

THERMALP

Drei – dimensionales geothermisches Modell in Teilen der Ostalpen unter Berücksichtigung der Temperaturleitfähigkeit, der Wärmeproduktion und regionaler Grundwasserkonvektionsströme



Thermalquelle Baden bei Wien

ISBN-Online: 978-3-7001-7353-3

doi:10.1553/THERMALP

GÖTZL G¹., MOTSCHKA K.¹

Janda C.¹, Bottig M.¹, Hoyer S.¹, Brüstle A.K.¹, Zekiri F.¹,
Faber R.³, Gegenhuber N.², Schubert G.¹, Berka R.¹

¹ Geologische Bundesanstalt Wien

² Montanuniversität Leoben

³ Fa. Terramath, Wien



Anschrift des Verfassers: gregor.goetzl@geologie.ac.at

Geologische Bundesanstalt , 1030 Wien Neulinggasse 38.

Die vorliegende Studie wurde von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Programm Geophysik der Erdkruste (GdE) finanziert.

Inhaltsverzeichnis

Kurzzusammenfassung	4
1 Einleitung	1
1.1 Allgemeine Zielsetzungen der Studie THERMALP	2
1.2 Allgemeiner Forschungsansatz und Methodik	4
1.3 Allgemeine Aufgabenstellungen und Projektabwicklung	5
1.4 Aufgabenstellungen Projektjahr 2008ff.	8
2 Allgemeine Grundlagen.....	9
2.1 Thermische Transportparameter	9
2.1.1 Allgemeines	9
2.1.2 Effektive Wärmeleitfähigkeit	11
2.1.3 Effektive spezifische Wärmekapazität	15
2.1.4 Radiogene Wärmeproduktion.....	16
2.1.5 Petrophysikalische Labormessungen	16
2.1.6 Wärmetransport durch Konvektion – Péclet Analyse	19
2.2 Hydraulik und Hydrochemie	22
2.2.1 Hydraulik	22
2.2.2 Hydrogeothermometer	24
2.2.3 Isotopenhydrochemie	26
2.3 Allgemeines Thermisches Datenprocessing	27
2.3.1 Allgemeines	27
2.3.2 BHT Korrektur	28
2.3.3 Topografische Korrektur	29
2.3.4 Inverse Modellierung der oberflächennahen Wärmestromdichte	31

2.4	Geologische Modellierung mit Hilfe der Softwarepakete Geomodeller™ und GOCAD™	32
2.4.1	Softwarepaket Geomodeller™	32
2.4.2	Softwarepaket GOCAD™	33
2.4.3	Gegenüberstellung der beiden Softwarepakete	34
2.5	Geothermische Modellierung mit Hilfe des Softwarepakets Comsol Multiphysics™	36
3	Einführung in das Modellierungsgebiet im südlichen Wiener Becken	37
3.1	Einleitung	37
3.2	Geologische Übersicht	39
3.3	Hydrogeologische Übersicht.....	41
3.4	Geothermische Übersicht	44
3.5	Zusammenfassung.....	47
4	Durchgeführte Aktivitäten im Projektjahr 4	48
4.1	Untersuchungskampagnen.....	49
4.1.1	Petrophysikalische Untersuchungen	49
4.1.2	Thermische Archivrecherchen und Datenerhebungen.....	50
4.1.3	Hydrogeologische Untersuchungen im Pilotgebiet südliches Wiener Becken ..	55
4.2	Aufbereitung thermischer Basisdaten	59
4.2.1	Aufbereitung thermischer Daten	60
4.2.2	Aufbau projektspezifischer Geothermie Datenbanken	63
4.2.3	Petrophysikalische Modellierung	68
4.3	Thermisch- hydraulische Detailmodellierung im Pilotgebiet südliches Wiener Becken.....	69
4.3.1	Aufbau des geologischen 3D Modells	69
4.3.2	Aufbereitung von hydraulischen und thermischen Gesteinsmerkmalen.....	74
4.3.3	Durchführung der gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellrechnungen.....	80
4.3.4	Materialparameter und Randbedingungen	83
4.3.5	Modellkalibrierung und Modellinterpretation	85
4.4	Geothermale Zonierung des Ostalpenraums	87
4.5	Disseminationstätigkeit.....	88

5	Ergebnisse.....	89
5.1	Inhalte der Projektdatenbanken.....	89
5.1.1	Thermalp Projektdatenbank	89
5.1.2	BHT Processing Datenbank	91
5.1.3	Hydrochemie Datenbank	95
5.2	Ergebnisse der petrophysikalischen Bohrkernuntersuchungen	95
5.2.1	Wärmeleitfähigkeit.....	96
5.2.2	Spezifische Wärmekapazität	99
5.2.3	Radiogene Wärmeproduktionsrate	101
5.2.4	Gebirgsdichte (Raumgewicht) und effektive Porosität	102
5.2.5	Zusammenfassung.....	102
5.3	Pilotgebiet „südliches Wiener Becken“	104
5.3.1	Hydrogeologisches 3D Modell des Pilotgebiets	105
5.3.2	Hydrologische Untersuchungen	112
5.3.3	Wärmestromdichte	114
5.3.4	Gekoppelt thermisch hydraulische Modellierung	118
5.3.5	Thermische Bilanzen und Interpretation der hydrodynamischen Systeme am Westrand des südlichen Wiener Beckens	121
5.4	Geothermale Zonierung des Ostalpenraums	139
6	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen.....	144
6.1	Zusammenfassung.....	144
6.2	Bewertung der erzielten Ergebnisse und Schlussfolgerungen	148
	Literaturnachweis	149
	Beilagenverzeichnis	Fehler! Textmarke nicht definiert.

Kurzzusammenfassung

Die Ostalpen und deren angrenzenden Regionen stellen aufgrund des komplexen Zusammenwirkens tektonischer Prozesse (Krustenverdickung, Denudation, Sedimentation) und hydraulischer Mechanismen (Tiefenwasserzirkulation) ein lohnendes Betätigungsfeld für Geothermiker dar. Obgleich bereits seit einigen Jahrzehnten eine Vielzahl unterschiedlicher Geothermie Studien betrieben worden sind (vgl. z.B. CLARK 1961, HAENEL & ZOTH 1973, KUNZ 1978, WESSELY 1983, STARK 1989, GMEINER 1996, KAMYAR 2000, SACHSENHOFER 2001, VOSTEEN ET AL. 2003), fehlen bislang interpretierte, flächendeckende Basisdaten zum rezenten thermischen Regime. In diesem Zusammenhang liefern europäische Wärmestromkarten (vgl. z.B. CERMAK & HURTIG 1979, HURTER & HAENEL 2002) gerade für den inneralpinen Raum der Ostalpenregion generell unbefriedigende und teilweise sogar widersprüchliche Informationen über das geothermale Regime. Aus diesem Grund diente die flächendeckende geothermische Grundlagenstudie THERMALP – Geothermie der Ostalpen der systematischen Aufarbeitung geothermischer Basisdaten aus der Ostalpenregion, die in einem exemplarischen, drei-dimensionalen thermischen Modell unter Berücksichtigung der Wärmeleitung und der Konvektion verarbeitet wurden.

Die übergeordnete Zielsetzung des Projekts THERMALP lag in einer möglichst vollständigen Erfassung der geothermischen Verhältnisse im Ostalpenraum, wobei als Untersuchungsmethodik die Durchführung einer drei – dimensionalen Simulation des terrestrischen Temperaturfeldes unter Berücksichtigung diffusiver und advektiver Wärmetransportprozesse angestrebt worden ist. Das resultierende geothermische Regime setzt sich aus der Interaktion mehrerer gekoppelter Prozesse zusammen (siehe Abbildung 1). Ein vollständiges Bild ist daher nur unter Berücksichtigung möglichst aller Einflussparameter möglich. In der ursprünglichen Projektplanung war vorgesehen, den gesamten Ostalpenkörper in einem einzigen 3D Modell thermisch abzubilden, wobei besonderes Augenmerk auf den Einfluss zirkulierender Tiefenwässer gelegt werden sollte.

Nach dem als Pilotphase festgelegtem ersten Projektjahr musste jedoch akzeptiert werden, dass ein ursprünglich vorgesehenes Modell für den gesamten Ostalpenkörper nicht in der gewünschten Qualität umzusetzen sein wird.

Aus diesem Grund wurde im Rahmen eines projektspezifischen Workshop im Jahr 2006 beschlossen die gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellrechnungen in einem repräsentativen Pilotgebiet zu demonstrieren.

Im vorliegenden Berichtszeitraum der Studie Thermalp konzentrierten sich die durchgeführten Arbeiten auf:

- Die Durchführung petrophysikalischer Labormessungen zwecks Aufbaus einer systematischen Sammlung thermischer Gesteinsmerkmale.

- Die Erhebung, Auswertung und Interpretation thermischer Bohrlochdaten zur Feststellung des geothermischen Regimes im Ostalpenraum.
- Den Aufbau geothermischer Basisdatenbanken für den Ostalpenraum.
- Die Durchführung gekoppelt thermisch- hydraulischer Modellierungen im Pilotgebiet „südliches Wiener Becken“.

Im Rahmen eines projektspezifischen Kooperationsabkommens mit der Montanuniversität Leoben wurden im Rahmen von Thermalp die Gesteinsparameter (i) Wärmeleitfähigkeit, (ii) spezifische Wärmekapazität, (iii) Radiogene Wärmeproduktionsrate, (iv) Raumgewicht und (v) effektive Porosität an insgesamt 79 Proben aus Bohrkernen bestimmt. Der räumliche sowie geologische Fokus wurde hierbei auf die Umgebung des Pilotgebiets im südlichen Wiener Becken gelegt. Darüber hinaus stellen die durchgeführten Aktivitäten auch den Beginn des Aufbaus einer systematischen petrophysikalischen Datensammlung zur Erfassung des geothermischen Regimes an der Geologischen Bundesanstalt dar.

Da zu Beginn der Studie Thermalp im Ostalpenraum kaum thermische Gesteinsparameter zur Verfügung gestanden sind, wurden begleitend zur Durchführung von Labormessungen synthetische Prognosemodelle der thermischen Gesteinsparameter (i) und (ii) auf Grundlage von petrografischen Bohrkernbeschreibungen und Literaturkenndaten erstellt. Hierbei wurden effektive Modelle geologische Schichten aggregiert. Diese Modelle wurden anschließend mit tatsächlich gemessenen Laborwerten validiert bzw. korrigiert. Nach Abschluss der Labormessungen hat sich gezeigt, dass die a-priori erstellten Prognosemodelle eine Genauigkeit von ca. 90% aufweisen. Die Erfassung der Radiogenen Wärmeproduktionsrate (iii) konnte nur an 34 Proben erfolgen. Die durchgeführten Messungen ergaben heterogene Kenndaten bei einer allgemein geringen Schwankungsbreite ($5.65 \mu\text{W}/\text{m}^3$ bis $19.76 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Die Korrelation der Wärmeproduktion mit geologischen Einheiten des Wiener Beckens war aufgrund der geringen Anzahl an Messwerten noch nicht verlässlich möglich.

Die Erhebung und Auswertung thermischer Daten umfasste vorrangig Temperaturmessungen in Explorationsbohrungen der KW Industrie. Hierbei wurden korrigierte Bottom – Hole Temperaturen und Thermische Messdaten, die im Zuge hydraulischer Bohrlochtests erhoben worden sind (DST Daten) einer inversen Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte unterzogen. In Summe konnte der Wärmefluss in 435 Tiefbohrungen ausgewertet werden, wobei der räumliche Schwerpunkt bislang auf dem Wiener Becken und dessen Umgebung sowie auf dem Oststeirischen Becken liegt. Die mittlere Wärmeflussdichte liegt bei $70.91 \pm 13.51 \text{ mW}/\text{m}^2$, was etwa dem globalen Durchschnitt für kontinentale Kruste entspricht. Die geringste Wärmeflussdichte wurde hierbei im Wiener Becken ($26.94 \text{ mW}/\text{m}^2$), die Höchste im Oststeirischen Becken ($133.97 \text{ mW}/\text{m}^2$) festgestellt. Die vorliegenden Wärmeflussdaten repräsentieren Rohdaten, die keiner topografischen oder paläoklimatischen Korrektur unterzogen worden sind. Hierdurch soll ein Abbild der Summeneffekte relevanter geothermischer Transportphänomene ermöglicht werden.

Hierauf basierend wurde eine stark generalisierte, vorerst konzeptionelle Wärmeflusskarte des Ostalpenraums im Maßstab 1:2 Mio. kompiliert (siehe Abschnitt 5.4). Diese Karte ist wesentlicher Bestandteil einer ebenfalls durchgeführten qualitativen geothermalen Zonierung des Ostalpenraums, welche sich vorrangig auf die Beschreibung des Einflusses der wichtigsten geothermischen Effekte (z.B. Krustenaufbau oder thermische Konvektion) beschränkte. Zu den wesentlichen Einflussgrößen des geothermischen Regimes im Ostalpenraum zählen die Krustenverdickung in Folge der Alpenen Überschiebung im Inneralpinen Raum sowie der Einfluss des angrenzenden Pannonischen Beckens im Osten sowie Südosten Österreichs. Lokale bis regionale Effekte besitzen darüber hinaus thermische Konvektion dar, wobei hier unterschiedliche räumliche Ausbreitungsmaßstäbe beobachtet werden konnten. Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen wurde infolge der Infiltration kalter meteorischer Wässer eine massive Abkühlung des Untergrundes im regionalen Maßstab beobachtet. Im so genannten Bäderdreieck der oberösterreichischen Molasse führt hingegen Thermalwasseraufstieg und Exfiltration zu einer regionalen Erhöhung des terrestrischen Wärmeflusses. Viele, vor Allem stark ausgeprägte geothermische Anomalien, die durch den Aufstieg von Thermalwasser hervorgerufen werden, besitzen jedoch nur lokale bis regionale Ausdehnung. Hierzu sind die geothermischen Anomaliezonen im Bereich des südlichen Wiener Beckens (z.B. Wien Oberlaa oder Laxenburg) sowie inneralpine Thermen (z.B. Badgastein) zu zählen. Neben dem Aufbau Lithosphäre und konvektiven Systemen konnten im Ostalpenraum auch thermische Phänomene infolge instationärer Wärmeleitungsprozesse (thermische Signale paläoklimatischer Temperaturschwankungen sowie der vermutete Effekt der raschen Sedimentation im Wiener Becken) sowie massenadvective Phänomene (Wärmeüberschuss infolge der Denudation des Tauernfensters) beobachtet werden.

Begleitend zur Durchführung des Projekts Thermalp wurden in Summe 3 geothermische Datenbanken aufgebaut. Hierbei handelt es sich (a) um die projektspezifische Datenbank „Thermalp Projektdatenbank“ sowie um die Hilfsdatenbanken (b) „BHT Processing Datenbank“ und „Hydrochemie Datenbank“. Die Grundlage der projektspezifischen Stammdatenbank (a) bildete ein in der Eingangsphase von Thermalp ausgearbeiteter „Qualitätskriterienkatalog“ zur Beurteilung des geothermischen Regimes im Ostalpenraum. Die Stammdatenbank umfasst zu Abschluss des Projekts Thermalp in Summe 38300 Einträge zu 690 Tiefbohrungen und Thermalwasseraustritten im Ostalpenraum. Die Datenbank umfasst relevante Meta- und Kenndaten zu den Themenbereichen *Geologie*, *Petrophysik*, *Hydrologie* und *Thermik*. Die Hilfsdatenbank „BHT Processing Datenbank“ (b) dient der Durchführung der so genannten BHT (Bottom Hole Temperature) Messdatenkorrektur und beinhaltet gemessene BHT Rohdaten sowie die für die Korrektur notwendigen Dokumentationsdaten. Die Hilfsdatenbank „Hydrochemie Datenbank“ beinhaltet wiederum Rohdaten aus chemischen Wasseranalysen mit Fokus auf hydraulische Lagerstättentests. Die Hilfsdatenbanken wurden zur Verbesserung der Übersichtlichkeit der Stammdatenbank angelegt und beinhalten nicht aufbereitete Rohdaten bzw. Zwischenergebnisse. Hierdurch wurde eine der wesentlichen Prämissen in der gewählten Datenbankstrategie erfüllt, indem zu Dokumentationszwecke Rohdaten unbedingt auch elektronisch zu archivieren sind.

Die Zielsetzung der Durchführung gekoppelt thermisch- hydraulischer Modellrechnungen im südlichen Wiener Becken lag in der rechnerischen Überprüfung des von WESSELY (1983) publizierten konzeptionellen Thermalwasserzirkulationsmodells am Westrand des südlichen Wiener Beckens. Hierbei zirkuliert am Ostrand der Alpen infiltrierendes Wasser in 2 unterschiedlichen Reservoirsystemen (nördliches System: kalkalpine Decken des Tirolikums, südliches System: kalkalpine Decken des Juvavikums) bis zu einem abdichtenden Staffelbruchsystem (Leopoldsdorfer Bruch), ehe es, angetrieben durch freie Konvektion (Dichteströmung) wieder an den westlichen Rand des südlichen Wiener Beckens zirkuliert und dort an den bekannten Thermalwasseraustritten und Nutzungen an die Oberfläche tritt.

Die gekoppelt numerisch thermisch- hydraulische Modellierung basiert auf einem zuvor erstellten regionalen hydrogeologischen 3D Modells, welches mit Hilfe der Softwarepakete Geomodeller™ und Gocad™ erarbeitet worden ist. Aufgrund numerischer Restriktionen wurde hierbei ein regionaler Auflösungsmaßstab gewählt. So konnten potenzielle hydraulisch leitfähige Formationen innerhalb der als zusammenhängendes Reservoirsystem angesehenen Decken des Tirolikums und Juvavikums nicht räumlich ausgewiesen werden. Ebenso konnten in dem vorliegenden Modell nur die wichtigsten Bruchsysteme abgebildet werden, die aus hydraulischer Sicht Fließbarrieren darstellen (Leopoldsdorfer Bruchsystem und Vienna Basin Transform Fault). Lokale, sprödetektonische Brüche, die unter Umständen Fließbahnen der zirkulierenden Thermalwässer darstellen können, mussten vorerst unberücksichtigt bleiben.

Auf Grundlage von erhobenen Reservoirdaten aus den Explorationsbohrungen, die im südlichen Wiener Becken zur Verfügung gestanden sind sowie auf Grundlage der im Rahmen von Thermalp durchgeführten petrophysikalischen Labormessungen wurden generalisierte Modelle der hydraulischen und thermischen Eigenschaften des Untergrundes im südlichen Wiener Becken erstellt. Die für die gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellrechnungen notwendigen thermischen Randbedingungen (Oberflächentemperatur, basaler Wärmefluss) wurden aus vorliegenden Interpolationsfunktionen (Oberflächentemperatur) sowie aus drei zuvor ausgewerteten thermischen Bohrlochdaten abgeleitet. Die hydraulischen Randbedingungen (Infiltrationsgebiete, Wasserspiegelniveaus) wurden aus einer im Rahmen des Projekts erhoben.

Die gekoppelt thermisch- hydraulische Modellrechnungen wurden mit Hilfe des Software Pakets Comsol Multiphysics™ durchgeführt. Hierbei wurde eingangs ein rein konduktives Wärmefeld berechnet, welches anschließend iterativ durch Variation der hydraulischen Randbedingungen sowie der hydraulischen Gesteinseigenschaften an vorhandene Messdaten (Bohrlochtemperaturen, Druckbeobachtungen in Bohrungen und Brunnen) angepasst worden ist. Aufgrund des gewählten regionalen Maßstabes konnte in einigen Bereichen des südlichen Wiener Beckens, insbesondere in Arealen mit stark konvektiver Ausprägung keine Übereinstimmung zwischen dem numerischen Modell und den vorliegenden Messdaten erzielt werden. Hier wurden anschließend beobachtete Residuen einer so genannten Péclet Analyse unterzogen. Hierbei wird aus den Abweichungen der modellierten und gemessenen

Wärmeflüsse auf die Péclet Zahl (Verhältnis advektiv zu konduktiv transportierter Wärme) und in weiterer Folge auf residuale Filtergeschwindigkeiten (vertikale Komponente) der zirkulierenden Thermalwässer geschlossen. Hieraus konnte in einem abschließenden Arbeitsschritt das resultierende Geschwindigkeitsfeld der zirkulierenden Thermalwässer berechnet werden.

Zur Interpretation des Modells und kritischen Auseinandersetzung mit der Hypothese von WESSELY (1983) hinsichtlich der Thermalwassersysteme im südlichen Wiener Becken wurde die Verweildauer der vorhandenen Thermalwässer verglichen. Hierbei wurden einerseits Angaben aus empirischen isotopehydrologischen Berechnungen den Ergebnissen der numerischen Modellrechnung gegenübergestellt. Aufgrund der in erster Näherung unter Berücksichtigung des gewählten regionalen Maßstabs der aufgebauten Modelle guten Übereinstimmung konnte die Hypothese von WESSELY (1983) modellrechnerisch bestätigt werden. Hierbei wurden maximale Zirkulationsdauern der Thermalwassersysteme im südlichen Wiener Becken von ca. 20.000 Jahren bestimmt.

Abschließend wurden basierend auf den Ergebnissen der numerischen Modellierung und den zuvor durchgeführten Erhebungen der Thermalwassernutzungen thermische Bilanzen für das nördliche Thermalwassersystem im südlichen Wiener Becken durchgeführt. Einerseits wurde der natürlich in das Pilotgebiet nachfließende Wärmefluss quantifiziert und den bereits bestehenden Nutzungen gegenübergestellt. Darüber hinaus wurde versucht, den mobil infolge der Zirkulation der Thermalwässer zur Verfügung stehende Anteil des Wärmeinhalts zu quantifizieren. Dies wurde mittels eines probabilistischen Ansatzes (vereinfachte Monte Carlo Simulation) realisiert. Es konnte rechnerisch festgestellt werden, dass gegenwärtig bereits 18.5 MW_{TH} Wärme (bezogen auf eine mittlere Oberflächentemperatur von 10°C) an den bestehenden Thermalwassernutzungen genutzt werden. Dem gegenüber lässt sich der natürlich regenerierende Wärmeinhalt im Reservoirsystem bei 105.2 MW eingrenzen. Der mobil verfügbare Anteil des Wärmeinhalts wurde auf 46.3 MW geschätzt (Median der ermittelten Wahrscheinlichkeitsfunktion). Hieraus kann gefolgert werden, dass im nördlichen Thermalwassersystem gegenwärtig bereits 16% des regenerativen Wärmeinhalts sowie 40% des mobil verfügbaren Wärmeinhalts genutzt werden.

1 Einleitung

Die fortschreitende Verknappung der zur Verfügung stehenden Energieträger (sowohl fossil als auch regenerierbar) führt in Verbindung mit einem immer noch stetig wachsenden Energiebedarf zu einer verstärkten Suche nach neuen Versorgungsmöglichkeiten. Geothermische Energie bietet sich in diesem Zusammenhang als regenerierbare, nahezu emissionsfreie Ressource an. Ihr Versorgungspotenzial umfasst hierbei, je nach den zur Verfügung stehenden bzw. technisch benötigten Temperaturstufen ein breites Anwendungsspektrum, welches sowohl den Niedertemperaturbereich (Raumheizung, landwirtschaftliche Nutzung) als auch den Hochtemperaturbereich (Prozesswärme, Fernwärmenetze, Stromgewinnung) umfasst (vgl. KALTSCHMITT ET AL. 1999). In Abhängigkeit von den zur Verfügung stehenden Energieträgern (natürliches Thermalwasser, heißes nichtwasserführendes Gestein) lassen sich verschiedene Methoden zur Gewinnung geothermaler Energie anwenden (Hydrothermie, Petrothermie¹). Wesentlich für eine wirtschaftlich sinnvolle und ökologisch nachhaltige Planung geothermaler Exploration ist die bundesweite Kenntnis geothermischer Basisdaten, allem voran die Kenntnis von Gesteinstemperaturen in unterschiedlichen Tiefenniveaus.

Die Ostalpen und deren angrenzenden Regionen stellen aufgrund des komplexen Zusammenwirkens tektonischer Prozesse (Krustenverdickung, Denudation, Sedimentation) und hydraulischer Mechanismen (Tiefenwasserzirkulation) ein lohnendes Betätigungsfeld für Geothermiker dar. Obgleich bereits seit einigen Jahrzehnten eine Vielzahl unterschiedlicher Geothermie Studien betrieben worden sind (vgl. z.B. CLARK 1961, HAENEL & ZOTH 1973, KUNZ 1978, WESSELY 1983, STARK 1989, GMEINER 1996, KAMYAR 2000, SACHSENHOFER 2001, VOSTEEN ET AL. 2003), fehlen bislang interpretierte, flächendeckende Basisdaten zum rezenten thermischen Regime. In diesem Zusammenhang liefern europäische Wärmestromkarten (vgl. z.B. CERMAK & HURTIG 1979, HURTER & HAENEL 2002) gerade für den inneralpinen Raum der Ostalpenregion generell unbefriedigende und teilweise sogar widersprüchliche Informationen über das geothermale Regime. Aus diesem Grund diente die flächendeckende geothermische Grundlagenstudie THERMALP – Geothermie der Ostalpen der systematischen Aufarbeitung geothermischer Basisdaten aus der Ostalpenregion, die in einem exemplarischen drei-dimensionalen thermischen Modell unter Berücksichtigung der Wärmeleitung und der Konvektion verarbeitet wurden.

Der vorliegende Abschlussbericht der Studie THERMALP bietet eine Zusammenschau der im Bearbeitungszeitraum 2004 bis 2012 erzielten, wesentlichen Ergebnisse hinsichtlich des geothermischen Regimes im Ostalpenraum. Besonderes Augenmerk wird zudem auf die durchgeführten Aktivitäten des Projektjahres 4 (ab 2007) gelegt. Für detaillierte Behandlungen der vorangegangenen Projektaktivitäten sowie für allgemeine Grundlagen zum thermi-

¹ Der Begriff Petrothermie umfasst sämtliche Methoden, mit denen heißes, jedoch nicht oder kaum wasserführendes Gestein durch Einbringung von Oberflächenwasser stimuliert und geothermisch genutzt wird (z.B. Hot Dry Rock oder Enhanced Geothermal Systems).

schen Regime sei auf die früheren Jahresberichte zum Projekt THERMALP verwiesen (vgl. GÖTZL & MOTSCHKA 2006).

1.1 Allgemeine Zielsetzungen der Studie THERMALP

Die übergeordnete Zielsetzung des Projekts THERMALP lag in einer möglichst vollständigen Erfassung der geothermischen Verhältnisse im Ostalpenraum, wobei als Untersuchungsmethodik die Durchführung einer drei – dimensional Simulation des terrestrischen Temperaturfeldes unter Berücksichtigung diffusiver und advektiver Wärmetransportprozesse angestrebt worden ist. Das resultierende geothermische Regime setzt sich aus der Interaktion mehrerer gekoppelter Prozesse zusammen (siehe Abbildung 1). Ein vollständiges Bild ist daher nur unter Berücksichtigung möglichst aller Einflussparameter möglich. In der ursprünglichen Projektplanung war vorgesehen, den gesamten Ostalpenkörper in einem einzigen 3D Modell thermisch abzubilden, wobei besonderes Augenmerk auf den Einfluss zirkulierender Tiefenwässer gelegt werden sollte.

Nach dem als Pilotphase festgelegtem ersten Projektjahr musste jedoch akzeptiert werden, dass ein ursprünglich vorgesehenes Modell für den gesamten Ostalpenkörper nicht in der gewünschten Qualität umzusetzen sein wird. In diesem Zusammenhang wirkten folgende Aspekte einschränkend:

- Die Gebietsgröße lässt aufgrund numerischer Einschränkungen nur ein Grobmodell mit Blockgrößen im km – Bereich zu. Gemäß der Projektzielsetzung sollen zirkulierende Tiefenwässer im Rahmen der geothermischen Modellierung berücksichtigt werden. Im inneralpinen Gebirgsraum beschränken sich Zirkulationspfade im Wesentlichen auf lokale Störungs- und Kluftsysteme, welche wiederum gemäß den zuvor angeführten Blockgrößen nicht abgebildet hätten werden können.
- Die im Ostalpenraum durchgeführte Erhebung thermischer Bohrlochdaten ergab, dass im inneralpinen Raum kein ausreichender thermischer Aufschluss gegeben ist. Kalibrierungen sowie Verifikationen des erarbeiteten geothermischen Modells durch gemessene Bohrlochtemperaturen hätten nicht in einem ausreichenden Maß durchgeführt werden können.

Um dennoch eine möglichst repräsentative Erfassung der geothermischen Verhältnisse im Ostalpenraum und dessen angrenzenden Regionen gewährleisten zu können wurde nach Abschluss der Pilotphase des Projekts THERMALP beschlossen, die ursprünglich geplante Vorgehensweise hinsichtlich der nachfolgend aufgelisteten Zielsetzungen zu modifizieren:

- i. Aufbau einer systematischen, bundesweiten Datenkompilation inkl. der dazu benötigten Archivierungsinfrastruktur (projektspezifische Geothermie Datenbank) als Grundlage für ergänzende, nachfolgende Studien. Beurteilung der Datenlage im Ostalpenraum durch Definition eines Qualitätskriterienkataloges für Kenndaten zum geothermischen Regime
- ii. Exemplarische Erfassung des thermischen Regimes durch ein kleineres, jedoch überschaubares und besser auflösendes Detailmodell (3D) in einer repräsentativen Region des Ostalpenraums.
- iii. Reduktion der geometrischen Modellierungsdimension (3D → 1D) in den verbleibenden Gebieten des Ostalpenraums zur Abschätzung des regionsabhängigen geothermischen Regimes.
- iv. Zusammenfassung und Darstellung der gewonnenen Erkenntnisse im Rahmen einer verallgemeinerten geothermalen Zonierung des Ostalpenraums.



Abbildung 1: Übersicht der wesentlichen Einflussfaktoren des geothermischen Regimes unter Bezugnahme auf den geogenen Hintergrund des Ostalpenraums (entnommen aus den Präsentationsunterlagen zum Projektworkshop 2006).

Das ausgewählte Pilotgebiet der Studie THERMALP befindet sich im südlichen Wiener Becken. Diese Region verfügt über traditionell für balneologische Zwecke genutzte, sensible Thermalwässer (vgl. WESSELY 1983). Aufgrund des im Laufe der letzten Jahre stetig anwachsenden Interessens an einer energetischen Nutzung natürlicher Thermalwässer zu Heizzwecken und zur Stromgewinnung sind die zuvor angesprochenen balneologischen Thermalwassernutzungen (z.B. Baden bei Wien, Bad Vöslau etc.) zunehmend gefährdet, zumal bei einer unsachgemäßen Planung und Bewirtschaftung der vorhandenen Thermalwasserreservoirs durch zusätzliche Nutzungen das Risiko einer Überproduktion und der damit verbundenen Verringerung in Schüttung und Austrittstemperatur bestehender Nutzungen gegeben ist. Aus diesem Grund wurde im Jahr 2008 ein Kooperationsabkommen zwischen der Geologischen Bundesanstalt und dem Amt der Niederösterreichischen Landesregierung angebahnt, welches im Jänner 2009 in Kraft getreten ist. Dieses Abkommen sah den Ausbau des im Rahmen des Projekts THERMALP zu erstellenden geothermischen Modells des südlichen Wiener Beckens durch vertiefende Aufgabenstellungen vor, die wiederum vom Amt der Niederösterreichischen Landesregierung finanziert werden. Diese Zusatzarbeiten umfassen zum Beispiel die Durchführung hydrologischer Studien im südlichen Wiener Becken zur Verbesserung der Formulierung hydraulischer Randbedingungen der thermischen Simulation, oder vertiefende geologische Studien zur Verbesserung des geometrischen Aufbau des 3D Modells. Diese ursprünglich im Rahmen der Studie THERMALP avisierten Aktivitäten mussten aufgrund von Budgetlimitierung deutlich reduziert werden. Aufgrund von Synergien durch das zuvor angesprochene Abkommen konnte die Aussagekraft und Qualität des thermisch- hydraulischen 3D Modells für das südliche Wiener Becken deutlich gesteigert werden. Aufgrund einer verzögerten Beauftragung konnte jedoch der ursprünglich avisierte Projektabschluss mit Juli 2008 zeitlich nicht mehr eingehalten werden und verschob sich letztendlich auf Ende 2012.

1.2 Allgemeiner Forschungsansatz und Methodik

Der allgemeine Forschungsansatz der Studie THERMALP sah die Abbildung des geothermischen Regimes mit Hilfe einer stationären gekoppelt thermisch- hydraulischen 3D-Simulation auf Grundlage der Finite Elemente Methode vor. Die Eingangsdaten der 3D-Modellrechnungen wurden mit Ausnahme thermischer Gesteinsmerkmale (Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität und radiogene Wärmeproduktionsrate) aus bestehenden Literaturquellen sowie aus bestehenden Unterlagen der Erdölindustrie entnommen.

Im Gegensatz zu vielen aktuellen Geothermie Studien konnte hierbei nicht auf seismische Eingangsdaten zurückgegriffen werden. Zudem sind die zur Verfügung gestandenen thermischen Bohrlochdaten (vorrangig aus Kohlenwasserstoff Erkundungsbohrungen) nur mäßig dokumentiert und räumlich heterogen verteilt. Letzteres gilt auch für bohrlochgeophysikalische und bohrlochhydraulische Kenndaten (z.B. Gebirgsdichte, Porosität oder hydraulische Permeabilität). Aus diesem Grund wurde im Rahmen der Studie THERMALP ein Ansatz gewählt, der eine iterative Anpassung der physikalischen Gebirgsparameter im Rahmen der

Modellrechnung erlaubte. Zu diesem Zweck wurden die Ergebnisse der Modellrechnung (vorrangig modellierte Formationstemperaturen) tatsächlich gemessenen Temperaturen gegenübergestellt und somit die Modellierung invers angepasst. Nicht korrigierbare Residuen zwischen beobachteten und modellierten Gebirgstemperaturen wurden anschließend in die Interpolation der Ergebnisse miteinbezogen.

Großtektonische Einflüsse des Krustenaufbaus im Alpenraum und deren Einfluss auf das rezente geothermische Regime der Ostalpen waren nicht zentraler Forschungsgegenstand der Studie THERMALP und wurden deshalb weitgehend unberücksichtigt gelassen.

Um eine vereinfachte geothermische Zonierung des Ostalpenraums zu ermöglichen wurde das geothermische Regime in ausgewählten Tiefbohrungen außerhalb des Modellierungsgebiets im südlichen Wiener Becken mittels inverser 1D – Fourier Analyse untersucht (vgl. Abschnitt 2.3.4). Diese Untersuchungen lieferten Beiträge der oberflächennahen Wärmestromdichte der jeweils untersuchten Tiefbohrungen unter Vorgabe eines rein konduktiven Wärmetransports.

Die Interpretation der erzielten Ergebnisse hinsichtlich des Einflusses von Advektion erfolgte durch Anwendung so genannter Péclet Analysen (vgl. Abschnitt 4.3.5).

1.3 Allgemeine Aufgabenstellungen und Projektabwicklung

Die übergeordnete Zielsetzung des Projekts THERMALP bestand in einer systematischen, modellrechnerischen Erfassung des geothermischen Regimes im Ostalpenraum. Zumal vor Projektbeginn noch nicht feststand, in welcher Qualität und in welchem Deckungsgrad geothermisch relevante Eingangsdaten im Ostalpenraum zur Verfügung stünden, wurde nachfolgend beschriebener, genereller Projektlauf gewählt:

Projektphase 1: Pilotphase des Projekts [Projektjahr 1]

Im Zuge des ersten Projektjahres wurden Metainformationen zu potentiellen Datenquellen geothermischer Information (Bohrungen, untertägige Messungen) erhoben. Dies beinhaltete vor Allem die systematische Kontaktaufnahme zu potentiellen Dateneinhabern (Öffentliche Stellen, Privatunternehmen). Der wesentliche Meilenstein der Pilotphase bestand in der Beantwortung der grundsätzlichen Frage, ob eine thermisch-hydraulische Simulation des gesamten Ostalpenabschnitts aus numerischer und gemäß der zur Verfügung stehenden thermischen Eingangsdaten überhaupt durchführbar ist. Zu diesem Zweck wurde im Rahmen der Pilotphase in Zusammenarbeit mit Kollegen der Forschungsgesellschaft Joanneum Research (Projektpartner) ein Qualitätskriterienkatalog zur Beurteilung geothermischer Datenquellen erarbeitet. Wie bereits eingangs dieses Abschnitts angesprochen worden ist, hat sich herausgestellt, dass ein überregionales Gesamtmodell gemäß der gesetzten Aufgabenstellung nicht sinnvoll durchführbar ist (vgl. Abschnitt 1.1).

Projektphase 2: Datenerhebungsphase [Projektjahre 2 und 3]

Im Rahmen der Projektphase 2 wurde eine bundesweite, systematische Erhebung geothermischer Basisdaten durchgeführt. Begleitend hierzu wurde eine geothermische Datenbank auf Grundlage eines Qualitätskriterienkataloges entworfen (vgl. Abschnitt 5.1). Diese Datenbank, welche sowohl Metaangaben (Datenquellen, Literaturangaben) als auch spezifische Kenndaten (Geologie, Hydrologie, Petrophysik und Thermik) enthält, stellt die erste bundesweit verfügbare geothermische Datenkompilation dar. In einem abschließenden Schritt wurde auf Grundlage der erhobenen Metainformationen zu geothermischen Datenquellen eine Evaluierung der Datenlage durchgeführt. Diese Evaluierung führte zu einer als Meilenstein der Projektphase 2 definierten Auswahl eines repräsentativen Modellierungsgebiets im Bereich der Ostalpen, in welchem die Methodik der gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellierung auf Grundlage der numerischen Finite Elemente Simulationstechnik (vgl. Abschnitt 1.2) erprobt werden sollte. Die Auswahl des späteren Modellierungsgebiets (siehe auch Abbildung 2) erfolgte im Rahmen eines projektspezifischen Workshops, der im Dezember 2006 an der Geologischen Bundesanstalt abgehalten worden ist. Dieser Workshop bildete zugleich den Abschluss der Projektphase 2.

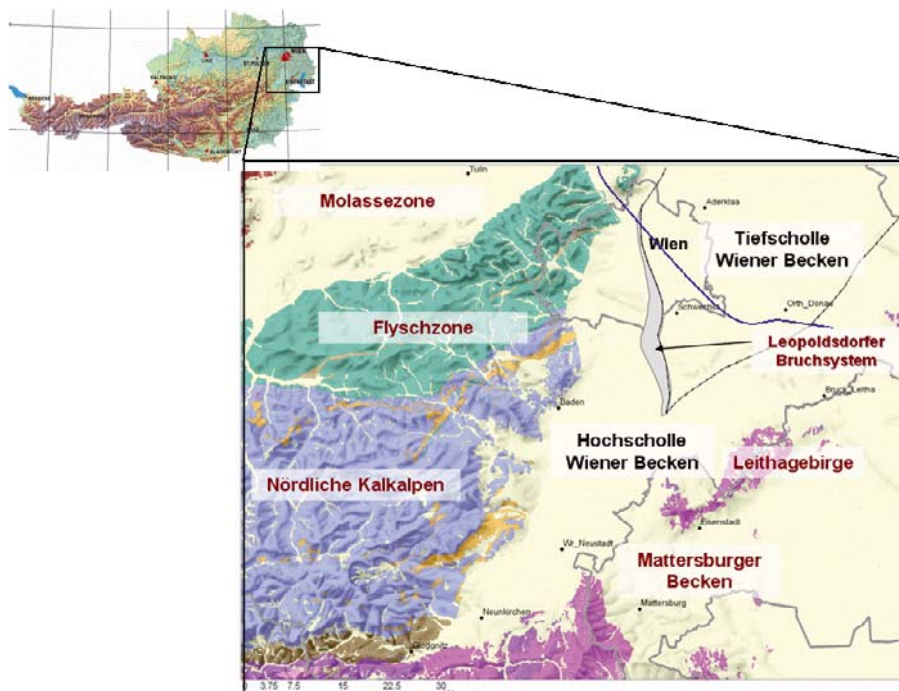


Abbildung 2: Lageplan des Modellierungsgebiets „Südliches Wiener Becken“ (gekoppelt thermisch-hydraulische 3D Simulation auf Grundlage der Finite Elemente Methode)

Projektphase 3: Modellierungs- und Interpretationsphase [Projektjahre 3 und 4ff.]

Die Aktivitäten der Projektphase 3 konzentrierten sich im Wesentlichen auf das zuvor ausgewählte Modellierungsgebiet im südlichen Wiener Becken sowie auf ausgewählte Tiefbohrungen aus dem Ostalpenraum, die eine modelltechnische Betrachtung des geothermischen Regimes erlauben (ein-dimensionale Modellierung des geothermischen Regimes). In einem ersten Bearbeitungsschritt wurde eine systematische Erhebung relevanter Eingangsdaten der geothermischen Modellierungen absolviert. Im Zuge dieser Bearbeitungsphase wurden zudem Zusatzuntersuchungen durchgeführt. Diese beinhalteten petrophysikalische Messungen zur Bestimmung thermisch relevanter Gesteinsparameter (Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität, radiogene Wärmeproduktionsrate, Porosität, Gesteinsdichte). Diese Messungen wurden von der Montanuniversität Leoben (Projektpartner) durchgeführt. Im Bereich des südlichen Wiener Beckens wurden zusätzliche hydrologische Untersuchungskampagnen sowie hydrochemische Untersuchungsreihen an relevanten Thermalwasseraustritten von der Fachabteilung Hydrogeologie der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt. Diese Untersuchungen dienten zur verbesserten Quantifizierung des hydraulischen Regimes im Modellierungsgebiet. Darüber hinaus erfolgten thermische Zusatzmessungen (Bohrlochtemperaturmessungen) in Erkundungsbohrungen der geplanten Schnellstraße „S10 – Mühlkreisschnellstraße“ (ASFINAG) nahe Unterweikersdorf / Götschka (Oberösterreich), zumal bis dato keine verlässlichen Temperaturdaten aus dem anstehenden Kristallin der Böhmisches Masse zur Verfügung gestanden sind.

Anschließend wurde ein geometrisches Modell des südlichen Wiener Beckens erarbeitet, welches zu einem Finite-Elemente Netz diskretisiert und anschließend der thermisch- hydraulischen Simulationsrechnung unterzogen worden ist. Die thermische Simulation wurde in folgenden konsekutiv aufeinander folgenden Arbeitsschritten durchgeführt:

Konduktives thermisches Modell → *stationäres gekoppelt konduktiv- advektives Modell*.

Die modelltechnische Betrachtung des geothermischen Regimes in übrigen Regionen des Ostalpenraums wurde hingegen mit Hilfe eines vereinfachten ein-dimensionalen, rein konduktiven Ansatzes (vgl. Abschnitt 4.2.1) durchgeführt. In einem abschließenden Bearbeitungsschritt erfolgte die Zusammenschau der erzielten Modellierungsergebnisse, die schließlich in einer Gesamtbewertung des geothermischen Regimes im Ostalpenraum mündete, wodurch der zentrale Meilenstein der Projektphase 3 erreicht werden konnte. Der ursprünglich für das Jahr 2008 als offiziellen Projektabschluss geplante Workshop an der Geologischen Bundesanstalt musste infolge der Zusatzkooperation mit dem Amt der Niederösterreichischen Landesregierung und der damit verbundenen Verlängerung der Simulationstätigkeiten im südlichen Wiener Becken auf das verschoben werden.

1.4 Aufgabenstellungen Projektjahr 2008ff.

In Abstimmung mit dem im vorherigen Abschnitt beschriebenen Projektablauf wurden im abschließenden Projektbearbeitungszeitraum 2007 bis 2012 nachfolgend beschriebene Projektaktivitäten durchgeführt:

i. Zusatzuntersuchungen

- Petrophysikalische Labormessungen zur Bestimmung thermischer Gesteinsparametern an Bohrkernen aus repräsentativen Bohrungen (Modellierungsgebiet, Ostalpenraum).
- Hydrogeologische Untersuchungskampagne im südlichen Wiener Becken zur Festlegung der hydraulischen Randbedingung der Thermalwasserzirkulationspfade. Diese Untersuchungskampagne umfasst neben der Erfassung von Schüttung und Temperatur natürlicher Thermalwasseraustritte auch hydrochemische Untersuchungen (Hauptkomponenten, Isotope) in Form von Wiederholungsmessungen.
- Thermische Messungen in Bohrlöchern im Kristallin der Böhmisches Masse.

ii. Datenaufbereitung und Abschluss der Datenkompilation

- Implementierung von Bohrlochdaten zu ausgewählten Bohrungen (Wiener Becken, Ostalpenraum) in die projektspezifische Geothermie Datenbank.
- Korrektur thermischer Bohrlochdaten (z.B. BHT Korrektur).
- Überarbeitung und Digitalisierung bestehender geologischer Karten und Schnitte im südlichen Wiener Becken.
- Abschluss der projektspezifischen Geothermie Datenbank.

iii. Thermisch- hydraulische Detailmodellierung im südlichen Wiener Becken

- Aufbau des geometrischen Basismodells.
- Zuweisung petrophysikalischer Gesteinskennwerte.
- Festlegung der Start und Randbedingungen für die Simulation (Hydraulik, Thermik).
- Diskretisierung des geometrischen Modells und Vorbereitung der Simulation.
- Durchführung der thermisch- hydraulischen Simulation.
- Modellkalibrierung, Validierung und Interpretation.

iv. Geothermale Zonierung des Ostalpenraums

- Durchführung ein-dimensionaler Modellierungen des thermischen Regimes in ausgewählten Tiefbohrungen.
- Qualitative Interpretation des geothermischen Regimes im Ostalpenraum.

v. Zusammenschau und Interpretation des geothermischen Regimes im Ostalpenraum

- Kompilation generalisierter thermischer Themenkarten (Wärmestromdichte, Temperaturverteilung) für das südliche Wiener Becken.

vi. Publikationen und Öffentlichkeitsarbeit

- Präsentation der Studie THERMALP auf einschlägigen Konferenzen.

Für eine detaillierte Beschreibung der durchgeführten Bearbeitungsschritte sei auf den Abschnitt 4 verwiesen.

2 Allgemeine Grundlagen

Der nachfolgende Abschnitt behandelt theoretische Grundlagen, die für das Verständnis der durchgeführten Aktivitäten sowie der hieraus erzielten Projektergebnisse notwendig sind. Weitere verallgemeinerte Grundlagen zum Projekt THERMALP sind in den vorangegangenen Jahresberichten zusammengefasst. In diesem Zusammenhang sei insbesondere auf den Jahresbericht 2005/2006 (GÖTZL & MOTSCHKA 2006) verwiesen.

2.1 Thermische Transportparameter

Der nachfolgende Abschnitt behandelt thermische Transportparameter, die das geothermische Regime für den konduktiven bzw. kombiniert konduktiv- advektiven (erzwungene Konvektion durch Partikelbewegung) bzw. für den quasistationären oder transienten (zeitabhängigen) Fall beschreiben. Sämtliche zuvor angesprochenen Feldzustände spielten in den im Rahmen von THERMALP durchgeführten Untersuchungen bzw. in der daraus abgeleiteten Kooperationsstudie mit dem Land Niederösterreich eine Rolle. Neben einer allgemeinen Beschreibung von Grundlagen soll im Rahmen von ausgewählten Sensitivitätsstudien auf die benötigte Präzision der thermischen Eingangsparameter eingegangen werden.

2.1.1 Allgemeines

Unter Vernachlässigung des Wärmetransports durch frei Konvektion (Dichteströmung) lässt sich der allgemeine, zeitabhängige Wärmetransport in einem porösen, wassergesättigten

Gesteinsverband (inkompressibel) durch nachfolgende allgemeine instationäre Transportgleichung beschreiben (vgl. z.B. KOHL ET AL. 2003):

$$\underbrace{\langle \rho C_p \rangle}_{\text{instationär}} \frac{dT}{dt} = \underbrace{\text{div}(\lambda \text{grad}T)}_{\text{Diffusion}} - \underbrace{[\rho C_p]_f v_D \text{grad}T}_{\text{Advektion}} + \underbrace{A}_{\text{Wärmequelle}}$$

GL 1: Allgemeine Wärmetransportgleichung

- $\langle \rho C_p \rangle$ Gemittelte volumetrische Wärmekapazität des Thermalwasser- durchsetzten Gesteinsverbandes [J/(m³K)]
- $[\rho C_p]_f$ Spezifische, isobare Wärmekapazität des Formationswassers [J/(kg·K)]
- v_D Darcy Geschwindigkeit [m/s]
- A Interne Wärmequellen / Wärmesenken (z.B. radiogene Wärmeproduktion, Thermalwasserentnahme etc.) [μW/m³]
- λ Effektive Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]
- T Formationstemperatur [°C]

Im Rahmen der unterschiedlichen Aufgabenstellungen innerhalb des Projekts THERMALP wurden folgende, teilweise vereinfachte Wärmetransportmodelle angenommen:

- a. Quasistationäres konduktives und advektives Wärmetransportmodell:
 Geothermisches Basismodell für das südliche Wiener Becken (Studie THERMALP) bei Vernachlässigung des Einflusses paläoklimatisch verursachter Temperatursignale, Peclet - Analyse an ausgewählten Bohrungen aus dem Ostalpenraum (vgl. Abschnitt 2.1.6).

$$\vec{q} = \lambda \cdot \text{grad}T + [\rho \cdot C_p]_f \cdot T \cdot \vec{v}_D + A$$

GL 2: Stationäres konduktives und advektives Wärmetransportmodell (vektorielle Schreibweise)

q.... Terrestrische Wärmestromdichte [W/m²]

b. Instationäres konduktives Wärmetransportmodell

Konduktives geothermisches Basismodell für das südliche Wiener Becken (Studie THERMALP) unter Berücksichtigung paläoklimatischer Einflüsse und interner Wärmequellen (radiogene Wärmeproduktion).

$$\langle \rho C_p \rangle \frac{dT}{dt} = \text{div}(\lambda \text{grad}T) + A$$

GL 3: Instationäres konduktives Wärmetransportmodell (skalare Schreibweise)

c. Stationäres konduktives Wärmetransportmodell

Berechnung der oberflächennahen Wärmestromdichte [Surface Heat Flow Density] für ausgewählte Tiefbohrungen, Berechnung der basalen Wärmestromdichte.

$$q = \lambda \cdot \text{grad}T + A$$

GL 4: Stationäres konduktives Wärmetransportmodell (skalare Schreibweise)

Bei Vernachlässigung interner Wärmequellen (z.B. radiogene Wärmeproduktion) vereinfacht sich GL 4 zum Fourier Gesetz der Wärmeleitung.

2.1.2 Effektive Wärmeleitfähigkeit

Die spezifische Wärmeleitfähigkeit λ [W/(m K)] ist die maßgebliche Gesteinseigenschaft der direkten Wärmeübertragung (Konduktion). Ihr genereller Wertebereich liegt gemäß SCHÖN (1983) bei gesteinsbildenden Mineralien zwischen ~ 1 W/(m K) (Gips) bzw. < 1 W/(m K) (organische Bestandteile) und ~ 25 W/(m K) (Topas). Porenfüllungen (Fluide) besitzen generell eine gegenüber der Gesteinsmatrix deutlich verringerte Wärmeleitfähigkeit, wobei es gilt: $\lambda_{\text{Gas}} < \lambda_{\text{Öl}} < \lambda_{\text{Wasser}} < \lambda_{\text{Salzwasser}}$.

Die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinsverbänden wird im Allgemeinen von folgenden Einflussfaktoren bestimmt, die zu teilweise erheblichen Streubreiten innerhalb des jeweiligen Gesteinsverbands führen können:

- i. Mineralogische Zusammensetzung
- ii. Kompaktion
- iii. Porenraum (Porosität) und Porenraumfüllung (Luft, Wasser, Gas, Öl)
- iv. Druck (insbesondere Auflastdruck)

v. Temperatur

Die effektive Wärmeleitfähigkeit von Magmatiten und Metamorphiten wird in erster Linie von (i.) beeinflusst. Bei Sedimenten und Sedimentgesteinen spielen neben (i.) auch die Einflussfaktoren (ii.) bis (iv.) eine maßgebliche Rolle. Insbesondere besteht bei porösen Gesteinsverbänden ein kausaler Zusammenhang zwischen primärer Porosität (iii.), Kompaktion (ii.) und Auflastdruck (iv.). Nicht zu vernachlässigen ist zudem der Einfluss der Umgebungstemperatur (v.) auf die effektive Wärmeleitfähigkeit, welche bei Krustengesteinen im Allgemeinen zu einer Herabsetzung der Wärmeleitfähigkeit mit steigender Umgebungstemperatur führt. Bereits bei einem Temperaturbereich von 200°C reduziert sich die effektive Wärmeleitfähigkeit von der jeweiligen mineralogischen Zusammensetzung der Gesteinsverbände um ca. 20% bis 30%.

Die effektive Wärmeleitfähigkeit ist zudem generell eine anisotrope Eigenschaft, welche auf mineralogischer Ebene durch die jeweilige Gitterstruktur bestimmt wird. So weisen etwa Schichtsilikate besonders deutliche Anisotropien auf. Bei Gesteinsverbänden ist die Anisotropie gemäß SCHÖN (1983) als Summeneffekt folgender Regelungsmechanismen anzusehen:

- a. Regelung nach Kornbau
- b. Regelung nach Konform
- c. Regelung nach Porensystem

Generell weisen metamorphe Gesteinsverbände die höchsten Anisotropieraten auf, wobei hier Faktor a) entscheidend ist. Sedimentgesteine weisen generell in Abhängigkeit von b) und c) deutlich niedrige Anisotropieraten auf. Eine Reduktion des Porenraums führt hierbei zu einer Reduktion der Anisotropie.

Den Ausgangspunkt für die Modellierung der effektiven Wärmeleitfähigkeiten im Rahmen der Studie THERMALP bildeten Startmodelle der effektiven Wärmeleitfähigkeiten für heterogene Gesteinsverbände bei einer Umgebungstemperatur von 20°C und einer hypothetischen Porosität von 0%. Diese Startmodelle wurden für die spezifischen Formationsverbände des südlichen Wiener Beckens unter Berücksichtigung der jeweils zu erwartenden Gesteinstypen durch Anwendung einer gewichteten, geometrischen Mittelung berechnet.

$$\lambda_0 = \prod_{i=1}^N \lambda_{0,i}^{V_i}$$

GL 5: Berechnungsansatz für das Startmodell der effektiven Wärmeleitfähigkeit

Mit: λ_0 Startmodell der Wärmeleitfähigkeit bei 20°C und $\Phi=0\%$ in Abhängigkeit von dem lithologischen Aufbau des jeweiligen Schichtverbandes

- $\lambda_{0,i}$ Spezifische Wärmeleitfähigkeit des jeweiligen Gesteinstyps (z.B. Sandstein) bei 20°C.
- v_i Relativer volumetrischer Anteil des jeweiligen Gesteinstyps, mit $\sum v_i = 1$

Die Anwendung des geometrischen Mittels erlaubt die Berücksichtigung der jeweiligen gesteinspezifischer Anisotropien und liefert einen gemittelten Gesamtwert, der zwischen der maximalen effektiven Wärmeleitfähigkeit (Arithmetische Mittelung) und der minimalen effektiven Wärmeleitfähigkeit (Harmonische Mittelung) liegt.

In weiterer Folge wurden die zuvor definierten schichtspezifischen Startmodelle mit schichtspezifischen Porositätsmodellen verknüpft, wobei folgender Berechnungsansatz gewählt worden ist (vgl. BECK 1976):

$$\lambda_{\text{eff},20^\circ\text{C}} = \lambda_s^{(1-\phi)} \cdot \lambda_f^\phi$$

GL 6: Berechnungsansatz der effektiven Wärmeleitfähigkeit eines porösen Schichtverbandes

Mit: Index s... Thermische Eigenschaft des festen Gesteinsverbandes

Index f... Thermische Eigenschaft des Porenfluids

Φ ... Gesamtporosität [-]

Die durchgeführten Berechnungen benutzen folgende Porenfluid Modelle:

i. Süßwasser: $\lambda(20^\circ\text{C}): 0.604 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$

ii. Salzhaltiges Formationswasser (NaCl Gehalt 50g/l): $\lambda(20^\circ\text{C}): 0.68 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$

Generell wurde vereinfachend angenommen, dass sämtliche betrachtete Schichtverbände kohlenwasserstofffrei sind. Durch Anwendung der Berechnungsansätze GL 5 und GL 6 werden die Einflüsse der Kompaktion (implizit in GL 5 durch Gesteinsmodell, z.B. Sand – Sandstein) und Auflastdruck (implizit in GL 6 durch Porositätsabnahme mit Tiefe, vgl. Abschnitt 4.3) berücksichtigt.

In einem abschließenden Berechnungsschritt erfolgte die Temperaturkorrektur der effektiven Wärmeleitfähigkeit gemäß einem allgemeinen empirischen Ansatz von SASS ET AL. (1992):

$$\lambda_{\text{eff}}(T) = \frac{\lambda_{\text{eff}}(0^{\circ}\text{C})}{1.007 + T \cdot \left(0.0036 - \frac{0.0072}{\lambda_{\text{eff}}(0^{\circ}\text{C})} \right)}$$

GL 7: Thermische Korrektur der effektiven Wärmeleitfähigkeit nach Sass et al. [1992]

Mit: T Umgebungstemperatur [°C]

$$\lambda_{\text{eff}}(0^{\circ}\text{C}) = \lambda_{\text{eff}}(20^{\circ}\text{C}) \left[1.007 + 25 \left(0.0037 - \frac{0.0074}{\lambda_{\text{eff}}(20^{\circ}\text{C})} \right) \right]$$

Die thermische Korrektur der effektiven Wärmeleitfähigkeit ermöglicht implizit die Berücksichtigung unterschiedlicher Gesteinstypen (Startwert der effektiven Wärmeleitfähigkeit bei 20°C). Fehleranalysen, die an Literaturdaten der effektiven Wärmeleitfähigkeit bei unterschiedlichen Temperaturniveaus zwischen 0°C und 200° (KAPPELMEYER & HAENEL 1974, S. 212f.) ergaben eine minimale Prognosesicherheit dieses Ansatzes von 95%. Auf eine thermische Korrektur der Porenfluide wurde aufgrund eines vernachlässigbar geringen Einflusses auf die effektive Wärmeleitfähigkeit verzichtet.

Im Allgemeinen wird die Anisotropie eines Gesteinsverbandes durch einen (3x3) – Tensor beschrieben, kann jedoch unter Vorgabe dominierender Schichtstrukturen (Lagerung, Foliation, Faltung) durch eine schichtungsparallele (λ_{\parallel}) und eine schichtungsnormale Komponente (λ_{\perp}) beschreiben, wobei gilt:

$$\lambda_{\parallel} > \lambda_{\text{eff}} > \lambda_{\perp}$$

Unter Berücksichtigung eines idealisierten, homogenen Schichteinfallens (φ) lässt sich folgende Abschätzung der effektiven Wärmeleitfähigkeit definieren (siehe auch Abbildung 3):

$$\lambda_{\text{eff}} = \cos^2 \varphi \cdot \lambda_{\parallel} + \sin^2 \varphi \cdot \lambda_{\perp}$$

GL 8: Näherungsansatz zur Berechnung der effektiven Wärmeleitfähigkeit unter Berücksichtigung des Schichteinfallens.

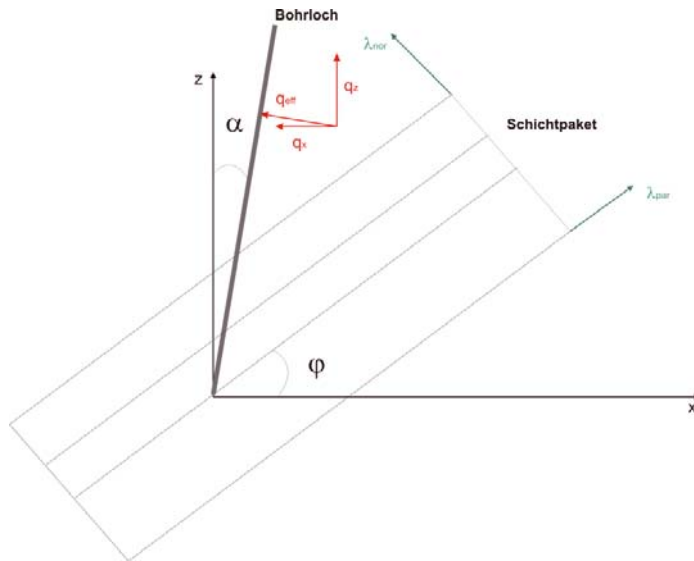


Abbildung 3: Geometrische Modellvorstellung der effektiven Wärmeleitfähigkeit bei geneigten Schichtpaketen (idealisiert)

Die Kalibrierung der Berechnungsmodelle für die effektive Wärmeleitfähigkeit erfolgte durch petrophysikalische Labormessungen an ausgewählten Bohrkernen (siehe auch Abschnitt 2.1.5). Detaillierte Angaben zu den im Rahmen der Studie THERMALP erarbeiteten Wärmeleitfähigkeitsmodellen sind dem Kapitel 4 zu entnehmen.

2.1.3 Effektive spezifische Wärmekapazität

Die effektive, spezifische Wärmekapazität ($c_p = \rho \cdot C_p$) eines porösen Gesteinsverbandes ist nur bei der Modellierung von instationären thermischen Wärmetransportprozessen zu berücksichtigen (vgl. Abschnitt 2.1.1). Zudem ist die spezifische Wärmekapazität ein volumetrischer Effekt, wodurch keine Anisotropie Effekte auftreten. Der Berechnungsansatz der effektiven, spezifischen Wärmekapazitäten erfolgte im Rahmen der Studie THERMALP gemäß dem zuvor beschriebenen Ansatz zur Berechnung der effektiven Wärmeleitfähigkeit. Hierfür wurden folgende Modellwerte der Porenfluide benutzt:

- i. Süßwasser: $c_p(20^\circ\text{C}): 4182 \text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$
- ii. Salines Formationswasser (NaCl Gehalt 50g/l): $c_p(20^\circ\text{C}): 3863 \text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$

In weiterer Folge wurde die effektive, spezifische Wärmeleitfähigkeit des Gesteinsverbandes zudem als Temperatur unabhängig angenommen. Die im Rahmen der Studie THERMALP ermittelten Wärmekapazitätsmodelle sind ebenfalls dem Kapitel 4 zu entnehmen.

2.1.4 Radiogene Wärmeproduktion

Radiogene Wärmeproduktion infolge des Zerfalls radioaktiver Nuklide (in erster Linie ^{238}U , ^{232}Th sowie ^{40}K) stellt eine wichtige interne Wärmequelle des geothermischen Regimes in der Kruste dar.

Die Intensität der radiogenen Wärmeproduktion ist abhängig von der chemischen Zusammensetzung der jeweiligen Gesteinsverbände. In sauren Magmatiten (z.B. Graniten) ist die Wärmeproduktion am Höchsten, in ultrabasischen Tiefengesteinen (z.B. Periodit) ist die Wärmeproduktion am Niedrigsten. In Sedimenten und Sedimentgesteinen ist die Wärmeproduktion mit Ausnahme von tonhaltigen Gesteinen generell gering. Aus diesem Grund wurde die radiogene Wärmeproduktion im Rahmen der Studie THERMALP in erster Linie zur Abschätzung des basalen Wärmestroms (Anteil aus tieferen Krustenabschnitten) herangezogen.

Die radiogene Wärmeproduktionsrate [$\mu\text{W}/\text{m}^3$] lässt sich nach RYBACH & MUFFLER (1981) bei Kenntnis der Isotope U^{238} , Th^{232} und K^{40} nach folgender empirischen Beziehung berechnen:

$$A = 10^{-5} \cdot \rho (9.52 \cdot c_U + 3.48 \cdot c_{Th} + 2.56 \cdot c_K)$$

GL 9: Empirischer Berechnung der radiogenen Wärmeproduktionsrate

Mit: $[c_{\text{U-238}}]$, $[c_{\text{Th-232}}]$ = ppm und $[c_{\text{K-40}}]$ = %

2.1.5 Petrophysikalische Labormessungen

Die petrophysikalischen Laboruntersuchungen wurden an der Montanuniversität Leoben, Department für Geophysik durchgeführt und dienen vorrangig zur Kalibrierung der zuvor beschriebenen Berechnungsmodelle der effektiven Wärmeleitfähigkeit (siehe Abschnitt 2.1.2) und der effektiven, spezifischen Wärmekapazität (siehe Abschnitt 2.1.3). In weiterer Folge wurden auch radiogene Wärmeproduktionsraten ermittelt.

Zur Messung der effektiven Wärmeleitfähigkeit wurden in einem ersten Bearbeitungsschritt die vorhandenen Großproben (Bohrkerne, mit Probendurchmesser bis zu 20 cm) in mehrere repräsentative Kleinproben getrennt. Zur Schaffung einer möglichst guten thermischen Ankoppelung zwischen Sensor und Gesteinsprobe wurden die Kontaktflächen der Probe poliert. Die Kleinproben mit Durchmessern von etwa 9 cm wurden anschließend im Labor gelagert um in thermisches Gleichgewicht mit der Laborumgebung eintreten zu können. Die Messung der spezifischen Wärmeleitfähigkeit erfolgte zunächst im getrockneten Zustand durch Aufheizung der Probe auf bis zu 100°C für einen Zeitraum von mindestens 12 Stunden. Zur Erfassung möglicher Anisotropien der spezifischen Wärmeleitfähigkeiten wurden die Messungen in paralleler und normaler Orientierung der scheinbaren Schicht- und Schieferungsflächen durchgeführt. Im Anschluss daran wurden die Proben in Salzsole (NaCl Gehalt 1 g/l) gesättigt und wiederum untersucht. Aus der Bestimmung der Nebenparameter Effektive Ge-

steinsdichte [Bulk Density] und Effektive Porosität konnte abschließend die Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix (λ_s) sowie die Qualität der Messung bestimmt werden:

Die Wärmeleitfähigkeit der festen Gesteinsmatrix lässt sich durch Umformen von GL 6 sowohl aus der Messung an der getrockneten als auch an der gesättigten Probe bestimmen:

$$\lambda_s = \frac{\lambda_{eff} \frac{1}{1-\phi}}{\lambda_f \phi}$$

GL 10: Berechnung der Wärmeleitfähigkeit der festen Gesteinsmatrix aus effektiven Kennwerten

Da die Wärmeleitfähigkeit des Porenfluids (Index f: wahlweise Luft oder Sole) und die Porosität bekannt sind kann Gleichung GL 10 sowohl an getrockneten als auch an den gesättigten Proben angewendet werden. Aus der Abweichung der Matrixwärmeleitfähigkeit, berechnet aus getrockneten und gesättigten Proben, können Aussagen über die Qualität der Messung getätigt werden. Fehlerquellen sind durch Haftwasser (vor Allem Tone) und unzureichender Sättigung bzw. lokalen lithologischen Inhomogenitäten an der gemessenen Gesteinsfläche (z.B. Quarzit Linsen) gegeben.

Die Messung der spezifischen Wärmekapazität erfolgte mittels kalorimetrischen Verfahren an Sole- gesättigten Kleinproben (Durchmesser 1 Zoll, Länge ca. 2 cm), die den vorgelegenen Gesteinsproben entnommen worden sind. Die Probe wurde mit einer Kochsalzlösung (1g NaCl + 1 Liter destilliertes Wasser) gesättigt. Die Sole wurde daraufhin in einem Topf zum Kochen gebracht und die Proben darin eine halbe Stunde erhitzt. Anschließend wurde ein Dewargefäß, in dem permanent die Temperatur gemessen wird, mit einer definierten Menge kaltem destilliertem Wasser (hier: 200ml) befüllt und gewogen. In dieses wurde die heiße Probe eingebracht und unter ständigem Rühren der Temperaturanstieg beobachtet. Der Wert an dem die Temperatur ein Plateau erreicht wurde abgelesen. Dieser Temperaturunterschied wurde in weiter Folge für die Berechnungen der Wärmekapazität herangezogen. Vor und nach einem jeden neuen Messzyklus wurden zu Kalibrierzwecke Standardproben (Stahl, Messing- und Aluminium Standard) gemessen, da Flüssigkeitskalorimeter sehr empfindlich reagieren. Diese drei Standards decken ein relativ breites Spektrum an Wärmekapazitäten ab. Schon leichte Unterschiede am Wassergehalt ändern die Wärmekapazität des Dewargefäßes. Als zusätzlicher Faktor, der die Messung beeinflusst, wäre auch die Raumtemperatur zu nennen. Darum ist eine Bestimmung der Wärmekapazität des Kalorimeters mit den Standards bei einer jeden neuen Messung unabdinglich um Driften und externe Störeinflüsse (Umgebungstemperatur des Gefäßes zu minimieren).

Die Bestimmung der Wärmekapazität der festen Gesteinsmatrix erfolgte in Anlehnung an die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit mittels gewichteter arithmetischer Mittelung:

$$cp_s = \left(\frac{cp_{eff} - \phi \cdot cp_f}{1 - \phi} \right)$$

GL 11: Berechnung der spezifischen Wärmekapazität der festen Gesteinsmatrix aus effektiven Kennwerten

Zu diesem Zweck wurden folgende Fluidmodelle benutzt:

- Sole (1g NaCl / Liter): $cp_{\text{sole}} = 4177 \text{ W/(mK)}$

Da die Wärmekapazität nur an gesättigten Proben gemessen wird, können keine Qualitätsaussagen über die Reproduzierbarkeit der Matrix – Wärmekapazität aus Vergleichsmessungen an getrockneten Proben getätigt werden.

Die Bestimmung der effektiven Wärmekapazität konnte aus messtechnischen Gründen nur an gesättigten Proben bestimmt werden. Aus diesem Grund ist die Bestimmung der Matrixeigenschaft nur über Rückrechnung der Porosität möglich.

Die Bestimmung der radiogenen Wärmeproduktionsrate erfolgt indirekt mittels zerstörungsfreier Gammaintensitätsmessung mittels Gammaskpektrometer. Die Messungen wurden mit dem Gerät GS-256 der Firma Geofyzika Brno durchgeführt. Hierbei handelt es sich um ein tragbares Gammaskpektrometer mit 256 Kanälen, die gleichmäßig über das gesamte Gammaskpektrum verteilt sind. Die Detektoreinheit setzt sich aus einem Natriumjodid-Szintillationsdetektor in Verbindung mit einem Photomultiplier und einem Signalvorverstärker zusammen, die von einem stoßfesten, thermisch isolierten Aluminiumzylinder umgeben sind. Zur Stabilisierung und Energiekalibrierung ist eine austauschbare ^{137}Cs -Referenzquelle im Boden der Detektoreinheit untergebracht.

Zum Messvorgang: Als Probengeometrien kommen Würfel und Quader, aber auch Bohrkern in Frage. Eine Bleiummantelung als Abschirmung während der Messung und wiederholte Hintergrundmessungen gewährleisten ein bestmögliches Ergebnis. Je nach Probengröße und -beschaffenheit wird die Messdauer zwischen 300 und 600 s und die Anzahl der Wiederholungen festgelegt. Reproduzierbarkeit: 3 bis 4 % Abweichung, in seltenen Ausnahmen können jedoch auch 10 % erreicht werden.

Für die Auswertung werden die in den ROIs² registrierten Werte des Hintergrunds und der unkorrigierten Messungen mit Probe in eine Exceltabelle aufgenommen. Aus den um den Hintergrund korrigierten Probenwerten wird ein Mittelwert der Anzahl der Impulse pro Minute berechnet. Sensitivitätsfaktoren, die an chemisch analysierten Proben unterschiedlicher Geometrie bestimmt wurden und die Probengeometrie berücksichtigen, dienen zur Ermittlung der unbekanntem Gehalte an K [in %], U [in ppm] und Th [in ppm]. Aus diesen kann zusätzlich die radiogene Wärmeproduktion nach der Formel von RYBACH & MUFFLER (1981) berechnet werden.

$$A = 0.317 * \rho * (0.718 * c_U + 0.193 * c_{Th} + 0.262 * c_K)$$

² ROI: Kanäle in denen der Gamma Intensität Peak innerhalb des Spektrums (keV) liegt

GL 12: Berechnung der radiogenen Wärmeproduktionsrate aus den Konzentrationen der Nuklide Uran, Thorium und Kalium nach RYBACH (1976)

Wobei A die radiogene Wärmeproduktion [$\text{HGU}=10^{-13} \text{ cal/cm}^3$] und ρ die Dichte [g/cm^3] darstellen und c_U , c_{Th} sowie c_K die Konzentrationen der Nuklide Uran, Thorium sowie Kalium darstellen.

Die Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen können dem Abschnitt 4.2 entnommen werden.

2.1.6 Wärmetransport durch Konvektion – Péclet Analyse

Wärmetransport durch Konvektion kann durch (i) freie Konvektion (Dichteströmung) und (ii) erzwungene Konvektion (Advektion) erfolgen. Im Fall des Projekts THERMALP sind beide konvektive Prozesse von Bedeutung.

Freie Konvektion führt zu Dichteströmung und vorrangig vertikalen Fließbewegungen. Der Differenzdruck infolge der Erwärmung eines Wasserkörpers (Temperaturabhängigkeit der Dichte) lässt sich folgendermaßen beschreiben:

$$\Delta p = h \cdot g \cdot (\rho_1 - \rho_2) \cdot 10^{-5} \text{ [bar]}$$

GL 13: Berechnung des Differenzdruckes als Motor der Dichteströmung

Wobei $\rho_{1,2}$ die Dichte des Fluids der Temperaturniveaus $T_{1,2}$ ($T_2 > T_1$) darstellt.

Der Differenzdruck ist als Motor der Dichteströmung zu betrachten. Unter Vorgabe einer mittleren Permeabilität des Reservoirs (K in mD oder m^2) und eines kumulierten Massenstroms (m in kg/s) lässt sich die vertikale Komponente der resultierenden Darcygeschwindigkeit (Filtergeschwindigkeit) wie folgt ableiten:

$$v_D = \frac{\Delta p \cdot K}{q} \text{ [m/s]}$$

GL 14: Zusammenhang zwischen Filtergeschwindigkeit und Differenzdruck

Nachfolgende Abbildung 4 zeigt die Abhängigkeit der Dichteströmung vom Differenzdruck, welcher wiederum von den vorherrschenden Temperaturdifferenzen im Reservoir sowie der Reservoirmächtigkeit bestimmt wird. Die hierbei getätigten Annahmen zum Reservoir entsprechen den Bedingungen in den Karbonaten des südlichen Wiener Beckens. Es zeigt sich hierbei, dass im Beckenuntergrund des südlichen Wiener Beckens (Modellierungsgebiet der Studie THERMALP) Differenzdrücke von <1 bar bis ca. 10 bar auftreten können, die mit Dichteströmungen in der Größenordnung von 10^{-13} m/s bis 10^{-11} m/s koinzidieren.

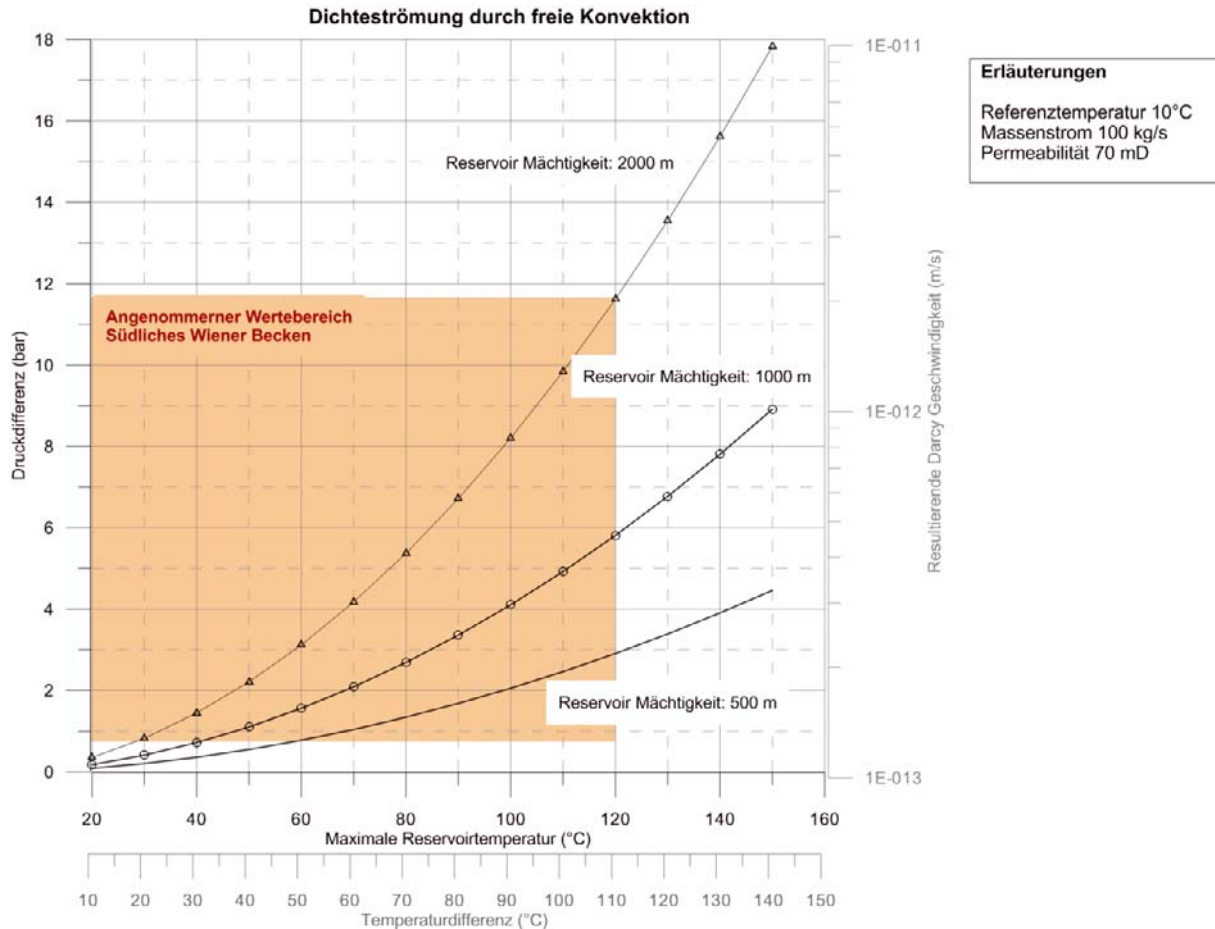


Abbildung 4: Abhängigkeit der Dichteströmung (Differenzdruck, vertikale Komponente der Darcy Geschwindigkeit) von der Temperaturdifferenz innerhalb des Reservoirs und der Mächtigkeit.

Neben der freien Konvektion spielt vor Allem Advektion eine entscheidende Rolle bei konvektiv bedingtem Wärmetransport. Unter dem Begriff Advektion ist Konvektion infolge von außen einwirkenden Kräften zu verstehen. Im Fall der Studie THERMALP ist hierunter gravitativ hervorgerufene Tiefenwasserzirkulation zu verstehen. In Gebieten mit aktiver Thermalwasserzirkulation können sich infolge der Advektion lokale Temperatur- und Wärmeflussanomalien ausbilden.

Das Verhältnis konvektiv transportierter- (H_{conv}) zu konduktiv transportierter Wärme (H_{cond}) lässt sich durch die so genannte Péclet Zahl ausdrücken:

$$Pe = \frac{H_{conv}}{H_{cond}} \cong \frac{h \cdot v_D \cdot \langle c_p \cdot \rho \rangle_f}{\lambda_{eff}}$$

GL 15: Berechnung der Péclet Zahl

Mit: h... Mächtigkeit des Reservoirs (m); λ_{eff} ... Effektive Wärmeleitfähigkeit des porösen Reservoirs und dem Index f... Porenfluid.

Aus Gleichung GL 15 lässt sich ein Zusammenhang zwischen der hydraulisch durchflusswirksamen Mächtigkeit eines Reservoirs und der Filtergeschwindigkeit unter Bezugnahme auf die Ausbildung konvektiv hervorgerufener Anomalien herstellen. Dies wird in nachfolgender Abbildung 5 abgebildet:

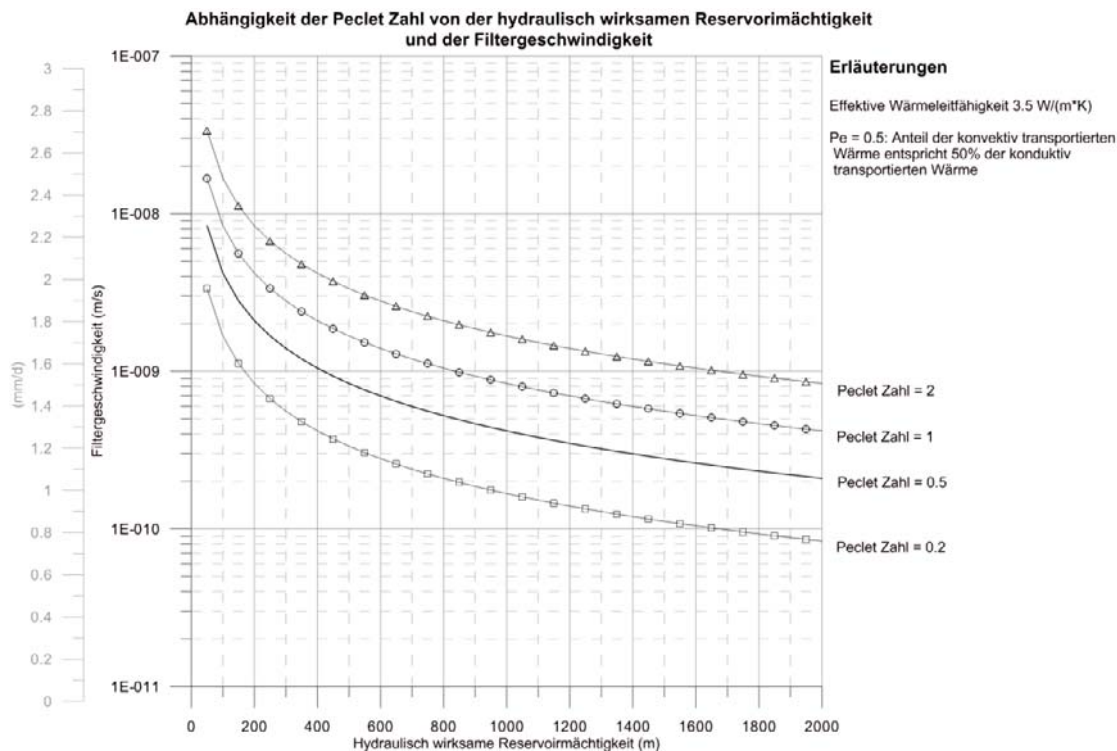


Abbildung 5: Abhängigkeit der Péclet Zahl von der hydraulisch wirksamen Mächtigkeit eines Reservoirs und der mittleren Filtergeschwindigkeit.

Bei ausreichender hydraulisch wirksamer Mächtigkeit eines Reservoirs können bereits bei sehr geringen Filtergeschwindigkeiten ab 10^{-10} m/s (~ 1 mm/d) signifikante konvektiv hervorgerufene thermische Anomalien in der Größenordnung von 20% des konduktiven Hintergrundfeldes auftreten. Bei einem konduktiven Hintergrundfeld von 70 mW/m^2 (globales Mittel) würde dies thermische Anomalien von 50 mW/m^2 (Abkühlung infolge Infiltration kalter Wässer) oder 90 mW/m^2 (Aufstieg erhitzter Wässer) mit sich führen.

Aus den Abweichungen zwischen gemessenen und modellierten Formationstemperaturen lassen sich mit Hilfe der so genannten Péclet Analyse, sowohl für den 1D als auch für den 3D Ansatz, Filtergeschwindigkeiten, respektive die vertikale (radiale) Komponente der Filtergeschwindigkeit ableiten.

Ausgangspunkt ist die verallgemeinerte Wärmeleitungsgleichung, die sich bei Vernachlässigung der radiogenen Wärmeproduktion und der Annahme eines stationären Zustandes ergibt (SASS & LACHENBRUCH, 1992):

$$\frac{\partial q}{\partial z} = -q \frac{\langle \rho_w c_w \rangle_f}{\lambda_{eff}} v_z$$

GL 16: Verallgemeinerte Wärmeleitungsgleichung als Ausgangspunkt der Péclet Analyse

wobei q die Wärmestromdichte, $\rho_w c_w$ die volumetrische Wärmekapazität, und v_z die Vertikal-komponente der Darcy-Geschwindigkeit beschreibt.

Bei Benutzung dieses Ansatzes ist entscheidend, dass nur jene Komponente des hydraulischen Fließregimes detektiert werden kann, die normal auf Isothermalflächen (Flächen gleicher Tiefentemperatur) gerichtet ist, zumal sich nur in diesem Fall Temperaturanomalien ausbilden können. Für die Interpretation der Fließbewegungen im südlichen Wiener Becken sind vor allem die vertikalen Geschwindigkeitskomponenten von Bedeutung, wobei per Konvention negative Geschwindigkeitsvektoren mit Infiltration (Abstieg) kälterer Oberflächenwässer und positive Werte mit dem Aufstieg warmer Wässer gleichzusetzen sind.

Bei Annahme der Reservoirmächtigkeit, in der Zirkulation stattfinden kann, führt die Integration von Gleichung GL 16 zu folgendem Ausdruck:

$$v_z = \frac{\lambda_m}{h \rho_w c_w} \ln \frac{q_d}{q_u} = \frac{\lambda_m}{h \rho_w c_w} Pe$$

GL 17: Zusammenhang zwischen Péclet Zahl und Wärmefluss Anomalien

wobei q_d der gestörten Wärmestromdichte, q_u der ungestörten (rein konduktive) Wärmestromdichte, die bei Fehlen von Fluidbewegungen bestimmt werden würde, entspricht.

2.2 Hydraulik und Hydrochemie

Im Folgenden Kapitel werden projektrelevante Grundlagen der Themengebiete Hydraulik und Hydrochemie behandelt. Eine allgemeine hydrogeologische Einführung in das Modellierungsgebiet im südlichen Wiener Becken ist dem Abschnitt 3 zu entnehmen.

2.2.1 Hydraulik

Aufgrund des gewählten regionalen Untersuchungsmaßstabes wurde bei allen im Rahmen der Studie Thermalp durchgeführten hydraulischen Modellrechnungen und Analysen laminares Fließen vorausgesetzt, wodurch ausschließlich das Darcy Gesetz zum Tragen kommt:

$$Q = -k_f \cdot j \cdot A$$

GL 18: Darcy Gesetz

Mit: Q ... kumulierte Schüttung [m^3/s]; k_f .. Durchlässigkeitsbeiwert [m/s], j ... hydraulische Gefälle und A ... Querschnittsfläche des ein- bzw. austretenden Thermalwassers [m^2].

Lokal begrenztes nicht-laminares Fließen in Kluft- und Karsträumen wurde weder in der numerischen Modellrechnung, noch in analytischen Berechnungen berücksichtigt. Die hieraus resultierenden Einschränkungen in der Aussagekraft sind aufgrund des regionalen- bis über-regionalen Maßstabes der Studie Thermalp jedoch zu vernachlässigen.

Im Modellierungsgebiet auf im Bereich des südlichen Wiener Beckens wurde zudem ausschließlich eine hydraulische Bilanzierung des Areal durchgeföhrt. Hierbei wurden folgende Annahmen getroffen:

- i. Die Entnahme an den bekannten Quellaustritten und Nutzungen entspricht dem kumulierten Thermalwasserumsatz des Gebiets
- ii. Die Grundwasserspiegelhöhe und die hieraus resultierenden hydraulischen Gradienten entsprechen der Seehöhe der perennierenden Gerinnen (siehe auch Abbildung 6).

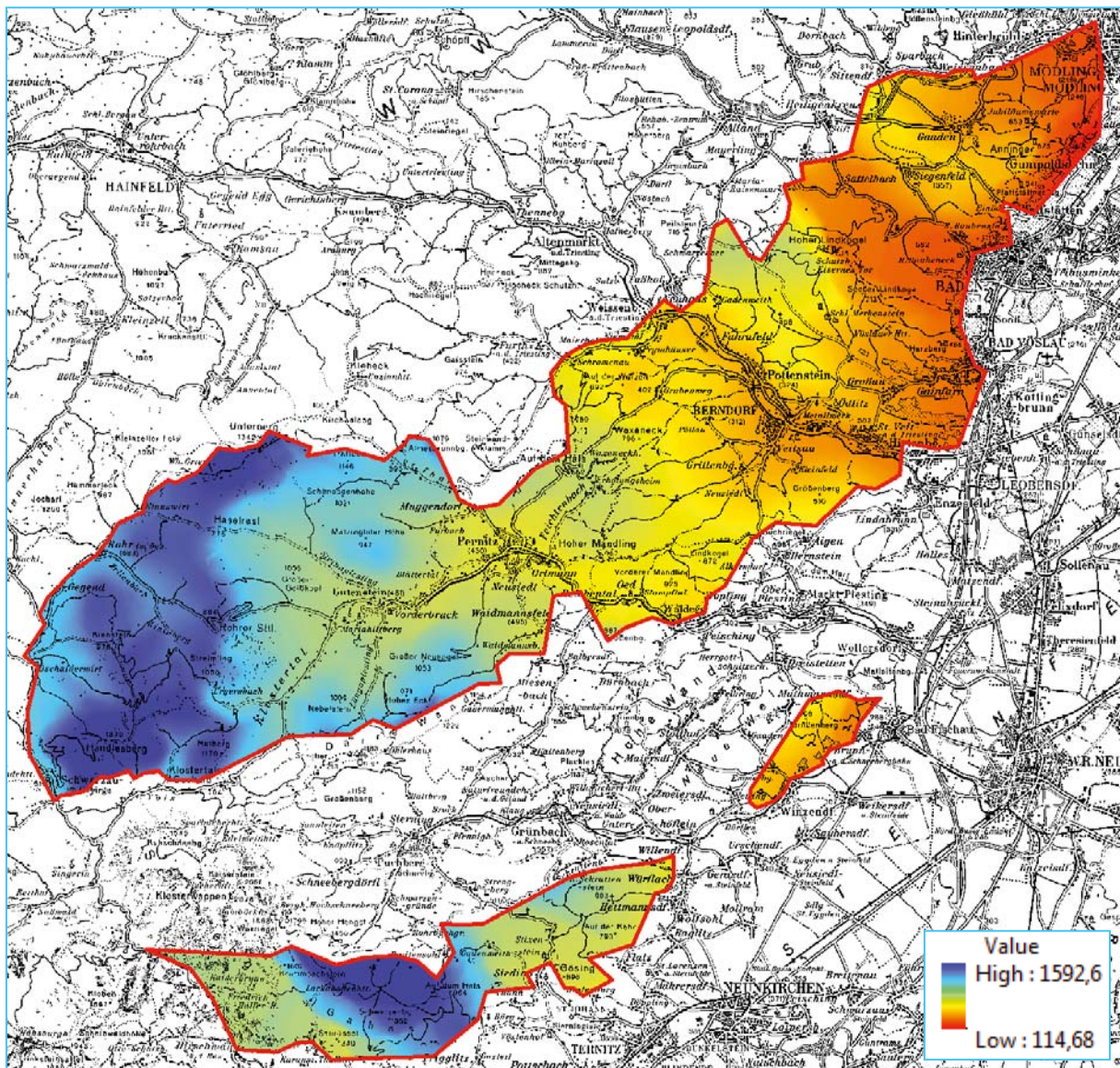


Abbildung 6: Abschätzung des Grundwasserspiegels im Bereich der Hochscholle des südlichen Wiener Beckens.

2.2.2 Hydrogeothermometer

Im Rahmen der Studie Thermalp wurden Hydrogeothermometer zur Identifizierung von vertikalen Zirkulationspfaden der beobachteten Thermalwassersysteme herangezogen. Die Berechnung und Auswertung hydrochemischer Geothermometer stützt sich auf folgende, empirisch bestimmte Zusammenhänge:

1) Quarz Geothermometer:

Die Formel für das Quarzthermometer von FOURNIER (1989) wurde experimentell für Wässer bestimmt, die während des Aufstiegs ausschließlich durch Wärmeleitung abkühlen.

$$T[{}^{\circ}\text{C}] = \frac{1309}{5.19 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15$$

GL 19: Geothermometer nach FOURNIER (1989)

Dabei darf keine adiabatische Dampfausscheidung erfolgen oder eine Durchmischung mit kälterem oder heißerem Wässern. Ebenfalls muss sich das Wasser im Reservoir im Gleichgewicht mit Quarz befunden haben. Es ist am besten anzuwenden für Quellen mit nicht-kochenden Temperaturen oder für Bohrlochanalysen um die Reservoirbedingungen zu berechnen.

2) Na-K Geothermometer

Das Natrium Kalium Verhältnis sinkt mit steigender Fluidtemperatur und basiert auf dem Kationen Austauschverhältnis zwischen Albit und Kalium Feldspat. Generell braucht es relativ lange um bei gegebener Temperatur ins Gleichgewicht zu kommen als andere gebräuchliche Geothermometer. Das Na-K Verhältnis wird hauptsächlich verwendet, um die höchst mögliche Temperatur in den tieferen Teilen eines Systems abzuschätzen, wo das Wasser für längere Zeit verweilt. Es gibt viele empirisch bestimmte Formeln, wobei für das Wiener Becken die Formel von Nieva [1987] am Günstigsten scheint:

$$T[{}^{\circ}\text{C}] = \frac{1178}{1.47 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273.15$$

GL 20: Geothermometer nach Nieva [1987]

3) K-Mg Geothermometer (Giggenbach)

Ionen Austauschreaktionen, in denen Magnesium involviert ist, scheinen bei niedrigen Temperaturen relativ rasch vor sich zu gehen, weshalb das K-Mg Verhältnis herangezogen werden kann um die aktuellste Stufe (Temperatur) des Wasser- Gestein-Gleichgewichts abzuschätzen. Wenn diese gut übereinstimmen mit anderen Geothermometern (z.B. Quarz) kann man davon ausgehen, dass das Gleichgewicht bei dieser Temperatur stattgefunden hat und nur wenig Reaktionen während des anschließendem Aufstieges Richtung Oberfläche stattgefunden haben.

Die Formel von GIGGENBACH (1988) scheint für das Wiener Becken gut geeignet:

$$T[{}^{\circ}\text{C}] = \frac{4410}{14 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273.15$$

GL 21: Geothermometer nach Giggenbach (1988)

In einem ersten Bearbeitungsschritt wurden die Geothermometer (1) bis (3), soweit möglich, zu allen Wasserzutritten berechnet, die über chemische Analysen verfügen.

Da aus ressourcentechnischen und datentechnischen Gründen eine Evaluierung der zur Verfügung gestandenen Ionenanteile aus den chemischen Analysen, die in die Berechnung der Geothermometer eingeflossen sind, nicht möglich gewesen ist, wurde in einem darauf folgenden Arbeitsschritt folgende Qualitätsevaluierung der berechneten Geothermometer durchgeführt:

- **Qualitätsklasse 1** (gute Qualität): Gemäß der zu Grunde gelegten Theorie der benutzten Geothermometer (Fournier, Giggenbach und Nieva) gilt $T_{\text{Nieva}} > T_{\text{Giggenbach}}$, $T_{\text{Fournier}} > T_{\text{Gemessen}}$. In diesem Fall sind alle Gleichgewichtsbedingungen erfüllt und das erschlossene Formationswasser ist aller Voraussicht nach im Aufstieg aus tieferen Reservoirbereichen mit höheren Umgebungstemperaturen.
- **Qualitätsklasse 2 (mittlere bis gute Qualität):** $T_{\text{Nieva}} \sim T_{\text{Giggenbach}} > T_{\text{Gemessen}}$. Als Toleranzbereich wurden Temperaturdifferenzen von maximal $\pm 15^{\circ}\text{C}$ festgelegt. Die Übereinstimmung von T_{Nieva} und $T_{\text{Giggenbach}}$ mit T_{Fournier} wurde hierbei nicht berücksichtigt. Gemäß der zu Grunde gelegten Theorie handelt es sich hierbei um Wasser mit geringen Zirkulationswegen.
- **Qualitätsklasse 3 (schlechte bis mittlere Qualität):** $T_{\text{Nieva}} < T_{\text{Giggenbach}} > T_{\text{Gemessen}}$. Das gemäß vorliegender Theorie Geothermometer nach Nieva zeigt nicht die höchste Formationstemperatur an. Die Ursache hierfür könnte in fehlerhaften chemischen Analyseparametern liegen.
- **Qualitätsklasse 4 (schlechte Qualität):** $T_{\text{Geothermometer}} < T_{\text{Gemessen}}$. Die berechneten Geothermometer zeigen Temperaturen an, die unter der gemessenen Wassertemperatur liegen. Diese Daten wurden in weiter Folge nicht ausgewertet.
- **Qualitätsklasse 5 (Einzelwerte):** Es konnte nur ein Geothermometer (zumeist Fournier) berechnet werden. Hierdurch ist die Evaluierung der Aussagekraft nur bedingt möglich.

In weiter Folge wurde die sogenannte Reservoirtemperatur berechnet, die gemäß der Nomenklatur von RYBACH (1990) die höchste im Reservoir auftretende Wassertemperatur darstellt. Diese tritt erwartungsgemäß nicht vulkanischen Gebieten in der tiefsten Position des Reservoirs auf. Die Reservoirtemperatur wurde für alle Qualitätsklassen der höchsten Geothermometertemperatur gleichgesetzt. Da sämtliche Wasseranalysen aus untertägigen Bohrlochaufschlüssen stammen, ist die Fehlerquelle in Form der Vermischung der Thermalwässer mit oberflächennahen Frischwässern auszuschließen. Aus gegenwärtiger Sicht sind primäre Fehlerquellen der vorliegenden geothermometrischen Analysen in (a) Vermischung

des Formationswassers mit Spülflüssigkeit und (b) fehlerhafte chemische Analysen (z.B. kontaminierte Proben, starke Dominanz von Na-Cl) zu sehen. Ein weiterer wesentlicher Aspekt behandelt die Natur der Geothermometer: Hierbei handelt es sich um empirische Methoden, die stark von den chemischen Austauschprozessen zwischen den Formationswasser und der umgebenden Gesteinsmatrix, respektive der petrochemischen Zusammensetzung des Reservoirs abhängig sind. Für das Wiener Becken existieren bislang keine empirischen Messreihen und regionalisierte Analysen in Form hydrochemischer Modellrechnungen zur Bestimmung regional gültiger Geothermometer.

In einem darauf folgenden Arbeitsschritt wurde eine erste Näherung der Zirkulationslänge der beobachteten Wasserzutritte innerhalb der jeweiligen Reservoirs über einen stark vereinfachten konduktiven Ansatz berechnet. Dieser Ansatz verzichtet auf eine geometrische Abbildung des Reservoirs sowie auf (a priori nicht bekannte) Fließraten und Fließgeschwindigkeiten innerhalb des Reservoirs (siehe z.B. RYBACH, 1990). Stattdessen erfolgte die Näherung der Zirkulationslänge aus der Quotientenbildung aus der Temperaturdifferenz (zwischen der berechneten Reservoirtemperatur und der tatsächlich gemessenen Wassertemperatur) und des lokalen geothermischen Gradienten im Tiefenbereich des Wasserzutritts. Die hieraus resultierende vertikale Zirkulationslänge gemäß Wärmeleitung dient dazu, erste Hinweise auf das Vorhandensein aktiver Zirkulationssysteme zu erhalten.

2.2.3 Isotopenhydrochemie

Im Rahmen der vertiefenden hydrogeologischen Untersuchungen im südlichen Wiener Becken wurden nachfolgend angeführte Isotopen Analysen zur Identifizierung (i) der Alter der Thermalwässer und (ii) zur Identifizierung von Fließpfaden herangezogen:

- a. Schwefel-34 ($\delta^{34}\text{S}$): Identifizierung von Fließpfaden (Unterscheidung unterschiedlicher Salinare).
- b. Sauerstoff-18 ($\delta^{18}\text{O}$): Identifizierung des Alters der erschlossenen Wässer
- c. Tritium (^3H): Identifizierung des Anteils junger Wässer
- d. Kohlenstoff-14 (^{14}C , bzw. $\delta^{13}\text{C}$).

Schwefel-34 wurde zur Unterscheidung salinärer Formationen des späteren Juras bis Untertrias / Perm zur Unterscheidung der hydraulischen Fließpfade innerhalb der unterschiedlichen kalkalpinen Deckensysteme herangezogen. Diese lassen sich gemäß der in nachfolgender Tabelle 1 angeführten Referenzwerte gut unterscheiden.

Tabelle 1: Typische $\delta^{34}\text{S}$ -Werte für Salinare der Permtrias nach CLAYPOOL ET AL. (1980).

Zeitabschnitt	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT)	Diesen Zeitabschnitten entsprechende saline Formationen des Arbeitsgebietes
Mitteltrias bis später Jura	+ 16 ± 1,5	Rauhacken im Liegenden und Hangenden der Opponitzer Kalke (Untere Obertrias)
Mitteltrias	+ 15 bis + 23	Reichenhaller Rauhacke (obere Untertrias bis untere Mitteltrias)
Obere Untertrias	+ 26 bis + 28	
Perm bis Mittlere Untertrias	+ 10 bis + 13	Haselgebirge (Perm)

Auf die Ergebnisse der durchgeführten Isotopenuntersuchungen im südlichen Wiener Becken wird im Abschnitt 5.3 näher eingegangen.

2.3 Allgemeines Thermisches Datenprocessing

Der nachfolgende Abschnitt behandelt die Grundlagen der durchgeführten thermischen Analysen. Auf die gekoppelt thermisch- hydraulische Modellrechnung wird separat in Abschnitt 2.5 eingegangen.

2.3.1 Allgemeines

Temperaturdaten aus Messungen in Tiefbohrungen stellen die wichtigste Informationsquelle über die thermischen Verhältnisse im Untergrund dar. Die hieraus erhaltenen Temperaturinformationen ergeben sich jedoch aus Überlagerung des ungestörten, quasistationären terrestrischen Temperaturfeldes mit transienten Störsignalen. Zu diesen Störeffekten zählen:

- i. Der Einfluss des Bohrbetriebs, insbesondere der Spülungszirkulation.
- ii. Der Einfluss der Oberflächentopographie in der zu untersuchenden Region.
- iii. Paläoklimatisch verursachte Schwankungen der Oberflächentemperatur und deren Fortsetzung in den Untergrund.
- iv. Der Einfluss tektonisch bedingter Hebungs- und Senkungsprozesses und die damit verbundenen sedimentären und erosiven Mechanismen.

Die Korrektur des Einflusses der Spülungszirkulation (i.) wird allgemein als „Bottom Hole Temperatur“ [BHT-] Korrektur bezeichnet und ist an diskreten Temperaturmessungen in Tiefbohrungen anzuwenden, die im Zuge bohrlochgeophysikalischer Messungen im Bohrloch tiefsten erhoben worden sind. Im Rahmen des Projekts THERMALP musste Auswertungsschritt (i.) an allen zur Verfügung gestandenen, diskreten Bohrlochtemperaturmesswer-

ten durchgeführt werden. Die Korrekturschritte (ii.) und (iii.) wurden nur an Temperaturmessdaten außerhalb des Modellierungsgebiets im südlichen Wiener Becken durchgeführt, zumal das benutzte thermische Simulationspaket Comsol Multiphysics™ in der Lage ist, den Einfluss des Oberflächenreliefs sowie paläoklimatischer Schwankungen in der thermischen Simulation zu berücksichtigen (vgl. Abschnitt 2.5). Auswertungsschritt (iv.) wurde im Rahmen des Projekts THERMALP aufgrund des beschränkt zur Verfügung stehenden Bearbeitungszeitraums nicht berücksichtigt,

2.3.2 BHT Korrektur

Die Zirkulation der Bohrspülung im Zuge des Bohrbetriebs besitzt einen erheblichen Einfluss auf das thermische Regime der nahen Bohrlochumgebung. Da im Regelfall die Temperatur der Spülung niedriger als jene des Umgebungsgebirges ist, stellt das Bohrloch eine lokale thermische Senke dar³. In der praktischen Anwendung der BHT Korrektur, insbesondere bei Vorliegen einer unvollständigen Dokumentation des Bohrbetriebs vor Durchführung der thermischen Messung, hat sich die Vereinfachung des Bohrlochs zu einer thermischen Linienquelle bewährt. Im Rahmen des Projekts THERMALP wurden folgende Verfahren auf Grundlage eines Linienquellenansatzes eingesetzt:

Graphische Korrekturverfahren

1. Modifiziertes Verfahren nach Horner (FERTL & WICHMANN, 1977)
2. Verfahren nach LACHENBRUCH UND BREWER (1959)

Numerische Korrekturverfahren

3. Inversionsverfahren nach LEBLANC ET AL. (1982)

Für sämtliche benutzte Verfahren gilt hierbei die Einschränkung, dass der thermische Ausgleich zwischen Bohrspülung und Umgebungsgebirge nur durch reine Wärmeleitung stattfindet. Die eingesetzten grafischen Korrekturverfahren wurden in vorangegangenen Jahresberichten (vgl. GÖTZL & MOTSCHKA 2006) ausführlich behandelt. Im Nachfolgenden soll auf die ebenfalls angewendete numerische BHT Korrektur nach einem Ansatz von LEBLANC ET AL. (1982) näher eingegangen werden.

Auf Grundlage eines Explosionsquellenansatzes (unmittelbares Freisetzen der Temperaturdifferenz ΔT zwischen Gebirge und Bohrspülung) erfolgt ein konduktiv herbeigeführter thermischer Ausgleichsprozess, der zu folgender, zeitabhängiger Näherung der gemessenen Spülungstemperatur (BHT) führt:

³ Da die Spülungstemperatur im Regelfall auf mindestens 30°C temperiert ist, stellt die Zirkulation in oberflächennahen Tiefenbereichen bis zu etwa 800 Meter unter Gelände eine Wärmequelle dar.

$$BHT(t) = T_F + \Delta T \left[\underbrace{\exp\left(-\frac{a^2}{4\kappa t}\right)}_{E(t)} - 1 \right]$$

GL 22: Temperaturentwicklung in der Bohrspülung gemäß dem Explosionsquellenansatz

Mit: a... Radius der Bohrung [m]

κ ... Temperaturleitfähigkeit des Systems Bohrloch – Gebirge [m²/s]

T_F ... Ungestörte Formationstemperatur $BHT(t \rightarrow \infty)$

Auf Grundlage von Gleichung GL 22 lässt sich die ungestörte Formationstemperatur iterativ über $\Delta T = T_F - T_M$ optimieren. Neben der ungestörten Formationstemperatur lässt sich mit Hilfe dieses Ansatzes auch der Wert der effektiven Temperaturleitfähigkeit [bulk thermal diffusivity] des Systems Bohrloch – Umgebungsgebirge bestimmen. Dieses Verfahren ist bei Vorliegen von mindestens 2 gemessenen BHT Werten sowie der Kenntnis der diesbezüglichen Stillstandszeiten (t) anwendbar. Die Kenntnis der Zirkulationsdauer der Spülung ist hierbei nicht notwendig. Die Methode von Leblanc et al. versagt bei zu geringen Stillstandszeiten (Gültigkeitsbereich Linienquellenansatzes) und liefert bei Vorhandensein konvektiver Einflüsse (Zustrom von Formationsfluiden oder Spülung in das Bohrloch) nur eine grobe, zumeist ungenügende Anpassung an die thermisch ungestörte Formationstemperatur. Zudem ignoriert dieses Verfahren ein mögliches Nachzirkulieren der Bohrspülen und die damit verbundenen advektiven Einflüsse innerhalb des Bohrloches.

2.3.3 Topografische Korrektur

Die Wärmeflussdichte berechnet sich nach dem Fourier'schem Gesetz zu $\dot{q} = -\lambda \cdot \nabla T$. Sie kann bestimmt werden, wenn zu einem Temperaturlog die Wärmeleitfähigkeit λ bekannt ist. Die Auswertung kann beispielsweise mit der Intervall- bzw. Bullard Methode vollzogen werden (siehe POWELL ET AL, 1988). Der Temperaturgradient ∇T wird teilweise stark von den Terrain Effekten, die zuvor korrigiert werden müssen, beeinflusst.

Eine ausgeprägte Topografie der Erdoberfläche verursacht Störungen des Temperaturgradienten in der Erdkruste. Dabei wirkt ein Berg wie eine zusätzliche Isolation für den nach oben gerichteten Wärmefluss, wobei ein komplexer Wärmeaustausch an der Erdoberfläche durch Abstrahlung und Konvektion in die Atmosphäre stattfindet. Hier spielt theoretisch auch die Sonneneinstrahlung eine Rolle, die je nach Neigung und Vegetation der Hänge regional sehr unterschiedliche Beiträge liefert. Den größten Beitrag liefert jedoch das Relief selbst, das meist als topografischer Effekt bezeichnet wird. Es bewirkt eine Stauchung des Temperaturgradienten unterhalb von Tälern und eine Zerrung unterhalb von Bergspitzen. JEFFREYS (1938) entwickelte mit Hilfe eines potenzialtheoretischen Ansatzes die Grundlage für die Korrektur eines gemessenen Gradienten in Bohrlöchern und BULLARD (1938) beschrieb die praktische Anwendung. Dabei geht man von einem homogenen, isotropen Untergrund mit konstantem Temperaturgradienten g aus und setzt als Randbedingung an der Oberfläche eine

linear mit der Höhe abnehmende Temperatur (konstanter Luftgradient g'). In der Potentialtheorie kann das Potenzial (in diesem Fall die Temperatur) überall im unendlichen Halbraum berechnet werden, wenn das Potenzial oder dessen Gradient auf einer (theoretisch unendlich ausgedehnten) Ebene vorliegt und die Laplace Differentialgleichung gilt. Somit wird rund um das Bohrloch die Temperatur auf einer Referenzebene in Höhe des Bohrlochmundes (x_0, y_0, z_0) mit folgender Formel berechnet:

$$T(x, y, z_0) = T(x_0, y_0, z_0) + (g - g') \cdot H$$

$$\Delta T = T(x, y, z_0) - T(x_0, y_0, z_0) = (g - g') \cdot H$$

Wobei H die Höhendifferenz vom Punkt (x, y, z) zum Bohrlochmund (x_0, y_0, z_0) ist und ΔT die Temperaturdifferenz zwischen einer Temperatur auf der Referenzebene in z_0 und dem des Bohrlochmundes. Anders gesagt, wird ausgehend von der Temperatur beim Bohrlochmund die Temperatur an jedem Punkt um das Bohrloch auf der Topografie mit Hilfe von Luftgradienten berechnet und mit dem gemessenen Erdgradienten g auf die Höhe der Referenzfläche gebracht.

Die Differentialgleichung der Wärmeleitung

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) = \rho \cdot c \frac{\partial T}{\partial t} - P$$

mit der Wärmeleitfähigkeit λ , der Dichte ρ , der spezifischen Wärmekapazität c sowie der radiogenen Wärmeproduktionsrate P , reduziert sich bei konstanter Leitfähigkeit, verschwindendem P und einer zeitlich konstanten Oberflächentemperatur zur Laplace'schen Differentialgleichung:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x_i^2} = 0$$

Die Lösung ist gut bekannt und unabhängig von den Materialparametern der Erde (bei Vorgabe der Temperatur als Randbedingung). Leitet man das Ergebnis weiters partiell nach der Tiefe z ab, bekommt man schließlich eine Formel für den gestörten Temperaturgradienten (JEFFREYS, 1938). Dabei werden alle Temperaturen auf der Referenzfläche aufsummiert und mit der Entfernung vom Bohrloch r , sowie der Tiefe des Bohrlochmunds ζ gewichtet. BULLARD 1938 gibt schließlich folgende Formel für die Berechnung der Störung des Temperaturgradienten in der Tiefe ζ an:

$$\frac{\partial T}{\partial z}(\zeta) = \int_0^{\infty} \frac{1 - 2 \frac{\zeta^2}{r^2}}{\left(1 + \frac{\zeta^2}{r^2}\right)^{5/2}} \cdot \frac{\Delta T(r)}{r^2} dr$$

GL 23: Topografische Korrektur nach Bullard (1938)

Dabei ist $\Delta T(r)$ die gemittelte Temperaturdifferenz auf der Referenzfläche mit gleichem Abstand r vom Bohrlochmund.

Obwohl einige vereinfachende Annahmen in der Berechnung dieses Korrekturterms stecken, liefert die Formel eine gute erste Näherung des topografischen Einflusses auf den Temperaturgradienten in einem Bohrloch. Die Formel ist gültig für Tiefen ζ die klein gegenüber den maximalen Radius R_{\max} sind und berücksichtigt keine transienten Effekte wie Sedimentation, Hebung oder Erosion des Gebirges. Diese Effekte werden von BIRCH (1950), BECK (1977) oder CLAUSER (1984) behandelt. Korrekturwerte nahe der Oberfläche tendieren zu divergieren und lassen somit keine stabilen Lösungen zu.

Diese Methode wird auch „Solid Angle Method“ (Raumwinkelmethode) genannt auf dessen Basis im Rahmen der von ÖAW finanzierten Studie THERTEC ein Programm in Visual Basic Studio 2010 erstellt wurde (vgl. GÖTZL ET AL. 2012). Das Programm beinhaltet ein digitales Geländehöhenmodell für Westösterreich im Raster 100 x 100m (frei verfügbar www.bev.ac.at). Es müssen lediglich die Koordinaten (Lambert) des Bohrlochs, der atmosphärische Gradient, der unkorrigierte geothermische Gradient, die Tiefe wo der Gradient bestimmt wurde, sowie der maximale Umgebungsradius R_{\max} um die zu betrachtende Gradientenmessung angegeben werden.

2.3.4 Inverse Modellierung der oberflächennahen Wärmestromdichte

Der Begriff „oberflächennahe Wärmestromdichte“ beschreibt jenen Anteil der terrestrischen Wärmestromdichte, der in obersten Anteilen der Kruste, in messtechnisch erschließbaren Tiefen, an die Erdoberfläche strömt. Ein per Definition ausgewiesener Tiefenbereich für die Gültigkeit des Begriffs „oberflächennahe Wärmestromdichte“ existiert in diesem Zusammenhang nicht. Üblicherweise bezieht sich dieser Terminus auf Wärmestromdichten, die in Bohrungen messtechnisch ermittelt worden sind und beschreibt per Definition unter Bezug auf das Fourier Gesetz das durch Wärmeleitung hervorgerufene Temperaturfeld.

Im Rahmen des Projekts THERMALP wurden oberflächennahen Wärmestromdichten, die aus realen Temperaturmessungen in Tiefbohrungen ermittelt worden sind zur Kalibrierung modellierter Wärmestrom- und Temperaturregime (3D-, 1D Modellierung) herangezogen.

Den Ausgangspunkt der inversen Modellierung der oberflächennahen Wärmestromdichte bildet Gleichung GL 4 unter Vernachlässigung interner Wärmequellen (radiogene Wärmeproduktion). Anhand von korrigierten Temperaturdaten aus Tiefbohrungen (BHT – Daten, Temperaturdaten aus hydraulischen Bohrlochtests) erfolgte eine iterativ durchgeführte numerische Anpassung einer über den gesamten Bohrungsabschnitt als konstant betrachteten Wärmestromdichte. Der Anpassungsgrad wurde durch Berechnung der quadratischen Abweichung ermittelt. Etwaige Einflüsse konvektiver Wärmeeinflüsse wurden durch Darstellung der Einzelresiduen zwischen den gemessenen und den modellierten Bohrlochtemperaturen ausgewiesen. Die Umsetzung dieses inversen Optimierungsalgorithmus erfolgte mit Hilfe eines automatisierten Algorithmus (Fortran bzw. MATLAB Code). Nähere Informationen über die Ergebnisse der durchgeführten inversen Berechnungen der oberflächennahen Wärmestromdichte sind in Abschnitt 4.2 angeführt.

2.4 Geologische Modellierung mit Hilfe der Softwarepakete Geomodeller™ und GO-CAD™

Im Rahmen der geologischen Modellierung im südlichen Wiener Becken wurden zwei unterschiedliche Softwarepakete benutzt, die im Nachfolgenden kurz erläutert werden:

2.4.1 Softwarepaket Geomodeller™

Geomodeller™ wurde von 1995 bis 2000 vom französischen geologischen Dienst (BRGM) unter dem Namen „Editeur Geologique“ (3DWEG) entwickelt und 2005 an die australische Firma Intrepid Geophysics verkauft. Seitdem entwickeln beide Organisationen zusammen die Software weiter.

Bei der Modellierung mit Geomodeller™ werden diverse digitalisierte Punktinformationen (Oberflächengeologie, Fallwerte, Schichtgrenzen etc.) mittels der Potentialfeld – Methode, basierend auf Co-Kriging-Verfahren, zu Flächen interpoliert. Verwendet werden halbautomatische Interpolationsalgorithmen.

Informationen über Schichtgrenzen in Form von Punkten oder Linien werden anhand von deren Fallwinkel und -Richtung mittels des oben genannten Algorithmus extrapoliert. Diese Extrapolation der geologischen Kontaktinformation aufgrund von Einfallswerten stellt den wesentlichen Unterschied in der Funktionalität zu den meisten anderen Modellierungsprogrammen dar, in welchen lediglich zwischen den Eingangsdaten interpoliert wird und Einfallswerte keine Berücksichtigung finden.

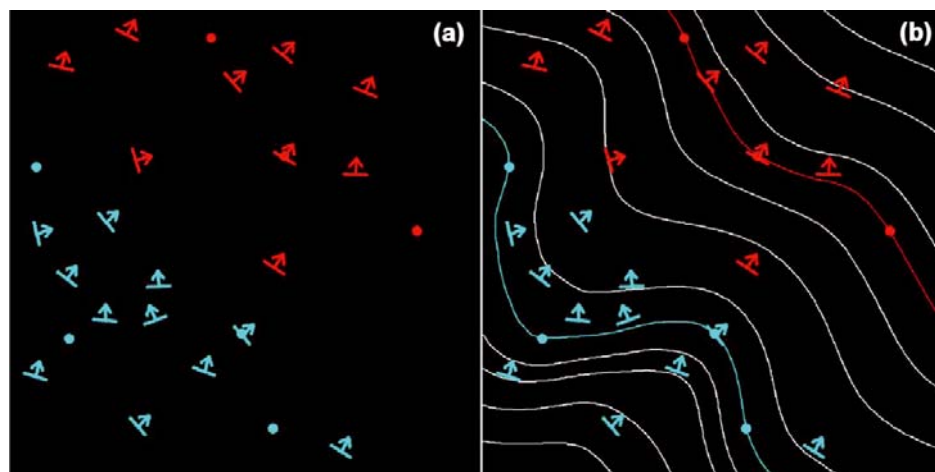


Abbildung 7: Prinzip der Potentialfeld Interpolationsmethode in 2D anhand von 2 geologischen Einheiten (rot und blau).

(a): Kontaktpunkte und Einfallswerte als Basis; (b): das aus den Basisdaten resultierende Potentialfeld (aus CALCAGNO ET AL 2008).

Zu Beginn der Modellierung müssen die Grenzen des zu bearbeitenden Gebietes sowie die geographische Projektion definiert werden. Als weiterer Schritt wird festgelegt, ob jeweils die Top- oder Basisflächen der Einheiten modelliert werden sollen. Die Modelleinheiten werden

definiert und in Form einer stratigraphischen Schichtfolge in Beziehung gesetzt, im Zuge dessen wird definiert ob sich diese erosiv (Dykes, Plutone, etc.) oder „onlapping“ (sedimentäre Lagen) verhalten.

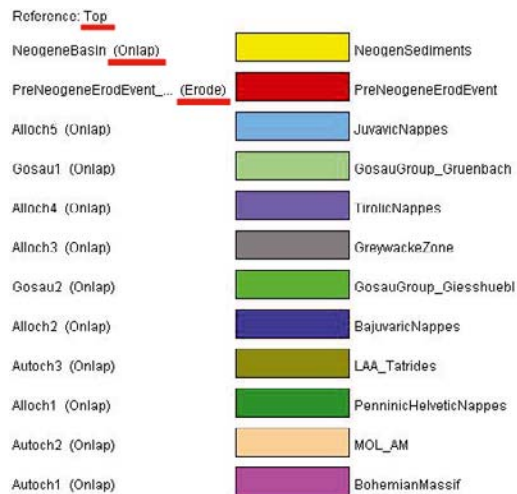


Abbildung 8: Aufbau der Modelleinheiten: Stratigraphische Schichtfolge des geologischen 3D Modells des südlichen Wiener Beckens.

Die Eingabe von geologischer Information passiert in einem 2D Fenster, welche im Prinzip Profilschnitten durch das Modell entsprechen. Räumliche 3D – Informationen, wie z.B. Marker aus Bohrungen, Oberflächengeologie etc. können über Import Tools leicht integriert werden.

In Geomodeller™ erfolgt die eigentliche Modellierung immer schrittweise, die Einheiten werden einzeln nacheinander erstellt. Sukzessive werden neue Kontaktinformationen und Strukturdaten eingebaut, das Modell stetig kontrolliert und verfeinert. Die Erstellung des Modells ist ein iterativer Prozess, bei dem nach Hinzufügen weiterer Daten sofort mittels Neuberechnung der Einfluss dieser festgestellt werden kann.

Um das Modell so realitätsnah wie möglich zu gestalten gibt es die Möglichkeit, die voreingestellten Interpolationsparameter zu verändern und den jeweiligen geologischen Begebenheiten anzupassen.

2.4.2 Softwarepaket GOCAD™

Gocad™ steht für „Geological Objects Computer Aided Design“ und ist der Name eines Projektes welches 1989 von Professor Jean-Laurent Mallet an der Nancy Universität gegründet wurde. Die im Rahmen dieser Software entwickelte „Discrete Smooth Interpolation Methode“ (DSI) ermöglicht es, die heterogenen und unpräzisen Daten aus der Geologie speziell berücksichtigen zu können (MALLET 1992). Mittels dieser Interpolationsmethode wird der Flächeninhalt weitestgehend minimiert um eine möglichst glatte Oberfläche zu erhalten. Die Eingangsdaten können mit Hilfe einfacher linearer Interpolation, DSI oder Kriging interpoliert werden. Im Gegensatz zu GeoModeller™ arbeitet man hier strikt in 3D, ein Zeichnen in 2D funktioniert als Projektion auf eine Ebene orthogonal zur Sichtachse.

Für die Konstruktion von Flächen in Gocad™ gibt es diverse verschiedene Methoden welche je nach Datenqualität und –Dichte gewählt werden können und teils stark unterschiedliche Ergebnisse liefern. Um die Ergebnisse gegebenenfalls zu verbessern gibt es die Möglichkeit, die interpolierten Flächen manuell zu editieren. Diese können des Weiteren aus Teilen zusammengesetzt und entlang von Störungen versetzt werden. Jede Fläche wird vorerst einzeln erstellt, die Beziehung von mehreren Flächen zueinander ist erst durch späteres Nachbearbeiten gegeben. Minimale bzw. maximale Mächtigkeiten und somit ein einigermaßen homogener Schichtverlauf können vorgegeben werden. Durch die spezielle „DSI“ Interpolationstechnik sowie die diversen Methoden der Flächenbearbeitung können sehr komplexe Flächen und daraus volumetrische Modelle erstellt werden.

2.4.3 Gegenüberstellung der beiden Softwarepakete

In der ersten Phase der Modellierung wurde das Softwarepakete GeoModeller™ verwendet, wobei man hierbei auf technische Probleme und die Grenzen der praktischen Handhabung des Modells gestoßen ist. In einem weiteren Schritt wurde das vorliegende, zu ca. 90% abgeschlossene geometrische 3D Modell aus GeoModeller™ in das Modellierungsprogramm Gocad™ importiert und dort weiter bearbeitet.

Die beiden Softwarepakete unterscheiden sich sowohl in der Anwendung als auch in den Ergebnissen maßgeblich voneinander.

A) Interpolation der Datenpunkte

Wie unterschiedlich zwischen drei Punkten interpoliert werden kann, soll anhand der gezeichneten Linie in Abbildung 9 demonstriert werden. Keine der Varianten ist „falsch“ interpoliert, jedoch weichen die Endergebnisse maßgeblich voneinander ab.

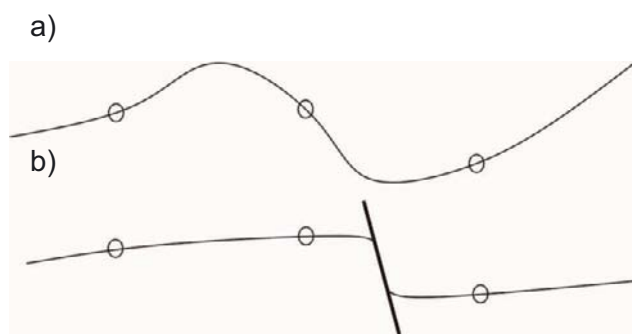


Abbildung 9: Gegenüberstellung von zwei Varianten, zwischen drei gleichen Punkten zu interpolieren.

Die Variation der Interpolationsergebnisse in GeoModeller™ hängen stark von der Änderung der voreingestellten Interpolationsparameter ab. Um die gewünschten Ergebnisse zu erzielen können unter anderem die Intensität der Extrapolation in X/Y/Z-Richtung sowie in Streich/Fallrichtung eingestellt werden. Die mittels der Software Geomodeller™ interpolierten Flächen tendieren dennoch dazu, „Berge“ und „Täler“ auszubilden, dies zeigt Variante a) in der oben gezeigten Abbildung 9. Je weiter die Datenpunkte räumlich auseinander liegen, desto stärker wird dieser Effekt.

Durch die „DSI“ und die Kombination mit weiteren Interpolationsfunktionen sowie die Möglichkeit der manuellen Nachbearbeitung von Flächen bietet Gocad™ mächtige Tools zur realitätsnahen bzw. der geologischen Vorstellung entsprechenden Interpolation der Eingangsdaten. Einige der in Geomodeller™ erstellten Flächen mussten in Gocad™ nachbearbeitet, im Prinzip geglättet werden (Variante b) – Abbildung 9).

B) Geologische Modellierung

In dem Geomodeller™ Projekt werden stratigraphische Schichtfolgen aufgebaut, die Eigenschaften dieser (ob sedimentär oder intrusiv) definiert und jene Schichten anhand von Strukturdaten extrapoliert. Störungen können eingebaut und bei der Interpolation berücksichtigt werden. Dies verspricht eine umfassende Miteinbeziehung geologischer Daten in die Interpolation. Wie Abbildung 10, Section A zeigt, funktionieren diese Tools nicht immer einwandfrei. Die dargestellte Störungsfläche wurde bei der Interpolation mit einbezogen, es wurde jedoch kein Versatz erzeugt. Vor allem die Beziehung der Flächen zueinander, also die Erhaltung der Mächtigkeit und die Miteinbeziehung der Störungen, stellen in Geomodeller™ Probleme dar.

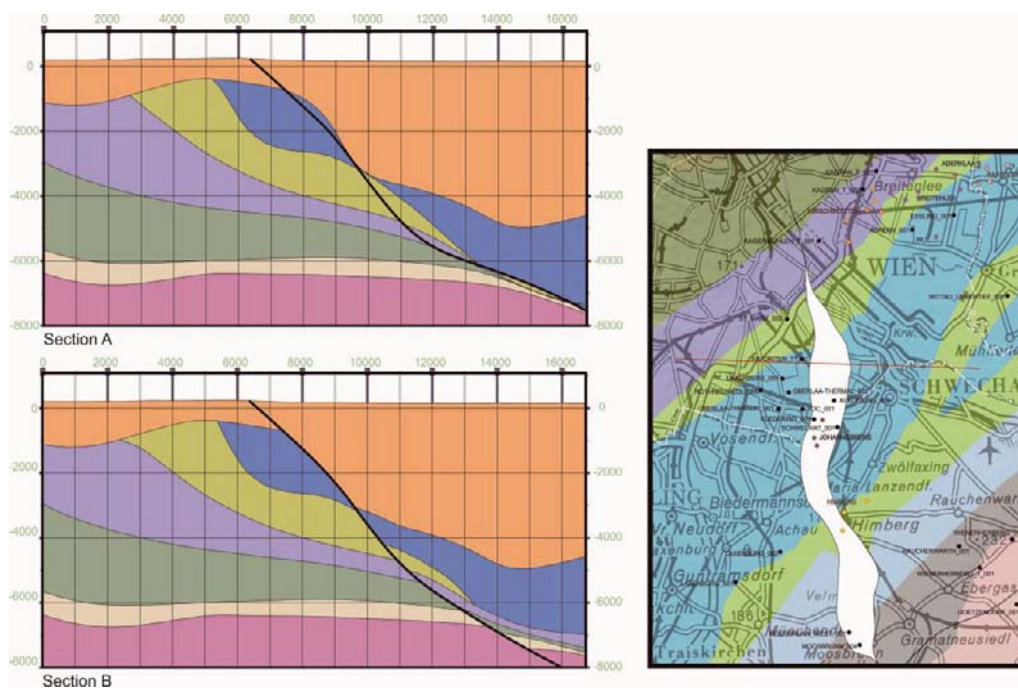


Abbildung 10: Vergleich der interpolierten 3D Modelle auf Grundlage der Softwarepakete Geomodeller™ (Section A) und GoCAD™ (Section B) am Beispiel des geologischen 3D Modells im südlichen Wiener Becken.

In Gocad™ können die Beziehungen der Flächen zueinander erst nach der Erstellung der (vorläufigen) Flächen definiert werden. Diese können unter anderem mit minimalen/maximalen Mächtigkeiten zu ihren umliegenden Einheiten versehen werden und von modellierten Störungsflächen versetzt werden.

C) Triangulierung der Flächen

Im Zuge der weiteren Verwendung der erstellten Daten für die numerische Modellierung ist es wichtig, homogen aufgebaute Geometrien exportieren zu können. In Gocad™ können die Anzahl der Dreiecke oder Grid-Zellen einer Fläche bzw. eines Volumens variabel gewählt werden um den gewünschten Körper mit der gewünschten Auflösung darzustellen. So können z.B. eine Fläche gezielt aus zumindest annähernd gleichschenkeligen Dreiecken und ein Volumen-Grid aus quadratischen Zellen aufgebaut werden.

In Geomodeller™ gibt es keine entsprechenden Tools wodurch die exportierten, triangulierten Flächen meist aus sehr unregelmäßig aufgebauten Dreiecken bestehen. Diese mussten in Gocad™ neu trianguliert werden.

2.5 Geothermische Modellierung mit Hilfe des Softwarepakets Comsol Multiphysics™

Im Rahmen der Studie THERMALP war anfänglich geplant, die avisierten gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellrechnungen mit Hilfe des Softwarepakets FRACTure™ (Fa. Gewatt AG, SUI) durchzuführen. Da im Zuge des Projektverlaufs das Software Paket Comsol Multiphysics™ von der GBA gekauft, so dass die Entscheidung getroffen worden ist, diese Applikation im Rahmen von THERMALP zu benutzen.

Das Softwarepaket Comsol Multiphysics stellt ein auf der Finite-Elemente Methode basierendes Modellierungsprogramm dar, welches darauf spezialisiert ist physikalische Prozesse unterschiedlicher Art zu kombinieren. Im Fall der Studie THERMALP werden thermische und hydraulische Prozesse miteinander gekoppelt simuliert. Zu diesem Zweck wurde das innerhalb des Softwarepakets Comsol Multiphysics™ vorhandene „Earth Science Module“ benutzt, welches auf die Abbildung hydraulischer und thermischer Prozesse im natürlicher Prozesse im Untergrund ausgelegt ist.

Da der Grundwasserfluss und das thermische Regime eine gegenseitige Beeinflussung vorweisen, muss die Simulation vollständig gekoppelt erfolgen, das heißt dass sowohl der konvektive Wärmetransport in der Wärmeleitungsgleichung als auch Auftriebseffekte aufgrund der thermisch bedingten Dichtevariation in der Abbildung des hydraulischen Regimes gemäß der Darcy Gleichung berücksichtigt worden ist.

Die numerische Modellierung mit Comsol Multiphysics™ setzt sich im Allgemeinen aus folgenden Arbeitsschritten zusammen:

- i. Aufbau des geometrischen Modells und Erstellung des Finite Elemente Netzes
- ii. Zuweisung von Gebietseigenschaften und Startwerten
- iii. Zuweisung von Randbedingungen
- iv. Numerische Modellierung
- v. Postprocessing und Visualisierung

Weitere Informationen zum Ablauf der numerischen Simulation sind dem Kapitel 4.3.3 zu entnehmen.

3 Einführung in das Modellierungsgebiet im südlichen Wiener Becken

Im nachfolgenden Kapitel wird der zu Projektbeginn vorhandene Kenntnisstand zu den hydrogeologischen und geothermischen Verhältnissen im Modellierungsgebiet südliches Wiener Becken vorgestellt. Dieser beruht im Wesentlichen auf G. Wessely (vgl. z.B. WESSELY 1983 oder WESSELY 2006) und ist hierbei auf das so genannte hydrodynamische Weststrandsystem auf der Hochscholle des südlichen Wiener Beckens fokussiert. Die ebenfalls vorhandenen hydrodynamischen Systeme am Ostrand des südlichen Wiener Beckens werden nur rudimentär behandelt.

3.1 Einleitung

Das Wiener Becken, situiert im Übergangsbereich der orogenetischen Gürtel von Alpen und Karpaten, stellt ein störungsgebundenes Pull - Apart Becken (Zerrung schräg zur Beckenachse) dar. Wessely beschreibt die Form des Wiener Beckens wie folgt: „Sein Südwestabschnitt beginnt an der Umbiegung der alpinen Strukturen in die karpatische Streichrichtung. In seinem 200 km langen und maximal 50 km breiten Verlauf erstreckt sich das Becken parallel zur Südostflanke des Sporns der Böhmisches Masse“. „Die Gestalt... ist spindelförmig.“ (WESSELY 2006, S.189). Durch die Donau wird das Wiener Becken in einem Nord- und Südabschnitt unterteilt.

Im Westen wird das südliche Wiener Becken von den Nordalpen flankiert. Diese setzen sich von Norden nach Süden blickend aus pelagischen Ablagerungen des Penninikums (Wienerwaldflysch), permomesozoischen und paläozoischen Sedimentgesteinen des Oberostalpins (Nördliche Kalkalpen, Grauwackenzone). Gegen Südosten blickend trennen permomesozoische Karbonate und Siliziklastika (Semmeringmesozoikum) sowie Kristallingesteine des Unterostalpins das Wiener Becken vom Mattersburger Becken. Das Leithagebirge stellt die hiermit verbundene orografische Südostbegrenzung des südlichen Wiener Beckens dar.

Das südliche Wiener Becken verfügt über zwei bekannte hydrodynamische Thermalwassersysteme, die mit der Erdoberfläche in Verbindung stehen und aktiv alimentiert werden (siehe hierzu Abschnitt 3.3). Das weitaus bedeutendere Thermalwassersystem befindet sich in einer Hochzone des kalkalpinen Beckenuntergrundes am Westrand des südlichen Wiener Beckens (vulgo „Hochscholle“, „Westrandscholle“ oder „Mödlinger Scholle“). Ein weiteres, weniger bedeutenderes Thermalwassersystem befindet sich am Ostrand des südlichen Wiener Beckens (vulgo „Ostrandsystem“). Beide Thermalwassersysteme sind als sensibel hinsichtlich einer Überbeanspruchung durch intensive geothermische Nutzung zu balneologischen Zwecken (Thermalwasserentnahme

ohne Reinjektion) und der energetischen Nutzung (geothermischer Dublettenbetrieb mit Reinjektion der thermisch abgearbeiteten Wässer) anzusehen.

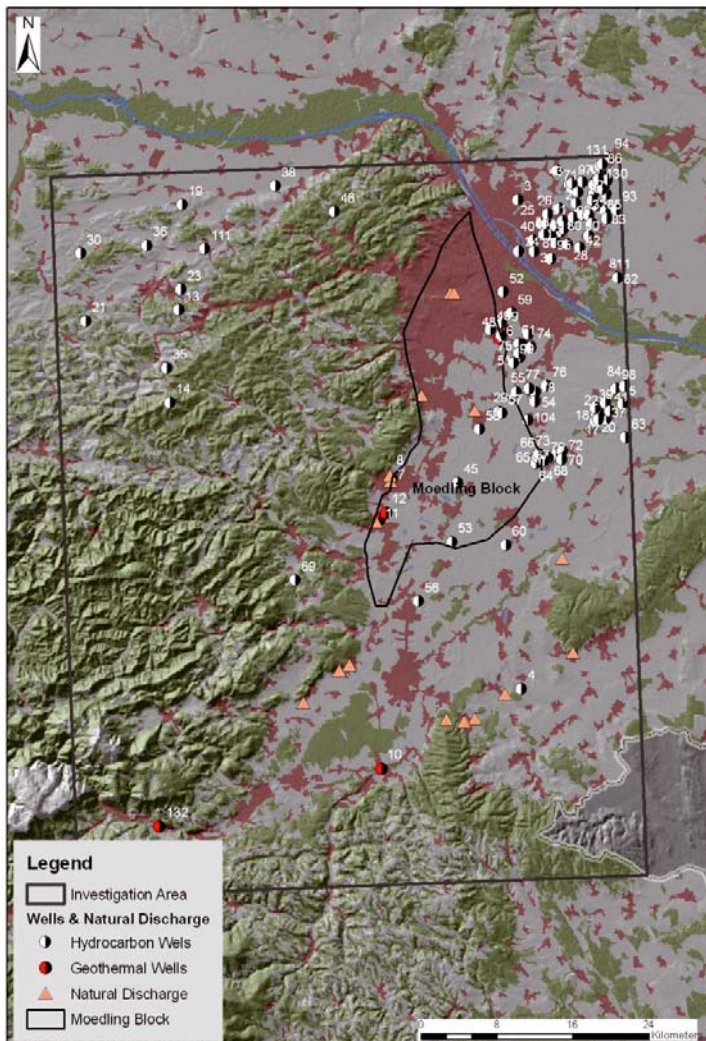


Abbildung 11: Geografische Übersicht des Modellierungsgebiets im südlichen Wiener Becken. Rote Flächen stellen Siedlungsgebiete dar (Quelle: Corine Landsat, Stand 2007, http://reports.eea.europa.eu/search_results?SearchTitle=CORINE).

Wie anhand der Abbildung 11 deutlich zu erkennen ist, liegen die Thermalwässer des Westrandsystems in Arealen mit großer Siedlungsdichte und entsprechend hohem Energiebedarf. Aus diesem Grund besteht seit einigen Jahren ein erhöhtes Interesse die natürlich vorhandenen Thermalwässer zur Energiegewinnung (hauptsächlich Heizwärme) zu nutzen. Dies kann jedoch zu einer Gefährdung der bestehenden, zumeist traditionellen balneologischen Nutzungen im südlichen Wiener Becken führen.

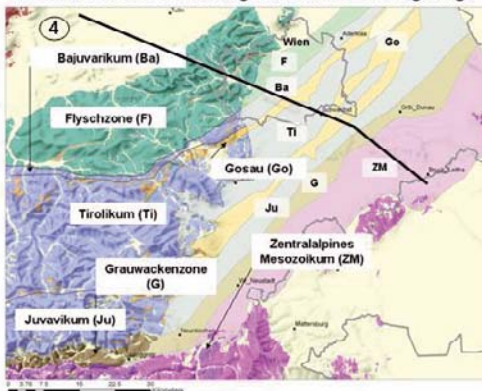
3.2 Geologische Übersicht

Die Tektogenese des Wiener Raumes setzt sich aus einer Abfolge verschiedener Phasen zusammen. Nach dem Beginn der Beckenbildung im mittleren Jura infolge der Absenkung des europäischen Kontinentalrandes und der Entstehung von damit verbundenen, synsedimentären Grabenstrukturen (Dogger) erfolgte im Zuge einer Stabilphase die Ablagerung von Karbonaten (Malm). Nach Aussetzen einer kontinuierlichen Sedimentation in der Kreide setzte diese erst wieder ab dem Eozän bis Oligozän mit der Senkung der Molasse – Vortiefe ein. Das Paläobecken wurde anschließend von einer alpin- karpatischen Überschiebungsmasse überfahren. Dies ist vor allem durch einen Übergang der E – W verlaufenden Streichrichtung im alpinen Anteil in ein SW – NE gerichtetes Streichen der Decken im karpatischen Anteil gekennzeichnet (BRIX & SCHULTZ 1993). Die Ursache hierfür liegt in der „Intender – Wirkung“ des Südböhmischen Sporns (Kristallin der Böhmisches Masse). Der Pull Apart Mechanismus setzte im Eggenburgium ein und dauert bei einer kontinuierlichen Verlagerung der Subsidenzbewegung von West nach Ost bis zum heutigen Zeitpunkt an. Der Haupteinbruch des Wiener Beckens begann im oberen Karpat, wobei die stärksten Senkungsbewegungen im Badenium stattfanden (FAUPL 2003).

Die innere strukturelle Gliederung des Wiener Beckens weist, bedingt durch den Pull Apart Mechanismus, Depressionen, Hochzonen, Brüche und Bruchschollen auf. In den sogenannten Depozentren des Wiener Beckens (Schwechater Tief, Zistersdorfer Depression) sind Neogene Sedimentmächtigkeiten von mehr als 5000 m gegeben. Die Brüche sind überwiegend synsedimentär und besitzen zum Teil erhebliche Sprunghöhen. Im Bereich des südlichen Wiener Beckens ist vor allem das Leopoldsdorfer Bruchsystem mit Sprunghöhen bis zu 4000 m hervorzuheben. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, dass an großen Brüchen die höchsten Strukturen der Hochscholle den tiefsten Strukturen der Tiefscholle gegenüberliegen (z.B. Oberlaaer Hoch vs. Schwechater Tief) (vgl. WESSELY 2006). Durch das Staffelbruchsystem des Leopoldsdorfer Bruchs im Südwesten begrenzt wurde im Zuge der Beckensubsidenz die Tiefscholle des Wiener Beckens ausgebildet, deren Schwerpunkt sich im zentralen und nordwestlichen Anteil des Wiener Beckens befindet. In der Wiener Neustädter- und Mittendorfer Senke findet sich eine Fortsetzung der Tiefscholle. Beide Senken sind Teil einer rezent noch tektonisch aktiven Grabenstruktur am Ostrand des Wiener Beckens. Der westliche Anteil des südlichen Wiener Beckens wird von der Westrandscholle (Hochscholle des Wiener Beckens) gebildet.

Die mehrphasige tektonische Entwicklungsgeschichte des Wiener Beckens führte zu einer Überstapelung verschiedener autochthoner oder parautochthoner Gebirgsdecken mit transportierten allochthonen Einheiten. Hieraus ergibt sich ein stockwerkartiger Aufbau des Wiener Beckens. Betrachtet man einen geologischen Schnitt durch das südliche Wiener Becken so lassen sich verschiedene Stockwerke identifizieren (vgl. Abbildung 12).

Lithotektonische Gliederung Prätertiäres Grundgebirge



Schnitt durch das südliche Wiener Becken

- A... Kristalliner Sockel (Kristallin der Böhmisches Masse)
- B... Autochthone Einheiten (3. Stockwerk): Molasse, Mesozoikum
- C... Allochthone Einheiten (2. Stockwerk). Flysch, Kalkalpen
- D1... Neogene Beckenfüllung Tiefscholle (1. Stockwerk)
- D2... Neogene Beckenfüllung Hochscholle (1. Stockwerk)

Leopoldsdorfer Bruchsystem

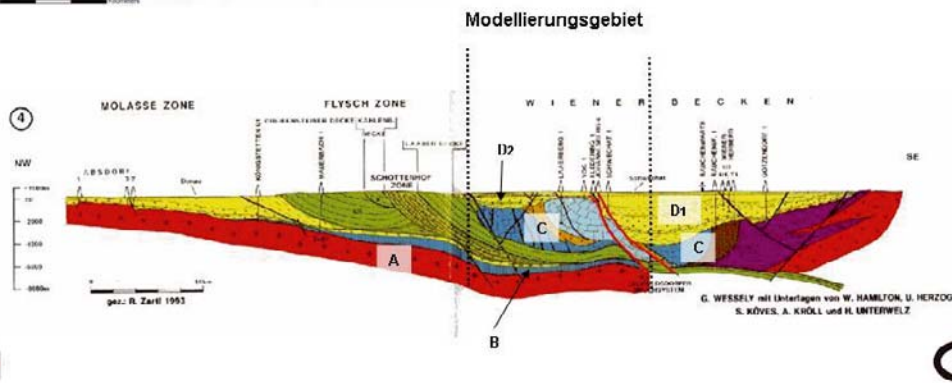


Abbildung 12: Tektonische Übersicht des südlichen Wiener Beckens.

Das erste Stockwerk wird durch autochthone Neogene Sedimente in einer wechselnden marinen, limnischen und terrestrischen Fazies aufgebaut. Im südlichen Wiener Becken ist der Großteil der Ablagerungen dem Zeitraum Badenium - Pannon zuzuordnen, wobei im Bereich der Mitterndorfer Senke die Sedimentation bei aktiver Subsidenz mit mächtigen Quartär Ablagerungen noch nicht abgeschlossen ist.

Das zweite Stockwerk ist allochthoner Natur und setzt sich aus alpin – karpatischen, vornehmlich mesozoischen, Elementen zusammen. Im Bereich des südlichen Wiener Beckens mit Fokus auf die sogenannte Hochscholle werden weite Teile des 2. Stockwerks von kalkalpinen Einheiten aufgebaut, die sich aus den Deckensystemen der Frankenfels-Lunzer Decken (Bajuvarikum), der Göller Decke (Tirolikum) sowie der Höheren Kalkalpendecke (Iuvavikum) zusammensetzt. Chronostratigraphisch lassen sich die kalkalpinen Decken dem Zeitraum Permoskyth bis mittleres Paleozän zuordnen. Die kalkalpinen Decken werden im Norden von Decken der Flyschzone und im Süden von der Grauwackenzone (Paläozoikum) unterlagert. Südwestlich anschließend wurden im Beckenuntergrund die mesozoischen Decken des Semmeringsystems erbohrt. Bedingt durch den alpinen Schub nach Norden liegen die alpin- karpatischen Deckenelemente in Form von Sedimentstapeln vor, wobei die Flyschzone die tektonisch niedrigste Position und die Kalkalpen Decke die tektonisch höchste Position einnimmt. Entlang der Überschiebungsbahnen der kalkalpinen Decken sind kretazische bis alttertiäre

Muldensedimente von mariner bis limnischer Fazies (Gosau – Mulde, Glinzendorfer Mulde) zu finden.

Das dritte Stockwerk setzt sich wiederum aus autochthonen Sedimenten des zuvor angesprochenen Paläo- und Protobeckens (Sedimentationszeitraum Jura bis Paläogen) zusammen, welche anschließend von den alpin – karpatischen Einheiten des zweiten Stockwerks überschoben worden sind. Den kristallinen Sockel des südlichen Wiener Beckens bildet die subduzierte kontinentale Kruste des europäischen Paläokontinents (Kristallin der Böhmisches Masse).

3.3 Hydrogeologische Übersicht

Bedingt durch ausgeprägte, aktive Zirkulationssysteme unterscheiden sich die Ränder des südlichen Wiener Beckens maßgeblich vom zentralen Wiener Becken, in welchem stagnierende, begrenzte Formationswässer vorherrschen. Die Ursache hierfür liegt einerseits in der direkten hydraulischen Verbindung der Randbereiche (Westrandsscholle, Ostrandsscholle) mit Einzugsgebieten in den Alpen (Westen) und dem Leithagebirge sowie vermutlich auch in den kleinen Karpaten (Osten). Hieraus ergibt sich im südlichen Wiener Becken das als „Thermenlinie“ bekannte Westrandzirkulationssystem, an welchem die bekannten Thermen Niederösterreichs und Wiens gebunden sind, sowie ein untergeordnetes Ostrandzirkulationssystem, an welches etwa die Therme Bad Deutsch Altenburg gebunden ist. Die Trennung dieser beiden Systeme erfolgt im Wesentlichen lithotektonisch, wobei die Deckengrenze zwischen der höheren Kalkalpendecke und der Grauwackenzone als hydraulische Barriere angenommen wird. Einen nicht zu unterschätzenden kanalisierenden Einfluss besitzen jedoch auch die Bruchsysteme innerhalb des Beckens (vgl. WESSELY 1983).

Aus hydrogeologischer Sicht stellen kalkalpine Einheiten der Nordalpen das primäre Einzugsgebiet des Westrandsystems dar. Die teilweise mehr als 1000m mächtigen triassischen Dolomit- und Kalkplattformen (Hauptdolomit, Wettersteindolomit, Wettersteinkalk) stellen ergiebige Karst- und Kluftaquifere dar. Im Bereich der anstehenden nördlichen Kalkalpen erfolgt die Infiltration meteorischer Wässer in das südliche Wiener Becken hauptsächlich über die oben erwähnten Aquifere der Göllerdecke sowie der Höheren Kalkalpen Decke. Landfern entwickelte, vermergelte Fazies, basale Werfener Schichten (Permoskyth) sowie Ablagerungen der Gosaulden bilden meist an Überschiebungsflächen gebundene, interne hydraulische Barrieren.

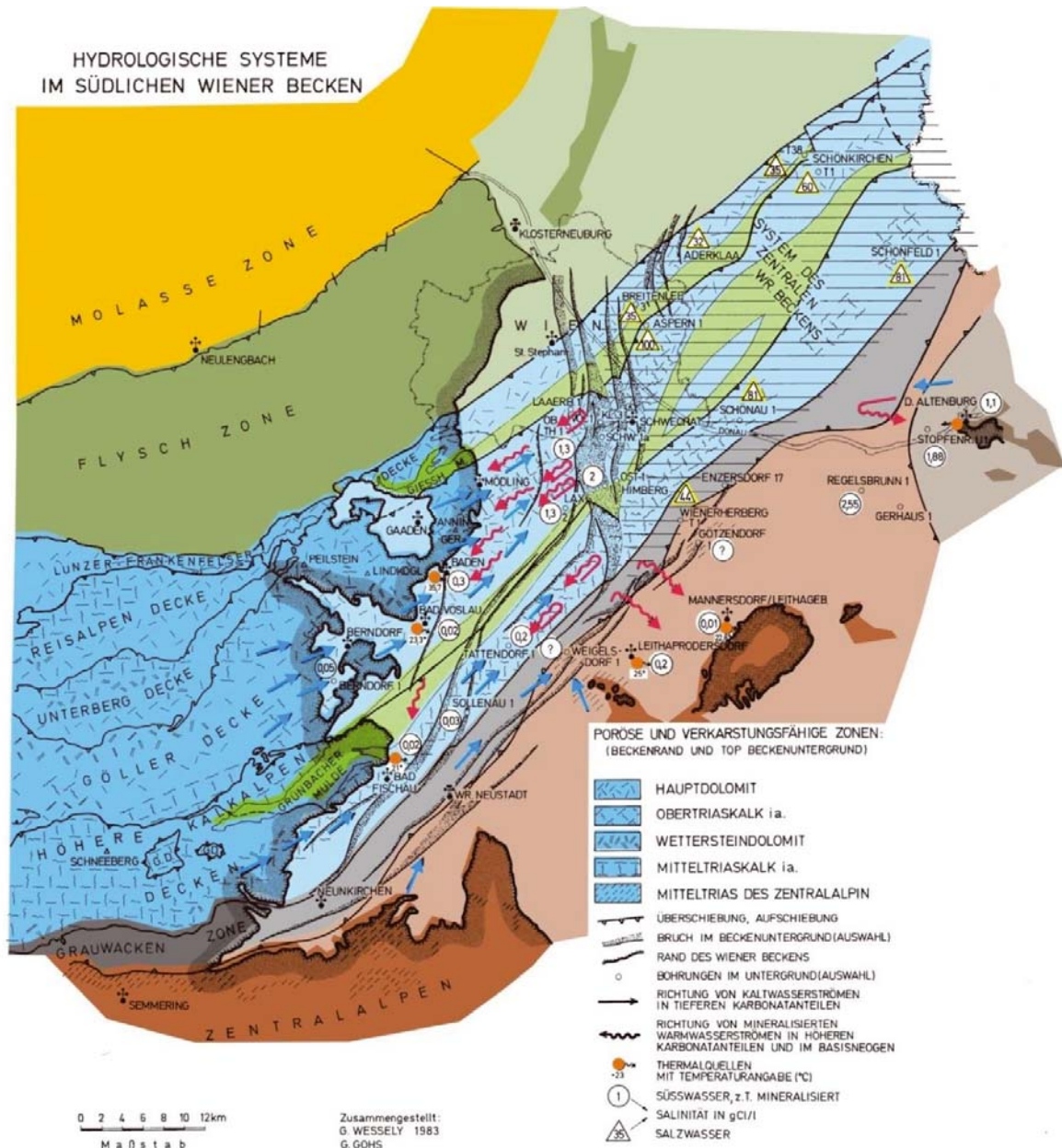


Abbildung 13: Übersicht zur Geologie des Untergrunds des südlichen Wiener Beckens und den Thermalwasserzirkulationen, leicht verändert nach WESSELY (1983).

Die neogene Sedimentfüllung wird durch die transparente Farbe gekennzeichnet. Die blauen Pfeile symbolisieren das Anströmen der kälteren kalkalpiner Wässer und die roten Pfeile das aufsteigende Warmwasser.

Die Gesteinsserien der Flysch- und Grauwackenzone besitzen nur eine untergeordnete Aquiferbedeutung, hydraulische Zirkulationssysteme treten nur im lokalen Charakter zumeist bruchgebunden auf. Karbonate des Semmeringmesozoikums alimentieren hingegen das Ostrandsystem. Die zuvor getätigte grobe hydrogeologische Gliederung der anstehenden Ostalpen lässt sich auch in das Beckeninere extrapolieren. Gemäß WESSELY (1983) lässt

sich die Thermalwasserzirkulation im südlichen Wiener Becken wie folgt skizzieren (siehe auch Abbildung 13, Abbildung 14 und Abbildung 15):

Am Ostrand der Alpen infiltrierende Oberflächenwässer gelangen über die mit der Erdoberfläche in hydraulischer Verbindung stehenden Karbonate des prätertiären Beckenuntergrunds in das Beckeninnere bis an die Staffelbrüche des Leopoldsdorfer Bruchsystems, welches eine nach NE gerichtete hydraulische Barriere darstellt. An diesem erfolgen Aufstieg und Exfiltration der erwärmten Wässer in seichtere Gebirgspartien, wobei auch hier primär Karbonate oder tertiäre Basisbrekzien als sekundäre geothermale Reservoirs auftreten.

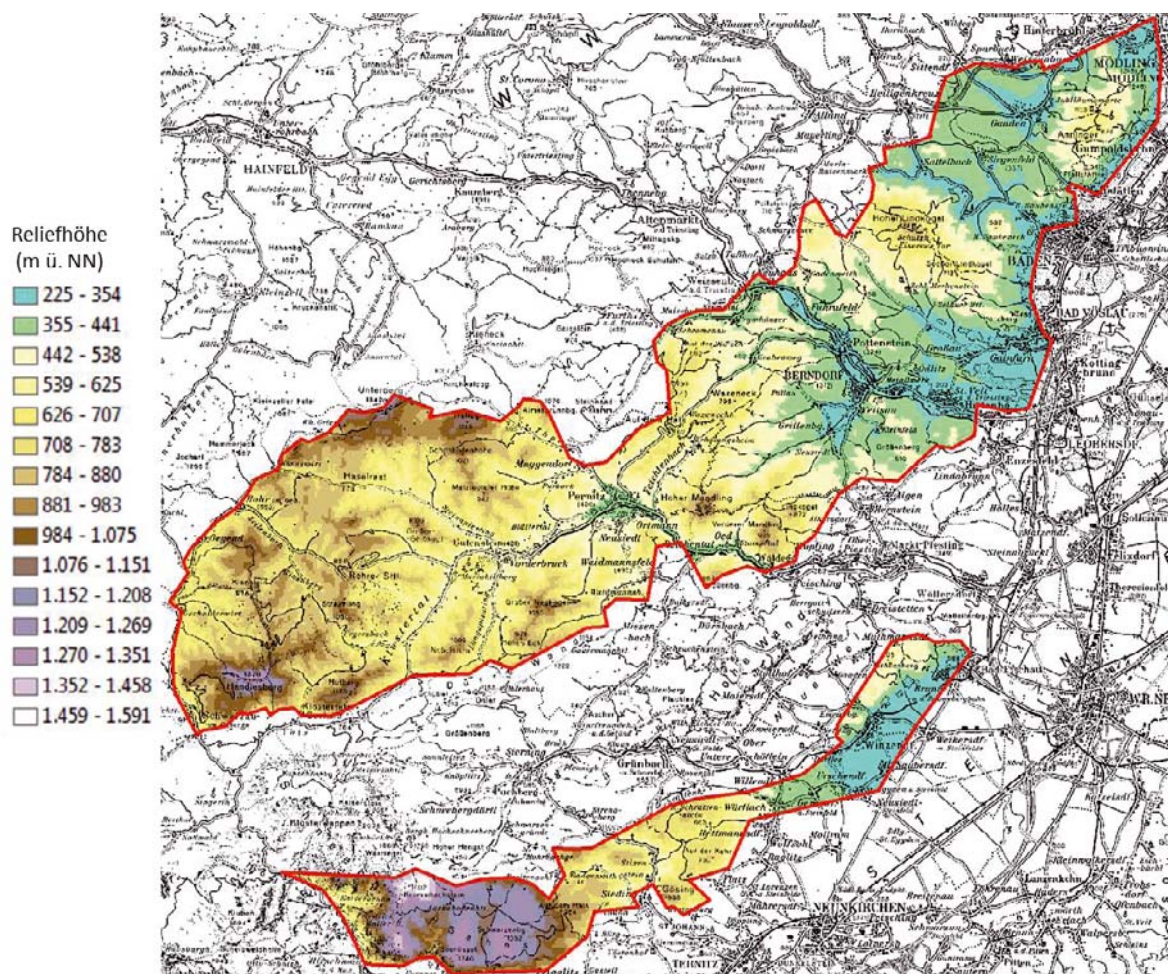


Abbildung 14: Vermutete Lage und Relieffhöhe der Einzugsgebiete am Westrand des südlichen Wiener Beckens (Götl et al., 2012).

Eine Alimentierung durch das Quartär und Tertiär des südlichen Wiener Beckens ist unwahrscheinlich. Ausgeprägte, hydraulisch gut leitende Porenaquifere, sind vorrangig nur in quartären Schottern (z.B. Mittendorfer Senke) vorhanden. Die pelitreichen tertiären Sedimente im Liegenden besitzen nur untergeordnete Aquiferbedeutung und fungieren als

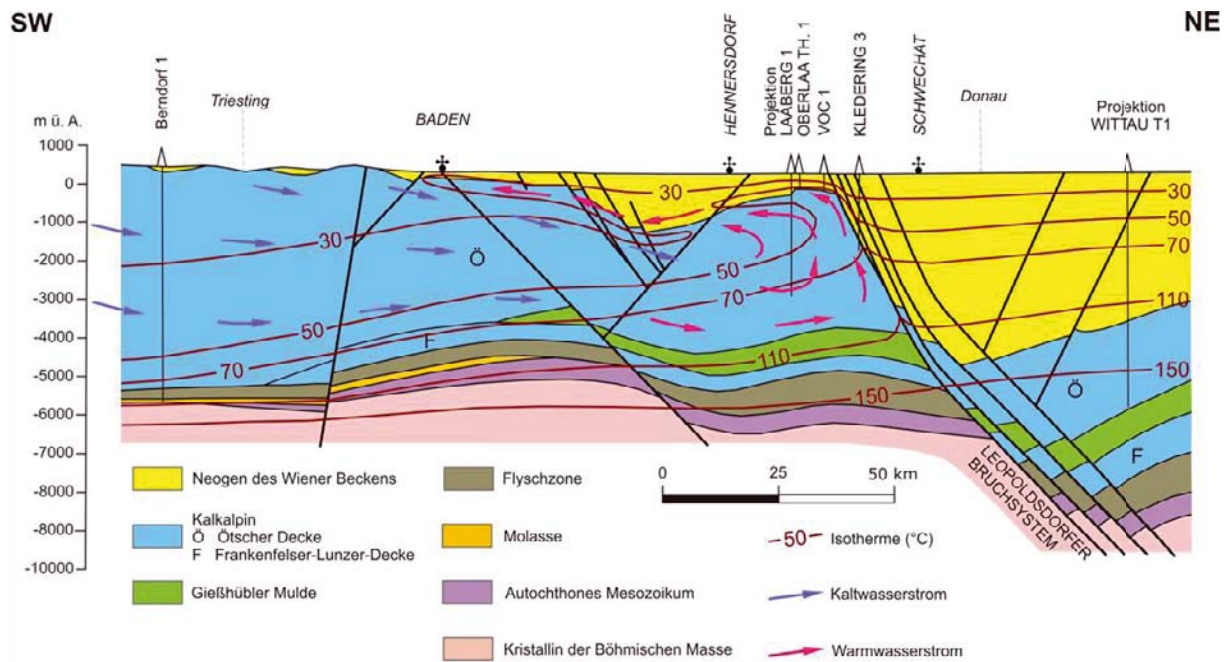
Stauer. Weiträumig ausgedehnte tertiäre Aquifersysteme sind in erster Linie in den Basiskonglomeraten (Aderklaaer Konglomerat, Rothneusiedler Konglomerat) gegeben, welche teilweise in hydraulischer Verbindung mit dem Beckenuntergrund stehend den Exfiltrationsraum der Thermalwässer bilden (nachgewiesen etwa in der Bohrung Oberlaa TH1). Hydraulische Tests in Kohlenwasserstoff Bohrungen der OMV bestärken die Annahme der allgemein untergeordneten Bedeutung der tertiären Aquifere, zumal getestete tertiäre Formationswässer weitaus höher mineralisiert sind (stagnierende Formationswässer), als mit der Erdoberfläche in Verbindung stehende, akrotische Wässer des Beckenuntergrundes.

3.4 Geothermische Übersicht

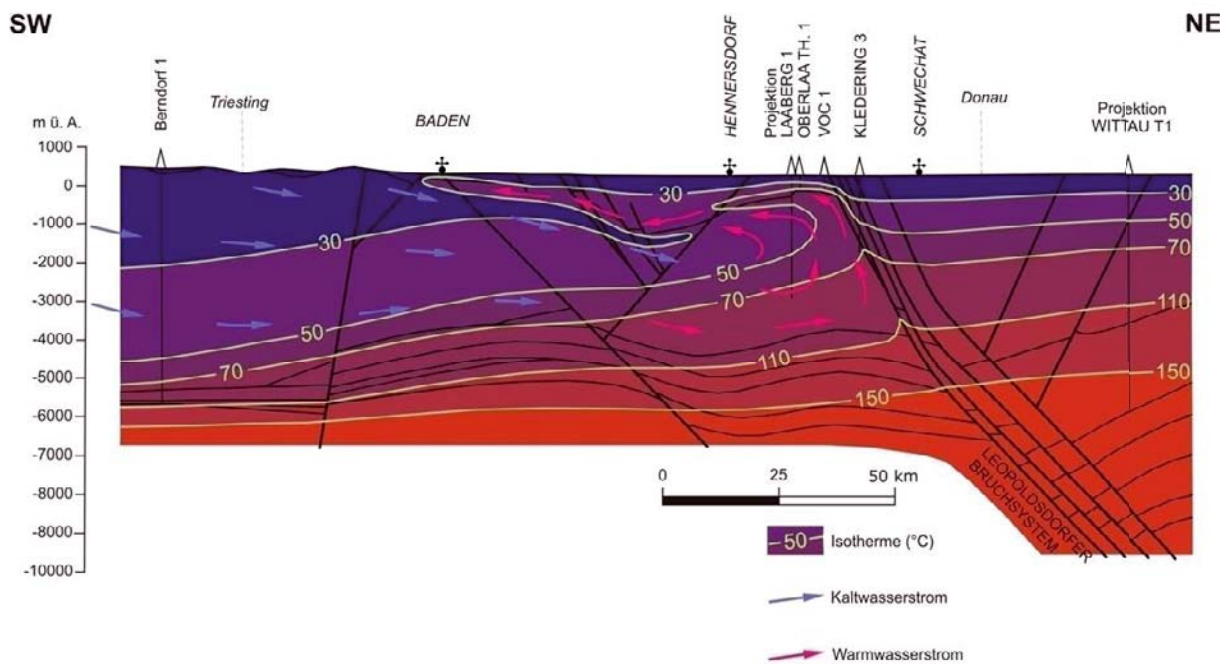
Über die regionalen geothermischen Verhältnisse im südlichen Wiener Becken war vor Beginn der Studie THERMALP wenig bekannt. Geothermische Karten in Form von Wärmefluss- oder Temperaturkarten waren im Untersuchungsgebiet kaum vorhanden. Publierte Hinweise auf die geothermischen Verhältnisse waren nur in WESSELY (1983) verfügbar (siehe Abbildung 15 und Abbildung 16).

Es ist davon auszugehen, dass die regionalen bis überregionalen geothermischen Verhältnisse im südlichen Wiener Becken einerseits im Westen von der alpinen Überschiebung (Herabsetzung der Verhältnisse infolge von Krustenverdickung und Abkühlung durch infiltrierende Oberflächenwässer) sowie andererseits im Osten vom Pannonischen Becken (erhöhte Wärmestromdichtung durch Aufwölbung der Asthenosphäre) beeinflusst werden.

Die ausgeprägten hydraulischen Zirkulationssysteme des südlichen Wiener Beckens üben einen nachweisbaren advektiven Einfluss auf das thermische Gesamtregime aus. In den Infiltrationsstrecken innerhalb der kalkalpinen Deckensysteme wurde etwa in der Bohrung Berndorf 1 (siehe Abbildung 16) ein stark vermindertes Temperaturregime bis nahezu an die Basis der kalkalpinen Decken festgestellt. Der Aufstieg der temperierten Wässer entlang der Beckenbruchsysteme führt zu thermischen Anomaliezonen. Besonders ausgeprägt sind diese im Bereich von Hochzonen des Beckenuntergrunds (z.B. Oberlaa Hoch). So konnte etwa innerhalb der Bohrung Laxenburg 2 (siehe Abbildung 16) nach einer anfänglich stark ausgeprägten, positiven thermischen Anomalie, bedingt durch einen Aufstieg erwärmten Tiefenwassers, eine geothermale Inversionszone beobachtet werden. Gemäß dem gemessenen Temperaturprofil scheint diese Bohrung sowohl Exfiltrations- als auch Infiltrationsbereiche des Beckenuntergrundes durchfahren zu haben.

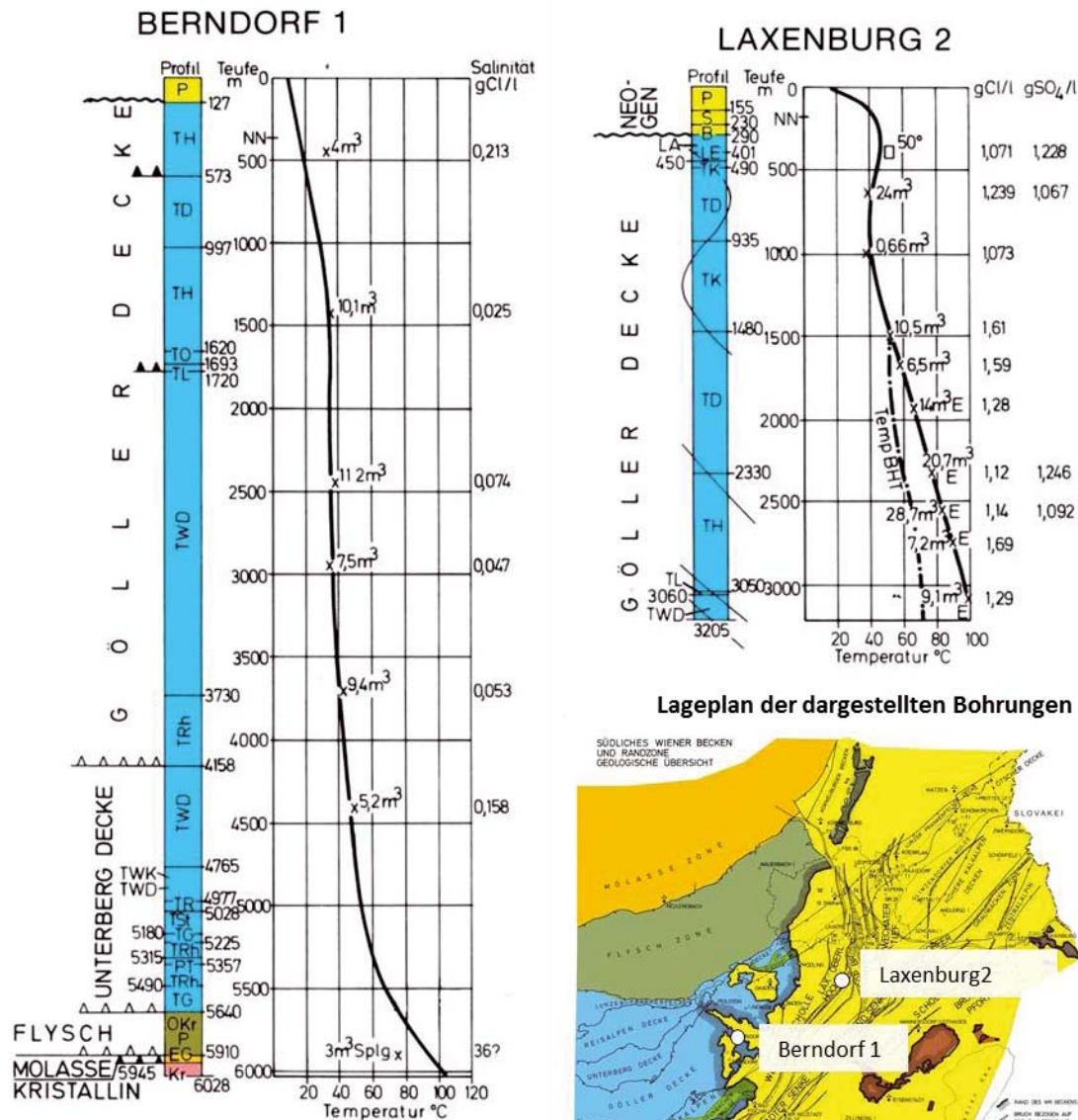


Oben: Hydrogeologischer Schnitt durch das südliche Wiener Becken (nach WESSELY, 1983)



Unten: Thermischer Schnitt durch das südliche Wiener Becken (nach WESSELY, 1983; bearbeitet durch G. Schubert)

Abbildung 15: Hydrogeologischer und thermischer Schnitt durch das südliche Wiener Becken.



Sämtliche Abbildungen wurden aus WESSELY (1983) entnommen und verändert

Abbildung 16: Temperaturprofil der Bohrungen Berndorf 1 und Laxenburg 2 (entnommen aus WESSELY, 1983, verändert).

Die zuvor beschriebenen thermischen Beobachtungen lassen sich auch in den höheren kalkalpinen Decken im südlicheren Abschnitt der Untersuchungsregion, etwa in der OMV Bohrung Sollenau 1, wiederholen. Ein hydraulischer Formationstest in der besagten Bohrung erbrachte innerhalb eines Aquifers der Badener Serie (Neogen) Formationswasser (Chlorgehalt 1553 mg/l) mit einer gemessenen Aquifertemperatur von 78°C. Ein weiterer, nur etwa 300 m tiefer durchgeführter Test im karbonatischen Grundgebirge ergab einen Zufluss von Süßwasser (Chlorgehalt 30 mg/l) bei einer Aquifertemperatur von nur 32°C. Gemäß den zur Verfügung stehenden Unterlagen ist hier auf eine außerordentlich stark ausgeprägte geothermale Inversionszone zu schließen.

3.5 Zusammenfassung

Abschließend lässt sich für das gewählte Modellierungsgebiet in Bezug auf die thermisch–hydraulische Modellierung zusammenfassen, dass das Wiener Becken die einzigartige Möglichkeit bietet, alpine Gebirgsstrukturen, versunken in einem Neogenbecken, thermisch zu modellieren.

Die aktuellen hydrogeologischen Vorstellungen zu den Thermalwasserzirkulationssystemen im südlichen Wiener Becken beruhen auf WESSELY (1983), der erstmals auf den Zusammenhang der zwischen den bekannten Thermalwasseraustritten und einem aktiven Zirkulationssystem mit Alimentierung am Ostrand der Nördlichen Kalkalpen hingewiesen hat. Hierbei findet die Grundwasserbildung in den anstehenden Karbonaten der kalkalpinen Decken statt. Wasserwegigkeit ist (i) in porösen Dolomiten des Beckenuntergrundes, (ii) Verkarstungsarealen (Dolomit und Kalkstein) sowie (iii) lokal im Bereich sprödetektonischer Bruchsysteme statt. Hydraulische Barrieren sind (a) an Kontakten mit gering durchlässigen Schichten innerhalb der kalkalpinen Decken (z.B. Permoskyth, Sedimente der Gosaumulden), (b) innerhalb tektonischer Grenzen zwischen den verschiedenen Gebirgsdecken (auch hier spielen basale Schichtpakete eine stauende Rolle) sowie (c) an den dominanten Staffelbruchsystemen (z.B. Leopoldsdorfer Bruch) gegeben. Die Ausbildung einer so genannten „Thermalwasserwalze“ im Bereich der Umkehrpunkte der Thermalwasserfließbahnen im Osten der Hochscholle scheinen durch freie Konvektion (Auftrieb durch Dichtereduktion infolge der Aufwärmung der Thermalwässer) angetrieben zu sein. Auf diesen Aspekt wird in Abschnitt 5.3 näher eingegangen. Es wird angenommen, dass sämtliche Austritte der natürlich zirkulierenden Thermalwässer gegenwärtig bereits genutzt werden bzw. kartiert sind. Genauere Aussagen über die Massenbilanz der Thermalwässer im südlichen Wiener Becken sind nach einer hydrologischen Bilanz möglich, die jedoch im Rahmen der Studie THERMALP nicht durchgeführt worden ist.

Infolge von erzwungener- (Advektion) und freier Konvektion kommt es im südlichen Wiener Becken zur Ausbildung lokaler thermischer Anomalien. Im Bereich der Infiltration meteorischer Wässer führt Advektion zu einer massiven Herabsetzung des Gebirgstemperaturfelds (z.B. Berndorf 1). Im Bereich des Aufstiegs temperierter Wässer sind signifikante positive Temperaturanomalien zu beobachten (z.B. Oberlaa TH1). In einigen Kohlenwasserstoffbohrungen der OMV wurden sogar thermische Inversionszonen (positive thermische Anomalien gefolgt von Zonen mit abnehmenden Gebirgstemperaturen) beobachtet, was als Indiz für das Vorhandensein einer so genannten Thermalwasserwalze gewertet werden kann.

Die durchgeführten Modellierungen folgen dem Konzept von WESSELY (1983) und dienen vorrangig seiner quantitativen Überprüfung. Aufgrund des regionalen Maßstabs der durchgeführten gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellierung musste der komplexe, mehrstöckige geologische Aufbau des südlichen Wiener Beckens sinnvoll generalisiert werden. Dies betrifft vorrangig die unter Punkt (iii) angeführten, lokal durchaus bedeutenden Fließbahnen entlang von sprödetektonischen Bruchsystemen.

4 Durchgeführte Aktivitäten im Projektjahr 4

Die Aktivitäten des vierten und letzten Projektjahres konzentrierten sich auf die Anwendung der 3D Modellierungstechnik im Pilotgebiet südliches Wiener Becken. Mit Hilfe einer Kofinanzierung durch das Amt der Niederösterreichischen Landesregierung konnten die Untersuchungen im Pilotgebiet in ihrem Umfang und ihrer Qualität deutlich gesteigert werden. Die zur Verfügung gestandenen zusätzlichen Finanzmittel wurden vorrangig für folgende Arbeiten eingesetzt:

- Durchführung einer hydrogeologischen und chemischen Untersuchungskampagne an bekannten Thermalwasseraustritten und Nutzungen am Westrand des südlichen Wiener Beckens.
- Erhebung hydrogeologischer Kenndaten (Ganglinien, Heilwasseranalysen etc.) von Thermalwassernutzungen im südlichen Wiener Becken.
- Aufbau eines geologischen 3D Modells für das südliche Wiener Becken mit Hilfe der Softwarepakete Wingeol™, Geomodeller™ und Gocad™.
- Vertiefte hydraulisch- thermische 3D Modellierung (Regionalmodell, Lokalmodell) mit Fokus auf das hydrodynamische Westrandsystem im südlichen Wiener Becken.
- Interpretation der thermischen 3D Modelle (Péclet Analysen, hydrogeothermometrische Modellierung) sowie Durchführung thermischer Bilanzen für das Westrandsystem im südlichen Wiener Becken.
- Erstellung von Zonierungsplänen der Sensibilität der Thermalwässer am Westrand des südlichen Wiener Beckens hinsichtlich einer Überbeanspruchung durch zusätzliche Nutzungen. Die erarbeiteten Zonierungspläne stellen gleichzeitig den Ausgangspunkt einer vom Amt der Niederösterreichischen Landesregierung zukünftig angestrebten Thermalwasserbewirtschaftung dar.

Abseits der Untersuchungen im südlichen Wiener Becken wurden folgende Aktivitäten durchgeführt:

- Systematische Labormessung thermischer Gesteinsparameter an Bohrkernen aus dem Wiener Becken, dem steirischen Becken sowie den österreichischen Anteilen des Pannonischen Beckens.
- Erhebung von thermischen Messdaten bei der OMV AG aus dem gesamten Alpenraum zur Durchführung von Wärmestrom Berechnungen.
- Durchführung von thermischen Messungen an Bohrungen im Kristallin der Böhmisches Masse.
- Disseminations- und Publikationstätigkeit.

Entgegen des ursprünglichen Arbeitsplanes verzögerte sich die Durchführung des letzten Projektjahres (geplantes Projektende 30.06.2008) erheblich. Die hauptsächlichen Ursachen für diese mehrjährige Verzögerung bestanden in:

- Verzögerungen bei der Auftragserteilung durch das Amt der Niederösterreichischen Landesregierung.
- Unerwartete Probleme beim Aufbau des geologischen 3D Modells für das südliche Wiener Becken.
- Personalwechsel und Einarbeitung neuer Projektmitarbeiter.

4.1 Untersuchungskampagnen

Im nachfolgenden Abschnitt werden die im letzten Projektjahr durchgeführten Untersuchungskampagnen vorgestellt.

4.1.1 Petrophysikalische Untersuchungen

Zu Beginn der Studie Thermalp lagen im Ostalpenraum kaum Messdaten zu den thermischen Gesteinsparametern (i) Wärmeleitfähigkeit, (ii) Spezifische Wärmekapazität und (iii) Radiogene Wärmeproduktionsrate vor, systematische Datensammlungen fehlten gänzlich. Diese Parameter stellen wesentliche Eingangsgrößen für (a) die Berechnung der terrestrischen Wärmestromdichte, (b) für die Berechnung des Wärmehalts von Gebirgsvolumina sowie (c) für die Durchführung thermischer Simulationen dar.

Aus diesem Grund wurde im Rahmen der Studie Thermalp begonnen eine systematische Sammlung thermischer Gesteinsparameter aus Labormessungen an Gesteinsproben aufzubauen. Die diesbezüglichen Labormessungen wurden an der Montanuniversität Leoben durchgeführt, wobei der Fokus der Probenauswahl auf Bohrkernen aus Tiefbohrungen gelegt worden ist. Diese besitzen gegenüber Gesteinsproben der Erdoberfläche den Vorteil, dass der Einfluss von Verwitterung lediglich stark reduziert infolge längerer Lagerung vorhanden ist. Neben den zuvor angesprochenen thermischen Gesteinsparameter wurden zudem die Hilfsparameter (iv) hydraulisch wirksame (effektive) Porosität und (v) effektive Gesteinsdichte (Raumgewicht) erhoben. Für eine detaillierte Beschreibung der Messstrategie wird auf Kapitel 2.1.5 verwiesen.

Im Zuge der petrophysikalischen Messkampagne wurden Bohrkern aus folgenden Quellen erhoben:

- Bohrkernarchive der Geologischen Bundesanstalt (Erdölarchiv Wien, Bohrkernarchiv steirischer Erzberg).
- Bohrkernarchiv der OMV E&P GmbH.
- Vorerkundungskampagne zum Bau der S10 im Raum Götschka (Kristallin der Böhmisches Masse) sowie ein Trinkwasserversorgungsbrunnen im Raum Mödling bei Wien.

Die Auswahlstrategie der zu untersuchenden Bohrkern fokussierte im Rahmen der Studie Thermalp auf die zu erwartenden geologischen Einheiten im Pilotgebiet südliches Wiener Becken, wobei möglichst der gesamte stratigrafische Umfang zumindest stichprobenartig abgedeckt werden sollte. Die nachfolgende Abbildung 17 zeigt die Lage der petrophysikalisch untersuchten Bohrkern. Die erzielten Ergebnisse der petrophysikalischen Labormessungen sind in Kapitel 5.3 beschrieben.

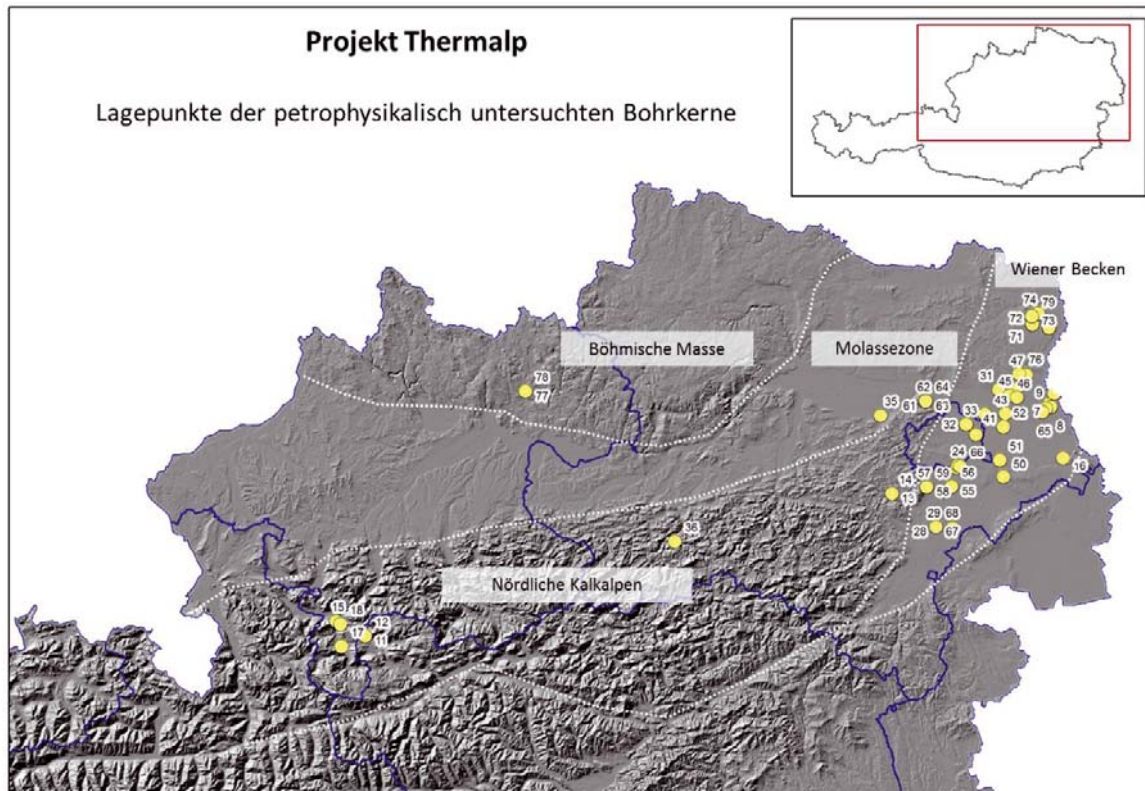


Abbildung 17: Lageplan der petrophysikalisch untersuchten Bohrkerne aus Tiefbohrungen.

Die Erhebungen wurden im Zeitraum Juni 2008 bis August 2010 durchgeführt. Begleitend zum Projekt Thermalp wurde diese systematische Datenerhebung im Rahmen weiterer Projekte (z.B. EU Interreg IV / Central Europe Studie „Transenergy“ oder ÖAW GdE Projekt „Thermtec“) auch auf weitere Regionen Österreichs mit dem übergeordneten Ziel ausgeweitet, an der Geologischen Bundesanstalt mittelfristig eine umfassende thermische Gesteinsparametersammlung aufzubauen.

4.1.2 Thermische Archivrecherchen und Datenerhebungen

Ein wesentliches Augenmerk der Studie Thermalp bestand in der Erhebung thermischer Basisdaten. Diese erfolgte zu Beginn des Projekts österreichweit, wurde aber im späteren auf den Bereich des Pilotgebiets südliches Wiener Becken fokussiert. Die Erhebung thermischer Basisdaten beruhte auf:

- i. Erhebung von Literaturdaten
- ii. Erhebung von thermischen Rohdaten aus Tiefbohrungen
- iii. Durchführung eigener Messungen in Gebieten ohne vorhandenen Literatur- oder Rohdaten

Ad (i): Erhebung von Literaturdaten

Vor Beginn der Studie Thermalp lagen in Österreich nur lokale bis regionale geothermische Arbeiten vor (z.B. HAENEL & ZOTH 1973, ZOJER 1977, KUNZ 1978, GMEINER 1996 oder KAMYAR 2000). Im Rahmen der Studie Thermalp wurden relevante Studien und Publikationen in eine projektspezifische Datenbank aufgenommen. Die enthaltenen Basisdaten wurden nach einer unterzogenen Plausibilitätsprüfung in die projektspezifische Datensammlung aufgenommen. Es ist an dieser Stelle einschränkend anzumerken, dass die aus der Literatur vorliegenden Kenndaten äußerst heterogen vorliegen, d.h. aus unterschiedlichen Quellen stammen, mit unterschiedlichen Methoden aufbereitet und unterschiedliche Kenngrößen des geothermischen Regimes aufweisen.

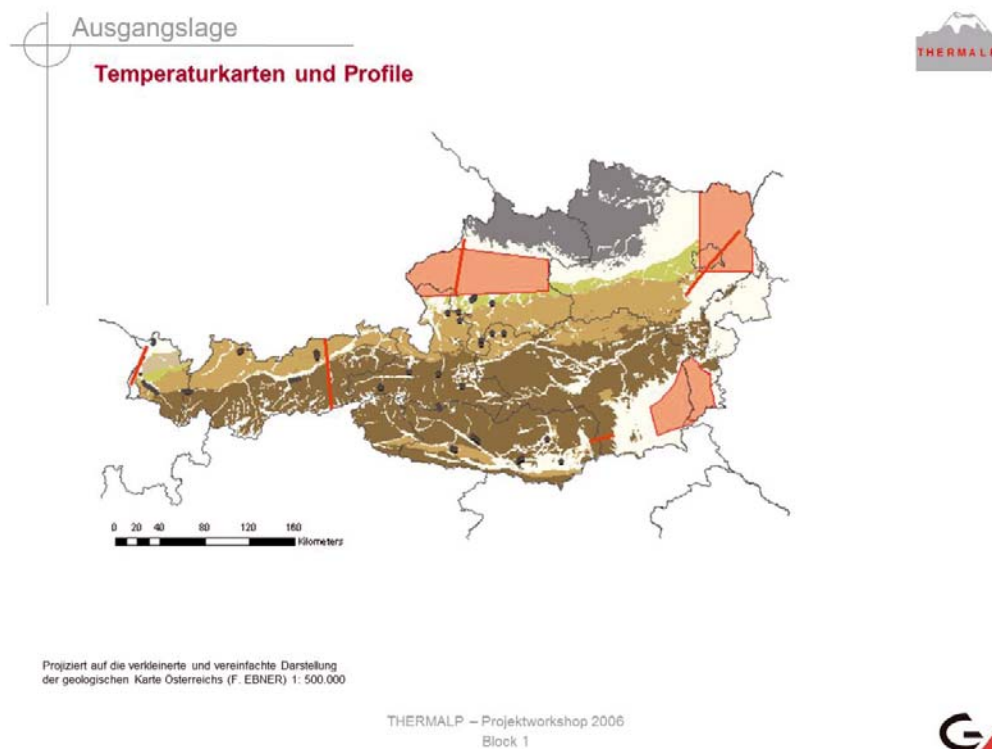


Abbildung 18: Lageplan publizierter geothermischer Karten und Schnitte vor Beginn der Studie Thermalp (entnommen aus den Unterlagen des projektspezifischen Workshops im Dezember 2006).

Ad (ii): Erhebung von Rohdaten aus Tiefbohrungen

Die Erhebung thermischer Rohdaten konzentrierte sich vorrangig auf Tiefbohrungen der Kohlenwasserstoffindustrie. Erst in weiterer Folge auf Thermalwasser- oder Mineralwasserbohrungen. Der Grund hierfür liegt in dem Umstand, dass (i) Kohlenwasserstoff Explorati-

onsbohrungen den überwiegenden Anteil der in Österreich zur Verfügung stehenden Tiefbohrungen bilden und (ii) Hinweise auf die geothermischen Verhältnisse abseits von Gebieten mit vorhandener Thermalwasserzirkulation liefern.

Die Erhebung thermischer Rohdaten wurde in den Archiven der Geologischen Bundesanstalt sowie im Archiv der OMV AG im Zeitraum 2007 bis 2009 durchgeführt. Ergänzend wurden auch Erhebungen bei den Inhabern von Thermalwasserbohrungen durchgeführt.

Hierbei wurden folgende Datentypen erhoben:

- Bottom Hole Temperaturen (BHT) aus bohrlochgeophysikalischen Untersuchungen.
- Temperaturmessdaten aus hydraulischen Bohrlochtests (DST Daten).
- Temperaturlogs sowie thermische Logs zur Bestimmung der Zementoberkante (ZKB Logs).
- Austrittstemperaturen von Thermalbohrungen und Quellen.

Nachfolgende Abbildung 19 zeigt die Verteilung der erhobenen thermischen Basisdaten:

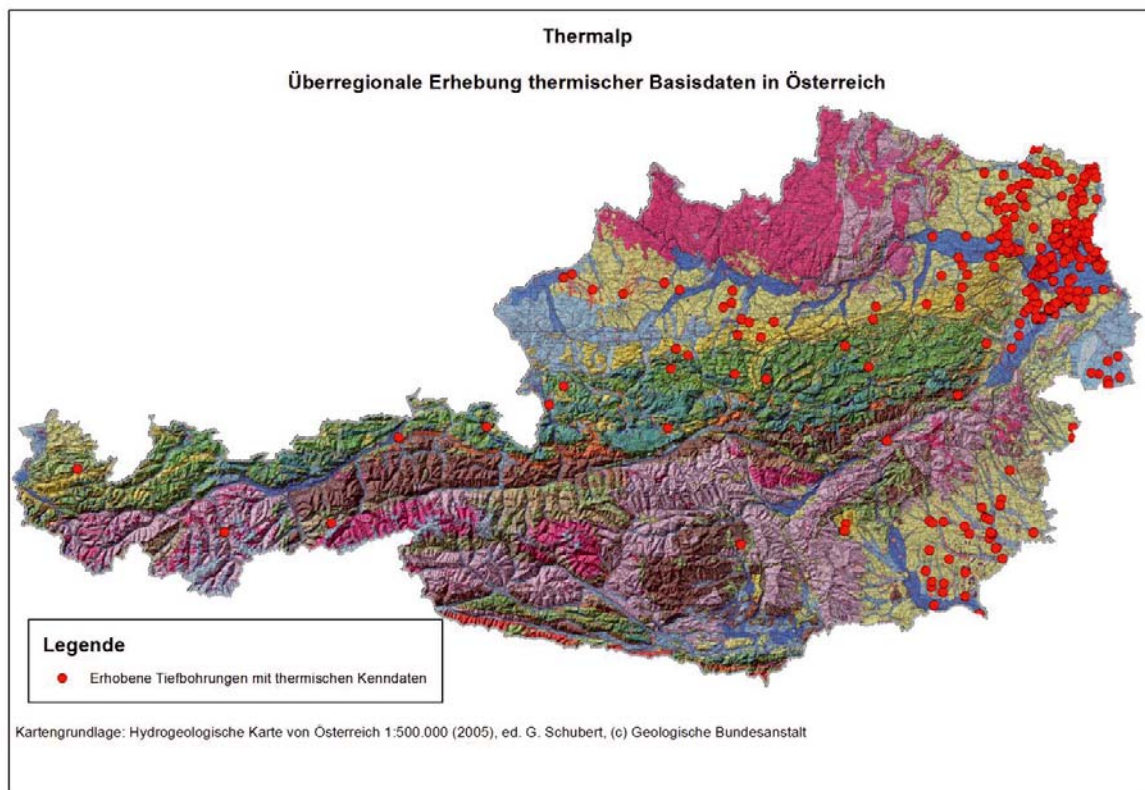


Abbildung 19: Lage der im Rahmen von Archivrecherchen erhobenen Tiefbohrungen mit thermischen Informationen.

In Summe wurden 497 Tiefbohrungen erhoben, die über thermische Kenndaten verfügen. Zu diesen Bohrungen wurden 799 BHT Einzelwerte, 1201 DST Daten sowie 180 thermische Logs erhoben und ausgewertet. Hierbei konnte ein Tiefenbereich von 150 Meter bis 8566 Meter unter Gelände abgedeckt werden. Neben der Erhebung der thermischen Rohdaten

wurden auch Dokumentationsunterlagen zur Durchführung der so genannten BHT Korrektur (siehe hierzu auch Kapitel 2.3) sowie zur Qualitätskontrolle von Temperaturlogs und BHT Daten in den jeweiligen Archiven ausgehoben. Wie anhand der Abbildung 19 ersichtlich ist, lag der Schwerpunkt der thermischen Datenerhebung im Bereich des Wiener Beckens und des Steirischen Beckens. In diesen Regionen liegt der Schwerpunkt der zur Verfügung gestandenen Kohlenwasserstoff Bohrungen der OMV AG. Darüber hinaus wurden Tiefbohrungen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen sowie Thermalwasserbohrungen im inneralpinen Raum ausgehoben. Im Rahmen des Projekts Thermalp wurden keine thermische Rohdaten der Rohöl-Aufsuchungs AG (RAG) erhoben, zumal ein wesentlicher Anteil der in der oberösterreichisch-salzburger Molassezone verfügbaren thermischen Daten in KAMYAR (2000) publiziert worden sind.

Ad (iii): Durchführung eigener thermischer Untersuchungen

Im Zuge der Erkundungskampagne der S10 Mühlkreis Schnellstraße bestand für die Geologische Bundesanstalt die Möglichkeit thermische Untersuchungen in Erkundungsbohrungen zur Trassenführung nahe Unterweikersdorf im Mühlkreis nordöstlich von Linz durchführen zu können (siehe auch Abbildung 20). Aus geologischer Sicht liegen diese Bohrungen im Kristallin der Böhmisches Masse und sollten wichtige Aufschlüsse über die geothermischen Verhältnisse in dieser Region liefern, zumal in dieser geologischen Zone keine Tiefbohrungen der Kohlenwasserstoff Industrie vorliegen.

Die Messungen wurden am 06.09.2008 an 4 Erkundungsbohrungen durchgeführt, die zu Beobachtungspegel ausgebaut worden sind und sich unter Vernachlässigung des Grundwasseraustausches im thermischen Gleichgewicht befinden sollten. Die Untersuchungen erfolgten mit Hilfe des Geräts „Cond 197i“ in Form einer Stichtagsmessung mit einem Messpunktabstand von 1 Meter und einer Sensitivität des Geräts von 0.1°C. Hierbei erfolgte die simultane Registrierung der Bohrlochtemperatur und der elektrischen Leitfähigkeit des Bohrlochfluids. Die Messung der elektrischen Leitfähigkeit wurde in weiterer Folge für eine Plausibilitätskontrolle der Temperaturmesswerte herangezogen, etwa zur Identifizierung von Grundwasserzuflüssen.

Tabelle 2: Übersicht der untersuchten Erkundungsbohrungen nahe Unterweikersdorf.

Bohrung	Rechtswert ¹	Hochwert ¹	Länge (m)	Wasserstand (m u GOK)	Messintervall (m u GOK)
AKB 23/04	535287	362220	75	1.7	12.8 bis 71.8
AKB 29/04	535456	361658	65	0.4	11.7 bis 57.7
AKB 22/04	535441	361232	70	2.6	9.8 bis 54.8
TKB 15/08	534500 ²	361900 ²	>95 ³	65.5	65.5-94.5

¹ Koordinatensystem MGI Österreich Lambert

² Lage der Bohrung aus Karte abgeschätzt

³ Bohrlochunterlagen nicht verfügbar

Thermalp

Thermische Messungen Raum Götschka

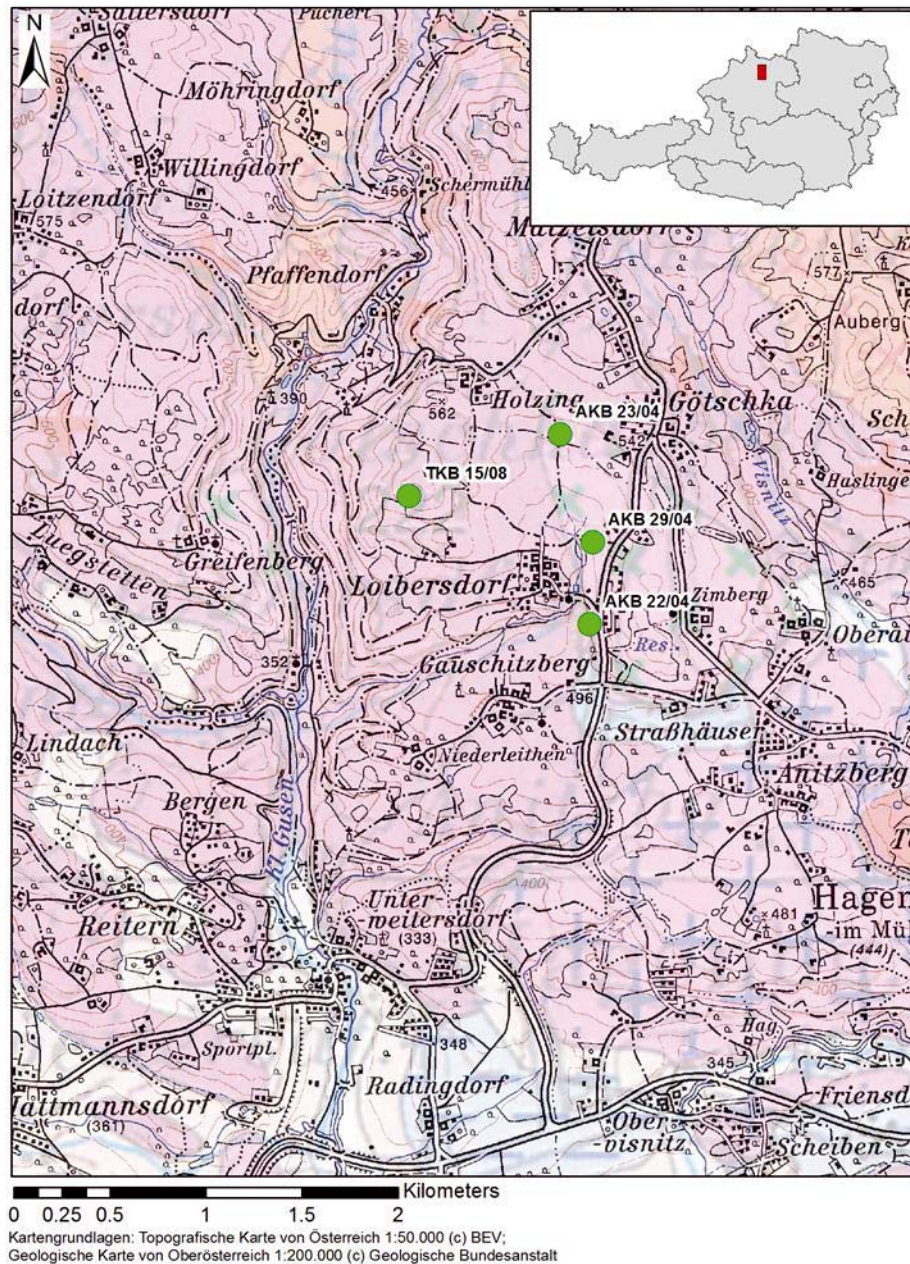


Abbildung 20: Lageplan der thermisch untersuchten Bohrungen nahe Unterweikersdorf im Mühlkreis.

Ergänzend zur Durchführung von Bohrlochuntersuchungen wurden in der Bohrung TKB 15/08 Bohrkernproben entnommen und hinsichtlich der thermischen Gesteinsparameter untersucht (siehe auch Kapitel 4.1.1) um den Wärmefluss bestimmen zu können. Da der geologische Aufbau der Bohrungen innerhalb der untersuchten Bohrungen sehr homogen ist, wurde auf eine Beprobung der übrigen Bohrungen verzichtet.

In einem ersten Bearbeitungsschritt wurde das interpretierbare Messintervall mittels Plausibilitätskontrolle der Temperaturkurve und Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit des Bohrlochfluids identifiziert. Anschließend wurde in den Bohrungen der geothermische Gradient bestimmt. Dies erfolgte unter Bezugnahme des höchsten und tiefsten Messwerts des interpretierbaren Bohrlochintervalls sowie durch Mittelung von Einzelgradienten entlang der in einem Abstand von einem Meter gemessenen Temperaturwerten. Abschließend wurde die oberflächennahe Wärmeflussdichte unter Berücksichtigung der an Bohrkernen bestimmten Wärmeleitfähigkeit der scheinbare Wärmefluss in den untersuchten Bohrungen bestimmt. Auf eine Berücksichtigung der radiogenen Wärmeproduktion sowie auf die Durchführung topographischer Korrekturen wurde verzichtet.

Nachfolgende Tabelle 3 zeigt die Ergebnisse der thermischen Untersuchungen.

Tabelle 3: Übersicht der erzielten Ergebnisse in den Untersuchungsbohrungen nahe Unterweikersdorf.

Bohrung	Geothermischer Gradient (°C/100m)			Scheinbare Wärmeflussdichte (W/m ²)
	<i>Gesamtes Messintervall</i>	<i>Mittelung Einzelmessungen</i>	<i>Rechenwert</i>	
AKB 23/04	1.017	1.017	1.017	31.12
AKB 29/04	0.652	0.426	0.625	19.95
AKB 22/04	0	0	Keine Auswertung, vermutlich Grundwassereinfluss	
TKB 15/08	1.724	1.724	1.724	52.75

Ungeachtet der Durchführung topografischer Korrekturen weisen die ermittelten scheinbaren Wärmeflussdichten in den Untersuchungsbohrungen einen relativ großen Schwankungsbereich und teilweise stark reduzierte Wärmestromdichten auf. Die Ursache hierfür scheint in der teilweisen geringen Tiefe der Bohrungen (jahreszeitlicher Einfluss bis in Tiefen von maximal 30 Meter) sowie in einer anzunehmenden Beeinflussung durch langsam strömendes Grundwasser zu liegen. Aus Sicht des Verfassers sind die Ergebnisse der Bohrung TKB15/08 als repräsentativ für den Südrand der Böhmisches Masse anzusehen, zumal in dieser Bohrung ein tiefer Grundwasserspiegel (vermutlich Bergwasser oder Rest Spülung) und daher keine thermische Beeinflussung durch Grundwasser und das Messintervall weit unter der jahreszeitlich beeinflussten Maximaltiefe liegt.

4.1.3 Hydrogeologische Untersuchungen im Pilotgebiet südliches Wiener Becken

Die Hydrogeologischen Untersuchungen im Pilotgebiet südliches Wiener Becken dienten der Erhebung und Auswertung von Produktionsdaten bzw. Abflussdaten und chemischen Daten zum besseren Verständnis der Thermalwasserzirkulationssysteme am Westrand des Beckens (Hochscholle des südlichen Wiener Beckens). Neben der Erhebung von chemischen

Wasseranalysen aus Explorationsbohrungen der Erdölindustrie wurden im Rahmen der vom Amt der Niederösterreichischen Landesregierung zur Verfügung gestellten Zusatzfinanzierung nachfolgend beschriebene Untersuchungen an Thermalwassernutzungen und natürlichen Thermalwasseraustritten durchgeführt:

Seitens der Fachabteilung Hydrogeologie wurde im Zuge des vorliegenden Projekts in einem ersten Schritt eine Literaturrecherche durchgeführt und im Anschluss daran, Mitte Jänner und Mitte Februar 2009, bei frostigen Außentemperaturen die Oberflächengerinne des Arbeitsgebiets begangen und mittels Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen sowie der Schätzung des Abflusses versucht, etwaige noch nicht in der Literatur erfasste Warmwasserzutritte zu erkennen. Die Messorte dieser winterlichen Begehung sind auf Abbildung 21 dargestellt. Abgesehen von unbedeutenden Thermalwasseraustritten im Flussbett der Schwechat in Baden sowie schwache Austritte im Umfeld der Thermalquellen von Bad Fischau waren keine weiteren Warmwasseraustritte zu finden, sodass angenommen werden kann, dass nahezu die gesamten Thermalwasseraustritte am Westrand des Südlichen Wiener Beckens an den bereits bekannten Austrittsstellen erfasst werden können.

In der Folge wurde mit den Thermalwassernutzern der Region (Therme Wien, Gemeinde Baden, Vöslauer Mineralwasser AG und Gemeinde Bad Fischau) Kontakt aufgenommen und diese um die Bereitstellung von hydrogeologisch relevanten Daten gebeten. Auch der Hydrographische Dienst des Landes Niederösterreich stellte eine Messreihe zum Gesamtabfluss des Thermalbads in Bad Fischau zur Verfügung.

Des Weiteren wurden in den Wasserbüchern des Bezirks Baden (Thermalwässern in Baden: Postzahl 227, 258, 298, 299, 300, 303, 304, 305, 310, 539, 1952, 2119, 2913, Thermalwässer in Bad Vöslau: Postzahl 47 und 146), des Bezirks Wiener Neustadt (Thermalwässer in Bad Fischau: Postzahl 815 und 3457) und der Gemeinde Wien (Thermalwasser von Oberlaa: Postzahl 27, 2533, 2534 und 5453) zusätzliche Informationen erhoben.

Im Rahmen des vorliegenden Projekts wurde auch ein eigenes Beprobungsprogramm ausgearbeitet und eine Auswahl der Thermalwasseraustritte mehrmals chemisch und isotopehydrologisch untersucht. In diesen Zusammenhang sei Herrn Gerhard Kollmann, Wassermeister in Bad Fischau, Herrn Mario Pascher von den Vöslauer Mineralwasser AG und Herrn Franz Mantsch, Quellmeister in Baden, für die tatkräftige Unterstützung gedankt. Abbildung 22 und Abbildung 23 zeigen die Lage dieser Probenahmestellen (mit Ausnahme der Bohrung Oberlaa Thermal 2 im Norden des Projektgebietes und der Wiesquelle im Süden).

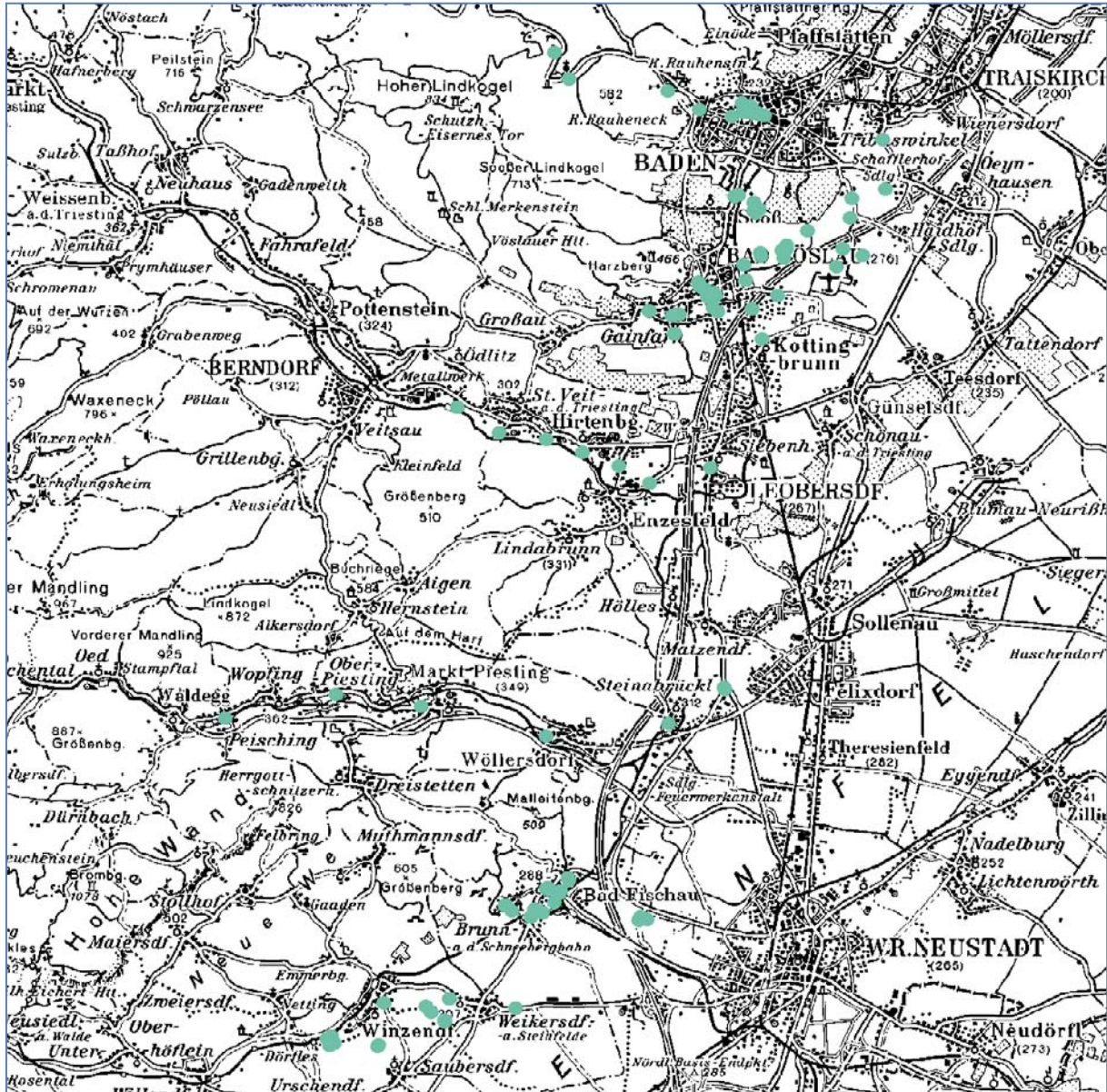


Abbildung 21: Lage der im Jänner und Februar 2009 besuchten Messorte an Gerinnen.

An den Oberflächengerinnen wurden Temperatur und elektrische Leitfähigkeit bestimmt sowie der Abfluss geschätzt um etwaige nicht in der Literaturrecherche vorgefundene Warmwasserzutritte zu erkennen.

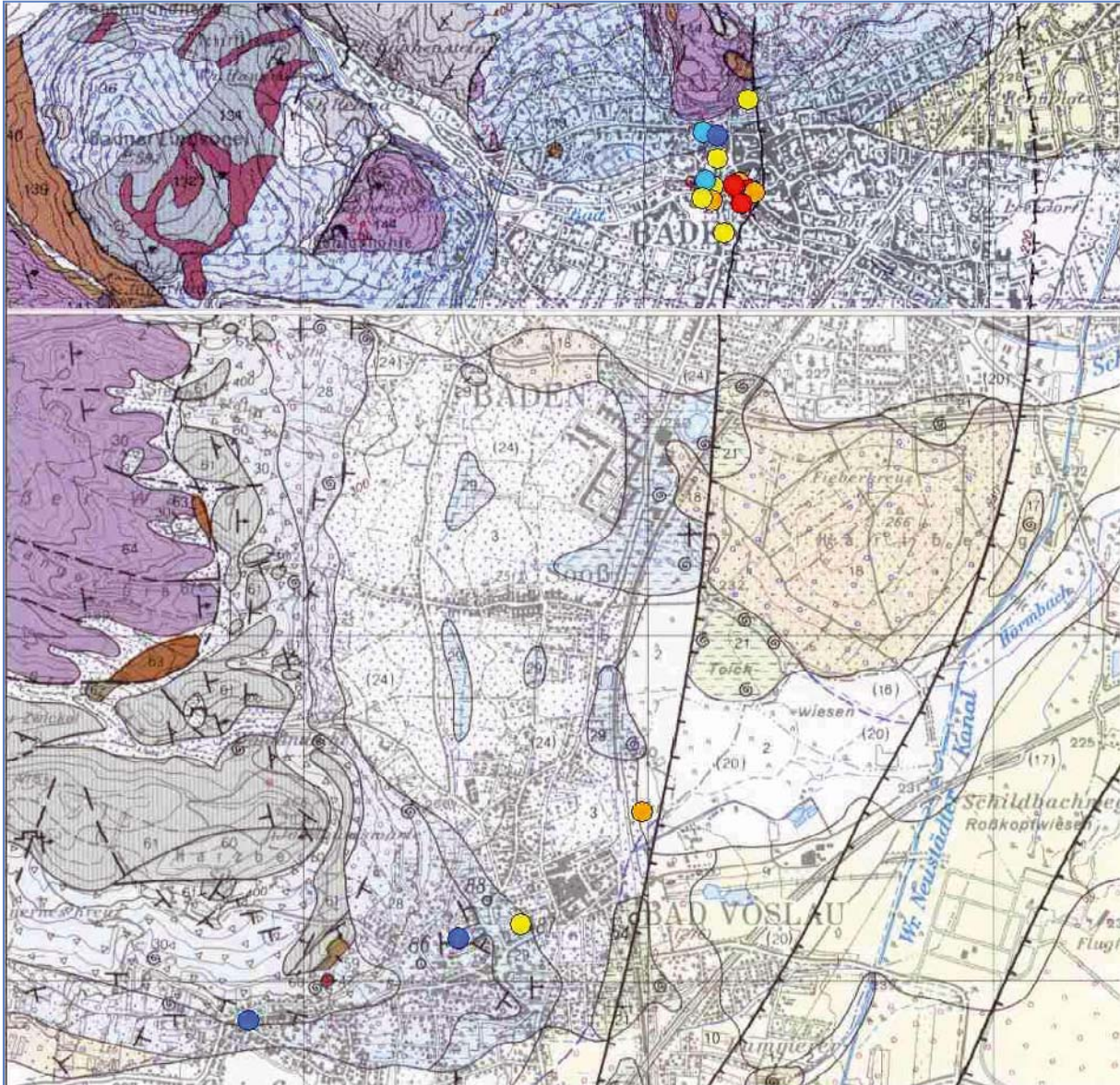


Abbildung 22: Mehrmals beprobte Thermalwässer bzw. geothermisch beeinflusste Wasseraustritte im Raum Baden-Bad Vöslau.

Die Bezeichnungen der Messstellen, ihre Koordinaten sowie die Messdaten sind in Tab. 1 bis 6 wiedergegeben. Den Hintergrund bilden die Österreichischen Geologischen Karten 1:50.000, Blatt 58 Baden (SCHNABEL 1997) und Blatt 76 Wiener Neustadt (BRIX & PLÖCHINGER, 1982).

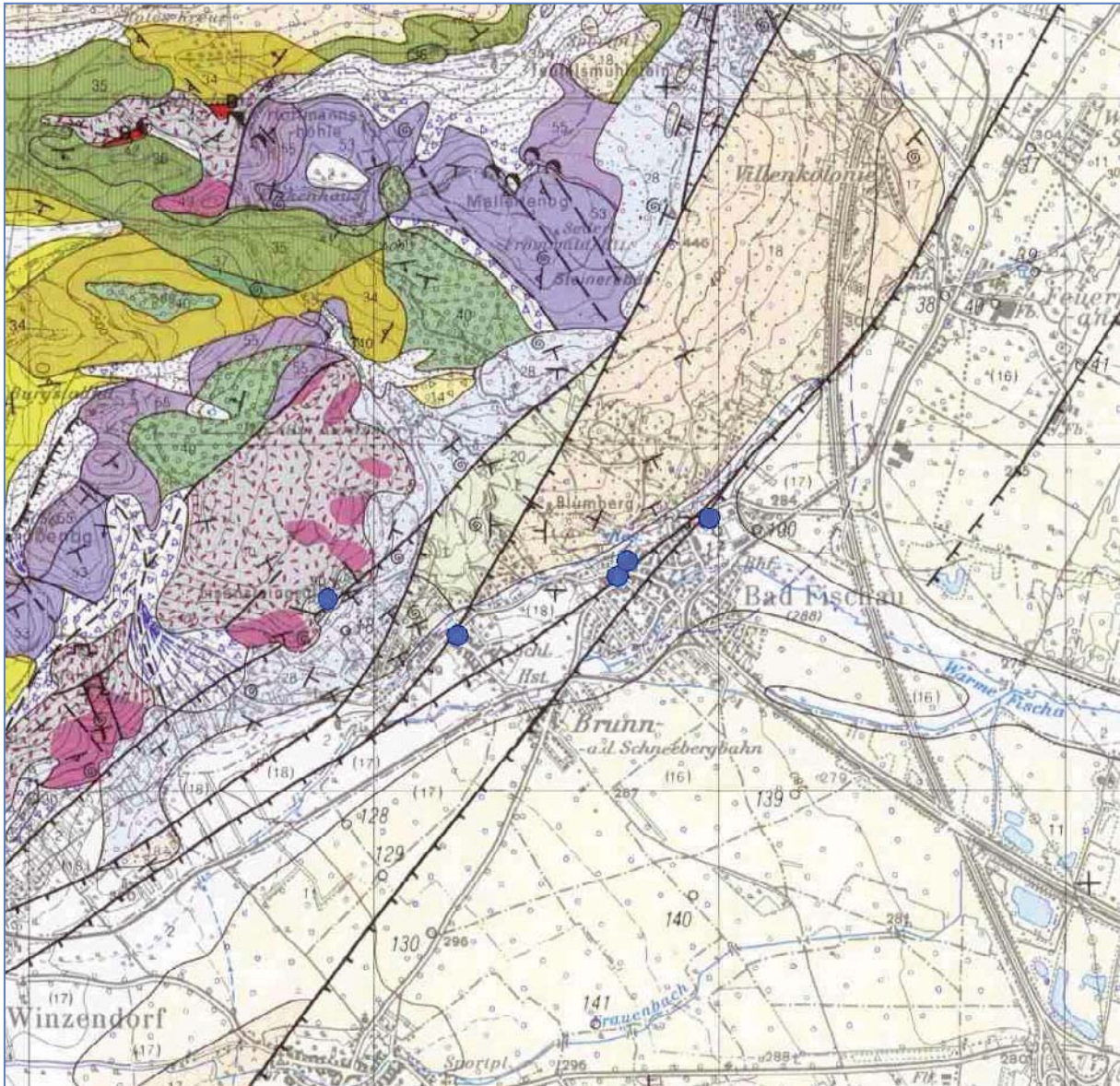


Abbildung 23: Zumeist mehrmals beprobte geothermisch beeinflusste Wasseraustritte im Raum Bad Fischau.

Die Bezeichnungen der Messstellen, ihre Koordinaten sowie die Messdaten sind in Tab. 1 bis 6 wiedergegeben. Den Hintergrund bilden die Österreichischen Geologischen Karten 1:50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt (BRIX & PLÖCHINGER, 1982).

4.2 Aufbereitung thermischer Basisdaten

Der nachfolgende Abschnitt fasst die wichtigsten Tätigkeiten zur Aufbereitung der erhobenen thermischen Basisdaten zusammen.

4.2.1 Aufbereitung thermischer Daten

Da die zur Verfügung stehenden kontinuierlichen Bohrlochmessungen (Temperaturlogs, ZKB-Logs) aufgrund der geringen Güte nicht ausgewertet werden konnten, wurden in einem ersten Bearbeitungsschritt punktuell vorliegenden Temperaturmessdaten aus Tiefbohrungen in 1D Temperaturprofile der jeweils untersuchten Bohrungen umgewandelt. Hierbei wurden folgende Bearbeitungsschritte durchgeführt:

- (1) Bottom – Hole Temperaturen: Korrektur der Temperaturverfälschung durch Spülungseinflüsse (BHT Korrektur)
- (2) Hydraulische Bohrlochtests (DST Temperaturdaten): Sofern möglich Durchführung von Qualitätskontrollen (mögliche Temperaturverfälschungen durch Spülungsrückfluss in das Bohrloch in dichten Formationen)
- (3) Erstellung von Wärmeleitfähigkeitsprofilen für die jeweils zu untersuchende Bohrung.
- (4) Berechnung der oberflächennahen Wärmestromdichte mittels 1D Fourier Inversion
- (5) Prognose des Temperaturverlaufs unter Annahme ausschließlicher Wärmeleitung (keine Konvektion) auf Grundlage der zuvor berechneten Wärmestromdichte und des Wärmeleitfähigkeitsprofils für die jeweils zu untersuchende Bohrung.

Ad (1) BHT Korrektur:

Die Korrektur der Bottom Hole Temperaturen hinsichtlich des Einflusses der zirkulierenden Bohrspülung wurden sowohl mit Hilfe grafischer Methoden (z.B. Verfahren nach Horner) als auch mit Hilfe numerischer Methoden durchgeführt. Beide Methoden basieren auf dem Prinzip, dass die Ausbildung des thermischen Gleichgewichts zwischen dem umgebenden Gebirge und der Bohrspülung, in welcher die in-situ Temperatur gemessen wird, im idealisierten Fall analytisch beschrieben werden kann (Methode der thermischen Linienquelle auf Grundlage logarithmischer Funktionen). Um dies durchführen zu können ist jedoch die Stillstandszeit des Bohrlochs zwischen Einstellung des Bohrbetriebs und der Durchführung der Temperaturmessung im Bohrloch sowie die Dauer des unmittelbar zuvor durchgeführten Bohrbetriebs zur Abschätzung der Zirkulationsdauer notwendig. Im Fall der für das südliche Wiener Becken vorliegenden Bohrinformationen konnten sowohl die Stillstandszeit als auch die Zirkulationsdauer in den meisten Fällen nur grob abgeschätzt werden, sodass die erreichte Genauigkeit der BHT Korrektur zur Bemessung der wahren Gebirgstemperatur nur im Bereich von minimal $\pm 5^{\circ}\text{C}$ gegeben ist. Somit wurden korrigierte BHT Daten nur als sekundäre Hilfsinformation zur Berechnung der oberflächennahen Wärmestromdichte angesehen.

Ad (2) Evaluierung von DST Daten:

Im Zuge der Durchführung hydraulischer Bohrlochtests wird in der Testapparatur Druck und Temperatur des einströmenden Fluids in-situ erhoben. Handelt es sich bei

dem einfließenden Medium vorrangig oder ausschließlich um tatsächliches Formationswasser, kann somit ohne weiteren Korrekturaufwand die wahre Gebirgstemperatur abgeleitet werden. Maskierungen und Temperaturverfälschungen treten nur in jenen Fällen auf, in denen vorrangig oder ausschließlich Gas oder Spülungsflüssigkeit in die Testapparatur eintritt. Im ersten Fall bewirkt die Druckentlastung des Gases in der Testapparatur eine adiabatische Abkühlung des Fluids. Der zweite Fall tritt vorrangig in gering durchlässigen Formationen aus, in welchen kleinräumig Bohrspülung eingetreten ist. Im Zuge der Auswahl von DST Daten zur weiteren Processing wurden ausschließlich jene hydraulischen Tests benutzt, die tatsächlich Thermalwasser zutage gebracht haben. Es ist jedoch einschränkend festzuhalten, dass die überwiegende Mehrheit der zur Verfügung gestandenen Testdaten nur in Form einer Datenbank ohne die Möglichkeit der Evaluierung von Protokollen und Testberichten vorlagen. Es ist daher nicht auszuschließen, dass in dem zur Verfügung gestandenen Datensatz minder bis mäßig verfälschte Daten durch Vermischung des geförderten Thermalwassers mit Bohrspülung oder Gas auftreten.

Ad (3) Erstellung von Wärmeleitfähigkeitsprofilen:

Auf Grundlage kalibrierter Modelle der Wärmeleitfähigkeit für verschiedene stratigraphische Einheiten des Wiener Beckens wurden vorliegende geologische Kurzprofile in Wärmeleitfähigkeitsprofile umgewandelt. Hierbei wurde in weiterer Folge auch die Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit bei der Berechnung der oberflächennahen Wärmestromdichte berücksichtigt (siehe auch Punkt -4-).

Ad (4) Berechnung der oberflächennahen Wärmestromdichte:

Der Begriff „oberflächennahe Wärmestromdichte“ beschreibt den anhand gemessener Bohrlochtemperaturen abgeleiteten radialen (an die Erdoberfläche gerichteten) Wärmefluss entlang der Bohrlochachse. Hierbei wird vorausgesetzt, dass der radiale Wärmetransport entlang des Bohrprofils ausschließlich durch Wärmeleitung (Konduktion) erfolgt. Störeinflüsse, wie etwa Wärmetransport durch Thermalwasserzirkulation oder der Einfluss des Oberflächenreliefs auf die Verteilung der Temperatur im Untergrund wurden hierbei nicht berücksichtigt. Somit ist die oberflächennahe Wärmestromdichte ein Maß für das thermische Gesamtregime. Durch die Einschränkung auf ausschließliche Wärmeleitung kommt das Fourier Gesetz der Wärmeleitung zur Anwendung. Die Berechnung der oberflächennahen Wärmestromdichte erfolgte aus diesem Grund ein-dimensional mittels Inversionsrechnung auf Grundlage des Fourier Gesetzes. Hierbei wird ein zuerst angenommener Wert des Wärmeflusses so lange variiert, bis eine ausreichend genaue Anpassung zwischen beobachteten und modellierten Gebirgstemperaturen erreicht worden ist. In Bohrungen mit ausgeprägtem Wärmetransport mittels Konvektion liefert dieser Ansatz nur einen mittleren Wärmefluss über die gesamte Bohrstrecke. In Detailbereichen verbleiben jedoch teilweise markante Abweichungen.

Ad (5) Prognose des Temperaturverlaufs:

Die Prognose des Temperaturverlaufs ergibt sich wiederum durch Kombination des zuvor berechneten Wärmeflusses mit den zu einer spezifischen Bohrung vorliegenden Wärmeleitfähigkeitsprofilen. Die Extrapolation in Tiefen unterhalb der erbohrten Strecke erfolgte unter der Annahme, dass sich die zuletzt erbohrte Schicht in die Tiefe fortsetzt. Im Rahmen der Studie Thermalp betrug die maximale Extrapolationstiefe 150% der Bohrstrecke.

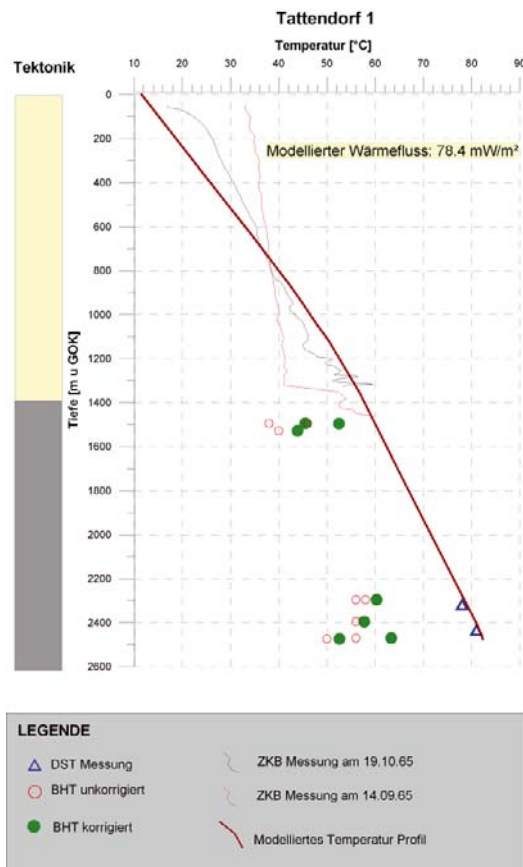


Abbildung 24: Interpretierter Temperaturverlauf nach Durchführung von BHT Korrekturen und einer 1D Auswertung der oberflächennahen Wärmestromdichte am Beispiel der Bohrung Tattendorf 1.

Wie anhand des Beispiels Tattendorf 1 zu erkennen ist lieferte die BHT Korrektur (grüne Punkte) keine ausreichend exakte Annäherung an die wahren Gebirgstemperaturen. Ebenfalls vorhandene Temperaturlogs zur Bestimmung der Zementoberkante <ZKB-Log> weisen Abweichungen in der Größenordnung von bis zu 15°C auf. Die gestörten thermischen Bohrlochverhältnisse lassen sich in beiden Kurven auch an dem typischen, S-förmigen Verlauf der Temperaturkurve erkennen. In dem gezeigten Beispiel stellten ausschließlich Temperaturmessdaten aus hydraulischen Bohrlochtest (DST Daten, blaue Dreiecke) verlässliche Stützstellen der thermischen 1D Modellierung dar.

4.2.2 Aufbau projektspezifischer Geothermie Datenbanken

Im Rahmen des Projekts Thermalp wurden begleitend 3 unterschiedliche Datenbanken aufgebaut, die nach Abschluss von Thermalp in allgemeine Datenbanken zur Beschreibung des geothermischen Regimes in Österreich an der Geologischen Bundesanstalt weiterentwickelt werden.

Nachfolgende Abbildung 25 zeigt das allgemeine Datenbankkonzept der Studie Thermalp. Dieses umfasst die Stammdatenbank „Thermalp Projektdatenbank“ sowie die Hilfsdatenbanken „BHT Processing Datenbank“ und „Hydrochemische Datenbank“, die vorrangig nicht prozessierte Rohdaten beinhalten. Die Grundstrategie des gewählten Datenbankkonzepts sah die Archivierung von nicht manipulierten Rohdaten und den daraus abgeleiteten Ergebnissen vor. Aus Gründen der Übersicht wurden Hilfsdaten aus den Themenbereichen Bottom Hole Temperaturen und chemischen Wasseranalysen in den besagten Hilfsdatenbanken abgelegt. Die Zuordnung von Kenndaten zu Datenquellen innerhalb der verschiedenen Datenbanken wurde über eine gemeinsame „Objekt ID“ realisiert. Zudem wurde darauf geachtet, dass prozessierte Ergebnisse der Hilfsdatenbanken über gemeinsame „Parameter IDs“ innerhalb der 3 unterschiedlichen Datenbanken unmittelbar zuordenbar sind. Sämtliche Datenbanken wurden als relationale Datenbanken in MS Access angelegt.

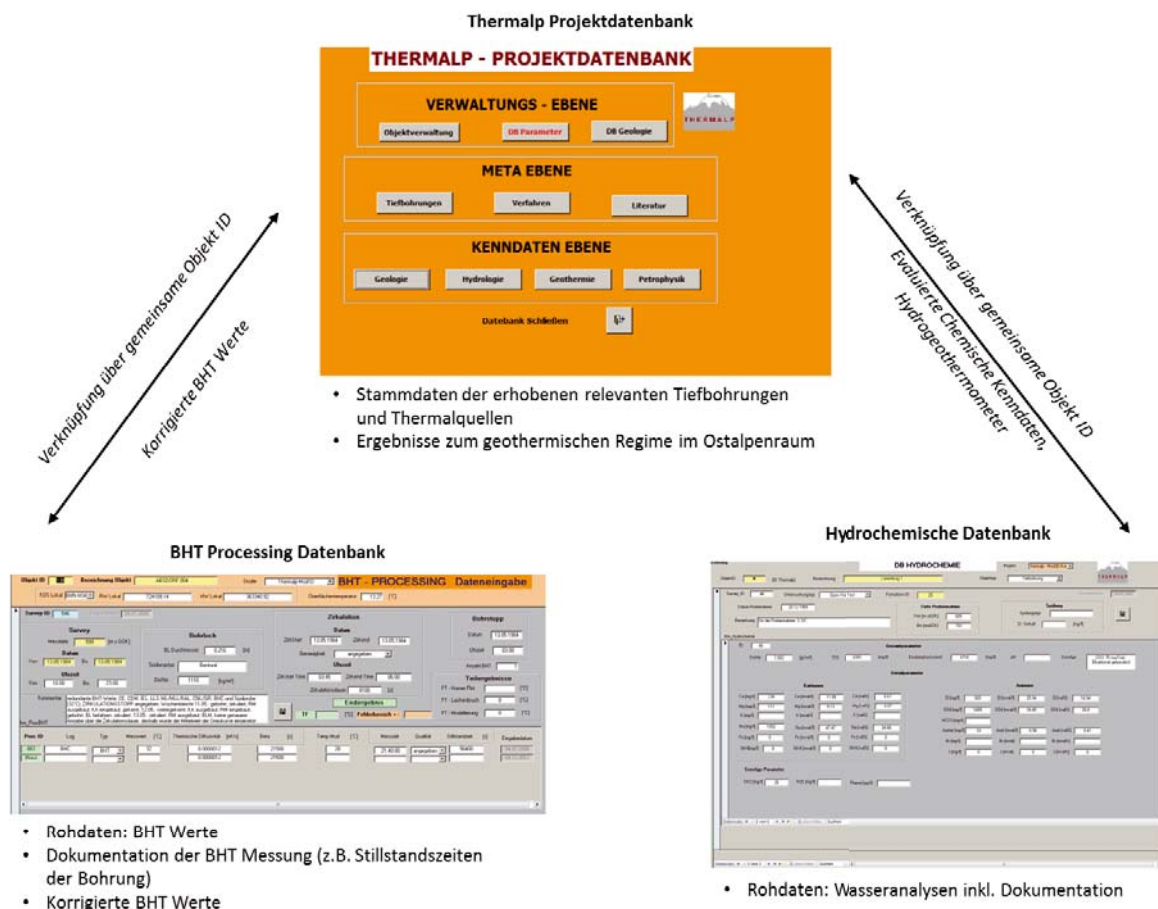


Abbildung 25: Allgemeines Datenbankkonzept der Studie Thermalp.

Im Nachfolgenden werden die projektspezifischen Datenbanken näher beschrieben:

Datenbank „Thermalp Projektdatenbank“:

Das gewählte Konzept der Stammdatenbank „Thermalp Projektdatenbank“ sieht 3 unterschiedliche Datenebenen vor: (1) Metadaten, (2) Spezifische Kenndaten und Ergebnisse sowie (3) Parameterlisten und „Look-Up“ Tabellen. Mit Hilfe der unter (3) angeführten Parameterlisten, die nicht direkt mit anderen Tabellen verknüpft sind lassen sich zusätzliche Parameter ohne großem Mehraufwand in den Metadaten und Kennwert Tabellen über numerische Schlüssel und Abfrageroutinen ergänzen. Die ermöglicht einen äußerst flexiblen Aufbau der Datenbank. Neben den archivierten Parametern wurden in den Parameterlisten auch geologische Formationsnamen abgespeichert.

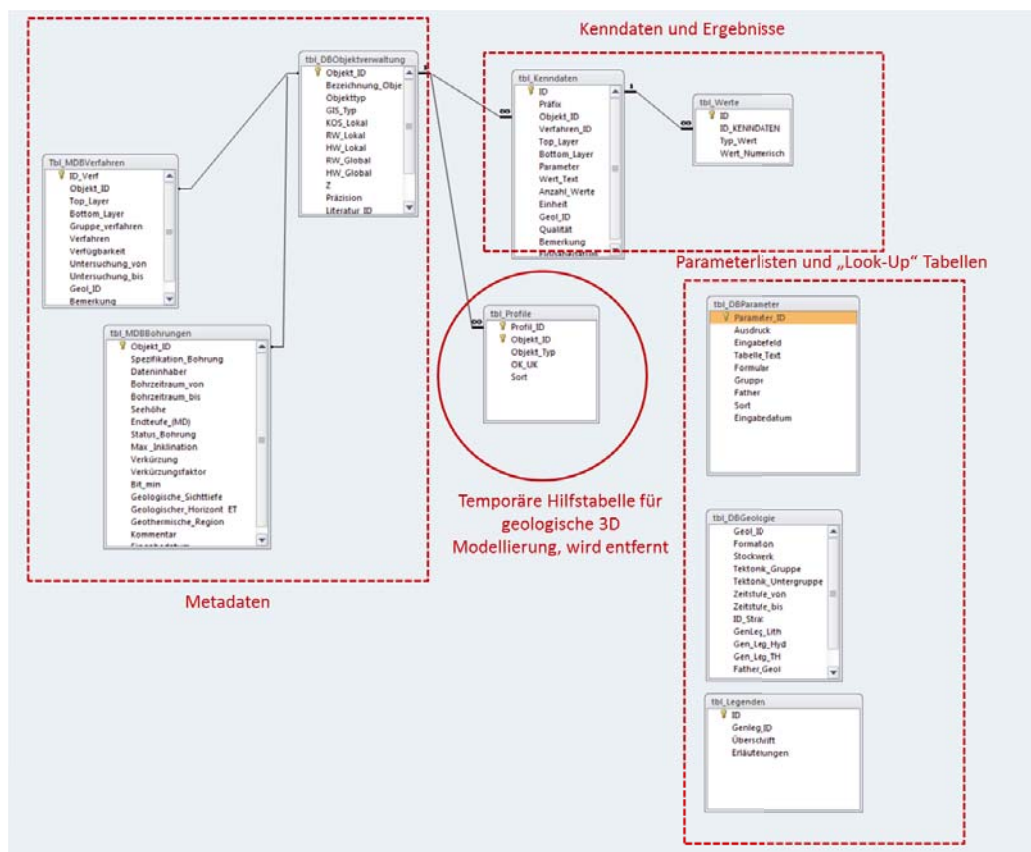


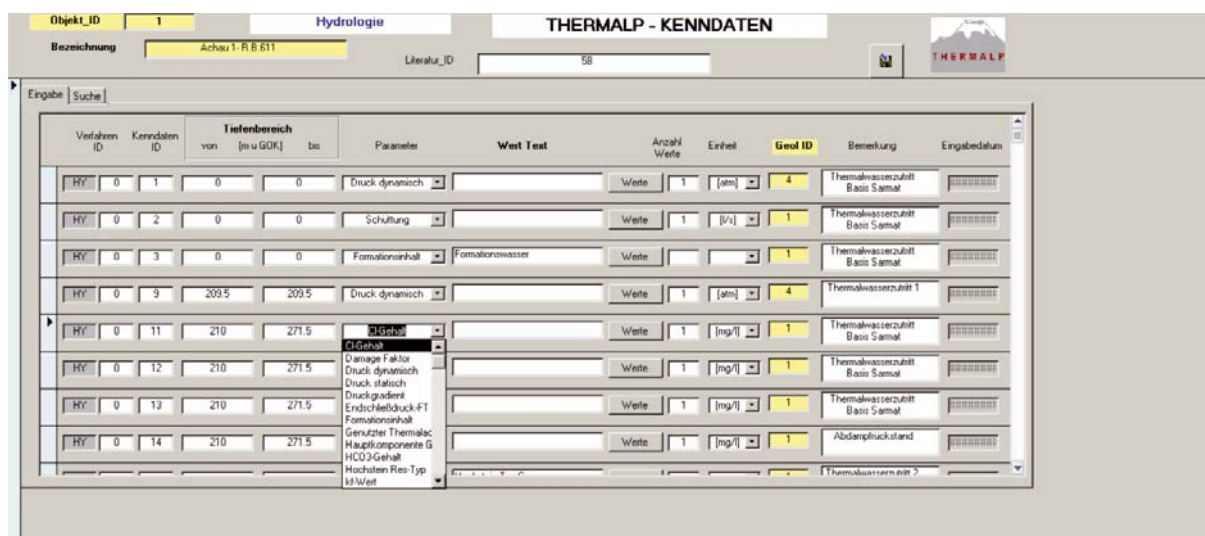
Abbildung 26: Datenbank Konzept „Thermalp Projektdatenbank“.

Aus thematischer Sicht wurde in den Kenndatentabellen zwischen folgenden Bereichen unterschieden:

- **Geologie:** beinhaltet unter anderem die Parameter Formationen und Bohrkernbeschreibungen (Kerngewinn, Petrografie).

- **Hydrologie:** beinhaltet unter anderem die Parameter: Druck (statisch, dynamisch), hydraulische Gesteinsparameter aus Formationstests (Permeabilität, kf-Wert), Wasserzutrittsmengen und Gesamtmineralisation.
- **Geothermie:** beinhaltet unter anderem die Parameter: Formationstemperaturen, Reservoirtemperaturen abgeleitet aus Hydrogeothermometer, geothermische Gradienten und Wärmestromdichte.
- **Petrophysik:** beinhaltet unter anderem folgenden Parameter aus Bohrkernuntersuchungen: Gesteinsdichte, Porosität und Permeabilität.

Sämtliche Kenndaten sind in der Datenbank mit einem Tiefenintervall sowie mit geologischen Einheiten verknüpft. Nachfolgende Abbildung 27 zeigt die allgemeine Eingabe- und Datenverwaltungsansicht der Kenndaten am Beispiel der Themengruppe Hydrologie:



Verfahren ID	Kenndaten ID	Tiefenbereich von [in u GDK] bis	Parameter	Wert Test	Anzahl Werte	Einheit	Geol ID	Bemerkung	Eingabedatum
HY	0 1	0 0	Druck dynamisch		1	[atm]	4	Thermalwasserzutriff Basis Samat	
HY	0 2	0 0	Schüttung		1	[l/s]	1	Thermalwasserzutriff Basis Samat	
HY	0 3	0 0	Formationseinheit	Formationswasser			1	Thermalwasserzutriff Basis Samat	
HY	0 9	209.5 209.5	Druck dynamisch		1	[atm]	4	Thermalwasserzutriff 1	
HY	0 11	210 271.5	Cl-Gehalt		1	[mg/l]	1	Thermalwasserzutriff Basis Samat	
HY	0 12	210 271.5	Damage Faktor		1	[mg/l]	1	Thermalwasserzutriff Basis Samat	
HY	0 13	210 271.5	Druckgradient		1	[mg/l]	1	Thermalwasserzutriff Basis Samat	
HY	0 14	210 271.5	HCO3-Gehalt		1	[mg/l]	1	Abdampfdruckstand	

Abbildung 27: Thermalp Projektdatenbank - Datenbankmaske Themenbereich Hydrologie.

Die Datenbankmasken der übrigen Themenbereiche sind ident aufgebaut. Über den Verknüpfungsindex „Geol ID“ lassen sich sämtliche Kenndaten mit geologischen Formationen verbinden. Zudem kann einem Datenpunkt mit mehreren numerischen Werten (z.B. Minimum, Maximum, Mittelwert bzw. mehrere Einzelmesswerte) verknüpft werden. Die Navigation zwischen den Werten erfolgt über dem Button „Werte“ (siehe Abbildung 27).

Datenbank „BHT Processing Datenbank“:

Die Hilfsdatenbank „BHT Processing Datenbank“ dient ausschließlich der Verwaltung von BHT Einzelmessungen zur Durchführung der so genannten BHT Datenkorrektur. Sie besitzt einen relationalen Aufbau und verfügt wie die projektspezifische Stammdatenbank über eine Parameterliste, die eine flexible Parameterstruktur ermöglicht. Der weitere Aufbau der Datenbank folgt dem Bearbeitungsablauf der BHT Korrektur. Neben einer Objekt- (Bohrungs-) Verwaltungstabelle (tbl_Bohrungen), die mittels „Objekt ID“ direkt mit der Stammdatenbank verknüpft ist, wurden die Tabellen „tbl_MetaBHT“ und „tbl_ProcBHT“ mit einer 1:n Verknüpfung angelegt. Die Tabelle tbl_MetaBHT fasst sämtliche Dokumentationsdaten und Ergeb-

nisse einer spezifischen Messkampagnen zusammen – hier sind auch die korrigierten BHT Werte zu finden. In der Tabelle tbl_ProcBHT sind wiederum die spezifischen Daten der BHT Einzelmessungen einer Messkampagne zu finden. Mit Ausnahme der Parametertabelle wurden sämtliche Tabellen in einer Eingabe und Datenverwaltungsmaske zusammengefasst, wodurch alle relevanten Eingangsdaten und Ergebnisse einer BHT Messkampagne zusammengefasst angezeigt werden können. Das Konzept der BHT Processing Datenbank ist in der nachfolgenden Abbildung 28 dargestellt.

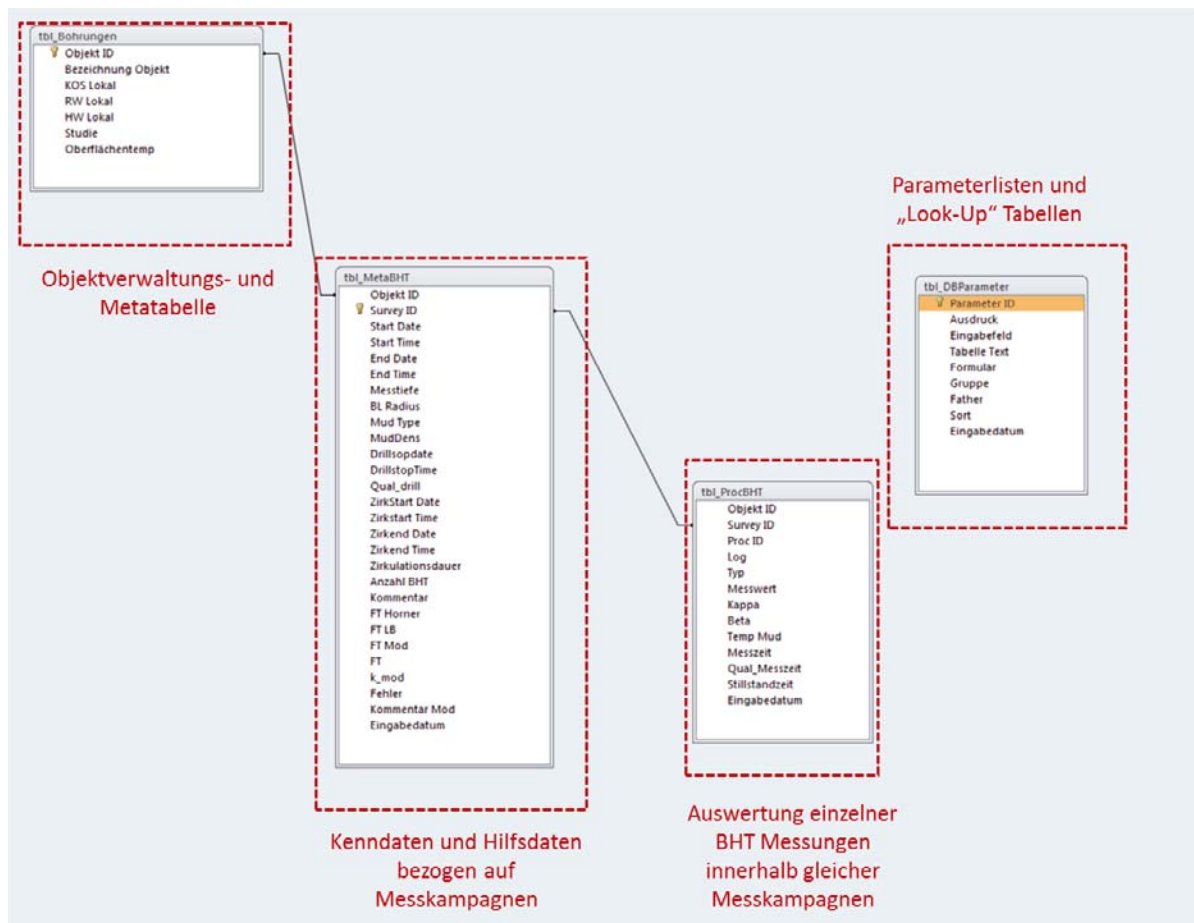


Abbildung 28: Datenbank Konzept „BHT Processing Datenbank“.

Datenbank „Hydrochemische Datenbank“:

Die Hilfsdatenbank „Hydrochemische Datenbank“ wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit angelegt und beinhaltet Kenndaten aus chemischen Wasseranalysen ab Proben aus Formationstest der Erdölindustrie und Thermalwassernutzungen. Ein wesentlicher Aspekt dieser Datenbank besteht in der Möglichkeit verschiedene Einzelanalysen (z.B. Wiederholungsmessungen) einem untersuchten Wasserzutrittsareal (Formationstests aus Explorationsbohrungen, Pumpversuche Thermalwasserbohrungen) zuzuordnen. Dies spiegelt sich auch in der Struktur der Datenbank wieder, die aus wiederum 3 Ebenen besteht. Die Objektverwal-

Die Tabelle „tbl_Objekte“ erlaubt wiederum die Verknüpfung zur projektspezifischen Stammdatenbank. Durch eine 1:n Beziehung mit der Objektverwaltungstabelle verknüpft beinhaltet die Tabelle „tbl_Surveys“ übergeordnete Kenndaten eines Thermalwasserzutrittsbereichs, wie etwa der Tiefenabschnitt, die geologische Zuordnung oder Angaben zur Spülungszusammensetzung im Fall von Explorationsbohrungen der Erdölindustrie. Die Tabelle „tbl_Hydrochemie“ beinhaltet wiederum die Einzelmesswerte einer spezifischen Analyse, die durch eine 1:n Beziehung mit der Tabelle tbl_Surveys verknüpft ist. Hierbei wurden zu dokumentationszwecken ausschließlich „nicht manipulierte“ Rohdaten erfasst. Die Übertragung von chemischen Kenndaten von der Hilfstabelle in die projektspezifische Stammdatenbank erfolgte erst nach Durchführung von Plausibilitätskontrollen bzw. in aggregierter Form.

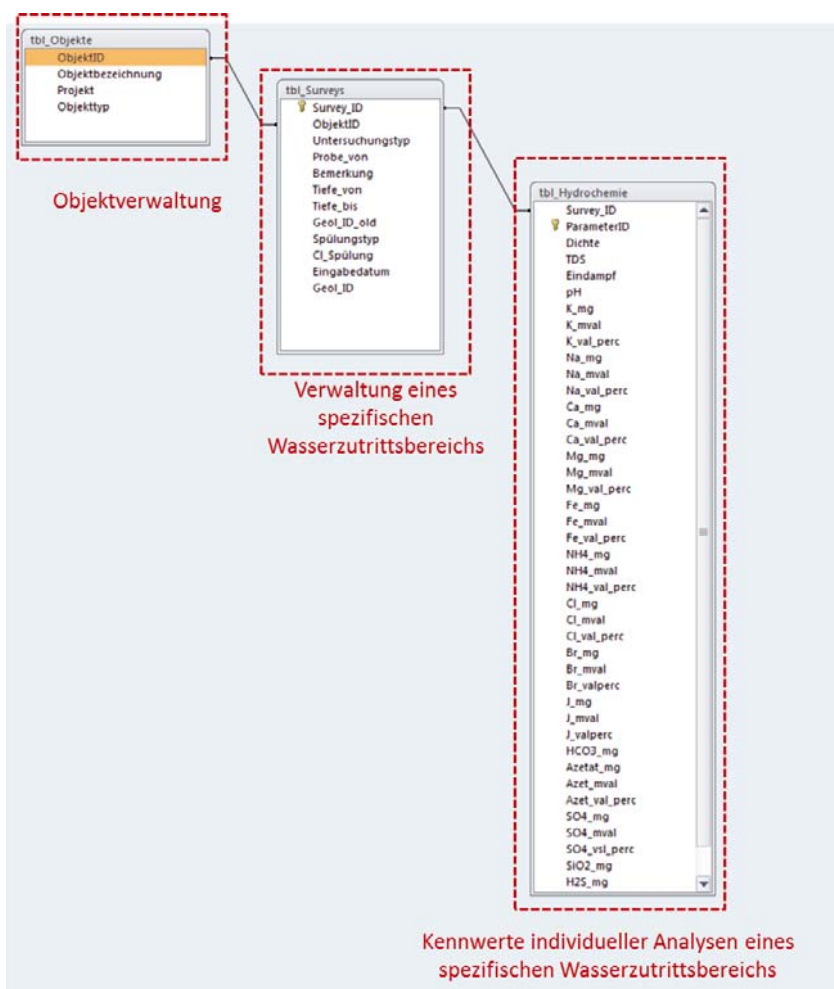


Abbildung 29: Datenbank Konzept „Hydrochemische Datenbank“.

Die im Rahmen des Projekts Thermalp aufgebauten Datenbanken werden nach Projektabschluss an der Geologischen Bundesanstalt weiter gepflegt und stellen einen wesentlichen Bestandteil der Archivierungsstrategie geothermischer Daten dar.

4.2.3 Petrophysikalische Modellierung

Da zu Beginn der Studie Thermalp kaum petrothermischen Kenndaten zu geologischen Formationen in Österreich zur Verfügung standen wurde nachfolgend beschriebene Methode zur Prognose der thermischen Gesteinseigenschaften entwickelt (siehe auch Abbildung 30:

Ausgangspunkt des Prognosemodells bilden lithostratigrafische Arbeitslegenden der untersuchten Bohrungen, die in der projektspezifischen Stammdatenbank verwaltet worden sind.

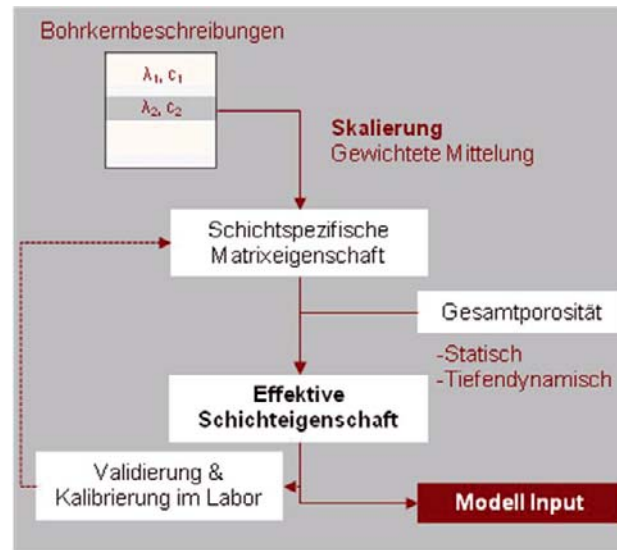


Abbildung 30: Ansatz der Prognose petrothermischer Gesteinseigenschaften.

Anhand von zur Verfügung gestandenen petrografischen Bohrkernbeschreibungen sowie unter Zuhilfenahme einschlägiger Literaturquellen (WESSELY 2006, FAUPL 2003) wurden individuelle Gesteinsmodelle zu den ausgewiesenen generalisierten Schichtgruppen definiert. Dies geschah unter der Zuhilfenahme normierter Gesteinstypen, entnommen aus der ÖNORM B4401 (EN ISO 22475-1: Geotechnische Erkundung und Untersuchung). Den ausgewiesenen Gesteinstypen wurden zuvor petrothermische Matriceigenschaften zugewiesen, die verschiedenen Literaturquellen entnommen worden sind (z.B. SCHÖN 1983, KAPPELMEYER & HAENEL 1974). Die Verknüpfung von individuellen Gesteinsmerkmalen zu Schichtmerkmalen erfolgte unter Zuhilfenahme statistischer Methoden (gewichtetes arithmetisches und geometrisches Mittel). Hieraus resultieren spezifische thermische Schichtmerkmale, die einer Umgebungstemperatur von 25°C und einer angenommenen Schichtporosität von 0% entsprechen (Matrixmerkmale).

In einem weiteren Bearbeitungsschritt wurden den ausgewiesenen generalisierten Schichtgruppen Kennwerte der Gesamtporosität zugewiesen. Hieraus wurden anschließend effektive thermische Schichteigenschaften gemäß den Gleichungen GL 5 und GL 6 berechnet.

Die Validierung des erarbeiteten Prognosemodell erfolgte anhand von Laboruntersuchungen an ausgewählten Bohrkernen, die im Zuge des Projekts Thermalp erhoben worden sind.

Neben der Bestimmung der zuvor genannten thermischen Gesteinsparameter wurden auch Messungen der Gesamtporosität durchgeführt. In einem ersten Bearbeitungsschritt wurden die thermischen Gesteinseigenschaften an getrockneten Gesteinsproben gemessen. Anschließend wurden Vergleichsmessungen an Salzwasser gesättigten Proben durchgeführt. Hierdurch konnte in weiterer Folge auf die spezifischen Matriceigenschaften der verschiedenen Gesteinsproben geschlossen werden. Durch Gegenüberstellung von modellierten und gemessenen thermischen Gesteinskennwerten konnte eine Rekalibrierung und Feinabstimmung der a-priori definierten petrophysikalischen Modellen erfolgen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass es sich bei den gewählten Ansatz um einen Skalierungsansatz handelt. Hierbei wird anhand von punktuell zur Verfügung stehenden Kenndaten (petrografische Bohrkernbeschreibungen) ein großräumiges Prognosemodell der petrophysikalischen Merkmale erstellt. Lokale variierende fazielle Gegebenheiten, kleinräumige Änderungen der Gesteinsporosität sowie Zwischenlagen können in diesem Modell nicht berücksichtigt werden, was wiederum zu Prognoseunsicherheiten führt. Ebenso ist die Validierung und Rekalibrierung der erstellten Prognosemodelle durch petrophysikalische Labormessungen Unsicherheiten unterworfen, da es sich hierbei wiederum um punktuelle Aufschlüsse handelt. Durch eine sukzessive Steigerung der Anzahl untersuchter Gesteinsproben kann die Prognosesicherheit des gewählten Ansatzes in Zukunft deutlich verbessert werden. Dies ist vor allem für eventuelle Nachfolgeprojekte von Bedeutung.

4.3 Thermisch- hydraulische Detailmodellierung im Pilotgebiet südliches Wiener Becken

Der nachfolgende Abschnitt beschreibt die wesentlichen Arbeitsschritte zum Aufbau und zur Interpretation des drei-dimensionalen geothermischen Modells im Pilotgebiet südliches Wiener Becken. Die hieraus erzielten Ergebnisse werden anschließend im Abschnitt 5.3 vorgestellt.

4.3.1 Aufbau des geologischen 3D Modells

Die Erstreckung des Modellgebietes (Nord-Ost: Wiener Stadtgrenzen und Süd-West: Semmering) ist in Abbildung 31 dargestellt und deckt die gesamte Hochscholle des Wiener Beckens ab. Um für die nachfolgende numerische Simulation geeignete Eingangsdaten und Randbedingungen zu liefern, musste das zu modellierende Gebiet den Mittelpunkt des Interesses großräumig umschließen.

Das geometrische Modell diente folgenden Zielsetzungen:

- i. Geometrische Ausgangsbasis der numerischen gekoppelt thermischen - hydraulischen Simulationen.
- ii. Verarbeitung und Überprüfung der bestehenden geologischen Kenndaten und Hypothesen im südlichen Wiener Becken.

- iii. Datenpool aktueller geologischer Eingangsdaten in Form eines semi-automatisch erstellten 3D Modells.

Im Hinblick auf Punkt (ii) ist zu erwähnen, dass sich die Methodik der automatisierten bzw. semi-automatisierten geologischen 3D Modellierung gut eignet, bestehende räumliche Diskrepanzen in zumeist konzeptionell vorliegenden Schnitten und Karten zu evaluieren und räumlich abzubilden.

Ad Punkt (iii) ist anzumerken, dass ein geologisches 3D Modell samt der dahinter stehenden Datenstruktur (insbesondere Datenbanken digitalisierter Kenndaten) auch als Datenpool des bestehenden Wissens zum Zeitpunkt der Erstellung des Modells (in diesem Fall Stand 2008) anzusehen ist. Die (semi-) automatisierte Erstellung des Modells erlaubt zukünftig neu gewonnene geologische Eingangsdaten ohne großem Aufwand zu implementieren und das bestehende geometrische Modell zu adaptieren.

Im Nachfolgenden soll auf die zur Verfügung gestandene Datenlage im südlichen Wiener Becken eingegangen werden.

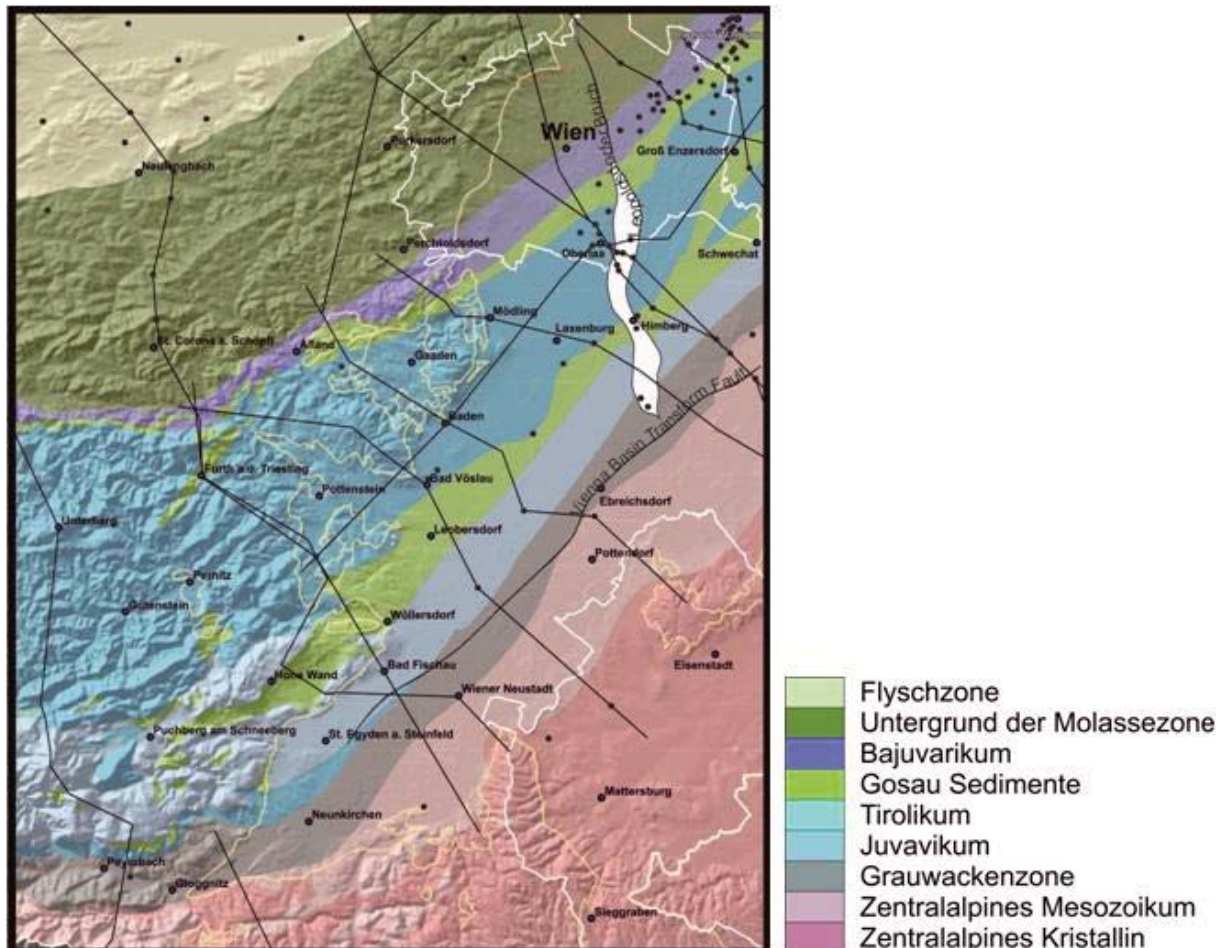


Abbildung 31: Überblick der zur Modellierung benutzten Eingangsdaten in Form von Tiefbohrungen und Schnitten.

Abbildung 31 zeigt das Modellgebiet mit den zur Interpolation tatsächlich verwendeten Daten, welche eine weitgehend gefilterte Auswahl der generell verfügbaren Daten darstellen.

Die nachfolgende Tabelle 4 zeigt eine Aufstellung der zur Verfügung stehenden Eingangsdaten:

Tabelle 4: Übersicht der für die geologische Modellierung benutzten Typen von Eingangsdaten.

Datentyp	Beschreibung	Quelle
Schichtverbreitungen, Ausbisslinien	Geologischen Karte 1:200.000 Niederösterreich , Vereinfachte geologische Karte basierend auf der tektonischen Übersichtskarte	SCHNABEL 2002
Schichtverbreitungen, Ausbisslinien an der Beckenbasis	Geologische Themenkarte „Wiener Becken und angrenzende Gebiete“ - 1:200.000, Karte der geologischen Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes	KRÖLL 1993
Relief des allochthonen Beckenuntergrundes	Geologische Themenkarte „Wiener Becken und angrenzende Gebiete“ - 1:200.000, Karte der geologischen Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes	KRÖLL 1993
Relief des autochthonen Beckenuntergrundes	Geologische Karte der Molassebasis, Geologie und Relief des autochthonen Beckenuntergrundes	KRÖLL & WESSELY 2001
Diverse Profilschnitte	13 Schnitte aus veröffentlichten Publikationen und unveröffentlichten Manuskripten	WACHTEL & WESSELY 1981, WESSELY 1983, 1990, BRIX & SCHULTZ 1993, SAUER ET AL 1992, WESSELY 2006, sowie unveröffentlichte Manuskripten von G. Wessely)
Bohrlochdaten	Geologische Kontakte aus 150 Bohrungen	Erdölarchiv GBA sowie Erhebungen bei OMV AG
Strukturdaten	Geologische Profile ⁴	Siehe „Profilschnitte“
Tektonische Störungszonen	1) Geologische Themenkarte „Wiener Becken und angrenzende Gebiete“ - 1:200.000, Kar-	1) KRÖLL 1993 2) SALCHER 2008, Abbildung 2 3) Siehe „Profilschnitte“

⁴ Auf z.T. sehr zahlreich existierenden Messungen an der Oberfläche wurde bei den Strukturdaten bis dato mehr oder weniger verzichtet, da diese überwiegend lokale Einfallsparemeter widerspiegeln, die aufgrund der Generalisierung der geologischen Legende für das Modell nicht sinnvoll erscheinen. Die Verwendung von Einfallswerten aus Bohrlochmessungen hat sich bis auf Einzelfälle ebenfalls nicht als allzu zweckmäßig erwiesen.

	<p>te der geologischen Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes</p> <p>2) Dissertation Universität Wien</p> <p>3) Diverse Profilschnitte</p>	
--	--	--

Geophysikalische Eingangsdaten wurden aus verschiedenen Gründen nicht in das vorliegende geometrische Modell eingebaut. Hierunter zählen:

- Seismische Messdaten (2D, 3D): Die im Gebiet zur Verfügung stehenden 2D Linien entsprechen im Allgemeinen dem technischen Stand der 1970er Jahre und wurden größtenteils bereits in bestehenden Strukturkarten sowie publizierten Profilschnitten des Wiener Beckens eingearbeitet. Seismische 3D Daten liegen nur außerhalb des Interessensgebiets im Bereich der westlichen Hochscholle des südlichen Wiener Beckens vor und fokussierten zudem auf Neogene Einheiten der Beckenfüllung. Aus diesen Gründen wurde auf eine vor allem ressourcenintensive und im Hinblick auf den regionalen Charakter des Modells vermutlich kaum lohnenden Auswertung und Interpretation dieser Daten verzichtet.
- Gravimetrische und magnetische Messdaten: Für das Untersuchungsgebiet im südlichen Wiener Becken liegen magnetische und gravimetrische Karten im Maßstab 1:200.000 vor. Da jedoch der Fokus der vorliegenden Studie auf bestehende lokale bis regionale Thermalwasserzirkulationssysteme und weniger auf den übergeordneten Aufbau der Erdkruste im Bereich des Wiener Beckens gelegt worden ist, wurde auf eine modellrechnerische Auswertung geophysikalischer Strukturen verzichtet. Dieser Aspekt wäre jedoch für eine geothermische Analyse des regionalen bis überregionalen Wärmeflusses im Bereich der Region Ostrand Alpen – Wiener Becken – Westrand Pannonisches Becken von Bedeutung.

Da die verwendeten Daten über einige Jahrzehnte und in variabler Auflösung erhoben, sowie von verschiedenen Bearbeitern interpretiert wurden, ergeben sich oft sehr widersprüchliche Informationen über den Aufbau des Untergrundes. Die Homogenisierung und Zusammenstellung dieser Daten stellte sich als besonders zeitaufwendig heraus.

Für die Erstellung des Modells mussten die ausgewählten Daten entsprechend einer hierfür erarbeiteten Legende aufbereitet werden. Die Legende wurde hinsichtlich folgender Kriterien erstellt:

Sie musste soweit generalisiert sein, um a) einerseits die für das Arbeitsziel notwendige Differenzierung der Geologie zu erlauben und b) andererseits auf möglichst wenige Einheiten reduziert sein, um die durch Soft- und Hardware Limitierungen eingeschränkte Modellierung durchführen zu können.

Damit stellt diese Legende einen nach langen und aufwendigen Überlegungen erzielten Kompromiss dar, welcher die vorwiegend auf hydrogeologischen und petrophysikalischen Kriterien beruhende Einteilung in Hinblick auf die geothermische Fragestellung gewährleistet, sowie in der geometrischen und numerischen Modellierung noch gut lösbar war

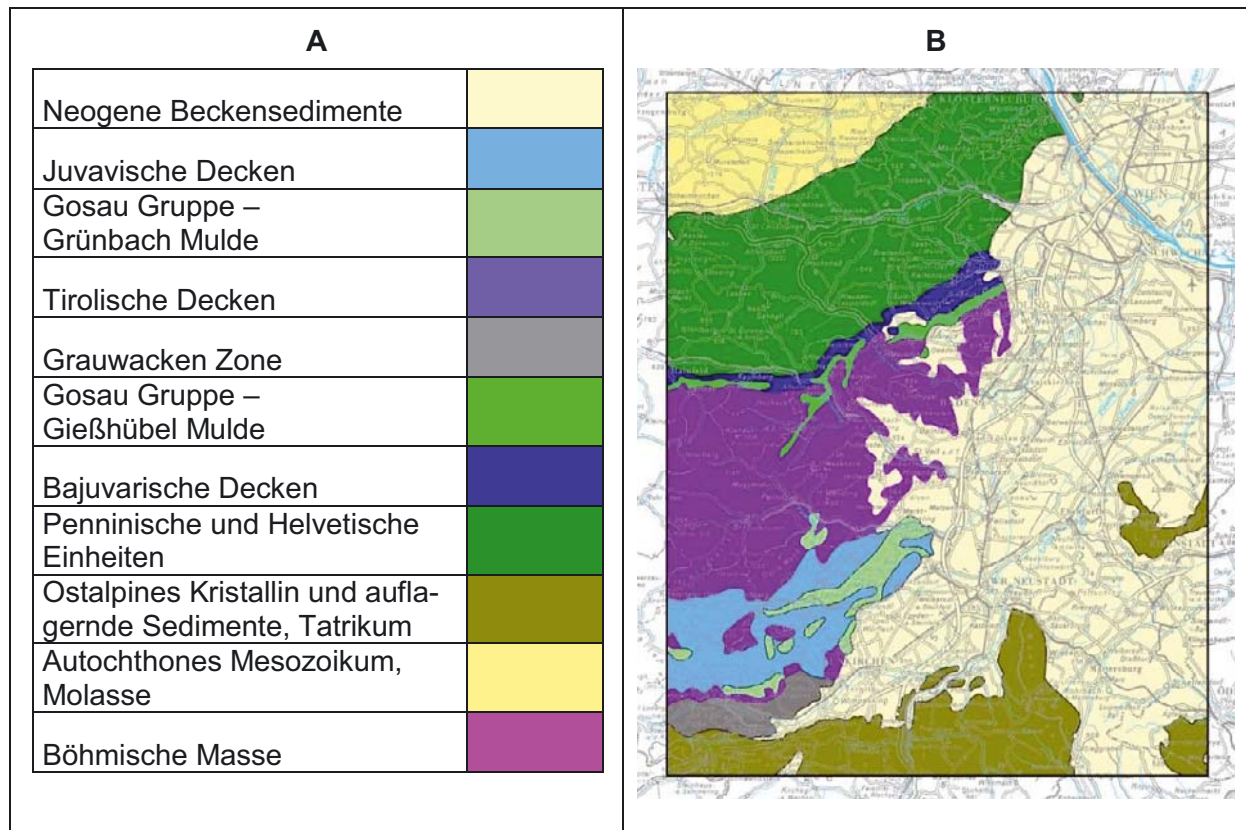


Abbildung 32: A: Legende; B: vereinfachte geologische Oberflächenkarte.

In der ersten Phase der Modellierung wurden die Softwarepakete WinGeol™ und GeoModeller™ verwendet, wobei man bei beiden auf technische Probleme und die Grenzen der praktischen Handhabung des Modelles gestoßen ist. In einem weiteren Schritt wurde das vorliegende, zu ca. 90% abgeschlossene geometrische 3D Modell aus GeoModeller™ in das Modellierungsprogramm Gocad™ importiert und dort weiter bearbeitet.

Die Schritte der Modellierung im Überblick:

- a) Datenauswahl und Aufbereitung
- b) Digitalisierung (ArcGIS)
- c) Wingeol (Datenaufbereitung, Dateninterpolation, Datenexport zu GeoModeller)
- d) Modellierung (Geomodeller)
- e) Weiterbearbeitung in Gocad, Export für Karten in ArcGIS und numerische Simulation in Comsol/Feeflow

Ad d) Modellierung mittels Geomodeller

Diverse digitalisierte Punktinformationen (Oberflächengeologie, Fallwerte, Schichtgrenzen etc.) lieferten die Eingangsdaten und wurden mittels der Potentialfeld – Methode, basierend auf Co-Kriging-Verfahren zu geologischen Flächen interpoliert. Verwendet wurden halbautomatische Interpolationsalgorithmen. Dies bringt den Vorteil, dass Inkonsistenzen und Fehler der Eingangsdaten aufgezeigt werden können. Jedoch den Nachteil, dass wenig Gestaltungsmöglichkeiten vorliegen die Interpolationsparameter zu verändern und den jeweiligen geologischen Begebenheiten anzupassen. Oft reichen diese Maßnahmen nicht aus um die Formationen gemäß der vorherrschenden geologischen Vorstellung abzubilden, wodurch ein späteres manuelles Nachbearbeiten (in diesem Falle in Gocad™) notwendig wurde.

Ad e) Nachbearbeitung in Gocad™

Für die Erstellung von drei-dimensionalen Flächen in Gocad™ gibt es verschiedene Interpolationsalgorithmen und auch die Möglichkeit, die interpolierten Flächen manuell nachzuarbeiten. Jede Fläche wird für sich selbst modelliert, eine Abhängigkeit bzw. Interaktion von mehreren Flächen ist nur durch späteres Nachbearbeiten möglich. Flächen können aus Teilen zusammengesetzt- und entlang von Störungen versetzt werden. Zudem können minimale bzw. maximale Mächtigkeiten vorgegeben werden. Durch die vielen Methoden der Flächenbearbeitung können Modelle gemäß der geologischen Vorstellung erstellt werden.

Importierte Flächen aus dem Geomodeller-Modell wurden:

- I. Hinsichtlich ihrer Ausbisslinien an der Oberfläche und an der Beckenbasiskarte (KRÖLL, 1993) korrigiert, da der Verlauf der Einheiten an der Oberfläche sowie unter den Beckensedimenten in dem GeoModeller™-Projekt aufgrund der Limitierung in der Datenverarbeitung nur sehr vereinfacht mit einbezogen wurde.
- II. Flächen wurden teilweise „geglättet“, da die Dateninterpolation in Geomodeller auf der Annahme basiert, die interpolierten Flächen besitzen einen Trend zu einer parabelförmigen Geometrie. Daraus ergibt sich, wenn zwei z.B. Bohrdaten in zu großer Entfernung zueinander liegen, dass ungewünschte „Berge“ oder „Täler“ in der Fläche auftreten.
- III. Die Flächen sollten entlang der zwei modellierten Störungen (Leopoldsdorfer Bruch, Vienna Basin Transform Fault) versetzt werden. Die Berücksichtigung der Störungen funktionierte in Geomodeller™ nicht, deshalb wurden in Gocad™ manuelle Versätze erzeugt. Anschließend wurden die resultierenden Flächen auf Erhalt der Mächtigkeit nachbearbeitet.

In einem abschließenden Bearbeitungsschritt wurde das vorliegende geometrische 3D Modell in Gocad™ für die anschließend durchgeführten gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellrechnungen in Comsol Multiphysics™ und FEFLOW™ aufbereitet.

4.3.2 Aufbereitung von hydraulischen und thermischen Gesteinsmerkmalen

Im Zuge der Aufbereitung von Formationskenndaten galt es Modelle der (a) thermischen- und (b) hydraulischen Eigenschaften der im Modell abgebildeten Schichtgruppen aus eige-

nen Untersuchungen sowie aus Erhebungen von Literatur- und Explorationsdaten der Erdölindustrie zu definieren. Entsprechend der reduzierten räumlichen Auflösung des numerischen Regionalmodells und der räumlich heterogenen Datenlage im südlichen Wiener Becken wurden lediglich stark generalisierte Modelle erarbeitet.

Der Aufbau von Modellen der thermischen Gesteinseigenschaften wurde bereits im vorangegangenen Kapitel 4.2.3 beschrieben. Bei der Durchführung thermischer Simulationen ist neben der Wärmeleitfähigkeit und der spezifischen Wärmekapazität auch die effektive Gebirgsdichte (Raumgewicht) von Bedeutung. Da das Raumgewicht jedoch keinen sensitiven Modellparameter darstellt⁵ wurden entsprechende Prognosemodell aus zuvor erhobenen Kenndaten aus Bohrkernuntersuchungen statistisch gemittelt und der Modelllegende zugewiesen.

Darüber hinaus stellt die Gesamtporosität ein wesentliches Gesteinsmerkmal zur Bestimmung der effektiven thermischen Gesteinseigenschaften dar (siehe auch Kapitel 2.1). Im Zuge der vorbereitenden Datenerhebung wurden Gesamtporositäten aus Tiefbohrungen der OMV AG erhoben. Prinzipiell standen zwei unterschiedliche Datenquellen zur Verfügung:

- a) Porositätsbestimmungen an Bohrkernen
- b) Porositätsberechnungen aus geophysikalischen Bohrlochmessungen

Methode (a) führt zu einer tendenziellen Unterschätzung der in-situ Gegebenheiten führt, zumal Kluftporositäten in zerlegten oder stark geklüfteten Gebirgspartien nicht berücksichtigt werden können, da in diesen Bohrlochintervallen keine Bohrkern gewonnen werden können. Geophysikalische Loginterpretationen werden insbesondere in höffigen Gebirgsabschnitten (potentielle Kohlenwasserstoff Reservoirs) durchgeführt, die über eine gesteigerte hydraulische Durchlässigkeit und somit auch über eine generell erhöhte Porosität verfügen. Dadurch führt Methode (b) zu einer tendenziellen Überschätzung der regionalen Gebirgsverhältnisse. Etwa 70% der vorliegenden Messdaten stammten von der Methode (a). Aufgrund der Überlegung, dass stark geklüftete bzw. zerlegte Gebirgspartien einen geringen Volumensanteil des Gesamtgebirges annehmen wurde beschlossen, die Zuordnung von Gesamtporositäten zu den generalisierten Schichteinheiten (Lithostratigrafische Arbeitslegende, Modelllegende) durch einfache Mittelung der Verfahren (a) und (b) zu realisieren. Der Erwartungswert der schichtspezifischen Porosität wurde eingangs statisch durch Bildung des Medianwerts, der jeweilige schichtspezifische Wertebereich durch das Intervall 5. Perzentil – 95. Perzentil definiert.

Des Weiteren gilt jedoch zu beachten, dass die Gesamtporosität, insbesondere in Lockersedimenten bzw. schwach kompaktierten sedimentären Lagen, infolge des steigenden

⁵ Die Variationsbreite des Raumgewichts ist innerhalb der signifikanten Modelleinheiten (v. A. kalkalpiner Beckenuntergrund) gering. Aus diesem Grund besitzt das Raumgewicht bei der Simulation zeitabhängiger thermischer Prozesse nur einen gegenüber der Wärmekapazität untergeordneten Einfluss auf das Simulationsergebnis.

Auflastdruckes mit der Tiefe sukzessive abnimmt. Dieser Sachverhalt soll an der nun nachfolgenden Abbildung 33 verdeutlicht werden. Die dargestellten Kenndaten stammen aus Bohrkernuntersuchungen und Loginterpretationen in OMV Bohrungen im Wiener Becken.

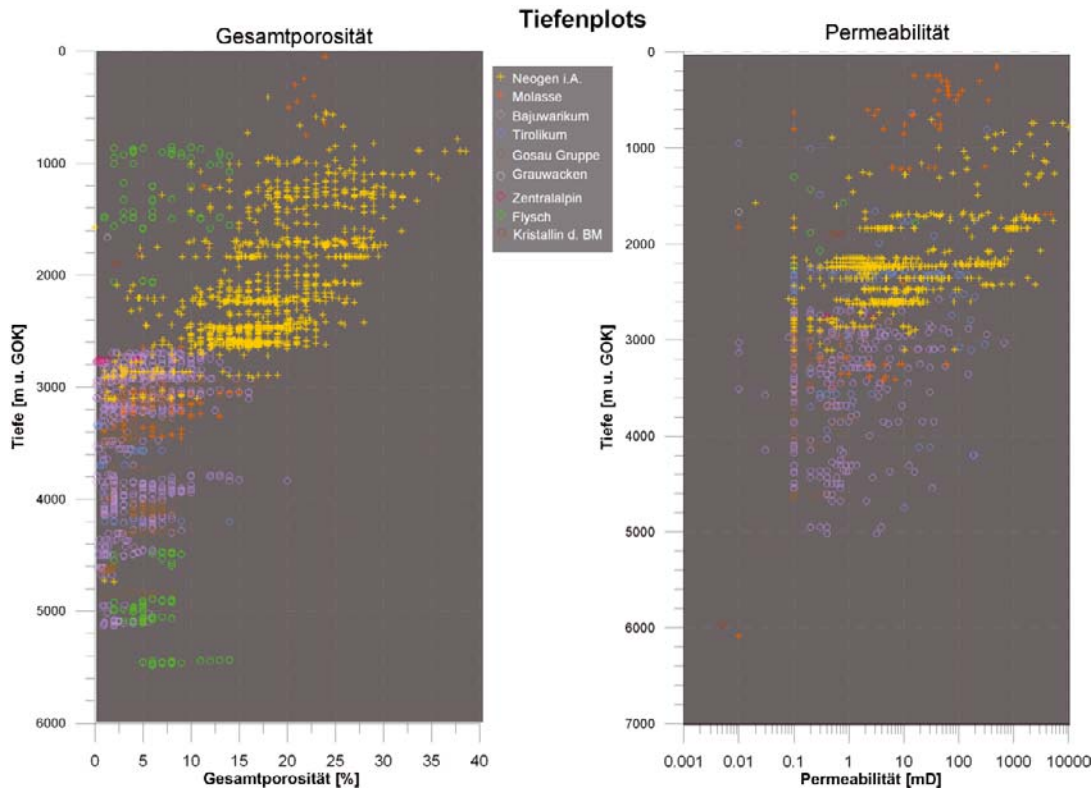


Abbildung 33: Tiefenabhängige Darstellung der gemessenen Gesamtporosität und hydraulischen Permeabilität im Wiener Becken.

Da die Tiefenabhängigkeit der Gesamtporosität in erster Linie in Neogenen Sedimentschichten zu beobachten sind und die Mächtigkeit der Neogenen Beckenfüllung in der Hochscholle des südlichen Wiener Beckens nur wenige hundert Meter bis maximal 2000 Meter (Übergang Tiefscholle im Bereich des Leopoldsdorfer Bruchsystems und dessen nach Südwesten anschließenden Bruchsysteme) betragen, wurde das petrophysikalische Startmodell der thermisch- hydraulischen Simulation mit statischen, tiefenunabhängigen Porositätswerten versehen.

Abschließend wurden Prognosemodelle der effektiven Wärmeleitfähigkeit, der effektiven Wärmekapazität sowie des Raumgewichts für die verschiedenen Einheiten des hydrogeologischen 3D Modells erstellt. Die thermischen Gesteinskennwerte repräsentieren die in-situ Gebirgsbedingungen unter Vorgabe vollständig gesättigter Gesteinsporen (Salzwasser) bei einer Umgebungstemperatur von 25°C. Erwartungsgemäß zeigen diese Modelle eine deutliche Zunahme der effektiven Wärmeleitfähigkeit in den Festgesteinseinheiten des prä-neogenen Beckenuntergrundes. Diese Zunahme korreliert mit einer deutlichen Reduktion der

Wärmekapazität infolge des verringerten Porenanteils im Grundgebirge. Aufgrund der stark variierenden Gesamtporosität weisen die effektiven thermischen Gesteinseigenschaften in Neogenen Einheiten des Wiener Beckens eine erhöhte Schwankungsbreite auf. Die ausschließlich empirisch erhoben und statistisch gemittelten Kennwerte des Raumgewichts weisen mit Ausnahme der Aufschlüsse aus dem Kristallin der Böhmisches Masse eine verminderte Schwankungsbreite auf. Die erratischen Beobachtungen aus dem Kristallin der Böhmisches Masse sind auf lokal angetroffene Verwitterungsschwarten aus dem Top des kristallinen Beckenuntergrundes zurückzuführen.

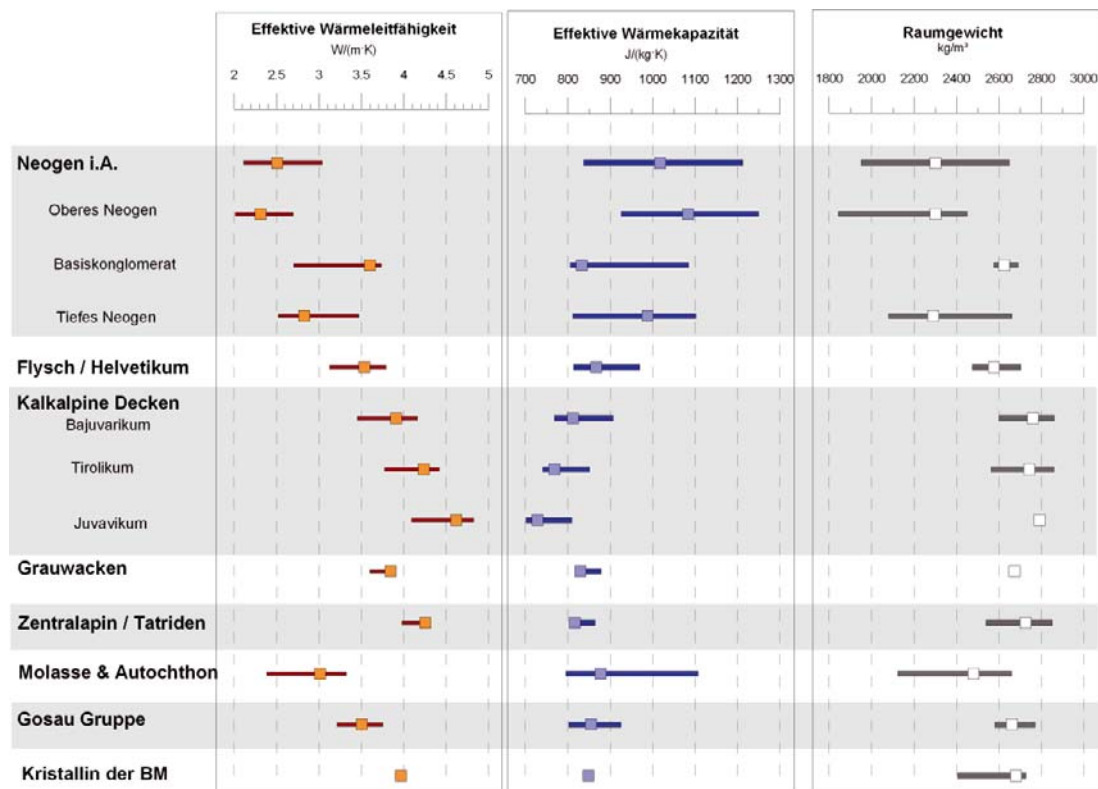


Abbildung 34: Übersicht der modellierten thermischen Gesteinseigenschaften, zusammengefasst für die Arbeitslegende des hydrogeologischen 3D-Modells.

Die farbigen Balken repräsentieren den Erwartungsbereich der Kennwerte [Bereich 5. Perzentil bis 95. Perzentil]. Die farbige Box zeigt wiederum den eingangs gewählten Rechenwert. Die Schwankungsbreite der effektiven Wärmeleitfähigkeit sowie der effektiven Wärmekapazität wird vorrangig von der Schwankungsbreite der Gesamtporosität beeinflusst.

Im Zuge der Validierung der petrothermischen Kenndaten wurde eine Gegenüberstellung gemittelter Schichtporositäten mit gemessenen Gesamtporositäten durchgeführt, die an der MU Leoben an den ausgewählten Bohrkernen erhoben worden sind. Hierdurch sollte ebenfalls eine stichprobenartige Überprüfung der statisch gemittelten, schichtspezifischen

Kenndaten durchgeführt werden. Nachfolgende Abbildung 35 zeigt das Ergebnis dieser Gegenüberstellung:

Es zeigt sich, dass die Werte der Referenzmessung tendenziell unter den berechneten Schichtmittelwerten liegen (Ausnahme Tirolikum). Die beobachteten Abweichungen sind aber in der Regel nicht sehr hoch. Dennoch ist hierin die primäre Ursache für die zuvor angesprochene Abweichung zwischen prognostizierten und gemessenen effektiven thermischen Gesteinseigenschaften (Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität) zu sehen.

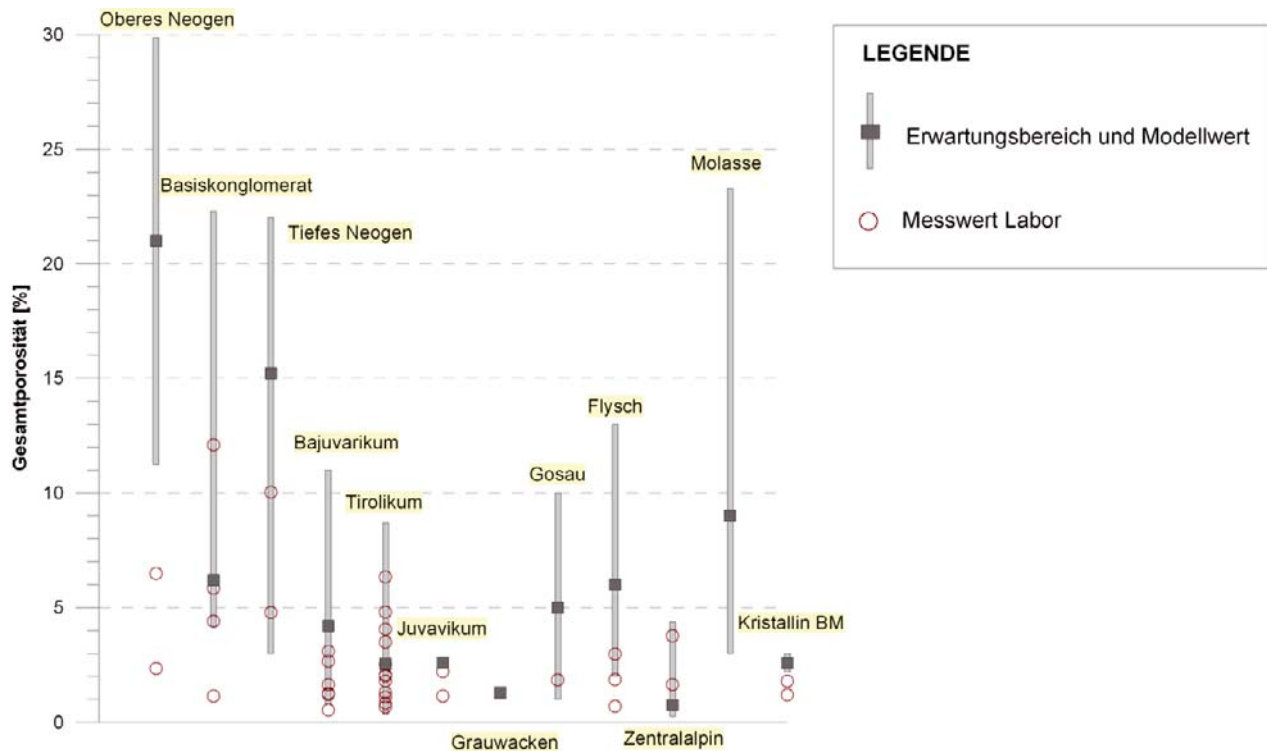


Abbildung 35: Gegenüberstellung von schichtspezifischen Mittelwerten der Gesamtporosität mit Referenzmessungen an ausgewählten Bohrkernen aus dem südlichen Wiener Becken.

Nachfolgende Abbildung 36 zeigt die statistisch ermittelten Verteilungen hydraulischer Kenndaten. Zur Darstellung der großräumigen Eigenschaften des kompakten Schichtverbandes wurde im Regelfall der Medianwert der zur Verfügung gestandenen Datensätze herangezogen. Für einige Modelleinheiten wurden abweichende Rechenwerte definiert, die auf dem Medianwert der Messdatenreihen aus hydraulischen Bohrlochtests beruhen.

Die ermittelten Datenverteilungen weisen im Bereich der neogenen Beckenfüllung eine starke Schwankungsbreite auf, wobei in gut leitenden Sandlagen Permeabilitäten von mehreren 10^3 mD beobachtet worden sind. Die berechneten Medianwerte der Datenverteilungen liegen im Neogen jedoch zwischen 5 mD und 10 mD. Im Bereich der

kalkalpinen Decken weisen erwartungsgemäß die Gesteinsverbände des Tirolikums und des Juvavikums Permeabilitäten auf, die gegenüber den bajuvarischen Decken tendenziell erhöht sind.

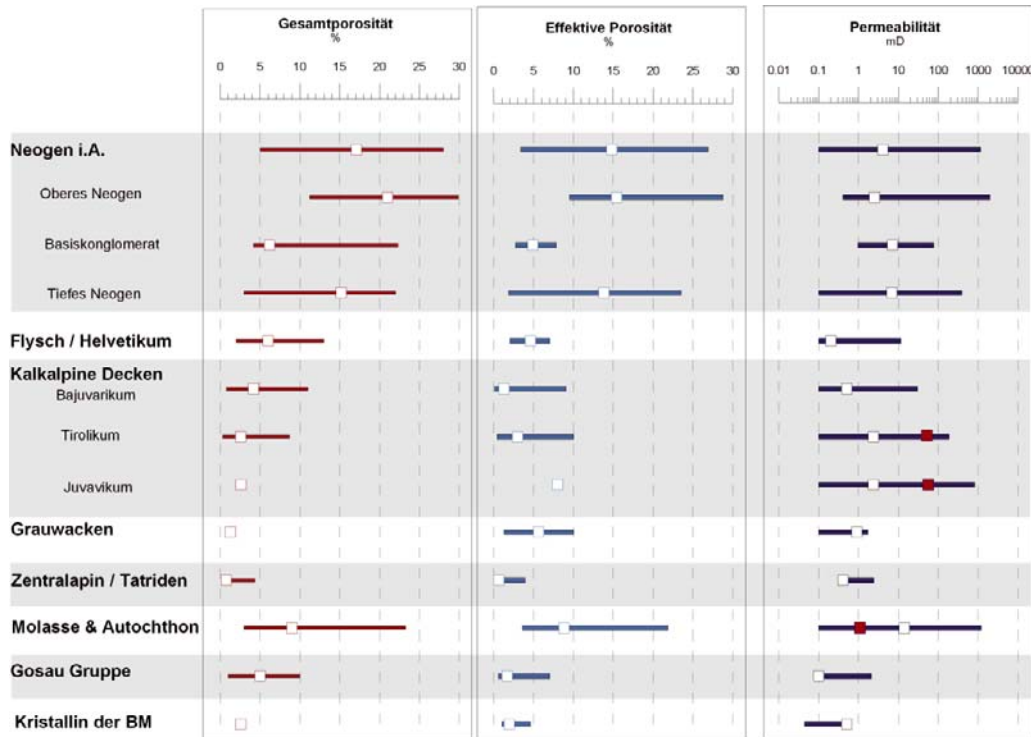


Abbildung 36: Übersicht der statistisch gemittelten hydraulischen Gesteinseigenschaften sowie der Gesamtporosität, zusammengefasst für die Arbeitslegende des hydrogeologischen 3D-Modells.

Die farbigen Balken repräsentieren den Erwartungsbereich der Kennwerte [Bereich 5. Perzentil bis 95. Perzentil]. Die weiße Box zeigt den jeweiligen Medianwert der Datenreihe. Farbige Boxen repräsentieren die eingangs gewählten und vom Medianwert abweichenden Gebietseigenschaften der thermisch- hydraulischen Simulation.

Die statistische Auswertung der erhobenen Bohrlochdaten erbrachte jedoch noch keine befriedigenden Aussagen. Zwar lässt sich im Bereich des tiefen Neogens eine signifikante Erhöhung der Permeabilität erkennen, die jedoch mit mittleren Kennwerten in der Höhe von 5 mD bis 15 mD deutlich unter den erwarteten Wertebereichen (50 mD bis 100 mD) liegen. Die Kenndaten aus den kalkalpinen Decken resultieren primär aus Bohrkernuntersuchungen. Die Medianwerte der Permeabilität aus dem Bajuvarikum weisen nicht auf interne Strukturen hin und befinden sich in einem Wertebereich von 0.1 mD bis 1 mD. Jedoch lässt der Wertebereich der beobachteten Permeabilitäten in den obersten 10 Metern des Beckenuntergrundes auf lokal stark durchlässige Bereiche schließen. Aus den hangenden Bereichen des Tirolikums liegen wiederum nur sehr wenige Messdaten vor, wodurch keine statistisch gesicherte Aussage möglich ist. Es konnte jedoch die durchaus interessante Beobachtung gemacht

werden, dass erhöhte Durchlässigkeiten auch in tieferen Bereichen (Distanz zum Top Tirolikum > 300m) beobachtet werden können. Dies könnte unter Umständen als Indiz für weit verbreitete Gebiete erhöhter Durchlässigkeiten in den Decken des Tirolikums interpretiert werden. Es ist jedoch relativierend anzumerken, dass das Schichteinfallen der kalkalpinen Decken in dieser statistischen Analyse nicht berücksichtigt werden konnte. Steil einfallende bzw. gefaltete oder verkippte Gebirgsstapel können zu verzerrenden Analyseergebnissen führen, da primär entstandene Verkarstungsflächen durch die tektonische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen nachträglich rotiert sind und sich nun an einer veränderten Position hinsichtlich der Oberfläche des Beckenuntergrundes befinden.

4.3.3 Durchführung der gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellrechnungen

Das numerische gekoppelt thermisch- hydraulische 3D Modell des südlichen Wiener Beckens diente vorrangig dazu, das hydrodynamische Weststrandsystem abzubilden und rechnerisch zu verifizieren. Darauf basierend sollen das vorliegende regionale Modell bzw. daraus extrahierte Lokalmodele zukünftig dafür benutzt werden, den Einfluss neuer, angestrebter geothermischer Nutzungen auf bestehende Nutzer zu prognostizieren. Im Rahmen dieses Kapitels soll vorerst auf das regionale Modell eingegangen werden:

Das hydrodynamische Weststrandsystem wurde folgendermaßen abgebildet: Nach der Infiltration in das Modell findet Wasserzirkulation in den alpinen Einheiten nach Nordost statt, wobei die Basis des Neogen als hydraulisch undurchlässig abgebildet worden ist - nur am Leopoldsdorfer Bruch kann Wasser in die Neogenen Beckensedimente aufsteigen, um dort wieder zurück in Richtung Südwest zu fließen. Jeder Grundwasserstrom in den anderen Subdomains (Kristallin, Molasse, Flysch) wird vernachlässigt. Auch jenseits der beiden großen, im Modell abgebildeten Bruchsysteme wird kein hydraulischer Fluss im Modell ermöglicht. Dies entspricht östlich der Vienna Basin Transform Fault nicht der Realität, zumal dort das Ostrandsystem des südlichen Wiener Beckens existiert. Da das Ostrandsystem des südlichen Wiener Beckens nicht Gegenstand der Studie Thermalp gewesen ist, ist die Vereinfachung durchaus gerechtfertigt.

Die Modellierung des thermischen Regimes wurde mittels der Finite-Elemente Simulationssoftware COMSOL Multiphysics™ (Comsol™) durchgeführt. Da der Grundwasserfluss und das thermische Regime eine gegenseitige Beeinflussung vorweisen, muss die Simulation vollständig gekoppelt erfolgen, das heißt dass sowohl der konvektive Wärmetransport in der Wärmeleitungsgleichung als auch Auftriebseffekte aufgrund der thermisch bedingten Dichteveränderung in der Abbildung des hydraulischen Regimes gemäß der Darcy Gleichung berücksichtigt worden ist.

Der generelle Ablauf der numerischen Modellierung besteht aus den folgenden Schritten:

- a. Aufbau der Modellgeometrie
- b. Meshing (Erstellung eines drei-dimensionalen Gitternetzes)
- c. Zuweisen von Materialparametern und Randbedingungen

- d. Lösen der Gleichungssysteme
- e. Modellkalibrierung und Visualisierung der erzielten Ergebnisse

Die Arbeitsschritte c – e (eventuell sogar b – e) werden im Regelfall iterativ durchgeführt, bis eine optimierte Lösung gefunden worden ist. Diese wird vorrangig durch den Vergleich zwischen Modellergebnis und Messdaten (Bohrlochlogs, Temperaturmessungen aus Drill Stem Tests) erreicht, wobei die Materialparameter und Randbedingungen in den unterschiedlichen Iterationen angepasst werden. Im vorliegenden Beispiel waren in erster Linie die Matrix-Wärmeleitfähigkeit (Materialparameter) und der Basiswärmestrom (thermische Randbedingung) entscheidende Parameter, die iterativ angepasst worden sind.

Ad (a) Aufbau der Modellgeometrie:

Zum Aufbau der Geometrie wurden folgende Horizonte aus dem geometrischen Modell aus dem Softwarepaket Gocad™ exportiert (von unten nach oben):

Top Kristallin – Top Molasse – Top Flysch – Top Präneogen – Topographie

Daraus entstehen fünf sogenannte “Subdomains”, denen verschiedene Materialparameter zugeordnet werden können. Aufgrund der Komplexität der Geologie innerhalb des Beckenuntergrundes, bestehend aus Bajuvarikum, Tirolikum, Gosau, Juvavikum, Grauwacke, Peninikum und dem Zentralalpin, wurde davon Abstand genommen diese Einheiten geometrisch abzubilden, die Variation der Materialparameter innerhalb der alpinen Einheiten erfolgte durch Interpolation.

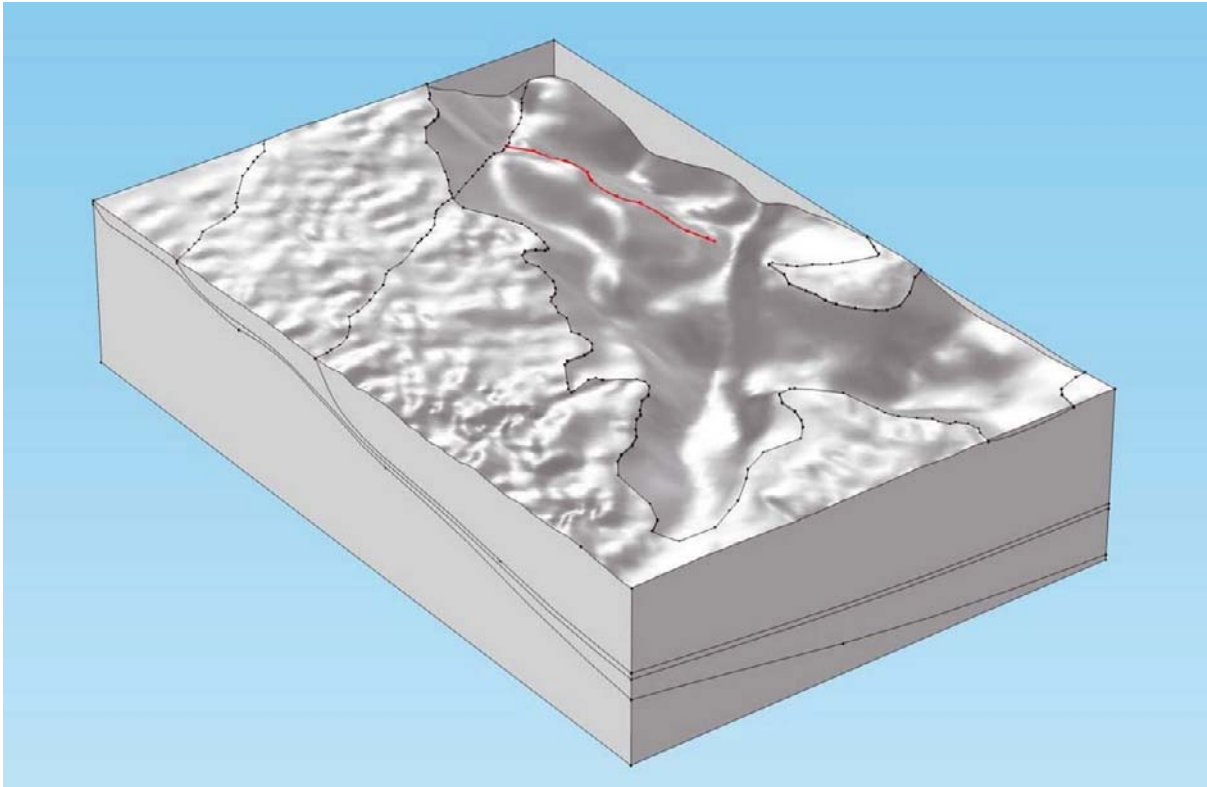


Abbildung 37: Blick von Südwest auf das Modellgebiet. Die Topographie im Becken ist ausgeblendet, das rot hervorgehobene Polygon markiert den Leopoldsdorfer Bruch.

Ad (b) Netzaufbau (Meshing):

Unter Meshing versteht man die Diskretisierung des Modells, das heißt der Modellblock wird in Finite-Elemente geteilt. In diesem Fall kam ein Tetraeder-Mesh zum Einsatz. Der Vorteil von der Verwendung von Tetraeder Elementen liegt darin, dass die Elementgröße sowohl lateral als auch mit die Tiefe frei variiert werden kann. Das ist deshalb wichtig, weil verschiedene physikalische Vorgänge unterschiedliche Elementgrößen benötigen, so kann bei rein konduktivem Wärmetransport (Kristallin, Flysch, Molasse, Zentralalpine Einheiten) mit weit größeren Elementen gearbeitet werden, als bei konvektiv dominierten Systemen (Kalkalpine Einheiten und Neogen).

Die Durchschnittlichen Elementgrößen sind in Tabelle 5 zusammengestellt. Generell muss immer ein gangbarer Mittelweg zwischen Auflösung und Gittergröße (bestimmt Rechendauer) gesucht werden.

Tabelle 5: Statistische Übersicht des gewählten Finite-Elemente Rasters.

Tabelle x.xx	Gesamt- volumen [m ³]	Anzahl d. Tetraeder [1]	∅ Volumen pro Tetraeder [m ³]	entsprechende Seitenlänge [m]
Sedimente	2.50E+12	111563	2.24E+07	616
Basement	1.50E+13	425290	3.52E+07	716
Flysch	3.16E+12	49012	6.45E+07	876
Molasse	3.55E+12	34126	1.04E+08	1028
Kristallin	2.71E+13	127752	2.12E+08	1303
Gesamt	5.12E+13	747743	6.85E+07	895

Das numerische 3D Modell im regionalen Maßstab setzt sich in Summe aus ca. 750.000 Finiten Elementen zusammen. Die durchschnittliche Kantenlänge pro Element beträgt ca. 900 Meter, wobei eine höhere Auflösung in den Einheiten des Neogens und des karkalpinen Untergrunds gewählt worden ist.

4.3.4 Materialparameter und Randbedingungen

a. Materialparameter

Die gemäß Kapitel 4.3.2 aufbereiteten Materialparameter wurden in der Simulation als Startwerte herangezogen. Wie bereits zuvor angedeutet werden die Parameter innerhalb der einzelnen Modellgebiete (Subdomains), mit Ausnahme der alpinen Einheiten, als räumlich invariant (konstant) betrachtet. Comsol™ bietet die Möglichkeit, Stoffwerte auch örtlich variabel zu definieren, im Falle der alpinen Einheiten konnte auf diese Art eine zusätzliche örtliche Variabilität der Reservoirparameter in das Modell eingebracht werden. Hier werden die Parameter nicht direkt definiert, sondern eine Ascii-Tabelle zur drei-dimensionalen Interpolation herangezogen. Später können die Stoffwerte, im speziellen die Wärmeleitfähigkeit, noch geändert werden sodass eine bestmögliche Anpassung der modellierten Temperaturen an die gemessenen Werte erfolgt.

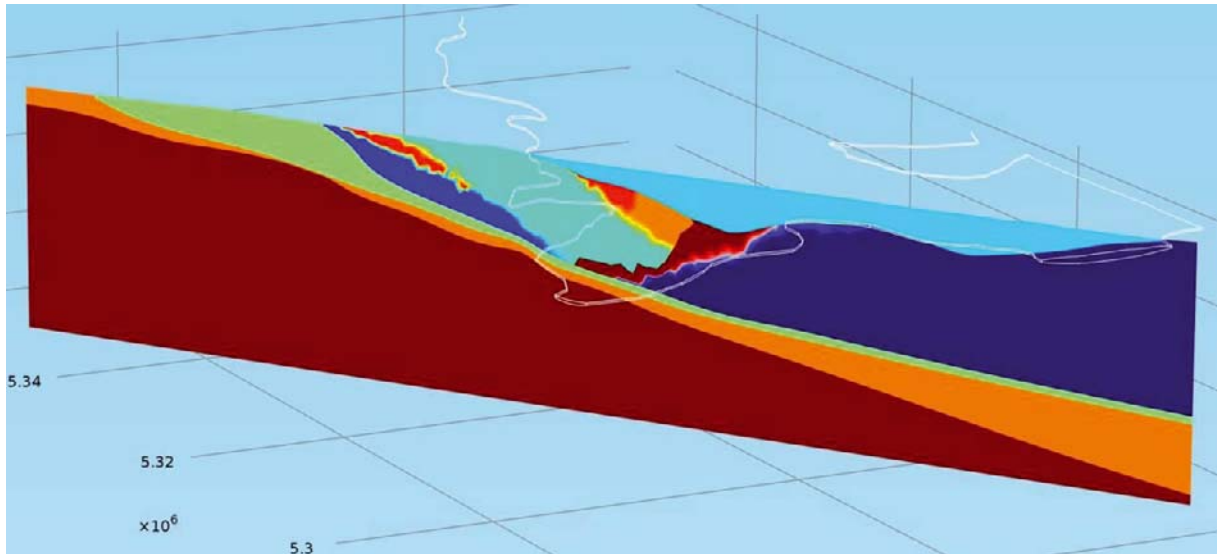


Abbildung 38: Profilschnitt durch das Modell, dargestellt ist die Verteilung der spezifischen Wärmekapazität.

Zur besseren Übersicht sind die Ausbisslinien des südlichen Wiener Beckens (weiß) dargestellt. Die Subeinheiten der Kalkalpinen Decken sind anhand ihrer Wärmespeicherkapazität farblich kodiert, im Südosten anschließend sieht man die Grauwacke dunkelrot und das Zentralalpin dunkelblau dargestellt. Die Verteilung der Materialparameter erfolgte mittels dreidimensionaler Interpolation.

b. Randbedingungen:

Thermische Randbedingungen: An der Modellbasis wird ein konstanter Wärmestrom angenommen. Der Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Temperaturen ergab eine gute Anpassung bei 75 mW/m² Basiswärmestrom.

Als Randbedingung an der Topographie wird meistens eine konstante Oberflächentemperatur gesetzt, im vorliegenden Projekt wurde folgende höhenkorrigierte Oberflächentemperatur angenommen (GÖTZL ET AL, 2010).

$$T(h) = 12^{\circ}\text{C} - 0.0041^{\circ}\text{C}/\text{m}$$

Hydraulische Randbedingungen:

Der Gesamtzufluss in das Modell wurde durch die Summe aller bekannten Quellschüttungen (Baden, Bad Vöslau, Bad Fischau) und aller bestehenden Nutzer (Bad Vöslau Mineralwasser, Therme Oberlaa) bestimmt und auf die zwei Hauptaquifere (Tirolikum und Juvavikum) aufgeteilt. Da nicht das gesamte Regenerationsgebiet innerhalb des Modellgebiets liegt, muss der Zustrom auf definierte Bereiche auf der Topographie und den vertikalen Modellrand aufgeteilt werden. In Ermangelung von Niederschlags-, Evaporations- und daraus abgeleiteten Versickerungsmodellen wurde der Zustrom über die Regenerationsgebiete gleichmäßig verteilt. Der Zustrom in das Modell erfolgt ausschliesslich in die Subdomain 4 „Alpine Einheiten“, der Frischwassereintrag in die neogenen Sedimente

durch Versickerung wurde hier nicht berücksichtigt, und trägt auch nicht zur Fragestellung bei. Die beiden prominenten Störungszonen im Modellgebiet, VBTF und Leopoldsdorfer Bruchsystem (VBTF: Vienna Basin Transform Fault) werden in diesem Modell als völlig impermeabel angenommen. Die Grenzschicht zwischen alpinen Einheiten und neogener Beckenfüllung ist ebenso als weitestgehend dicht definiert, nur am Leopoldsdorfer Bruch wird ein Aufsteigen der Wässer erlaubt. In den Austrittsbereichen am Westrand des südlichen Wiener Beckens wurde das Druckniveau (hydraulische Head) als konstant angenommen (Mittelwert des Druckniveaus an den bekannten Nutzungen und Quellaustritten), dadurch kommt es zu Wasseraustritt in diesem definierten Polygon.

Nachfolgende Abbildung 39 zeigt die abgeleiteten Infiltrationsgebiete (Regenerationsgebiete der) zwei Hauptaquifere. Die schraffierten Flächen liegen im Modellgebiet und wurden als Versickerungszonen betrachtet, während der Rest als Zustrom an der vertikalen Modellgrenze betrachtet worden ist.

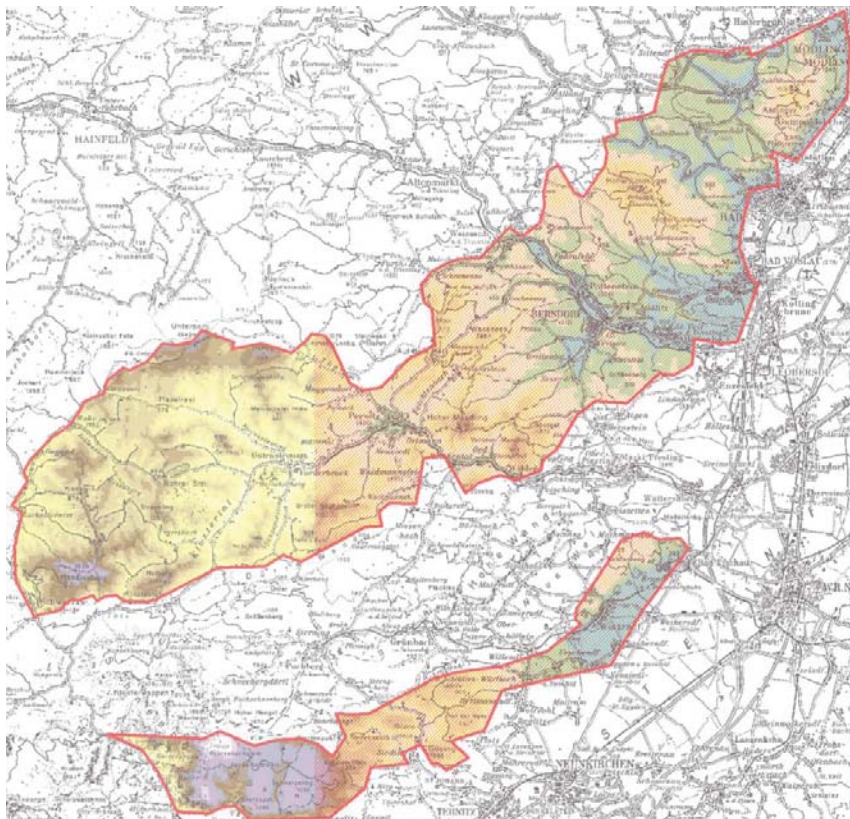


Abbildung 39: Abgrenzung der Infiltrationsgebiete des numerischen Modells im regionalen Maßstab.

4.3.5 Modellkalibrierung und Modellinterpretation

Die Kalibrierung des gekoppelt thermisch- hydraulischen Modells erfolgte an gemessenen Bohrlochtemperaturen und Druckdaten, die im Rahmen von Formationstests sowie in Ther-

malwasserbohrungen und Quellaustritten gemessen worden sind. Hierbei wurden die Randbedingungen und Materialparameter in iterativ durchgeführten Modellierungszyklen so lange angepasst, bis keine deutliche Verbesserung der Modellanpassung auf Grundlage der vorliegenden geometrischen und physikalischen Eingangsdaten mehr erzielt werden konnte.

Die verbleibenden Residuen wurden als Konsequenz einer in der Modellrechnung nicht abbildbaren Thermalwasserkonvektion interpretiert und anschließend einer Peclet Analyse unterzogen (siehe auch Kapitel 2.1.6).

Das eingesetzte Verfahren auf Grundlage der Péclet Zahl dient dem Ziel den Betrag der Filtergeschwindigkeit (Darcy Geschwindigkeit) aus der numerischen 3D Simulation und den verbleibenden Residuen zu gemessenen Formationstemperaturen zu bestimmen. Aus den Gesamtbeträgen der Darcy Geschwindigkeit sollen wiederum Rückschlüsse auf hydraulische sowie thermische Bilanzen im Untersuchungsgebiet getroffen werden.

Die Berechnung der Gesamtkomponente der Darcy Geschwindigkeit basierte auf folgenden Arbeitsschritten:

- i. Bestimmung von q_d (gestörter Wärmefluss) und q_u (ungestörter Wärmefluss) im Untersuchungsgebiet: Der ungestörte Wärmefluss wurde hierbei dem Hintergrund Wärmefluss gleichgesetzt, welcher sich aus dem Mittelwert aller berechneten Wärmeflüsse ergibt. Der gestörte Wärmefluss q_d entspricht hingegen den in einer spezifischen Bohrung beobachteten oberflächennahen Wärmefluss.
- ii. Berechnung der Péclet Zahl (Pe) mittels q_u und q_d , wobei per Nomenklatur negatives Pe auf Infiltration von Kaltwasser und positives Pe auf Aufstieg warmer Wasser deutet.
- iii. Eingrenzung der durchflusswirksamen Formationsmächtigkeit Δz auf Grundlage geologischer Bohrprofile, hydraulischer Formationstests, Bohrkernuntersuchungen und bohrlochgeophysikalischen Messungen.
- iv. Bestimmung von Wärmeleitfähigkeitsmodellen der festen Gesteinsmatrix für die zu untersuchende Formation.
- v. Berechnung der Vertikalkomponente der Darcy Geschwindigkeit ($v_{z, 1D}$) aus der oberflächennahen Wärmestromdichte.
- vi. Gegenüberstellung der vertikalen Darcy Geschwindigkeit ($v_{z,1D}$), abgeleitet aus der Péclet Analyse, mit den Geschwindigkeitskomponenten der numerischen Modellierung (v_{3D}).
- vii. Bestimmung der Gesamtkomponente der Darcy Geschwindigkeit (gleichzusetzen mit der Filtergeschwindigkeit) bzw. deren Wertebereich durch Superposition der Horizontalkomponente der numerisch ermittelten Geschwindigkeitsvektoren mit der analytisch mittels Péclet Verfahren bestimmten Vertikalkomponente des Geschwindigkeitsvektors.

Die Ergebnisse der der Péclet Analysen sind in Abschnitt 5.3.5 zusammengefasst.

4.4 Geothermale Zonierung des Ostalpenraums

Da die ursprünglich angestrebte Zielsetzung des Projekts Thermalp, ein gekoppelt thermisch- hydraulisches Modell des gesamten Ostalpenraums, aus verschiedenen, eingangs dieses Berichts angeführten Gründen nicht umsetzbar gewesen ist, wurde beschlossen eine qualitative Zonierung des Ostalpenraums durchzuführen.

Diese qualitative Zonierung stützte sich im Wesentlichen auf die erhobenen und ausgewerteten thermischen Bohrlochdaten sowie auf hydrogeologische und strukturgeologische Überlegungen. Im Wesentlichen dient die geothermale Zonierung die unterschiedlichen Einflussparameter des zu beobachteten geothermischen Regimes mit den unterschiedlichen Regionen des Ostalpenraums in Verbindung zu bringen. Zu den wesentlichen Einflussparametern zählen:

- Das konduktiv hervorgerufene Wärmeflussregime, welches im Wesentlichen die Tiefenlage der Asthenosphäre widerspiegelt.
- Interne thermische Quellen infolge der radiogenen Wärmeproduktion, welche den lithologischen Aufbau der Kruste widerspiegeln.
- Einfluss von Relief und Paläoklima.
- Einfluss von Konvektionssystemen, wobei zwischen Wasserzirkulation und Massenadvektion (Exhumierung tief versenkter Krustenblöcke) unterschieden werden muss.

Darüber hinaus spielt auch die Datenlage bzw. der geothermische Kenntnisstand eine wesentliche Voraussetzung zum Verständnis des geothermischen Regimes. Auch auf diesen wurde im Rahmen der geothermalen Zonierung eingegangen.

Im Rahmen der geothermalen Zonierung des Ostalpenraums wurden folgende Arbeitsschritte durchgeführt:

- Kompilation einer konzeptionellen Wärmeflusskarte des Ostalpenraums unter Berücksichtigung der ausgewerteten Wärmeflussdaten.
- Visualisierung der Daten- und Kenntnislage
- Zonierung des Ostalpenraums hinsichtlich des Einflusses des stationären und instationären konduktiven und konvektiven geothermischen Regimes sowie Abschätzung des Einflusses interner radiogener Wärmequellen auf Grundlage der durchgeführten petrophysikalischen Laboruntersuchungen.
- Durchführung von Parameterstudien.

Eine quantitative Analyse des Wärmeflussregimes im Ostalpenraum war aufgrund der räumlich heterogen verteilten thermischen Kenndaten nicht in zufriedenstellender Form möglich und stellte zudem nicht die primäre Aufgabenstellung des Projekts Thermalp dar.

Die Ergebnisse der geothermalen Zonierung sind in Kapitel 5.4 angeführt.

4.5 Disseminationstätigkeit

Seit dem letzten Jahresbericht im Juni 2007 wurden folgende Disseminationsaktivitäten mit Bezug auf das Projekt Thermalp durchgeführt:

Veröffentlichte Artikel:

- Goetzl G., Faber R., Janda C., Schubert G. & Zekiri F., (2010), Coupled geothermal – hydraulic 3D modeling of the Southern Vienna Basin. A state of the art decision planning tool for sustainable hydrothermal exploitation inside an environment of sensitive hydraulic circulation systems, Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.
- Götzl G., Berka R., Faber R., Salcher B., Schubert G., (2007): Geologische, hydrogeologische und geothermische 3D-Modellierung der Hochscholle des südlichen Wiener Beckens, aus: Computeranwendungen in Hydrologie, Hydrogeologie und Geologie, Marschallinger R. & Wanker W. (Hrsg.), Hüthig Verlag, Heidelberg.

Vorträge und Posterpräsentationen

- G. Goetzl, (2012), Geothermische Potenziale der Ostalpen, Herbstkolloquium der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 8.11.2012 Wien.
- G. Goetzl, M. Bottig, S. Hoyer & F. Zekiri, (2012), Multidisziplinäre Analyse des südlichen Wiener Beckens zur qualitativen Erfassung der vorhandenen hydrodynamischen Systeme, Pangeo Austria 2012, 15.09. – 20.09.2012, Salzburg.
- Goetzl G., Bottig M., Hoyer S., Schubert G. and Zekiri F., (2012), Geothermal analyses of the southern Vienna Basin based on an interdisciplinary modeling approach, 3rd International Conference Geosciences and Environment, 27-29 May 2012, Belgrade.
- E. Wegerer, L. Scheucher, G. Wessely, G. Götzl, R. Ramberger, (2011), Analyses of the Thermal Parameters of Calcarpine Basement Rocks of the Vienna Basin for a Hydrothermal Reservoir Assessment, Proceedings EGU Assembly, 03 - 08 April 2011, Vienna.
- Wegerer E., Wessely G., Goetzl G., (2009), Determination of lithologic sections of specific geothermal parameters by well logs in boreholes of the Vienna Basin, 69. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 23.-26.03.2009, Kiel.
- Goetzl G., Salcher B., Zekiri F., Berka R., Schubert G., Hobiger G. (2008), Complex Geothermal Basin Analysis of the Southern Vienna Basin, Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-00000, 2008, EGU General Assembly 2008, Vienna.

5 Ergebnisse

Im Nachfolgenden Abschnitt werden die wesentlichen Ergebnisse der Projekts Thermalp zusammengefasst, wobei der Fokus auf die Modellierungsarbeiten im Pilotgebiet „südliches Wiener Becken“ gelegt worden ist. Darüber hinaus werden die Inhalte der aufgebauten projektspezifischen Datenbanken vorgestellt und die Ergebnisse der petrophysikalischen Bohrkernuntersuchungen an der Montanuniversität Leoben vorgestellt. Abschließend werden die wichtigsten Erkenntnisse aus dem Projekt Thermalp in einer qualitativen geothermalen Zonierung des Ostalpenraums zusammengeführt und diskutiert, wobei auf die ausgewerteten Wärmestromdichten Bezug genommen wird.

5.1 Inhalte der Projektdatenbanken

5.1.1 Thermalp Projektdatenbank

Das Konzept der projektspezifischen Stammdatenbank „Thermalp Projektdatenbank“ basiert auf einem in der ersten Hälfte des Projektbearbeitungszeitraums ausgearbeiteten „Qualitätskriterienkatalogs zur Beurteilung und Modellierung des geothermischen Regimes in den Ostalpen“, welcher im Jahresbericht 2005/2006 eingehend vorgestellt worden ist (siehe Götzl & Motschka, 2006). Im Zuge des weiteren Projektverlaufs wurde die Stammdatenbank begleitend aufgebaut und beinhaltet 38300 Einträge zu 690 relevanten Quellaustritten und Tiefbohrungen im Ostalpenraum.

Das gewählte Datenbankkonzept sah folgende Prämissen vor:

- Gestaltung einer möglichst flexiblen Struktur für eine laufende Anpassung der Datenbankstruktur (Datenbankparameter) während des Befüllungszeitraums.
- Möglichst vollständige Dokumentation der erhobenen Rohdaten: Lokationen von Datenquellen und geologische Formationsbezeichnungen werden authentisch in die Datenbank eingegeben. Numerische Kenndaten in Form von Datenreihen können jedoch in aggregierter Form eingetragen werden. Die Ausnahme bilden thermische (BHT Werte) und chemische Rohdaten, die in den nachfolgend beschriebenen Hilfsdatenbanken für eine weitere Datenbearbeitung, Qualitätsevaluierung eingetragen worden sind.
- Angabe von Meta- und Literaturangaben zu den eingetragenen Kenndaten.
- Spätere GIS Verknüpfung wurde vorbereitet.

Nachfolgende Tabelle 6 fasst die Anzahl der getätigten Metadaten- und Kenndateneinträge zusammen:

Tabelle 6: Übersicht der getätigten Einträge: „Thermalp Projektdatenbank“.

Gesamtanzahl aller Einträge	38300	Beinhaltet Metadaten und Kenndaten.
<i>Anzahl der erhobenen rele-</i>	669	

<i>vanten Tiefbohrungen und Brunnen</i>		
<i>Anzahl der erhobenen Quellaustritte</i>	21	
<i>Anzahl der erhobenen geologischen Einheiten</i>	591	Fokus Wiener Becken und dessen Umgebung.
<i>Anzahl der erhobenen relevanten Literaturzitate</i>	213	Beinhaltet auch Grundlagenliteratur, die im Laufe des Projekts benutzt worden ist.
<i>Anzahl der erhobenen Erkundungsverfahren</i>	6698	Zu 49.4% der erhobenen Untersuchungskampagnen liegen an der GBA Dokumente bzw. Daten vor.
<i>Anzahl der erhobenen Kenn-daten</i>	17494	
<i>Anzahl der erhobenen numerischen Werte</i>	12506	Einzelwerte und aggregierte Daten

Der Schwerpunkt der Erhebung punktueller Datenquelle lag eindeutig auf Tiefbohrungen. Gemäß dem Bestand an für geothermische Fragestellungen relevanten Tiefbohrungen im Ostalpenraum bildeten wiederum KW Explorationsbohrungen den eindeutigen Schwerpunkt der durchgeführten Erhebungen (ca. 87% aller erhobenen Tiefbohrungen). Zusammen mit Geothermie Bohrungen (Thermalwassergewinnungsbohrungen und Brunnen) bilden KW Explorationsbohrungen ca. 97% aller erhobener und in der Datenbank archivierten Tiefbohrungen (siehe auch Abbildung 40).

Die mittlere Endteufe (Measured Depth) der erhobenen Tiefbohrungen liegt bei 2335 m u. GOK, wobei die Datensammlung auch Tiefbohrungen mit einer Endteufe von über 6000 m u. GOK umfasst (tiefste Bohrung: 8566 m u. GOK).

Der Schwerpunkt der erfassten Tiefbohrungen (ca. 63%) befindet sich erwartungsgemäß in Wiener Becken, zumal sich auch hier das Pilotgebiet der Studie Thermalp befindet. Die „geologische Sichttiefe⁶“ der erhobenen Tiefbohrungen umfasst im Wesentlichen die Haupteinheiten Oberostalpine Einheiten (Relevant für das Pilotgebiet), das Neogen des Wiener Beckens sowie aber auch den kristallinen Untergrund des Moldanubikums. Außerhalb des Wiener Beckens wurde in der Auswahl von Tiefbohrungen zur Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte darauf geachtet, dass der kristalline Beckenuntergrund möglichst erreicht wird.

⁶ Tektonische Hauptgruppe der im Bohrlochtiefsten angetroffenen geologischen Einheit.

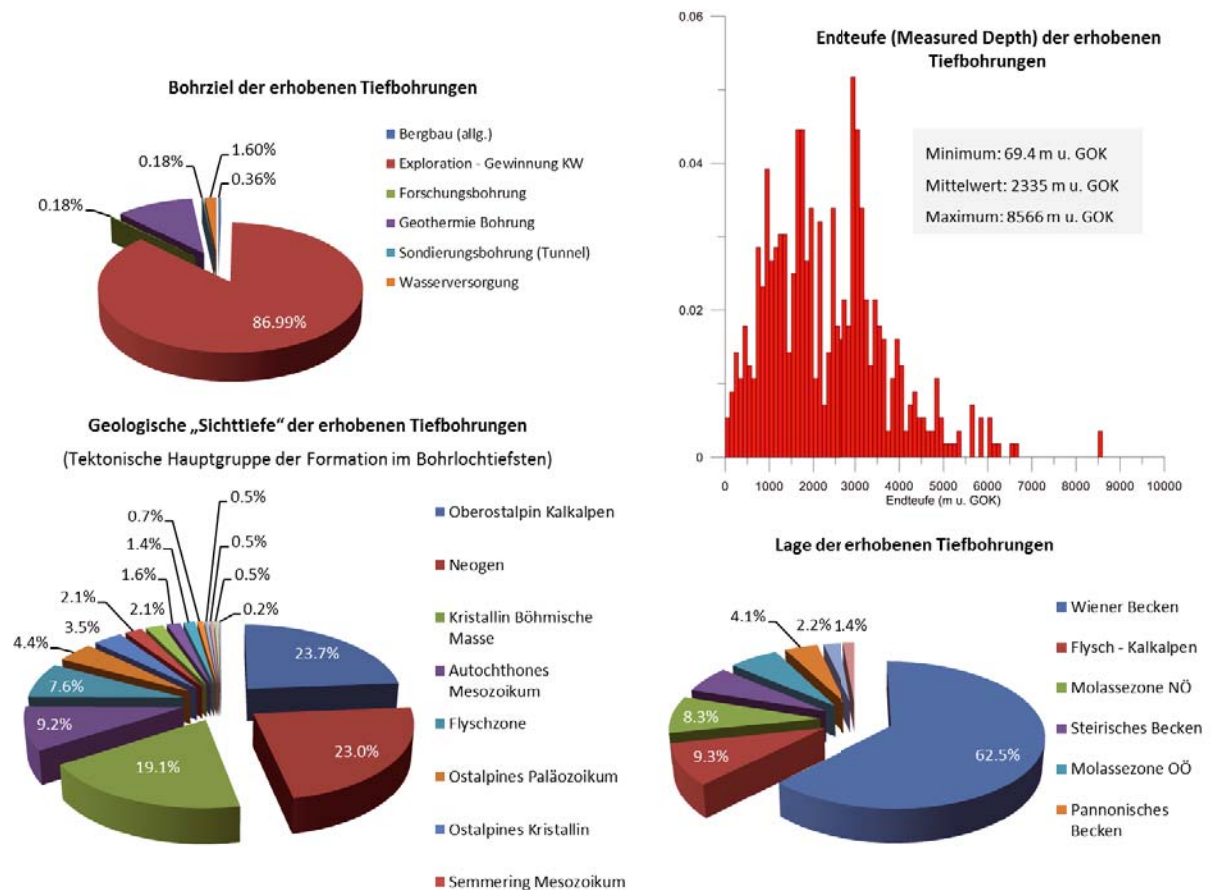


Abbildung 40: Statistische Übersicht der erhobenen Tiefbohrungen.

Der Aufbau der Kenndatenbank wurde insbesondere bei der Auswahl der Parameter stark an den Datenblättern der KW Explorationsbohrungen angepasst, zumal diese die wichtigsten Datenquellen des Projekts Thermalp darstellen.

5.1.2 BHT Processing Datenbank

Die Hilfsdatenbank „BHT Processing Datenbank“ stellt das zentrale Datenverwaltungstool zur Durchführung so genannter Bottom Hole Temperatur Korrekturen (BHT Korrekturen) dar. Bohrbetrieb und Spülungszirkulation führen zu einer Verzerrung der Spülungstemperatur im Bohrloch und in weiterer Folge zu nicht repräsentativen BHT Messwerten. Hierbei gilt zu beachten, dass die Bohrlochspülung in den oberflächennahen Tiefenbereichen bis ca. 700 Meter unter Gelände im Allgemeinen höher als die wahre Gebirgstemperatur ist. In den darunter liegenden Tiefenabschnitten ist die Bohrspülung in der Regel kälter als die wahre Gebirgstemperatur.

Die BHT Processing Datenbank archiviert sämtliche Eingangsdaten, Hintergrundinformationen und Ergebnisse der BHT Korrektur. Im Nachfolgenden werden die wesentlichen Ergebnisse der durchgeführten BHT Korrekturen im Ostalpenraum vorgestellt, sämtliche Informationen wurden hierbei direkt der BHT Processing Datenbank entnommen:

Zunächst werden die unkorrigierten BHT Daten vorgestellt (siehe hierzu auch Abbildung 41). Im Teufen - Temperatur Diagramm werden 1351 BHT Rohdaten aus 183 Bohrungen im Ostalpenraum ungeachtet der regionalen Zugehörigkeit dargestellt (siehe Abbildung 41, oben). Zu Referenzwecken wird auch der im globalen Schnitt zu erwartende geothermische Gradient von $3^{\circ}\text{C}/100$ Meter Tiefenzunahme abgebildet. Der Verlauf der erhobenen BHT Daten zeigt einen deutlich erhöhten scheinbaren geothermischen Gradienten in den Tiefenbereichen bis ca. 1300 m u. GOK. Hier zeigt sich vor allem der störende Einfluss der gegenüber dem Umgebungsgebirge erhöhten Spülungstemperatur, die aus einer Aufheizung der Spülung infolge der mechanischen Reibung beim Vortrieb des Meißels entsteht. In den darunter liegenden Tiefenabschnitten liegt der beobachtete scheinbare geothermische Gradient der gemessenen BHT Rohdaten deutlich unter $3^{\circ}\text{C}/100$ Meter, wobei sich die Abweichung zum $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ Isogradienten mit zunehmender Teufe sukzessive vergrößert. Im Gesamtmittel beträgt hierbei der scheinbare geothermische Gradient $2.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Die Ursache hierfür liegt einerseits in der immer stärker auftretenden Kühlwirkung der Spülungszirkulation mit zunehmender Bohrlänge sowie eine generelle Reduktion des tatsächlichen geothermischen Gradienten infolge der erhöhten Wärmeleitfähigkeit des Untergrunds in größeren Tiefen (Abnahme des Fluid gefüllten Porenraums infolge der Kompaktion von Sedimenten und des verbeiterten Auftretens von Festgesteinen).

Die Differenz zwischen gemessenen und korrigierten BHT Werten (siehe Abbildung 41, unten) weist mittlere Abweichungen von $+6^{\circ}\text{C}$ (Rohtemperatur geringer als korrigierter Wert) auf. Der Konfidenzbereich der Temperaturdifferenzen (5. Perzentil bis 95. Perzentil) liegt wiederum im Wertebereich von -1.4°C bis 18.4°C . Es ist leider an dieser Stelle einschränkend anzumerken, dass die Korrektur der zur Verfügung gestandenen Daten infolge einer zu meist unzureichend vorliegenden oder teilweise sogar widersprüchlichen Dokumentation des Messvorgangs oftmals auf Annahmen beruhen musste.

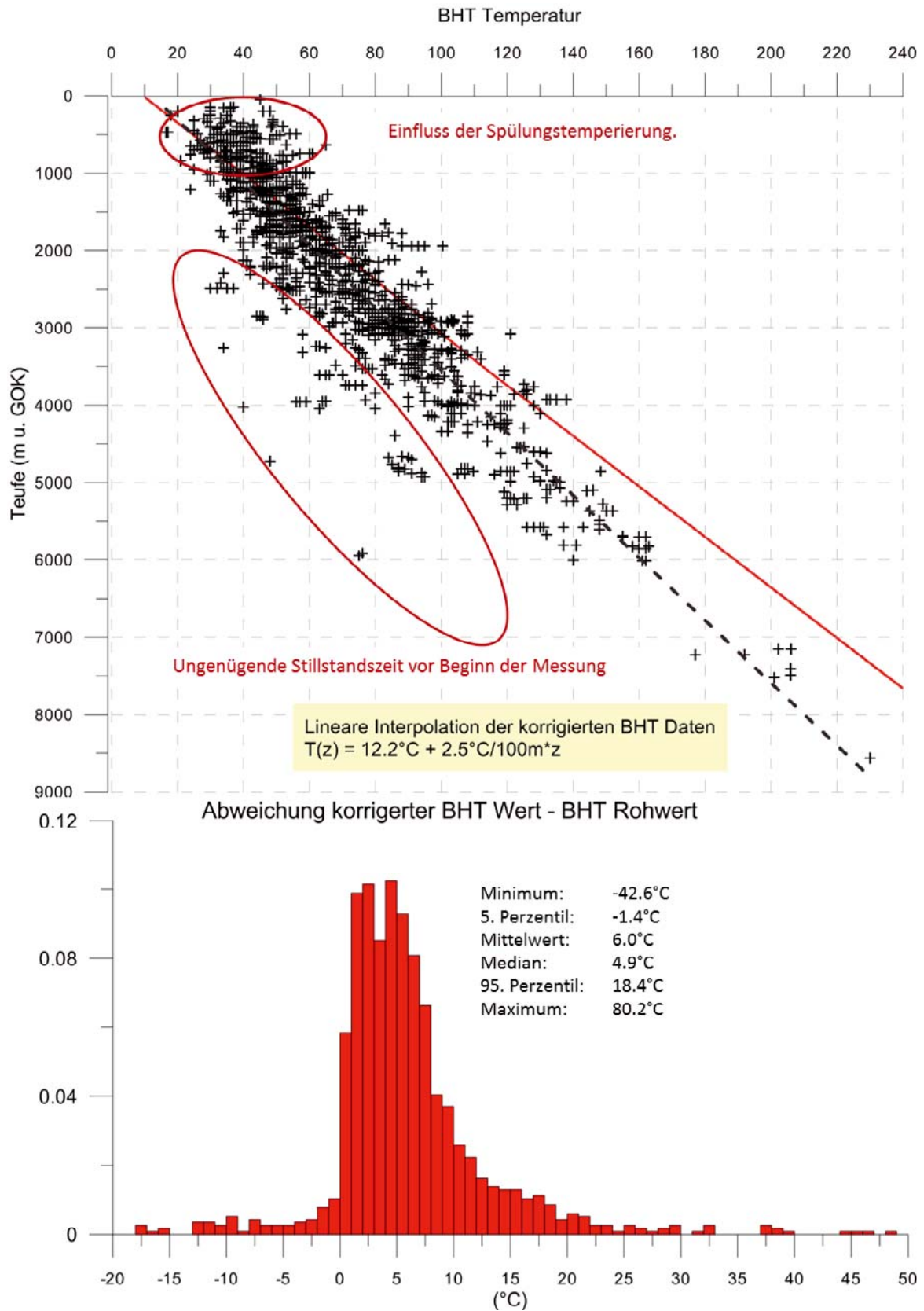


Abbildung 41: Tiefenplot der unkorrigierten BHT Messwerte, kombiniert mit der Abweichung zwischen der korrigierten und unkorrigierten BHT Temperatur.

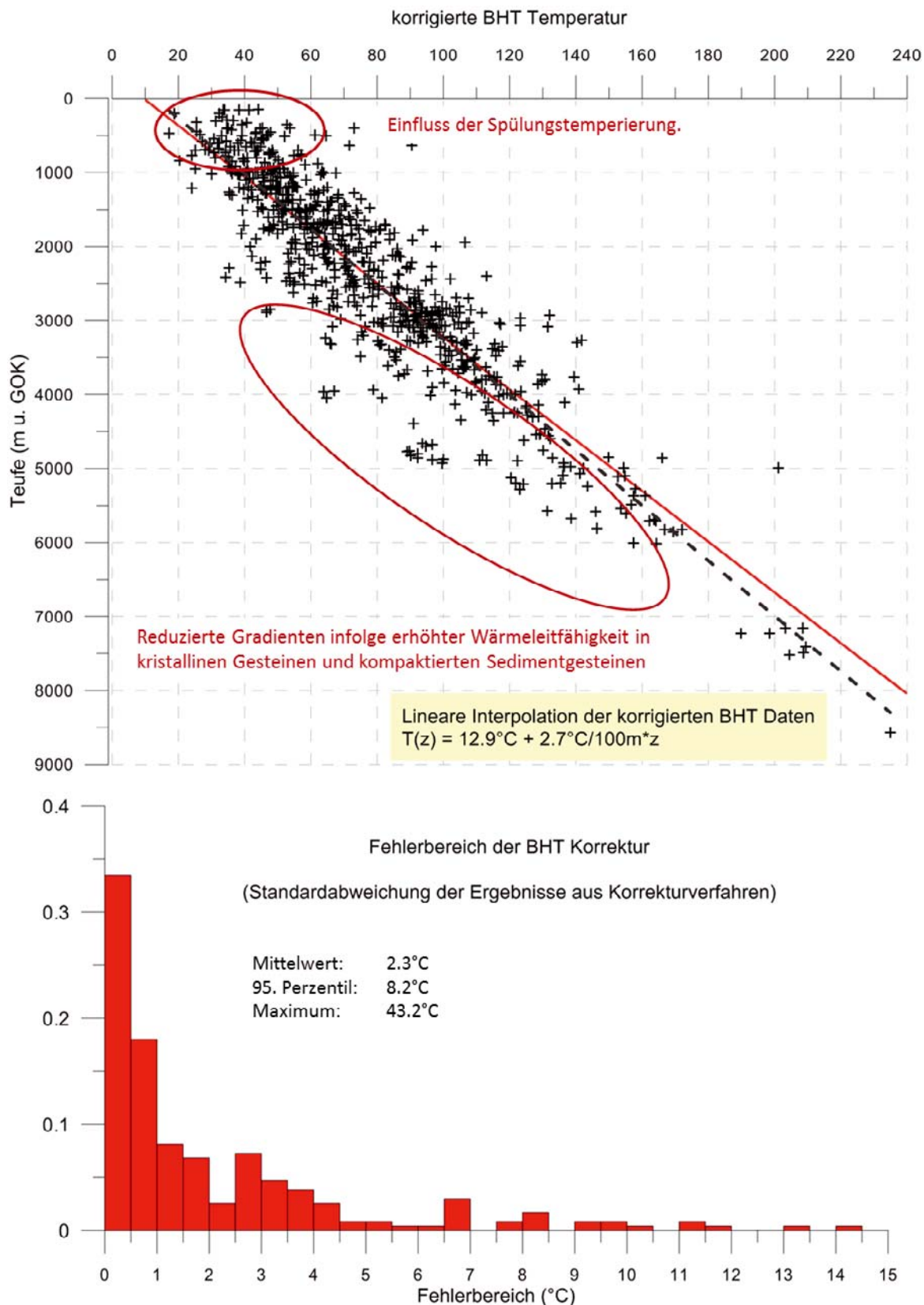


Abbildung 42: Tiefenplot der korrigierten BHT Messwerte, kombiniert mit der Verteilung der abgeschätzten Fehlerangaben.

Die Teufen – Temperatur Korrelation der korrigierten BHT Messwerte (siehe Abbildung 42, oben) zeigt eine generelle Erhöhung des scheinbaren geothermischen Gradienten von $2.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (unkorrigierte Werte) auf $2.7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (korrigierte Werte). Aufgrund der zuvor angesprochenen teilweise ungenügenden Dokumentation der BHT Messungen lassen korrigierte Messdaten teilweise immer noch den thermischen Einfluss der Spülung auf. Dies gilt insbesondere für die oberflächennahen Tiefenabschnitte bis ca. 700 m u. GOK. Abgesehen hiervon zeigt sich in der Darstellung der korrigierten BHT Messwerte die bereits zuvor angesprochene, geologisch bedingte generelle Abnahme des geothermischen Gradienten mit zunehmender Tiefe.

Die Fehlerangabe des aus 3 unterschiedlichen Korrekturverfahren (2 grafische Verfahren, 1 rechnerisches Verfahren) abgeleiteten Korrekturwerts beruht gegenwärtig noch auf der Variation der Einzelergebnisse innerhalb der angewendeten Korrekturverfahren. Der mittlere Fehlerbereich liegt bei 2.3°C , die 95. Perzentile bei 8.2°C . Hierbei handelt es sich jedoch nur um eine statistisch und nicht physikalisch bzw. mathematisch ermittelte Fehlerangabe, die unter Umständen eine höhere Genauigkeit vortäuscht, als tatsächlich vorliegt. In der zukünftigen Weiterentwicklung der BHT Datenkorrektur an der Geologischen Bundesanstalt wird aber nach verbesserten Methoden zur BHT Korrektur und Fehlerabschätzung, insbesondere bei Vorliegen von nur einem BHT Messwert in einer spezifischen Kampagne gesucht.

5.1.3 Hydrochemie Datenbank

Die Datenbank „Hydrochemie Datenbank“ wurde im Rahmen des Projekts Thermalp vorerst als Hilfsdatenbank zur Archivierung von Rohdaten aus chemischen Wasseranalysen angelegt. Die Übertragung von Rohdaten in die Stammdatenbank „Thermalp Projektdatenbank“ erfolgte (1) nur für ausgewählte Parameter und (2) erst nach einer durchgeführten Plausibilitätskontrolle. In diesem Zusammenhang wurde vor allem überprüft, ob eine Verschmutzung der Probe durch Bohrspülung (tritt vor allem in gering durchlässigen Reservoiren auf) vorliegt.

In Summe wurden 241 individuelle Analysen zu 232 Untersuchungskampagnen (Pumpversuche, hydraulische Formationstests der KW Industrie) in 132 Tiefbohrungen und Quellaustritten erfasst. Der räumliche und geologische Fokus der Datenbank liegt auf dem Wiener Becken (Lage des Pilotgebiets). Struktur und Inhalt der Datenbank wurden an Kenndatenblätter der KW Industrie angepasst, wobei angedacht ist, die Hydrochemie Datenbank nach Projektabschluss in eine allgemeine, projektunabhängige Wasserchemie Rohdatenbank mit Fokus auf Kenndaten aus KW Explorationsbohrungen weiter zu entwickeln.

5.2 **Ergebnisse der petrophysikalischen Bohrkernuntersuchungen**

Das nachfolgende Kapitel fasst die Ergebnisse und daraus abgeleiteten Kennwerte der relevanten thermischen Gesteinsparameter aus den im Rahmen von Thermalp durchgeführten Untersuchungskampagnen zusammen. Wie bereits in Abschnitt 4.1.1 angesprochen konzentrierte sich die durchgeführte Untersuchungskampagne auf geologische Einheiten des

Pilotgebiets im südlichen Wiener Becken. Es ist jedoch mittelfristig vorgesehen eine österreichweite Datenkompilation zu thermischen Gesteinsparametern an der Geologischen Bundesanstalt in Kooperation mit der Montanuniversität Leoben aufzubauen.

5.2.1 Wärmeleitfähigkeit

Die Berechnung der Wärmeleitfähigkeit erfolgte, soweit möglich, unter Berücksichtigung der effektiven Gesteinseigenschaften der getrockneten und wassergesättigten Probe. Die Rückrechnung auf die Matrixeigenschaften bei Kenntnis der Gesamtporosität der Gesteinsprobe erfolgte unter Benutzung folgender Fluidmodelle:

- Porenluft: $\lambda_{\text{Air}} = 0.0261 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$
- Salzlauge (100 g NaCl / l): $\lambda_{\text{H}_2\text{O}} = 1.2 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$

Der Anpassungsgrad der Rückrechnung auf die Matrixeigenschaften kann durch folgende Beziehung bestimmt werden:

$$\frac{\lambda_{\text{eff,air}}}{\lambda_{\text{eff}}} \cong \frac{\lambda_{\text{eff,H}_2\text{O}}}{\lambda_{\text{H}_2\text{O}}}$$

GL 24: Bestimmung der Datenqualität für Messwerte der Wärmeleitfähigkeit (Anpassungsgrad) aus der Gegenüberstellung von Untersuchungen an getrockneten und gesättigten Proben.

Der Anpassungsgrad kann gleichzeitig als Qualitätsmerkmal der Wärmeleitfähigkeitsbestimmung der festen Gesteinsmatrix herangezogen werden. Ursachen einer fehlerbehafteten Rückrechnung ergeben sich aus:

- i. Restwasser in Gesteinsporen bei der Trockenmessung (unvollkommene Trocknung der Probe).
- ii. unterschiedlichen Salzgehalten in den angereicherten Solen.

Die Qualitätsbeurteilung wurde nach folgenden Gesichtspunkten durchgeführt:

Abweichung aus 2.5.1 $\leq \pm 5\%$ → gute Qualität

Abweichung aus 2.5.1 $\leq \pm 10\%$ → mittlere Qualität

Abweichung aus 2.5.1 $> \pm 10\%$ → schlechte Qualität

Nachfolgende Abbildung 43 zeigt die Ergebnisse der Matrixberechnungen:

Die gemittelte Matrixleitfähigkeit beträgt $3.51 \pm 0.91 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$, wobei eine Datenstreuung von 26.1% (Verhältnis Standardabweichung zu Mittelwert) zu beobachten ist. Das Ergebnis der Probe E8 (179 – Mergelkalk) weist eine sehr stark erhöhte Matrixwärmeleitfähigkeit auf ($> 6 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$) und wurde aus dem Datensatz entfernt.

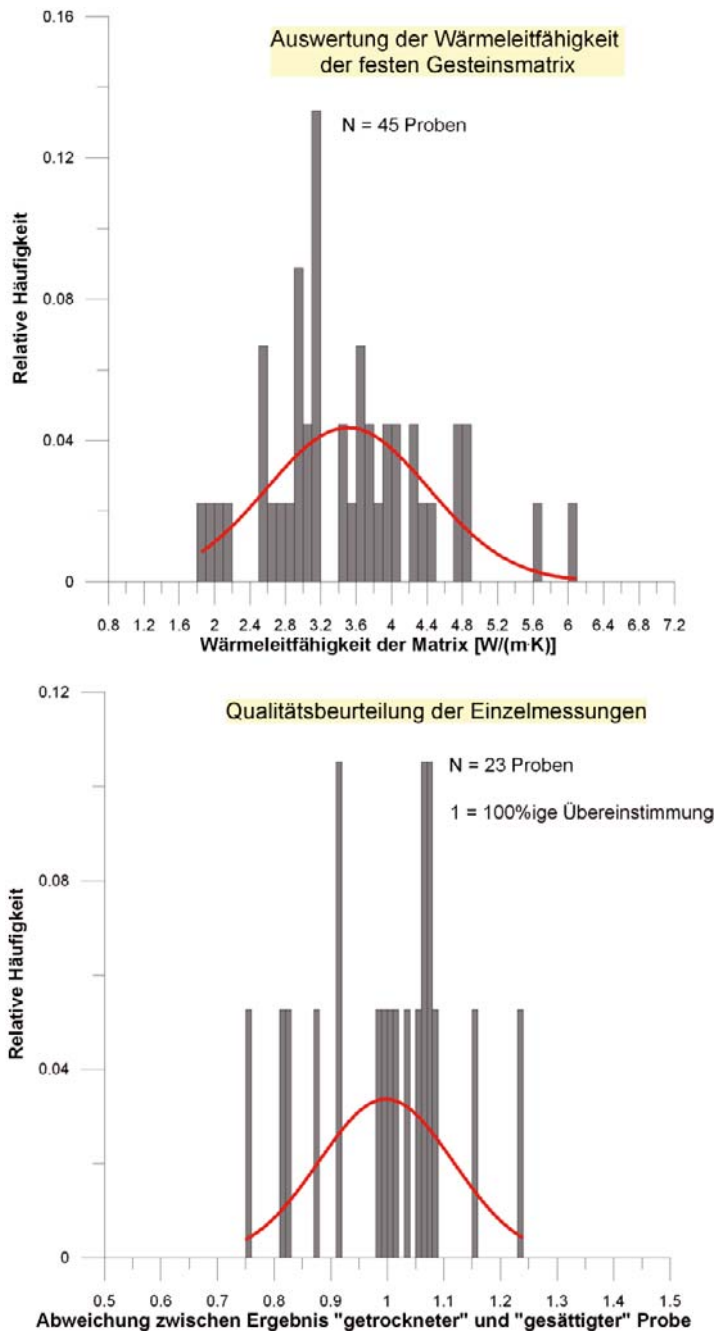


Abbildung 43: Auswertung der Wärmeleitfähigkeit des festen Gesteinsverbands (Matrixleitfähigkeit).

Da die Bestimmung der Wärmekapazität ausschließlich an gesättigten Proben stattfinden konnte, konnte kein Qualitätsfaktor der Aussagegüte ermittelt werden. Die spezifische Wärmekapazität der Sole (c_{p,H_2O}) wurde auf 3566 J/(kg.K) geschätzt (Annahme 100 g NaCl / l).

Überblick Wärmeleitfähigkeit der festen Gesteinsmatrix (Labormessungen MU Leoben)					
Form. ID	Formation	Anzahl Messwerte	Qualität	Mittelwert	Standard- Abweichung
NEOGEN des WIENER BECKENS					
13	Bull-Rot Zone	1	k.A.	3.18	
15	Sandschaler Zone	1	k.A.	2.97	
16	Obere Lagenidnzzone	1	schlecht	3.97	
18	Untere Lagenidnzzone	3	k.A.	3.54	0.47
21	Aderklaaer Schichten	1	k.A.	2.12	
22	Gänserndorfer Schichten	1	k.A.	3.61	
23	Laaer Schichten	1	k.A.	3.74	
25	Oncophora Schichten	2	k.A.	3.70	0.12
28	Luschitzer Serie	1	k.A.	4.07	
32	Basiskonglomerat Baden	3	mittel, bzw. k.A.	4.13	0.43
FLYSCHZONE					
43	Oberkreide Flysch	1	k.A.	4.24	
45	Flysch I.A.	1	gut	3.07	
KALKALPINE DECKEN & GRAUWACKENZONE					
49	Malm (Bajuvarikum)	1	schlecht	2.57	
55	Tithon (Bajuvarikum)	1	mittel	2.62	
58	Gosau I.A.	1	mittel	3.17	
63	Hauptdolomit (Bajuvarikum)	2	gut, bzw. k.A.	3.96	0.26
64	Opponitzer Schichten	1	k.A.	2.51	
66	Kössener Schichten (Bajuvarikum)	1	k.A.	2.55	
74	Wetterstein Serie (Kalkstein)	5	schlecht, bzw. k.A.	3.31	0.37
75	Wetterstein Dolomit	2	gut	5.66	0.04
76	Hauptdolomit (Göll. Deck.)	6	gut - mittel	4.72	0.59
77	Gutensteiner Schichten	4	schlecht, bzw. k.A.	3.71	0.69
80	Werfener Schichten	4	gut - schlecht	3.67	1.73
82	Wetterstein Kalk (Tirolikum)	1	k.A.	2.62	
86	Lunzer Schichten	2	schlecht	3.14	0.35
140	Zlambach Schichten	1	k.A.	3.30	
141	Dachstein Kalk	5	gut - schlecht	3.25	0.20
178	Mergelkalkbrekzie (?)	1	gut	3.10	
121	Grauacken	1	gut	4.81	
BÖHMISCHE MASSE (kristalliner Beckenuntergrund)					
89	Kristallin (Böhm. Masse)	4	k.A., bzw. mittel	3.67	0.75
ZENTRALALPIN & TATRIKUM					
179	Mesozoikum (ZA, Tatrikum)	2	mittel	3.09	0.11

Abweichung Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix zu synthetischem Prognosemodell (OMV Thermal / Modul 1)							
Form. ID	Formation	WL Modell	WL MUL	Differenz	Diff. Absolutwert	Diff. & (Absolutwert)	
13	Bull-Rot Zone	3.47	3.18	-0.29	0.29	4.4%	
15	Sandschaler Zone	3.07	2.97	-0.1	0.10	1.7%	
16	Obere Lagenidnzzone	3.88	3.97	0.29	0.29	3.8%	
18	Untere Lagenidnzzone	3.73	3.54	-0.19	0.19	2.6%	
21	Aderklaaer Schichten	3.66	2.12	-1.54	1.54	26.6%	
22	Gänserndorfer Schichten	3.62	3.61	-0.01	0.01	0.1%	
23	Laaer Schichten	3.39	3.74	0.35	0.35	4.9%	
25	Oncophora Schichten	3.32	3.70	0.38	0.38	5.4%	
28	Luschitzer Serie	3.49	4.07	0.58	0.58	7.7%	
32	Basiskonglomerat Baden	3.75	4.13	0.38	0.38	4.8%	
43	Oberkreide Flysch	3.45	4.24	0.79	0.79	10.3%	
45	Flysch I.A.	3.64	3.07	-0.57	0.57	8.5%	
49	Malm (Bajuvarikum)	3.52	2.57	-0.95	0.95	15.6%	
55	Tithon (Bajuvarikum)	3.69	2.62	-1.07	1.07	17.0%	
58	Gosau I.A.	3.78	3.17	-0.61	0.61	8.8%	
63	Hauptdolomit (Bajuvarikum)	4.68	3.96	-0.72	0.72	8.4%	
64	Opponitzer Schichten	4.23	2.51	-1.72	1.72	25.5%	
66	Kössener Schichten (Bajuvarikum)	3.88	2.55	-1.33	1.33	20.7%	
74	Wetterstein Serie	4.16	3.31	-0.85	0.85	11.4%	
75	Wetterstein Dolomit	4.86	5.66	0.79	0.79	7.6%	
76	Hauptdolomit (Göll. Deck.)	4.74	4.72	-0.02	0.02	0.2%	
77	Gutensteiner Schichten	4.22	3.71	-0.51	0.51	6.4%	
82	Wetterstein Kalk (Tirolikum)	4.37	2.62	-1.75	1.75	25.0%	
80	Werfener Schichten	4.03	3.67	-0.36	0.36	4.6%	
86	Lunzer Schichten	3.63	3.14	-0.49	0.49	7.2%	
140	Zlambach Schichten	3.77	3.30	-0.47	0.47	6.6%	
141	Dachstein Kalk (HKD)	3.97	3.25	-0.72	0.72	10.0%	
178	Mergelkalkbrekzie (?)	3.88	3.10	-0.79	0.79	11.3%	
121	Grauacken	3.45	4.81	1.36	1.36	16.5%	
89	Kristallin (Böhm. Masse)	4.34	3.67	-0.68	0.68	8.4%	
				Mittel	-0.36	0.69	9.7%
				Median	-0.48	0.60	8.0%

Alle Angaben in W/(m*K)

Differenz synthetisches Modell - Kalibrierungsmessung > 10% (Vorgabe an Modellgenauigkeit)
 WL Wärmeleitfähigkeit der festen Gesteinsmatrix
 MUL Kalibrierungsmessungen an Bohrkernen (MU Leoben)

Abbildung 44: Übersicht der auf geologische Einheiten aggregierten erhobenen Wärmeleitfähigkeiten aus Gesteinsproben.

Abbildung 44, Tabelle links zeigt die zusammengefassten Wärmeleitfähigkeiten der festen Gesteinsmatrix (Porosität 0%) für geologische Einheiten der tektonischen Gruppen (i) Neogene Beckenfüllung des Wiener Beckens, (ii) Flysch, (iii) Kalkalpine Decken und Grauackenzone, (iv) Kristallin der Böhmisches Masse und (v) Zentralalpin & Tatrikum. Wie zuvor in diesem Kapitel beschrieben wurde anhand der Anpassung der berechneten Wärmeleitfähigkeit der festen Gesteinsmatrix aus gesättigten und trockenen Proben die Qualität der Labormessung abgeschätzt.

Die untersuchten geologischen Einheiten des Neogens (i) weisen Wärmeleitfähigkeiten im Wertebereich von 2.12 (W/m*K) bis 4.13 W/(m*K) auf, wobei zu beachten ist, dass die effektiven Wärmeleitfähigkeiten aufgrund des Einflusses der Porenfluide deutlich unter den Kennwerten der festen Gesteinsmatrix sind. Generell konnte beobachtet werden, dass die Streuung der schichtbezogenen mittleren Wärmeleitfähigkeit deutlich geringer ausgefallen ist, als ursprünglich erwartet. Die mineralogisch bedingten Variationen der Wärmeleitfähigkeit werden mit Ausnahme der Brekzien und Konglomerate von der Änderung der Anteile von Sand / Sandstein – Ton – und Mergel bestimmt. Einen weiteren, vor Allem für tonreiche Sedimente bedeutender Einflussfaktor stellt der Anteil hydraulisch nicht wirksamer Poren dar, der sich in den vorliegenden Ergebnissen aufgrund der geringeren Wärmeleitfähigkeit der Porenfluide implizit auswirkt, da dieser nicht direkt gemessen bzw. bestimmt werden konnte.

Der Schwerpunkt der durchgeführten Untersuchungen wurde auf Einheiten der kalkalpinen Decken gelegt. Je nach Anteil von Kalkstein, Dolomit, Mergelstein bzw. Tonstein und Sandstein konnten Variationen der Wärmeleitfähigkeit von $<2.5 \text{ W}/(\text{m}^*\text{K})$ für Kalkstein / Mergelstein / Tonstein bis $>5.5 \text{ W}/(\text{m}^*\text{K})$ für Dolomit beobachtet werden. Im Fall der Festgesteine spielt der mindernde Einfluss der Porenfluide aufgrund der generell reduzierten Porosität ($<10\%$) keine bedeutende Rolle mehr. Das Gleiche gilt für die Gesteine des kristallinen Untergrunds der Böhmisches Masse, die eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $3.7 \text{ W}/(\text{m}^*\text{K})$ aufweisen.

Aufgrund fehlender Datensammlungen wurden im Rahmen der Studie Thermalp synthetische Prognosemodelle der thermischen Gesteinsparameter erstellt, die im Wesentlichen auf lithologischen und petrografischen Schichtbezeichnungen und Literaturkenndaten beruhen. Diese Modelle wurden anschließend mittels der erhobenen Messwerte kalibriert (siehe hierzu auch Kapitel 4.1.1). Abbildung 44, Tabelle rechts zeigt die Anpassung der synthetischen Modelle („WL Modell“) an die tatsächlich gemessenen Kennwerte („WL MUL“). Hier zeigte sich eine überraschen gute Anpassung mit einem mittleren Fehler von nur 9.8%, wobei es sich gezeigt hat, dass das synthetische Modell generell eine Überschätzung der tatsächlichen Wärmeleitfähigkeit lieferte.

5.2.2 Spezifische Wärmekapazität

Die spezifische Wärmekapazität besitzt vor Allem in der Modellierung instationärer thermischer Vorgänge eine große Bedeutung. Die Erhebung der effektiven spezifischen Wärmekapazität erfolgte in gleicher Weise wie die Erhebung der Wärmeleitfähigkeit. Aus effektiven Kennwerten an gesättigten Proben wurde anschließend unter Zuhilfenahme der ebenfalls gemessenen Porosität die hypothetische Wärmekapazität der festen, porenfreien Gesteinsmatrix ermittelt. Im Gegensatz zu Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit der festen Gesteinsmatrix konnte aus messtechnischen Gründen keine Überprüfung der Messwertanpassung zwischen getrockneten und gesättigten Proben erfolgen.

Abbildung 45 zeigt die Ermittelten Matrixkapazitäten. Die mittlere Wärmekapazität des festen Gesteinsverbands beträgt $961 \pm 114 \text{ J}/(\text{kg}^*\text{K})$, wobei eine Streuung von 11.9% zu verzeichnen gewesen ist. Der Kennwert der Probe #35⁷ (Kristallin der Böhmisches Masse) wurde aufgrund einer sehr niedrigen Matrixkapazität von $490 \text{ J}/(\text{kg}^*\text{K})$ nicht berücksichtigt. Zudem zeigen die Ergebnisse der Proben #69 bis #74 stark erhöhte Matrixkapazitäten von über $1100 \text{ J}/(\text{kg}^*\text{K})$. Hier könnte eine Verfälschung der Messergebnisse durch erhöhte Tongehalte (Sedimente der Badener Serie) vorliegen. Da sich die besagten Werte innerhalb des Konfidenzintervalls von Mittelwert $\pm 2 \times$ Standardabweichung liegen, wurden diese weiter berücksichtigt.

⁷ Weitere Informationen zu der besagten Probe sind dem Anhang B zu entnehmen.

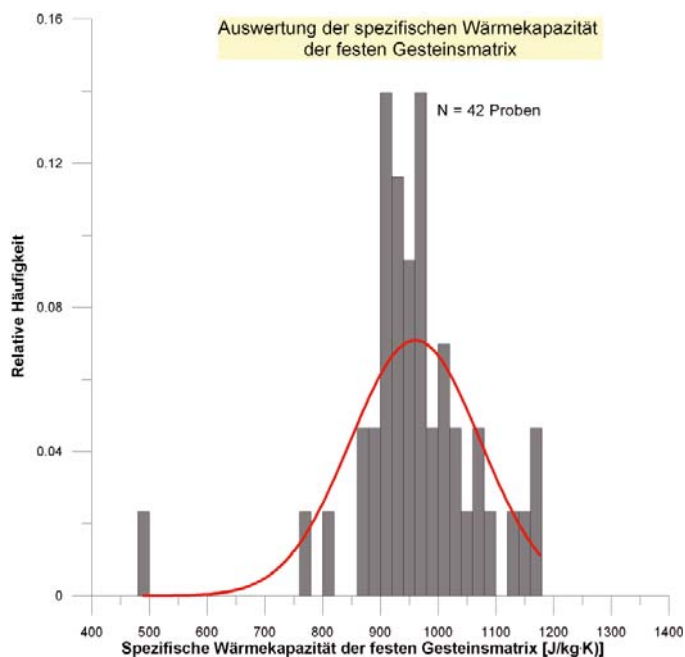


Abbildung 45: Auswertung der Wärmekapazität des festen Gesteinsverbands (Matrixkapazität).

Überblick Wärmekapazität der festen Gesteinsmatrix (Labormessungen MU Leoben)				
GBA-ID	Formation	Anzahl Messwerte	Mittelwert	Standard-Abweichung
NEOGEN DES WIENER BECKENS				
15	Sandschaler Zone	1	1176	
16	Obere Lagenidenzone	1	949	
18	Untere Lagenidenzone	3	1079	56
19	Aderklaaer Konglomerat	1	886	
22	Gänserndorfer Schichten	2	769	21
23	Laaser Schichten	1	1068	
25	Oncophora Schichten	2	957	38
28	Luschtzer Serie	1	1161	
32	Basiskonglomerat Baden	2	919	45
FLYSCHZONE				
43	Oberkreide Flysch	1	975	
45	Flysch I.A.	1	904	
KALKALPINE DECKEN & GRAUWACKENZONE				
49	Malm (Bajuvarikum)	1	988	
55	Tithon (Bajuvarikum)	1	928	
58	Gosau I.A.	1	976	
63	Hauptdolomit (Bajuvarikum)	2	911	13
64	Opponitzer Schichten	1	922	
66	Kössener Schichten (Bajuvarikum)	1	1039	
74	Wetterstein Serie	3	898	62
75	Wetterstein Dolomit	6	828	52
76	Hauptdolomit (Göll. Deck.)	6	914	106
77	Gutensteiner Schichten	3	956	73
80	Werfener Schichten	5	914	130
86	Lunzer Schichten	2	894	124
121	Grauwacken	1	1121	
140	Zlambach Schichten	1	1171	
141	Dachstein Kalk (HKD)	6	932	110
178	Mergelkalkbrekzie (?)	2	941	22
ZENTRALALPIN & TATRIKUM				
179	Mesozoikum (ZA, Tatrikum)	2	986	27
BÖHMISCHE MASSE				
89	Kristallin (Böhm. Masse)	3	909	38

Abweichung Wärmekapazität der Gesteinsmatrix zu synthetischem Prognosemodell (OMV Thermal / Modul 1)						
GBA-ID	Formation	WK_Mod	WK_MUL	Res	Res_abs	Abw_rel
15	Sandschaler Zone	778	1176	398	398	20.4%
16	Obere Lagenidenzone	766	949	183	183	10.7%
18	Untere Lagenidenzone	767	1079	312	312	16.9%
19	Aderklaaer Konglomerat	755	886	131	131	8.0%
22	Gänserndorfer Schichten	748	769	21	21	1.4%
23	Laaser Schichten	785	1068	283	283	15.3%
25	Oncophora Schichten	764	967	193	193	11.2%
28	Luschtzer Serie	781	1161	380	380	19.6%
32	Basiskonglomerat Baden	555	919	364	364	24.7%
43	Oberkreide Flysch	766	975	209	209	12.0%
45	Flysch I.A.	781	904	123	123	7.3%
49	Malm (Bajuvarikum)	835	988	153	153	8.4%
55	Tithon (Bajuvarikum)	856	918	72	72	4.0%
58	Gosau I.A.	784	976	192	192	10.9%
63	Hauptdolomit (Bajuvarikum)	686	911	225	225	14.1%
64	Opponitzer Schichten	722	912	200	200	12.2%
66	Kössener Schichten (Bajuvarikum)	790	1039	249	249	13.6%
74	Wetterstein Serie	797	898	101	101	5.9%
75	Wetterstein Dolomit	697	828	131	131	8.6%
76	Hauptdolomit (Göll. Deck.)	696	914	218	218	13.5%
77	Gutensteiner Schichten	749	956	207	207	12.2%
80	Werfener Schichten	800	914	114	114	6.6%
86	Lunzer Schichten	799	894	95	95	5.6%
121	Grauwacken	808	1121	313	313	16.2%
140	Zlambach Schichten	805	1171	366	366	18.5%
141	Dachstein Kalk (HKD)	819	912	113	113	6.5%
178	Mergelkalkbrekzie (?)	775	941	166	166	9.7%
89	Kristallin (Böhm. Masse)	802	909	107	107	6.3%
				Mittel	204	11.4%
				Median	193	11.0%

Alle Angaben in J/(kg·K)

Differenz synthetisches Modell - Kalibrierungsmessung > 10% (Vorgabe an Modellgenauigkeit)

WK Wärmekapazität der festen Gesteinsmatrix
MUL Kalibrierungsmessungen an Bohrkernen (MU Leoben)

Abbildung 46: Übersicht der auf geologische Einheiten aggregierten erhobenen Wärmeleitfähigkeiten aus Gesteinsproben.

Generell ist anzumerken, dass die Variationsbreite der spezifischen Wärmekapazität der festen Gesteinsmatrix deutlich unter jenen der Wärmeleitfähigkeit liegt. Darüber hinaus führt der Einfluss der Porenfluide zu einem Anstieg der effektiven Wärmekapazität.

In Abbildung 46, linke Tabelle zeigt die zusammengefassten Kennwerte der untersuchten geologischen Einheiten. Im Allgemeinen liegt der lithologisch Bedingte Erwartungsbereich der spezifischen Wärmekapazität bei Vernachlässigung der Porenfluide zwischen 700 J/(kg*K) und 900 J/(kg*K). Erhöhte Wärmekapazitäten in der linken Tabelle von Abbildung 46 resultieren höchstwahrscheinlich aus dem Einfluss von tonreichen Gesteinen und der damit verbunden erhöhten hydraulisch nicht wirksamen primären Porosität. Dies äußert sich auch in einer unwesentlich schlechteren Anpassung der ebenfalls erstellten synthetischen Datenmodelle an die tatsächlich gemessenen spezifischen Wärmekapazitäten (mittlere Abweichung 11%).

5.2.3 Radiogene Wärmeproduktionsrate

Die radiogene Wärmeproduktionsrate stellt bei Betrachtung krustenthermischer Prozesse eine wesentliche Wärmequelle dar. Aufgrund ihrer geringen Energiedichte (im Bereich von einigen $\mu\text{W}/\text{m}^3$ Festgestein) besitzt die radiogene Wärmeproduktion im Bereich thermischer Beckenanalysen jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Zweck Aufbau einer systematischen Sammlung thermischer Gesteinsparameter wurde an den zur Verfügung gestandenen Bohrkernen, soweit es möglich war, auch die radiogene Wärmeproduktionsrate bestimmt. In Summe konnte die radiogenen Wärmeproduktion an 34 von insgesamt 79 Proben bestimmt werden. An den verbleibenden Proben konnte die Spektrometer Messung zur Bestimmung des Gehalts der Nuklide ^{238}U , ^{232}Th und ^{40}K aufgrund zu geringer Auflagefläche nicht in entsprechender Qualität durchgeführt werden.

Nachfolgende Tabelle 7 zeigt die für die untersuchten geologischen Einheiten zusammengefassten Ergebnisse. Aufgrund der geringen Anzahl an bislang vorliegenden Messwerten ist eine zuverlässige Interpretation bzw. Korrelation der Ergebnisse mit geologischen Einheiten noch nicht möglich. Generell variieren die ausgewerteten Wärmeproduktionsraten zwischen $5.65\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Hauptdolomit, Bajuvarikum) und $19.76\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Haselgebirge mit bituminösen Gipsadern) – hierbei handelt es sich um eine Variationsbreite in der Höhe des Faktors 3. Die mittlere Wärmeproduktionsrate beträgt $11.14\pm 3.68\mu\text{W}/\text{m}^3$. Wie bereits angesprochen lassen die bislang vorliegenden Daten wenig Systematik erkennen. So wurden in Dolomiten sowohl erhöhte als auch erniedrigte radiogene Wärmeproduktionsraten gemessen. In Sandsteinen (z.B. Lunzer Schichten – Mitteltrias oder Karpat – Neogen) wurden hingegen tendenziell geringere Wärmeproduktionsraten festgestellt. Im Bereich des Kristallins der Böhmisches Masse wurde lediglich eine Gneis Probe (Messwert ca. $14\mu\text{W}/\text{m}^3$) sowie eine fragwürdige Sedimentstein Probe, die unter Umständen laut Bohrprotokoll dem Kristallin der Böhmisches Masse zugeordnet worden ist untersucht. Hieraus lassen sich jedoch noch keine Schlüsse auf die Wärmeproduktion in Graniten des kristallinen Untergrundes schließen.

Tabelle 7: Übersicht der zusammengefassten Wärmeproduktionsraten.

Formation	Tektonische Gruppe	Anzahl	Radiogene Wärmeproduktionsrate ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)			
			Mittelwert	Min	Max	Stdev
Unterpannon	Neogen	1	13.44	13.44	13.44	
Obere Lagenidenzone	Neogen	1	6.66	6.66	6.66	
Untere Lagenidenzone	Neogen	1	11.13	11.13	11.13	
Aderklaaer Konglomerat	Neogen	2	12.7	9.59	15.82	4.41
Karpat	Neogen	1	7.16	7.16	7.16	
Unteres Baden, Basiskonglomerat	Neogen	1	9.59	9.59	9.59	
Mergelschiefer	Bajuvarikum	1	9.21	9.21	9.21	
Malm	Bajuvarikum	1	11.64	11.64	11.64	
Tithon	Bajuvarikum	1	9.67	9.67	9.67	
Gosau	Tirolikum	1	9.71	9.71	9.71	
Hauptdolomit	Bajuvarikum	2	5.88	5.65	6.11	0.33
Opponitzer S.	Bajuvarikum	1	15.4	15.4	15.4	
Rhät i.A.	Tirolikum	1	8.12	8.12	8.12	
Wetterstein Schichten (Kalk & Dolomit)	Juvavikum	3	11.15	8.25	16.37	4.53
Wetterstein Schichten Dolomit)	Juvavikum	1	5.99	5.99	5.99	
Hauptdolomit	Tirolikum	1	16.74	16.74	16.74	
Gutensteiner Dolomit	Tirolikum	2	10.4	7.95	12.85	3.46
Werfener Schichten	Tirolikum	2	15.99	12.22	19.76	5.33
Lunzer Schichten	Tirolikum	2	11.11	6.15	16.07	7.02
Grauwacke Allgemein	Grauwackendecke	1	10.34	10.34	10.34	
Dachsteinkalk	Juvavikum	1	13.44	13.44	13.44	
Mergelkalk	Bajuvarikum	2	14.55	11.6	17.5	4.17
Zentralalpine Karbonate	Zentralalpin - Tatrikum	2	10.95	8.92	12.98	2.87
Kristallin der Böhmisches Masse	Böhmisches Masse	2	11.89	9.8	13.98	2.96

Aufgrund der geringen Variationsbreite und der reduzierten Relevanz fanden die ermittelten radiogenen Wärmeproduktionsraten keinen Eingang in die im Pilotgebiet durchgeführten thermischen Modellrechnungen.

5.2.4 Gebirgsdichte (Raumgewicht) und effektive Porosität

Die Gesteinsparameter Gebirgsdichte (Raumgewicht) und hydraulisch wirksame Porosität standen nicht im Fokus der gesteinsphysikalischen Untersuchungskampagne, zumal hierzu Kenndaten aus der KW Industrie in Form von Messungen an Bohrkernen im ausreichenden Umfang vorliegen. Zur Bestimmung der thermischen Gesteinseigenschaften der festen Matrix war es jedoch notwendig auf in-situ gemessene Porositätswerte zurückgreifen zu können. Auf die Ergebnisse der Porositätsmessungen wird in Kapitel 4.3.2 eingegangen (vgl. auch Abbildung 35).

5.2.5 Zusammenfassung

Die nun vorliegenden thermischen Gesteinskennwerte für Formationen des Ostalpenraums stellen den Beginn einer systematischen Datensammlung an der Geologischen Bundesanstalt dar. Der Fokus der Untersuchungen lag hierbei auf den Einheiten des Wiener Beckens (Lage des Pilotgebiets) und auf dem geologischen Aufbau von Bohrungen, die zur Berechnung der terrestrischen Wärmestromdichte herangezogen worden sind. In Summe wurden im Rahmen des Projekts Thermalp 79 Gesteinsproben untersucht. Daher ist der gegenwärtige Messdatenbestand noch als sehr gering anzusehen. Um vorab Aussagen über die zu erwartenden thermischen Eigenschaften relevanter geologischer Einheiten im Ostalpenraum treffen zu können wurden synthetische Prognosemodelle beruhend auf petrografischen Schichtbezeichnungen und Literaturkenndaten zu verschiedenen Gesteinstypen erstellt.

Der Anpassungsgrad der synthetischen Modelle für die Wärmeleitfähigkeit und die spezifische Wärmekapazität beträgt 87% bis 91%. Als wesentliche Ursachen für die beobachteten Residuen könnten die geringe Anzahl an bislang untersuchten Proben sowie der implizit gegebene Einfluss nicht mobiler Porenfluide angesehen werden. Nachfolgende Abbildung 47 zeigt die Differenz zwischen synthetischen und tatsächlich gemessenen thermischen Gesteinsparameter in Form von Histogrammen der Abweichungen der Untersuchungen an Einzelproben.

Im Bereich des Neogens zeigt sich bei Betrachtung der matrixspezifischen Wärmeleitfähigkeit eine generell gute Übereinstimmung zwischen modellierten und prozessierten Eigenschaften. Die Ausnahme bilden die Aderklaaer Schichten (Abweichung $-1.54 \text{ W(m}\cdot\text{K)}$), wobei als Ursache hierfür ein erhöhter Tongehalt der bislang untersuchten Probe in Betracht gezogen werden könnte. Die Übereinstimmung im Bereich des kalkalpinen Untergrunds ist im Vergleich zum Neogen des Wiener Beckens wesentlich schlechter. Die Ausnahme bilden die untersuchten Proben des Hauptdolomits der Göller Decke sowie der Gutensteiner Schichten. Auffällig an den bislang erzielten Labormessungen ist zudem ein deutlicher Unterschied in den Wärmeleitfähigkeiten des Hauptdolomits in der Göller Decke sowie in der Frankenfels Lunzer Decke, wobei letzterer deutlich erniedrigt ist.

Die spätere Prognose der effektiven thermischen Speicher- und Leitungseigenschaften für potenzielle Reservoirsysteme basiert auf der Prognose von thermischen Gesteinsmerkmalen der festen Matrix (Porenanteil = 0%). Diese Modelle werden in weiterer Folge mit variablen Verteilungsmodellen des Porenanteils (Gesamtporosität) verknüpft und führen somit, unter Vorgabe von Fluidmodellen, zu effektiven Prognosen der thermischen Schichteigenschaften (Gesteinsverband + Porenfluide).

Die durchgeführten Messungen der radiogenen Wärmeproduktionsrate an 34 Gesteinsproben erbrachte heterogene Kenndaten bei einer allgemein geringen Schwankungsbreite ($5.65 \mu\text{W/m}^3$ bis $19.76 \mu\text{W/m}^3$). Die Korrelation der Wärmeproduktion mit geologischen Einheiten des Wiener Beckens ist aufgrund der geringen Anzahl an Messwerten noch nicht verlässlich möglich.

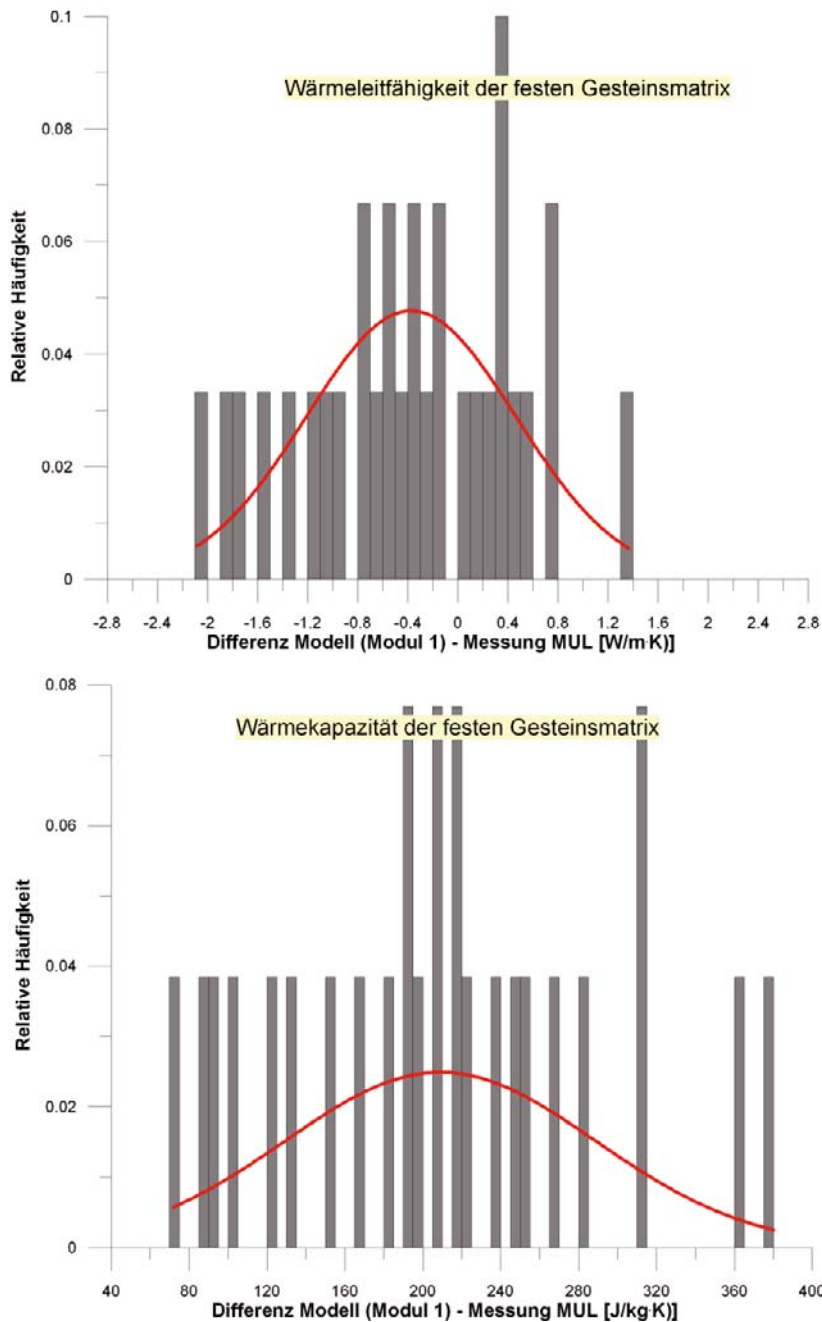


Abbildung 47: Abweichung zwischen synthetischen Prognosemodellen und prozessierten Messwerten von thermischen Kennwerten der festen Gesteinsmatrix.

5.3 Pilotgebiet „südliches Wiener Becken“

In dem nun folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse der detaillierten Untersuchungen und Modellrechnungen im Pilotgebiet „südliches Wiener Becken“ vorgestellt. Die generelle Zielsetzung der durchgeführten Arbeiten bestand in der modellrechnerischen Überprüfung des konzeptionellen Thermalwasserflussmodells am Westrand des südlichen Wiener Beckens nach WESSELY (1983). Dieses sieht für Reservoirs des kalkalpinen Beckenuntergrunds am

Westrand des südlichen Wiener Beckens (Tirolikum: Hauptdolomit, Wettersteindolomit sowie Juvavikum: Wetterstein Dolomit) folgende wesentliche Aspekte vor:

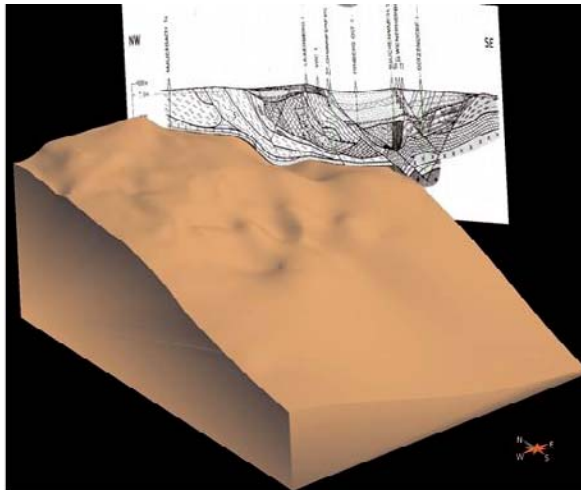
- Aktive Alimentierung an den anstehenden Karbonaten am Ostrand des Beckens
- Zirkulation in nordöstlicher Richtung durch das südliche Wiener Becken bis zum Leopoldsdorfer Bruchsystem
- Aufstieg im Bereich des Leopoldsdorfer Bruchsystems durch freie Konvektion (Thermolift infolge der reduzierten Dichte der erhitzten Thermalwässer)
- Rückfluss an den Westrand des südlichen Wiener Beckens und Austritt entlang von Bruchsystemen und basalen Neogenbrekzien (z.B. Rothneusiedler Konglomerat).

Auf Grundlage der erstellten geologischen und numerischen Modelle wurden diverse Bestands- und Potenzialkarten für das südliche Wiener Becken erstellt, die in weiter Folge vom Amt der Niederösterreichischen Landesregierung für die Beurteilung zukünftiger Thermalwassernutzungen im südlichen Wiener Becken herangezogen werden. Darüber hinaus wurden für die Reservoirs des Tirolikums (Göller Decke des kalkalpinen Untergrundes) thermische Bilanzen durchgeführt. Beilage D umfasst relevante Ergebnisse der detaillierten Untersuchungen im südlichen Wiener Becken.

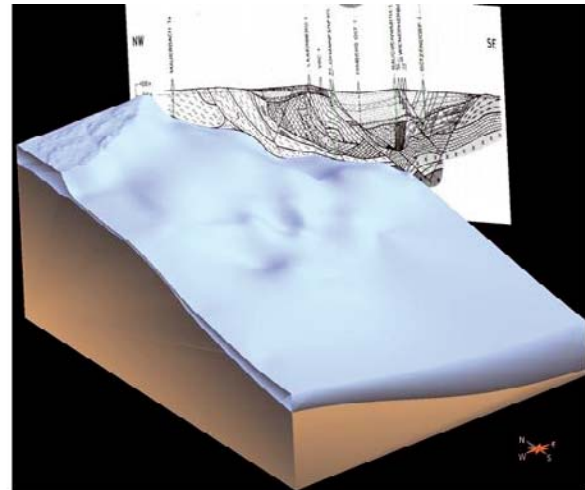
5.3.1 Hydrogeologisches 3D Modell des Pilotgebiets

Das erarbeitete geologische 3D Modell stellt die geometrische Ausgangsbasis für die spätere numerische Modellrechnung dar.

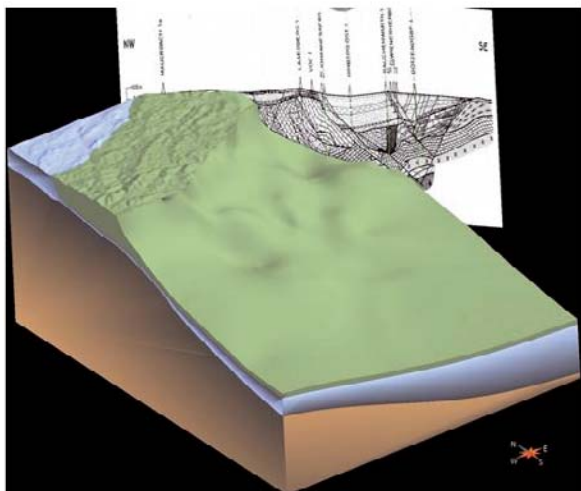
Die nachfolgenden Abbildungen (Abbildung 48 und Abbildung 49) zeigen eine perspektivische Übersicht des vorliegenden geometrischen 3D Modells:



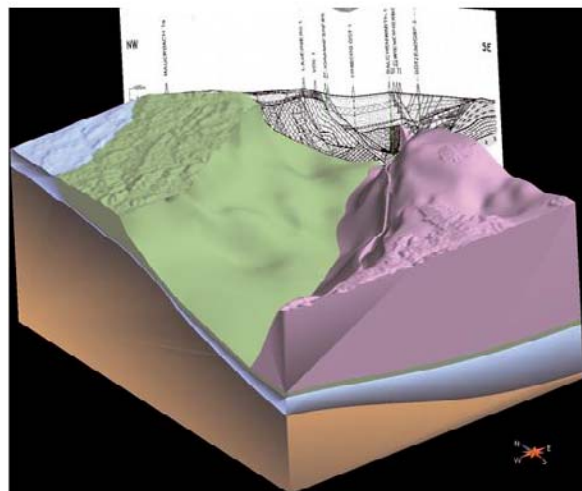
(1) Tiefste Modelleinheit: Kristallin der Böhmisches Masse, kombiniert mit Autochthonem Mesozoikum



(2) Blau: Autochthone Molasse (Miozän – Eozän)

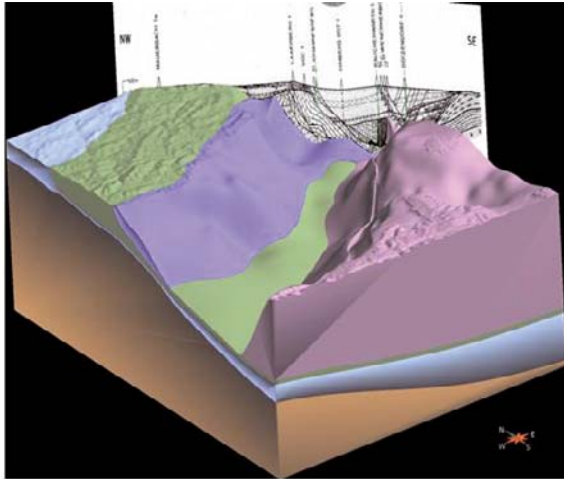


(3) Grün: Flyschzone inkl. Ultrahelvetikum, Grestener-, Hauptklippenzone und Waschbergzone

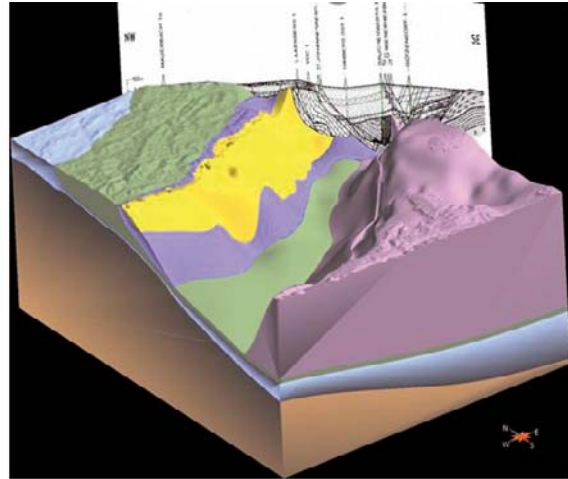


(4) Rosa: Mesozoikum und Kristallin der Zentralalpen bzw. Tatrikum

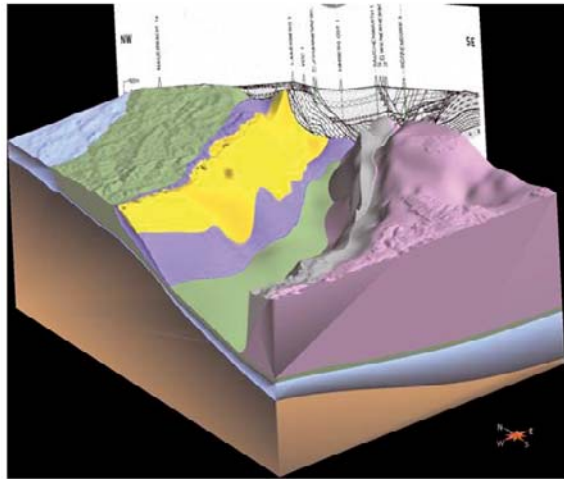
Abbildung 48: Perspektivische Ansicht des geometrischen 3D Modells – kristalline Basis bis zentralalpines Mesozoikum.



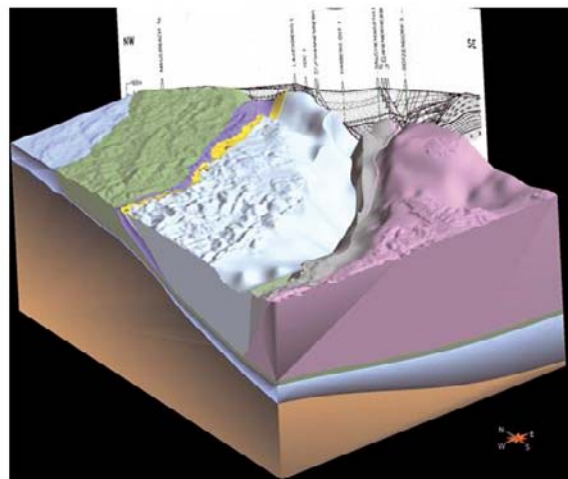
(5) Violett: Oberostalpin (Kalkalpin) – Bajuvarische Decken



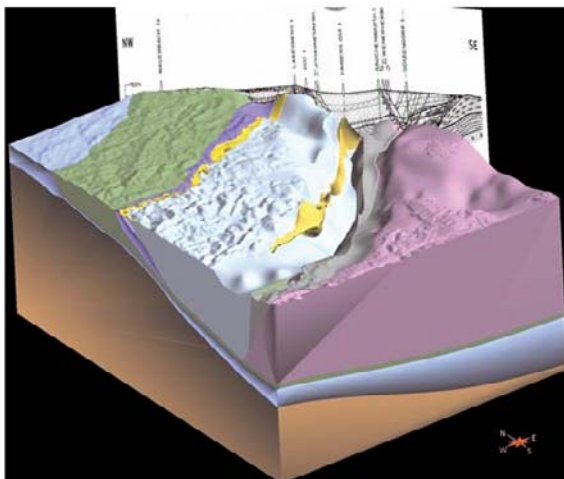
(6) Gelb: Gosau Schichten der Giesshübler Mulde



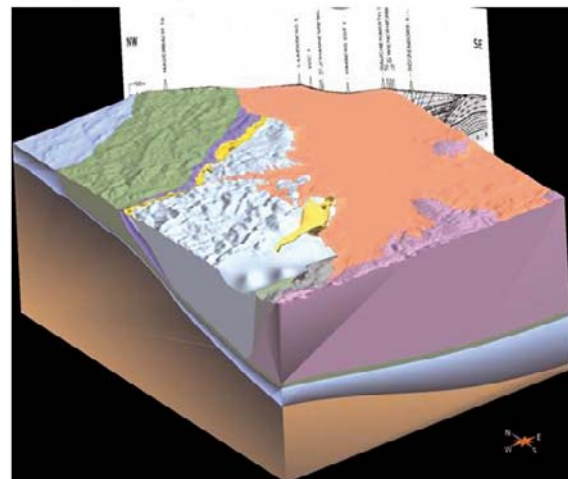
(7) Grau: Basis Oberostalpin - Grauwackenzone



(8) Hellblau: Oberostalpin - Tirolische Decken (Hauptreservoir)



(9) Gelb: Gosau Schichten der Grünbacher Mulde



(10) Orange: Neogene Sedimentfüllung des Wiener Beckens

Abbildung 49: Perspektivische Ansicht des geometrischen 3D Modells – Bajuvarikum bis Neogen des Wiener Beckens (Juvavikum ist nicht dargestellt).

Auf Basis des vorliegenden Modells wurden unter anderem nachfolgend angeführte Karten und Profilschnitte erstellt, die diesem Bericht als Beilage angefügt sind und im Nachfolgenden kurz erläutert werden:

- i. Mächtigkeitskarten kalkalpiner Decken im Projektgebiet (Bajuvarikum, Tirolikum & Juvavikum) – Karten Nr. 2 bis 4
- ii. Temperaturverteilung Top kalkalpiner Decken – Karten Nr. 5, 7 und 9.
- iii. Temperaturverteilung Basis kalkalpiner Decken – Karten Nr. 6, 8, 10 und 11.
- iv. Profilschnitte NW – SO gerichtet (A – G); Profilschnitt H (SW – NO)

Ad i. Mächtigkeitskarten

Die Mächtigkeiten der Formationen wurden auf Basis der in Gocad™ modellierten Flächen ermittelt. Es handelt sich hierbei um ausschließlich rechnerisch ermittelte Strukturkarten.

In Gocad™ können die Mächtigkeiten der modellierten Einheiten direkt berechnet werden. Dazu müssen die entsprechenden Formationen mit jeweils der Top- und Basisfläche begrenzt sein. Die errechneten Werte werden an jedem Knotenpunkt der triangulierten Fläche als Eigenschaft gespeichert und können entsprechend als X, Y, Mächtigkeitswert – ASCII File exportiert werden. Die Daten wurden in ArcGIS eingelesen und dort wiederum mittels Kriging-Verfahren zu einem Raster interpoliert. Die resultierenden Flächenraster wurden als Isolinienkarte mit Farbcodierung (rot – tief und blau – seicht) dargestellt. Zur besseren Veranschaulichung wurde stets die Ausbisslinie des Wiener Beckens auf die Mächtigkeitskarten projiziert.

Die maximalen Mächtigkeiten der kalkalpinen Einheiten betragen für das Tirolikum bis zu 6500 m, im Juvavikum 3600 m und im Bajuvarikum 3200 m.

Im Nachfolgenden soll exemplarisch auf die rechnerisch ermittelten Mächtigkeiten des Tirolikums eingegangen werden, zumal hier die wichtigsten Thermalwasserreservoirs des Westrandsystems anzutreffen sind – siehe hierzu auch Abbildung 50.

Unter Vernachlässigung der internen Gliederung des Tirolikums wurden maximalen Mächtigkeiten von bis zu 6500 Meter nördlich der Achse Puchberg a. Schneeberg – Hohe Wand – Leobersdorf bestimmt. Entlang der Flanken des Tirolikums im Norden und Süden nimmt die Gesamtmächtigkeit hingegen rapide ab. Im Bereich des Leopoldsdorfer Bruchsystems ist ebenfalls eine scheinbare Reduzierung der Gesamtmächtigkeit zu beobachten, welche als Folge der Durchschneidung des Deckensystems durch den Leopoldsdorfer Staffelbruch zu sehen ist. Es ist generell anzumerken, dass jene Gebiete mit den größten Gesamtmächtigkeiten räumlich mit den Einzugsgebieten des Westrandsystems korrelieren. Mit Ausnahme des Gebiets Bad Vöslau liegen die Aufstiegs- und Exfiltrationsräume des hydrodynamischen Systems in Regionen mit reduzierter Gesamtmächtigkeit des Tirolikums.

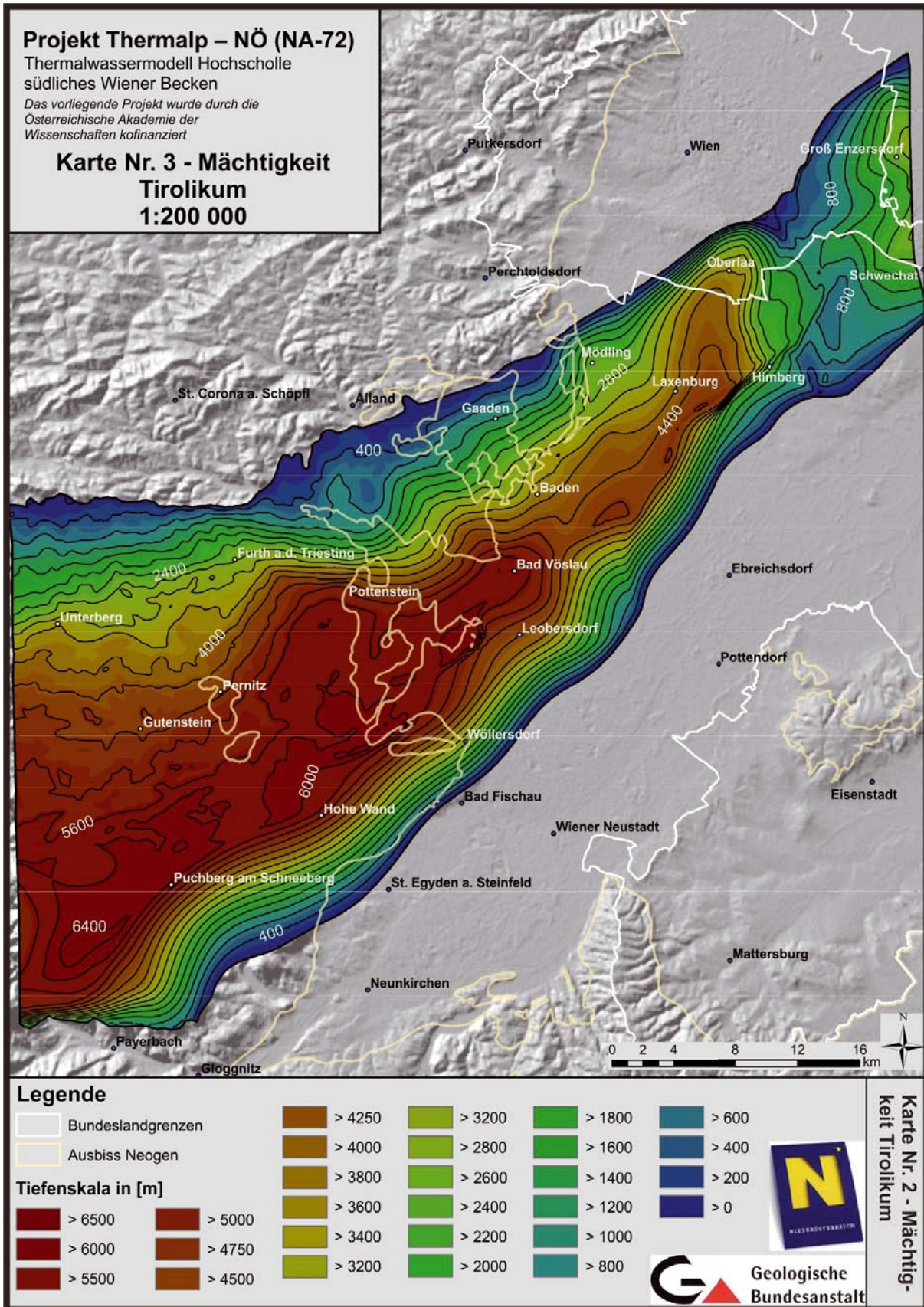


Abbildung 50: Mächtigkeitsverteilung des Tirolikums (Beilage 1, Karte Nr. 3).

Ad ii., iii. Temperaturverteilung Top- / Basis Kalkalpen

Die Temperaturverteilungskarten der kalkalpinen Decken wurden ebenfalls rein rechnerisch aus den Ergebnissen der geologischen und thermischen 3D Modellierung ermittelt. Zu diesem Zweck wurden die in Gocad™ erstellten Flächen mit dem drei-dimensionalen Temperaturmodell verschnitten, welches zuvor unter Berücksichtigung der Thermalwasserkonvektion in der Modellierungssoftware Comsol™ berechnet worden ist. Zur besseren Veranschaulichung wurden auf den resultierenden Karten Isolinien der absoluten Tiefe der jeweiligen Oberfläche sowie die Ausbisslinie des Wiener Beckens abgebildet.

Ad iv. Serienschritte

In einem Abstand von je 10 km wurden insgesamt sieben Nordwest – Südost (senkrecht zum Streichen der kalkalpinen Deckensysteme) verlaufende Profilschnitte sowie ein Südwest – Nordost gerichtetes Profil (in Streichrichtung der kalkalpinen Decken) aus dem vorliegenden 3D Modell exportiert. Die Lage der Profilschnitte (siehe auch Abbildung 51) wurde weder nach speziellen Fragestellungen noch nach geologischen Besonderheiten gewählt, sie sollen vielmehr einen Überblick über das geologische Modell geben und den Verlauf der Einheiten veranschaulichen. In Rot gehalten wurde der Leopoldsdorfer Bruch und in Schwarz die Vienna Basin Transform Fault. Die geometrische Auflösung der vorliegenden Schnitte entspricht jener des geometrischen 3D Modells.

Die erstellten Schnitte sollen exemplarisch anhand des Nordwest – Südost verlaufenden Profils C (siehe auch Abbildung 52) vorgestellt und diskutiert werden.

Generell ist anzumerken, dass die Schnitte durch das gesamte Modell gezogen wurden, und dadurch eine Tiefe von 15.000 Meter aufweisen. Es sei jedoch vor einer Überinterpretation der Geometrie der tiefsten Profilschnitte (autochthones Basement und Kristallin der Böhmisches Masse) gewarnt, zumal diese ausschließlich anhand vorliegender schematischer Profilschnitte mit maximalen Tiefen von 10.000 Meter (meist jedoch lediglich 8.000 m) extrapoliert wurde. Unter anderem stellt sich die Frage, ob die Mächtigkeit der subalpinen Molasse samt deren mesozoischen Basis tatsächlich Richtung Süden auf Mächtigkeiten von bis zu 3.000 Meter zunimmt (z.B. Profil C). Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass das vorliegende geometrische 3D Modell die rechnerische Verknüpfung der gegenwärtig publizierten Daten darstellt und vor allem in den tiefen Abschnitten des Modells reine Extrapolation dieser Daten repräsentiert.

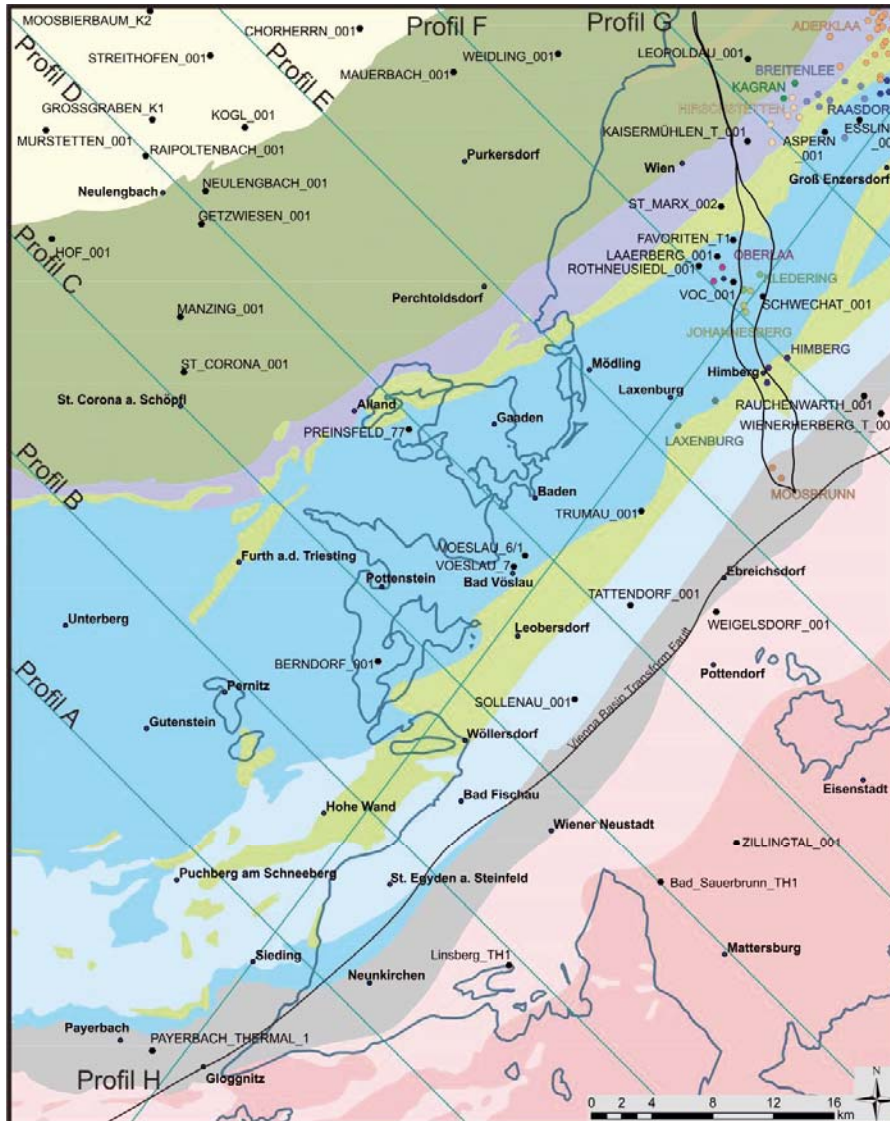


Abbildung 51: Lageplan der produzierten Serienschritte.

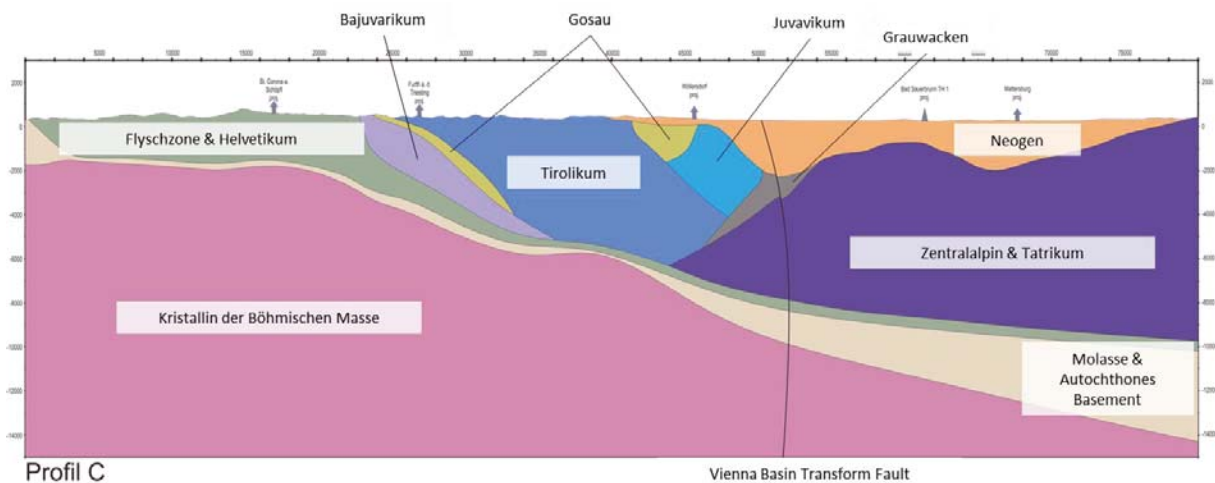


Abbildung 52: Exemplarische Ansicht der automatisch erstellten Profilschnitte am Beispiel des Profils C.

5.3.2 Hydrologische Untersuchungen

Im Zeitraum 2009 bis 2010 wurden durch eine Zusatzfinanzierung des Amtes der Niederösterreichischen Landesregierung hydrogeologische Untersuchungen im Pilotgebiet südliches Wiener Becken durchgeführt. Die durchgeführten Arbeiten umfassten:

- Die Erhebung natürlicher Thermalwasseraustritte in Oberflächengerinnen abseits der bekannten Thermalwasservorkommen am Westrand des südlichen Wiener Beckens.
- Erhebung von Abflussdaten bei Thermalwasserbetreibern und Behörden.
- Die Durchführung von Abflussmessungen, Temperaturmessungen sowie die Erhebung von Wasserproben an bekannten Thermalwasseraustritten.
- Die Durchführung chemischer Wasseranalysen sowie isopenhydrologischer Untersuchungen.
- Die Abschätzung der Einzugsgebiete der bekannten Thermalwassersysteme am Westrand des südlichen Wiener Beckens.

Die durchgeführte Untersuchungskampagne diente der Aufnahme und Auswertung der qualitativen und quantitativen Verhältnisse der Thermalwasservorkommen am Westrand des südlichen Wiener Beckens. Dies umfasste:

- Die Durchführung hydraulischer Bilanzen zur Abschätzung der kumulierten Umsatzrate und Vorgabe hydraulischer Randbedingungen für die gekoppelt thermisch- hydraulische 3D Modellierung.
- Die Erfassung qualitativer oder quantitativer Änderungen infolge der bestehenden Thermalwassernutzungen, insbesondere die wechselseitige Beeinflussung verschiedener Thermalwassernutzungen.
- Die Abschätzung der Zirkulationsdauer der Thermalwasserzirkulationssysteme sowie die Beurteilung der Durchmischung der Thermalwässer mit rezente Kaltwässern.

Im Nachfolgenden werden die wichtigsten Ergebnisse der hydrogeologischen Untersuchungen vorgestellt:

Zum Einzugsgebiet und der Quantität der Thermalwässer am Westrand des südlichen Wiener Beckens:

Im Allgemeinen sind am Westrand des südlichen Wiener Beckens 2 unterschiedliche Thermalwassersysteme im Beckenuntergrund vorhanden: Das nördliche System umfasst Reservoirs des Tirolikums und besitzt eine mittlere Mächtigkeit von 4 km sowie eine Breite von 10 km. Das südlichere System umfasst Reservoirs der Höheren Kalkalpendecke und besitzt eine Mächtigkeit von 2 km sowie eine Breite von 3 km.

Die Abschätzung des Grundwasserspiegels erfolgte mittels Interpolation der perennierenden Gerinne und der Reliefhöhe. Hieraus konnten Grundwasserspiegelhöhen von 115 m.ü.A. am Westrand des südlichen Wiener Beckens bis ca. 1600 m.ü.A. im Bereich der anstehenden Bergmassive abgeleitet werden (siehe Beilage D-1, Abbildung 17). Die mittlere Einzugsge-

bietshöhe beträgt 587 m.ü.A. – dieser Wert wurde in weiterer Folge zur Interpretation der Sauerstoff-18 Isotope herangezogen.

Auf Grundlage der Erhebung diffuser Thermalwasseraustritte an Oberflächengerinnen wurde die Annahme getroffen, dass die Exfiltration der beiden Thermalwassersysteme zum überwiegenden Anteil an den bekannten Thermalwassernutzungen und natürlichen Austritten stattfindet und diffuse Thermalwasseraustritte hinsichtlich der austretenden Wassermenge vernachlässigt werden können. Auf dieser Grundlage wurde eine hydraulische Bilanz der Thermalwassersysteme am Westrand des südlichen Wiener Beckens durchgeführt:

Das nördliche Thermalwassersystem (Reservoir des Tirolikums) besitzt eine kumulierte Zirkulationsrate von 171 l/s, welche sich aus Nutzungen an den Standorten Wien Oberlaa (58 l/s), Baden (50 l/s) und Bad Vöslau (63 l/s) zusammensetzt.

Das südliche Thermalwassersystem (Reservoir der Höheren Kalkalpendecken) besitzt eine kumulierte Zirkulationsrate von 188 l/s, wobei der überwiegende Anteil im Raum Bad Fischau (125 l/s) austritt. Darüber hinaus wurden Quellaustritte in Brunn in der Größenordnung von 63 l/s erhoben.

Anhand der zuvor angeführten Geometrie der beiden Reservoirsysteme und den ermittelten kumulierten Zirkulationsraten wurden folgende regionale kf-Werte ermittelt:

- Reservoir des Tirolikums: 4.75×10^{-7} m/s (nördliches Thermalwassersystem).
- Reservoir der Höheren Kalkalpendecken (Juvavikum): 2.09×10^{-6} m/s (südliches Thermalwassersystem).

Die Erhebung und Auswertung von Schwefel-34 Isotopen an Thermalwasseraustritten ergab zudem, dass die Wässer der Thermalwassersysteme mit den basalen Formationen der jeweiligen Deckensysteme (Rauwacke und Haselgebirge) in Berührung kommen. Hierbei zeigt die Isotopenauswertung für Thermalwässer des nördlichen Systems Reichenhaller Rauwacke (obere Untertrias bis untere Mitteltrias) sowie für Wässer des südlichen Systems Haselgebirge (Perm) an. Dies entspricht im Wesentlichen den Vorstellungen zum stratigrafisch-tektonischen Aufbau der beiden Reservoirsysteme.

Zur Erfassung quantitativer und qualitativer Änderungen der Thermalwassernutzungen:

Mit Ausnahme der Thermalwassernutzungen im Raum Baden konnten gemäß den zur Verfügung gestandenen Produktionsdaten keine langfristigen Änderungstendenzen festgestellt werden. Im Bereich der Thermalwassernutzungen in Baden wurde vor Allem im Bereich der Marienquelle ein Rückgang der Schüttung im Zeitraum 1997 bis 2006 beobachtet. Die Ganglinien der Thermalwasseraustrittstemperatur zeigen im Raum Baden hingegen unterschiedliche Trends: Mit Ausnahme der Leopoldsquelle weisen sämtliche Thermalwasserfassungen stabile bzw. leicht ansteigende Tendenzen auf.

Zur Abschätzung der Zirkulationsdauer und Verweilzeit:

Die Abschätzung der Verweildauer beruht im Wesentlichen auf die Auswertung der Hydroisotope Sauerstoff-18, Tritium und Kohlenstoff-13. Die Auswertung der O-18 Isotope ergab,

dass lediglich die Wässer von Bad Fischau (südliches Thermalwassersystem) keinen bzw. nur einen geringen Anteil an kaltzeitlichen Wässern besitzen. Sämtliche Thermalwasseraustritte und Nutzungen im Bereich des nördlichen Systems lassen auf mehrheitlich kaltzeitliche Herkunftswässer schließen. Die Auswertung von Tritium und C-14 Daten ergab in weiterer Folge, dass lediglich die Wässer von Wien Oberlaa keinen Anteil an jüngeren Kaltwässern aufweisen. Für Wien Oberlaa wurde eine Verweilzeit von zumindest 20.000 Jahre abgeleitet. Die Wässer von Bad Vöslau (Brunnen 6, 7 ca. 15.000 Jahre; Ursprungsquelle 1.500 Jahre) lassen bereits auf den Einfluss rezenter bzw. jüngerer Kaltwässer schließen. Die Thermalwässer von Baden zeigen in weiterer Folge deutliche Diskrepanzen zwischen den beobachteten Austrittstemperaturen, den errechneten C-14 Alter, den ermittelten O-18 Abweichungen und den beobachteten Tritium Gehalten. Hierbei zeigen die Wässer von Baden bei geringem errechneten Alter (<2.000 Jahre) Austrittstemperaturen von 30°C bis 35°C auf. Dies könnte als Hinweis auf starke Durchmischung bei gleichzeitig raschem Aufstieg der Thermalwässer interpretiert werden. Im Gegenzug hierzu zeigen die Wässer der Bohrungen 6 und 7 in Bad Vöslau erhöhte Alter bei moderaten Temperaturen (ca. 30°C) auf. Dies könnte im Gegenzug auf eine geringe Vermischung mit rezenten Wässern bei langsamem Aufstieg der Thermalwässer interpretiert werden.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass unter Annahme der oben angeführten kf-Werte eine Verweildauer der Thermalwässer im nördlichen Zirkulationssystem von mindestens 20.000 Jahr als plausibel angesehen werden kann. Dieser Wert deckt sich auch mit Erkenntnissen aus dem gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellrechnung (siehe auch Abschnitt 5.3.4). Die Verweildauer der Thermalwässer im südlichen System konnte aus den vorliegenden isotopenhydrologischen Daten nicht abgeschätzt werden. Die durchgeführten Abflusserhebungen führen zu der Annahme, dass das initiale Exfiltrationspotenzial in den bekannten Thermalwasseraustritten und Nutzungen vollständig genutzt wird. Dies bedeutet, dass weitere Thermalwasserentnahmen zu einem Rückgang der Druckverhältnisse an den bekannten Thermalwasseraustritten führen würden. Abschließend konnte aus den vorliegenden Schwefel-34 Isotopen geschlossen werden, dass sämtliche Thermalwassersysteme mit den jeweils basalen Einheiten der beiden Reservoirsysteme in Verbindung kommen. Es ist jedoch nicht bekannt, welcher Anteil der zirkulierenden Thermalwässer bis in die basalen, tiefsten Einheiten der Reservoirsysteme zirkuliert.

5.3.3 Wärmestromdichte

Die Berechnung der oberflächennahen Wärmeflussdichte im Pilotgebiet südliches Wiener Becken basiert ausschließlich auf realen Messdaten und wurde mit Hilfe der im Abschnitt 4.2 beschriebenen Methode des inversen Fourier Ansatzes (1D) bestimmt. Die daraus resultierende Wärmestromkarte wurde anschließend auf ein regelmäßiges Raster interpoliert (Methode Cokriging). In Gebieten mit geringer Dichte an Messwerten, wie etwa am südlichen Ostrand der Alpen sowie im Gebiet des Leithagebirges am Südostrand des Projektgebiets wurden künstliche Stützstellen mit Schätzwerten belegt, um eine möglichst homogene Karte zu gewährleisten. Die vorliegende Wärmeflusskarte wurde aus der oberflächennahen Wär-

mestromdichte aus 79 Bohrungen kompiliert. Die mittlere Wärmestromdichte der untersuchten beträgt $69.79 \pm 12.4 \text{ mW/m}^2$. Der geringste Wert wurde mit 32.87 mW/m^2 in der Bohrung Berndorf 1, der höchste Wert mit 122 mW/m^2 in der Bohrung Oberlaa TH1 festgestellt – beide Bohrungen werden stark von zirkulierenden Wässern beeinflusst. Die Verteilung der ermittelten oberflächennahen Wärmestromdichten ist der Abbildung 53 zu entnehmen.

Die Farbwahl der Skale von Abbildung 54 wurde derart gestaltet, dass Gebiete mit mittlerem Wärmefluss (70 mW/m^2) in Weiß gehalten sind. Kältere Regionen zudem wurden in blauen-, wärmere Regionen in roten Farbtönen gehalten. Hinsichtlich der Strukturen an den Rändern der vorliegenden Karte ist anzumerken, dass zur Gestaltung der Karte mit Ausnahme des Südweststrands (Gebiet der anstehenden Nördlichen Kalkalpen) Messwerte aus Bohrungen außerhalb des gezeigten Kartenausschnitts benutzt worden sind. Aus statistischen Gründen hervorgerufenen Randmuster sind deshalb mit Ausnahme des Südwestrandes nicht zu erwarten.

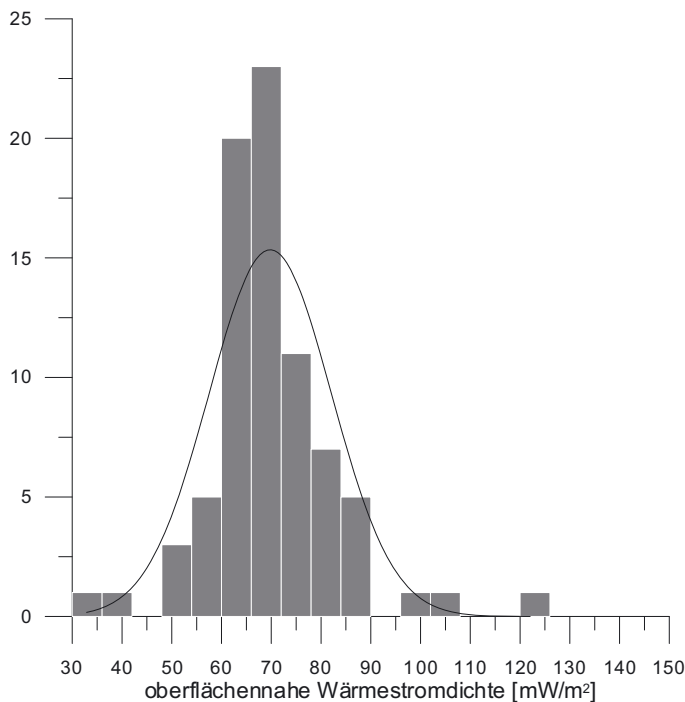


Abbildung 53: Statistische Verteilung der berechneten oberflächennahen Wärmestromdichten im Untersuchungsgebiet südliches Wiener Becken.

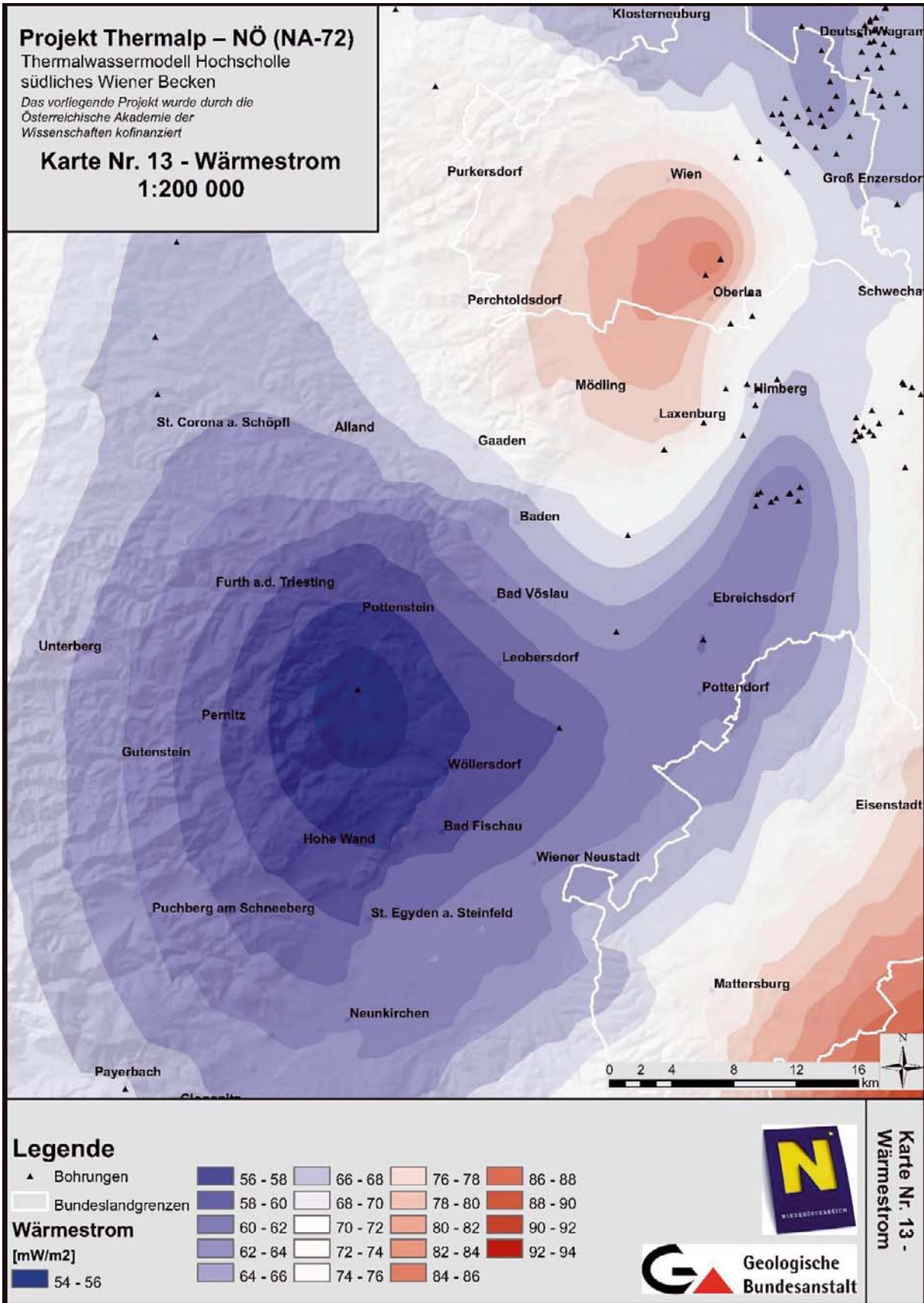


Abbildung 54: Wärmestromkarte für das südliche Wiener Becken und dessen angrenzenden Gebiete.

Die Verteilung der oberflächennahen Wärmestromdichte (Wärmefluss) lässt die reduzierten geothermischen Verhältnisse am Ostrand der Alpen deutlich erkennen. Diese resultieren aus dem Zusammenspiel von Krustenverdickung und der massiven Infiltration kühler meteorischer Wässer. Leider stehen im Projektgebiet zu Untermauerung dieser Annahme nur 2 Tiefbohrungen (Berndorf 1, Sollenau 1) zur Verfügung, sodass die Wärmestromverhältnisse am Westrand des Projektgebiets im Bereich der anstehenden nördlichen Kalkalpen aller Voraussicht nach zu optimistisch abgebildet sind. Es ist anzunehmen, dass der generelle Wärmefluss in Regionen mit mächtig ausgebildeten permeablen Karbonaten innerhalb der der Nördlichen Kalkalpen maximal 50 – 60 mW/m² beträgt.

Am Südostrand des Projektgebiets lässt sich bereits der aus thermischer Sicht positive Einfluss des Westpannonischen Beckens erkennen, sodass bereits im Bereich des Nordburgenlands oberflächennahe Wärmestromdichten von mehr als 80 mW/m² zu erwarten sind.

Im Bereich der Tiefscholle des südlichen Wiener Beckens (Raum Wr. Neustadt - Ebreichsdorf – Leopoldsdorf – Schwechat) lassen sich ebenfalls reduzierte Wärmeflüsse beobachten. Als Ursache hierfür kann die Wechselwirkung von Krustenverdickung infolge des Absinkens des Wiener Beckens und Verfüllung mit kalten Oberflächensedimenten angeführt werden. In diesem Zusammenhang ist anzumerken, dass rasche Sedimentation kalter Oberflächensedimente zu „unterkühlten“, instationären Temperaturverhältnissen führen kann. Es ist darüber hinaus zu erwähnen, dass die Fortsetzung dieser Zone reduzierter Wärmeflüsse auch in der Tiefscholle des zentralen und nördlichen Wiener Beckens zu beobachten ist. Besonders deutlich ist dies im außerhalb des Kartenausschnittes liegenden Gebiet um Zistersdorf (Zistersdorfer Tief) im nördlichen Wiener Becken zu beobachten. In diesem Gebiet wurden reduzierte Wärmeflüsse mit Minima um 50 – 60 mW/m² berechnet.

Die Westrandscholle des südlichen Wiener Beckens (auch bezeichnet als „Hochscholle“) weist hingegen deutlich erhöhte oberflächennahe Wärmestromdichten auf, wobei Maxima mit Wärmeflüssen bis zu 90 mW/m² im Raum Laxenburg – Oberlaa – Laaerberg zu beobachten sind. Diese Struktur ist eindeutig auf das hydrodynamische System in der Westrandscholle zurückzuführen, wobei der Aufstieg temperierter Wässer zur Ausbildung positiver Temperatur- und Wärmeflussanomalien führt. An der Basis der kalkalpinen Decken bzw. außerhalb der Zirkulationsbereiche des hydrodynamischen Systems in diesem Gebiet sind hingegen durchschnittliche, dem Krustenaufbau im Raum des südlichen Wiener Beckens entsprechende geothermische Verhältnisse zu erwarten.

Das so genannte hydrodynamische „Ostrandsystem“ am Ostrand des südlichen Wiener Beckens weist ebenfalls Gebiete mit erhöhter oberflächennahen Wärmestromdichten im Bereich von 80 bis 90 mW/m² auf. In der vorliegenden Wärmestromkarte (Abbildung 54) ist diese Anomalie jedoch nur Ansatzweise am östlichen Rand zu erkennen, da das Ostrandsystem nicht Gegenstand der Studie Thermalp gewesen ist. Als Ursache dieser Anomalie ist wiederum Thermalwasserzirkulation zu nennen.

5.3.4 Gekoppelt thermisch hydraulische Modellierung

Die Ergebnisse der numerischen Modellierung im Pilotgebiet südliches Wiener Becken repräsentieren ein berechnetes drei-dimensionales Temperaturfeld sowie ein hydraulisches Feld (Filter- bzw. Darcy Geschwindigkeit). Die Temperaturen wurden abschließend mit gemessenen Temperaturprofilen verglichen, woraus die Güte des Modellierungsergebnisses abgeschätzt werden konnte, außerdem bildet dieser Vergleich die Grundlage für die weitere Interpretation.

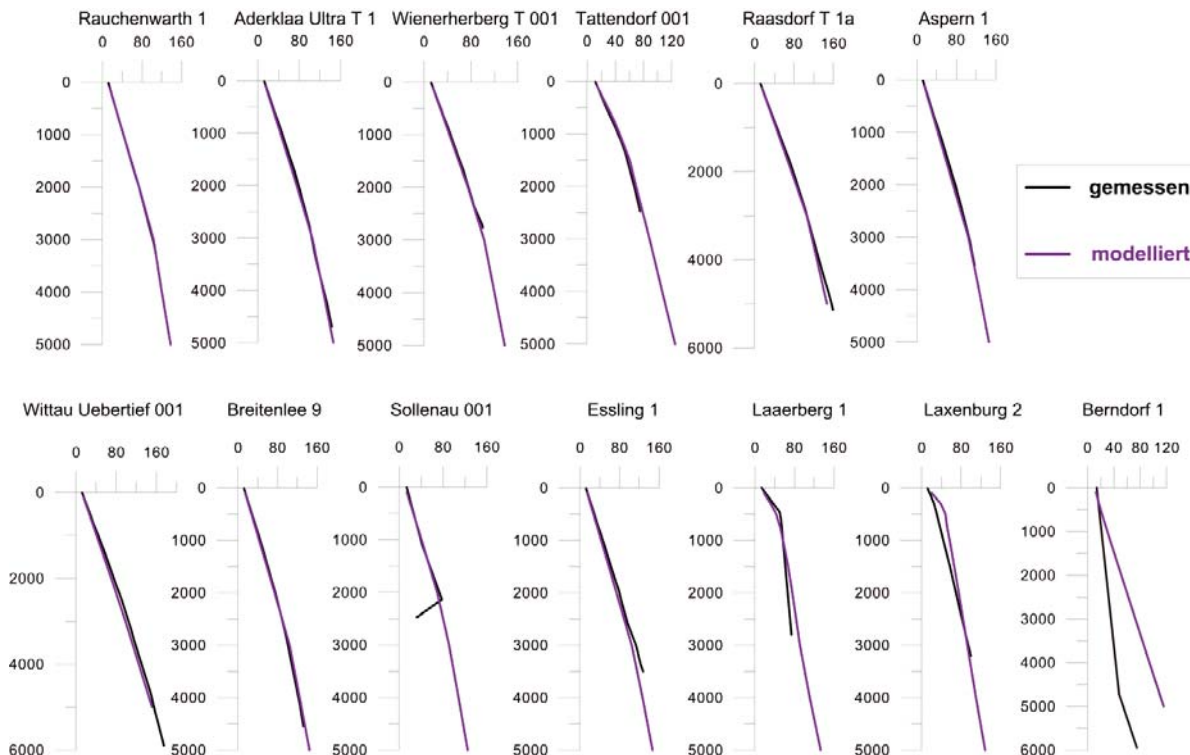


Abbildung 55: Vergleich zwischen Bohrlochtemperaturen der 3D- und 1D Modellierung anhand repräsentativer Bohrungen im Projektgebiet.

Wie anhand der Abbildung 55 zu erkennen ist, liefert die gekoppelt thermisch- hydraulische 3D Modellierung in vielen Bohrungen eine gute Annäherung an das aus der 1D Analyse abgeleitete Temperaturfeld. Dies trifft vor allem in Bohrungen mit geringem bis nicht vorhandenem Einfluss von Thermalwasserzirkulation zu (vgl. Abbildung 54, Bohrung Breitenlee 9 oder Bohrung Rauchenwarth 1). Abweichungen zu gemessenen Bohrlochtemperaturen, die trotz iterativer Anpassung des numerischen 3D Modells, weiterhin vorhanden sind, lassen sich auf folgenden, nach ihrer Priorität geordneten Ursachen zurückführen:

- i. Einfluss konvektiver Systeme, die im bestehenden Modell noch nicht ausreichend abgebildet werden konnten (vgl. Abbildung 55, Bohrung Berndorf 1, Sollenau 1).

- ii. Regionaler Maßstab des geometrischen Modells, was wiederum starke Generalisierungen hinsichtlich des Vorhandenseins von internen Decken- und Formationsgliederungen und des Vorhandenseins von Störungszonen (teilweise vermutete hohe hydraulische Durchlässigkeit) bedingte.
- iii. Modellparametrierung im regionalen Maßstab: Die Zuweisung von hydraulischen und thermischen Materialparametern folgte hauptsächlich der geometrischen Auflösung des geologischen 3D Modells. Die Ausnahme hierzu bildete die dreidimensionale Interpolation von Reservoirparametern innerhalb der kalkalpinen Decken. Jedoch musste auch hier aufgrund der geringen Anzahl an bohrlochspezifischen Kenndaten innerhalb der Hochscholle auf komplexe Modelle verzichtet werden. So konnten eventuell auftretende Anisotropien innerhalb der abgebildeten Schichtgruppen noch nicht in das vorliegende numerische Modell eingebaut werden.
- iv. Das modellierte hydraulische Regime ergibt sich ausschließlich aus diffusen Darcy Fluss, wobei die leitenden Formationen des kalkalpinen Beckenuntergrundes Porenaquiferen gleichgesetzt worden sind. Aufgrund des gewählten regionalen Maßstabs kann kleinräumiger, Klufzonen assoziierter Wasserfluss noch nicht berücksichtigt werden. Es ist jedoch anzumerken, dass die gegenwärtig vorliegenden Durchlässigkeitsmodelle der kalkalpinen Reservoirs implizit auch hoch durchlässige Fließwege berücksichtigen, zumal sich die abgeleiteten Permeabilitäten aus statistischen Hochrechnungen auf Grundlage realer Messwerte aus Bohrungen ableiten.

Die aus der Modellierung erhaltenen Temperaturen wurden außerdem auf ausgewählte Horizonte (z.B. Top / Basis kalkalpiner Decken) projiziert.

Im Nachfolgenden soll exemplarisch auf die Temperaturverteilung an der Basis der kalkalpinen Decken eingegangen werden (siehe auch Abbildung 56):

Die zuvor angesprochene Karte wurde ausschließlich aus Ergebnissen der geometrischen und numerischen 3D Modellierung kompiliert und stellt eine qualitative Begrenzung der verfügbaren hydrothermalen Ressourcen in Form einer maximal zu erwartenden Formations-temperatur dar. Es sei an dieser Stelle jedoch einschränkend darauf hingewiesen, dass in der vorliegenden Karte keine Untergliederung in potenziell leitende oder stauende Formationen innerhalb der Kalkalpinen Decken getroffen werden konnte. Es ist davon auszugehen, dass in den basalen Arealen der kalkalpinen Decken vorrangig stauende Horizonte (z.B. Permoskyth oder Reichenhaller Schichten) angetroffen werden. Nichts desto trotz stellt die erarbeitete Karte eine maximale Begrenzung zu erwartender Reservoirtemperaturen innerhalb der kalkalpinen Decken dar.

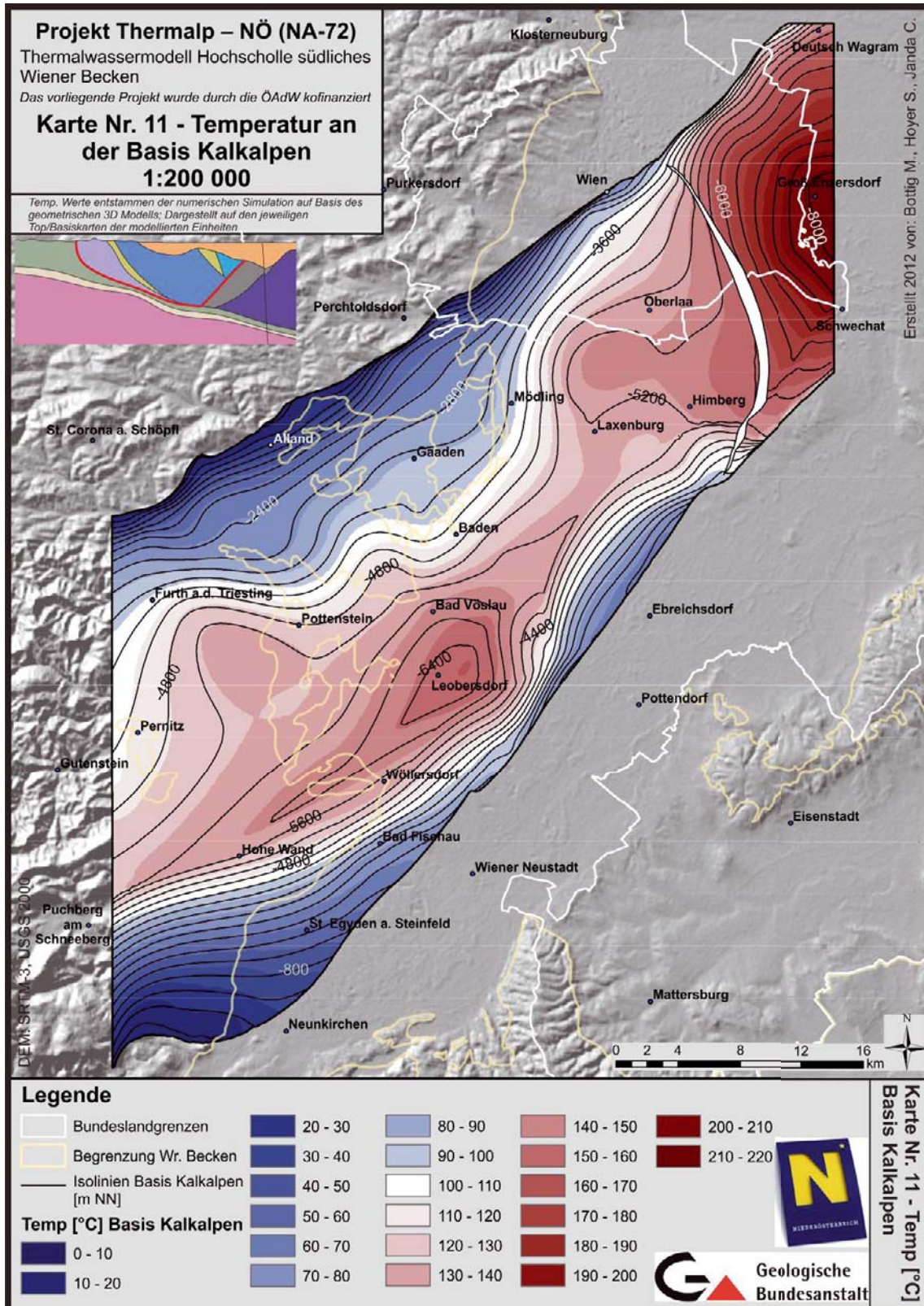


Abbildung 56: Verkleinerte Abbildung der Karte Nr. 11 von Beilage 1 (Temperaturverteilung an der Basis der Kalkalpinen Decken).

Zu besseren Verdeutlichung wurde der Temperaturbereich um 100°C in Weiß gehalten, darunter liegende Temperaturen wurden mit einem blauen Farbverlauf unterlegt. Die Verteilung der Formationstemperaturen spiegelt erwartungsgemäß die einhüllende Muldenstruktur der kalkalpinen Decken wieder, wobei die höchsten Gebirgstemperaturen im Bereich von 160°C bis 170°C im Bereich Leobersdorf zu erwarten wären. Darüber hinaus lässt Karte Nr. 11 deutlich erkennen, dass die für eine geothermische Stromgewinnung günstigen Temperaturbereiche von über 150°C vor Allem in der Tiefscholle des zentralen Wiener Beckens im Bereich Schwechatertief zu erwarten sind. An den südlichen und nördlichen Flanken der kalkalpinen Decken, z.B. nördlich der Linie Furth a.d. Triesting – Baden – Mödling – Wien, Laaerberg sind in den kalkalpinen Decken aufgrund der erarbeiteten Geometrie sowie aufgrund der Beeinflussung durch einströmende Oberflächenwässer lediglich Temperaturen unter 100°C zu erwarten. Das Gleiche gilt für die Areae südlich der Linie Bad Fischau – Puchberg am Schneeberg.

5.3.5 Thermische Bilanzen und Interpretation der hydrodynamischen Systeme am Westrand des südlichen Wiener Beckens

Die Interpretation der erzielten Modellierungsergebnisse zielt darauf ab, die Untersuchungsleitende These von G. WESSELY (1983) zu überprüfen (siehe hierzu auch Kapitel 3).

Auf Grundlage von Abweichungen zwischen modellierten und gemessenen Formationstemperaturen wurden zunächst so genannte Péclet Analysen zur Ermittlung des Einflusses der thermischen Konvektion durchgeführt (siehe hierzu auch Kapitel 4.3.5). Hierdurch wurde auch versucht die Verweildauer der Thermalwässer zu berechnen und den isotopenhydrologisch ermittelten Verweildauern gegenüber zu stellen.

Abschließend wurden auf Grundlage der erhobenen Thermalwassernutzungen und den Ergebnissen der numerischen Modellrechnung thermische Bilanzen des nördlichen Thermalwassersystems (Tirolikum) erstellt. Hierbei galt es zu klären, welche Wärmemengen durch natürlichen Nachfluss aus dem tieferen Untergrund im nördlichen Reservoirsystem zur Verfügung stehen bzw. welche Anteile bereits genutzt werden (Erschließungsgrad). Darüber hinaus wurde auch der mobil infolge der Thermalwasserzirkulation verfügbare Wärmeanteil mittels einer probabilistischen Methode (Monte Carlo Simulation) abgeschätzt.

Zur Durchführung von Peclt Analysen und der rechnerischen Bestimmung der Verweildauern von Thermalwässern am Westrand des südlichen Wiener Beckens:

Die ermittelten Temperaturprofile aus der Modellierung mit Comsol™ wurden mit den zuvor berechneten Temperaturprofilen auf Grundlage des 1D-Modellierungsansatzes verglichen. Beim Großteil der Bohrungen stimmten die Profile nach schrittweiser Anpassung des Modells sehr gut überein (vgl. Abbildung 57 bzw. Beilage 2, Profil Bohrung Raasdorf T3).

Bei Auftreten von starken Abweichungen, die nicht mehr durch eine Änderung des Wärmeflusses oder Veränderung der petrophysikalischen Parameter erklärt werden kann, wurde die Péclet Analyse angewandt.

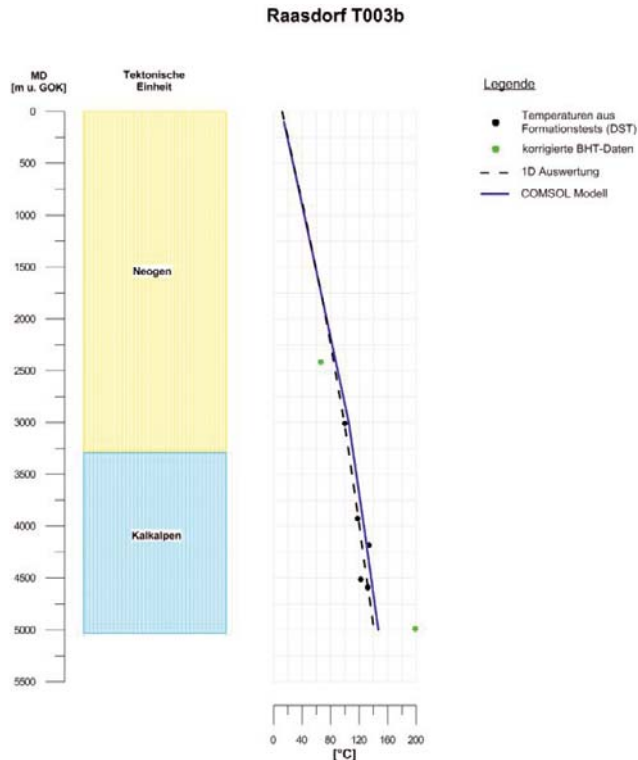


Abbildung 57: Temperaturprofile der Bohrung Raasdorf T003b.

Die Berechnung der Wärmestromdichte q_u für die Hochscholle ergab einen Mittelwert von 69.79 mW/m^2 . Der Wert für den gestörten Wärmestrom ergibt sich aus der 1D Auswertung und variiert von Bohrung zu Bohrung.

Die Wahl der Mächtigkeit Δz der hydraulisch leitfähigen Abschnitte innerhalb einer spezifischen Bohrung erfolgte mittels Betrachtung der in der Bohrung auftretenden geologischen Einheiten, der vorhandenen hydraulischen Formationstests und Bohrkernuntersuchungen. Aufgrund der Tatsache, dass nicht für jede Bohrung genügend Informationen vorhanden waren, konnte in vielen Bohrungen keine genauen Annahmen über die hydraulisch wirksame Mächtigkeit (Nettomächtigkeit) getroffen werden. Daher erfolgte für alle Bohrungen eine generelle Festlegung eines Wertebereiches der Nettomächtigkeit. Dies erfolgte durch Abgrenzung des Intervalls zwischen der zu jeweils erwartenden minimalen und maximalen hydraulisch wirksamen Reservoirmächtigkeit. Eine genauere Eingrenzung der hydraulisch wirksamen Mächtigkeit könnte im Rahmen zukünftiger Studien durch eine gezielte Auswertung von bohrlochgeophysikalischen Messungen erzielt werden.

Im Nachfolgenden soll die Anwendung der Peclet Analyse am Beispiel nachfolgend angeführter, ausgewählter Temperaturprofile vorgestellt werden. Die Lage der untersuchten Bohrungen ist der Abbildung 58 zu entnehmen:

- Berndorf 001
- Kledering 003
- Laaerberg 001

- Laxenburg 001
- Laxenburg 002
- Sollenau 001
- Tattendorf 001

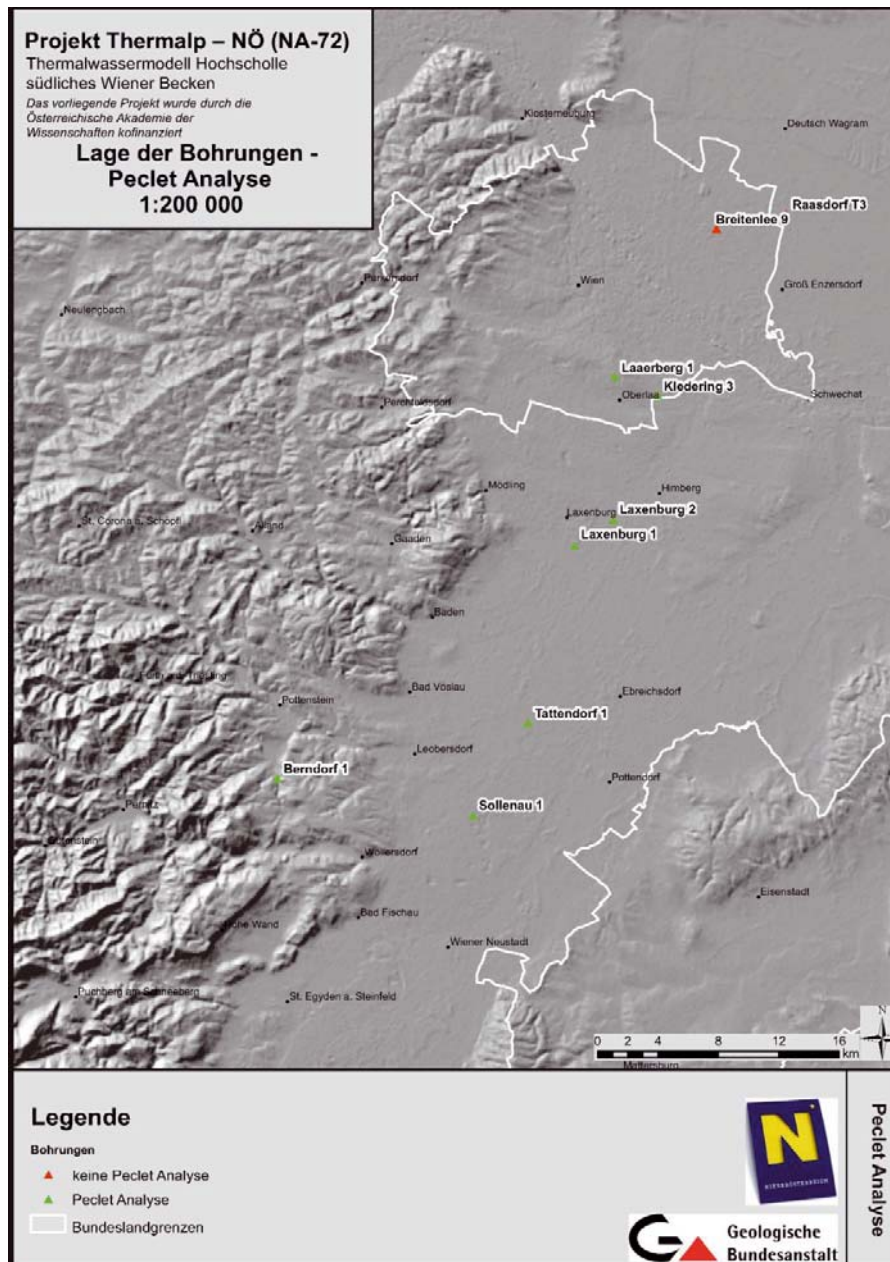


Abbildung 58: Übersichtskarte jener Bohrungen, die hinsichtlich des Einflusses hydrodynamischer Systeme mittels Péclet Analyse diskutiert und interpretiert worden sind.

Berndorf 001 ist ein sehr gutes Beispiel für eine Bohrung in der Infiltrationszone meteorischer Wässer am Ostrand der Nördlichen Kalkalpen. Das Temperaturfeld ist, wie bereits erwähnt,

deutlich durch Thermalwasserzirkulation gestört. Der Grund dafür ist, dass Oberflächenwasser in den Untergrund einsickert und das Gebirge dadurch bis in große Tiefen stark abgekühlt wird. Die Eindringtiefe des meteorischen Wassers ist im Temperaturprofil aus der 1D Auswertung deutlich erkennbar, da der Temperaturgradient sich in den darunter liegenden undurchlässigen Einheiten der Flyschzone und der subalpinen Molasse sprunghaft ansteigt.

Bei schrittweiser Änderung des numerischen 3D Modells (COMSOL Multiphysics™) konnte im Gebiet der Bohrung Berndorf 1 nur eine grobe Annäherung des Modells an die tatsächlich gemessenen Bohrlochtemperaturen erzielt werden. Die verbleibenden Temperaturdifferenzen wurden deshalb anschließend einer Péclet Analyse unterzogen, woraus vertikale Darcy Geschwindigkeit (gleichzusetzen mit der Filtergeschwindigkeit) der einströmenden Wässer abgeleitet worden sind. Der Gesamtbetrag des Geschwindigkeitsfeldes ergibt sich schließlich aus der Superposition des Geschwindigkeitsfeldes der numerischen 3D Simulation mit den Geschwindigkeitskomponenten aus der Péclet Analyse.

Nachfolgende Tabelle 8 demonstriert die Durchführung der Péclet Analyse am Beispiel der Bohrung Berndorf 1, welche starken konvektivem Einfluss zeigt.

Tabelle 8: Gegenüberstellung von Geschwindigkeitskomponenten der Péclet Analyse mit Geschwindigkeitskomponenten der 3D Modellierung am Beispiel der Bohrung Berndorf 1.

Variante I: Ausschließlich konduktives Wärmemodell, Variante II: Hydraulisches Modell, Variante III: Koppelung von Modell I & II (ohne bestehende Nutzer), Variante IV: Koppelung von Modell I & II (mit bestehende Nutzungen, wie z.B. Bad Vöslau). Der Parameter v_D gibt die Abweichung zwischen den vertikalen Geschwindigkeitskomponenten der 1D Péclet Analyse und der 3D Simulation in der Geschwindigkeitseinheit mm/a wieder.

Berndorf 001	Mächtigkeit [m]		Abweichung v_D [mm/a]	
	max	min	min	max
Variante I	4237	849	6.60	34.60
Variante II	4237	849	6.00	31.50
Variante III	4237	849	2.10	31.20
Variante IV	4237	849	-6.88	16.47

Die in Tabelle 8 dargestellte Variante 1 entspricht der vertikalen Geschwindigkeitskomponente der einströmenden Wässer im Bereich der Bohrung Berndorf 1, die sich ausschließlich aus der Péclet Analyse anhand der berechneten oberflächennahen Wärmestromdichte in der besagten Bohrung ergibt. Die Gegenüberstellung der deutlich reduzierten oberflächennahen Wärmestromdichte in der Bohrung Berndorf 1 (ca. 30 mW/m²) mit der mittleren Wärmeflussdichte im südlichen Wiener Becken von etwa 70 mW/m² ergab, dass der Anteil der konvektiv übertragenen Wärme (hier ein Wärmedefizit infolge des Absinkens kühler Wässer) die Wärmeleitung um einen Faktor von ca. 80% übersteigt. Je nach Annahme der hydraulisch tatsächlich leitenden Anteile des Reservoirs wurden in weiterer Folge in der Bohrung Berndorf

1 Absinkgeschwindigkeiten in der Größenordnung von 10 mm / Jahr bis 40 mm / Jahr errechnet (Variante I). Durch die systematische Einbindung des hydraulischen Regimes in die 3D Simulation konnte eine verbesserte Übereinstimmung zwischen den berechneten vertikalen Geschwindigkeitskomponenten der 1D Péclet Analysen erzielt werden (Variante II bis IV).

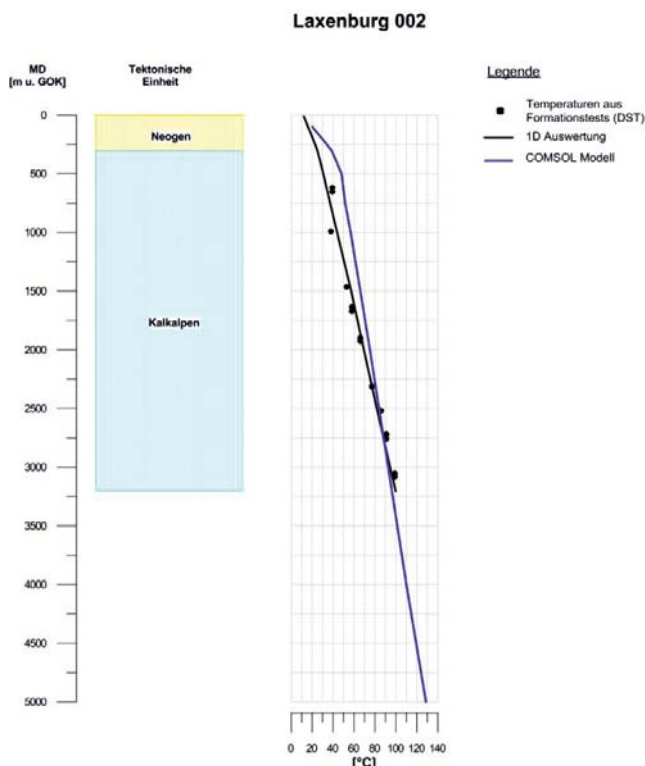


Abbildung 59: Gegenüberstellung von Eingangsdaten (DST Daten) und modellierten Temperaturprofilen in der Bohrung Laxenburg 2.

Die Bohrung Laxenburg 002 ist ebenfalls ein gutes Beispiel für ein gestörtes Temperaturfeld (siehe Abbildung 59), zumal sie im Rückflussbereich der am Leopoldsdorfer Bruch gespiegelten Thermalwasserwalze liegt. Dies bedeutet, dass aufsteigende Thermalwässer zu einer deutlichen Erhöhung des Wärmeflusses führen.

Tabelle 9: Gegenüberstellung von Geschwindigkeitskomponenten der Péclet Analyse mit Geschwindigkeitskomponenten der 3D Modellierung am Beispiel der Bohrung Laxenburg 2. Erläuterungen siehe Tabelle 8.

Laxenburg 002	Mächtigkeit [m]		Abweichung v_D [mm/a]	
	max	min	min	max
Variante I	1715	145	7.70	84.90
Variante II	1715	145	6.10	65.90

Variante III	1715	145	-106.30	-21.10
Variante IV	1715	145	-38.87	47.59

Anhand der Tabelle 9 und Abbildung 59 ist ersichtlich, dass die iterative Anpassung des numerischen 3D Modells im Bereich der Bohrung Laxenburg 2 zu keiner zufriedenstellenden Anpassung führte. Das resultierende gekoppelt thermisch- hydraulische Regime führte in der numerischen 3D Modellierung zu einer Überbewertung der Formationstemperaturen in den hangenden, oberflächennahen Bereichen des kalkalpinen Beckenuntergrunds.

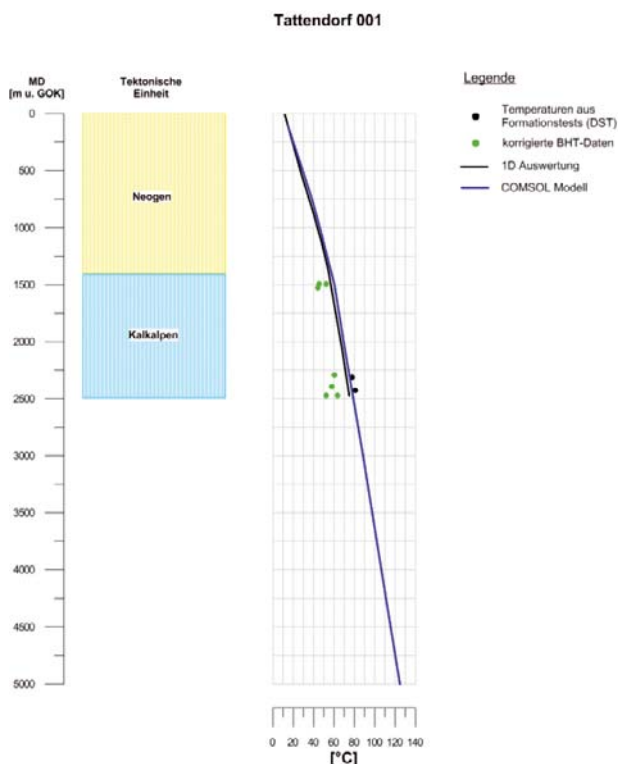


Abbildung 60: Gegenüberstellung von Eingangsdaten (DST- sowie korrigierte BHT Daten) und modellierten Temperaturprofilen in der Bohrung Tattendorf 1.

Die Interpretation der modellierten Formationstemperaturen im Bereich der Bohrung Tattendorf 1 ergab eine gute Übereinstimmung zwischen den im Zuge von hydraulischen Formationstests gemessenen Temperaturen und den Modellergebnissen (vgl. Abbildung 60). Im Gegensatz zu den davor gebrachten Beispielen lässt sich das Temperaturprofil der Bohrung Tattendorf 1 durch ein konduktives Wärmeflussmodell beschreiben. Der berechnete Wärmefluss weist mit einem Kennwert von ca. 78 mW/m² ein Niveau auf, das durchaus repräsentativ für die tektonischen Verhältnisse des südlichen Wiener Beckens ist.

Tabelle 10: Gegenüberstellung von Geschwindigkeitskomponenten der Péclet Analyse mit Geschwindigkeitskomponenten der 3D Modellierung am Beispiel der Bohrung Tattendorf 1. Erläuterungen siehe Tabelle 8.

Tattendorf 001	Mächtigkeit [m]		Abweichung v_D [mm/a]	
	max	min	min	max
<i>Variante I</i>	660	36	0.45	11.02
<i>Variante II</i>	660	36	2.10	51.60
<i>Variante III</i>	660	36	-0.75	8.76
<i>Variante IV</i>	660	36	-0.42	9.06

Die durchgeführte 1D Péclet Analyse zeigt darüber hinaus, dass im Bereich der Bohrung Tattendorf 1 keine nennenswerten vertikalen Zirkulationsbewegungen stattfinden. Als Ursache hierfür ist die relative Lage der Bohrung am Südostrand der Juvavischen Decken zu sehen, wodurch, aufgrund der auskeilenden Mächtigkeit der kalkalpinen Reservoirs, keine ausgeprägten vertikalen Zirkulationspfade vorhanden sind. Es sei an dieser Stelle jedoch angemerkt, dass zu dieser Bohrung nur 2 Messdaten aus dem basalen Bohrlochabschnitt vorliegen.

Das Temperaturprofil der Bohrung Sollenau 1 (Abbildung 61) weist eine deutlich erkennbare thermische Inversionszone auf, die sich aus einer massiven Durchströmung kühler Infiltrationswässer im kalkalpinen Beckenuntergrund ergibt. Wässer, die in den hangenden Sedimentschichten des Neogens angetroffen worden sind, weisen auf einen linearen, konduktiv ausgeprägten Wärmefluss hin (ca. 70 mW/m²), welcher dem südlichen Wiener Becken entspricht. Jedoch kühlt sich das Gebirge infolge der massiven Durchströmung im Beckenuntergrund innerhalb einer Distanz von nur wenigen 100 Metern um mehr als 40°C ab. Ein derartiger Temperaturverlauf ist konduktiv nicht mehr darstellbar.

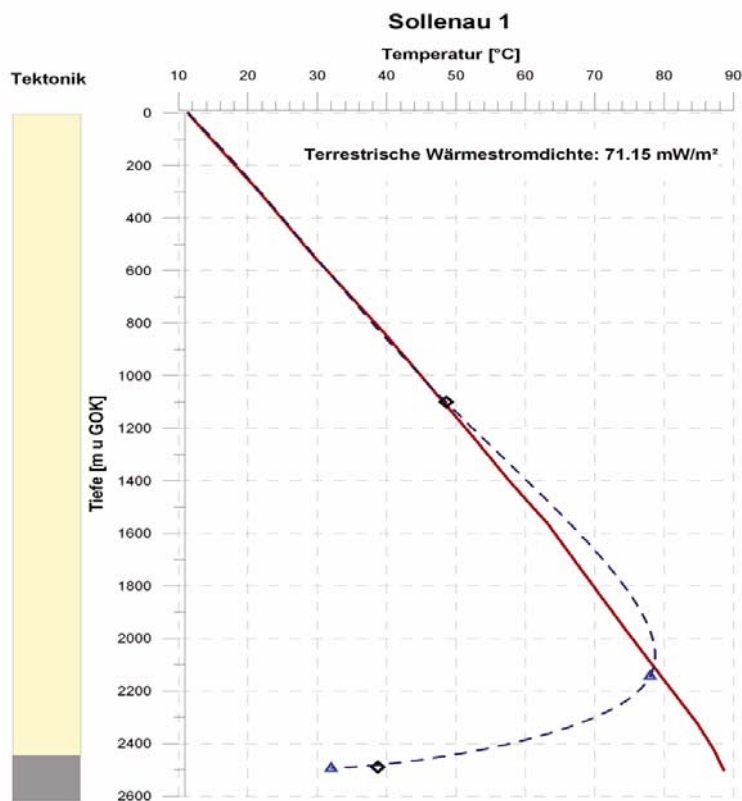


Abbildung 61: Temperaturprofil der Bohrung Sollenau 1.

Tektonische Gliederung: gelb – neogene Beckenfüllung, grau – Beckenuntergrund. Die unterbrochene blaue Linie zeigt einen hypothetischen Temperaturverlauf, der sich durch Verbinden der thermischen Stützstellen mittels Spline Funktion ergeben würde.

Das Temperaturprofil der Bohrung Laaerberg 1 (Abbildung 62) weist wie bei dem zuvor gebrachten Beispiel auf eine ausgeprägte Tiefenwasserzirkulation im Gebirge hin. Im Gegensatz zur Bohrung Sollenau 1 lässt das Temperaturprofil der Bohrung Laaerberg 1 einen deutlichen Wärmeüberschuss in den hangenden Bohrlochabschnitten (Tiefenbereich bis 1500 m u. GOK) erkennen, der von einem Wärmedefizit in den basalen Abschnitten abgelöst wird. Dies legt den Schluss nahe, dass aufsteigende Thermalwässer zu einer deutlichen Erhöhung des Wärmeflusses (Erhöhung um ca. 40% gegenüber der Bohrung Sollenau 1) führen. Des Weiteren weist das Temperaturprofil darauf hin, dass die basalen Einheiten des Neogens mit dem kalkalpinen Beckenuntergrund in hydraulischem Kontakt stehen und ebenfalls zu einem Wärmeüberschuss führen. Im Gegensatz hierzu befinden sich die tiefen Abschnitte der Bohrung bereits in den Einströmbereichen der Tiefenwässer. Dieser Sachverhalt wurde bereits bei WESSELY (1983) an der Bohrung Laaerberg 1 festgestellt. Ebenso wie am Beispiel der Bohrung Sollenau 1 lässt sich das beobachtete Temperaturprofil der Bohrung Laaerberg 1 nicht durch ein konduktives Wärmeflussmodell beschreiben.

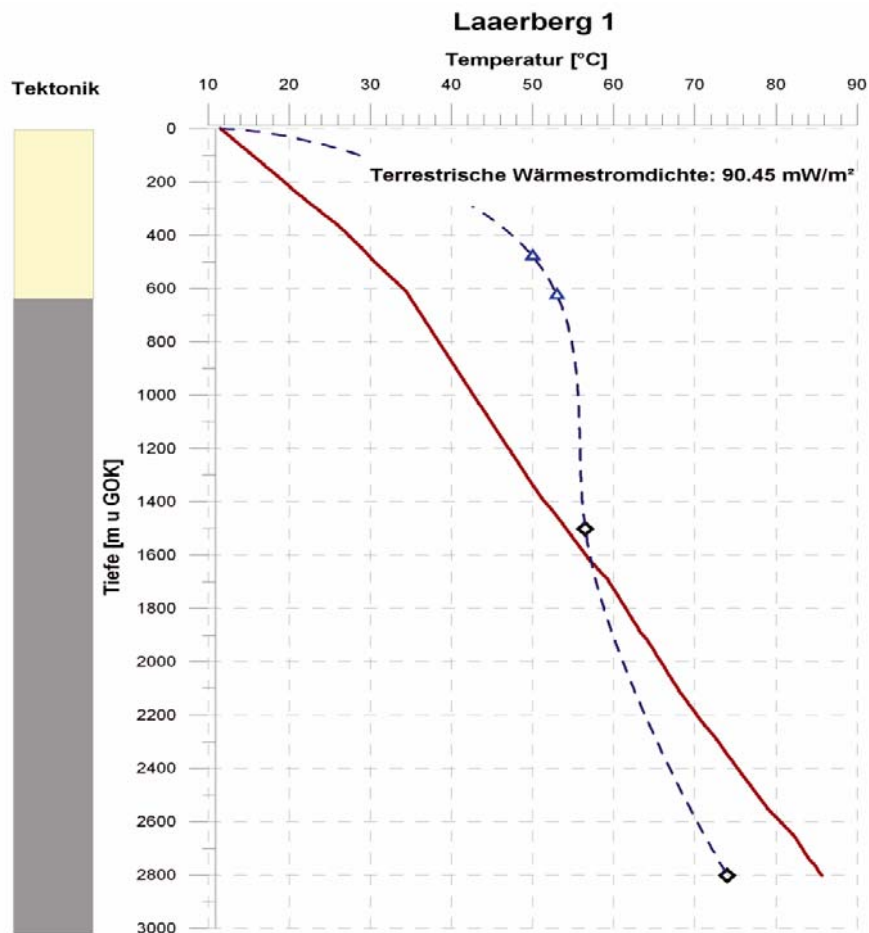


Abbildung 62: Temperaturprofil der Bohrung Laaerberg 1.

In der nachfolgenden Tabelle 11 sind die Ergebnisse der 1D Péclet Analyse am Beispiel der Bohrungen Laxenburg 1, Sollenau 1, Laaerberg 1 und Kledering 3 zusammengefasst. Wiederum wird die Anpassung des numerischen 3D Modells an gemessenen Temperaturwerten über die Abweichung der vertikalen Komponente der Darcy Geschwindigkeit (Vergleich numerische 3D Simulation, 1D Péclet Analyse) dargestellt.

Tabelle 11: Gegenüberstellung von Geschwindigkeitskomponenten der Péclet Analyse mit Geschwindigkeitskomponenten der 3D Modellierung am Beispiel der Bohrungen Laxenburg 1, Sollenau 1, Laaerberg 1 und Kledering 3.

Bohrung	Mächtigkeit [m]		Abweichung v_D [mm/a]	
	max	min	min	max
Laxenburg 001	258	44	-32.15	40.63
Sollenau 001	500	30	-3.22	219.80
Laaerberg 001	796	35	-101.40	129.30
Kledering 003	238	34	-11.20	40.40

Abschließend sind in der nachfolgenden Tabelle 12 die Péclet Zahlen zusammengefasst, welche anhand der Temperaturprofile der zuvor vorgestellten Bohrungen berechnet worden sind. Zum besseren Verständnis wurde die Péclet Zahl in ein Verhältnis von konvektiv- (Thermalwasserbewegung) zu konduktiv transportierter Wärme (Wärmeleitung) dargestellt.

Tabelle 12: Zusammenfassung der berechneten Péclet Zahlen.

Bohrung	Pe-Zahl (1D Modell)	Anteil des konvektiven Wärmetransports (% des konduktiven WT)
Berndorf 001	-0.81	81%
Kledering 003	-0.10	10%
Laaerberg 001	0.20	20%
Laxenburg 001	0.19	19%
Laxenburg 002	0.34	34%
Sollenau 001	-0.31	31%
Tattendorf 001	0.01	1%

Erläuterungen
 Negatives Vorzeichen = Infiltration bzw. Abstieg von Kaltwasser
 Negatives Vorzeichen = Exfiltration bzw. Aufstieg von Heißwasser
 WT = Wärmetransport

Anhand der Tabelle 12 lässt sich deutlich erkennen, dass vertikale Zirkulation in der Bohrung Tattendorf 1 mit einem Anteil von 1% keine Rolle spielt. In den Bohrungen Sollenau 1 und Laxenburg 2 beträgt der zusätzliche vertikale Wärmetransport durch Wasserbewegung ca. 30% des Anteils der ausschließlichen Wärmeleitung, wobei in der Bohrung Sollenau 1 Abkühlung durch Infiltration (negatives Vorzeichen der Péclet Zahl) und in der Bohrung Laxenburg 2 Erwärmung durch Aufstieg warmer Wässer (positives Vorzeichen) zu verzeichnen ist. Besonders stark ausgeprägt ist der Anteil der Konvektion in der Bohrung Berndorf 1, in welcher Konvektion nahezu dieselbe Bedeutung wie ausschließliche Wärmeleitung besitzt.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass in der Hochscholle des südlichen Wiener Beckens anhand der ausgewerteten Temperaturprofile auf ausgeprägte Tiefenwasserzirkulation geschlossen werden kann. Für den Großteil der untersuchten Bohrungen konnte eine gute Übereinstimmung zwischen dem im Comsol™ erstellten 3D Modell und den gemessenen Temperaturwerten erzielt werden. An einigen Bohrungen konnte jedoch keine ausreichend genaue Anpassung erzielt werden. Ein Grund liegt, wie bereits erwähnt, darin, dass die Anomalien auf konvektive Einflüsse zurückzuführen sind, die lokal auftreten und vom Modell nicht abgebildet werden. Außerdem wurden bei der geologischen Modellierung und in weiterer Folge bei der thermisch-hydraulischen Modellierung vereinfachte Annahmen hinsichtlich

der tektonischen Einheiten und ihrer Materialparameter getroffen, sodass ein Anteil der Abweichung zur 1D Péclet Analyse darauf zurückzuführen ist.

Aus dem geologischen Modell lassen sich die mittleren Querschnittsflächen (A) der Hauptaquifere bestimmen. Die Summe der Querschnitte von Schneeberg- und Gölledecke beträgt etwa 70 km². Über die mittlere Porosität (Φ), die Länge der durchflusswirksamen Fließstrecke (L) und den Gesamtdurchsatz (Summe aller Quellschüttungen, Q) lässt sich die Durchlaufzeit (τ) abschätzen:

$$\tau = \frac{1}{Q} \cdot L \cdot A_{eff} , \text{ mit } A_{eff} = A \cdot \Phi$$

GL 25: Abschätzung der Verweildauer aus dem durchflusswirksamen Querschnitt

Mit den Werten aus Tabelle 13 ergibt sich ein Alter der Wässer am Leopoldsdorfer Bruch von etwa 18000 Jahren.

Tabelle 13: Altersabschätzung der Thermalwässer im Bereich des Leopoldsdorfer Bruchsystems auf Grundlage des Darcy Gesetzes.

<i>Tabelle x.xx</i>	<i>Formelzeichen</i>	<i>Wert</i>	<i>Einheit</i>
<i>Querschnittsfläche</i>	A	70	km ²
<i>mittlere Porosität</i>	Φ	4	%
<i>effektiver Querschnitt</i>	A_{eff}	2.8	km ²
<i>Länge</i>	L	60	km
<i>Gesamtdurchsatz</i>	Q	300	l/s
<i>Alter</i>	T	17757	a

Auch anhand des numerischen Modells kann das Alter der Wässer mit Hilfe der Fließwege bestimmt werden. Die Postprocessing-Umgebung von COMSOL bietet die Möglichkeit, Stromlinien zu berechnen, entlang derer man dann die Filtergeschwindigkeit und die Porosität exportieren kann. Aus diesen beiden Werten lässt sich die Abstandsgeschwindigkeit errechnen.

Kennt man den Fließweg und die dazugehörigen Geschwindigkeiten, lässt sich das Alter analog zu den Gesetzen des Ray Tracing als Integral der Langsamkeit darstellen.

$$T = \int \frac{1}{v_{Abstand}} ds$$

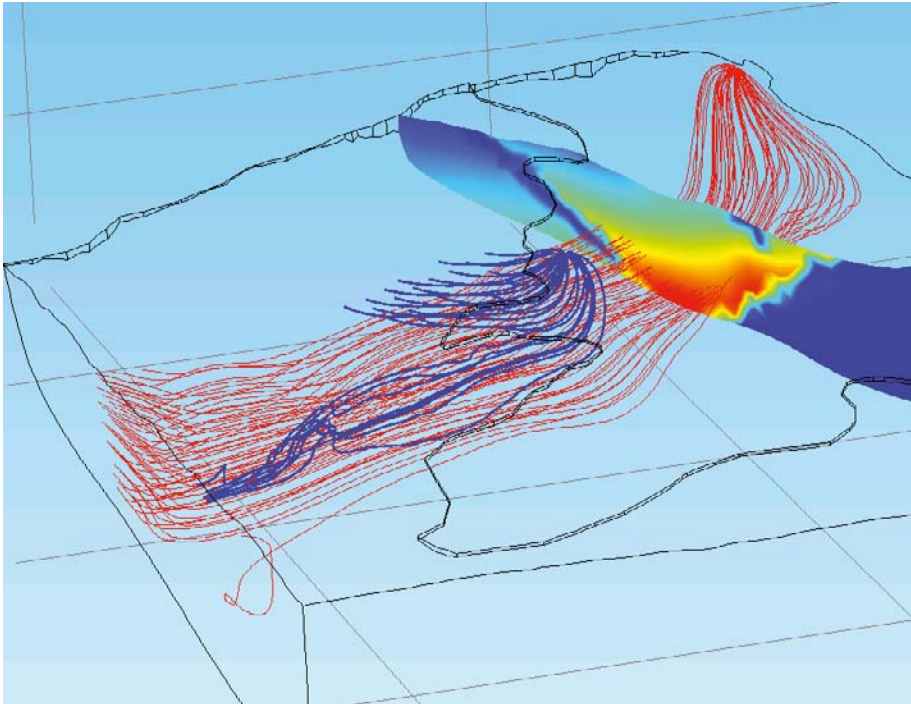


Abbildung 63: Numerisches 3D Modell Comsol™: Abbildung der Fließpfade im stationären gekoppelt thermisch- hydraulischen Modell. Rot: Fließpfade zur Nutzung Oberlaa; Blau: Fließpfade zur Nutzung Bad Vöslau; Profilschnitt: Gesamtbetrag der Filtergeschwindigkeit (rot = hohe Fließgeschwindigkeit) im Beckenuntergrund.

Diese Auswertung wurde für die Mineralwasserbohrung Bad Vöslau und die Thermalwasserbohrung Oberlaa gemacht, und ergibt nach Elimination weniger Ausreißer ein Alter von etwa 5200 Jahren für Bad Vöslau (Mineralwasserbohrung) und 14500 Jahren für Oberlaa (Thermal). Das Modell liefert in erster Näherung eine gute Anpassung an die analytisch ermittelten Fließdauern. Wie anhand der Abbildung 63 zu erkennen ist, werden im Modell am Standort Bad Vöslau sowohl tief zirkulierende als auch flach zirkulierende Wässer entnommen. Am Standort Oberlaa findet hingegen eine ausschließliche Alimentierung aus den tiefen Abschnitten des Reservoirs nach erfolgtem Aufstieg im Nahbereich des Leopoldsdorfer Bruchsystems statt.

Zu den thermischen Bilanzen im nördlichen Thermalwassersystem (Reservoir des Tirolikums):

Im Rahmen der Studie Thermalp wurde die Annahme getroffen, dass der gesamte Betrag an neugebildeten Thermalwasser (Infiltration am Ostrand der Alpen) in den bestehenden Thermalwassernutzungen entnommen wird, wobei diffus austretende Tiefenwässer vernachlässigt werden. Da diese ausgeglichene hydraulische Bilanz zu Kalibrierung der Randbedingung des numerischen 3D Modell benutzt worden ist, kann keine aus den vorliegenden Ergebnissen der Modellrechnung keine Aussage über den tatsächlichen Massenumsatz der hydrodynamischen Westrandsysteme getroffen werden.

Dies gilt jedoch nicht für den verfügbaren Wärmeinhalt der Hochscholle. Basierend auf den vorliegenden Nutzerdaten des hydrodynamischen Weststrandsystems wurden folgende Abschätzungen hinsichtlich einer thermischen Bilanz des in der Hochscholle verfügbaren Wärmeinhalts getroffen:

- i. Erhebung des gegenwärtig bereits genutzten Wärmeinhalts der Thermalwässer aus dem Tirolikum
- ii. Thermische Bilanz auf Grundlage des natürlich nachfließenden Wärmeflusses mit Beschränkung auf die kalkalpinen Einheiten des Tirolikums
- iii. Abschätzung des mobilen Wärmeinhalts in den hydrodynamischen Weststrandsystemen innerhalb der Tirolikums auf Grundlage statistischer Methoden.

Ad i.) Erhebung des gegenwärtig bereits genutzten Wärmeinhalts:

In einem nachfolgenden Schritt wurde der entnommene Wärmeinhalt an den Standorten jener Nutzungen hochgerechnet, deren Thermalwasser aus Reservoirien im Tirolikum stammt. Es sei an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen, dass die Karbonate des Tirolikums die wichtigsten Thermalwasserreservoirien des südlichen Wiener Beckens beheimaten. Die Bemessung des entnommenen Wärmeinhalts erfolgte ungeachtet der Tatsache, ob eine kombinierte balneologische und energetische Nutzung oder eine ausschließliche balneologische Nutzung stattfindet. Die Berechnung des entnommenen Wärmeinhalts erfolgte unter Bezugnahme einer Referenztemperatur von 10°C, welche der mittleren Grundwassertemperatur im südlichen Wiener Becken entspricht. Hier liegt die Annahme zu Grunde, dass die vorhandenen Thermalwässer im Falle einer nicht vorhandenen Nutzung über natürliche Fließwege in das Grundwasser bzw. Oberflächengerinne exfiltrieren würden.

Die bereits vorhandene kumulierte Wärmeentnahme aus Reservoirien des Tirolikums beträgt gemäß den vorliegenden Nutzerdaten 18.5 MW, wobei ca. 50% des gesamten Wärmeentzugs auf den Standort Wien Oberlaa entfällt.

Tabelle 14: Wärmeentnahme an bekannten Thermalwassernutzungen aus Reservoirn des Tirolikums.

Ortsbezeichnung	Bohrung / Brunnen	Schüttung [l/s]	Austrittstemperatur Nutzung		Energieentnahme [MW]
			[°C]	[°C]	
Bad Vöslau	Brunnen VI	7.484	32.6		0.707
Bad Vöslau	Brunnen VII	15	31.8		1.367
	Quelle I				
Bad Vöslau	(Ursprungsquelle)	40.73	20.9		1.856
Bad Vöslau	Quelle Steinplatte	14.3	10.6		0.036
Baden	Bohrung 1	12.7	35.3		1.343
Baden	Bohrung 2	0.2	32.7		0.019
Baden	Engelsbad	3.2	33.6		0.316
Baden	Ferdinandquelle	3.1	26.7		0.216
Baden	Franzensbadquelle	1.3	32.6		0.123
Baden	Frauenbadquelle	2.6	33.6		0.256
Baden	Mariazellerhofquelle	0.7	24.1		0.041
Baden	Marienquelle	20.8	34.4		2.121
Baden	Josefsquelle	0.2	34.8		0.021
Baden	Leopoldsquelle	2.1	29		0.167
	Römerquelle				
Baden	(Ursprungsquelle)	2	30.7		0.173
Baden	Sauerhofquelle	1	27		0.071
Oberlaa	Oberlaa Thermal II	30	46.1		4.527
Oberlaa	Oberlaa Thermal I	27.5	54.7		5.138
SUMME					18.498
Referenztemperatur	10°C (mittlere Jahrestemperatur Boden)				

Ad ii.) Thermische Bilanzierung der Reservoirn des Tirolikums auf Grundlage des natürlich nachfließenden Wärmeflusses:

In einem weiteren Auswerteschritt wurde auf Grundlage der unter Punkt (i) angeführten Wärmeentnahmen eine thermische Bilanz für die Deckensysteme des Tirolikums durchgeführt. Zu diesem Zweck wurde auf Grundlage des numerischen 3D Modells der natürlich nachfließende Wärmestrom an der Außenfläche des Tirolikums mittels Integral bestimmt. Nachfolgende Abbildung 64 beschreibt den Berechnungsvorgang zu Ermittlung des natürlich nachfließenden Wärmestroms.

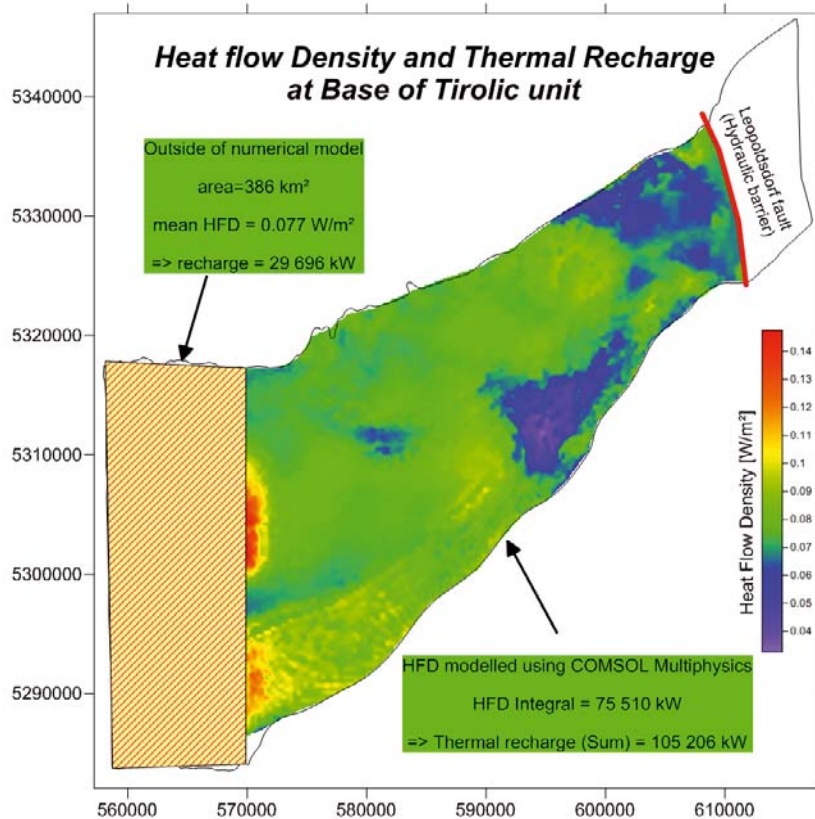


Abbildung 64: Intensität des natürlichen Wärmeflusses an der Basis des Tirolikums, abgeleitet aus dem numerischen 3D Modell.

Die Erhebung des natürlich nachfließenden Wärmestroms innerhalb des im Comsol™ Modell abgegrenzten Gebiets erfolgte automatisch mittels numerischer Integration. Wie Anhand der Abbildung 64 zu erkennen ist, ist der Anteil des natürlich nachfließenden Wärmestroms an der Basis des Tirolikums am Westrand des Modells am Höchsten (maximaler Wärmefluss: 140 mW/m^2). Die Erklärung hierfür ist in der Wärmeaufnahme absinkender Oberflächenwässer zu sehen. Am Nordostrand des Tirolikums im Bereich des Leopoldsdorfer Bruchs ist der natürliche Wärmenachschub an der Basis des Tirolikums mit Werten von 40 mW/m^2 bis 60 mW/m^2 deutlich erniedrigt. In diesen Bereichen lässt sich bereits aufgeheiztes Thermalwasser vermuten, welches seiner Umgebung nur mehr einen geringeren Betrag an Wärme entzieht.

In Arealen außerhalb des im Comsol™ Modell abgebildeten Gebietes (siehe Abbildung 64, rot schraffierter Bereich), in denen jedoch Einzugsgebiete des hydrodynamischen Westrandsystems angenommen werden, erfolgte die Bemessung des natürlich nachfließendem Wärmestroms durch Annahme einer konstanten Wärmeflussdichte von 77 mW/m^2 (ca. Mittelwert Comsol™ Modell). Diese Annahme kann durchaus als eine konservative Schätzung angesehen werden, zumal der Wärmeentzug und somit der natürlich nachfließende Wärmestrom gerade in den Einzugsgebieten der Tiefenwässer am Höchsten ist.

In Summe ergibt dieser Berechnungsmodus im Tirolikum des südlichen Wiener Beckens ein **natürlich nachfließendes Wärmeangebot in der Höhe von 105.2 MW**. Setzt man nun die unter Punkt (i) angeführte Erhebung des bereits genutzten Wärmekapazitäten in der Höhe von 18.5 MW in Verhältnis, so kann gefolgert werden, dass:

- (1) Bereits 16% des natürlich nachfließenden Wärmestroms in bestehenden Nutzungen verbraucht werden.
- (2) Dass noch ca. 87 MW an natürlich nachfließenden Wärmeressourcen im Tirolikum des südlichen Wiener Beckens genutzt werden können. Diese vereinfachte Hochrechnung, sagt jedoch nicht aus, wo diese geothermischen Ressourcen gehoben werden können.

Ad iii) Abschätzung des mobil verfügbaren Wärmeinhalts:

Unter dem Begriff „mobil verfügbarer Wärmeinhalt“ ist jener Wärmeanteil zu verstehen, der ausschließlich im zirkulierenden Thermalwasser enthalten ist. Der mobile Wärmeinhalt ist stets geringer als der Gesamtwärmeinhalt des Systems Porenfluid – Gesteinsmatrix und dient dazu, eine Abschätzung des minimal nutzbaren Wärmeinhalts durchzuführen. In der Praxis liegt der tatsächlich technisch nutzbare Wärmeinhalt in einem Wertintervall, welches vom Mobil verfügbaren Wärmeinhalt (Minimum) und dem natürlich nachfließendem Wärmeinhalt (Maximum) begrenzt wird.

Die Abschätzung des mobilen Wärmeinhalts wurde wiederum für die Reservoirs des Tirolikums durchgeführt und basiert auf einem rein statistischen Ansatz:

Ausgangspunkt der nachfolgend angeführten Überlegungen bildet die Berechnungsgleichung des Wärmeinhalts (H) in einem zirkulierendem Wasserkreislauf, der entwärmt wird:

$$H[MW] = \frac{Q \cdot (T_{Res,max} - T_{Ref}) \cdot \langle c_p \cdot \rho \rangle_{Wasser}}{10^6}$$

GL 26: Wärmeinhalt eines zirkulierenden Thermalwassersystems

Mit: Q ... kumulierter Massenumsatz der Systeme [m^3/s bzw. l/s], hier 170 l/s ,

c_p ... Spezifische Wärmekapazität [$J/(kg \cdot K)$] und ρ ... Dichte [kg/m^3] des zirkulierenden Thermalwassers, hier der Eigenschaft von reinem Wasser bei 20°C gleichgesetzt,

$T_{Res,max}$... maximale Reservoirtemperatur [$^{\circ}C$], wurde hier im Intervall 100°C bis 170°C (Ergebnis numerische Modellrechnung) begrenzt, sowie T_{Ref} ... Referenztemperatur, hier 10°C (mittlere Oberflächentemperatur).

Der gewählte Ansatz sieht vor, dass die mobil im zirkulierenden Wasser gespeichert Wärme im Abstiegsfad bis in den heißesten Arealen aufgenommen wird und anschließend im Aufstiegsfad an die Umgebung oder einen Nutzer abgegeben wird. Die exakte Berechnung des mobil gespeicherten Wärmeinhalts ist nur dann möglich, wenn der Anteil der bis in die heißesten Areale des Reservoirsystems zirkulierenden Wässer sowie die maximalen Reser-

voirtemperaturen bekannt sind. Da dies im vorliegenden Fall jedoch nicht bekannt ist, wurde ein statistischer Ansatz zur Abschätzung eines wahrscheinlich vorhandenen Wärmeinhalts gewählt:

Zu diesem Zweck wurde eine Varianzanalyse (vereinfachter Monte Carlo Ansatz) auf Grundlage der Gleichung GL 26 durch Variation der Eingangsparameter $T_{Res,max}$ und Q durchgeführt. Beide Parameter wurden in 10 mögliche Werte mit folgender Gliederung unterteilt:

Massenumsatz (Q): 10 Werte zwischen 17 l/s (10% des Gesamtumsatzes erreicht maximale Reservoirtiefe) und 170 l/s (100% des Gesamtumsatzes erreicht maximale Reservoirtiefe).

Maximale Reservoirtemperatur ($T_{res,max}$): 10 Werte zwischen 100°C und 170°C.

Anschließend wurde der mobile Wärmeinhalt für alle Kombinationen von Q und $T_{res,max}$ berechnet und als Werteverteilung aufgetragen, wobei die Verteilungskurve bei einem Wärmeinhalt von über 105 MW (Obergrenze durch natürlich nachfließendem Wärmestrom) abgeschnitten worden ist. Auf Grundlage der resultierenden Werteverteilung wurde anschließend der wahrscheinlichste Wert des zu erwartenden Wärmeinhalts (P_{50}) dem Medianwert dieser Verteilung gleichgesetzt. Sämtliche abgeleiteten probabilistischen Kenngrößen der Varianzanalyse sind der nachfolgenden Tabelle 15 zu entnehmen:

Tabelle 15: Ergebnisse der statistisch- probabilistischen Abschätzung des mobil verfügbaren Wärmeinhalts in den Reservoiren des Tirolikums im südlichen Wiener Becken.

Parameter	Wert	Statistische Kenngrösse	Erläuterung
P_{50}	46,331 MW	Median	Mobiler Wärmeinhalt, der mit 50 prozentiger Wahrscheinlichkeit verfügbar ist
P_{90}	12,379 MW	10. Perzentil	Mobiler Wärmeinhalt, der mit 90 prozentiger Wahrscheinlichkeit verfügbar ist
P_{70}	30,250 MW	30. Perzentil	Mobiler Wärmeinhalt, der mit 70 prozentiger Wahrscheinlichkeit verfügbar ist
P_{30}	63,087 MW	70. Perzentil	Mobiler Wärmeinhalt, der mit 30 prozentiger Wahrscheinlichkeit verfügbar ist
P_{10}	85,997 MW	90. Perzentil	Mobiler Wärmeinhalt, der mit 10 prozentiger Wahrscheinlichkeit verfügbar ist

Nachfolgende Abbildung 65 zeigt abschließend die Werteverteilung des statistisch ermittelten mobil verfügbaren (advektiven) Wärmeinhalts der Reservoirsysteme des Tirolikums im südlichen Wiener Becken:

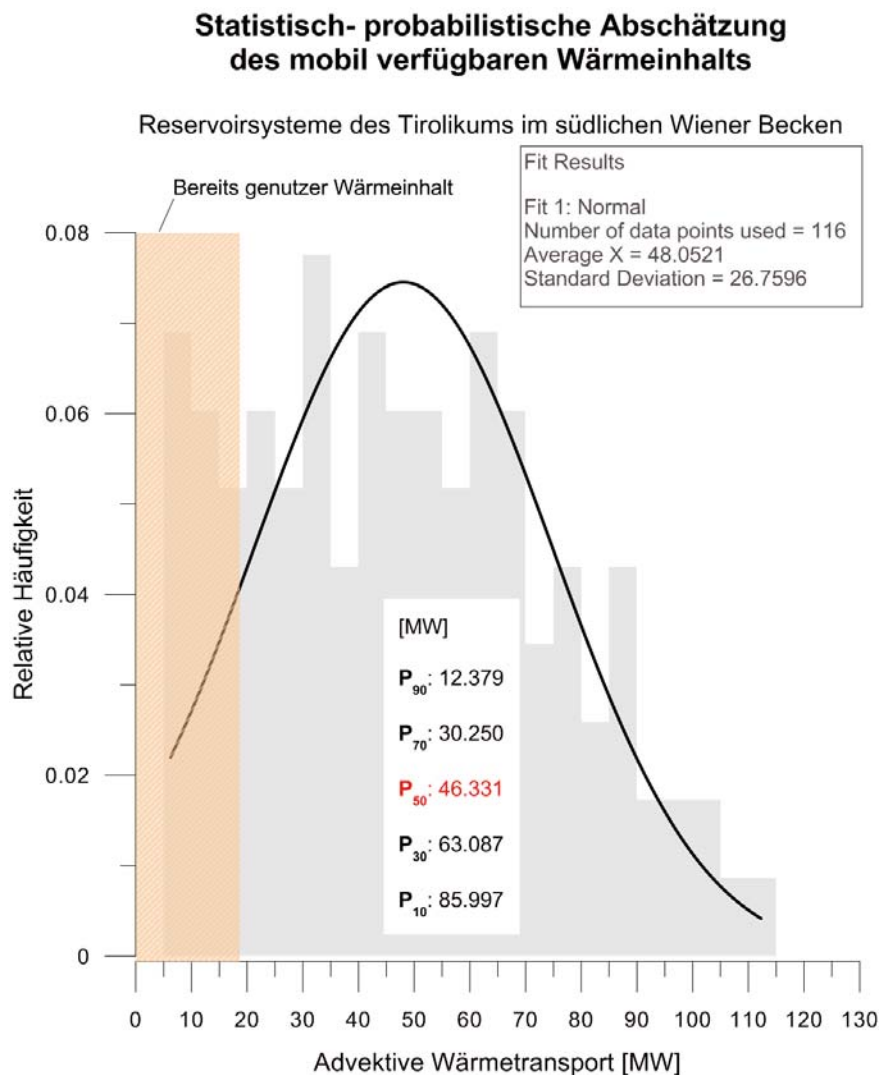


Abbildung 65: Werteverteilung (Histogramm) des statistisch ermittelten mobil verfügbaren Wärmeinhalts.

Zur besseren Verdeutlichung wurde die Werteverteilung mit einer Gauss'schen Normalverteilungskurve unterlegt. Aufgrund der geringen Anzahl an permutierenden Eingangswerten (in Summe 100 Permutationen) zeigt die Verteilung mehrere lokale Maxima auf, wobei der Modalwert im Bereich von 30 bis 35 MW liegt. Der Erwartungswert P_{50} (50% der ermittelten Wärmeinhalten sind höher als der Erwartungswert) wurde in weiterer Folge der thermischen Bilanzierung zu Grunde gelegt. Der hieraus resultierende Erwartungswert **des mobil verfügbaren Wärmeinhalts in der Höhe von 46.3 MW** kann als konservativer Schätzwert des mobil verfügbaren Wärmeinhalts angesehen werden.

Aufgrund des unter Punkt (ii) erhobenen bereits genutzten Wärmeinhalts können folgende Aussagen hinsichtlich des verbleibenden, technisch nutzbaren mobilen Wärmeinhalts getroffen werden:

- (1) Gegenwärtig werden bereits ca. 40% des vermutlich mobil verfügbaren Wärmehalts in der Höhe von 46.3 MW genutzt.

Der verbleibende technisch nutzbare mobile Wärmehalt liegt wahrscheinlich in der Höhe von ca. 28 MW vor.

5.4 Geothermale Zonierung des Ostalpenraums

Da die ursprünglich avisierte gekoppelt hydraulisch-thermische Modellierung des gesamten Ostalpenkörpers aufgrund der heterogenen Datenlage und numerischer Einschränkungen nicht möglich gewesen ist, wird im nachfolgenden Kapitel eine grobe geothermale Zonierung des Ostalpenraums auf Grundlage ausgewerteter Wärmestromdaten und theoretischer Überlegungen versucht. Hierbei handelt es sich um einen vorrangig qualitativen Ansatz. Detaillierte quantitative Analysen werden erst nach Aufbesserung der Datenlage, vor Allem im inneralpinen Raum (vgl. hierzu die von der ÖAW finanzierte Studie Thermtec, GÖTZL ET AL. 2012), in zukünftigen Forschungsprojekten versucht.

Die nachfolgenden Überlegungen behandeln folgende Aspekte des geothermischen Regimes des Ostalpenraums:

- Das konduktive Wärmeregime gemäß dem Aufbau der Lithosphäre im Ostalpenraum.
- Einfluss regionaler Konvektionssysteme auf das Wärmeregime.

Nachfolgende Abbildung 66 zeigt die erhobenen Wärmeflussdaten im Ostalpenraum. In Summe konnte der Wärmefluss in 435 Tiefbohrungen ausgewertet werden, wobei der räumliche Schwerpunkt bislang auf dem Wiener Becken und dessen Umgebung sowie auf dem Oststeirischen Becken liegt. Die mittlere Wärmeflussdichte liegt bei 70.91 ± 13.51 mW/m², was etwa dem globalen Durchschnitt für kontinentale Kruste entspricht. Die geringste Wärmeflussdichte wurde hierbei im Wiener Becken (26.94 mW/m²), die Höchste im Oststeirischen Becken (133.97 mW/m²) festgestellt (siehe auch Abbildung 67). Die vorliegenden Wärmeflussdaten repräsentieren Rohdaten, die keiner topografischen oder paläoklimatischen Korrektur unterzogen worden sind. Hierdurch soll ein Abbild der Summeneffekte relevanter geothermischer Transportphänomene ermöglicht werden. Die zuvor angeführten Korrekturen der terrestrischen Wärmestromdichte werden in zukünftigen Forschungsprojekten mit Schwerpunkt auf dem Zusammenhang zwischen dem Aufbau der Lithosphäre und geothermischen Regime im Ostalpenraum durchgeführt werden.

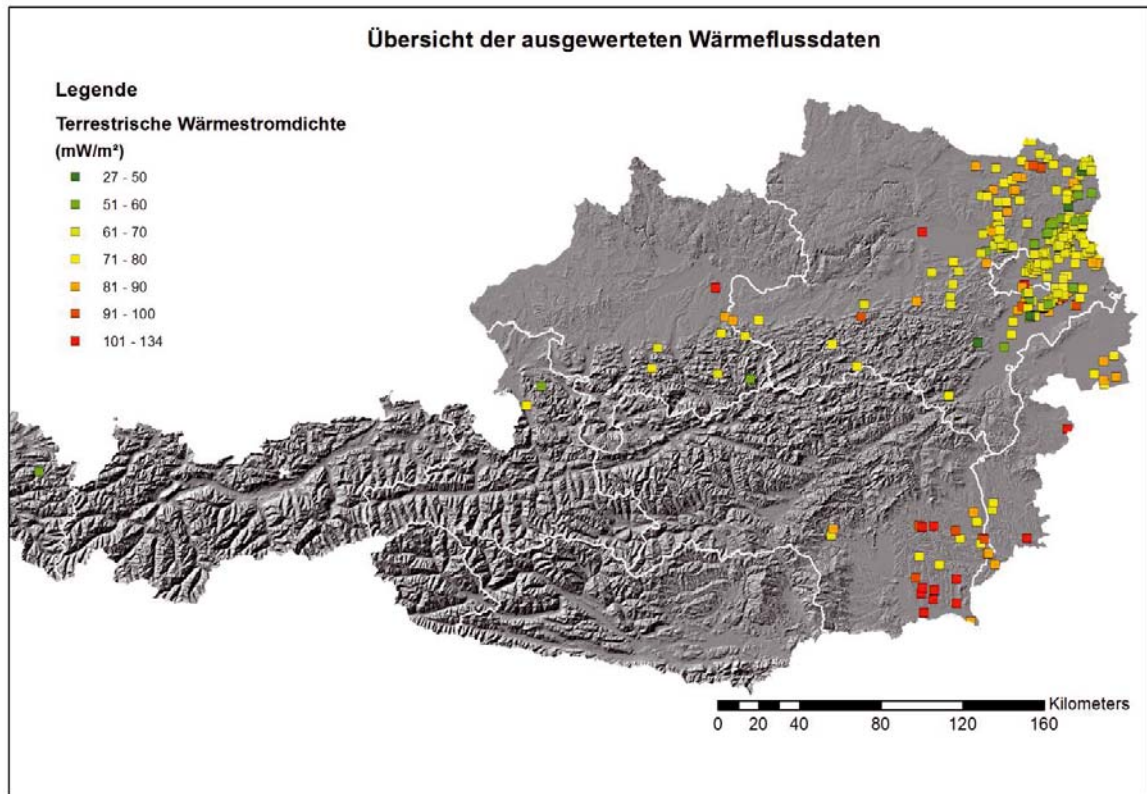


Abbildung 66: Übersicht der ausgewerteten Wärmeflussdaten im Ostalpenraum.

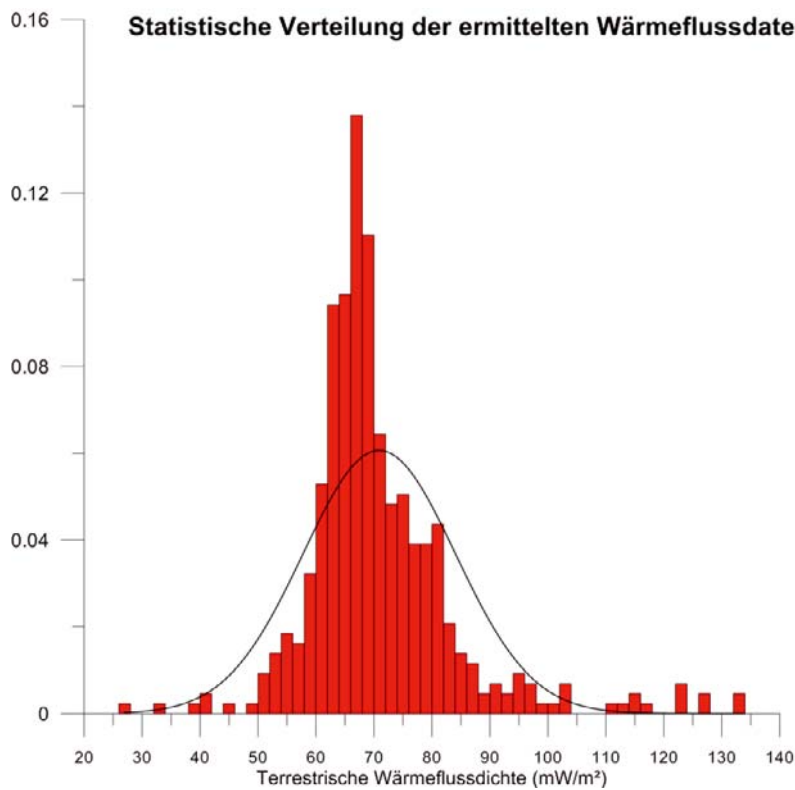


Abbildung 67: Statistische Verteilung der ermittelten Wärmeflussdaten.

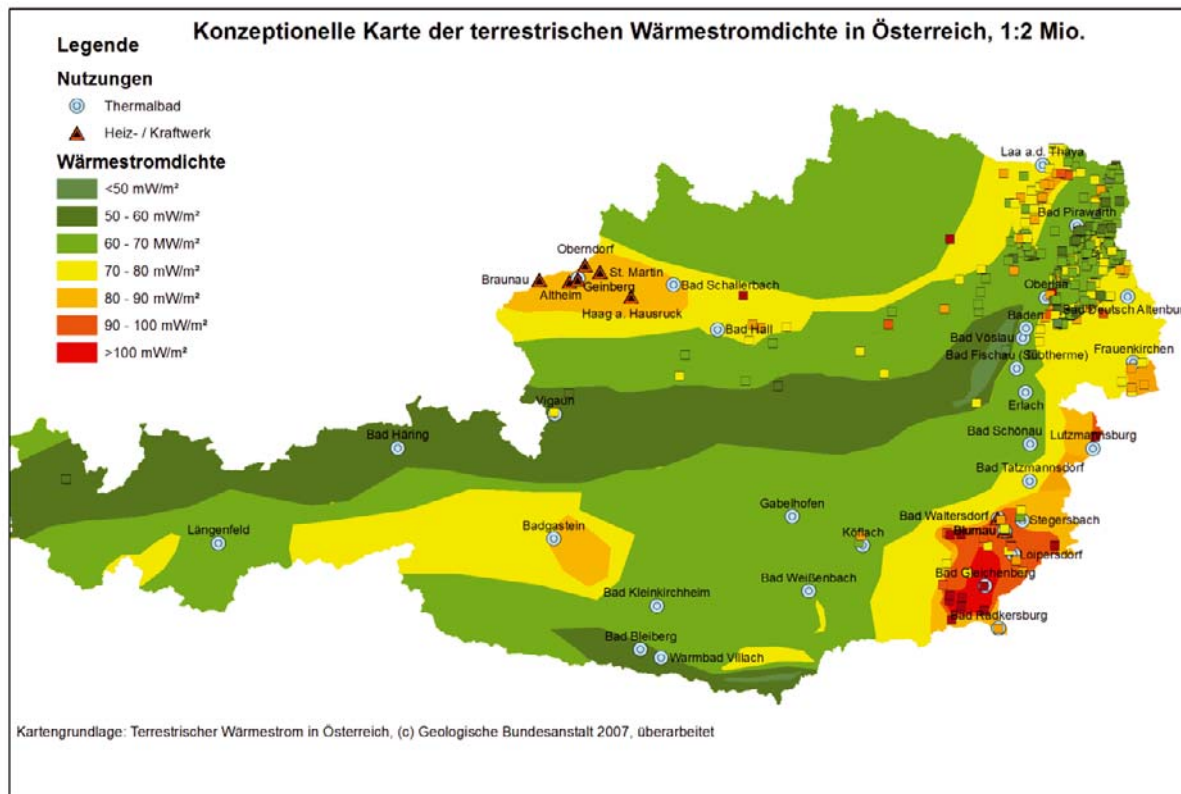


Abbildung 68: Überarbeitete konzeptionelle Karte der terrestrischen Wärmestromdichte in Österreich mit Stand Projektabschluss Thermalp.

In einem abschließenden Bearbeitungsschritt wurde die 2007 erstellte Karte der terrestrischen Wärmestromdichte in Österreich (GÖTZL 2007) gemäß den zum Abschluss des Projekts Thermalp vorliegenden Wärmefluss Daten überarbeitet (siehe Abbildung 68). Für einen direkten Vergleich mit den zu Grunde liegenden Basisdaten wurde die Karte mit den berechneten Wärmeflussdaten kombiniert.

Diese konzeptionell erstellte Karte soll im Nachfolgenden vorgestellt und diskutiert werden:

Die Karte spiegelt vorrangig regionale bis überregionale Einflussfaktoren des geothermischen Regimes im Ostalpenraum wider. Lokale Anomalien wurden hierbei nicht berücksichtigt. Im inneralpinen Raum wurden mit Ausnahme von Teilen des Tauernfensters unterdurchschnittliche geothermische Verhältnisse zugewiesen, wobei die kältesten Areale im Bereich der nördlichen Kalkalpen und der Karawanken sowie der Villacher Alpen erreicht werden. Hier spielt vor Allem neben der erhöhten Krustenmächtigkeit infolge der Alpenen Überschiebung vor allem Konvektion infolge der Infiltration kalter Oberflächenwässer eine Bedeutende Rolle. Wie anhand der ebenfalls abgebildeten Basisdaten zu erkennen ist, befinden sich in dieser Region auch Bohrungen, die mittlere bis erhöhte Wärmeflüsse aufweisen. Hierbei handelt es sich einerseits um Areale ohne Beeinflussung durch infiltrierende Oberflächenwässer (mittlere Wärmestromdichte) sowie um vermutete lokale Aufstiegsberei-

che der erwärmten Infiltrationswässer (erhöhte Wärmestromdichte). Interessanterweise befinden sich lokale positive Anomalien auch im Bereich der Flyschzone, in der keine regional verbreitete, tief zirkulierende Tiefenwassersysteme zu erwarten sind.

Die erhöhte Wärmeflussdichte im Bereich des Tauernfensters beruht bei Abschluss des Projekts Thermalp auf wenige Messdaten. Insbesondere thermische Anomalien im Bereich Bad Gastein (jedoch auch Einfluss eines lokalen Thermalwasserzirkulationssystems), Mallnitz, Hintermuhr und aus Bereichen der geplanten Trasse des Brenner Basistunnels (westlich des Tauernfensters) lassen auf mittleren bis erhöhten Wärmefluss in zumindest einigen Arealen des Tauernfensters schließen. Diese Fragestellung wird gegenwärtig in der von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften geförderten Studie Thermtec (siehe hierzu GÖTZL ET AL., 2011) untersucht.

Im Bereich der Molassezone sind im Allgemeinen durchschnittliche geothermische Verhältnisse zu erwarten. Die Ausnahme bilden Gebiete mit aktiv zirkulierenden Thermalwässer und damit verbunden zumeist positive geothermische Anomalien. Dies ist vor Allem im Bereich des Bäderdreiecks im oberösterreichischen Inn- und Hausruckviertel sowie am Ostrand der niederösterreichischen Molassezone entlang der Linie Laa a.d. Thaya – Stockerau zu beobachten. In Richtung des Pannonischen Raums kann eine graduelle Zunahme der terrestrischen Wärmestromdichte beobachtet werden, welche auf eine Hochlage der Asthenosphäre im Bereich des Pannonischen Beckens und somit vorrangig einen krustentektonisch hervorgerufenen, konduktiven geothermischen Effekt darstellt. Die höchsten Wärmeflussdichten sind in diesem Zusammenhang im Bereich des Oststeirischen Beckens zu beobachten.

Darüber hinaus existieren im Ostalpenraum einige geothermische Anomalien im lokalen bis regionalen räumlichen Maßstab. Die meisten Anomalien sind durch Konvektion von Thermalwasser hervorgerufen (z.B. Bereiche des Pilotgebiets im südlichen Wiener Becken). Es gibt jedoch auch Anomalien, die vermutlich auf transiente konduktive Effekte zurückzuführen sind. So können z.B. im Bereich der Depozentren im Wiener Becken (Zistersdorfer Tief, Schwechater Tief) zumeist lokal begrenzte negative Wärmeflussanomalien beobachtet werden, die nicht auf regionale krustentektonische Effekte zurückgeführt werden können. Aus diesem Grund liegt der Schluss nahe, dass die vorhandene Reduktion des terrestrischen Wärmeflusses auf instationäre Verhältnisse infolge der raschen Ablagerung „kalter“ Oberflächensedimente zurückzuführen ist. Dieser Sachverhalt soll in zukünftigen Geothermie Studien an der Geologischen Bundesanstalt näher untersucht werden.

Aus dem Kristallin der Böhmisches Masse liegen zum Abschluss der Studie Thermalp lediglich die erhobenen Daten aus dem Raum Unterweikersdorf / Götschka vor. Die ermittelten Wärmeflussdaten führen zum Schluss, sofern sie interpretierbar sind, dass in dieser Region mit einem terrestrischen Wärmefluss von $<60 \text{ mW/m}^2$, respektive mit geothermischen Gradienten von $<2.5 \text{ }^\circ\text{C}/100\text{m}$ zu rechnen ist.

Die nachfolgende Abbildung 69 zeigt abschließend die zu erwartenden Verläufe der Tiefentemperaturen (thermische Fenster) in den geologischen Regionen Nördliche Kalkalpen, Flyschzone / Helvetikum und Molassezone nahe der alpinen Überschiebung. Sämtliche darge-

stellten Temperaturverläufe basieren auf realen Messdaten und wurden von SALCHER & GOETZL (2007) publiziert. Hierbei wird anschaulich gezeigt, dass die geringsten geothermischen Gradienten bei gleichzeitiger starker räumlicher Streuung der thermischen Verhältnisse im Bereich der Nördlichen Kalkalpen zu erwarten sind. Wie bereits zuvor angesprochen liegt die Ursache hierfür in der stark kühlenden Wirkung infiltrierender Oberflächenwässer. Im Gegensatz hierzu sind im Bereich der Molassezone nahe der Alpenen Überschiebung relativ stabile thermische Verhältnisse zu beobachten.

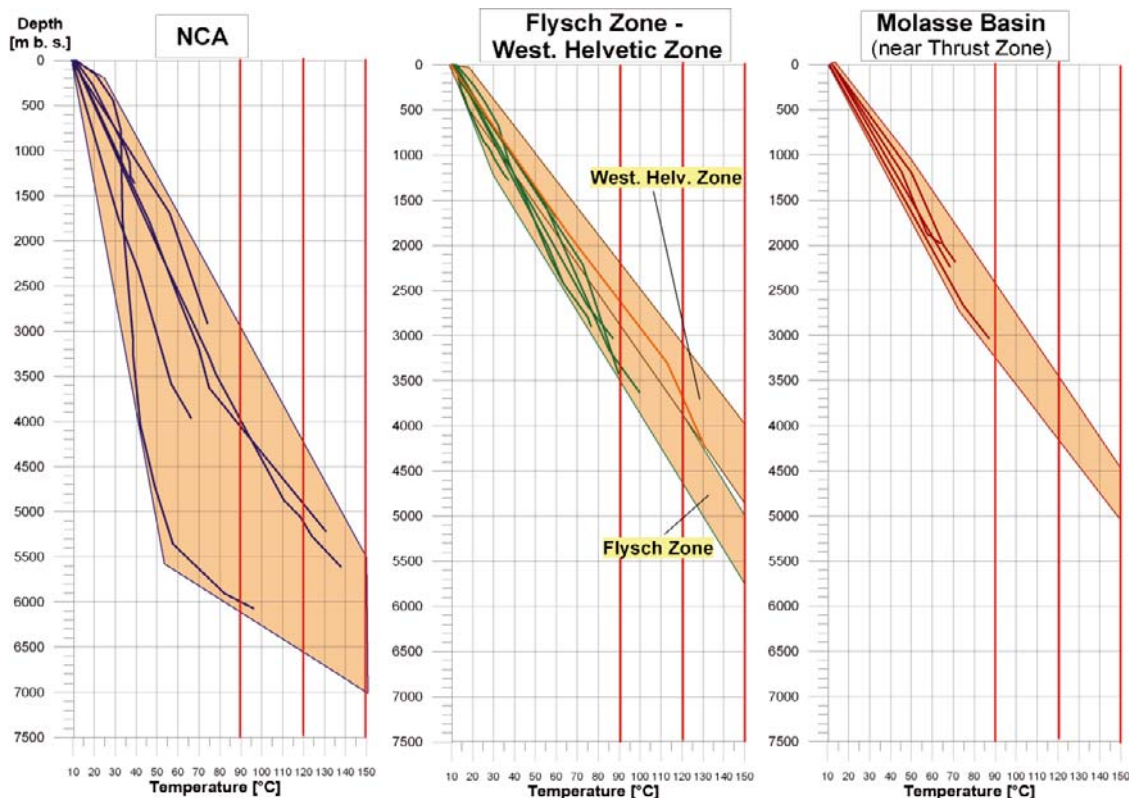


Abbildung 69: Thermische Fenster in verschiedenen geologischen Regionen des Ostalpenraums auf Grundlage gemessener Bohrlochtemperaturen (entnommen aus SALCHER & GOETZL 2007).

6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

6.1 Zusammenfassung

Im vorliegenden Berichtszeitraum der Studie Thermalp konzentrierten sich die durchgeführten Arbeiten auf:

- Die Durchführung petrophysikalischer Labormessungen zwecks Aufbaus einer systematischen Sammlung thermischer Gesteinsmerkmale.
- Die Erhebung, Auswertung und Interpretation thermischer Bohrlochdaten zur Feststellung des geothermischen Regimes im Ostalpenraum.
- Den Aufbau geothermischer Basisdatenbanken für den Ostalpenraum.
- Die Durchführung gekoppelt thermisch- hydraulischer Modellierungen im Pilotgebiet „südliches Wiener Becken“.

Die Ergebnisse der petrophysikalischen Untersuchungen sind in Abschnitt 5.2 zu finden.

Im Rahmen eines projektspezifischen Kooperationsabkommens mit der Montanuniversität Leoben wurden im Rahmen von Thermalp die Gesteinsparameter (i) Wärmeleitfähigkeit, (ii) spezifische Wärmekapazität, (iii) Radiogene Wärmeproduktionsrate, (iv) Raumgewicht und (v) effektive Porosität an insgesamt 79 Proben aus Bohrkernen bestimmt. Der räumliche sowie geologische Fokus wurde hierbei auf die Umgebung des Pilotgebiets im südlichen Wiener Becken gelegt. Darüber hinaus stellen die durchgeführten Aktivitäten auch den Beginn des Aufbaus einer systematischen petrophysikalischen Datensammlung zur Erfassung des geothermischen Regimes an der Geologischen Bundesanstalt dar.

Da zu Beginn der Studie Thermalp im Ostalpenraum kaum thermische Gesteinsparameter zur Verfügung gestanden sind, wurden begleitend zur Durchführung von Labormessungen synthetische Prognosemodelle der thermischen Gesteinsparameter (i) und (ii) auf Grundlage von petrografischen Bohrkernbeschreibungen und Literaturkenndaten erstellt. Hierbei wurden effektive Modelle geologische Schichten aggregiert. Diese Modelle wurden anschließend mit tatsächlich gemessenen Laborwerten validiert bzw. korrigiert. Nach Abschluss der Labormessungen hat sich gezeigt, dass die a-priori erstellten Prognosemodelle eine Genauigkeit von ca. 90% aufweisen. Die Erfassung der Radiogenen Wärmeproduktionsrate (iii) konnte nur an 34 Proben erfolgen. Die durchgeführten Messungen ergaben heterogene Kenndaten bei einer allgemein geringen Schwankungsbreite ($5.65 \mu\text{W}/\text{m}^3$ bis $19.76 \mu\text{W}/\text{m}^3$). Die Korrelation der Wärmeproduktion mit geologischen Einheiten des Wiener Beckens war aufgrund der geringen Anzahl an Messwerten noch nicht verlässlich möglich.

Die Ergebnisse der thermischen Datenerhebung und Datenauswertung sind in Abschnitt 5.4 zu finden.

Die Erhebung und Auswertung thermischer Daten umfasste vorrangig Temperaturmessungen in Explorationsbohrungen der KW Industrie. Hierbei wurden korrigierte Bottom – Hole Temperaturen und Thermische Messdaten, die im Zuge hydraulischer Bohrlochtests erhoben

worden sind (DST Daten) einer inversen Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte unterzogen. In Summe konnte der Wärmefluss in 435 Tiefbohrungen ausgewertet werden, wobei der räumliche Schwerpunkt bislang auf dem Wiener Becken und dessen Umgebung sowie auf dem Oststeirischen Becken liegt. Die mittlere Wärmeflussdichte liegt bei $70.91 \pm 13.51 \text{ mW/m}^2$, was etwa dem globalen Durchschnitt für kontinentale Kruste entspricht. Die geringste Wärmeflussdichte wurde hierbei im Wiener Becken (26.94 mW/m^2), die Höchste im Oststeirischen Becken (133.97 mW/m^2) festgestellt. Die vorliegenden Wärmeflussdaten repräsentieren Rohdaten, die keiner topografischen oder paläoklimatischen Korrektur unterzogen worden sind. Hierdurch soll ein Abbild der Summeneffekte relevanter geothermischer Transportphänomene ermöglicht werden.

Hierauf basierend wurde eine stark generalisierte, vorerst konzeptionelle Wärmeflusskarte des Ostalpenraums im Maßstab 1:2 Mio. kompiliert (siehe Abschnitt 5.4). Diese Karte ist wesentlicher Bestandteil einer ebenfalls durchgeführten qualitativen geothermalen Zonierung des Ostalpenraums, welche sich vorrangig auf die Beschreibung des Einflusses der wichtigsten geothermischen Effekte (z.B. Krustenaufbau oder thermische Konvektion) beschränkte. Zu den wesentlichen Einflussgrößen des geothermischen Regimes im Ostalpenraum zählen die Krustenverdickung in Folge der Alpinen Überschiebung im Inneralpinen Raum sowie der Einfluss des angrenzenden Pannonischen Beckens im Osten sowie Südosten Österreichs. Lokale bis regionale Effekte besitzen darüber hinaus thermische Konvektion dar, wobei hier unterschiedliche räumliche Ausbreitungsmaßstäbe beobachtet werden konnten. Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen wurde infolge der Infiltration kalter meteorischer Wässer eine massive Abkühlung des Untergrundes im regionalen Maßstab beobachtet. Im so genannten Bäderdreieck der oberösterreichischen Molasse führt hingegen Thermalwasseraufstieg und Exfiltration zu einer regionalen Erhöhung des terrestrischen Wärmeflusses. Viele, vor Allem stark ausgeprägte geothermische Anomalien, die durch den Aufstieg von Thermalwasser hervorgerufen werden, besitzen jedoch nur lokale bis regionale Ausdehnung. Hierzu sind die geothermischen Anomaliezonen im Bereich des südlichen Wiener Beckens (z.B. Wien Oberlaa oder Laxenburg) sowie inneralpine Thermen (z.B. Badgastein) zu zählen. Neben dem Aufbau Lithosphäre und konvektiven Systemen konnten im Ostalpenraum auch thermische Phänomene infolge instationärer Wärmeleitungsprozesse (thermische Signale paläoklimatischer Temperaturschwankungen sowie der vermutete Effekt der raschen Sedimentation im Wiener Becken) sowie massenadvective Phänomene (Wärmeüberschuss infolge der Denudation des Tauernfensters) beobachtet werden.

Die Ergebnisse des Aufbaus systematischer Geothermie Datenbanken sind in Kapitel 5.1 angeführt.

Begleitend zur Durchführung des Projekts Thermalp wurden in Summe 3 geothermische Datenbanken aufgebaut. Hierbei handelt es sich (a) um die projektspezifische Datenbank „Thermalp Projektdatenbank“ sowie um die Hilfsdatenbanken (b) „BHT Processing Datenbank“ und „Hydrochemie Datenbank“. Die Grundlage der projektspezifischen Stammdatenbank (a) bildete ein in der Eingangsphase von Thermalp ausgearbeiteter „Qualitätskriterien-

katalog“ zur Beurteilung des geothermischen Regimes im Ostalpenraum. Die Stammdatenbank umfasst zu Abschluss des Projekts Thermalp in Summe 38300 Einträge zu 690 Tiefbohrungen und Thermalwasseraustritten im Ostalpenraum. Die Datenbank umfasst relevante Meta- und Kenndaten zu den Themenbereichen *Geologie*, *Petrophysik*, *Hydrologie* und *Thermik*. Die Hilfsdatenbank „BHT Processing Datenbank“ (b) dient der Durchführung der so genannten BHT (Bottom Hole Temperature) Messdatenkorrektur und beinhaltet gemessene BHT Rohdaten sowie die für die Korrektur notwendigen Dokumentationsdaten. Die Hilfsdatenbank „Hydrochemie Datenbank“ beinhaltet wiederum Rohdaten aus chemischen Wasseranalysen mit Fokus auf hydraulische Lagerstättentests. Die Hilfsdatenbanken wurden zur Verbesserung der Übersichtlichkeit der Stammdatenbank angelegt und beinhalten nicht aufbereitete Rohdaten bzw. Zwischenergebnisse. Hierdurch wurde eine der wesentlichen Prämissen in der gewählten Datenbankstrategie erfüllt, indem zu Dokumentationszwecke Rohdaten unbedingt auch elektronisch zu archivieren sind.

Die Ergebnisse der drei – dimensionalen Modellierungen im südlichen Wiener Becken sind in Kapitel 5.3 angeführt.

Die Zielsetzung der Durchführung gekoppelt thermisch- hydraulischer Modellrechnungen im südlichen Wiener Becken lag in der rechnerischen Überprüfung des von WESSELY (1983) publizierten konzeptionellen Thermalwasserzirkulationsmodells am Westrand des südlichen Wiener Beckens. Hierbei zirkuliert am Ostrand der Alpen infiltrierendes Wasser in 2 unterschiedlichen Reservoirsystemen (nördliches System: kalkalpine Decken des Tirolikums, südliches System: kalkalpine Decken des Juvavikums) bis zu einem abdichtenden Staffelbruchsystem (Leopoldsdorfer Bruch), ehe es, angetrieben durch freie Konvektion (Dichteströmung) wieder an den westlichen Rand des südlichen Wiener Beckens zirkuliert und dort an den bekannten Thermalwasseraustritten und Nutzungen an die Oberfläche tritt.

Die gekoppelt numerisch thermisch- hydraulische Modellierung basiert auf einem zuvor erstellten regionalen hydrogeologischen 3D Modells, welches mit Hilfe der Softwarepakete Geomodeller™ und Gocad™ erarbeitet worden ist. Aufgrund numerischer Restriktionen wurde hierbei ein regionaler Auflösungsmaßstab gewählt. So konnten potenzielle hydraulisch leitfähige Formationen innerhalb der als zusammenhängendes Reservoirsystem angesehen Decken des Tirolikums und Juvavikums nicht räumlich ausgewiesen werden. Ebenso konnten in dem vorliegenden Modell nur die wichtigsten Bruchsysteme abgebildet werden, die aus hydraulischer Sicht Fließbarrieren darstellen (Leopoldsdorfer Bruchsystem und Vienna Basin Transform Fault). Lokale, sprödetektonische Brüche, die unter Umständen Fließbahnen der zirkulierenden Thermalwässer darstellen können, mussten vorerst unberücksichtigt bleiben.

Auf Grundlage von erhobenen Reservoirdaten aus den Explorationsbohrungen, die im südlichen Wiener Becken zur Verfügung gestanden sind sowie auf Grundlage der im Rahmen von Thermalp durchgeführten petrophysikalischen Labormessungen wurden generalisierte Modelle der hydraulischen und thermischen Eigenschaften des Untergrundes im südlichen Wiener Becken erstellt. Die für die gekoppelt thermisch- hydraulischen Modellrechnungen

notwendigen thermischen Randbedingungen (Oberflächentemperatur, basaler Wärmefluss) wurden aus vorliegenden Interpolationsfunktionen (Oberflächentemperatur) sowie aus dne zuvor ausgewerteten thermischen Bohrlochdaten abgeleitet. Die hydraulischen Randbedingungen (Infiltrationsgebiete, Wasserspiegelniveaus) wurden aus einer im Rahmen des Projekts erhoben.

Die gekoppelt thermisch- hydraulische Modellrechnungen wurden mit Hilfe des Software Pakets Comsol Multiphysics™ durchgeführt. Hierbei wurde eingangs ein rein konduktives Wärmefeld berechnet, welches anschließend iterativ durch Variation der hydraulischen Randbedingungen sowie der hydraulischen Gesteinseigenschaften an vorhandene Messdaten (Bohrlochtemperaturen, Druckbeobachtungen in Bohrungen und Brunnen) angepasst worden ist. Aufgrund des gewählten regionalen Maßstabes konnte in einigen Bereichen des südlichen Wiener Beckens, insbesondere in Arealen mit stark konvektiver Ausprägung keine Übereinstimmung zwischen dem numerischen Modell und den vorliegenden Messdaten erzielt werden. Hier wurden anschließend beobachtete Residuen einer so genannten Péclet Analyse unterzogen. Hierbei wird aus den Abweichungen der modellierten und gemessenen Wärmeflüsse auf die Péclet Zahl (Verhältnis advektiv zu konduktiv transportierter Wärme) und in weiterer Folge auf residuale Filtergeschwindigkeiten (vertikale Komponente) der zirkulierenden Thermalwässer geschlossen. Hieraus konnte in einem abschließenden Arbeitsschritt das resultierende Geschwindigkeitsfeld der zirkulierenden Thermalwässer berechnet werden.

Zur Interpretation des Modells und kritischen Auseinandersetzung mit der Hypothese von WESSELY (1983) hinsichtlich der Thermalwassersysteme im südlichen Wiener Becken wurde die Verweildauer der vorhandenen Thermalwässer verglichen. Hierbei wurden einerseits Angaben aus empirischen isotopehydrologischen Berechnungen den Ergebnissen der numerischen Modellrechnung gegenübergestellt. Aufgrund der in erster Näherung unter Berücksichtigung des gewählten regionalen Maßstabs der aufgebauten Modelle guten Übereinstimmung konnte die Hypothese von WESSELY (1983) modellrechnerisch bestätigt werden. Hierbei wurden maximale Zirkulationsdauern der Thermalwassersysteme im südlichen Wiener Becken von ca. 20.000 Jahren bestimmt.

Abschließend wurden basierend auf den Ergebnissen der numerischen Modellierung und den zuvor durchgeführten Erhebungen der Thermalwassernutzungen thermische Bilanzen für das nördliche Thermalwassersystem im südlichen Wiener Becken durchgeführt. Einerseits wurde der natürlich in das Pilotgebiet nachfließende Wärmefluss quantifiziert und den bereits bestehenden Nutzungen gegenübergestellt. Darüber hinaus wurde versucht, den mobil infolge der Zirkulation der Thermalwässer zur Verfügung stehende Anteil des Wärmeinhalts zu quantifizieren. Dies wurde mittels eines probabilistischen Ansatzes (vereinfachte Monte Carlo Simulation) realisiert. Es konnte rechnerisch festgestellt werden, dass gegenwärtig bereits 18.5 MW_{TH} Wärme (bezogen auf eine mittlere Oberflächentemperatur von 10°C) an den bestehenden Thermalwassernutzungen genutzt werden. Dem gegenüber lässt sich der natürlich regenerierende Wärmeinhalt im Reservoirsystem bei 105.2 MW eingren-

zen. Der mobil verfügbare Anteil des Wärmeinhalts wurde auf 46.3 MW geschätzt (Median der ermittelten Wahrscheinlichkeitsfunktion). Hieraus kann gefolgert werden, dass im nördlichen Thermalwassersystem gegenwärtig bereits 16% des regenerativen Wärmeinhalts sowie 40% des mobil verfügbaren Wärmeinhalts genutzt werden.

6.2 Bewertung der erzielten Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Die Studie Thermalp hat sich ursprünglich zum Ziel gesetzt den gesamten Ostalpenraum in einem einzigen gekoppelt thermisch- hydraulischem Modell zu beschreiben. Diese ambitionierte Zielsetzung musste aufgrund numerischer Restriktionen und einer nicht im ausreichenden Maße vorhandenen Datenlage im inneralpinen Raum jedoch fallen gelassen werden. Stattdessen wurde begonnen eine systematische Sammlung geothermisch relevanter Kenndaten für den Ostalpenraum aufzubauen. Dies beinhaltete vor Allem die Erhebung bestehender Temperatur- und Wärmeflussdaten sowie die Durchführung petrophysikalischer Labormessungen. Aus den vorliegenden Basisdaten wurde abschließend eine konzeptionelle Wärmeflusskarte für Österreich im Maßstab 1:2 Mio. abgeleitet. Die Studie Thermalp bildete somit eine wichtige Pilotstudie zur Etablierung der Geothermie an der Geologischen Bundesanstalt. Seit dem Beginn von Thermalp im Jahr 2004 wurde eine geothermische Arbeitsgruppe aufgebaut. Die projektspezifischen Datensammlungen werden zukünftig an der Geologischen Bundesanstalt weiter gepflegt und erweitert. Die mittelfristige Zielsetzung liegt hierbei in der Kompilation geothermischer Atlanten für Österreich.

Die Methodik der gekoppelt thermisch- hydraulischen Simulation wurde in einem Pilotgebiet im südlichen Wiener Becken demonstriert. Obgleich ein regionaler Maßstab gewählt werden musste, konnte die bestehende Hypothese zu den Thermalwasserkreisläufen am Westrand des südlichen Wiener Beckens nachgewiesen werden. Die erzielten Ergebnisse in Form analoger und digitaler Karten im Maßstab 1:200.000 dienen in Zukunft dem Amt der Niederösterreichischen Landesregierung zur Beurteilung zukünftiger Thermalwassernutzungen im südlichen Wiener Becken. Es ist darüber hinaus geplant die vorerst im regionalen Maßstab vorliegenden Thermalwassermodelle weiter zu präzisieren, um zukünftig eine zwischen den Bundesländern Niederösterreich und Wien gemeinschaftlich betriebene Thermalwasserplanung auf Grundlage numerischer Modelle zu ermöglichen.

Literaturnachweis

- BECK A. E., 1976, An improved method of computing the thermal conductivity of fluid-filled sedimentary rocks, *Geophysics* Vol. 41, pp. 133 - 145.
- BECK, A.E., 1977: Climatically Perturbed Temperature Gradients and their Effect on Regional and Continental Heat Flow Means, *Tectonophysics* 128, 1-20
- BIRCH, F., 1950: Flow of Heat in the Front Range, Colorado, *Bull. Geol. Soc. Amer.* 61, 567-620
- BULLARD, E.C., 1938: The disturbance of the temperature gradient in the earth's crust by inequalities of height. *Geophysical Journal International* (former: *Geophysical Supplement to Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*), Vol. 4, p. 360–362.
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (Bearbeiter) (1982): *Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000*. 76 Wiener Neustadt. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BRIX F., & SCHULTZ O., 1993, *Erdöl und Erdgas in Österreich*, Wien.
- CERMAK V., HURTIG E., 1979, *Heat flow map of Europe 1:6 Mio.*, Springer Verlag, Berlin.
- CLARK S., 196, *Heat Flow in the Austrian Alps*, *Geophysical Journal* Vol. 6.
- CLAUSER, C., 1984: A Climatic Correction on Temperature Gradients using Surface Temperature Series of Various Periods, *Tectonophysics* 103, 33-46.
- FAUPL, P., 2003: *Historische Geologie*, 2nd edition, Facultas Verlags- und Buchhandels AG, Vienna.
- FERTL W. H., WICHMANN P. A., 1979, How to determine static BHT from well log data, *World Oil*, Vol. 184 pp. 105 – 106.
- FOURNIER, R.O., 1989, *Lectures on geochemical interpretation of hydrothermal waters*, UNO Geothermal Training Programme, Report 10, Reykjavik
- GMEINER, B., 1996, *Korrekturverhalten in der Geothermie an den Beispielen von IR-Oberflächen Temperaturmessungen und Bohrlochtemperaturmessungen*, PhD Thesis University of Vienna.
- GIGGENBACH W.F., 1988, Geothermal solute equilibria, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 52, p. 2749.
- GÖTZL G. & MOTSCHKA K., 2006, *Thermalp: Drei – dimensionales geothermisches Modell in*

Teilen der Ostalpen unter Berücksichtigung der Temperaturleitfähigkeit, der Wärmeproduktion und regionaler Grundwasserkonvektionsströme, Jahresbericht 2005/2006, Geologische Bundesanstalt, Wien.

- GÖTZL G., 2007, Geothermie in Österreich, aus Geo-Atlas Österreich – Die Vielfalt des geologischen Untergrundes, T. Hofmann & H.P. Schönlaub (Hrsg.), Böhlau Verlag Wien.
- GÖTZL G., OSTERMANN V., KALASEK R., HEIMRATH R., STECKLER P., ZOTTL A., NOVAK A., HAINDLMAIER G., HACKL R., SHADLAU S., REITNER H., 2010, GEO-Pot: Seichtes Geothermie Potenzial Österreichs. Überregionale, interdisziplinäre Potenzialstudie zur Erhebung und Darstellung des oberflächennahengeothermischen Anwendungspotenzials auf Grundlage eines regelmäßigen Bearbeitungsrasters, Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, Bd. 60, S. 120 -129, Springer Verlag.
- GÖTZL G., ROCKENSCHAUB M., BOTTIG M. HÖRFARTHER C. & FUCHSLUGER M., 2012, Thermtec: Thermisch- tektonische Modellierung orogener Prozesse in den Ostalpen an Beispiel von Modellregionen: Tauernfenster (Brenner, Lungau / Pongau) und Mur- Mürzfurche / südliches Wiener Becken, Zwischenbericht (Projektjahr 3) im Auftrag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HAENEL R., ZOTH G., 1973, Heat Flow Measurements in Austria and Heat Flow Maps of Central Europe, Zeitschrift für Geophysik, Bd. 39, S. 367 – 380.
- HURTER S., HAENEL R., 2002, Atlas of Geothermal Resources in Europe, Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg.
- JEFFREYS, H., 1938: The disturbance of the temperature gradient in the earth's crust by inequalities of height. Geophysical Journal International (former: Geophysical Supplement to Monthly Notices of the Royal Astronomical Society), Vol. 4, p. 309–312.
- KALTSCHMITT M., HUENGES E., WOLFF H., 1999, Energie aus Erdwärme, Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie.
- KAMYAR H., 2000, Verteilung der Untergrundtemperaturen an Beispielen der Bohrlochtemperatur (BHT) – Messungen in den RAG – Konzessionen, Oberösterreichs und Salzburgs, (Molasse- Flyschzone), Dissertation Universität Wien.
- KAPPELMEYER O., HAENEL R., 1974, Geothermics with Special Reference to Application, Borntraeger, Stuttgart.
- KARINGITHI, C.W., 2009, Chemical Geothermometers for geothermal exploration, presented at short course IV on Exploration for Geothermal Resources at Lake Naivasha.

- KRÖLL A. (ED., 1993): Geologische Themenkarten der Republik Österreich - Wiener Becken und angrenzende Gebiete 1:200.000, Geol. B.-A., Wien.
- KUNZ B., 1978, Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Molassezone Oberösterreichs, Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Bd. 68, S. 51 – 58, Wien.
- LEBLANC Y., PASCOE L. J. JONES F.W., 1981, The temperature stabilization of a borehole, Geophysics, Vol. 46, pp. 1301 – 1303.
- MALLET J., A.K. TURNER (ED.), 1992, Three-Dimensional Modeling with Geoscientific Information Systems, 123-141; Kluwer Academic Publishers.
- POWELL, W.G., CHAPMAN, D.S., BALLING, N., BECK, A.E., 1988, Continental Heat-Flow Density, 167-222. In: Haenel, R., Rybach, L., Stegena, L. (eds.): Handbook of terrestrial heat-flow density determination, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 486 p.
- RYBACH L., MUFFLER L.J.P. (EDS.), 1981, Geothermal Systems: Principles and Case Histories, J. Wiley and Sons, Chichester – New York – Brisbane – Toronto.
- RYBACH L., 1990, Determination of thermal water circulation depth, with example from the Valaisan Alps, Switzerland, Memoires of the 22nd Congress of IAH, Vol. XXII, pp. 608 – 615, Lausanne, 1190.
- SACHSENHOFER R., 2001, Syn- and post collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps, Geologische Rundschau, Bd. 90, S. 579 – 592, Springer Verlag, Berlin.
- SALCHER B., GÖTZL G., 2007, Deep Heat Mining in the Austrian Alps – A preliminary Look on Possibilities and Limitations, Proceedings Thirty - Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California, January 22 – 24, 2007.
- SASS J. H., LACHENBRUCH A.H., MOSER T.H., 1992, Heat Flow from a Scientific Research Well at Cajun Pass, California, J. Geophys. Res., Vol. 97, pp. 5017 – 5030.
- SCHÖN J., 1983, Petrophysik – Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralien, Akademie Verlag Berlin.
- STARCK P., 1989, Untersuchungen über die Möglichkeit der Nutzung geothermischer Energie in Vorarlberg, Endbericht Bund / Bundesländer Rohstoffprojekt V-E-009/85, Brengenz.

- VOSTEEN H.D., CLAUSER C. & LAMMERER B., 2003, The thermal regime of the Eastern Alps: results from inverse analyses along the TRANSALP traverse, Extended Abstracts of the TRANSALP Conference, Trieste 10 – 12 February 2003, S. 67 – 70, Memorie di scienze geologiche, Nr. 54, Padova.
- WESSELY G., 1983, Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und dessen Randzone, Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Bd. 76, S. 27 – 68.
- WESSELY G., 2006, Geologie der österreichischen Bundesländer Niederösterreich, Geologische Bundesanstalt Wien.
- ZOJER H., 1977, Untersuchung der geothermischen Tiefenstufe mittels Temperaturmessungen bei artesischen Brunnen in der Oststeiermark und im südlichen Burgenland, Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt, Wien, S. 393 – 403, Wien.