation der Buntsandsteinwässer in Bad Colberg und Rodach mit maximalen Konzentrationen von 1,6 g/l werden von UDLUFT (1979) auf eine Verdrängung der Salinarfront in der Grabfeld-Mulde durch den Einfluss des östlich gelegenen Neubildungsgebietes zurückgeführt. Auch die Thermalwasserbohrung Bayreuth, die sich westlich der großen Störungszonen des Obermain-Naab-Bruchschollenlands befindet und somit den ungestörten Ostrand des Fränkischen Beckens erschließt, weist mit 1 g/l eine geringe Mineralisation auf und wird demnach von allochthonen Solen nicht beeinflusst (BAUER 1999). Die Abnahme der Lösungskonzentration ausgehend vom Auslaugungsgebiet zwischen Unterfranken und Südhüringen bis hin in den Nürnberger Raum weist auf einen abnehmenden Einfluss allochthoner Solen hin. Die Mineralisationen sinken auf 11 bis 12 g/l und die Natrium-Chlorid-Dominanz lässt nach (BAUER 1999). Südlich von Nürnberg wurde in Stein ein fluoridhaltiges Calcium-Natrium-Sulfat-Wasser mit einer Mineralisation von ca. 4,5 g/l erschlossen. Hierbei könnte es um ein weitgehend autochthones Buntsandstein-Wasser handeln, dem nur noch eine schwache Salzwasserkomponente beigemischt ist. Genetisch ist aufgrund der geringen Mineralisation auch eine Herkunft des Wassers vom Kristallinhoch südlich Nürnberg nicht auszuschließen (BPC 1999, unveröff.).

Westlich von Nürnberg wurde in Bad Windsheim eine eisen- und kohlen-säurehaltige Thermalsole mit gut 60 g/l Lösungsinhalt erschlossen (TABERG 2000, unveröff.). Solen mit vergleichbarem Lösungsinhalt wurden in den

Tiefbohrungen Bad Mergentheim und Ingelfingen (Nordwürttemberg) angetroffen (CARLÉ 1956, WOLFF 1988).

Da die im Auslaugungsgebiet entstandenen Solen entlang von Störungszonen aufsteigen und auch in stratigrafisch höher gelegene Grundwasserleiter eindringen können (BAUER 1999), verläuft die Grenze zwischen Süß- und Salzwasser im Fränkischen Becken weitgehend unabhängig von Schichtgrenzen. Die Süß-/Salzwassergrenze liegt in Südtüringen bei ca. 250 m ü. NN und fällt im Raum Nürnberg auf 150 m ü. NN ab (UDLUFT 1981). Im Südosten des Fränkischen Beckens markiert das aus dem Sandsteinkeuper der Bohrung Hersbruck geförderte Mineralwasser mit einem Lösungsinhalt von 1,5 g/l und im Süden das Grundgebirgshoch zwischen Dinkelsbühl und Berching die Grenze der Salzwasserausbreitung (BAUER 1999).

Tab. 4: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Buntsandsteins (als Thermalgrundwasserleiter)**

Lithologie	Sandsteine mit Schluff- und Tonstein-Einschaltungen
Typ des GWL	Kluft-(Poren)
Porosität	stark schwankend (k_f -Werte von 10^{-4} - 10^{-8} m/s)
Permeabilität	keine Angaben
Transmissivität	stark schwankend (10^{-3} – 10^{-5} m ² /s)
GW-Typ	autochthone Wässer: Ca-Mg-HCO ₃ -(SO ₄)-Typ (Mineralisation 250 mg/l bis max. ca. 1.000 mg/l) allochthone Wässer: Na-Cl-Typ (Mineralisation bis über 100 g/l)

2.1.4.5. Muschelkalk

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Die bereits im Oberen Buntsandstein einsetzende Meerestransgression setzte sich im Muschelkalk fort. Neben den Meerestransgressionen von Norden her bestand auch eine Verbindung über die Rhone-Depression zum Tethys-Meer. Der südöstliche Rand des Sedimentationsraumes verläuft etwa von Memmingen über Eichstätt bis in die Gegend nördlich von Regensburg, im Osten ist er durch die Böhmischa Masse begrenzt. Die Gliederung des Muschelkalks erfolgt nach lithologischen und paläontologischen Merkmalen in Unterer Muschelkalk (Wellenkalk), Mittleren Muschelkalk (Anhydrit-Gruppe) und Oberen Muschelkalk (Hauptmuschelkalk) (FREUDENBERGER 1996).

Im Unterer Muschelkalk sedimentierten in einem flachen Meer überwiegend Karbonatschlämme, was zur Ausbildung von plattigen, linsig-flaserigen Mergelkalksteinen und Karbonaten mit welligem Gefüge führte. Durch tektonische Hebungen verminderte sich im Mittleren Muschelkalk immer wieder der Meerwasseraustausch und es kam zur Ablagerung von evaporitischen Abfolgen mit Mergeln, Dolomiten, Sulfaten und Steinsalz. Zum Oberen Muschelkalk hin erhielt das Germanische Becken über eine Sekungszone im Südwesten (Burgundische Pforte) wieder Zugang zum offenen Tethysmeer. Im germanischen epikontinentalen Flachmeer bildeten sich Kalk-, Mergel- und Tonsteine (FREUDENBERGER 1996).

Die gesamte Muschelkalkabfolge erreicht in Bayern im Bereich von Rodach mit 266 m die maximalen Mächtigkeiten. Nach Südosten zum Beckenrand hin nehmen die Mächtigkeiten ab. Der Beckenrand wird von einem rund 60 km breiten Bereich aus Muschelkalk in sandiger Randfazies umsäumt, der von fluviatiler Ton- und Sandanlieferung vom südöstlichen Festland in das marine Becken hinein zeugt (FREUDENBERGER 1996).

Die Kartendarstellung der Muschelkalkoberfläche endet westlich des Obermain-Naab-Bruchschollenlandes bzw. des Weidener Beckens. Die Versatzbeträge an den Störungen im Muschelkalk werden nicht berücksichtigt. Der Kartenausschnitt beschränkt sich auf die nördlich der Donau auftretenden Muschelkalkvorkommen, da die weiter südwestlich gelegene Verbreitungsgrenze des meist randfaziell-sandig ausgebildeten Muschelkalks in etwa mit dem Verlauf der Iller zusammenfällt und nur wenig östlich der Bayerischen Landesgrenze zwischen Neu-Ulm und Lindau verläuft. Die Darstellung der Mächtigkeitsverteilung, der faziellen Ausbildung und der südlichen Verbreitungsgrenze beruht auf HAUNSCHILD (1993).

• **Hydraulische Eigenschaften**

Die karbonatisch-evaporitischen Muschelkalkablagerungen bilden überwiegend einen Kluft-Grundwasserleiter. Eine Verkarstung tritt nur dort auf, wo der Muschelkalk ohne oder mit nur geringmächtiger Keuper-Deckung ausstreckt. Durch zunehmende Versandung zum Beckenrand hin kommen zunehmend Eigenschaften eines kombinierten Poren-Kluft-Grundwasserleiters zum Tragen. Im Liegenden treten die Röttone des Oberen Buntsandstein und im Hangenden die tonigen Ausbildungen des Unteren Keupers als hydraulisch wirksame Grenze zu den Grundwässern des Muschelkalks in Erscheinung. In der Beckenrandfazies zwischen Treuchtlingen und Grafenwöhr bilden Buntsandstein, Keuper und Muschelkalk ein zusammenhängendes Grundwasserstockwerk (BAUER 1999). Der Untere Muschelkalk ist mit Ausnahme der sogenannten „Schaumkalkbänke“ ein schlechter Kluftgrundwasserleiter. Im Mittleren Muschelkalk ist aufgrund der ausgeprägten lithologischen Differenzierung mit stark unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften zu rechnen. Während die mergelig-dolomitisch dominierten Bereiche nur eine geringe Wasserführung erwarten lassen, können in den sandigen Randfaziesbereichen vergleichsweise gute Ergiebigkeiten möglich sein. Gleches gilt für die verkarsteten Bereiche, die aufgrund unzureichender Tiefenlage jedoch nicht thermalwasserhöffig sind. Der Obere Muschelkalk ist aufgrund der zwischengeschalteten Tonsteinhorizonte wiederum als vergleichsweise schlechter Grundwasserleiter zu bewerten.

Die tiefste Absenkung in Nordbayern erreicht die Muschelkalkbasis mit 880 m unter Gelände im Staffelsteiner Graben. In der Grabfeldmulde und bei Bad Colberg liegt sie rund 600 m unter Gelände, im Bereich der Mittleren Frankenalb bei 625 m unter Gelände und in der Südlichen Frankenalb bei 500 m unter Gelände (BAUER 1999). In der Bohrung Obernsees wurden in 680 m Tiefe 43°C gemessen, bei Mürsbach könnten die Temperaturen im Muschelkalk 38°C erreichen; ansonsten sind meist 26 bis 30°C zu erwarten (BAUER 1999).

Die Schüttungen der Tiefbohrungen im Muschelkalk reichen von weniger als 1 l/s bis gut 12 l/s in der Bohrung Treuchtlingen, die untersten Keuper und Muschelkalk in sandiger Randfazies erschlossen hat. Nach Südwesten zu ist mit einer abnehmenden Ergiebigkeit zu rechnen, da in den Muschelkalk-Sandsteinen der Thermalwasserbohrung Neu-Ulm keine nennenswerte Wasserführung mehr zu verzeichnen war (FRANZ et al. 2000).

• Hydrochemische Eigenschaften

Die oberflächennahen Grundwässer des Muschelkalks zeichnen sich durch eine geringe Mineralisation und einen Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Charakter aus. Im Beckenzentrum treten innerhalb des Mittleren Muschelkalks in Unterfranken und Südhüringen evaporitische Ablagerungen auf, die zu einer Erhöhung der Sulfat-Konzentrationen im Wasser führen können. Treten Salzlagen in Erscheinung, wie beispielsweise zwischen Rothenburg o.d. Tauber und Eltmann, so können Natrium-Chlorid-Solen entstehen. Aus der Solequelle in Bad Windsheim wird in 148 m Tiefe aus dem Oberen Muschelkalk eine mit 250 g/l hochkonzentrierte Natrium-Chlorid-Sole gefördert (CARLÉ 1975). Hohe Natrium-Chlorid-Mineralisationen lassen sich aber auch auf die Zufuhr von hochsalinaren Zechsteinsolen zurückführen. Die Zusammensetzung der Muschelkalkwässer in Bad Königshofen (Urbani-Quelle, Natrium-Chlorid-Sulfat-Wasser mit 11,3 g/l Lösungsinhalt) wird beispielweise aufsteigenden Zechsteinmineralwässern zugeschrieben (SCHMITT 1982). Die hydrochemische Beschaffenheit der Muschelkalk-Wässer in den Bohrungen Rodach 2 (Natrium-Calcium-Chlorid-Sulfat-Wasser mit 10,2 g/l Lösungsinhalt) und Bad Colberg 1/1927 (Natrium-Chlorid-Wasser mit 17,8 g/l Lösungsinhalt) könnte mit dem Zustrom von Wässern aus dem Bad Königshofener Gebiet erklärt werden (UDLUFT 1979). Da das Buntsandsteinwasser als tiefstes in dieser Region erschlossenes Wasser die geringste Mineralisation aufweist, ist es jedoch unwahrscheinlich, dass der hohe NaCl-Gehalt im Muschelkalk auf aufsteigende Wässer aus dem Zechstein zurückzuführen ist (WROBEL 1992). Ein Rückschluss auf die Herkunft der Natrium-Chlorid-Solen scheint anhand der Cl/Br-Verhältnisse möglich sein. Während autochthone Zechsteinsolen durchschnittliche Cl/Br-Verhältnisse von 1.800-2.200 aufweisen, liegt das Verhältnis bei den Muschelkalksolen um den Faktor 10 höher (BAUER 1999). Nach Süden hin nehmen in der sandigen Randfazies die Konzentrationen der Lösungsinhalte ab. In der Bohrung Gunzenhausen TMB wurde im Muschelkalk schwachmineralisiertes Natrium-Calcium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Wasser mit 0,2 g/l Lösungsinhalt angetroffen. In den Thermalwasserbohrungen in Treuchtlingen wurde in Sandsteinen des untersten Keupers und sandig ausgebildetem Muschelkalk sowie in geringem Maße im Rotliegend (TH 2) gering mineralisiertes Natrium-Hydrogenkarbonat-Wasser mit ca. 0,5 bis 0,7 g/l Lösungsinhalt erschlossen (FREUDENBERGER et al. 2000).

Tab. 5: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Muschelkalk (als Thermalgrundwasserleiter)**

Lithologie	Kalk- und Dolomitsteine mit Tonstein-, Gips- und Steinsalz-Einschaltungen Randfazies: vorwiegend Sandsteine
Typ des GWL	Kluft
Porosität	keine Angaben
Permeabilität	keine Angaben
Transmissivität	keine Angaben
GW-Typ	Ca-Mg-SO ₄ -Typ oder Na-Cl-Typ mit Mineralisationen von > 10 g/l (in Salzlager bis zu 250 g/l) Randfazies: Na-(Ca)-HCO ₃ -(SO ₄)-Typ mit Mineralisationen < 1 g/l

2.1.4.6. Keuper

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Der Sedimentationsraum des Keupers war ähnlich wie während des Muschelkalks über schmale Pforten mit dem Tethys-Meer verbunden, die Wasserzirkulation war jedoch stark eingeschränkt (FREUDENBERGER 1996), so dass das Ablagerungsgebiet zunehmend terrestrischen Einflüssen unterlag. Es bildeten sich großflächige Sedimentationsebenen, da die Absenkung durch die Sedimentation weitgehend ausgeglichen wurde. Der Beckenrand verlagerte sich weiter nach Südosten; die genaue Lage des Beckenrandes ist aber aufgrund der wenigen Bohrdaten nur zu vermuten. Die klimatischen Bedingungen schwankten von arid bis semihumid und das Ablagerungsmilieu reichte von marin über brackische bis hin zu fluviatilen Verhältnissen. Die wechselnden Bedingungen spiegelten sich in einem starken vertikalen und lateralen Fazieswechsel wider. Die Keupersedimente sind durch flachmarin gebildete Ton- und Schluffsteine, evaporitische Bildungen von Dolomit, Anhydrit, Gips und vereinzelt Steinsalz gekennzeichnet. Von Norden her wurden die graugrünen Sandsteine des Unteren Keupers und des Gipskeupers in den Keuper-Ablagerungsraum eingetragen; die Sandsteine des höheren Mittleren Keuper wurden vermutlich schichtflutartig vom südöstlichen Beckenrand geschüttet.

Der Untere Keuper wird von tonig-sandigen Bildungen mit Dolomit- und Kalkeinschaltungen dominiert; im tieferen Mittleren Keuper tritt auch Gips auf („Gipskeuper“). Südöstlich einer Linie Bayreuth – Erlangen – Ansbach – Feuchtwangen treten im tiefsten Gipskeuper die sogenannten „Benkersandsteine“ als randfazielles Äquivalent zu den tonig-mergeligen Myophorienschichten des Beckenzentrums in Erscheinung. Ab dem höheren Mittleren Keuper werden überwiegend Sandsteine mit Tonsteineinschaltungen abgelagert („Sandsteinkeuper“). Im Oberen Keuper (Rhät) findet sich im Fränkischen Becken eine Wechselfolge von Sand- und Tonsteinen, die sich lithostratigrafisch nicht immer eindeutig dem Rhät oder dem darüber folgenden Lias zuordnen lässt. Sie werden daher als sogenannter „Rhätolias“ zusammengefasst.

Der Tiefenlinienplan stellt die Oberfläche des Sandsteinkeupers großräumig interpoliert und ohne Berücksichtigung von Störungen dar. In Nordbayern wird die Darstellung der Tiefenlinien von den im Westen, Norden und Osten an der Oberfläche ausstreichenden Keupersedimenten begrenzt. Südlich des Fränkischen Beckens fallen die Keupersandsteine unter dem Molassebecken auf Tiefen von über 3.800 m u. NN am südwestlichen bayerischen Alpenrand ab. In der Karte ist die maximale südliche Verbreitungsgrenze des Keupers nach LEMCKE (1975) dargestellt, jedoch dürfte die Verbreitung der Sandsteine bereits nordwestlich dieser maximalen Ausdehnung geendet haben. Auch im Bereich der Mühldorfer Bucht ist eine durchgängige Keupersandstein-Sedimentation nicht sicher nachgewiesen. Da ein starker vertikaler und auch horizontaler Fazieswechsel gegeben ist und zudem Sandsteine unterschiedlicher Einheiten zusammengefasst wurden, wurde auf die Darstellung der Mächtigkeiten verzichtet.

• **Hydraulische Eigenschaften**

Im Fränkischen Becken können die Schichten des Keupers lediglich in der Grabfeld-Mulde und unter der Frankenalb einen thermalwasserhöffigen Grundwasserleiter darstellen (BAUER 1999). Thermalwasserhöffig ist der Keuper unter der südlichen Frankenalb und im Donauraum. Darüber hinaus können die Keuperablagerungen im Südwesten Bayerns unterhalb des Molassebeckens thermalwasserhöffig sein.

Gute Ergiebigkeiten sind im Keuper vor allem im Benkersandstein zu erwarten. Auch die Abfolgen des Sandsteinkeupers können als gute Grundwasserleiter entwickelt sein. Die einzelnen Sandsteinkeuper-Folgen werden im Beckenzentrum durch Lettenhorizonte teilweise hydraulisch voneinander getrennt. Eine hydraulische Abgrenzung des Sandsteinkeupers vom Benkersandstein ist durch die tonigen Lehrberg- und Estherienschichten gegeben. Diese Trennung tritt zum Beckenrand mit zunehmender Versandung zurück. Allgemein weisen die Sandsteine des Mittleren Keupers erhöhte hydraulisch wirksame Porenraumanteile auf. Es handelt sich somit um kombinierte Kluft-Poren-Grundwasserleiter, wobei die Wasserbewegung entlang der Klüfte dominiert (BAUER 1999). Auch beim Rhätolias handelt es sich um einen kombinierten Kluft-Poren-Grundwasserleiter.

An Keuper-Sandsteinproben aus Bohrungen im Bereich der südlichen Frankenalb wurden mittlere Nutzporositäten von 10 bis 22 % und Permeabilitäten von 10 bis 1.900 mD ermittelt (Tab. 34 in BAUER 1999). Die Auswertung von Pumpversuchen im Sandsteinkeuper der Thermalwasserbohrung Bad Gögging TH 1 erbrachte Transmissivitäten von 2,5 bis $7,6 \cdot 10^{-5}$ m²/s und Durchlässigkeitsbeiwerte von 2,3 bis $6,3 \cdot 10^{-7}$ m/s (FRISCH 1981); für die Bohrung Bad Gögging TH 2 werden Transmissivitäten von 1,0 bis $4,0 \cdot 10^{-5}$ m²/s und ein mittlerer k_f -Wert von rund $1,8 \cdot 10^{-6}$ m/s angegeben (WATEC 1992, unveröff.). Die Ergiebigkeiten von Tiefbohrungen reichen von deutlich weniger als 1 l/s bis maximal 8 l/s (bei einer Absenkung des Druckwasserspiegels um 132 m) (BAUER 1999).

Der Druckspiegel des Keuper-Grundwasserstockwerks liegt knapp östlich des Nördlinger Ries bei gut 400 m ü. NN und im Raum Treuchtlingen - Eichstätt bei knapp 375 m ü. NN. Entlang der Donau fällt er von ca. 370 m ü. NN in Ingolstadt auf ca. 367,5 m ü. NN in Regensburg ab. In Kallmünz nördlich von Regensburg liegt er bei etwa 350 m ü. NN.

Die Temperaturen der aus Tiefbohrungen geförderten Keuperwässer im Fränkischen Becken und entlang der Donau reichen von unter 20°C bis knapp 25°C. Mit höheren Temperaturen ist lediglich in Südbayern im Bereich des westlichen Molassebeckens zu rechnen.

• Hydrochemische Eigenschaften

Im Allgemeinen sind die Wässer der Sandsteingrundwasserleiter des Mittleren Keupers gering mineralisiert und entsprechen dem Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Typ (BAUER 1999). Gleches gilt für die Wässer des Benker-Sandsteins in den Gips-freien Gebieten zwischen Gunzenhausen und Nürnberg sowie östlich der Frankenalb (BAUER 1999). In der Bohrung Staffelstein 1 wurde im Teufenbereich zwischen 200 und 400 m Tiefe im Keuper ein Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Thermalwasser mit einer Temperatur von 30,4°C und einem Lösungsinhalt von 0,32 g/l angetroffen (GUDDEN 1977). Höher mineralisierte Wässer werden für den Sandsteinkeuper nördlich und östlich von Nürnberg beschrieben (BIRZER 1974). Auch die Benker-Sandstein-Wässer der Beckenfazies weisen aufgrund zunehmender Einschaltungen von Gips erhöhte Sulfat-Anteile auf (DÜMMER 1983). Typische Gipskeuper-Wässer sind als Calcium-Magnesium-Sulfat-Typ zu charakterisieren. Lokal erhöhte Gehalte an Natrium, Kalium und Chlorid können ein Hinweis auf allochthone Solen sein. Die starken Schwankungen im Chemismus der Benker-Sandstein-Wässer im Raum Nürnberg werden auf störungsgebundene Aufstiege von Mineralwässern zurückgeführt (DÜMMER 1982). So hat beispielsweise die Bohrung Erlangen-Bohlenplatz in einer Tiefe von 167 bis 197 m 22,8°C warmes Thermalwasser mit einer Mineralisation von 2,8 g/l erschlossen (BIRZER 1979). Aus der Bohrung Fürth-Espan wird mit 18,2°C ein etwas kühleres, jedoch mit 7 g/l deutlich höher mineralisiertes Wasser gefördert (QUENTIN 1970).

Die südlich der Fränkischen Alb im Keuper und Rhätolias erschlossenen Wässer weisen nur eine moderate Mineralisation auf. Das fluoridhaltige Natrium-Hydrogenkarbonat-Thermalwasser aus dem Keuper der Thermalwasserbohrung Ingolstadt besitzt einen vergleichsweise geringen Gesamtlösungsinhalt von nur rund 0,7 g/l (HAFEN 2003, unveröff.). Die Bohrung Bad Göggging TH 1 hat im Burgsandstein ein fluoridhaltiges Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser mit 1,3 g/l gelösten Inhaltsstoffen (BAUMANN & QUENTIN 1981) erschlossen, die Bohrung Bad Göggging TH 2 erbrachte ein Wasser gleichen Typs mit einer Mineralisation von ca. 1,5 g/l (WATEC 1992, unveröff.). In Bad Abbach wird aus dem Rhätolias ebenfalls ein Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser mit 1,2 g/l Lösungsinhalt gefördert (BAUER 1999). Die Thermalwasserbohrung Regensburg TH 1 (Regensburg-Westbad) hat im Rhätolias ein Natrium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Wasser mit 2,3 g/l Lösungsinhalt erschlossen (WATEC 1988, unveröff.).

Tab. 6: Hydrogeologische Kurzcharakteristik von Benker Sandstein, Sandsteinen des Sandsteinkeupers und Rhätolias-Sandsteinen (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Sandsteine mit Ton- und Gipsstein-Einschaltungen
Typ des GWL	Kluft-(Poren)
Porosität	10 bis ca. 22 %
Permeabilität	k_f -Werte von $2,3 \cdot 10^{-7}$ bis $1,8 \cdot 10^{-6}$ m/s (in Thermalwasserbohrungen)
Transmissivität	$1,0 \cdot 10^{-5}$ - $7,6 \cdot 10^{-6}$ m ² /s (in Thermalwasserbohrungen)
GW-Typ	meist Ca-Mg-HCO ₃ -Typ mit geringer Mineralisation (häufig < 1 g/l) bei Gips-Einschaltungen: zunehmende Dominanz von SO ₄ und Zunahme der Mineralisation (einige g/l) entlang der Donau: Na-HCO ₃ -(Cl)-Typ mit mäßiger Mineralisation (0,7-2,4 g/l)

2.1.4.7. Dogger

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Zu Beginn des Mittleren Jura (Dogger) herrschten zunächst noch Bedingungen wie im Unteren Jura (Lias). Das Beckeninnere wird von dunklen Tonschiefern und Mergeln dominiert (Opalinuston des Dogger Alpha). Erst mit dem folgenden Eisensandstein (Dogger Beta) setzen die typischen, braunen, eisenreichen Sandsteine ein.

Gut geschichtete feine Meeressande werden immer wieder von tonigen Zwischenlagen unterbrochen. Die Küstenlinie rückte weiter nach Südosten bis etwa zum Inn vor. Im höheren Dogger (Gamma bis Zeta) gingen die starken Sandschüttungen zurück und im Flachwasser lagerten sich vorwiegend Mergel ab. Während die unteren Abfolgen noch durch Oolithkalkbänke gegliedert sind, treten im Hangenden dunkle, pyritreiche Mergel in Erscheinung, die als „Ornatenton“ bezeichnet werden (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Die Gesamtmächtigkeit des Eisensandsteins schwankt sehr stark. Ein geringmächtiger Schwellenbereich (30 – 40 m) zieht von der Nordalb bis in den Raum Beilngries, außerhalb dieses Bereichs werden Mächtigkeiten von bis zu 100 m erreicht (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996). Zum südöstlichen Beckenrand hin nehmen die Mächtigkeiten ab. Südöstlich der maximalen Ausbreitung des Eisensandsteins wurden in einigen Forschungs- und Explorationsbohrungen mehrere Zehner Meter mächtige Sandsteine erbohrt, die vermutlich in den Oberen Dogger zu stellen sind.

Aufgrund der ungenügenden Datenlage war für diese Sandsteine keine Erstellung eines Tiefenlinienplans möglich. Der Isohypsenplan bezieht sich somit nur auf die Oberkante des Eisensandsteins. Er beruht auf Bohrprofilen von Tiefbohrungen; bei der Erstellung der Isohypsen mussten jedoch die durch Störungen verursachten vertikalen Versatzbeträge außer acht gelassen werden, da sich eine dafür ausreichend hohe Datendichte nur auf einen relativ kleinen Bereich beschränkt. In Nordbayern ist der Doggersandstein aufgrund der geringen Tiefenlage nur untergeordnet als

potenzieller Thermalgrundwasserleiter einzustufen, im Bereich der nördlichen Frankenalb wurde daher auf eine Darstellung der Isohypsen verzichtet. Im Nordteil des östlichen Molassebeckens wurde ebenfalls auf die Darstellung von Isohypsen verzichtet, da dieser Bereich tektonisch stark zergliedert ist und z.T. sehr hohe vertikale Versatzbeträge aufweist. Die Anzahl der Bohrungen, die dort den Dogger erreicht haben, ist für eine kleinräumige Differenzierung nicht ausreichend. Die Darstellung der Mächtigkeitsverteilung beruht vorwiegend auf Daten aus der Kohlenwasserstoffindustrie.

• **Hydraulische Eigenschaften**

Die meist mürben Sandsteine sind als kombinierter Kluft-Poren-Grundwasserleiter einzustufen, wobei die Wasserführung in Klüften und auf Schichtfugen dominiert. Die Permeabilität des Dogger Beta reicht in Bohrungen unter der Südlichen Frankenalb von 2,5 bis 1.200 mD und die Porosität schwankt von 6,4 % bis knapp 30 % (Tab. 36 in BAUER 1999). In der Bohrung Bad Gögging TH1 konnten mit Hilfe mehrstufiger Pumpversuche (Maximalförderung 10 l/s) für den Eisensandstein Transmissivitäten von $4,5 \cdot 10^{-4}$ bis $7,8 \cdot 10^{-5}$ m²/s und Durchlässigkeitsbeiwerte von 1,2 bis $7,1 \cdot 10^{-6}$ m/s ermittelt werden (FRISCH 1981). In der Bohrung Bad Gögging TH 2 wies das Dogger-Grundwasserstockwerk einen freien Überlauf von 0,25 l/s auf; bei einer zusätzlichen Förderleistung von 0,1 l/s fiel der Wasserspiegel unter Pumpeneinlauf ab (WATEC 1992, unveröff.). Die Auswertung der Pumpversuche in der Forschungs- und Thermalwasserbohrung Geisenfeld (südlich Ingolstadt) mit einer maximalen Förderung von 6,8 l/s ergab eine Transmissivität von $3,8 \cdot 10^{-4}$ m²/s und einen k_f-Wert von $1,5 \cdot 10^{-5}$ m/s für den bohrlochfernen Bereich (FRITZER et al. 2000).

Am Westrand der Veldensteiner Mulde wurde in der Bohrung Gräfenberg-Haidhof in einer Tiefe von 70 - 113 m unter Gelände bereits Thermalwasser mit einer Temperatur von 22,4°C angetroffen (POLL 1979, BAUER 1999). Dies ist möglicherweise damit zu erklären, dass die Grundwasserbewegung im Eisensandstein unter der Nördlichen Frankenalb nach Westen zum Albtrauf hin gerichtet ist und somit auch ein advektiver Wärmetransport stattfinden kann (BAUER 1999). Ansonsten liegen die Wässer nördlich der Donau überwiegend im subthermalen Bereich.

Der Druckwasserspiegel im Eisensandstein nimmt unter der südlichen Frankenalb von ca. 410 m ü. NN östlich des Nördlinger Ries bis auf unter 355 m ü. NN im Raum Regensburg ab.

Südlich der Donau taucht der Eisensandstein unterhalb des Molassetrogs ab und erreicht am Alpenrand Tiefen von mehreren tausend Metern. Entsprechend der Tiefenlage ist dort mit teils sehr hohen Temperaturen zu rechnen. Laut HÄNEL et al. (1984) liegt die mittlere Porosität dieser Sandsteine zwischen 10 und 25 %. Die Permeabilitäten liegen meist bei 100 mD und darunter. Maximal werden 800 mD erreicht, wenn nicht Klüftung die Durchlässigkeit erhöht. Die Durchlässigkeiten schwanken jedoch bereits über kurze Distanzen erheblich. Da die zu erwartenden Nettomächtigkeiten der Dogger-Sandsteine im Molassegebiet häufig zu gering sind, haben die Doggersandsteine unter dem Molassebecken laut HÄNEL et al. (1984) hinsichtlich einer potenziellen geothermischen Nutzung keine Bedeutung.

• Hydrochemische Eigenschaften

Die durchschnittliche Mineralisation der Wässer aus dem Eisensandstein in der nördlichen Frankenalb ist gering (ca. 430 mg/l) und wird vorwiegend von Calcium und Hydrogenkarbonat dominiert. Am Nordrand des Molassetrogs wurde in der Bohrung Geisenfeld im Eisensandstein ein fluorid-hältiges Natrium-Hydrogenkarbonat-Wasser mit einer Mineralisation von 1.200 mg/l erschlossen (FRITZER et al. 2000); in der Bohrung Bad Gögging TH 2 wurde ein Wasser vergleichbaren Typs mit vergleichbarer Mineralisation angetroffen (WATEC 1992, unveröff.). Nach Süden zu ist bei zunehmender Tiefe mit höheren Mineralisationen und verstärkter Natrium-Chlorid-Dominanz zu rechnen. Die Doggersandsteine unter der Molasse stellen auch Speichergesteine für Kohlenwasserstoffe dar. Die Ölfeldwässer mit z.T. sehr hohen Mineralisationen (>60 g/l) kennzeichnen hydraulisch weitgehend inaktive Bereiche unterhalb des Malms und lassen sich in ihrer Genese auf stark eingedunstetes Meerwasser zurückführen (PRESTEL 1991).

Tab. 7: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Eisensandsteins (als Thermalgrundwasserleiter)**

Lithologie	Überwiegend Sandstein
Typ des GWL	Kluft-Poren
Nettomächtigkeit	< 10 - > 50 m
Porosität	6,4 – 30 % (Nordbayern) 10 – 25 % (Molasse)
Permeabilität	k_f -Werte von $1,2 \cdot 10^{-6}$ - $1,5 \cdot 10^{-5}$ m/s (Nordbayern) meist ≤ 100 - max. 800 mD (Molasse)
Transmissivität	$4,5 \cdot 10^{-4}$ - $7,8 \cdot 10^{-5}$ m ² /s (Nordbayern) meist ≤ 1 Dm (Molasse)
GW-Typ	Ca-(Na)-HCO ₃ -Typ mit geringer Mineralisation (< 1g/l) Molasse: Zunahme des Na-Cl-Gehalts

2.2. Südbayerisches Molassebecken

2.2.1. Geologischer Überblick

Der sedimentäre Aufbau des süddeutschen Molassebeckens beginnt mit Ablagerungen des Oberkarbon und Perm, die in mehreren Trögen in den paläozoischen kristallinen Untergrund eingesenkt und dadurch der vormesozoischen Abtragung entgangen sind. Über die eingerumpfte nachpermische Landoberfläche, das „Vindelizische Land“ zwischen Böhmen und dem Schwarzwald, transgrediert von Westen und Norden her sukzessive mit immer jüngeren Stufen das Mesozoikum, das mit seinen Sedimenten nach und nach das alte Festland völlig eindeckt. Dieser Prozess begann im Alpenvorland mit der Ablagerung des terrestrischen Buntsandstein am westlichen Bodensee und endete nach einem fast vollständigen Absinken des Vindelizischen Landes mit dem weit nach Oberösterreich hineinreichenden marinen Malm (LEMCKE 1981). Während dieser Absenkung bildete sich vermutlich bereits im Jura eine nordwest-südost-streichende kri-

stalline Schwellenregion, das sogenannte „Landshut-Neuöttinger Hoch“ (LNH), heraus. Am Ende des Malm zog sich das Meer aus dem Alpenvorland nach Süden und Südwesten in Richtung Tethys, dem Vorläufer des Mittelmeeres, zurück.

In der Unterkreide stieß das Meer kurzzeitig wieder in ein begrenztes Absenkungsgebiet östlich von München („Wasserburger Senke“) vor. Nach einer erneuten Regressionsphase erfolgte ab Ende der Unterkreide von Süden her eine langsam nach Norden und Nordosten fortschreitende Transgression, von der zunächst die Wasserburger Senke und ab dem oberen Cenoman auch der sogenannte Braunauer Trog jenseits des Landshut-Neuöttinger-Hochs betroffen wurde. Mit dem Rückzug des Meeres gegen Ende der Oberkreide setzte erneut eine flächenhafte Abtragung ein. Während der folgenden knapp 30 Mio. Jahren wurden die Kreidesedimente zum Teil wieder erodiert. Die freigelegten Malmkarbonate wurden erneut den Verkarstungsprozessen ausgesetzt, die in den seit Ende des Malm landfest gebliebenen Gebieten bereits seit fast 100 Mio. Jahren wirksam waren.

Ab dem späten Obereozän (Priabon) bildete sich im Vorland der aufsteigenden Alpen ein absinkendes Becken, das deren Abtragungsschutt aufnahm. Ein erneuter Meeresvorstoß aus Süden überflutete dieses süddeutsche Molassebecken, so dass auf der im Westen nur aus Malm, in Ostbayern auch aus Kreide und etwas Paläozoikum bestehenden ehemaligen Landoberfläche marin-brackische Sedimente der Unteren Meeresmolasse (UMM) abgelagert wurden. Im wieder aktivierten Senkungsgebiet östlich von München reichen diese bis ins unterste Miozän (Ober-Eger, früher „Aquitane“). Im Westteil des Molassebeckens entwickelte sich ab dem Oberoligozän (Unter-Eger bzw. „Chatt“) ein großes, nach Osten abfließendes Flusssystem, das die fluvioterristischen Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse (USM) hinterließ. In der brackischen Übergangszone zwischen USM und UMM, etwa im Bereich des Meridians von München, entstanden die Sedimente der Unteren Brackwassermolasse (UBM). Nach einem kurzen Meeresrückzug am Ende des Aquitan drang das Meer im oberen Untermiozän (Eggenburg bzw. „Burdigal“ und Ottnang bzw. „Helvet“) zunächst von Osten und später auch von Westen erneut in das bayerische Molassebecken vor (Obere Meeresmolasse, OMM). Nach dem endgültigen Rückzug des Meeres folgte vom oberen Untermiozän bis zum Ende der Molassesedimentation im Obermiozän nach süßbrackischen Sedimentationsbedingungen (Süß-Brackwassermolasse, SBM und Obere Brackwassermolasse, OBM) bei fort dauernder Absenkung des Beckens die fluvioterristische Schüttung der Oberen Süßwassermolasse (OSM), die heute den Großteil der Landoberfläche im süddeutschen Molassebecken formt.

2.2.2. Tektonik

Die Auflast der von Süden aufgeschobenen alpinen Decken sowie der aus dem aufsteigenden Alpenraum geschütteten Molassesedimente führte zu einer anhaltenden Absenkung des Beckenbodens, was die Entstehung alpenparalleler Abschiebungen mit Sprungbeträgen bis zu 150 bis 200 m

zur Folge hatte (BACHMANN et al. 1982, BACHMANN et al. 1987). Auffällig besonders im Raum östlich von München sind bis zu mehrere Zehner Kilometer lange und häufig bogenförmige, nordfallende Abschiebungen (Antitheter), die die Fallenstrukturen für die meisten Öl- und Gasfelder des Molassebeckens bilden und lange Zeit das wesentliche Explorationsziel waren.

Die für die süddeutsche Molasse charakteristischen beckenparallelen syn- und antithetischen Abschiebungen sind auf eine flexurartige Dehnung des Vorlandbeckens zurückzuführen. Durch die nordwärtige Verlagerung des Bereichs maximaler Verbiegung des Vorlandes während des alpinen Deckenschubs wird die synsedimentäre Aktivität von Süden nach Norden jünger. Während die Verwerfungen etwa 30 km nördlich der heutigen alpinen Front nicht jünger als Unter-Eger („Chatt“) sind, reichen sie etwas weiter nördlich bereits bis ins Ober-Eger („Aquitän“) und Eggenburg („Burdigal“), ohne aber die überlagernde OMM (Ottnang, „Helvet“) zu beeinflussen. In der Westmolasse waren die Störungen 40 bis 50 km nördlich der alpinen Einheiten noch bei der Ablagerung der OSM und somit bis ins Miozän wirksam (BACHMANN & MÜLLER 1992).

Der durch die Absenkung des Molassebeckens bedingten Auflockerungstektonik stehen die seit Beginn der alpidischen Gebirgsbildung wirksamen Einflüsse einer Einengungstektonik gegenüber. Der durch die Plattentektonik erzeugte tektonische Stress führte zu einer Bruchtektonik, die sich in parallel zu der als Widerlager wirkenden Böhmischen Masse südost-nordwest-streichenden Brüchen äußert. Hierbei wurden bereits in permokarbonischer Zeit angelegte Lineamente reaktiviert. Wichtige Vertreter dieser meist steilstehenden Störungen sind z.B. der Donaurandbruch, der Niederbayerische Abbruch sowie der bis in das Unter-Eger wirksame Landshut-Neuöttinger Abbruch (BACHMANN et al. 1987, UNGER 1996b). Im östlichen Oberbayern überlagerte sich dieses herzynisch streichende System mit den alpenparallelen, etwa westsüdwest-ostnordost-streichenden Abschiebungen (KNOBLOCH 1978).

Am Südrand der Vorlandmolasse bildeten sich östlich des Inn west-ost-streichende Faltensättel, die auf den post-Untermiozänen Oberbau beschränkt sind (LANGE 1983). Diese Strukturen sind auf die von der alpinen Deckenstirn ausgehende Kompression des Oberbaues zurückzuführen, der im Gegensatz zum tieferen Stockwerk die Möglichkeit hatte, nach oben auszuweichen.

Als vorderste Front der alpinen Decken schließt sich im Süden an die Vorlandmolasse die von ihrem Untergrund abgescherte Faltenmolasse an.

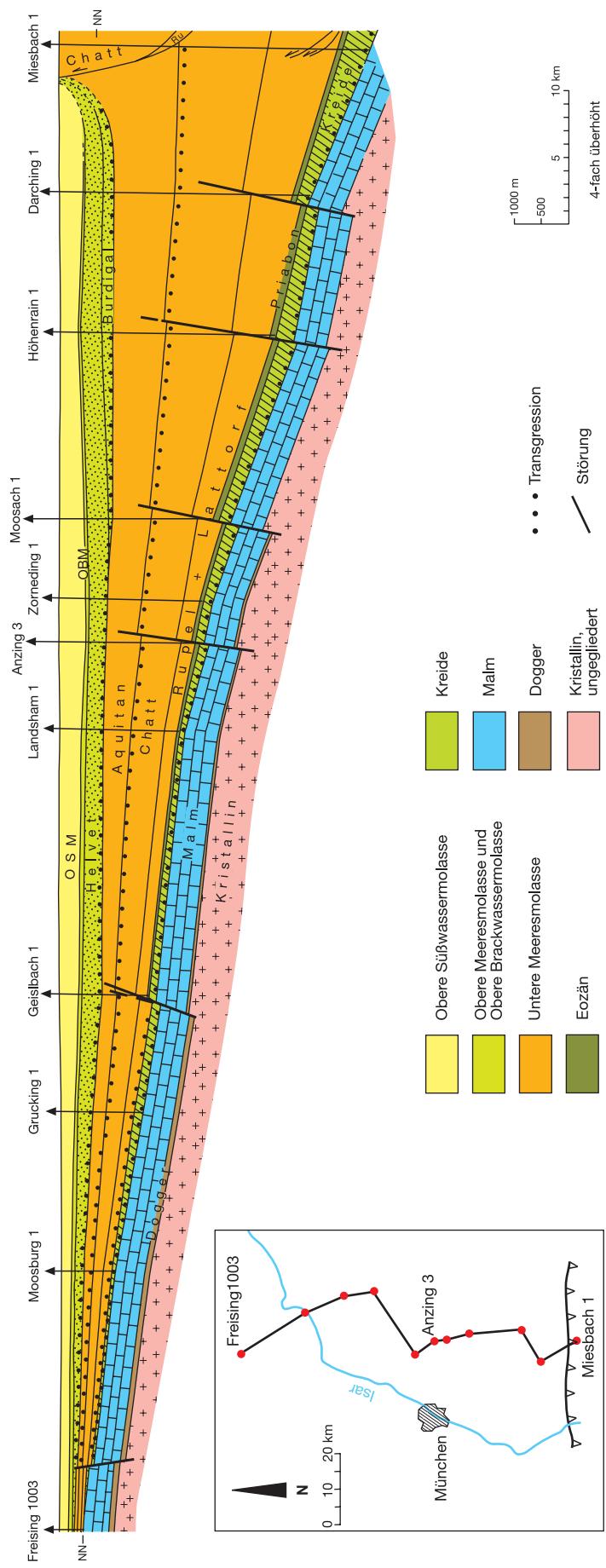


Abb. 14: Profil durch das Molassebecken zwischen Freising und Miesbach (nach LEMCKE 1988)

In den Tiefenlinienplänen für die einzelnen Thermalwasseraquifere wurden die Verwerfungen je nach Datenlage und ihrer Bedeutung für den Aquifer berücksichtigt. Störungen, an denen ein Versatz des untersuchten Aquifers entweder in Bohrungen, anhand von seismischen Profilen oder aufgrund des relativen Bezuges der Ergebnisse verschiedener Bohrungen festgestellt werden konnte, sind in den Karten als durchgezogene Linien mit Angabe der vermutlichen Einfallsrichtung dargestellt. Gestrichelt dargestellt sind Verwerfungen, an denen ein in der Karte eingezeichneter Versatz der Oberfläche des jeweiligen Aquifers nur vermutet wird. Störungen, die aufgrund der Untersuchung anderer Horizonte vermutet werden, deren Versatzbeträge im dargestellten Grundwasserleiter aufgrund der ungenügenden Datenlage jedoch nicht quantifizierbar sind, wurden in den Karten ebenfalls gestrichelt dargestellt, die Tiefenlinien für die Oberkante des Aquifers verlaufen ohne Versatz darüber hinweg.

2.2.3. Potenzielle Thermalwasseraquifere

Tiefere Horizonte für eine potenzielle Erschließung von Thermalwasser sind im Untergrund des süddeutschen Molassebeckens das Grundgebirge, der Muschelkalk und Keuper sowie der Dogger. Diese Horizonte sind jedoch für eine hydrothermale Nutzung nur in den Gebieten interessant, in denen der Malm im Molassebecken in noch nicht ausreichender Tiefe ansteht. Diese Aquifere stellen die südlichen Ausläufer potenziell thermalwasserführender Einheiten Nordbayerns dar; sie sind deshalb dort beschrieben und dargestellt.

Für eine energetische Nutzung kommt in erster Linie der Malm als potenziell ergiebigster Thermalwasseraquifer in Frage. Bei besonders günstigen Umständen könnte auch eine energetische Nutzung in den Kreidesandsteinen möglich sein; bei den potenziell thermalwasserführenden Aquifern im tieferen Tertiär wird nach derzeitigem Kenntnisstand der Schwerpunkt auf einer balneologischen Nutzung liegen müssen.

Im tieferen Tertiär (UMM bzw. USM) werden nur Aquifere dargestellt, die eine regionale Verbreitung besitzen. Auf die Beschreibung nur lokal verbreiteter Aquifere, die wie z.B. die Rupelsande auch balneologisch genutzt werden, wurde verzichtet. Aquifere im höheren Tertiär (OMM und OSM) wie z.B. die Basissandsteine oder die Baltringer Schichten der OMM werden ebenfalls gelegentlich balneologisch genutzt. Aufgrund der in aller Regel nur geringen Ergiebigkeit, der vergleichsweise geringen Tiefenlage und der teils kleinräumig unterschiedlichen Ausbildung wurde auf eine Darstellung dieser Aquifere verzichtet.

In der Faltenmolasse ist es aufgrund der starken tektonischen Verformung der Schichten nicht möglich, größere zusammenhängende Aquifere auszukartieren. Die Möglichkeit einer hydrothermalen Erdwärmennutzung ist hier – wenn überhaupt – nur durch detaillierte Einzelgutachten zu klären.

2.2.3.1 Malm (Oberer Jura)

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Die teilweise verkarsteten Malmkalke und -dolomite bilden aufgrund ihrer meist hohen Ergiebigkeit in Verbindung mit einer über weite Bereiche ausreichend großen Tiefenlage den wichtigsten Thermalwasserleiter des Süddeutschen Molassebeckens. Nördlich der Donau formt der Malm die Landoberfläche in der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Südlich der Donau taucht er unter dem Molassenbecken bis auf Tiefen von über 5.000 m am Alpenrand ab.

Im Oberen Jura wurde das Vindelizische Land vollkommen überflutet und das flache fränkischen Schelfmeer verband sich im Süden mit dem tiefen alpinen Mittelmeer, der sogenannten „Tethys“. Die Malm-Karbonate wurden auf einem flachen Schelf in einem in Riffgürtel und Becken gegliederten Ablagerungsraum gebildet. Die fazielle Ausbildung des Malm unter dem Molassebecken ist nur durch Bohrungen bekannt und kann deshalb nur in groben Zügen dargestellt werden:

Die sogenannte „Helvetische Fazies“ ist im Südwesten Bayerns bis etwa zum Lech hin verbreitet. Sie ist geprägt von dichten, häufig dunklen und bituminösen Kalken mit gelegentlicher Einschaltung von Oolithlagen, die Ablagerungen eines tiefer gelegenen Schelfbereichs darstellen.

Die sogenannte „Schichtfazies“ bildete sich auf einem höher gelegenen Schelfbereich. Das kalkreiche Tiefenwasser der Thethys förderte bei zunehmender Erwärmung die reichliche Bildung heller Kalke und Mergel. Diese Kalkbildung erfolgte rhythmisch und wurde von Bakterien, Blaugrünalgen und Kalkflagellaten (Coccolithen) gesteuert. Der Tonanteil der Mergel wurde von Norden her durch bodennahe Trübeströme in das Sedimentationsgebiet antransportiert (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Die sogenannte „Massen-“ oder „Riff-Fazies“ ist durch Schwammriffe gekennzeichnet, die sich kuppelförmig über dem Meeresboden erhoben. Sie erstreckten sich im Malm Alpha und Beta zunächst entlang submariner Schwellenzonen. Im Malm Gamma und vor allem im tieferen Malm Delta erweiterten sich diese Riffgürtel, bis im höheren Malm Delta die Schwamm-Fazies den ganzen süddeutschen Schelf eroberte. Die Gesteine der Riff-Fazies bestehen vorwiegend aus massigen Kieselschwamm- bzw. Algenriffkalken und -dolomiten sowie aus Korallenriffschutt-kalken (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Das Ries-Wiesent-Riff wirkte schon im Malm Alpha, besonders aber im Malm Gamma bis Delta als Schranke, die die von Nordwesten bodennah anströmende tonige Trübe zurückhielt. Es trennte damit die mergelreiche Fazies des fränkisch-schwäbischen Beckens, das in Oberschwanen direkt mit dem helvetischen Becken verbunden war, von der kalkreichen Fazies östlich davon (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Mit Beginn des Malm Epsilon verflachte das Meer und die zusammenhängende Riffplattform zerfiel in kleinere Einheiten. Zwischen den Riffen bildeten sich Wannen, in denen es zur Ablagerung von hellen Bank- und Plattenkalken kam. Südlich der Donau wuchsen die Kieselschwämme weiter und bildeten eine ausgedehnte, nur durch wenige Wannenzüge unterbrochene Ooid-Plattform. Das vermehrte Auftreten von Korallen, von Schutt-kalken im Riff und von Schillbänken in der Schichtfazies belegt eine weitere Verflachung des Meeres. Das Meer zog sich schließlich im Purbeck bis in die Wasserburger Senke zurück, wo es bei zunächst noch trockenheißen Klima zu Dolomit-, Anhydrit- und Salzausscheidungen kam; später süßte das Meer auch dort aus (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996).

Die fazielle Ausbildung und die daraus resultierende Verkarstungsanfälligkeit ist mit ausschlaggebend für die hydraulischen Eigenschaften des Malm. Infolge der allmählichen Hebung und der langsam fortschreitenden Kippung der Malm-Plattform nach Süden kam es nach dem Rückzug des Meeres zu einer von Süden nach Norden stratigrafisch immer tiefgreifenderen Abtragung des Malm und einer weitflächigen und tiefgründigen Verkarstung (LEMCKE 1988).

Diese Verkarstung begann im Westteil des Molassebeckens im Oberen Tithon und hielt dort über 100 Mio Jahre bis zur Transgression der Unteren Meeressmolasse im Oligozän an. Im Ostmolassebereich, vor allem im Zentrum der Wasserburger Senke, wurde die Oberflächenexposition des Malm dagegen bereits während der Unterkreide durch mehrere Meerestransgressions unterbrochen. Eine zweite Verkarstungsphase stellte sich in dem von Kreidesedimenten überdeckten Malm erst wieder während des Alttertiärs ein. Die Massenkalke des Malm waren im südbayerischen Bereich aufgrund ihres insgesamt niedrigeren Mergelanteils besonders gut verkarstungsfähig. Daher ist dort auch die größte Verkarstungsintensität mit Verkarstungstiefen von 200 bis 300 m unter Malmoberkante zu beobachten (KOSCHEL 1991). Dieser baldigen Überdeckung mit kretazischen Sedimenten verdankt vermutlich der Malmkarst im Ostmolassegebiet seine gute Erhaltung. In Bereichen Schwabens sind die bis ins Tertiär hinein aktiven Karsthohlräume dagegen häufig durch eingeschwemmte Tone versiegelt. Im Westen behinderten dünnbankige und mergelige Gesteine des obersten Malm eine tiefer hinabreichenden Verkarstung. Auf der Schwäbischen Alb und im nördlichen Bereich Oberschwabens wurden diese weniger zur Verkarstung neigenden Schichten abgetragen, so dass dort die Verkarstung ab dem Oligozän auch in tiefere Bereiche des Malm vordringen konnte. Im südlichen Teil Oberschwabens blieben diese kaum verkarsteten Schichten jedoch erhalten.

Mit Heraushebung des Alpenvorlandes schnitten sich die das Gebiet entwässernden Flüsse immer tiefer in die Sedimentabfolgen ein. Nachdem die Eintiefung der „Ur-Donau“ auch den Malm erreichte und deren Hauptvorflutfunktion ab dem Ende des Miozän zu unterhydrostatischen Drücken im Malm führte, konnte durch nachströmendes CO₂-reiches Wassers auch im tieferen, überdeckten Malm die Verkarstung wieder einsetzen (LEMCKE & TUNN 1956, LEMCKE 1976, STIER & PRESTEL 1991).

Die größten Mächtigkeiten unter dem Molassebecken erreicht der Malm (einschließlich Purbeck) mit über 600 m südlich von München zwischen Lech und Inn. Er setzt sich dort aus bis zu 500 m mächtigen, massigen Schwamm- und Tubiphytenkalken sowie darüber abgelagerten hellen, porösen Korallen-Schutt-kalken zusammen, die an den Wannenrändern auch bereits schon stratigraphisch früher in Erscheinung treten (MEYER & SCHMIDT-KALER 1996). An dem durch die Hebung der böhmischen Masse empor geschleppten nordöstlichen Teil der Malm-Plattform wurden bis zur oberenomanen Transgression einige hundert Meter an Malmsedimenten abgetragen, so dass heute im Braunauer-Trog die Mächtigkeiten nach Osten zu auf unter 100 m abnehmen.

Die Übersichtskarte zur Faziesverteilung im Malm Zeta 3 und die Angaben zu den Mächtigkeiten der Massen- bzw. Korallenschutt-kalke beruhen auf MEYER & SCHMIDT-KALER (1996).

In den Tiefenlinienplänen wurden die karbonatischen Ablagerungen des Purbeck dem Malm zugerechnet, da sie zum einen mit dem Malm hydraulisch in Verbindung stehen und zum anderen eine Trennung in den seismischen Profilen nicht möglich ist. Die Darstellung der Tiefenlage der Malmoberfläche (einschließlich Purbeck) beruht auf einer unveröffentlichten Karte des Bayerischen Geologischen Landesamts im Maßstab 1:200.000, die 1984 von v. DRACH erarbeitet wurde. Diese Karte wurde zunächst anhand neuerer Bohrergebnisse überprüft und ergänzt. Darüber hinaus wurden für den Raum westlich von München bis hin zu Inn und Salzach im Osten alle am Bayerischen Geologischen Landesamt vorhandenen analogen Ausspielungen seismischer Profile ausgewertet und die Ergebnisse in die Karte eingearbeitet. Das Geschwindigkeitsmodell für die Auswertung dieser seismischen Profile wurde aus den Laufzeiten von Geophonversenkmessungen (VSP) abgeleitet, die für die Mehrzahl der Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen vorliegen. Da die durchschnittlichen seismischen Geschwindigkeiten bis Oberkante Malm nicht nur nach Süden hin unterschiedlich stark zunehmen, sondern auch im Streichen deutlich variieren, konnte jedoch kein für den gesamten Bereich konsistentes Geschwindigkeitsmodell erstellt werden. Erschwerend kommt hinzu, dass der Übergang Tertiär – Malm oder Kreide – Malm nicht immer durch einen prominenten oder zumindest deutlichen Reflektor gekennzeichnet ist. Die angegebenen Tiefen können daher in Bereichen ohne Absicherung durch Bohrungen durchaus um bis zu 200 m von der wahren Tiefenlage der Malmoberfläche abweichen. Auch die Lage und Einfallsrichtung von Störungen lässt sich anhand der 2D-Seismik nicht mit letzter Sicherheit ermitteln, zumal davon auszugehen ist, dass sich diese Störungen in der Regel aus einer Vielzahl von teils überlappenden Bruchflächen zusammensetzen. Einen genaueren Einblick in die Störungsgeometrie kann die 3D-Seismik ermöglichen, die aber nur für einige kleine Teilflächen vorliegt.

Insbesondere im Umfeld des Landshut-Neuöttinger-Hochs beruht die Konstruktion der Tiefenlinienpläne auch auf Ergebnissen von geophysikalischen Untersuchungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes (Geoelektrik, Refraktionsseismik und Reflexionseismik in Zusammenarbeit mit dem Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover). Für den Bereich der Ostmolasse wurde zudem die Karte von UNGER (1999) berücksichtigt.

Im Bereich der Faltenmolasse wurde mit wenigen Ausnahmen aufgrund der unsicheren Datenlage auf die Darstellung eines Tiefenlinienplans für die Malmoberfläche verzichtet. Die Ausnahmen betreffen Bereiche, in denen die Tiefenlage der Malmoberfläche durch Bohrungen abgesichert ist.

• **Hydraulische Eigenschaften**

Die Bewegung des Grundwassers im Malm erfolgt im Wesentlichen entlang von Karsthohlräumen, Klüften und untergeordnet auch von Schichtfugen. Die fazielle Gliederung des Malm hat aufgrund der unterschiedlich stark ausgeprägten Verkarstungsfähigkeit dabei einen direkten Einfluss auf dessen Gebirgsdurchlässigkeit und ist von größerer Bedeutung als die

tektonischen Störungen (STIER & PRETEL 1991). Die Gesteine einer mergelreichen Fazies reagieren zudem eher plastisch auf tektonische Bewegungen; die Massen- bzw. Riff-Fazies reagiert hingegen eher spröd und neigt daher stärker zur Kluftbildung. Gut durchlässig sind in der Regel die dolomitisierten Massenkalke, da es durch die Rekristallisation zu einer Erhöhung der Porosität kam und zudem an den Korngrenzen die Verkarstung bevorzugt einsetzen konnte (ANDRES 1985). Bei einem Fehlen dieser Dolomitisierung kann auch im Bereich der Massenfazies keine Wasserführung gegeben sein (z.B. Bohrung Bad Waldsee/Baden-Württemberg). Im schwäbischen Bereich gelten vor allem die Gesteine der sogenannten „Lochfels“-Fazies und im fränkisch-bayerischen Bereich die der sogenannten „Frankendolomit“-Fazies als gut durchlässig. Da die fränkische Fazies wesentlich einheitlicher ausgebildet ist als die schwäbische, ist dort das Fündigkeitsrisiko geringer als im westlichen Bereich des Molassebeckens (STIER & PRETEL 1991). Die Gesteine des Malm der helvetischen Fazies sind dagegen insgesamt als gering bis sehr gering durchlässig einzustufen.

Die Nettomächtigkeit des Malm-Grundwasserleiters hängt im Wesentlichen von der Verkarstungstiefe ab und ist somit in der Regel sehr viel kleiner als die Gesamtmächtigkeit. Angaben zu Nettomächtigkeiten bzw. zu Porositäten oder zum nutzbaren Hohlraumvolumen sind in einem Karstgrundwasserleiter nur sehr schwierig zu treffen und als statistische Werte zu interpretieren. Für das Westmolassegebiet werden mittlere (sekundäre) Porositäten von 2,5 % angenommen. Für die Übergangszone zur helvetischen Fazies wird eine mittlere Porosität von 2 % angegeben (STRAYLE et al. 1982, HÄNEL et al. 1984). Im Ostmolassebereich sind für den Malm ohne Kreideüberdeckung mittlere Hohlraumvolumen von 2,5 % und in den restlichen Gebieten von 2,0 % zu erwarten (HÄNEL et al. 1984).

Auch die Angaben über die Durchlässigkeit des Malm beziehen sich auf statistisch zu interpretierende Werte, die lokal z. T. extremen Schwankungen unterliegen können. Generell ist mit k_f -Werten im Bereich von 10^{-6} bis 10^4 m/s zu rechnen, was Permeabilitäten von 25 bis 6.000 mD entspricht (STRAYLE et al. 1982, HÄNEL et al. 1984). Die Durchlässigkeiten scheinen in Richtung auf das Beckentiefste hin stetig abzunehmen (STOBER 1991). Für die Transmissivitäten wurden Werte von $5,0 \cdot 10^{-5}$ bis $5,0 \cdot 10^{-3}$ m²/s angesetzt (HÄNEL et al. 1984). Im Bereich der Ostmolasse östlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs wurden von KIRALY (1991) k_f -Werte von $1,0 \cdot 10^{-6}$ bis $1,0 \cdot 10^{-3}$ m/s angenommen. Für das niederbayrisch-oberösterreichische Molassebecken wurde aus Pumpversuchen eine Spannbreite der Durchlässigkeitsbeiwerte von ca. $1,0 \cdot 10^{-7}$ bis $5,0 \cdot 10^{-2}$ m/s ermittelt. Die Durchlässigkeitsverteilung zeigt zwei Maxima bei $1,0 \cdot 10^{-5}$ bis $5,0 \cdot 10^{-5}$ m/s und bei $1,0 \cdot 10^{-4}$ bis $5,0 \cdot 10^{-4}$ m/s (SCHULER & GöDECKE 1998, unveröff.). (Eine ähnliche bimodale Verteilung, die allerdings zu etwas höheren Durchlässigkeiten hin verschoben ist, zeigen k_f -Werte, die für den offenen und überdeckten Malm im Großraum Ingolstadt ermittelt wurden (BÜTTNER et al. 2002).) Die ermittelten Transmissivitäten liegen in einem Wertebereich von $5,0 \cdot 10^{-5}$ bis $1,0 \cdot 10^{-0}$ m²/s; das Maximum liegt bei $1,0 \cdot 10^{-3}$ bis $5,0 \cdot 10^{-3}$ m²/s. Der sehr hohe Transmissivitätsbereich von $1,0 \cdot 10^{-1}$ bis $1,0 \cdot 10^{-0}$ m²/s ist mit hoher Wahrscheinlichkeit Störungszonen zuzuordnen (GEOTECHNISCHES BÜRO 1998, unveröff.).

Spülungsverluste können Hinweise auf Bereiche mit erhöhten Durchlässigkeiten geben, wobei Spülungsverluste nur bei unterhydrostatischen Verhältnissen sicher quantifiziert werden können. Es ist zwischen totalem Spülungsverlust, der große bohrtechnische Probleme nach sich ziehen kann, und schleichenden Spülungsverlusten zu unterscheiden. Eine überschlägige Auswertung aller verfügbarer Bohrberichte von Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen, die den Malm erreicht oder durchfahren haben, lässt vermuten, dass rund 40 % dieser Bohrungen keinen nennenswerten Spülungsverlust im Malm zu verzeichnen hatten (GUDDEN 1983).

Die Entnahmemengen von Thermalwasserbohrungen im Malm des baden-württembergischen, bayerischen und oberösterreichischen Molassebeckens liegen bei 3 bis 75 l/s bei Absenk beträgen von weniger als 10 bis ca. 300 m unter Ruhewasserspiegel (SCHULZ et al. 2003, unveröff.). Da höhere Durchlässigkeiten in der Regel geringere Absenk beträge bedingen, könnten diese Daten auf einen regionalen Trend mit geringeren Durchlässigkeiten im westlichen Molassebecken und höheren Durchlässigkeiten im östlichen Molassebecken hindeuten:

Tab. 8: **Entnahmemengen von (bestehenden) Thermalwasserbohrungen im Malm**

Land	Baden-Württemberg	Bayern	Oberösterreich
Entnahmemengen	3 – 50 l/s	7 – 75 l/s	20 – 70 l/s
Absenkung des Ruhewasser- spiegels	6 – ca. 300 m	< 10 – ca. 135 m	20 – ca. 70 m

Der Druckwasserspiegel im Malm liegt meist unterhalb des tertiären Grundwasserdruckspiegels, d.h. es herrschen überwiegend „unterhydrostatische Drücke“ (HÄNEL et al. 1984). Im Großraum München sind Druckspiegelhöhen von 100 bis 200 m unter Gelände zu erwarten; weiter im Südosten in der Wasserburger Senke sind die Potenzialverhältnisse noch weitgehend ungeklärt. Im Süden des Braunauer Trogs stehen die Grundwässer des Malm, der Kreide und des tieferen Tertiärs in hydraulischem Kontakt zueinander (PRESTEL 1991, LFW 1999). Die Wässer sind dort über weite Bereiche artesisch gespannt.

Die Grundwasserneubildung erfolgt zum mindesten im zentralen, östlichen und südlichen Teil im Wesentlichen aus dem Durchsickern von Grundwasser durch die Molassedekschichten (LEMCKE 1976, ANDRES & FRISCH 1981). In einigen Teilabschnitten der Oberen Donau in Baden-Württemberg infiltriert Donauwasser in den Malm; im Osten ist auch ein Randzustrom aus dem Bayerischen Wald anzunehmen (LFW 1999).

Nach den bisherigen Vorstellungen durchströmt das Malmwasser von Oberschwaben her kommend bogenförmig das westliche und zentrale Molassebecken und fließt im Bereich Neustadt a. d. Donau bis Regensburg in die Donau ab. Die Fließgeschwindigkeit beträgt nur wenige Meter

pro Jahr. Ein Teil des Malmwassers kann offensichtlich im Bereich Landshut das Landshut-Neuöttinger-Hoch überströmen und fließt in das niederbayerisch-oberösterreichische Molassebecken ab (WROBEL et al. 2002). Die Grundwasserfließrichtung im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken ist generell nach Südosten orientiert (LFW 1999).

Im Süden dürften im Malm Maximaltemperaturen von deutlich über 100°C erreicht werden, nach Norden hin nehmen die Temperaturen ab. Positive oder negative Temperaturanomalien sind vermutlich auf auf- oder absteigende Tiefengrundwässer zurückzuführen.

• Hydrochemische Eigenschaften

Ein Großteil des Malm-Grundwassers kann als Süßwasser klassifiziert werden. Mit zunehmender Beckentiefe ist eine Zunahme der Lösungsinhalte feststellen, so dass im Süden auch Salzwässer in Erscheinung treten können (z.B. Bohrung Opfenbach mit ca. 25 g/l NaCl in ca. 3.700 m Tiefe unter Gelände). Auch im Süden des oberösterreichischen Molassebeckens führt der Malm hochmineralisierte NaCl-Formationswässer (GOLDBRUNNER 1984).

Die chemische Zusammensetzung des Malm-Grundwassers im süddeutschen Molassebecken verändert sich vom Beckennordrand zum Beckenzentrum hin, was darauf hindeutet, dass die laterale Durchströmung des Malm insgesamt von Norden nach Süden abnimmt (PRESTEL 1991). Am Beckennordrand treten vorwiegend Wässer des Calcium-(Magnesium)-Hydrogenkarbonat-Typs in Erscheinung. Höhere Dolomit-Anteile im Gestein führen zu höheren Magnesium-Konzentrationen im Wasser. Im zentralen Teil des Molassebeckens westlich des Landshuter-Neuöttinger-Hochs steigt der Natrium-Chlorid-Gehalt auf ca. 120 bis 150 mg/l an. Es handelt sich dort im Wesentlichen um Wässer vom Natrium-(Calcium)-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ (z.B. Bohrungen Haimhausen 1/1a, Erding 1, Moosburg SC IV), die ihre Zusammensetzung der Zumischung Salzreicher Ionenaustauschwässer aus den über oder auch unter dem Malm auftretenden Schichten verdanken (PRESTEL 1991). Typisch für das Malm-Grundwasser ist ein Natrium-Überschuss gegenüber Chlorid, was mit dieser Zumischung erklärt werden kann, da die Malmkarbonate selbst nur wenig Natrium enthalten. Die Sulfatkonzentrationen nehmen vom Beckennordrand zum Beckenzentrum hin ab, da Sulfat hier zu Sulfid reduziert wird. Der dabei entstehende Schwefelwasserstoff ist in fast allen Malm-Grundwässern des Beckeninneren nachweisbar. Der Sulfidgehalt liegt in Erding z.B. bei 10 bis 15 mg/l. Die Fluoridkonzentrationen erreichen im Beckenzentrum erhöhte Werte von 2 bis 3 mg/l; die Borgehalte steigen nur leicht auf 0,2 bis 0,7 mg/l an. Die Bromid- und die Jodid-Konzentrationen nehmen in Richtung Süden zu und erreichen im zentralen Beckenbereich bis zu ca. 390 µg/l Bromid und ca. 140 µg/l Jodid.

In einigen Gebieten am Nordrand des Molassebeckens sind Austrittsgebiete von Malmwasser aus dem Beckeninneren durch das Auftreten eines ähnlichen Wasserchemismus mit dem der Wässer im zentralen Beckenbereich gekennzeichnet (PRESTEL 1991). Im Westen ist dies beispielsweise

im Bereich von Ulm bis etwa Günzburg, weiter im Osten im Bereich zwischen Neustadt a. d. Donau und Regensburg der Fall. Auch das Auftreten von „Schwefelquellen“ im Bereich von Bad Gögging wird auf das Ausströmen von Wässern aus dem Molassebecken zurückgeführt (BAUMANN & QUENTIN 1981). Entlang der generellen Grundwasserfließrichtung von West nach Ost lässt sich nur ein geringer Anstieg in der Mineralisation beobachten.

Östlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs unterscheiden sich die Malm-Grundwässer in ihrer chemischen Zusammensetzung jedoch deutlich von denen im Westen. Die Wässer vom Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ weisen eine höhere Mineralisation und höhere Spurenelementkonzentrationen auf und entsprechen im niederbayerischen Bäderdreieck in ihrer chemischen Zusammensetzung denen der im Hangenden folgenden Kreide- und tieferen Tertiärschichten (PRESTEL 1991). Dies deutet zum einen auf einen hydraulischen Kontakt zwischen diesen Schichten und zum andern auf eine stark eingeschränkte hydraulische Verbindung zum Malm-Grundwasserleiter westlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs hin. Bei der Genese dieser Wässer sind höhermineralisierte Wässer beteiligt, die entweder Porenwässern mit salinarem Charakter entstammen (PRESTEL 1991) oder aus dem Randzstrom hoch mineralisierter Tiefenwässer aus dem Kristallin der Böhmischem Masse herrühren (KANZ 1987). Die Chloridgehalte betragen ca. 160 bis 230 mg/l. Die Konzentrationen der Spurenelemente sind im Vergleich zu den Malm-Grundwässern des übrigen Beckenbereichs ebenfalls signifikant erhöht (z.B. Fluorid 7 bis 9,7 mg/l, Jodid ca. 460 bis 500 µg/l).

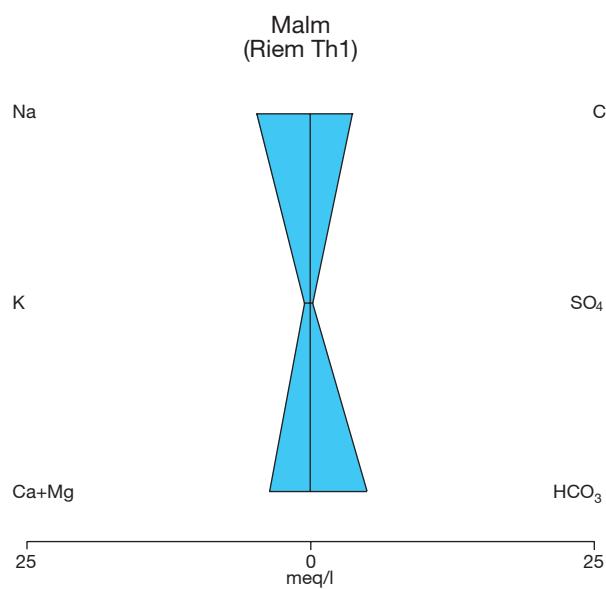


Abb. 15: **Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus dem Malm** (Quelle: SWM)

Nach isotopenhydrologischen Untersuchungen nimmt das Alter des Malmwassers vom nordwestlichen Rand zum zentralen Bereich des Molassebeckens zu und erreicht dort Alter von einigen Tausend bis Zehntausend Jahren (WEISE et al. 1991).

Tab. 9: Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Malm (als Thermalgrundwasserleiter)

Lithologie	Kalke, Dolomite, Mergel
Typ des GWL	Karst-Kluft-(Poren)
Porosität	mittlere (sekundäre) Porosität bzw. nutzbares Hohlraum- Volumen: ca. 1,0 – 2,5 %
Permeabilität	sehr variabel (k_f -Werte überwiegend 10^{-6} bis 10^{-3} m/s)
Transmissivität	sehr variabel (überwiegend $5 \cdot 10^{-5}$ bis $5 \cdot 10^{-2}$ m ² /s)
GW-Typ	Beckennordrand: meist Ca-Mg-HCO ₃ -Typ, gering mineralisiert (< 1 g/l) Beckenzentrum: Na-(Ca)-HCO ₃ -Cl-Typ, gering mineralisiert (meist < 1 g/l) zum Beckentiefsten hin Zunahme der Mineralisation (teilweise Salzwasser)

2.2.3.2 Kreide-Sandsteine

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Im Untergrund des Molassebeckens sind zwei Becken mit Kreideablagerungen zu unterscheiden:

- Die Wasserburger Senke südwestlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs mit bis zu 500 m mächtigen Sedimenten der Unter- und Oberkreide und
- der Braunauer Trog nordöstlich und nördlich des Landshut-Neuöttinger-Hochs mit maximal 1.000 m Oberkreideablagerungen direkt am Donaurandbruch.

Der Großteil des späteren Molassebeckens war zu Beginn der Kreide trockenes Festland. Erste Transgressionen reichten zunächst von Süden her kommend nur bis in die Wasserburger Senke, später dann auch bis in den Braunauer Trog (LANGE 1981). Potenzielle Thermalgrundwasserleiter sind dabei der in der Wasserburger Senke ab dem Oberapt abgelagerte küstennahe Grünsand (Gault-Sandstein) sowie der im Braunauer Trog ab dem oberen Cenoman sedimentierte Regensburger Grünsandstein (Cenoman-Sandstein).

Lithologisch sind die beiden Glaukonit-führenden Sandsteine einander sehr ähnlich. Sie stehen im Braunauer Trog in einer Tiefe von ca. 700 bis 1.900 m unter Gelände an, wobei die größten Tiefen in der Nähe des Donaurandbruches erreicht werden. In der Wasserburger Senke nimmt die Tiefe von 900 m unter Gelände bis auf über 5.500 m unter Gelände im Bereich des Alpennordrandes zu (HÄNEL et al. 1984).

Die Darstellung der Tiefenlage und Nettomächtigkeit des Gault- und Cenoman-Sandsteins beruht auf HÄNEL et al. (1984).

• Hydraulische Eigenschaften

Die Gesamtmächtigkeiten des Cenoman-Sandsteins schwanken im Braunauer Trog zwischen 8 und 28 m, die des Gault-Sandsteins in der Wasserburger Senke zwischen 2 und 66 m. Die Nettomächtigkeiten liegen bei 75 bis 100 % der Gesamtmächtigkeiten.

Für beide Sandsteine werden von KRAUS (1969) und HÄNEL et al. (1984) Porositäten von 20 %, Permeabilitäten von 100 bis 1.000 mD und Transmissivitäten von $5 \cdot 10^{-5}$ bis $1 \cdot 10^{-3}$ m²/s angegeben. Im Gault-Sandstein der Wasserburger Senke nehmen die Durchlässigkeiten bei Nettomächtigkeiten unter 10 m auf weniger als 100 mD ab. MALZER (1993) gibt für die Cenoman-Sandsteine im Braunauer Trog Porositäten bis zu 19 % und Permeabilitäten von 10 bis 400 mD an. Dies entspricht bei Grundwassertemperaturen von 50 bis 100°C Durchlässigkeitsbeiwerten von $1,8 \cdot 10^{-7}$ bis $1,5 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Der Gault-Sandstein ist in der Wasserburger Senke durch die meist tonreichen, geringdurchlässigen Unterkreidesedimente hydraulisch von dem darunter folgenden Malmaquifer getrennt. Im Braunauer Trog stehen die Cenoman-Sandsteine im Norden in hydraulischem Kontakt zum Malmaquifer (LEMCKE & TUNN 1956, ANDRES & WIRTH 1981).

Als Maximaltemperaturen für den Gault- bzw. Cenoman-Sandstein können für den Braunauer Trog ca. 70°C und für die Wasserburger Senke bei entsprechender Tiefenlage deutlich über 100°C angesetzt werden.

• Hydrochemische Eigenschaften

Die Wässer der Gault- und Cenoman-Sandsteine sind überwiegend als Süßwässer einzustufen und werden in ihrer Anionen-Zusammensetzung meist von Hydrogenkarbonat dominiert. Im Zentralbereich der Wasserburger Senke und am Ostrand des Braunauer Tros nimmt der Gehalt an

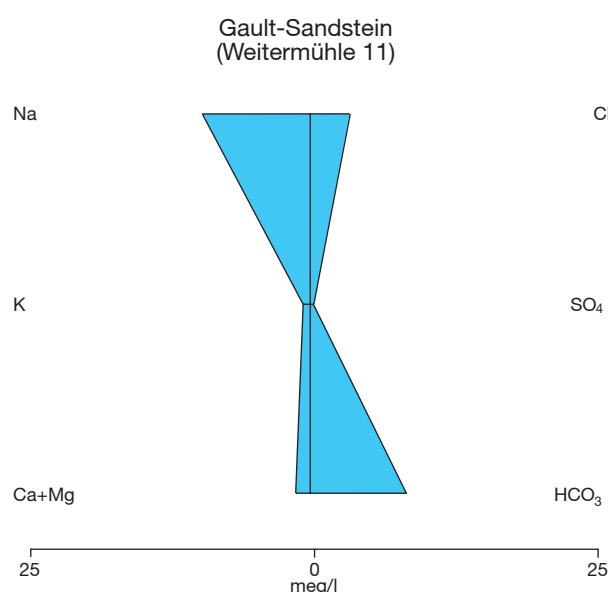


Abb. 16: **Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus dem Gault-Sandstein**
(Analyse aus HÄNEL et al. 1984)

Natrium und Chlorid zu. Die Wässer entsprechen einem Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ. Lediglich im Süden des Molassebeckens treten auch stärker mineralisierte Natrium-Chlorid-dominierte Wässer in Erscheinung. Die NaCl-Konzentrationen reichen von weniger als 1 g/l bis maximal 2,3 g/l in der Bohrung Höhenrain 1 (HÄNEL et al. 1984).

Tab. 10: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Gault- und Cenoman Sandsteine**

Lithologie	Sandsteine
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	1 – > 60 m
Porosität	ca. 20 %
Permeabilität	< 100 – 1.000 mD
Transmissivität	$5,0 \cdot 10^{-5}$ bis $1,0 \cdot 10^{-3}$ m ² /s
GW-Typ	Na-HCO ₃ -Cl -Typ, gering mineralisiert (meist < 1 g/l) nach Süden Zunahme der NaCl-Gehalte (max. 2,3 g/l)

2.2.3.3 Priabon-(Eozän)-Basissandstein

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Der Beginn der Molassesedimentation im süddeutschen Molassevorland wurde im Obereozän (Priabon) mit der Ablagerung des Eozän- bzw. Priabon-Basissandsteins eingeleitet. In der Zusammensetzung des Sandsteins dominiert Material moldanubischer Herkunft, das wahrscheinlich von der Böhmischem Masse und vor allem vom nahegelegenen Landshut-Neuöttinger-Hoch geschüttet wurde (MÜLLER 1978a). Die Ablagerung des Eozän- bzw. Priabon-Basissandsteins ist auf eine flache, mehr als 30 km breite Senke im Südwesten des Landshut-Neuöttinger-Hochs beschränkt.

Die Nordgrenze des Priabon-Basissandsteins zeigt eine deutliche Zerlappung und bildet wahrscheinlich die durch Flussmündungen gegliederte Küste ab. An dem durch wesentlich weniger Bohrungen belegten Südrand zeigt sich ein Trend zur Vertonung.

Für die Darstellung der Tiefenlage und der Nettomächtigkeit des Priabon-Basissandsteins wurden Ergebnisse von HÄNEL et al. (1984) sowie Bohrdaten und Feldespläne der Kohlenwasserstoffindustrie ausgewertet.

• Hydraulische Eigenschaften

Die Nettomächtigkeit des Basissandsteins ist relativ gering und erreicht nur im zentralen Bereich des Vorkommens Werte über acht Meter.

Die Porositäten des Basissandsteins des Obereozäns liegen bei 8 bis 18 %, die Permeabilität im Mittel bei ca. 200 mD und die Transmissivität bei ca. $1,0 \cdot 10^{-4}$ m²/s (HÄNEL et al. 1984). Im benachbarten oberösterreichischen Molassebecken werden von MALZER (1993) Porositäten von 12 bis 25 % und Permeabilitäten von wenigen mD bis zu 2.000 mD beschrieben, was bei dem vorherrschenden Temperaturbereich Durchlässigkeitsbeiwerten von $1,0 \cdot 10^{-7}$ bis $5,0 \cdot 10^{-5}$ m/s entspricht.

Die Temperaturen im obereozänen Basissandstein reichen vermutlich von 60 bis über 100°C.

• Hydrochemische Eigenschaften

Die Thermalwässer aus den Obereozän-Sandsteinen weisen einen ausgeprägten Natrium-Chlorid-Charakter auf. Die NaCl-Konzentrationen nehmen dabei mit der Tiefe von rund 1 bis 10 g/l auf ca. 18 g/l zu. Die Sandsteine sind teilweise Trägergestein von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten. Deshalb enthalten die Wässer teilweise auch Anteile an Kohlenwasserstoffverbindungen; zudem sind erhöhte Jodidgehalte zu verzeichnen.

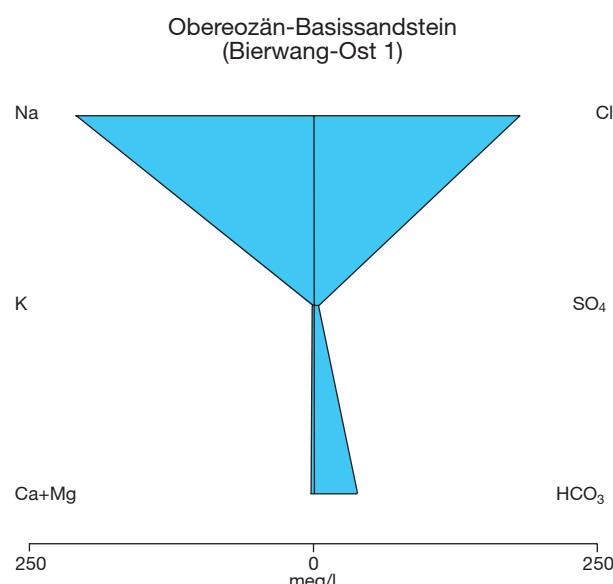


Abb. 17: **Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus dem Obereozän-Basis-**
sandstein (Analyse aus HÄNEL et al. 1984)

Tab. 11: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Priabon-(Eozän)-Basissandsteins**

Lithologie	Sandsteine
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	max. 8 m
Porosität	8 - 18%
Permeabilität	durchschnittlich 200 mD
Transmissivität	$1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit 1 - 10 g/l NaCl (max. 18 g/l NaCl)

2.2.3.4 Ampfinger Schichten/ Ampfinger Sandsteine

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Durch die Schüttung des Ampfinger Sandsteins erfolgte in dessen Ablagerungsraum eine Unterbrechung bzw. ein Abschluss der Lithothamnienkalk-Sedimentation, die auf die Ablagerung des Priabon-Basissandsteines folgte. In Gebieten, in denen der Ampfinger Sandstein noch von Lithothamnienkalk überlagert wird, spricht man vom „Unteren“ und „Oberen Lithothamnienkalk“. Ihre größte Mächtigkeit mit bis zu 70 m erreichen die mittel- bis grobkörnigen, zum Teil feinkiesigen und manchmal Glaukonit-führenden Ampfinger Sandsteine unmittelbar vor dem Landshut-Neuöttinger Abbruch, wo die Schüttung der Ampfinger Schichten am frühesten einsetzte (MÜLLER 1978a). Wie beim Priabon-Basissandstein handelt es sich bei den Ampfinger Sandsteinen um Quarzsandsteine moldanubischer Herkunft. Die Ampfinger Schichten umrahmen das im Priabon noch landfeste und erst im Rupel vollständig überflutete Landshut-Neuöttinger Hoch (MÜLLER 1978b), das als das dominierende Liefergebiet für den Ampfinger Sandstein anzusehen ist (MÜLLER 1978a).

Im Ampfinger Sandstein glückte bei Ampfing westlich von Mühldorf am Inn im Jahr 1954 in einer antithetischen Fallenstruktur der erste wirtschaftliche Erdölfund im deutschen Alpenvorland (LEMCKE 1988). Weitere Kohlenwasserstoffvorkommen in den Ampfinger Schichten konnten in den Feldern Isen, Mühldorf-Süd-Waldkraiburg, Teising, Velden und Weitemühle-Steinkirchen erschlossen werden.

Die Darstellung der Oberkante der Ampfinger Sandsteine stützt sich auf HÄNEL et al. (1984) sowie auf Bohrdaten und Karten der Kohlenwasserstoff-Industrie. Die tektonischen Strukturen wurden zum Teil nach LEMCKE (1977) ergänzt. Die Darstellung der Nettomächtigkeit entstammt HÄNEL et al. (1984).

• Hydraulische Eigenschaften

Die Nettomächtigkeiten des Ampfinger-Sandsteins betragen nahe des Landshut-Neuöttinger-Hochs maximal 30 m, in weiten Gebieten liegen sie jedoch unter 10 m.

Für die Porositäten werden von KRAUS (1969) Werte von 15 bis 20 % angegeben. Die Permeabilitäten betragen im Durchschnitt 600 mD, die Transmissivitäten liegen im Bereich von $2 \cdot 10^{-4}$ bis $4,6 \cdot 10^{-4}$ m²/s (HÄNEL et al. 1984). Die Ampfinger Sandsteine besitzen vermutlich keinen hydraulischen Kontakt zu den Priabon-Basissandsteinen. Die Temperaturen in den Ampfinger Sandsteinen sind mit 65 bis 90°C anzusetzen.

• Hydrochemische Eigenschaften

Die Thermalwässer des Ampfinger Sandsteins sind Natrium-Chlorid-dominiert mit NaCl-Konzentrationen von 2,5 bis 10 g/l (HÄNEL et al. 1984). Die maximalen NaCl-Konzentrationen liegen bei 25 g/l. Die hohen NaCl-Gehalte könnten reliktischen Porenwässern marinen Ursprungs entstammen (PRESTEL 1991). Da ein Natrium-Überschuss gegenüber Chlorid festzustellen ist, dürften zudem Ionenaustauschprozesse wirksam gewesen sein.

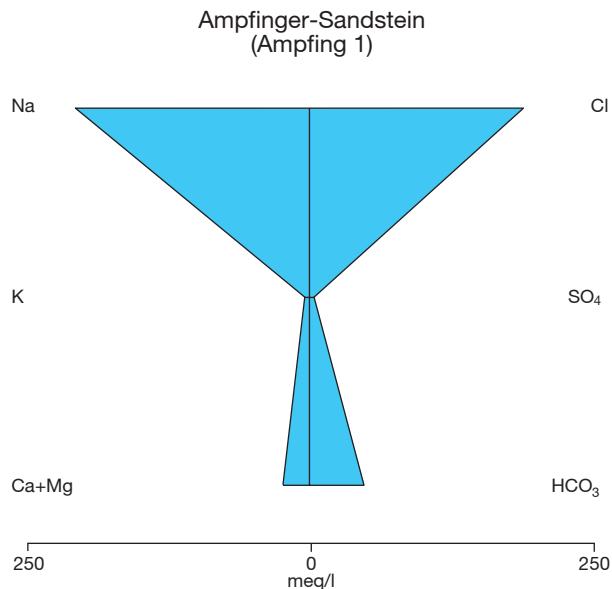


Abb. 18: **Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus dem Ampfinger Sandstein** (Analyse aus HÄNEL et al. 1984)

Tab. 12: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik des Ampfinger Sandsteins**

Lithologie	Sandsteine
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	< 10 – max. 30 m
Porosität	15 – 20 %
Permeabilität	durchschnittlich ca. 600 mD
Transmissivität	$2,0 \cdot 10^{-4}$ bis $4,6 \cdot 10^{-4} \cdot \text{m}^2/\text{s}$
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit 2,5 -10 g/l NaCl (max. 25 g/l NaCl)

2.2.3.5 Bausteinschichten

Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Die Bausteinschichten bilden den obersten Horizont der Unteren Meeresmolasse (UMM) im Westteil des Molassebeckens. Ihr Verbreitungsgebiet reicht etwa bis zum Meridian von München. Östlich davon werden sie von den Liegenden Tonmergeln und den im Hangenden folgenden Chattsanden abgelöst. In einigen Bohrprofilen im Übergangsbereich ist eine Differenzierung zwischen den Bausteinschichten und den überlagernden Chattsanden möglich. Uneinigkeit unter den Bearbeitern der Profile aus der Kohlenwasserstoff-Exploration herrscht jedoch über die Tatsache, wie weit sich die Bausteinschichten nach Osten hin verfolgen lassen¹. Aus pragmatischen Gründen wurden in der Kartendarstellung etwaige Vorkommen von Bausteinschichten im Raum östlich von München den Chattsanden zugeschlagen, was sich allerdings wegen der stratigrafischen Posi-

¹ Während einige Profilinterpretationen noch in den Bohrungen Vagen 1, Moosach 7 und Ostermünchen 1 Bausteinschichten ausweisen, sieht die aktuelle Betrachtungsweise Thanning 1 als östlichstes erbohrtes Vorkommen an (mdl. Mitt. Dr. M. MÜLLER).

tion unter den Chattsanden nur auf deren Mächtigkeitsverteilung auswirkt. Aufgrund der hydraulischen Ähnlichkeiten scheint dies vertretbar.

Die Bausteinschichten lassen sich stratigraphisch-lithologisch in zwei Horizonte untergliedern. Die marin-brackischen Höheren Bausteinschichten („Bausteinschichten i.e.S.“) des untersten Eger entwickelten sich aus den meist tonsteinreicherem und feinkörnigeren, eher marinen Tiefen- bausteinschichten des oberen Rupel (LEMCKE 1988) und leiten im westlichen Molassebecken den zeitlichen Übergang von der Unteren Meeressmolasse zur Unteren Süßwassermolasse ein. In den Bausteinschichten i.e.S. dominieren schwach bis mittelstark kalzitisch zementierte Sandsteine, zum Teil in Wechsellagerung mit Tonsteinen und Tonmergelsteinen. Mancherorts gehen die Korngrößen der Sandsteine im unteren Teil der Bausteinschichten i.e.S. auch in den Siltbereich über (KRONMÜLLER, K. 1987). Die zahlreichen Kalksandsteinbänke innerhalb der Schichten waren namensgebend für die lediglich in der Faltenmolasse zu Tage tretenden Bausteinschichten. Eine ausführliche Analyse der Sedimentologie der Bausteinschichten findet sich bei KRONMÜLLER & KRONMÜLLER (1987).

Wie auch die nachfolgend beschriebenen Chattsande waren und sind die Bausteinschichten Zielhorizont für die Kohlenwasserstoff-Exploration. Als potenzieller Thermalwasseraquifer sind nur die gröberklastischen höheren Bausteinschichten von Bedeutung. Als Grundlage für die Darstellung von Verbreitung, Oberkante und Mächtigkeit der Bausteinschichten (i.e.S.) dienten Bohrdaten und Karten aus der Kohlenwasserstoff-Industrie. Die tektonischen Strukturen wurden z.T. nach LEMCKE 1977 ergänzt.

• **Hydraulische Eigenschaften**

Aufgrund der mit der Tiefe abnehmenden Porosität und Permeabilität werden die Bausteinschichten in Tiefen über 1.250 m unter Gelände als lediglich eingeschränkt nutzbarer oder bei geringer Nettomächtigkeit auch als nicht nutzbarer Grundwasserleiter beschrieben (FÜCHTBAUER 1964, 1967, HÄNEL et al. 1984). Die Permeabilitäten liegen in den tieferen Bereichen vermutlich unter 100 mD. Im Bereich darüber sind Porositäten von 20 bis 30 %, Permeabilitäten von rund 4.000 mD und Transmissivitäten von $2,0 \cdot 10^{-5}$ bis $1,4 \cdot 10^{-4}$ m²/s zu erwarten (HÄNEL et al. 1984, KRONMÜLLER, R. 1987).

Im Norden des Verbreitungsgebietes sind die Nettomächtigkeiten vergleichsweise hoch. Dort stehen die Bausteinschichten vermutlich auch in hydraulischem Kontakt zum unterlagernden Malmaquifer. Einzelne Teilbereiche der Bausteinschichten können jedoch auch hydraulisch voneinander getrennt sein oder nur geringen hydraulischen Kontakt untereinander besitzen, was auf einen sehr inhomogenen Grundwasserleiter hindeutet (HÄNEL et al. 1984).

Die Temperaturen in den Bausteinschichten steigen vermutlich von ca. 25°C im Norden auf über 100°C an der Grenze zur Faltenmolasse im Süden an.

• **Hydrochemische Eigenschaften**

In Regionen mit hydraulischem Kontakt zum unterlagernden, süßwasserführenden Malm treten im Bausandstein ebenfalls überwiegend Süßwässer auf. In Gebieten ohne hydraulischen Kontakt sind die Wässer stärker salzhaltig mit stark schwankenden NaCl-Gehalten von ca. 0,5 bis 5 g/l und maximal 22 g/l.

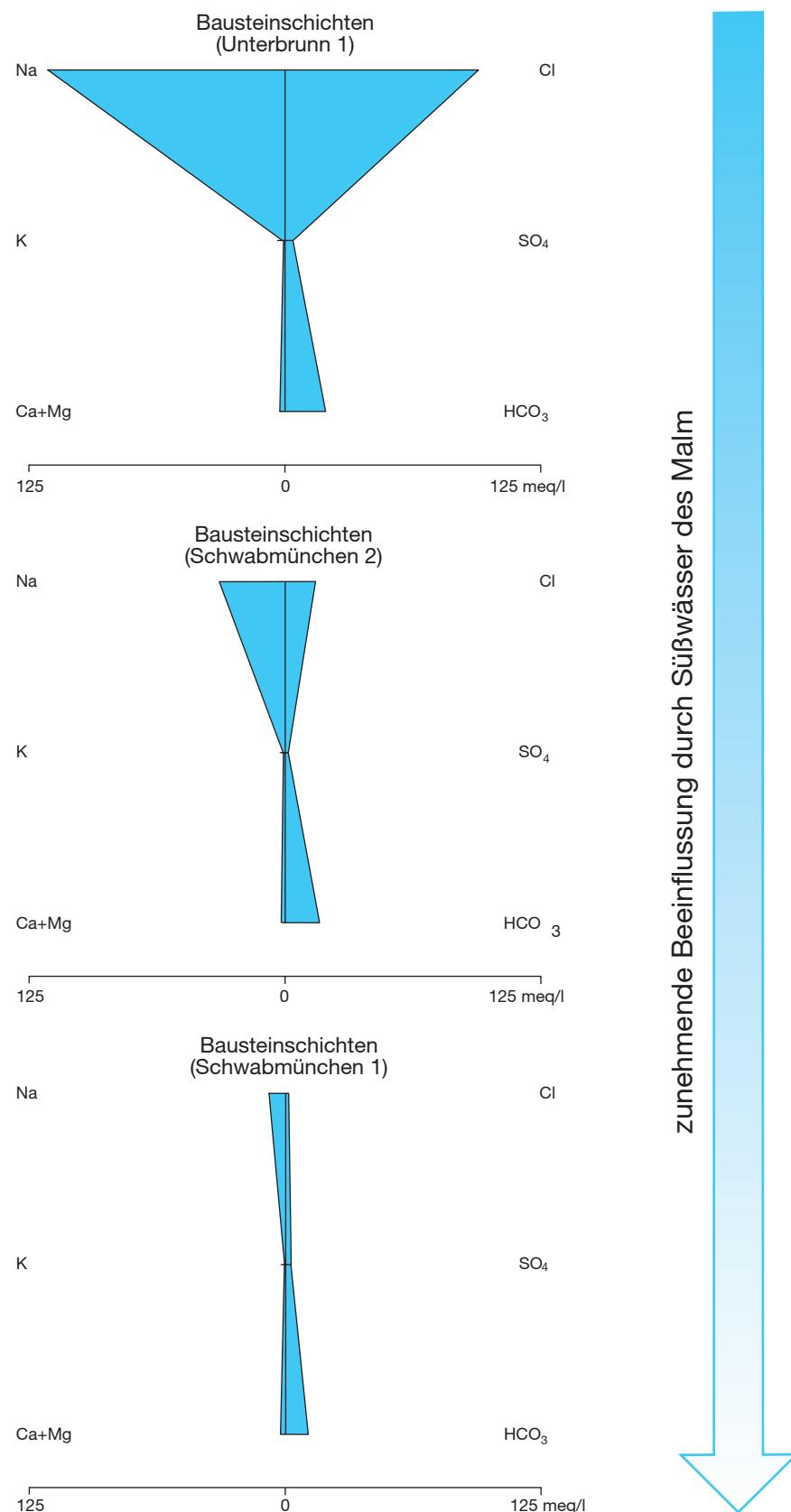


Abb. 19: **Hydrochemischer Charakter von Thermalwässern aus den Bausteinschichten ohne und mit hydraulischem Kontakt zum unterliegenden Malmgrundwasserleiter**
(Analysen aus HÄNEL et al. 1984)

In Abb. 19 ist der Übergang von einem Natrium-Chlorid-Wasser bei fehlendem hydraulischen Kontakt zum Malmgrundwasserleiter über ein Natrium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Wasser hin zu einem Natrium-Hydrogenkarbonat-Wasser bei gutem hydraulischen Kontakt zum Malm dargestellt.

Tab. 13: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Bausteinschichten**

Lithologie	Sandsteine
Typ des GWL	Kluft-Poren
Nettomächtigkeit	< 10 – ca. 50 m
Porosität	20 - (30) %, zur Tiefe hin abnehmend
Permeabilität	< 100 mD – 4.000 mD, zur Tiefe hin abnehmend
Transmissivität	$2,0 \cdot 10^{-5}$ bis $1,4 \cdot 10^{-4}$ m ² /s
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit 0,5 - 5 g/l NaCl (max. 22 g/l) bei hydraulischem Kontakt zum Malm: Na-HCO ₃ -Typ, gering mineralisiert

2.2.3.6 Chattsande

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Die Chattsande des Unter-Eger („Chatt“) wurden - im Gegensatz zu den terrestrisch-fluviatilen Sedimenten der Unteren Süßwassermolasse (USM) westlich von München – unter marin-brackischen Sedimentationsbedingungen abgelagert. Als Delta-Schüttung auf einem flachmarinen Schelf besteht die auch als „Chatt-Sandserie“ bezeichnete Abfolge aus einer Wechsellagerung von gelegentlich feinkiesigen Fein- bis Mittelsanden bzw. -Sandsteinen und unterschiedlich mächtigen Ton- bis Sandmergelzwischenlagen. Die Chattsande reichen im Osten etwa bis auf die Höhe des Chiemsees. Östlich davon befand sich im (Unter-)Eger der tiefmarine Ablagerungsraum der (Unteren) Puchkirchener Serie (MÜLLER 1978c). Die Chatt-Sandserie wird in der Regel nach unten und oben von den Liegenden und Hangenden Tonmergeln begrenzt. Im Norden des Molassebeckens können die Chattsande aufgrund des späteren Einsatzes der Molassesedimentation auch direkt dem Malm aufliegen und hydraulisch mit diesem in Verbindung stehen.

Am Übergang zu den Hangenden Tonmergeln sind im östlichen Oberbayern und in Niederbayern zum Teil noch die sogenannten „Glassande“ eingeschaltet. Die Schüttung der kalkfreien bis kalkarmen feinkiesigen Mittel- bis Grobquarzsande erfolgte im Gegensatz zu den Chattsanden aus Norden von der Böhmischem Masse her und kann Mächtigkeiten bis zu 40 m erreichen (UNGER 1996a).

Auf die Ablagerung der Chattsande folgte ein Meeresrückzug bis in den Puchkirchen-Sedimentationsraum. Dabei wurden die Chattsande im Südosten ihres Verbreitungsgebietes durch ein von Westen kommendes Flusssystem tief erodiert. Diese submarine Erosionsrinne wird als „Chatt-sand-Ausräumung“ oder „Halfing-Rinne“ bezeichnet. Wie weit die Erosion in deren zentralem Bereich in die Tiefe reicht, ist nicht genau bekannt.

In der Bohrung Halfing C1 wurden im Gegensatz zu anderen Profildeutungen bis zur Endteufe von 2.500 m keine Chattsande angetroffen (mdl. Mitt. Dr. M. MÜLLER). Die Halfing-Rinne wurde im Aquitan nach dem Wiederanstieg des Meeresspiegels mit turbiditischen Sedimenten aufgefüllt, in denen keine Thermalwasserführung zu erwarten ist.

Die Darstellung der Chattsand-Oberfläche und -Mächtigkeit beruht auf der Interpretation von Bohrergebnissen und auf Kartengrundlagen aus der Kohlenwasserstoff-Exploration.

• **Hydraulische Eigenschaften**

Die Porositäten der nutzbaren (sandigen) Bereiche liegen überwiegend um 20 %, können jedoch auch 30 % erreichen (KRAUS 1969, HÄNEL 1984). Der Grad der primären Porosität bestimmt in erster Linie auch die Permeabilität der Chattsande. In einigen Öl- und Gasfeldern wurden beispielsweise mittlere Permeabilitäten von 5 - 300 mD bestimmt. Unter Berücksichtigung der Nettomächtigkeit ergeben sich hieraus Transmissivitäten von $6 \cdot 10^{-5}$ bis $1 \cdot 10^{-3}$ m²/s (HÄNEL et al. 1984). Für die in der Bohrung Endorf GT III erschlossenen Abschnitte der Chattsande wurden hingegen Transmissivitäten von nur 8,1 bis $9,1 \cdot 10^{-6}$ m²/s ermittelt, was bei einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 28 m Durchlässigkeitsbeiwerten von 2,9 bis $3,3 \cdot 10^{-7}$ m/s entspricht (GEOTEAM 2000, unveröff.). In der Thermalwasserbohrung Bad Aibling ergab die Auswertung der Pumpversuche Transmissivitäten von 1,5 bis $4,7 \cdot 10^{-6}$ m²/s und Durchlässigkeitsbeiwerte von 1,9 bis $5,8 \cdot 10^{-8}$ m/s. Diese Durchlässigkeiten sind niedriger als nach der Auswertung der geophysikalischen Bohrlochmessungen zu erwarten war (GEOTEAM 2003, unveröff.).

Die Druckwasserspiegelhöhen in den Chattsanden scheinen lokal sehr unterschiedlich zu sein; zudem werden sie auch durch die unterschiedliche Mineralisation (und damit unterschiedlichen Dichten) der Wässer bestimmt. Genaue Angaben zu den zu erwartenden Potenzialhöhen sind daher nicht möglich. In Bad Aibling liegt der Druckwasserspiegel (bei einer Mineralisation von ca. 4,5 g/l) rund 80 m unter Gelände; in Bad Endorf liegen trotz höherer Mineralisation (ca. 7 bis 8 g/l) offensichtlich nahezu hydrostatische Verhältnisse vor.

Die Temperaturen in den Chattsanden liegen im Norden vermutlich bei ca. 40°C, nach Süden hin dürften sie auf über 70°C ansteigen.

• **Hydrochemische Eigenschaften**

Die Chattsande führen Wässer mit stark unterschiedlicher Mineralisation; auch der Wassertyp kann sich innerhalb der Chattsande vom Liegenden (Na-Cl-Typ) zum Hangenden (Na-HCO₃-Typ) ändern (GEOTEAM 2000, unveröff.). Die NaCl-Gehalte schwanken zwischen knapp 1 und bis zu 60 g/l, wobei eine Zunahme der Konzentration mit zunehmender Tiefe zu beobachten ist (Abb. 21). Isotopenuntersuchungen deuten darauf hin, dass die Chattsand-Wässer eine Mischung aus Formationswässern und meteorischen Wässern darstellen.

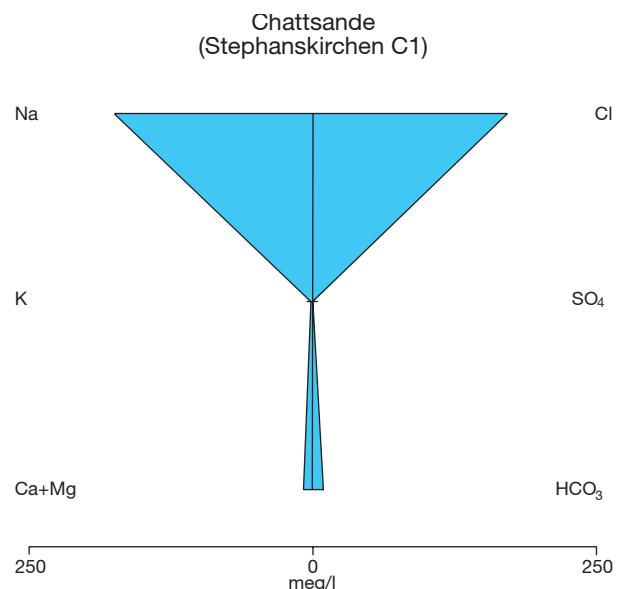


Abb. 20: **Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus den Chattsanden**
(Analysen aus HÄNEL et al. 1984)

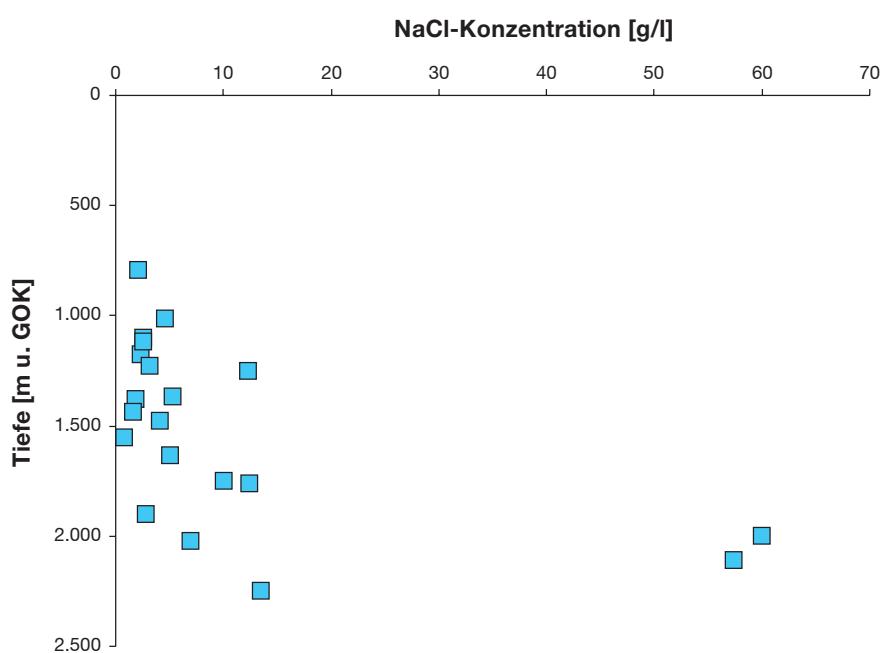


Abb. 21: **NaCl-Konzentrationen von Wässern aus den Chattsanden**
(Analysen aus HÄNEL et al. 1984)

Tab. 14: Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Chattsande

Lithologie	Sandsteine mit Ton- und Mergelzwischenlagen
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	sehr stark schwankend
Porosität	meist 20 % bis max. 30 %
Permeabilität	5 - 300 mD (in Öl- und Gasfeldern)
Transmissivität	$1,5 \cdot 10^{-6}$ bis $1 \cdot 10^{-3}$ m ² /s (?)
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit ca. 1 - 60 g/l NaCl, zur Tiefe hin zunehmend

2.2.3.7 Aquitan-Sande mit Nantesbuch-Sandstein

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Im Ober-Eger („Aquitän“) herrschten ähnliche Sedimentationsbedingungen wie im Unter-Eger („Chatt“). Einem Festland mit terrestrisch-fluviatiler Sedimentation westlich von München stehen ein flachmarines Schelfgebiet etwa zwischen München und der Höhe des Chiemsees mit brackisch-marinen Ablagerungsbedingungen und das tiefmarine Ablagerungsgebiet der (Oberen) Puchkirchener Serie östlich davon gegenüber.

Im Schelfgebiet zwischen München und dem Chiemsee wurden im Ober-Eger zunächst die Liegenden Aquitan-Tonmergel und dann die Aquitan-Sand-Mergelfolge abgelagert.

Die Aquitan-Sand-Mergel-Folge besteht vorwiegend aus Fein- bis Mittelsanden, die von Süden her eingetragen wurden. Diese Sande verzahnen sich mit fluviatilen Schüttungen, die von Westen aus der Unteren Süßwassermolasse antransportiert wurden. Untergeordnet erfolgten auch Schüttungen aus Norden (UNGER 1996a). Die Hauptmasse dieser Ablagerungen findet sich in etwa südlich der Linie Anzing - Mühldorf in Gestalt mächtiger Sandmergel- und Sand-Folgen mit eingeschalteten Tonmergeln. In den Sanden und Sandmergeln deutet sich eine regionale Verteilungstendenz nach Osten in Richtung auf die Tiefwasser-Sedimente der Puchkirchener Serie an.

Etwa zeitgleich zu den Aquitan-Tonmergeln bzw. zur Aquitan-Sand-Mergel-Folge entstand der vollmarine Nantesbuch-Sandstein aus einem von Süden her in den Ablagerungsraum einmündenden Schuttfächer (UNGER 1996a). Seine Verbreitung reicht im Westen etwa bis Schongau und im Norden bis in den Raum München.

Der Tiefenlinienplan und die Mächtigkeitskarte für die Aquitan-Sand-Mergel-Folge beruhen auf HÄNEL et al. (1984). Die Karte der Nettomächtigkeiten hat nur tendenziösen Charakter, da sich in dem beschriebenen brackisch-flachmarinen Ablagerungsmilieu die Ablagerungsbedingungen zeitlich und räumlich sehr schnell ändern können. Die einzelnen sandigen Lagen werden als ein Aquifer betrachtet, obwohl dies möglicherweise nicht überall zutrifft (HÄNEL et al. 1984). Die Aquitan-Sande der Oberen Puchkirchener Serie östlich des Chiemsees sind als gesonderte hydrogeologische Einheit zu betrachten (HÄNEL et al. 1984).

Da bei den terrestrisch-fluviatilen Sedimentationsbedingungen westlich von München noch ein weitaus kleinräumiger Wechsel der Sedimentationsbedingungen anzunehmen ist, wurde dort auf eine Kartendarstellung der Aquitan-Sand-Mergel-Folge verzichtet.

Der Tiefenlinienplan und die Mächtigkeitskarte des Nantesbuch-Sandsteins basieren im Wesentlichen auf Bohrdaten und wurden mit Hilfe geostatistischer Verfahren erstellt.

Im tieferen Teil der Molasse dominieren antithetische Störungen. Diese klingen in der Ostmolasse im Aquitan aus und weisen in den Sandniveaus keine großen Sprunghöhen mehr auf. Auch fehlen in diesem Niveau deutliche seismische Reflektionshorizonte zur Kartierung der Störungen. Aus diesen Gründen treten die Verwerfungen in den Karten für die Aquitan-Sand-Mergel-Folge und den Nantesbuch-Sandstein stark zurück.

• **Hydraulische Eigenschaften**

Die maximale Gesamtmächtigkeit dieser tonig-sandigen Wechsellagerung liegt über 900 m. Die Nettomächtigkeiten sind jedoch mit 5 bis 30 % vergleichsweise gering und unterliegen starken Schwankungen. Für die Aquitan-Sande der Ostmolasse werden mittlere Porositäten von 20 % angenommen (HÄNEL et al. 1984). Einzelne Gasfelder weisen nach KRAUS (1969) Porositäten von 25 % auf. Generell nimmt die Porosität mit zunehmender Tiefe innerhalb der Aquitansande ab. Die primäre Porosität bestimmt auch im Wesentlichen den Grad der Permeabilität. Für den Raum Bierwang wird von KRAUS (1969) eine mittlere Durchlässigkeit von 200 mD beschrieben. In anderen Gebieten sinkt diese jedoch auf Werte um 1 mD. Im Durchschnitt kann von einer Permeabilität von etwa 100 mD ausgegangen werden (HÄNEL et al. 1984). Damit lassen sich bei Berücksichtigung der Nettomächtigkeiten Transmissivitäten von $9 \cdot 10^{-5}$ bis $4 \cdot 10^{-4}$ m²/s errechnen.

Der Nantesbuch-Sandstein erreicht eine maximale Mächtigkeit von rund 60 m. Angaben zu den Poroperm-Eigenschaften (Porositäten bzw. Permeabilitäten) liegen nicht vor.

Die Temperaturen in der Aquitan-Sand-Mergel-Folge bzw. im Nantesbuch-Sandstein dürften von ca. 25°C bis rund 50°C reichen.

• **Hydrochemische Eigenschaften**

KRAUS (1969) gibt für die Thermalwässer (überwiegend Natrium-Chlorid-Typ) aus dem Aquitan NaCl-Konzentrationen von 4 bis 12 g/l an. In der Studie von HÄNEL et al. (1984) werden Werte von 0,8 bis 16,5 g/l NaCl angeführt.

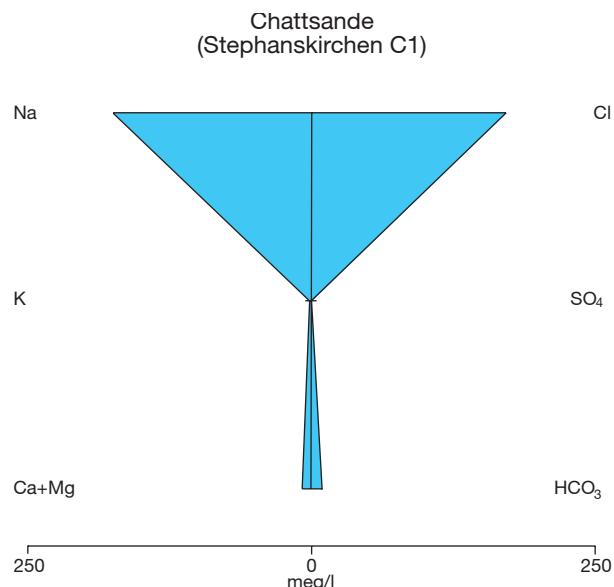


Abb. 22: **Hydrochemischer Charakter eines Thermalwassers aus den Aquitan-Sanden**
(Analysen aus HÄNEL et al. 1984)

Tab. 15: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Aquitan-Sande**

Lithologie	Sand-Mergel-Folge, nach Osten zunehmender Tonanteil
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	45 – 270 m
Porosität	20 % bis 25 %, Abnahme zur Tiefe hin
Permeabilität	1 bis 200 mD, durchschnittlich ca. 100 mD
Transmissivität	$9 \cdot 10^{-5}$ bis $4 \cdot 10^{-4}$ m ² /s
GW-Typ	Na-Cl-Typ mit ca. 1 - 16 g/l NaCl

2.2.3.8 Burdigal-Sande

• Sedimentäre Anlage und Verbreitung

Durch einen Meerestrückzug am Ende des Ober-Eger („Aquitian“) fiel ein Großteil des Ablagerungsgebietes der Unteren Meeresmolasse trocken und wurde flächenhaft erodiert. Lediglich der Bereich unmittelbar vor der alpinen Deckenfront blieb gänzlich vom Meer bedeckt. Eine erneute Überflutung im Eggenburg („Burdigal“) konnte im östlichen Oberbayern einen Teil des ehemaligen Aquitan-Schelfs zurückerobern und leitete die Sedimentation der Oberen Meeresmolasse (OMM) ein.

Hierbei wurden in einem Gebiet etwa südlich der Linie Gars am Inn–Neuötting die Burdigal-Sande abgelagert. Die Sande mit zwischengeschalteten Sand- und Tonmergeln („sandiges Burdigal“) werden zum Hangenden hin von einer rein tonigen bis sandmergeligen Abfolge („toniges Burdigal“) begrenzt. Die Darstellung der Burdigal-Sande (Tiefenlage und Nettomächtigkeit) wurde von HÄNEL et al. (1984) übernommen.

• **Hydraulische Eigenschaften**

Die Gesamtmächtigkeit der tonmergelig-sandigen Abfolge schwankt von 2 bis über 425 m; die Nettomächtigkeiten variieren ebenfalls sehr stark. Von KRAUS (1969) werden Porositäten von 25 bis 28 % angegeben. Nach HÄNEL et al. (1984) ist jedoch von etwas niedrigeren Werten auszugehen. Gleiches gilt für die Durchlässigkeiten. KRAUS (1969) führt für die Permeabilitäten Werte von 500 bis 1.000 mD auf. Diese sind deutlich höher als die aus wenigen Bohrdaten ermittelten Werte von 100 bis 200 mD in der Studie von HÄNEL et al. (1984). In dieser Studie wird für das gesamte Gebiet ein Durchschnittswert von 200 mD angenommen, was Transmissivitäten von $6 \cdot 10^{-5}$ bis $1,2 \cdot 10^{-4}$ m²/s entsprechen würde.

Die höchsten Temperaturen liegen vermutlich knapp über 50°C.

• **Hydrochemische Eigenschaften**

Die NaCl-Konzentrationen der Wässer in den Burdigal-Sanden reichen von weniger als 1 g/l bis zu 11,5 g/l (HÄNEL et al. 1984).

Tab. 16: **Hydrogeologische Kurzcharakteristik der Burdigal-Sande**

Lithologie	Sand-Mergel-Folge, im Hangenden höherer Tonanteil
Typ des GWL	Poren-(Kluft)
Nettomächtigkeit	sehr stark schwankend
Porosität	maximal 25 – 28 %, meist geringer
Permeabilität	100 bis 1.000 mD, durchschnittlich ca. 200 mD
Transmissivität	$6 \cdot 10^{-5}$ bis $1,2 \cdot 10^{-4}$ m ² /s
GW-Typ	meist Na-Cl-Typ mit 1 bis 11,5 g/l NaCl

3 Temperaturverteilung in Bayern

3.1. Allgemeines - Datenbasis

Die Temperaturverhältnisse im Untergrund sind neben der Ergiebigkeit das wesentliche Kriterium für eine geothermische Nutzung, da bereits geringfügig höhere oder tiefere Temperaturen die Wirtschaftlichkeit einer geothermischen Nutzung entscheidend beeinflussen können.

Die Temperaturen im Untergrund können auf verschiedene Arten ermittelt werden (SCHULZ & SCHELLSCHMIDT 1991):

- durch kontinuierliches Messen der Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe (Temperatur-Log). Diese Messungen werden meist in Forschungsbohrungen und Grundwassermessstellen und nur selten in Explorationsbohrungen durchgeführt. Zu beachten ist, ob sich die Bohrung schon im Temperaturgleichgewicht befindet oder ob die Temperatur noch durch Bohr-, Spül- oder Zementationsmaßnahmen gestört ist.
- durch Einzelmessungen der Temperatur im Lagerstättenbereich; diese Messungen werden meist bei fündigten Erdöl-/Erdgasbohrungen anlässlich eines Fördertests oder zur Bestimmung der Lagerstättentemperatur ausgeführt.
- durch Messungen der Temperatur im Bohrlochtfesten eines mittels Bohrlochgeophysik vermessenen Bohrlochabschnittes (Bottom Hole Temperatures, BHT). Diese Messungen werden in fast allen Industriebohrungen z.B. vor dem Einbau einer Rohrtour, Änderung des Bohrdurchmessers oder Umstellung des Bohrverfahrens etc. durchgeführt. Da ein Bohrloch meist nacheinander mit verschiedenen Bohrlochsonden befahren wird und bei jeder Einfahrt die BHT aufgezeichnet wird, erhält man Angaben über den zeitlichen Verlauf der Temperaturanpassung in der jeweiligen Tiefe.
- durch Messen der Auslauftemperatur tieferer Brunnen und Thermalwasserbohrungen.

Temperaturmessungen im Anschluss an Bohrarbeiten ergeben aber in aller Regel nicht die wahre Gebirgstemperatur, da durch die zirkulierende Spülung bei den Bohrarbeiten oder durch die bei Zementationsmaßnahmen durch das Abbinden des Zements entstehende Wärme das Temperaturfeld im Umfeld der Bohrung gestört ist. Eine Faustregel besagt, dass zumindest ein etwa der ein- bis dreifachen Bohrzeit entsprechender Zeitraum erforderlich ist, bis sich wieder ungestörte Temperaturverhältnisse einstellen. Liegen jedoch genaue Angaben über die Bohrlochgeometrie oder mehrere Temperaturmessungen in einer zeitlichen Abfolge vor, können die Messwerte eines gestörten Temperaturfeldes mit geeigneten Verfahren korrigiert werden (SCHULZ & SCHELLSCHMIDT 1991).

Das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) in Hannover verfügt über eine umfangreiche **Datenbank der Gebirgstemperaturen in Deutschland**, für die sämtliche verfügbaren Temperaturdaten aus Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen und sonstigen Tiefbohrungen erfasst und ausgewertet wurden. Der Datensatz der GGA-Temperaturdatenbank wurde im Zuge der Arbeiten für den Geothermieatlas um eine große Anzahl von Temperaturdaten (Auslauftemperaturen tieferer Brunnen, Temperatur-Logs des Bayerischen Geologischen Landesamtes,

Temperaturmessungen des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft etc.) erweitert.

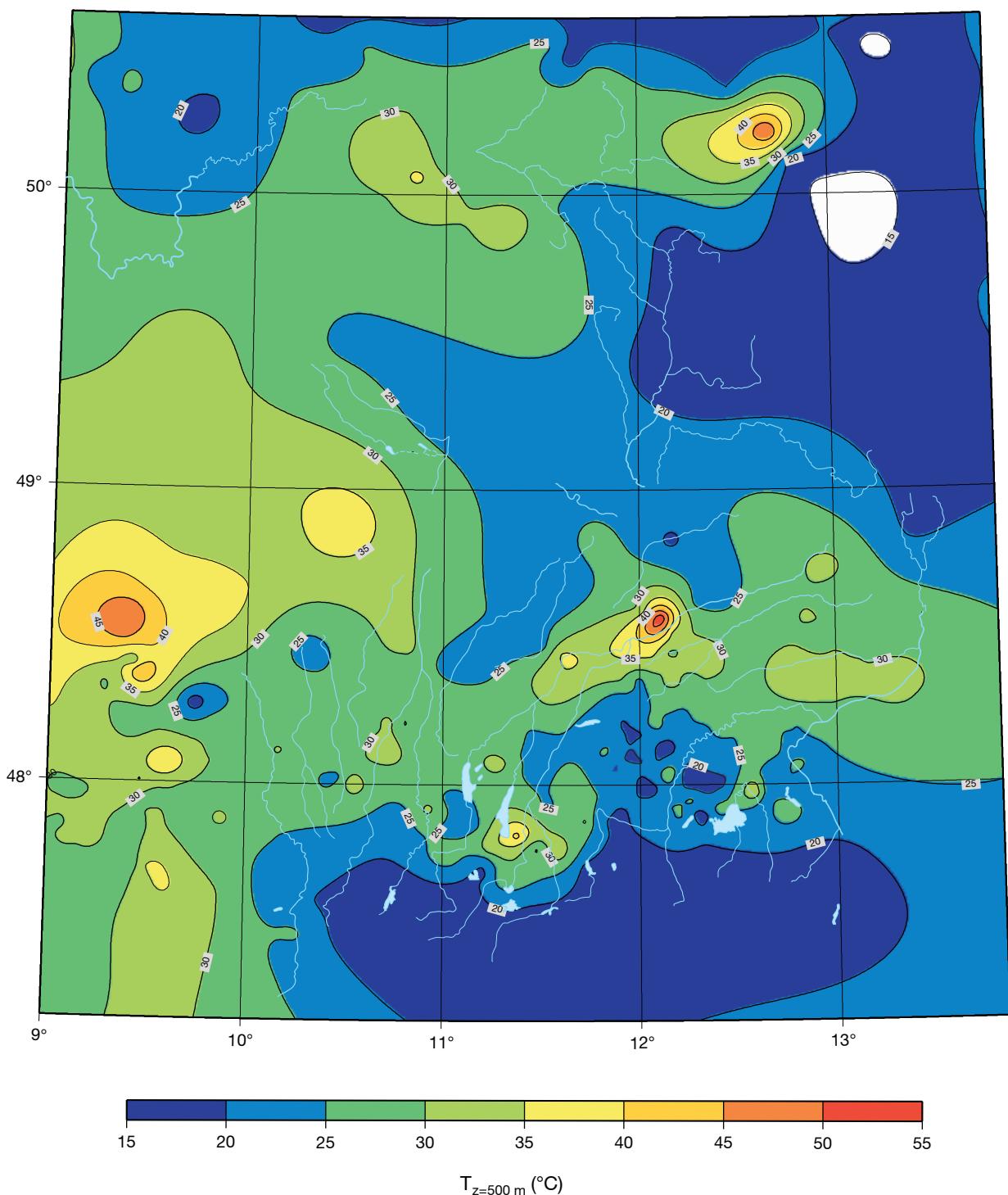
Liegt kein kontinuierliches Temperaturprofil vor, wird für den Standort einer Bohrung der jeweilige Temperaturwert in der gewünschten Tiefe durch eine lineare Interpolation zwischen den nächstgelegenen Werten darüber - gegebenenfalls auch dem Jahresmittelwert der Temperatur an der Erdoberfläche - und darunter ermittelt. Wegen zu hoher Unsicherheiten erfolgte keine Extrapolation der Temperatur nach unten über die Endtiefe einer Bohrung bzw. die tiefste dort gemessene Temperatur hinaus. Somit nimmt die Datendichte und damit die Detailgenauigkeit der Karten mit zunehmender Tiefe ab. Aus diesem Grunde sind auch positive und negative Anomalien immer nur bis in die Tiefen zu verfolgen, in denen sie auch tatsächlich noch gemessen werden konnten.

Um die Datenqualität der einzelnen Werte zu berücksichtigen, besteht die Möglichkeit einer qualitäts- und abstandsabhängigen Glättung. Die in die jeweilige Glättung einbezogenen Werte liegen innerhalb eines frei wählbaren Fensterradius (maximaler radialer Abstand von dem zu glättenden Wert). Hierbei werden gesicherte Daten wie ungestörte Temperaturlogs in die Mittelung benachbarter Daten geringerer Qualität einbezogen, sie selbst werden aber unverändert übernommen. Zur Glättung wurden den Temperaturwerten qualitätsabhängig Gewichtsfaktoren zwischen 0 und 1 zugeordnet (ungestörte Temperaturlogs 1,0, gestörte Temperaturlogs 0,4, Fördertests 0,7 sowie BHT-Messungen je nach Art der Korrektur zwischen 0,1 und 0,7). Zusätzlich wird bei der Glättung der Abstand der Bohrungen berücksichtigt, da die Größe des Einflussbereiches über einen Wichtungsfaktor C und den maximalen Radius R_{\max} gesteuert werden kann. Diese beiden Parameter können entsprechend der Datenlage und -dichte frei gewählt werden. Für die Glättung der Temperaturwerte in Bayern erwies sich ein Wichtungsfaktor von 3 km und ein maximaler Radius von 10 km als geeignet.

Aus den qualitäts- und abstandsabhängig geglätteten Temperaturwerten für Bayern und die angrenzenden Gebiete wurden am GGA-Institut in Hannover mit dem Programm paket GMT (The Generic Mapping Tools, WESSEL & SMITH 1995) detaillierte Isolinendarstellungen der Temperaturverteilung in verschiedenen Tiefen (unter Gelände) erstellt. Das verwendete Interpolationsverfahren wird als „continuous curvature splines in tension“ bezeichnet (SMITH & WESSEL 1990).

In größeren Tiefe sind die Untergrundtemperaturen bereichsweise nicht mehr ausreichend durch Bohrungen abgesichert. In Bereichen, in denen in einem Radius außerhalb von 50 km um eine Bohrung keine Temperaturinformation mehr vorlag, wurde daher auf die Darstellung der Untergrundtemperaturen verzichtet.

Die Temperaturverteilung für ganz Bayern in einer Tiefe von 500 m unter Gelände ist in Abb. 23 dargestellt. Weitere Temperaturkarten für Nord- und Südbayern bis in Tiefen von 1.500 bzw. 4.000 m enthält die beiliegende CD-ROM.



Wichtige Hinweise

Die Temperaturkarten stellen eine interpolierte Temperaturverteilung dar, die auf den derzeit vorhandenen Daten in der jeweiligen Tiefe basiert. Neue Daten können die Temperaturverteilung verändern. Es erfolgte keine Extrapolation von Temperaturdaten in die nächsttieferen Temperaturkarte. Dies hat zur Folge, dass in manchen Bereichen scheinbar keine Temperaturzunahme oder sogar eine scheinbare Temperaturabnahme mit der Tiefe zu verzeichnen ist. Es wird daher dringend empfohlen, bei der Bewertung eines potenziellen Standortes auch die darüber liegenden Temperaturkarten zu berücksichtigen.

Vor allem in größeren Tiefen kann die dargestellte Temperaturverteilung daher nur erste Hinweise auf den zu erwartenden Temperaturbereich geben. Die Karten zur Temperaturverteilung im Untergrund ermöglichen daher nur eine erste Abschätzung der zu erwartenden Temperaturen. Sie können damit Anhaltspunkte geben, an welchen Standorten eine hydrothermale Wärmeversorgung, eine hydrothermale Stromerzeugung oder auch eine balneologische Nutzung sinnvoll sein kann.

Die Temperaturkarten können jedoch keinesfalls detaillierte, standortspezifische Voruntersuchungen ersetzen. Hierbei müssen alle verfügbaren Temperaturinformationen im Umfeld des geplanten Standortes bewertet und gegebenenfalls auch in die Tiefe extrapoliert werden.

3.2. Temperaturverteilung in Nordbayern

In Nordbayern ergibt sich eine weiträumigere, weniger stark differenzierte Temperaturteilung als im Süden des Landes, was vermutlich auf die geringere Datendichte zurückzuführen ist. Auffällig sind die positiven Temperaturanomalien um die Bohrungen Mürsbach sowie im Nördlinger Ries. Die Temperaturverteilung in den Kristallingegebieten deutet auf einen eher unterdurchschnittlichen geothermischen Gradienten hin. Dieser Trend von vergleichsweise geringen Temperaturen im Kristallin und höheren Temperaturen im nördlichen Teil des Fränkischen Beckens lässt sich trotz abnehmender Datendichte noch bis in eine Tiefe von 1.000 m unter Gelände verfolgen. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Aussagekraft der Temperaturkarten jedoch aufgrund fehlender Daten stark ab.

3.3. Temperaturverteilung in Südbayern

Die zahlreichen Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen vor allem im östlichen Teil des südbayerischen Molassebecken ermöglichen in Südbayern ein wesentlich differenzierteres Bild der Temperaturverteilung bis in etwa 2.000 m Tiefe. Darunter nimmt die Datendichte ab und es lassen sich nur noch für das Gebiet südlich von München einigermaßen verlässliche Temperaturverteilungen bis in eine Tiefe von 4.000 m ermitteln.

Die auffälligste Anomalie in der Temperaturverteilung in 500 m Tiefe ist in Südbayern die Anomalie um die Bohrung Altdorf bei Landshut. Bereits in 500 m Tiefe deutet sich auch die bis in die größten Tiefen anhaltende, von

starken lokalen Schwankungen gekennzeichnete Untergliederung in einen kälteren Bereich in der Wasserburger Senke zwischen München und dem Chiemsee und wärmere Bereiche im Braunauer Trog und in der Westmollasse an.

Im Gebiet südlich Münchens ist besonders unterhalb 2.000 m ein regional erhöhter Temperaturgradient erkennbar. In einer Tiefe von 2.500 bis 3.000 m treten zusätzlich positive Anomalien im Bereich der Bohrungen Peterskirchen und Garching an der Alz hervor. Für das Gebiet der Wasserburger Senke östlich von München bestätigt sich der bereits bei geringeren Tiefen erkennbare Trend zu einem geringeren geothermischen Gradienten.

4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Der Bayerische Geothermieatlas soll Kommunen, Zweckverbänden und privaten Investoren eine erste Einschätzung ermöglichen, wo in Bayern günstige Verhältnisse für eine hydrothermale Energiegewinnung vorliegen und mit welchen Bohrtiefen und Temperaturen zu rechnen ist. Er bietet darüber hinaus eine Einführung in die Verfahren zur hydrothermalen Energiegewinnung und beleuchtet wirtschaftliche Aspekte und Risiken dieser Technologie.

Das Hot-Dry-Rock-Verfahren befindet sich derzeit noch im Versuchs- und Erprobungsstadium. Es ist daher nicht davon auszugehen, dass dieses Verfahren in naher Zukunft in Bayern zum Einsatz kommen wird.

Für eine hydrothermale Wärmeversorgung (ohne Wärmepumpen) sind in der Regel Mindesttemperaturen des Tiefenwassers von ca. 70°C erforderlich; für eine hydrothermale Stromerzeugung liegen die Mindesttemperaturen bei über 95°C. Bei dem in Bayern vorherrschenden Temperaturbereich für die hydrothermale Geothermie sind nach derzeitigem Stand der Technik in aller Regel sowohl für eine hydrothermale Wärmeerzeugung als auch für eine hydrothermale Stromerzeugung Mindestförderraten von rund 100 m³/h (ca. 28 l/s) bzw. ein Produktivitätsindex von rund 100 m³/h*MPa Voraussetzung (bezogen auf eine thermische Leistung von 5 MW bei einer Rücklauftemperatur von 50°C bzw. auf eine Netto-Stromerzeugung von rund 200 kW mittels ORC-Anlage).

Unter Berücksichtigung dieser Einschränkungen ergibt eine Analyse der hydraulischen Eigenschaften aller potenziellen Thermalwasseraquifere folgende Nutzungsmöglichkeiten:

Tab. 17: **Nutzungsmöglichkeiten der potenziellen Thermalwasseraquifere in Bayern**

Potenzieller Thermalwasseraquifer:	Balneologie:	Hydrothermale Wärmegegewinnung:	Hydrothermale Stromerzeugung:
Grundgebirge (Prä-Perm)	ja	nein	nein
Oberkarbon / Rotliegend	ja	nein	nein
Zechstein	ja	nein	nein
Buntsandstein	ja	nein	nein
Muschelkalk	ja	nein	nein
Keuper	ja	nein	nein
Dogger	ja	nein	nein
Malm	ja	ja	ja
Kreide-Sandsteine	ja	bedingt	nein
Priabon-(Eozän)-Basissandstein	ja	nein	nein
Ampfinger Schichten / Ampfinger Sandstein	ja	nein	nein
Bausteinschichten	ja	nein	nein
Chattsande	ja	nein	nein
Aquitian-Sande mit Nantesbuch-Sandstein	ja	nein	nein
Burdigal-Sande	ja	nein	nein

In Bayern liegen somit grundsätzlich nur im Raum südlich der Donau, im sogenannten Molassebecken, günstige Voraussetzungen für eine hydrothermale Energiegewinnung vor. Für eine Abschätzung des dort vorhandenen nutzbaren Energiepotenzials ist zwischen Ressourcen und Reserven zu unterscheiden.

Unter Ressourcen wird der Anteil des zugänglichen Energievorrats verstanden, der sich beim gegenwärtigen Stand der Technik dem Untergrund entnehmen lässt. Entgegen früheren Abschätzungen (SCHULZ & JOBMANN 1989) sind jedoch nach heutigem Kenntnisstand nur im Malm und mit großen Einschränkungen in den Gault-/Cenoman-Sandsteinen, nicht jedoch in den Chattsanden oder in sonstigen Aquiferen für eine hydrothermale Wärme- oder Stromerzeugung ausreichende Entnahmengen zu realisieren.

Die tatsächliche Nutzbarkeit der Ressourcen im Malm ist allerdings insbesondere aufgrund technischer und wirtschaftlicher Randbedingungen deutlich geringer. Aussagen hierzu erfordern eine Betrachtung der Reservensituation.

Unter Reserven wird der Anteil der Ressourcen verstanden, der beim gegenwärtigen Preisniveau wirtschaftlich genutzt werden kann. Dieser Anteil unterliegt marktabhängigen Schwankungen; daher spielt die Wirtschaftlichkeit bei der Abschätzung der hydrothermalen Reserven eine entscheidende Rolle. Hierbei ist insbesondere zu berücksichtigen, dass die Nutzung von Erdwärme zur WärmeverSORGUNG in der Regel den Neuaufbau von Nah- bzw. Fernwärmennetzen voraussetzt. Wärme ist über größere Entfernung nicht transportabel, so dass für die Nutzung der durch Bohrungen erschlossenen Erdwärme genügend Verbraucher vor Ort vorhanden sein müssen. Eine hydrothermale Wärmeerzeugung steht ferner immer im wirtschaftlichen Wettbewerb zu der im Projektgebiet schon vorhandenen Energieversorgung.

Die Wärmebereitstellungskosten bei hydrothermaler Erdwärmennutzung variieren unter dem Einfluss unterschiedlicher geologischer Verhältnisse und Aquifereigenschaften erheblich. Ebenso stark ist die Wirtschaftlichkeit jedoch von der Abnehmerstruktur abhängig, die letztlich das entscheidende Kriterium für die Verwirklichung eines Geothermieprojektes sein wird.

Das maßgebende Kriterium für die Wirtschaftlichkeit einer hydrothermalen Stromerzeugung ist zum einen die Einspeisungsvergütung. Zum anderen kann eine Nutzung in Kraft-Wärme-Kopplung die Wirtschaftlichkeit entscheidend verbessern; allerdings ist auch hier eine entsprechende Abnehmerstruktur notwendig.

Abschätzungen zu den hydrothermalen Energiereserven sind unter diesen Voraussetzungen höchst spekulativ, weshalb auf eine Nennung konkreter Zahlenwerte verzichtet wird.

5 Literaturverzeichnis

- ANDRES, G. (1985): Fränkische Alb und Malmkarst des Molassebeckens. - In: Grundwassergleichenkarte von Bayern 1:500 000 mit Erläuterungen. - Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 20: 23-25, München.
- ANDRES, G. & FRISCH, H. (1981): Hydrogeologie und Hydraulik im Malmkarst des Molassebeckens und der angrenzenden Fränkisch-Schwäbischen Alb. - In: ANDRES, G. & WIRTH, H. [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging. – Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 15: 108-117, München.
- BACHMANN, G.H., DOHR, G. & MÜLLER, M. (1982): Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. - Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 66: 2529-2542.
- BACHMANN, G.H., MÜLLER, M. & WEGGEN, K. (1987): Evolution of the Molasse Basin. - Tectonophysics, 137: 77-92.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1992): Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin. - Eclogae geol. Helv., 85/3: 519-530.
- BADER, K. (1995): Der Grundgebirgsrücken von Dinkelsbühl – Berching nach refraktionsseismischen Messungen und im Vergleich mit der kretazisch-tertiären Tektonik. – Exkursionsführer u. Veröffentl. GGW, 195: 16-18.
- BADER, K. (2001): Der Grundgebirgsrücken in Mittelfranken (südlich von Nürnberg) nach refraktions-seismischen Messungen. – Geol. Jb., E 58: 7-33, Hannover.
- BAUER, W. (1999): Thermalwasserhäufigkeit und geothermische Verhältnisse des Fränkischen Beckens (Nordbayern/Südthüringen). – Diss. Univ. Würzburg, 214 S., 49 Abb., 6 Anl., Würzburg.
- BAUER, W. (2000): Geothermische Verhältnisse des Fränkischen Beckens. - Universität Würzburg, Forschungsergebnisse aus dem Bereich Hydrogeologie und Umwelt, Heft 22, 186 S., 49 Abb., 88 Tab., 6 Anl., Würzburg (Lehr- und Forschungsbereich Hydrogeologie und Umwelt).
- BAUMANN, M. & QUENTIN, K.-E. (1981): Hydrochemische Ergebnisse und Beurteilung des Thermal- und des Schwefelwassers. - In: ANDRES, G. & WIRTH, H. [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging. – Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 15: 108-117, München.
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN & BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, VERKEHR UND TECHNOLOGIE [Hrsg.] (2003): Oberflächennahe Geothermie – Ein Überblick für Bauherren, Planer und Fachhandwerker in Bayern. – München (StMLU).
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, VERKEHR UND TECHNOLOGIE [Hrsg.] (2002): Rohstoffe in Bayern – Situation, Prognosen, Programm. – München (StMWVT).
- BEHR, H. (1989): Die geologische Aktivität von Krustenfluiden. – In: Gesteinsfluide. Ihre Herkunft und Bedeutung für geologische Prozesse. – Nds. Akad. Geowiss. Veröff. 1: 7-42, Hannover.
- BEHR, H., GERLER, J., HEIN, U.F. & REUTEL, C. (1993): Tectonic Brines and Basement Brines in den mitteleuropäischen Varisziden: Herkunft, metallogenetiche Bedeutung und geologische Aktivität. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., 58: 3-28, Göttingen.

- BIRZER, F. (1974): Der Mineralwasserspiegel im Sandsteinkeuper des Gebietes zwischen Pegnitz und Schwabach. – Geol. Bl. NO-Bayern, 24: 148-156, Erlangen.
- BIRZER, F. (1979): Ein Gutachten über den 1864/69 gebohrten Tiefbrunnen am Bohlenplatz in Erlangen. - Geol. Bl. NO-Bayern, 29: 231-238, Erlangen.
- BPC BAUER – POLTE CONSULT (1999): Bericht zu den Aufsuchungsarbeiten an der Thermalwasserbohrung Stein TH 1/1999 – Gutachten im Auftrag der Palm Beach Freizeitbad Kristall GmbH (unveröffentlicht).
- BPC BAUER – POLTE CONSULT (2002): Abschlussbericht zur Thermalwasserbohrung Hersbruck TH 1/2000 – Gutachten im Auftrag der Thermalwasser Hersbruck GmbH (unveröffentlicht).
- BROßMANN, E., ECKERT, F. & MÖLLMANN, G. (2003): Technisches Konzept des geothermischen Kraftwerkes Neustadt-Glewe. – Geothermische Energie, 43: 31 – 36, Geeste.
- BÜTTNER, G., DIEPOLDER, G., DOBNER, A., FRITZER, T., PUKOWITZ, C., SETTLES, E., SPÖRLEIN, T. & WAGNER, B. (2002): Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planungsregion 10 Ingolstadt. Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1 : 100 000. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BUND-LÄNDER-AUSSCHUSS BERGBAU – AD-HOC-AK „Bemessung von Erdwärmefeldern“ (2003): Erarbeitung von Kriterien für die Bemessung von Bergbauberechnungen zur Aufsuchung und Gewinnung von Erdwärmе – Abschlussbericht. – Geothermische Energie, 40: 12 – 16, Geeste.
- CARLÉ, W. (1956): Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung Bad Mergentheim (Buntsandstein, Zechstein, Mineralwasser). – Jb. Statistik u. Landeskde. Bad.-Württ., 2: 229-260.
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. – 643 S., Stuttgart (Wissenschaftl. Verlagsges.).
- DÜMMER, M. (1982): Zur Hydrogeologie des Raumes Nürnberg-Bad Windsheim/Mfr. unter besonderer Berücksichtigung der Gradabteilungsblätter 6532 Nürnberg, 6531 Fürth, 6530 Langenzenn, 6529 Markt Erlbach und 6528 Marktbergel. – Diss. LMU München, 280 S., München.
- DÜMMER, M. (1983): Niedrig- und höhermineralisierte Wässer des Benker Sandsteins im Raum Nürnberg - Fürth. - Z. dt. geol. Ges., 134-3: 943-974, Hannover.
- EMMERT, U. (1981): Perm nördlich der Alpen. - In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Bayern 1:500 000 (3.Aufl.): 34-40, München.
- FLIEGEL, G. (1929): Der Thermalsolequellenprudel von Bad Kolberg in Thüringen. – Zeitschrift für praktische Geologie, 37: 1-10 und 27-31, Berlin.
- FRANZ, M., SIMON, T., MEYER, R.K.F. & DOPPLER G. (2001): Die Thermalwasserbohrung „Donautherme“, Neu-Ulm. - Geologica Bavaria, 106: 81-106, München.
- FREUDENBERGER, W. (1996): Perm. - In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. Aufl.): 55-64, München.
- FREUDENBERGER, W. (1996): Trias. - In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. Aufl.): 65-89, München.

- FREUDENBERGER, W., LINHARDT, E. & WROBEL, J.-P. (2000): Geologie, Hydrogeologie und Geochemie der Thermalwasserbohrung Treuchtlingen 2 (T 2). – *Geologica Bavaria*, 105: 97-121, München.
- FRISCH, H. (1981): Pumpversuche. - In: ANDRES, G. & WIRTH, H. [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging. – Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 15: 20-38, München.
- FRITZER, T., SCHUBERT, A., UNGER, H.J. & WROBEL, J.-P. (2000): Die Forschungs- und Thermalwasserbohrung Geisenfeld. – *Geologica Bavaria*, 105: 333-342, München.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. - *Elogae geol. Helv.*, 57: 157-298, Basel.
- FÜCHTBAUER, H. (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. - *Geol. Rdsch.*, 56: 266-300, Stuttgart.
- GENSER, C. (1970): Über die Erschließung neuer Heilquellen in Bad Neustadt/Saale. – *Heilbad & Kurort*, 5/70: 105-122, Gütersloh.
- GEORGOTAS, N. & UDLUFT, P. (1976): Zechsteinwässer des Fränkischen Beckens (Unterfranken). – *Z. angew. Bäder- und Klimaheilkunde*, Stuttgart.
- GEOTEAM (2000): Endorf GT III. – Technischer Bericht in Ergänzung des Antrages der Jod-Thermalbad AG auf eine Bewilligung zur Gewinnung von Erdwärme (Thermalwasser) im Feld Endorf II Erdwärme (unveröffentlicht).
- GEOTEAM (2003): Bad Aibling Thermal 1. – Technischer Abschlussbericht im Auftrag der AIB Therm GmbH (unveröffentlicht).
- GEOTECHNISCHES BÜRO PROF. DR. SCHULER / DR.-ING. GÖDECKE (1998): Detailmodell zur Bilanzierung der Thermalwasservorkommen im Niederbayerisch-Oberösterreichischen Molassebecken. – Endbericht, Teil I: Hydrogeologisches Modell (Band I + II), Teil II: Thermalwasseraquifer-Strömungsmodell. – 375 S., Augsburg (unveröffentlicht).
- GOLDBRUNNER, J. (1984): Zur Hydrogeologie des Oberösterreichischen Molassebeckens. - *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 36: 83-102, Graz.
- GOLDBRUNNER, J. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. - *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 39: 5-94, Graz.
- GOLDBRUNNER, J., VASVÁRI, V. & KOLB A. (2001): Die Bohrung Simbach-Braunau Thermal 1. Technischer Ablauf und hydrogeologische Ergebnisse. - *Geologica Bavaria*, 106: 59-79, München.
- GUDDEN, H. (1973): Die Thermalwasser-Erschließungsbohrung Rodach 1/1972. - *Geologica Bavaria*, 67: 135-138, München.
- GUDDEN, H. (1977): Die Thermal- und Mineralwasser-Erschließungsbohrung Stafelstein 1975. - *bbr* 28/3: 85-92, Köln.
- GUDDEN, H. (1981): Über Thermal-Mineralwasser-Bohrungen im Coburger Umland. - *Jber. u. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F., 63: 229-252, Stuttgart.
- GUDDEN, H. (1983): Über Nutzungsmöglichkeiten von Erdwärme in Bayern. – *Geol. Jb.*, C 33: 5-25, Hannover.

- GUDDEN, H. (1993): Buntsandstein. - In: GUDDEN, H. & HAUNSCHILD, H.: Die Trias in der Forschungsbohrung Abenberg 1001. - *Geologica Bavaria*, 97: 47-66, München.
- GUDDEN, H. & SCHMID H. (1985): Die Forschungsbohrung Obernsees - Konzeption, Durchführung und Untersuchung der Metallführung. - *Geologica Bavaria*, 88: 5-21, München.
- HAFEN, U. (2003): Thermalwasserbohrung Ingolstadt. – Schlussbericht im Auftrag der Stadtwerke Ingolstadt – Freizeitanlagen GmbH & Co KG (unveröffentlicht).
- HÄNEL, R., KLEEFELDT, M. & KOPPE, I. (1984): Geothermisches Energiepotenzial. Pilotstudie: Abschätzung der geothermischen Energievorräte an ausgewählten Beispielen in der Bundesrepublik Deutschland (Abschlussbericht). – Bericht NLfB (im Auftrag der Europäischen Gemeinschaft und des Bundesministeriums für Forschung und Technologie), Archiv-Nr. 96 276, Band I-IV, Hannover.
- HAUNSCHILD, H. (1993): Die Trias auf Blatt Wackersdorf. – In: MEYER, R.K.F. & MIELKE, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6639 Wackersdorf: 36-47, München (Bayer. Geol. L.-A.).
- HAUNSCHILD, H. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6426 Aub. - 137 S., München (Bayer. Geol. L.-A.).
- HECHT, G. (1993): Die geothermischen Verhältnisse in der Bohrung Bad Colberg 1/1974. - *Geowiss. Mitt. von Thüringen*, 1: 121-128, Weimar.
- HECHT, G. (1996): Heilbäder Südtüringens aus balneologischer Sicht. - *Geowiss. Mitt. von Thüringen*, 5, Beiheft: 173-191, Weimar.
- HECHT, G. (1999): Die geologischen Ergebnisse der Thermalsolebohrung Bad Colberg 1994. - *Geowiss. Mitt. von Thüringen*, 7: 29-49, Weimar.
- HOPPE, W. (1954): Die Grundwasserführung der Gesteine Thüringens. - *Geologie* 3, H 6-7, Berlin.
- HUENGES, E., HOTH, P. & SCHEYTT, T. (1999): Technisch nutzbare Erdwärmekomplexe. – In: KALTSCHMITT, M., HUENGES, E. & WOLF, H. [Hrsg.]: *Energie aus Erdwärme: 40–59*, Stuttgart (Dt. Verl. für Grundstoffindustrie).
- KABUS, F. & SEIBT, P. (2002): Stand und Perspektiven der Erdwärmennutzung in Deutschland. Geothermie Neubrandenburg (GTN) GmbH (unter Mitarbeit von ROGGE, S. (IER)). – Gutachten im Auftrag des TAB (unveröffentlicht).
- KABUS, F., LENZ, G., WOLFGGRAMM, M., HOFFMANN, F. & KELLNER, T. (2003): Studie zu den Möglichkeiten der Stromerzeugung aus hydrothermaler Geothermie in Mecklenburg-Vorpommern. Geothermie Neubrandenburg (GTN) GmbH. – Gutachten im Auftrag des Landes Mecklenburg-Vorpommern.
- KALTSCHMITT, M. (1999): Energiebilanz der Erde. – In: KALTSCHMITT, M., HUENGES, E. & WOLF, H. [Hrsg.]: *Energie aus Erdwärme: 8–14*, Stuttgart (Dt. Verl. für Grundstoffindustrie).
- KANZ, W. (1987): Grundwasserfließwege und Hydrochemie in tieferen Graniten und Gneisen. – *Geol. Rdsch.*, 76/1: 265-283, Stuttgart.

- KIRALY, L. (1991): Grundwasserströmungsmodell. – In: BAYER. LFW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. - Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministerium für Forschung und Technologie), 53 S., München, Freiburg.
- KLARE, B. (1989): Gliederung und Paläogeographie des Buntsandsteins im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – Diss. Univ. Bochum, 150 S., Bochum.
- KNOBLOCH, J. (1978): Erdöl und Erdgas. - In: UNGER, H. J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn: 154-165, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- KÖHLER, S. (2002): Geothermisch angetriebene Kraftwerke – Systembetrachtung und Prozessvergleich. – In: Verein Deutscher Ingenieure [Hrsg.]: Geothermische Stromerzeugung – Stand der Technik und Perspektiven. – VDI-Berichte 1703, Düsseldorf (VDI-Verlag).
- KOSCHEL, G. (1991): Geologischer Überblick - Hydrogeologische Rahmenbedingungen. – In: BAYER. LFW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. - Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministerium für Forschung und Technologie), 12 S., München, Freiburg.
- KÖWING, K. (1968): Die Wässer des tieferen Untergrunds. - In: KOWING, K., KRAUS, L. & RUCKERT, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7837 Markt Schwaben: 16-40, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- KRAUS, L. (1969): Erdöl- und Erdgaslagerstätten im ostbayerischen Molassebecken. - Erdöl-Erdgas-Z., 85: 442-454, 14 Abb., 2 Tab.; Hamburg, Wien.
- KRONMÜLLER, K. (1987): Sedimentologie der Bausteinschichten und der Unteren Cyrenenschichten im westlichen Molassebecken Süddeutschlands (Oberoligozän). - Clausth. Geowiss. Diss., 25, 177 S., Clausthal-Zellerfeld.
- KRONMÜLLER, R. & KRONMÜLLER, K. (1987): Die Bausteinschichten - Sedimentologie und Diagenese eines Speichergesteins. - Erdöl-Erdgas-Kohle, 103: 61-66, Hamburg.
- KRONMÜLLER, R. (1987): Diagenese der kalzitisch zementierten karbonatreichen Sandsteine der Bausteinschichten (Oberoligozän, Süddeutsche Molasse). - Clausth. Geowiss. Diss., 26, 134 S., Clausthal-Zellerfeld.
- KURZLAUKIS, S. & LORENZ, V. (1993): Petrologische und geochemische Untersuchungen am Rotliegenden der Forschungsbohrung Abenberg 1001. - Geol. Bav., 97: 25-46, München.
- LANGE, H. (1981): Die Kreide im Untergrund des Molassebeckens (Purbeck bis Campan). - In: BAYERISCHES GEOLOGISCHE LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (3. Aufl.): 71 -74, München.
- LANGE, H. (1983): Tektonik. - In: GANSS, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8040 Eggstädt: 106-107, München (Bayer. Geol. L.-Amt).

- LAPLAIGNE, P. & JAUDIN, F. (1999) : Geothermal development in France – Country update report. – Proceedings of the European Geothermal Conference Basel 1999, Vol. 2: 5-14.
- LEGARTH, B. & WOHLGEMUTH, L. (2003): Bohrtechnik und Bohrkosten für Sedimentgesteine – Erschließung geothermischer Lagerstätten. – In: Geothermische Vereinigung e.V. [Hrsg.]: Start in eine neue Energiezukunft. – Tagungsband 1. Fachkongress Geothermischer Strom, Neustadt-Glewe.
- LEGARTH, B. (2003): Erschließung sedimentärer Speichergesteine für eine geothermische Stromerzeugung. – STR03/09, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- LEMCKE, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. - *Geologica Bavarica*, 69: 5-48; München.
- LEMCKE, K. (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. - *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. 57: 87-115, Stuttgart.
- LEMCKE, K. (1976): Übertiefe Grundwässer im süddeutschen Alpenvorland. - *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, 42/103: 9-18, Basel.
- LEMCKE, K. (1977): Erdölgeologisch wichtige Vorgänge in der Geschichte des süddeutschen Alpenvorlandes. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, 93: 50-56, Hamburg, Wien.
- LEMCKE, K. (1981): Erdgeschichtlicher Rahmen und Tektonik. - In: ANDRES, G. & WIRTH, H. [Hrsg.]: Die Thermal- und Schwefelwasser-Vorkommen von Bad Gögging, Schriftenr. Bayer. L.-Amt Wasserwirtsch., 15: 55-63, München.
- LEMCKE, K. & TUNN, W. (1956): Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Malmunterlage. - *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, 23/64: 35-56, Basel.
- LEMCKE, K. (1988): Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. - *Geologie von Bayern I*, 115 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- LFW – BAYER. LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1999): Das Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken – Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell im Auftrag des Freistaates Bayern und der Republik Österreich, Kurzbericht. - 21 S., München (Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft).
- LODEMANN, M., FRITZ, P., WOLF, M. & GRAF, W. (1994): Isotopengeochemische Ergebnisse des Langzeit-Pumptests 1991 in der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB-VB). - *GSF-HY Jber.* 1993: 115-135; Oberschleißheim.
- MALZER, O. (1993): Molasse westlich und südwestlich der Böhmischem Masse - Oberösterreich. - Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Aufl.: 302-315, Wien.
- MÄRZ, K. (1977): Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Buntsandstein und Muschelkalk Nordbayerns (Unterlauf der Fränkischen Saale/Ufr. und Gebiet zwischen Kronach und Lautertal (Ofr.). - *Hydrochem. hydrogeol. Mitt.* 2, 170 S., München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura. - In: BAYERISCHES [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. Aufl.): 90-111, München.

- MÜLLER, M. (1978a): Das tiefere Tertiär, Obereozän - Miozän. - In: UNGER, H. J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn: 45-73, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MÜLLER, M. (1978b): Bemerkungen zur Bruchtektonik südwestlich des Landshut-Neuöttinger Hochs. - Der postkretazische Werdegang des Landshut-Neuöttinger Hochs. - In: UNGER, H. J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn: 136-141, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MÜLLER, M. (1978c): Molassezone. - In: MÜLLER, M. & ZIEGLER, J.H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt Nr. 8042 Waging am See: 11-37, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- MÜLLER, M. (1994): Neue Vorstellungen zur Entwicklung des Nordostbayerischen Permokarbon-Trogs aufgrund reflexionsseismischer Messungen in der Mittleren Oberpfalz. - Geol. Bl. NO-Bayern, 44: 195-224, Erlangen.
- PASCHEN, H., OERTEL, D., GRÜNWALD, R. (2003): Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland. – TAB-Arbeitsbericht Nr. 84, Büro für Technikfolgenabschätzung beim Deutschen Bundestag, Berlin.
- POLL, K. (1979): Bohrung Haidhof/Gräfenberg, ein neuer Thermalwasser-Fundpunkt auf der Frankenalb. – Geol. Bl. NO-Bayern, 29, 1: 76-80, Erlangen.
- PRESTEL, R. (1991): Hydrochemische Untersuchungen im süddeutschen Molassebecken. – In: BAYER, LFW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. - Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministerium für Forschung und Technologie), 64 S., München, Freiburg.
- QUENTIN, K.-E. (1970): Die Heil- und Mineralquellen Nordbayerns. – Geologica Bavaria, 62, München.
- ROCKEL, W., HOTH, P. & SEIBT, P. (1997): Charakteristik und Aufschluss hydrothermaler Speicher. – Geowissenschaften, 15(8): 244–252, Berlin.
- SCHÄDEL, K. & STOBER, I. (1987): Zur Wasserführung des kristallinen Grundgebirges in Südwestdeutschland. – Geol. Jb., C50: 3-23, Hannover.
- SCHMITT, P. (1982): Herkunft und Beschaffenheit oberflächennaher Grundwässer und mineralstoffreicher Tiefenwässer im Muschelkalk-Keupergebiet des Grabfeldgaues (Ufr.). – Diss. TU München, 235 S., München.
- SCHNEIDER, H., BARTELS, J., LENZ, G., HOFFMANN, F., KABUS, F., KELLNER, T., RINKE, M. & WOLFGRAMM, M. (2004): Geothermie in Bremen – Bewertung der geologischen und verfahrenstechnischen Möglichkeiten einer praktischen Nutzung geothermischer Energie im Bundesland Bremen. Geothermie Neubrandenburg (GTN) GmbH. – Gutachten im Auftrag der Bremer Energie-Konsens GmbH.
- SCHUBERT, A. (1996): Tiefengrundwasseruntersuchungen im Molassebecken westlich von Linz. – Diss. TU Berlin, 127 S., Berlin.
- SCHULZ, R. (2000): Geothermieanlage Altheim – Gutachten über den Wärmeabbau im Untergrund. – Gutachten im Auftrag der Marktgemeinde Altheim/OÖ (unveröffentlicht).
- SCHULZ, R. (2003): Bergrecht und Erdwärme – Gesichtspunkte zur Bemessung von Erlaubnis- und Bewilligungsfeldern. – Geothermische Energie, 40: 9–2, Geeste.

- SCHULZ, R. & JOBMANN, M. (1989): Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken – Teilgebiet: Hydrogeothermik. – Abschlußbericht GGA, Archiv-Nr. 105 040, Hannover.
- SCHULZ, R. & SCHELLSCHMIDT, R. (1991): Das Temperaturfeld im südlichen Oberrheingraben. - Geol. Jb., E48, 153-165, Hannover.
- SCHULZ, R., JUNG, R. & SCHELLSCHMIDT, R. (2003): Erfolgswahrscheinlichkeit bei einer geothermischen Bohrung für das Geothermische Kraftwerk Unterhaching. – Bericht GGA, Archiv-Nr. 122 822, Hannover (unveröffentlicht).
- SCHWARZMEIER, J. (1981): Buntsandstein. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (3. Aufl.): 41-46, München.
- SMITH, W.H.F. & WESSEL, P. (1990): Gridding with continuous curvature splines in tension. – Geophysics, 55, 293-305.
- STETTNER, G. (1971): Die Beziehungen der kohlensäureführenden Mineralwässer Nordostbayerns und der Nachbargebiete zum rhegmatischen Störungssystems des Grundgebirges. – Geologica Bavaria, 64, München.
- STIER, P & PRESTEL, R. (1991): Der Malmkarst im süddeutschen Molassebecken – Ein hydrogeologischer Überblick. – In: BAYER. LFW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. - Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministerium für Forschung und Technologie), 12 S., München, Freiburg.
- STOBER, I. (1991): Geohydraulische Untersuchungsergebnisse. – In: BAYER. LFW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. - Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministerium für Forschung und Technologie), 18 S., München, Freiburg.
- STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. – 191 S., Stuttgart (Enke).
- STRAYLE, G., VILLINGER, E. & WERNER, J. (1982): Erfahrungen bei Geothermiebohrungen in Oberschwaben. – Schweiz. Ing.- u. Arch.-Verein (Sia)-Dok. 59: 95-103, Zürich.
- TABERG (2000): Aufsuchung und Erschließung von Erdwärme zu gewerblichen Zwecken im Erlaubnisfeld „Bad Windsheim – Erkenbrechtshofen“. - Abschlussbericht im Auftrag des Zweckverbandes Kurzentrum Bad Windsheim (unveröffentlicht).
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953 – 1960. – Geologica Bavaria, 54, 92 S.; München.
- UDLUFT, P. (1979): Das Grundwasser Frankens und angrenzender Gebiete. – Steir. Beitr. zur Hydrogeol., 31, Graz.
- UDLUFT, P. (1981): Die Süß-Salzwassergrenze Süddeutschlands als Ausdruck der Grundwasser-dynamik. – Z. Dt. Geol. Ges., 132: 633-636, Hannover.
- UNGER, H.J. (1991): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 50 000, Blatt Nr. L 7538 Landshut. – 216 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).

- UNGER, H.J. (1996a): Gesteinsfolge des Molassebeckens und der inneralpinen Terräne. Östliche Vorlandmolasse und Braunkohlentertiär i.w.S. - In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. Aufl.): 168-187, München.
- UNGER, H.J. (1996b): Tektonik. Molassebecken. - In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. Aufl.): 265-266, München.
- UNGER, H.J. (1999): Die tektonischen Strukturen der bayerischen Ostmolasse. - Documenta naturae, 125: 1-16, München.
- WAGNER, R. & SCHWARZENHÖLZER, W. (1978): Nutzbare Ablagerungen. Erdöl und Erdgas. - In: Jerz, H.P. & Wagner, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7927 Amendingen, S. 84-90, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WATEC (1988): Gewinnung von Erdwärme aus dem Tiefbrunnen auf Flurst.-Nr. 3973/4-6, Gemarkung Regensburg. – Antrag auf Bewilligung im Auftrag der Regensburger Badebetriebe GmbH (unveröffentlicht).
- WATEC (1991): Ergebnisse aus dem Langzeitpumpversuch Thermalwasserbohrung der Stadt Weiden. – Gutachten im Auftrag der Stadtwerke Weiden (unveröffentlicht).
- WATEC (1992): Hydrogeologische Begutachtung der Therme II Bad Göggging einschließlich Auswertung der Pumpversuche. – Gutachten im Auftrag des Zweckverbandes Bad Göggging (unveröffentlicht).
- WEISE, S., WOLF, M., FRITZ, P., RAUERT, W., STICHLER, W., PRESTEL, R., BERTLEFF, B. & STUTE, M. (1991): Isotopenhydrologische Untersuchungen im Süddeutschen Molassebecken. – In: BAYER. LfW & LGRB [Hrsg.]: Hydrogeothermische Energiebilanz und Grundwasserhaushalt des Malmkarstes im süddeutschen Molassebecken. – Schlussbericht zum Forschungsvorhaben 03E-6240 A/B (im Auftrag des Bundesministerium für Forschung und Technologie), 104 S., München, Freiburg.
- WENDEROTH, F. (1998): Dreidimensionale Modellierung geohydrothermaler Prozesse zur Beurteilung von Aquiferen hinsichtlich ihrer wirtschaftlichen Nutzbarkeit. – STR98/15, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- WESSEL, P. & SMITH, W.H.F. (1995): A new version of the Generic Mapping Tools (GMT). – Eos Trans. AGU, 76(33): 329.
- WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTNER, G. & TAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geol. Rdsch., 65: 512-525, Stuttgart.
- WOLFF, G. (1988): Erläuterungen zu Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Blatt Nr. 6623 Ingelfingen, Stuttgart (LGRB).
- WROBEL, J.-P. (1992): Die Thermalwassererschließungsbohrung Rodach 2/1988. – Geol. Jb., C 60: 3-35, Hannover.
- WROBEL, J.-P., FRITZER, T., MIKULLA, C., SCHULDES, D. & SUCKOW, A. (2002): Forschungsbohrung Altdorf bei Landshut/Niederbayern – Erkundung einer geothermischen Anomalie im Bereich des Landshut-Neuöttinger-Hochs. – Grundwasser, 7 (1): 14-24, Heidelberg.

Anhang

Genehmigungsverfahren

Die Erkundung, Erschließung und Nutzung von Thermalwasser für energetische und balneologische Zwecke unterliegt in der Bundesrepublik Deutschland den Bestimmungen des Bergbaugesetzes (BBergG) vom 13. August 1980 (zuletzt geändert am 21. August 2002), da im Sinne dieses Gesetzes Erdwärme (und Sole) als bergfreie Bodenschätze gelten (§ 3 Abs. 3 Satz 2 BBergG).

Bergfrei bedeutet, dass sich das Eigentum an einem Grundstück nicht auf eventuell im Bereich dieses Grundstücks befindliche Bodenschätze erstreckt. Wer in einem bestimmten Gebiet (Aufsuchungsfeld) einen bestimmten bergfreien Bodenschatz erkunden (aufsuchen) will, benötigt hierfür eine bergrechtliche Erlaubnis; wer diesen Bodenschatz abbauen (gewinnen) will, benötigt eine bergrechtliche Bewilligung oder das Bergwerkseigentum (§ 6ff BBergG). Hierbei handelt es sich um Rechtstitel, die dem Inhaber das ausschließliche Recht zum Aufsuchen und Gewinnen von Erdwärme im jeweiligen Feld einräumen.

Die Entscheidung, ob ein Geothermieprojekt tatsächlich bergrechtliche Relevanz besitzt, bleibt jedoch der von landesspezifischen Gesichtspunkten geprägten Verwaltungspraxis der Länderbergbehörden vorbehalten (SCHULZ 2003, BUND-LÄNDER-AUSSCHUSS BERGBAU 2003). In Bayern wird gegenwärtig die Geringfügigkeitsschwelle bei einer installierten Wärmeleistung von 0,2 MW gesehen. Darüber hinaus gibt es nach § 4 Abs. 2 Nr. 1 BBergG Ausnahmen vom Gewinnungsbegriff (bauliche Nutzung). Bohrungen, die „mehr als hundert Meter in den Boden eindringen sollen“, sind jedoch nach § 127 BBergG in jedem Falle der zuständigen Bergbehörde anzugeben.

Der Geltungsbereich des BBergG erstreckt sich auf das Aufsuchen und die Gewinnung von Erdwärme einschließlich der Weiterleitung des Thermalwassers bis zu einer geeigneten Schnittstelle wie z.B. einem Wärmetauscher. Die eigentliche Nutzung der Erdwärme in einem Thermalbad, einer geothermischen Heizzentrale oder in einem Erdwärmekraftwerk ist einer Weiterverarbeitung gleichzustellen (§ 4 Abs. 3 BBergG) und unterliegt damit gemäß § 2 BBergG nicht dem Bergrecht.

Die bergrechtliche Erlaubnis zur Aufsuchung von Erdwärme sowie die bergrechtliche Bewilligung zur Gewinnung von Erdwärme wird in Bayern vom Bayerischen Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie (StMWIVT) erteilt. Für die weiteren berg- und wasserrechtlichen Genehmigungsverfahren (Betriebsplan- und Wasserrechtsverfahren) sind die Bergämter Nordbayern (Bayreuth) bzw. Südbayern (München) zuständig. Die Bergbehörde bezieht in einem Beteiligungsverfahren die von dem jeweiligen Projekt berührten Behörden (insbesondere die Wasserwirtschaftsverwaltung sowie die Naturschutzbehörde) mit ein.

Der Ablauf der Genehmigungsverfahren für eine Thermalwassererschließung in Bayern stellt sich wie folgt dar:

Phase 1: Aufsuchung

1. Bergrechtliche Erlaubnis zum Aufsuchen von Erdwärme zu gewerblichen Zwecken (Voraussetzung für alle weiteren Genehmigungsverfahren und Arbeiten) Zuständige Behörde: StMWIVT
Rechtsgrundlage: § 7 in Verbindung mit § 3 Abs. 3 BBergG
Antragsteller: Auftraggeber
2. Bergrechtliches Betriebsplanverfahren (Sonderbetriebsplan für die Herstellung des Sammelbohrplatzes oder der Bohrplätze)
Zuständige Behörde: Bergamt
Rechtsgrundlage: § 51 in Verbindung mit § 3 Abs. 3 BBergG
Antragsteller: Auftraggeber in Zusammenarbeit mit dem Bohrkontraktor
3. Bergrechtliches Betriebsplanverfahren (Sonderbetriebsplan für das Niederbringen der Bohrungen)
Zuständige Behörde: Bergamt
Rechtsgrundlage: § 51 in Verbindung mit § 3 Abs. 3 BBergG
Antragsteller: Auftraggeber in Zusammenarbeit mit dem Bohrkontraktor
4. Immissionsschutzrechtliche Genehmigung (zur Durchführung von „ruhestörenden“ Arbeiten in der Zeit von 22 – 7 Uhr)
Zuständige Behörde: Bergamt
Rechtsgrundlage: Art. 11 Abs. 4 BayImSchG
Antragsteller: Bohrkontraktor
5. Gewerbliche Genehmigung für Sonn- und Feiertagsarbeit
Zuständige Behörde: Bergamt
Rechtsgrundlage: § 105 der Gewerbeordnung in Verbindung mit § 1 Abs. 2 ASiV
Antragsteller: Bohrkontraktor
6. Wasserrechtsverfahren (Wasserrechtliche Erlaubnis zum Entnehmen und Zutageleiten von Tiefenwasser und ggf. zum Einleiten in die Vorflut)
Zuständige Behörde: Bergamt
Rechtsgrundlage: § 2 WHG in Verbindung mit Art. 75 Abs. 4 BayWG Antragsteller: Auftraggeber
7. Bergrechtliches Betriebsplanverfahren (Sonderbetriebsplan für die Inproduktionssetzungsarbeiten (Pumpversuche und ggf. Stimulationsmaßnahmen))
Zuständige Behörde: Bergamt
Rechtsgrundlage: § 51 in Verbindung mit § 3 Abs. 3 BBergG
Antragsteller: Auftraggeber in Zusammenarbeit mit dem Bohrkontraktor
8. Bergrechtliches Betriebsplanverfahren (Sonderbetriebsplan nach Abschluss der Bohr- und Untersuchungsarbeiten (Rückbau und Kultivierung))
Zuständige Behörde: Bergamt
Rechtsgrundlage: § 51 in Verbindung mit § 3 Abs. 3 BBergG
Antragsteller: Auftraggeber

Phase 2: Gewinnung

1. Bergrechtliche Bewilligung zur Gewinnung von Erdwärme (Voraussetzung für alle weiteren Genehmigungsverfahren und Arbeiten)
Zuständige Behörde: StMWIVT
Rechtsgrundlage: § 8 in Verbindung mit § 3 Abs. 3 BBergG
Antragsteller: Auftraggeber
2. Bergrechtliches Betriebsplanverfahren (für die technischen Einrichtungen zum Gewinnen von Erdwärme)
Zuständige Behörde: Bergamt
Rechtsgrundlage: § 51 in Verbindung mit § 3 Abs. 3 BBergG
Antragsteller: Auftraggeber
3. Wasserrechtsverfahren (Wasserrechtliche Erlaubnis bzw. Bewilligung zum Entnehmen, Zutageleiten und Wiedereinleiten von Tiefenwasser (im Dauerbetrieb))
Zuständige Behörde: Bergamt
Rechtsgrundlage: § 2 WHG in Verbindung mit Art. 75 Abs. 4 BayWG
Antragsteller: Auftraggeber

Weitere Auskünfte erteilt:

• **zu bergrechtlicher Erlaubnis und Bewilligung**

Bayerisches Staatsministerium für
Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie
Referat „Bergwesen, mineralische Rohstoffe und Bergaufsicht“
Prinzregentenstr. 28
80538 München
Tel.: 0 89 / 21 62 – 24 51
Fax: 0 89 / 21 62 – 34 51
E-mail: rainer.zimmer@stmwivt.bayern.de

• **zu berg- und wasserrechtlichen Genehmigungsverfahren**

Bergamt Nordbayern
Regierung von Oberfranken
Postfach 11 01 65
95420 Bayreuth
Tel.: 09 21 / 6 04 – 13 89
Fax: 09 21 / 6 04 – 13 97
E-mail: christopher.dammer@reg-ofr.bayern.de

Bergamt Südbayern
Regierung von Oberbayern
Maximilianstraße 39
80538 München
Tel.: 0 89 / 21 76 – 21 12
Fax: 0 89 / 21 76 – 24 38
E-mail: bergamt@reg-ob.bayern.de

Hinweis

Diese Druckschrift wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit der Bayerischen Staatsregierung herausgegeben. Sie darf weder von Parteien noch von Wahlwerbern oder Wahlhelfern im Zeitraum von fünf Monaten vor einer Wahl zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für Landtags-, Bundestags-, Kommunal- und Europawahlen. Missbräuchlich ist während dieser Zeit insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken und Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist gleichfalls die Weitergabe an Dritte zum Zwecke der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die Druckschrift nicht in einer Weise verwendet werden, die als Parteinahme der Staatsregierung zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte. Den Parteien ist es gestattet, die Druckschrift zur Unterrichtung ihrer eigenen Mitglieder zu verwenden.

Die Daten für diese Druckschrift und die beiliegende CD wurden mit größter Sorgfalt zusammengestellt, dennoch kann keine Gewähr für die Richtigkeit, Vollständigkeit, Konsistenz und Genauigkeit der Daten übernommen werden. Das Bayerische Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie haftet insbesondere nicht für Schäden des Beziehers oder Dritter, die sich aus der Installation von Programmen oder der Anwendung der Daten ergeben.

Copyright

Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, Verkehr und Technologie
Prinzregentenstraße 28
80538 München

Das Werk einschließlich des gesamten Kartenmaterials ist urheberrechtlich geschützt. Dies gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Bearbeitung in elektronischen Systemen. Jede Verwertung außerhalb der Grenzen des Urheberrechts ist ohne die Zustimmung des Bayerischen Staatsministeriums für Wirtschaft, Infrastruktur und Technologie unzulässig, strafbar und verpflichtet zu Schadenersatz, auch gegenüber den an der Erstellung des Werks und des Kartenmaterials beteiligten Dritten.

Inhalt der CD-ROM

Die CD-ROM enthält Karten zur Verbreitung, Tieflage und Mächtigkeit der potenziellen Thermalwasseraquifere in Nord- und Südbayern. Der Darstellungsmaßstab beträgt 1:500.000 in Nord- und 1:250.000 in Südbayern. Darüber hinaus sind auf der CD-ROM Temperaturkarten bis in Tiefen von 1.500 m unter Gelände in Nordbayern und 4.000 m unter Gelände in Südbayern mit einem einheitlichen Darstellungsmaßstab von 1:500.000 enthalten.

Zu beachten ist, dass sich die Tieflinienpläne auf Normalnull beziehen; die Temperaturkarten sind hingegen auf Meter unter Gelände bezogen. Nähere Hinweise zur Interpretation der Karten sind im Textteil des Bayerischen Geothermieatlas enthalten (Kap. 1.7: Benutzungsleitfaden für den Bayerischen Geothermieatlas). Für nähere Informationen zu den Kartengrundlagen wird auf die Beschreibungen der jeweiligen Aquifere sowie auf die Beschreibung der Temperaturkarten im Textteil des Bayerischen Geothermieatlas verwiesen.

Die Karten sind auf der CD-ROM zum einen im pdf-Format (mit Acrobat Reader zu öffnen) und zum anderen als georeferenzierte Karten im pmf-Format (mit ArcReader zu öffnen) enthalten.

Bitte unbedingt die Hinweise in der Benutzerhilfe auf der CD-ROM beachten!