

4 Thermalwässer im Wiener Becken

4.1 Die Warmwassersysteme in den Randabschnitten des südlichen Wiener Beckens

(G. WESSELY)

4.1.1 Grundlagen

An Unterlagen liegen dieser Darstellung Tiefbohrerergebnisse, seismische und gravimetrische Interpretationen, chemische, physikalische und petrophysikalische Analysen aus veröffentlichten OMV-Informationen, Bäderunterlagen, Kartierungsergebnisse und geologische Modellvorstellungen zugrunde, aufgelistet im Literaturanhang (BRIX & SCHULTZ, 1993; KRÖLL et al., 1993; WESSELY, 1983; WESSELY et al., 2006; ZÖTL & GOLDBRUNNER, 1993). An Bohrergebnissen sind im Einzelnen jene aus folgenden Bohrungen anzuführen:

- Hochscholle: Laaerberg 1, Favoriten T1, St. Marx 1, Oberlaa 1–8, Th1, Th2, Schwechat 1, Johannesberg 1–3, Kledering 1–3, VOC 1, St. Marx 1, Laxenburg 1, 2, Trumau 1, Moosbrunn W1, Himberg 1–3, Ost 1, Tattendorf 1, Sollenau 1.
- Zwischenstaffel: Kaisermühlen 1, Hirschstetten 4, 4a.
- Ostrand: Stopfenreuth U1, Maria Ellend 1, Orth 1.
- Ausgewählte Bohrungen mit Temperatur- und Salinitätsangaben: Berndorf 1, Laaerberg 1, Laxenburg 2, Schwechat 1, Himberg 1, Tattendorf 1, Sollenau 1, Stopfenreuth U1, Regelsbrunn 1, Weigelsdorf 1.

Die Informationen aus Seismik und Gravimetrie wurden bei der Erstellung von geologischen Karten und Profilen berücksichtigt. Geologische und hydrologische Modelle wurden schrittweise im Laufe der im Wesentlichen seit 1983 in intensiverer Form laufenden Studien erarbeitet.

4.1.2 Tektonische Übersicht über das südliche Wiener Becken

Das südliche Wiener Becken gliedert sich strukturell in eine Hoch- und eine Tiefscholle, voneinander getrennt durch das Leopoldsdorfer Bruchsystem (Tafel 1, 2a, 2b, 3). Die Hochscholle (Mödlinger Scholle) besteht aus der nordwestlichen seichten Randzone, durchzogen von randparallelen Brüchen, der Liesinger Mulde als nächstfolgende beckenwärtige Einsenkung und den Hochzonen von Oberlaa–Laxenburg. Die Tiefen der Neogenbasis reichen bis maximal -1.200 m ü. A. Im Hoch von Laxenburg steigt sie bis -180 m ü. A. an.

Der N–S streichende Leopoldsdorfer Bruch ist ein synsedimentärer Bruch, der bereits ab dem Karpatium wirksam war. Er besteht aus einem Hauptbruch und

einigen vorgelagerten Staffelbrüchen. Das etwa 50–60° gegen Osten einfallende Bruchsystem erreicht eine Sprunghöhe von 4.000 m. Beherrschendes Element der anschließenden Tiefscholle ist das Schwechater Tief (Tafel 2b, 3), in dem die Oberkante des Beckenuntergrundes bis über -5.000 m ü. A. abgesenkt ist. Gegen Osten steigt sie in das Enzersdorfer Hoch bis auf etwa -2.000 m ü. A. an, sodann zieht sich SW–NE streichend eine bis in jüngste Zeit wirksame Grabenzone durch, der die Senken von Wiener Neustadt, Mitterndorf und Lasseer angehören (Tafel 3). Diese Zone ist auf eine sinistrale Blattverschiebung zurückzuführen, die ein Bruchmuster in Form einer negativen flower structure bewirkt (Tafel 2b: Profil 7). Dieses Element beherrscht dann nahezu zur Gänze den Südabschnitt des südlichen Wiener Beckens. Im Südosten schließt die südöstliche seichte Randzone an.

4.1.3 Speichergesteins- und Abdichtungsverhältnisse

Alpines Stockwerk

Im alpinen Stockwerk haben Karbonate, vor allem Dolomite, eine ausschlaggebende Bedeutung als Speichergesteine. Sie besitzen vorwiegend Kluffporosität, oberflächennah auch Hohlraumbildung aus Verkarstung. Die Matrixporosität ist im Allgemeinen sehr gering. Bei den Dolomiten handelt es sich um Wettersteindolomit und Hauptdolomit. Die Porositätswerte liegen meist unter 7 %. Bei Dolomitierungen von riffoiden Biohermen, wie sie der Wettersteindolomit oft aufweist, kann durch das Durchschimmern der ursprünglichen Struktur noch Matrixporosität hinzutreten. Die Durchlässigkeit ist in geklüfteten Dolomiten bei Vernetzung der Klüfte hoch. Entlang von Störungen gibt es Zonen hoher Porosität, die Bewegungsfläche selbst ist durch Kataklyse zwar auch porös, aber weniger durchlässig.

Die große Mächtigkeit der Dolomitkörper ermöglicht die Speicherung hoher Volumina an Wasser. Die Kalke sind im Wesentlichen durch Kalzitverheilung der Klüfte dicht, doch können sie infolge besserer Löslichkeit durch Oberflächenwässer in verschiedenem Ausmaß Verkarstungen entlang von Störungen aufweisen, die hohe Wegsamkeiten ermöglichen. Das Speichervermögen von Wasser ist zwar vergleichsweise nicht so hoch wie beim Dolomit, doch kann dies bei starker Verkarstung wettgemacht und der Durchfluss unverhältnismäßig höher sein. Neben mächtigen Mittel- und Obertriasalken, wie Wettersteinkalk oder (begrenzt) Dachsteinkalk, können Jurakalke, wie Hierlatz Crinoidenkalk, noch eine Rolle spielen. Hornsteinkalke (z.B. Lias Hornsteinkalk) und Radiolarite werden nur für kleinere Mengen von Wasser heranzuziehen sein.

In den zentralalpinen/karpatischen Einheiten am Ostrand des Wiener Beckens formen mitteltriadische Dolomite mit leichter Metamorphose die maßgeblichen

Speichergesteine. Sie werden begleitet von mitteltriadischen Kalken, aber auch dolomitischen Blockbrekzien des Jura. Quarzitisches Sandsteine des „Permoskyth“ müssten bei guter Klüftung Speichereigenschaften besitzen.

Abdichtungsbedingungen bieten Gesteine aus Ton- und Mergelmateriale, stark zementierter Sandstein und Kalk, vor allem, wenn er in Wechsellagerung mit Mergelgesteinen steht. Dazu zählen viele Gesteine der Flyschzone als nordwestliche Barriere des kalkalpinen Aquifersystems und die Schiefer der Grauwackenzone als dessen südöstliche Barriere. Innerhalb der Kalkalpen reichen die Abdichtungen von den „permoskythischen“ Basisbildungen über die karnischen Kalke, Lunzer Tonsteine und Sandsteine bis zu jurassischen und unterkretazischen Mergeln. Ein effizienter, mächtiger Abdichtungshorizont ist jedoch die Füllung der Gießhübler Mulde mit ihren oberkretazisch-paleozänen Mergeln und Klastika, die eine Sperre zwischen Bajuvarischem und Tirolisch-Norischem Deckensystem mit deren Dolomitmikroporen bewirkt.

Neogenes Stockwerk

In der neogenen Füllung des südlichen Wiener Beckens sind Sandsteine und Konglomerate die üblichen Speichergesteine. Die Porositäten können je nach Kompaktions-, Zementations- oder Vermergelungsgrad von ca. 10 bis 30 % betragen. Im Gegensatz zu den Karbonaten haben sie schlechtere Durchlässigkeit, erreichen meist auch nicht geeignete Mächtigkeiten. Von den Konglomeraten tritt das Aderklaaer/Rothneusiedler Konglomerat in den Vordergrund, weil es auch größere Mächtigkeit erlangen kann. Die geeigneten Porositäts-, Permeabilitäts- und Schüttungseigenschaften wurden im Gebiet Oberlaa unter Beweis gestellt und sind bei WEBER (1967) ausführlich dargestellt. Ein weiteres Speichergestein ist der Leithakalk, wie er in Laxenburg 2 und Achau 1 erbohrt wurde und für freifließende Bedingungen gesorgt hat. Offensichtlich ist der Leithakalk verkarstet.

Die Mergelstrecken des Neogens mit Mächtigkeiten von Millimetern bis Hunderten von Metern sind gute Abdichtungsgesteine. An Brüchen herrschende Abdichtungen sind durch Verschmieren der Bruchflächen mit Mergelsubstanz bedingt.

4.1.4 Schichtinhalt und Aufbau des Neogens auf der westlichen Hochscholle und am Ostrand des südlichen Wiener Beckens

Der Schichtumfang im Neogen des südlichen Wiener Beckens reicht vom Karpatium bis in das obere Pannonium. An den Rändern des Beckens sind die Schichten in Küstenfazies entwickelt, als Strandsedimente. Vom Festland hereinreichende Flüsse liefern Schotter und Sande, die im Becken auskeilen (WESSELY et al., 2007: Abb. 17). Das Karpatium erreicht den Beckenrand nur abschnittsweise oder ist dort zum Großteil erodiert. Auch die Basis des Badeniums, vertreten durch das Rothneusiedler Konglomerat, erreicht nicht die Oberfläche und setzt erst tiefer am Hang des Beckens ein. Es

ist auch nur teilweise an Hochzonen vertreten. Während es das Oberlaaer Hoch bedeckt, fehlt es am Laxenburger Hoch. Im weiteren Verlauf des Badeniums lässt sich ein tieferer Abschnitt, die Gainfarner Brekzie, mit Kalkalpenmaterial von einem höheren, dem Badener oder Vöslauer Konglomerat, mit erhöhtem Anteil von Flyschmaterial, unterscheiden. Beide keilen rasch gegen das Becken aus (gut erkennbar in den Seismikprofilen von Vöslau, WESSELY et al., 2007). In ruhigeren Küstenbereichen und an Hochzonen im Becken, wie dem Hoch von Laxenburg, kam es zum Wachstum von Lithothamnienkalken. Gegen das Becken überwiegt schlammige Fazies, im Badenium etwa als Badener Tegel mit seiner reichmarinen Entwicklung. Bei abnehmender Salinität setzt sich diese Verteilung im Sarmatium fort (Randfazies mit Atzgersdorfer Entwicklung oder Oolithen gegen Mergel-/Sandfazies im Becken), ebenso im unteren Pannonium. Das obere Pannonium, das zwar in höheren Lagen am Beckenrand als Süßwasserkalk und als Sand erhalten ist, fehlt auf den Hochzonen von Oberlaa und Laxenburg infolge Erosion. Erst auf der Tiefscholle des Leopoldsdorfer Bruches ist es in großer Mächtigkeit in fluviatiler Fazies erhalten.

Am Ostrand des Beckens (Hainburger Berge, Leithagebirge) herrscht eine ähnliche Verteilung der Fazies wie am Westrand, mit Grobklastika oder Biohermen, je nach Küstenbeschaffenheit und mit raschem Wechsel zu Schlammfazies mit Sandeinschaltungen gegen das Becken zu.

Die Strukturverteilung im Westabschnitt des südlichen Wiener Beckens vom Beckenrand bis zum Leopoldsdorfer Bruchsystem lässt sich am besten an Hand der Strukturkarte des Beckenuntergrundes (KRÖLL et al., 1993) ablesen. Im Norden, auf der Mödlinger Scholle, schließt ostwärts an die seichtliegende Randzone die bis zu -1.400 m ü. A. absinkende streifenförmige Vösendorfer Depressionszone an, der die Reihe der Hochzonen von Oberlaa, Laxenburg und Oeynhausen folgen, wo Anstiege bis -200 m ü. A. zu verzeichnen sind. Das synsedimentäre Leopoldsdorfer Bruchsystem mit 50–60° ostwärts einfallenden Bruchflächen versetzt den Beckenuntergrund der Mödlinger Scholle bis über 5.000 m in das Schweichater Tief. Vergleichsweise geringere Sprunghöhen haben die Beckenrandbrüche, wie die Brüche von Mödling oder Baden. Der Sollenauer Bruch, in seinem Südteil ein Randbruch, streicht in seinem Nordteil gegen das Becken hinaus und läuft in den Leopoldsdorfer Bruch hinein, wobei er das Laxenburger und Oeynhausener Hoch gegen Südosten begrenzt. All diese Strukturen und Brüche sind synsedimentär, darauf gehen die oft großen Mächtigkeitszunahmen zurück.

Im Südosten der Mödlinger Hochscholle zieht das Strukturelement des Wiener Becken Transfer-Störungssystems mit seinem Bruchsystem durch, welches das Wiener Neustädter Becken mit seinem Tiefgang bis über -2.400 m ü. A. und die Mitterndorfer Senke bedingt (HINSCH et al., 2005). Das Bruchsystem hat die Form einer negativen flower structure, die Absenkung erfolgt

synsedimentär im Miozän und reicht entsprechend der andauernden Horizontalverschiebung bis in die Gegenwart, ausgedrückt auch in der rezenten Seismizität.

Quer zu diesen Strukturrichtungen läuft ein anderes System, das WNW–ESE streichende Merkensteiner Störungssystem, an der Oberfläche bestehend aus der Merkensteiner Blattverschiebung, dem Harzbergbruch und dem Gainfarnner Bruch. Von letzteren beiden ist eine während des Badeniums wirksame Absenkung bekannt. Der zeitliche Verlauf ist jedoch sicher früher anzusetzen, da die westwärtige Herausschiebung der Lindkogelschuppe mit der Merkensteiner Störung in Verbindung zu bringen sein muss. In diesem System wechseln Lateralverschiebungen mit Abschiebungen. Das Störungssystem dürfte im tieferen Untergrund, also in der Böhmisches Masse begründet sein. Es setzt sich im Untergrund des Wiener Beckens fort, bedingt auch dort südwestwärts gerichtete Abschiebungen und könnte für den Südwestabfall des Leithagebirges verantwortlich sein. Einer kompressiven Wirkung an diesem Störungssystem mit Blattverschiebungen sind vermutlich die Verfaltungen und Aufschiebungen im Pannonium von Steinbrunn zuzuschreiben (SAUER et al., 1992).

4.1.5 Der Internbau des randlichen Beckenuntergrundes in Beziehung zum Bau am alpinen Beckenrand

Der kalkalpine Untergrund der Hochscholle

Den Untergrund des Neogens des südlichen Wiener Beckens bilden von NW gegen SE die Flysch-/Klippenzone, das Kalkalpin, die Grauwackenzone und das Zentralalpin.

Die tektonischen Einheiten der Kalkalpen setzen sich im Untergrund des südlichen Wiener Beckens nordostwärts fort und bilden dort die Warm- und Mineralwasser führenden Aquifereinheiten. Die Strukturen der Oberfläche hängen über den Beckenrand hinweg mit denen des Untergrundes geologisch und hydrologisch zusammen. Die tektonischen Einheiten der ostalpinen Decken in den Nördlichen Kalkalpen im Beckenuntergrund werden folgendermaßen gegliedert:

Bajuvarisches Deckensystem

- A. Frankenfels-Decke
- B. Lunz-Decke
- C. Gießhübler Mulde

Tirolisch-Norisches Deckensystem

D. Göller-Decke, Nordzone

1. basale Schuppenzone („Basalteppich“)
2. Anninger Mulde
3. Laaerberg-Schuppenpaket (Subgöller Einheit)

Göller-Decke, Südzone

4. Badener Antiklinalkomplex
5. Rauheneckschuppe

6. Laxenburger Mulde

7. Grünbacher/Glinzendorfer Mulde

Juvarisches Deckensystem

E. Schneeberg-Decke

? Harzbergschuppe

Die strukturellen Einheiten unterscheiden sich im tektonischen Stil sowie in Mächtigkeiten und einigen spezifischen Ausbildungen des stratigrafischen Inhaltes. Im Bajuvarischen Deckensystem herrscht stärkere Verformung infolge des höheren Gehaltes an duktileren Gesteinen des Jura und der Unterkreide sowie der Position der Antiklinal- und Synklinalzonen nahe der Kalkalpenüberschiebung. Zudem sind die Strukturen der Frankenfels-Decke und vorderen Lunz-Decke nach Süden rücküberkippt. Das Tirolisch-Norische Deckensystem zeigt infolge höherer Mächtigkeiten der Triaskarbonate starrereres Verhalten. Während auf der Hochscholle des Wiener Beckens das Tirolisch-Norische Deckensystem des Öfteren erbohrt wurde, ist man bei der Verfolgung des Bajuvarischen Deckensystems auf eine Interpolation zwischen kalkalpiner Oberfläche am Beckenrand und Bohrungen in der abtreppenden Tiefscholle des Leopoldsdorfer Bruches angewiesen. Doch kann bindend über den Verlauf der Grenzen unter dem Wiener Becken geschlossen werden: St. Marx 2 markiert die Gießhübler Mulde, während die Bohrungen des Gasfeldes Hirschstetten, Kaisermühlen 1 und in weiterer nordöstlicher Folge die dichter erbohrten Bereiche Breitenlee und Aderklaa die Antiklinalzonen der Lunz-Decke vertreten.

Bajuvarisches Deckensystem, Frankenfels-Decke

Das strukturell bestimmende Element an der Oberfläche ist die Randantiklinale mit Hauptdolomit und Opponitzer Rauhacke im Kern. Als überschiebungsnaher Struktur ist es unbeständig in der Erstreckung. Als Aquifer ist es wegen vermehrter Ton- und Rauhackelagen vermutlich vermindert geeignet. Abdichtende Elemente sind Jura-/Unterkreideschichten in mergelig/kalkiger Fazies. Mergel des Aptium und Albium nehmen im Grenzbereich zur Lunz-Decke eine abdichtende Funktion ein.

Lunz-Decke

In dieser Decke sind die Höllenstein- und die Teufelsteinantiklinale von Bedeutung, da sie in den Antiklinalkernen neben Mitteltriaskalken, sandig/tonigen Lunzer Schichten und Opponitzer Kalken und Rauhacken vor allem Hauptdolomit in geeigneter Mächtigkeit enthalten. In der Hochscholle müssten die Antiklinalen in Richtung Hirschstetten und Kaisermühlen ziehen. Bedeckt sind die Kerne durch rhätische und jurassische Kalke sowie Kalke und Mergel der tieferen Unterkreide („Neokom“) der Muldenfüllungen. Als Decken- und Aquiferscheider spielt die Cenomanium-Gosauauffüllung der Gießhübler Mulde eine entscheidende Rolle.

Tirolisch-Norisches Deckensystem, Göller-Decke

Nordzone

1. Basale Schuppenzone: Die Basis der Nordzone bildet eine mächtige, in sich verformte Dichtezone aus „permoskythischen“ tonigen/sandigen, Gips führenden Ablagerungen.
2. Anninger Mulde: Die Haupteinheit der Nordzone besitzt eine Muldenform (Anninger Mulde), in der auf einer geringmächtigen Basis aus Mitteltrias und tiefer Obertrias als Hauptaquifer mächtiger Hauptdolomit, dolomitischer Plattenkalk und Kalke des Rhätiums liegen. Die geringmächtige Mitteltriasfazies geht in ihrem höheren ladinischen Teil unter dem Südabschnitt in mächtigen Wettersteindolomit und -kalk über. Im Muldenkern der Anninger Mulde lagern Schichten des Jura, teils in Beckenfazies, mit Eingleitungen von Trias- und Jurakomplexen.
3. Laaerberg-Schuppenpaket Es besteht aus etlichen Schuppen, die nur in der Bohrung Laaerberg 1 unter der Haupteinheit erfasst sind, also in ihrer Ausdehnung unsicher sind. Sie enthalten Triasdolomite, Kalke der Trias und des Jura sowie Mergelkalke der Oberkreide, die allerdings stark gestört sind.

Südzone

4. Badener Antiklinalkomplex: Südlich der Nordzone der Göller-Decke schließt sich eine Antiklinale an, die in ihrem Kern aus mächtigem Wettersteindolomit und -kalk besteht, wie er in der Lindkogelmasse vorliegt. Er wurde im untersten Abschnitt in der Bohrung Laxenburg 2 und in einer Bohrung im Bereich von Himberg erbohrt, kommt aber durch eine westvergente Aufschiebung (Rauheneckschuppe) im Stadtgebiet Baden und Umgebung zutage. Sie wurde auch im oberen Abschnitt der Warmwasserbohrung Josefsplatz 1 angetroffen. Die Rauheneckschuppe, an deren Stirne aus Wettersteindolomit die Ruine Rauheneck steht, hat sich vermutlich aus dem Badener Antiklinalkomplex durch eine westvergente Aufschiebung herausentwickelt und kommt im Stadtgebiet von Baden mit Wettersteindolomit an die Oberfläche. Dieser ist auch das Austrittsgestein der Thermalquellen. In der Bohrung Josefsplatz 1 folgen unter Wettersteinschichten, hier in detritischer Kalkfazies entwickelt, auch Reiflinger und Gutensteiner Kalk bis zu einer Tiefe von 450 m. Die geologischen Verhältnisse im Raum Baden sind angeführt bei RÖGL et al. (2008).
5. Laxenburger Mulde: Die Badener Antiklinale wird im Süden von einem steilstehenden Schenkel einer Mulde flankiert. Dieser wurde in der Bohrung Laxenburg 2 erfasst und besteht aus Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Kalken des Rhätiums. Der Hauptdolomit ist allerdings nicht so mächtig wie in der Nordzone. Gegen unten zu wurden noch geringmächtige Lunzer Schichten und Wettersteindolomit erbohrt. Nach den Ergebnissen von Laxenburg 1 und Trumau 1 und der Projektion von der Oberfläche bei Hirtenberg und Vöslau sollten die

Kalke des Rhätiums von Gosau überlagert werden. Analog der Position der Hohen Wand oder der Scholle von Hernstein als Gleitkörper des Juvavischen Deckensystems in den eingetieften Jura des Tirolisch-Norischen Deckensystems sind auch im Beckenuntergrund derartige Gleitkörper oder zumindest Blockschutt im Jura zu erwarten.

6. Grünbach-Glinzendorfer Gosaumulde: Nach dem Streichen der obertägigen Grünbacher Gosaumulde und dem, wie sie im Raum Glinzendorf vorliegt, sollte sie auch die Hochscholle queren. Nördliche Reste sind ja im Bereich Hirtenberg anzutreffen.

Juvavisches Deckensystem, Schneeberg-Decke

Die Schneeberg-Decke selbst wurde durch die Bohrungen Tattendorf 1 und Sollenau 1 in Form von mächtigem Wettersteinkalk und Wettersteindolomit erschlossen. In Tattendorf 1 liegen darunter dunkle Tonsteine, vermutlich der Lunz-Formation, sowie Dolomite der Göller-Decke.

Die Harzbergschuppe besteht ebenfalls aus tieferer Mitteltrias (obertags Reichenhaller Rauhawacke, Steinalm/Further Kalk, Reiflinger Kalk, Wettersteindolomit und -kalk (untertags nur Wettersteinschichten), wobei die letzteren das Thermalwasser von Bad Vöslau enthalten. Eine Zugehörigkeit zur Schneeberg-Decke als deren vorgeschobener Stirnteil ist in Erwägung zu ziehen, allerdings ist nicht auszuschließen, dass sie, wie die Rauheneckschuppe, noch aus der Göller-Decke heraus zu beziehen ist.

In den obertags austretenden Quellen muss das Warmwasser durch Klüfte im Vöslauer Konglomerat an die Oberfläche dringen, in den Bohrungen Bad Vöslau VI/2 und VII (Endtiefen 705 bzw. 465 m) wird es direkt aus Karbonaten der Mitteltrias gefördert (WESSELY et al., 2007).

Zentralkarpatische und zentralalpine Einheiten

Am Ostrand des Wiener Beckens erreichen im Gebiet der Hainburger Berge Kristallingesteine und eine darüber liegende leicht metamorphe Schichtfolge aus Quarziten der Untertrias sowie Mitteltriasdolomite und -kalke und darüber liegende Blockbrekzien des Jura die Oberfläche. Mit generellem Einfallen nach Westen sinkt diese Abfolge unter die Ostrandscholle des Wiener Beckens. Am Rand des Leithagebirges liegen ähnliche Verhältnisse vor. Stark zerrütteter Mitteltriasdolomit kommt über Untertriasquarzit, Verrucano und Kristallin bei Weigelsdorf an die Oberfläche. Die Bohrungen Stopfenreuth U1, Gerhaus 1, Regelsbrunn 1, Götzendorf 1 und Weigelsdorf 1 trafen diese Schichten auch im Untergrund des Wiener Beckens an.

Über diesem zentralalpinen bis karpatischen Stockwerk liegt die Grauwackenzone mit ihren dichten, schiefrigen paläozoischen Gesteinen. Das Wiener Becken Transfer-Störungssystem fällt in diesem Abschnitt mit dieser Überschiebungsgrenze des Ober- auf Unterostalpins zusammen, was möglicherweise einen Zusammenhang hat.

4.1.6 Hydrologische Systeme an den Randabschnitten des südlichen Wiener Beckens

Während im zentralen Teil des Wiener Beckens in den Aquiferen weitgehend hydrostatische Bedingungen mit gleichmäßiger Wärmezunahme mit der Tiefe entsprechend der regionalen geothermischen Tiefenstufe und chemisch erhöhte Salinitätsbedingungen herrschen, zeichnen sich die Aquifere der Randschollen, die mit den Speichergesteinen der Oberfläche in Verbindung stehen, durch Anomalien in Temperatur und Chemismus aus. Am Rand und auf den Hochzonen des Beckens treten Wässer mit überdurchschnittlich hohen Temperaturen und erhöhten Mineralisierungen auf. Der Druck, mit dem die Wässer an die Oberfläche dringen oder den sie in den Bohrungen besitzen, ist erhöht.

Für die Hochscholle des Wiener Beckens erbrachte eine Analyse der Temperatur- und Salinitätsverhältnisse in den Tiefbohrungen im Becken in Gegenüberstellung zu denen in der Bohrung Berndorf 1 (WESSELY, 1983) die Deutung eines von der Kalkalpenoberfläche eingetragenen Kaltwasserstromes, der in die Beckentiefe absinkt und dort erwärmt und mineralisiert wird. Durch die verminderte Dichte des erwärmten Wassers migriert dieses in erhöhte Positionen. Dabei spielen die dichten Gesteine der Flyschzone im Nordwesten und die Grauwackenzone im Südosten in übergeordnetem Maßstab eine lenkende Rolle. Im Besonderen aber bildet der Leopoldsdorfer Bruch eine Dichtebarrriere und lenkt das Warmwasser nach oben in die Hochzonen entlang des Bruches, wo durch die Bohrung Oberlaa Th 2 ein Teil

daraus gefördert wird. Es wird auch in benachbarte Anteile der neogenen Beckenfüllung gedrückt, wie in das Rothneusiedler Konglomerat am Oberlaaer Hoch, wo es aus der Bohrung Oberlaa Th 1 gefördert wird.

Durch den Überdruck wird ein Teil des Warmwassers unter der ebenfalls abdichtenden Neogenbedeckung an den Beckenrand zurückgepresst, wo es in Thermalquellen beispielsweise von Baden, Bad Vöslau und Bad Fischau-Brunn austritt, oder bereits aus der Tiefe dem Aquifer entnommen wird, wie in Baden durch die Bohrung Josefsplatz 1 oder in Bad Vöslau durch die Bohrungen Bad Vöslau VI/2 und Bad Vöslau VII, um einer zu oberflächennahen Kontamination aus dem Weg zu gehen. Hinzumischungen von Kaltwässern können jedoch bereits in größeren Tiefen erfolgen (Abb. 29).

Grundbedingungen für diese hydrodynamischen Zirkulationssysteme sind also ein zum Beckenrand offenes permeables System, eine größere Tiefe, in die der Kaltwasserstrom absinken kann sowie Dichtebarrrieren, die das erwärmte und mineralisierte Wasser zu den natürlichen oder künstlichen Austritten hinlenken.

Da im Kalkalpenkörper selbst Dichtezonen von unterschiedlicher Dimension auftreten, andererseits Störungssysteme Durchflussbedingungen schaffen können und auch in den Aquiferen Heterogenitäten in den Durchflussbedingungen zu verzeichnen sind, ist eine differenziertere Betrachtung der Zirkulationssysteme angebracht. Anstoß dafür bieten auch Unterschiede im Chemismus der Wässer, aber auch im Eintragsalter derselben.

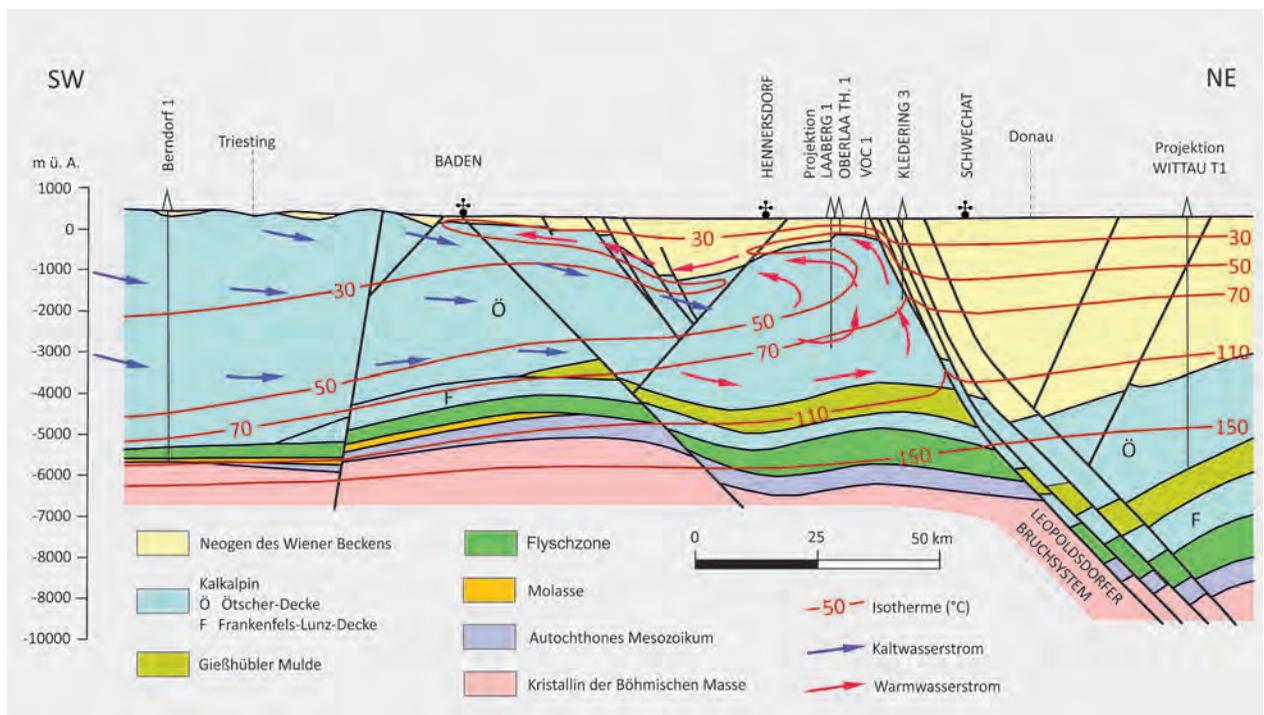


Abb. 29. Thermalwasserwalze des Wiener Beckens (verändert nach WESSELY, 1983).

Auf diese Weise kann in geologischer Hinsicht eine Trennung vom Aquifersystem des Bajuvarischen Deckensystems von dem des Tirolisch-Norischen Deckensystems vorgenommen werden. Dazwischen liegen die mächtigen Dichtezonen der Gießhübler Mulde mit ihrer oberkretazisch-paleozänen Füllung aus dichten Tonen, Mergeln und Sandsteinen und zusätzlich die aus dichtem „Permoskyth“ bestehende Basis der Göller-Decke. Hinsichtlich der Aquiferbedingungen wird wegen der Unbeständigkeit der Frontantiklinale in der Frankenfels-Decke mit dem Dolomitzug des Leopoldsdorfer Waldes diese außer Betrachtung gezogen. Von Bedeutung sind aber die beständigen Dolomitzüge der Höllensteinantiklinale und der Teufelsteinantiklinale, die ja noch im Tiefschollenbereich des Beckenuntergrundes verfolgbar sind (Tafel 1). Die Dolomitzörper erlangen zwar nicht die Mächtigkeiten wie die Dolomite im Tirolisch-Norischen Deckensystem, sie reichen aber infolge der steilen, enggedrückten, zuvorderst auch rücküberkippten Strukturen in größere Tiefen. Es besteht jedoch auf der Hochscholle kein Bohraufschluss auf diese Dolomite, erst in den abtappenden Zwischenschollen des Leopoldsdorfer Bruches wurden sie erbohrt.

Einen Hinweis auf mineralisiertes Tiefenwasser kann der Wasseraustritt der Theresienbadquelle durch ihre Temperatur von 14 °C und den SO₄ bzw. H₂S-Gehalt geben, womit eine Herkunft aus einem Sulfatgestein angezeigt ist, wie es für das Kalkalpin bezeichnend ist. Die Herkunft der Schwefelverbindungen wäre ohne Schwierigkeit aus tiefliegenden Anhydriten des Karniums der tieferen Obertrias (dem Ausgangsgestein der Opponitzer Rauwacke) durch thermokatalytische Prozesse zu beziehen. Das Bajuvarische Deckensystem der Hochscholle liegt zum größten Teil unter Wiener Boden.

Die Göller-Decke wird auf der Hochscholle in Übereinstimmung mit der kalkalpinen Oberfläche in geologischer Hinsicht und in Bezug auf Aquiferbedingungen in die Anninger Mulde, die Badener Antiklinalzone und die Laxenburger Muldenzone gegliedert. Aus allen drei Strukturen sind Bohraufschlüsse oder natürliche Austritte von Thermalwasser bekannt. Allen Vorkommen ist gemeinsam, dass sie Schwefelwässer führen.

Die Therme von Oberlaa fördert aus dem Hauptdolomit der Anninger Mulde, die Thermen von Baden aus dem Wettersteindolomit der Badener Antiklinalzone und aus dem Hauptdolomit an der Nordflanke der Laxenburger Muldenzone wurden in der Bohrung Laxenburg 2 große Mengen von Schwefelwasser getestet. Insofern scheinen die Vorkommen einem gemeinsamen Zirkulationssystem anzugehören, wobei angenommen werden muss, dass zwischen dem Hauptdolomit der Anninger Mulde, dem Wetterstein- und Hauptdolomit der Badener Antiklinalzone und dem Hauptdolomit an der Nordflanke der Laxenburger Mulde trotz Vorhandensein der Lunz-Formation keine effizienten Abdichtungen herrschen. Die Schwefelverbindungen sind in diesem Fall vermutlich aus den Anhydriten des tieferen Anisiums (dem Ausgangsgestein der Reichenhaller Rauwacke)

oder aus denen im „Permoskyth“ (als Ausgangsgestein der Gipse) herzuleiten. Voraussetzung ist größerer Tiefgang der Strukturen zur Ermöglichung der erforderlichen Thermokatalyse aus den Anhydriten.

Das Thermalwasser von Bad Vöslau und Bad Fischau-Brunn weist keinen sonderlichen Gehalt an Schwefelverbindungen auf. Den Aquifer in Bad Vöslau bilden nach den Bohrungen Bad Vöslau VI/2 und VII Wettersteinkalke und -dolomite der Harzbergschuppe. Die Stellung derselben ist nicht ganz geklärt. Geologisch betrachtet, könnte sie eine Herausschuppung aus der Badener Antiklinale darstellen, eine Vorgleitung der Schneeberg-Decke ist jedoch in Erwägung zu ziehen. Die Herkunft des Wassers ist am ehesten aus einer anderen Einheit als jener der Göller-Decke anzunehmen. Es scheint eine Parallele mit Wässern zu bestehen, wie sie in Bad Fischau-Brunn auftreten, oder in der Bohrung Tattendorf 1, wo Warmwasser in größerer Menge getestet wurde. Der Aquifer in dieser Bohrung ist Wettersteinkalk und -dolomit der Schneeberg-Decke. Wenn nun das Vöslauer Thermalwasser einer Gruppe aus der Schneeberg-Decke entstammt, muss eine Verbindung zu dieser bestehen. Dazu käme eine Wegsamkeit durch eine Störungzone in Frage. Diese könnte durch die Verlängerung des Merkenstein/Harzberg-Störungssystems gegeben sein, welches durch das Wiener Becken zieht. Das relativ geringere Temperaturniveau und der mangelnde Gehalt an Schwefelverbindungen ist mit der Tatsache in Einklang zu bringen, dass die Schneeberg-Decke eine relativ seichte Lage sowohl an der Oberfläche als auch auf der Hochscholle des Wiener Beckens einnimmt, sodass sie nicht in die mit der Göller-Decke vergleichbare Temperaturzone gelangen kann und auch keine Thermokatalyse stattfindet, obwohl auch an der Basis der Schneeberg-Decke Anhydrite vorhanden sind, die an der Oberfläche die Gipsvorkommen bilden. Die Tatsache, dass in analogen Gesteinen der Schneeberg-Decke, den Wettersteinkarbonaten und in der Bohrung Sollenau 1 kühles Wasser angetroffen wurde, während die Bohrung Tattendorf 1 Warmwasser getestet hat, ist auf die Position letzterer auf einer strukturellen Hochzone zurückzuführen.

Die Warmwasservorkommen am Ostrand des Wiener Beckens sind ebenfalls als das Ergebnis eines Zirkulationssystems zu deuten. Hier ist allerdings die Frage der Einspeisung nicht geklärt. Kaltwasser muss jedenfalls in größere Tiefen innerhalb des aus Mitteltriaskarbonaten und Untertriasquarziten bestehenden zentralalpin/karpatischen Aquifers absinken und kann unterhalb der dichten Grauwackenzone erwärmt hochdringen. Unter dichtem Neogen migriert es zum Beckenrand, um an der Oberfläche etwa in Deutsch-Altenburg, Leithaprodersdorf oder Mannersdorf in Thermalquellen auszutreten. In der Bohrung Stopfenreuth U1 und Regelsbrunn 1 wurde es im Karbonataquifer des Untergrundes getestet.

Als Einzugsgebiete der Thermalwässer auf der westlichen Hochscholle des Wiener Beckens sind Abgrenzungen in der Weise möglich, dass für das Bajuvari-

sche Deckensystem nur das Obertagegebiet zwischen Rhenodanubischer Flyschzone und Gießhübler Mulde in Frage kommt. Hier sind die Dolomite des Höllensteinzuges und die ausgedehnten Vorkommen westlich Perchtoldsdorf von Bedeutung. Für die Thermalwasservorkommen in der Anninger Mulde, der Badener Antiklinale und der Flanke der Laxenburger Mulde steht ein weites Feld an der Oberfläche zur Verfügung. Dieses reicht von den Hauptdolomitarealen des Anninger Massivs über die ausgedehnten Flächen der Wettersteinkarbonate des Lindkogel Massivs und des darüber liegenden Hauptdolomits bis zu den ausgedehnten Dolomitarealen der Göller-Decke südlich davon, die durch die Bohrung Berndorf 1 auch in großer Mächtigkeit nachgewiesen wurden.

Die Frage des Einzugsgebietes (recharge) des Warmwassersystems am Ostrand des Wiener Beckens stößt auf Schwierigkeiten, da die obertägigen Flächen des aufnahmefähigen Gesteins eher begrenzt sind. Zulieferung aus dem Wiener Becken Transfer-Störungssystem könnte in Erwägung gezogen werden.

4.1.7 Grenzen und Möglichkeiten der Warmwassernutzung

Wie bereits des Öfteren ausgeführt, ist die Nutzung des Warmwasservorkommens auf der westlichen Hochscholle mit Sensibilität behaftet, da die balneologische Nutzung Nachhaltigkeit erfordert. Wenn auch die Volumina der Aquifere groß sein mögen, können bevorzugte Wegsamkeiten Kaltwasserfronten in Nutzerrichtung hinlenken. Auch Druckbarrieren könnten durch Überbeanspruchung verschieden genutzter Wässer zu unliebsamer Vermischung führen. Bestehende Entnahmen sollten weiterhin in maßvoller Dimension erfolgen.

Eine großdimensionale Entnahme, die eine wirtschaftliche geothermale Energiegewinnung erfordert, ist jedenfalls zu vermeiden, ebenso soll die Anzahl der Klein-

nutzer begrenzt gehalten werden. Neuerschließungen durch Bohrungen sollten die regionalen geologisch-hydrologischen Gegebenheiten berücksichtigen und erst nach eingehendem Studium derselben erfolgen. Geologische und hydrologische Modellierungen können helfen, die Eignung angedachter Standorte festzustellen und maximale Entnahmemengen zu errechnen.

Ein noch unverritztes System (bergmännisch unberührt) könnte sich im Bajuvarischen Deckensystem der Hochscholle ergeben, allerdings sind Bohrarbeiten im Wiener Stadtgebiet mit Schwierigkeiten behaftet.

Im Tirolisch-Norischen Deckensystem könnten Modellierungen ermitteln, ob beispielsweise die anzunehmende hohe Mächtigkeit und der große Tiefgang der Wettersteinkarbonate im Gebiet Laxenburg die Möglichkeit einer maßvollen seichten Erschließung ergäbe (zahlreiche Tests in der Bohrung Laxenburg 2, Überlauf von Schwefelwasser aus dem Leithakalk in Achau 1). Oder ob die günstigen Zuflüsse und Temperaturen in der Bohrung Tattendorf 1 eine Nutzung erlauben würden, angesichts einer möglichen Verbindung zum Thermal- und Mineralwasservorkommen von Bad Vöslau.

Geologische und hydrologische Modellierungen am Ostrand des südlichen Wiener Beckens wären einen Versuch wert, wenn auch die Datenlage spärlicher ist.

4.2 Einzelne Thermalwasservorkommen im Wiener Becken

(D. ELSTER)

4.2.1 Bad Deutsch-Altenburg (NÖ)

Aktuelle Nutzung und Entwicklungsgeschichte

Die übergreifende wasserrechtliche Bewilligung für den Kurbetrieb von Bad Deutsch-Altenburg ist auf 2.703 m³/Tag festgelegt (Tab. 35). Der Schlossbrunnen dient als

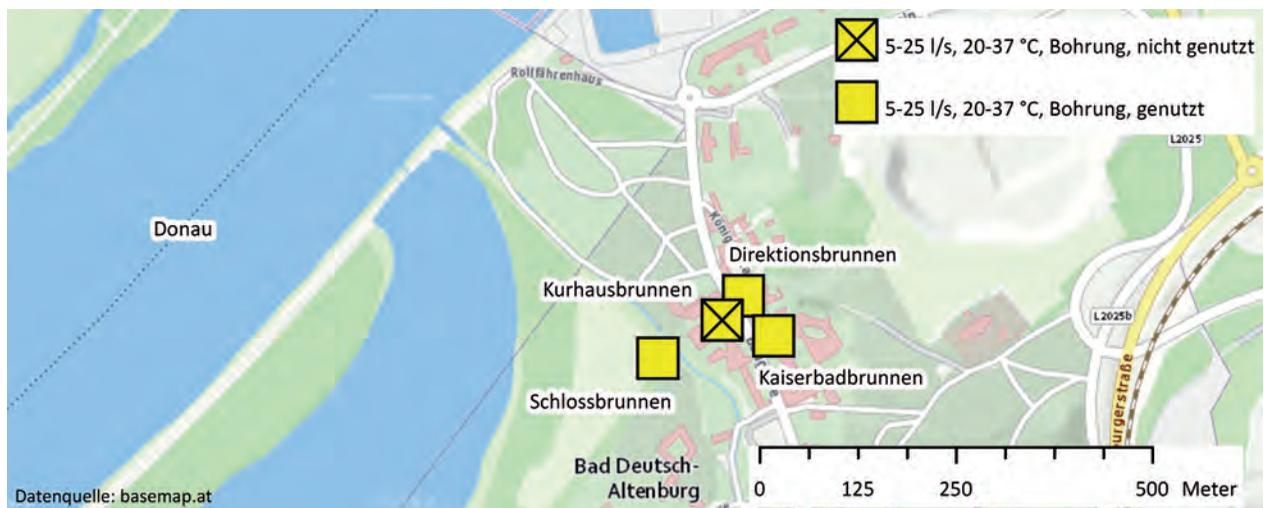


Abb. 30. Lage der Erschließungen in Bad Deutsch-Altenburg.