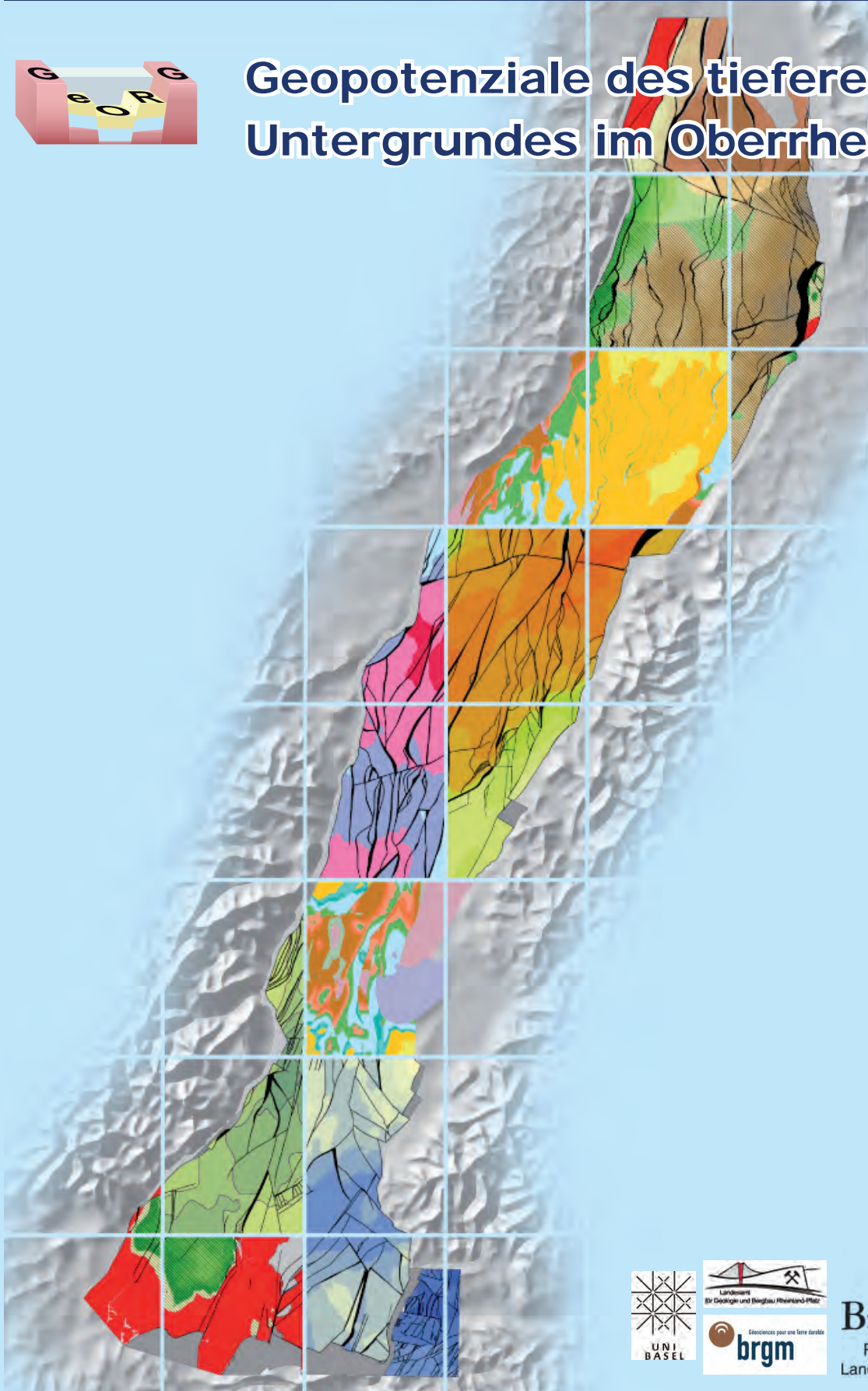


Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben



Baden-Württemberg
REGIERUNGSPRÄSIDIUM FREIBURG
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

INTERREG IV
Oberrhein | Rhin supérieur

Der Oberrhein wächst zusammen,
mit jedem Projekt

*Dépasser les frontières :
projet après projet*



GeORG Projektteam

Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben

Der Fachlich-Technische Abschlussbericht des Interreg-Projekts GeORG besteht aus vier Teilen:

Teil 1 informiert zusammenfassend über die Ziele und Ergebnisse des Projekts GeORG.

Teil 2 informiert in tabellarischer Form ausführlich über die geowissenschaftlichen Ergebnisse und die ermittelten Bewertungen hinsichtlich ihrer Geopotenziale.

Teil 3 dokumentiert in tabellarischer Form ausführlich die im Projekt verwendeten Ausgangsdaten, Methoden und Hilfsmittel.

Teil 4 ergänzt als digitaler Atlas den Fachlich-Technischen Abschlussbericht mit Karten und Profilschnitten.

Der vollständige Fachlich-Technische Abschlussbericht wird im Internet unter www.geopotenziale.eu zum Download bereitgestellt. Die Ergebnisse des Projekts können dort zudem über den **GeORG-Kartenviewer** erschlossen werden.

2013

Freiburg i. Br. / Mainz / Strasbourg / Basel

Herausgegeben von:

Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (RP Freiburg, Baden-Württemberg)
Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Mainz)
Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Orléans et Strasbourg)
Abteilung Angewandte & Umweltgeologie (AUG) der Universität Basel

Titelbild: Collage aus GeORG-Karten (grafische Bearbeitung: J. Schuff, LGRB Freiburg)



GeORG-Projektteam

Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben

Fachlich-Technischer Abschlussbericht
des INTERREG-Projekts GeORG

Teil 1:
Ziele und Ergebnisse des Projekts
(Zusammenfassung)

2013

Freiburg i. Br. / Mainz / Strasbourg / Basel

Herausgegeben von:

Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (RP Freiburg, Baden-Württemberg)

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Mainz)

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Orléans et Strasbourg)

Abteilung Angewandte & Umweltgeologie (AUG) der Universität Basel

| | | | | | | |
|--------------------|----|--------|---------|--------|-------|----------------------|
| LGRB-Informationen | 28 | 104 S. | 49 Abb. | 7 Tab. | 0 Kt. | Freiburg i. Br. 2013 |
|--------------------|----|--------|---------|--------|-------|----------------------|



ISSN 1619-5329  – Informationen

Herausgeber: LGRB Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (RP Freiburg, Baden-Württemberg)
BRGM Bureau de recherches géologiques et minières (Orléans et Strasbourg)
LGB Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Mainz)
AUG Abteilung Angewandte & Umweltgeologie der Universität Basel

Autoren: GeORG-Projektteam:
Günter Sokol¹ & Edgar Nitsch¹ (Koord.), Birte Anders¹, Laurent Beccaletto²,
Laure Capar², Davy Cruz Mermy², Chrystel Dezayes², Horst Dresmann³,
Philippe Elsass², Charlotte Fehn¹, Gabriele Fischer¹, Matthias Franz¹,
Jost Haneke⁴, Peter Huggenberger³, Thomas Kärcher⁴, Johannes Krzyzanowski⁴,
Gwennoé Oliviero^{1,2}, Rupert Prestel¹, Claudia Rodat¹, Isabel Rupf¹,
Joachim Schuff¹, Stefanie Siemon⁴, Roman Storz⁴, Jörg Tesch⁴, Stephan Urban²,
Michael Weidenfeller⁴, Ulrike Wielandt-Schuster¹, Gunther Wirsing¹,
Heiko Zumsprekel¹.
¹LGRB, ²BRGM, ³AUG, ⁴LGB

Übersetzung: Fa. Dynacom, 2 avenue Christian Doppler, F-77700 SERRIS (<http://www.dynacom.fr>)
Une traduction en français est disponible à <http://www.geopotenziale.eu>

Abbildungen: soweit nicht anders angegeben: GeORG-Projektteam
Satz: Verena Altmann
Druck: Poppen & Ortman KG, Unterwerkstraße 5, 79115 Freiburg i. Br.
Webrepräsentation: <http://www.geopotenziale.eu>

Ausgabe: Juli 2013

© Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt.

Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie
Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung
des Herausgebers.

Zitiervorschlag: GeORG-Projektteam (2013): Geopotenziale des tieferen Untergrundes im
Oberrheingraben, Fachlich-Technischer Abschlussbericht des INTERREG-
Projekts GeORG, Teil 1. – LGRB-Informationen, 28: 103 S.; Freiburg i. Br.

Vollständiger Projektbericht: GeORG-Projektteam (2013): Geopotenziale des tieferen Untergrundes im
Oberrheingraben, Fachlich-Technischer Abschlussbericht des INTERREG-Projekts
GeORG, Teile 1–4. – Internet (PDF-Dokument: <http://www.geopotenziale.eu>).



Projektträger



Regierungspräsidium Freiburg
Landesamt für Geologie,
Rohstoffe und Bergbau (LGRB)
Baden-Württemberg

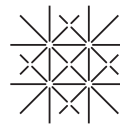
Projektpartner



Bureau de Recherches Géologiques
et Minières (BRGM)
France



Landesamt für Geologie und
Bergbau (LGB)
Rheinland-Pfalz



UNI
BASEL
Universität Basel: Abteilung
Angewandte und Umweltgeologie,
Schweiz



Schweizer Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra



Amt für Umwelt und Energie
Kanton Basel-Stadt



Amt für Militär und
Bevölkerungsschutz,
Amt für Umweltschutz und Energie
Kanton Basel-Landschaft



Région Alsace



ADEME



Kommission Klimaschutz der
Oberrheinkonferenz
Frankreich, Schweiz, Deutschland



Conseil Général
du Bas-Rhin (CG67)



Conseil Général
du Haut-Rhin (CG68)



Communauté du
Strasbourg (CUS)



Dieses Projekt wird durch die Europäische Union kofinanziert
- Europäischer Fonds für regionale Entwicklung (EFRE) - im Rahmen
des Programms INTERREG IV Oberrhein.
Der Oberrhein wächst zusammen: mit jedem Projekt







Vorwort

Die politischen Grenzen von Deutschland, Frankreich und der Schweiz stoßen am Oberrhein aneinander. Geologie macht an diesen Grenzen nicht halt. Mit dem Oberrheingraben gibt es eine geologische Struktur von herausragender Bedeutung, an der alle drei Staaten teilhaben. Was liegt somit näher als sich dem tiefen Untergrund dieses tektonischen Grabens gemeinsam und in grenzüberschreitender Zusammenarbeit zu nähern?

Durch die Klimaschutzdiskussion und eine verstärkt auf Nachhaltigkeit ausgerichtete Energiepolitik haben in den letzten Jahren die Nutzungsmöglichkeiten des Untergrundes in tiefen geologischen Becken zunehmend an Interesse gewonnen. Die Erkundung und Bewertung dieser Nutzungsmöglichkeiten in einem grenzüberschreitenden geologischen Becken wie dem Oberrheingraben fügt sich auch in die Kohäsionspolitik der Europäischen Gemeinschaft ein. Die Herausforderungen der Zukunft auf dem Weg in eine nachhaltige Energieversorgung erfordern mindestens auch, wenn nicht sogar in besonderem Maße, die europäische Perspektive. Vor diesem Hintergrund war das Vorhaben „GeORG – Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben“ folgerichtig und ein Gebot der Stunde.

GeORG gibt nicht nur den Blick frei in den tiefen Untergrund des Oberrheingrabens, das Projekt hat auch die persönlichen und institutionellen Beziehungen am Oberrhein voran gebracht. Ein wichtiger Ansatz war die Bündelung der nationalen und institutionellen Kompetenzen. Gemeinsam ist man stärker und kann die Dinge besser voranbringen. Dies gilt nicht nur für den fachlichen Wissenszuwachs, sondern auch für die Stärkung der transkulturellen Kompetenz bei allen Beteiligten.

Ich danke allen Projektpartnern für die unermüdliche und hervorragende Zusammenarbeit sowie allen Unterstützern und Mittelgebern in den Mitgliedstaaten und insbesondere der Europäischen Gemeinschaft für ihr Vertrauen und die nachdrückliche Förderung. Den jetzt vorliegenden gesammelten Erkenntnissen und Produkten wünsche ich eine rege Anwendung in der Praxis.

Während der vierjährigen Projektlaufzeit von GeORG ist die natürliche geologische Dehnung des Oberrheingrabens weiter vorangeschritten. Die Grabenränder haben sich um wenige weitere Millimeter auseinander bewegt. Umgekehrt haben sich die Partner in der grenzüberschreitenden Zusammenarbeit meilenweit aufeinander zu bewegt. Diese Entwicklung hat in sehr anschaulicher Weise das Motto des INTERREG-Programms bestätigt: „Der Oberrhein wächst zusammen, mit jedem Projekt.“

Prof. Dr. Ralph Watzel
Abteilungspräsident Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Inhalt

| | |
|---|----|
| Vorwort..... | 5 |
| 1.1 „Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben“ (GeORG) – Ziele und Ergebnisse | 9 |
| 1.1.1 Veranlassung..... | 9 |
| 1.1.2 Ziele | 10 |
| 1.1.3 Wirkung..... | 11 |
| 1.1.4 Projektorganisation..... | 11 |
| 1.2 Das Projektgebiet | 13 |
| 1.3 Eingangsdaten und Methodik | 15 |
| 1.3.1 Workflow und Koordinatensysteme | 15 |
| 1.3.2 Datengrundlagen und deren Aufbereitung..... | 15 |
| 1.3.2.1 Harmonisierung von Bohrdaten | 15 |
| 1.3.2.2 Hydrogeologische Parameter | 16 |
| 1.3.2.3 Seismikdaten..... | 18 |
| 1.3.2.4 Aufbereitung von Datensätzen aus der Literatur und Vorgängerprojekten der GeORG-Projektpartner | 20 |
| 1.3.3 Auswertung hydrogeologischer Daten..... | 21 |
| 1.3.4 Seismikinterpretation..... | 21 |
| 1.3.5 Geologische 3D-Modellierung | 22 |
| 1.3.5.1 Vorbereitende Arbeitsschritte | 22 |
| 1.3.5.2 Modellierung von Störungen..... | 24 |
| 1.3.5.3 Modellierung von Horizonten..... | 24 |
| 1.3.5.4 Weitere Modellobjekte..... | 25 |
| 1.3.5.5 Geschwindigkeitsmodellierung..... | 26 |
| 1.3.5.6 Unsicherheiten im geologischen 3D-Modell..... | 27 |
| 1.3.6 Temperaturmodell | 28 |
| 1.3.6.1 Geostatistische Temperaturmodellierung..... | 28 |
| 1.3.6.2 Konduktive Temperaturmodellierung..... | 31 |
| 1.3.7 Produktableitung | 33 |
| 1.4 Geologie und Tektonik..... | 37 |
| 1.4.1 Lage und allgemeiner Bau..... | 37 |
| 1.4.2 Alter und Entwicklung | 38 |
| 1.4.3 Gesteinsabfolge..... | 43 |
| 1.4.3.1 Lockergesteine | 43 |
| 1.4.3.2 Tertiäre Grabenfüllung..... | 44 |
| 1.4.3.3 Permisch-mesozoisches Deckgebirge..... | 48 |
| 1.4.3.4 Grundgebirge und Permokarbon | 50 |
| 1.4.4 Tektonischer Bau..... | 52 |
| 1.4.4.1 Tektonische Baueinheiten (Übersicht)..... | 52 |
| 1.4.4.2 Der nördliche Grabenabschnitt und die nördlichen Randschollen..... | 52 |
| 1.4.4.3 Das westliche Schollengebiet des mittleren und südlichen Oberrheingrabens..... | 52 |



| | | |
|-----------|--|----|
| 1.4.4.4 | Die Illfurth-Bruchsal-Scherzone | 55 |
| 1.4.4.5 | Der Kaiserstuhl-Block..... | 56 |
| 1.4.4.6 | Die östlichen Randschollen (Grabenrand Schwarzwald–Kraichgau)..... | 58 |
| 1.4.4.7 | Das südliche Bruchschollengebiet | 58 |
| 1.4.4.8 | Faltenjura | 59 |
| 1.5 | Geopotenziale im Oberrheingraben | 60 |
| 1.5.1 | Geothermisches Potenzial im Oberrheingraben | 60 |
| 1.5.1.1 | Geothermische Systeme und Nutzungsformen | 62 |
| 1.5.1.2 | Geothermische Einheiten | 64 |
| 1.5.1.2.1 | Lithologie, Verbreitung, Mächtigkeit..... | 64 |
| 1.5.1.2.2 | Porosität, Permeabilität..... | 64 |
| 1.5.1.2.3 | Wärmeleitfähigkeiten | 64 |
| 1.5.1.2.4 | Fluideigenschaften | 64 |
| 1.5.1.3 | Temperaturverteilung im tieferen Untergrund..... | 65 |
| 1.5.1.3.1 | Geostatistische Temperaturmodellierung..... | 66 |
| 1.5.1.3.2 | Modellierung des konduktiven Wärmetransports („Konduktive Temperaturmodellierung“) | 71 |
| 1.5.1.3.3 | Vergleich und Diskussion der Ergebnisse des geostatistischen Temperaturmodells mit dem konduktiven Temperaturmodell | 75 |
| 1.5.1.4 | Wärmeinhalt und theoretisch gewinnbare Wärmemenge..... | 77 |
| 1.5.2 | Speicher- und Barrierepotenzial..... | 80 |
| 1.5.2.1 | Speicher- und Barrierekomplexe | 81 |
| 1.5.2.2 | Bewertung | 82 |
| 1.6 | Anwendungsbeispiele: GeORG als Expertenwerkzeug | 85 |
| 1.6.1 | Fallbeispiele aus der Region Basel | 85 |
| 1.6.2 | Fallbeispiel Communauté de Strasbourg (CUS) | 88 |
| 1.7 | Nutzerzugänge zu den Ergebnissen..... | 91 |
| 1.7.1 | GeORG-WEB-Seite | 91 |
| 1.7.1.1 | Zugang zu Projektergebnissen und Produkten in der Rubrik „Produkte“ | 91 |
| 1.7.1.2 | Suche nach Projektdokumenten in den Rubriken „Service“ und „Extranet“..... | 92 |
| 1.7.2 | Interaktiver Zugang zu den GeORG-Karten und Geodaten..... | 93 |
| 1.7.2.1 | „GeORG-Kartenviewer“ | 93 |
| 1.7.2.2 | „GeORG-Metadaten“ | 93 |
| 1.7.2.3 | GeORG-Karten-Dienste (WMS)..... | 95 |
| 1.7.2.4 | Auslieferung von Geodaten des GeORG-Projektes | 95 |
| 1.8 | Ausblick..... | 96 |
| 1.9 | Danksagung..... | 98 |
| | Literatur..... | 99 |





1.1 „Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben“ (GeORG) – Ziele und Ergebnisse

1.1.1 Veranlassung

Durch die Klimaschutzdiskussion und eine verstärkt auf Nachhaltigkeit ausgerichtete europäische und nationale Energiepolitik haben in den letzten Jahren die Möglichkeiten zur Nutzung des tieferen Untergrundes zunehmend an Interesse gewonnen. Bereits im Jahr 2000 wurde in Deutschland das Erneuerbare Energien Gesetz (EEG) auf den Weg gebracht. Es wurde in den Folgejahren mehrfach novelliert und hat zum Ziel, eine nachhaltige Entwicklung der Energieversorgung zu ermöglichen, fossile Energieressourcen zu schonen und die Weiterentwicklung von Technologien zur Erzeugung von Strom aus erneuerbaren Quellen zu fördern. Dies beinhaltet u. a. die Stromerzeugung und Bereitstellung von Heizwärme mit geothermischen Systemen und gab Anlass zu verstärkten Forschungs- und Entwicklungstätigkeiten in diesem Bereich. In Frankreich geben die Ziele des «Grenelle de l'Environnement» (Umweltgremium) 23% erneuerbare Energien in dem Energiemix für 2020 vor. Dies bedeutet in der Praxis, dass die geothermische Wärmegewinnung um das 6-fache gesteigert und die geothermische Stromerzeugung weiter entwickelt werden muss.

Der tiefere Untergrund wird bereits seit längerem zur Erdölförderung und Erdgaszwischenlagerung genutzt. In den letzten Jahren wird die Möglichkeit der dauerhaften geologischen Speicherung von Kohlendioxid zur Reduzierung des CO₂-Eintrages in die Atmosphäre diskutiert. Als weitere Nutzungsoption wird die untertägige Speicherung von Energieträgern aus erneuerbaren Energien (Wasserstoff, Methan, Druckluft) gesehen. So wird z. B. derzeit geprüft, ob die unterirdische Speicherung von Druckluft genutzt werden kann, um die Systemintegration der durch schwankende Stromerzeugung gekennzeichneten Windkraftanlagen in die elektrische Energieversorgung zu verbessern.

Grundlage der Bewertung und Abwägung der möglichen Geopotenziale und Nutzungsoptionen sind möglichst detaillierte Kenntnisse über den geologischen Aufbau des Untergrundes und seiner Eigenschaften. Die Beschreibung und Bewertung der Böden, der Gesteine des oberflächennahen wie des tieferen Untergrundes sowie der darin ablaufenden Prozesse ist in Deutschland und Frankreich originäre Aufgabe der Staatlichen

Geologischen Dienste von Bund und Ländern und in der Schweiz von Bund und Kantonen. Dort werden alle verfügbaren Informationen und Fachkenntnisse über den Untergrund gebündelt und langfristig gesichert. Zur erfolgreichen Nutzung der Geopotenziale des tieferen Untergrundes müssen sie nach einheitlichen Kriterien bewertet und gegen möglicherweise vorhandene Georisiken abgewogen werden.

Im Gegensatz zur bestehenden Raumplanung betritt man bei der Erstellung von Planungsgrundlagen für den tieferen Untergrund überwiegend Neuland. Die Erstellung solcher Planungsgrundlagen für die Nutzung des tieferen Untergrundes erfordert eine dreidimensionale Betrachtung. Weitere Herausforderungen stellen die geringere Informationsdichte über den tieferen Untergrund und die dort ablaufenden Prozesse als auch die Tatsache dar, dass eine Reihe von Techniken und Verfahren heute noch nicht etabliert oder standardisiert einsetzbar sind.

Aufgrund seiner geologischen Verhältnisse verfügt der Oberrheingraben sowohl im oberflächennahen, als auch im tieferen Untergrund über eine Vielzahl von Geopotenzialen. Die zukünftig verstärkte, nachhaltige Nutzung dieser natürlichen Ressourcen kann im trinationalen Wirtschaftsraum zu einer bedeutenden Wertschöpfung mit weit reichenden Folgen für seine wirtschaftliche und technologische Entwicklung beitragen. Der Einsatz von regenerativen Energien wirkt sich daneben positiv auf die Umwelt und den Arbeitsmarkt aus.

Bereits in den 1970er Jahren wurden in zwei von der EU geförderten Projekten geowissenschaftliche Grundlagen über den tieferen Untergrund im Oberrheingraben erarbeitet (GLA/BRGM 1979, GLA 1981). In diesen Arbeiten wurden für den elsässischen und den baden-württembergischen Anteil des Oberrheingrabens die bis dahin verfügbaren Informationen aus Bohrungen und seismischen Erkundungen der Erdöl- und Erdgasindustrie zusammengetragen und in einem Kartenwerk mit Erläuterungen veröffentlicht. Für den rheinland-pfälzischen Anteil des Oberrheingrabens lagen zum Projektbeginn von GeORG noch keine derartigen Ausarbeitungen vor.

Seit dem Abschluss dieser Arbeiten wurden überwiegend in Fortführung der Kohlenwasserstoffexploration zusätzliche seismische Messungen zur Erkundung des tieferen Untergrundes durchgeführt. Die jüngeren Daten sind durch den Einsatz moderner Computertechnologie bei der Datenaufzeichnung und -auswertung von wesentlich höherer Qualität als ältere Messungen und führen zu einer erheblichen Verdichtung der zugänglichen Basisinformationen. Durch den Einsatz moderner Auswerte-, Modellierungs- und Visualisierungstechniken ermöglichen sie eine wesentlich genauere Darstellung der geologischen Schichten, Körper und tektonischen Strukturen und damit die vollständig dreidimensionale Modellierung des geologischen Untergrundes.

Von besonderem Nutzen waren dabei die Ergebnisse der Explorationstätigkeit der Kohlenwasserstoffindustrie sowie die Erkenntnisse aus geothermischen Projekten wie beispielsweise Soutz-sous-Forêts, Landau oder Basel. Die Staatlichen Geologischen Dienste und Fachstellen haben für überregionale Studien Zugang zu den Daten der Kohlenwasserstoffindustrie, die unter hohem finanziellem Aufwand generiert wurden. Daneben konnte z.T. auch auf bereits vorliegende Datensammlungen zurückgegriffen werden. Im Projekt GeORG wurden erstmals die bisher technisch wie inhaltlich heterogen vorliegenden Eingangsdaten zum Untergrund des Oberrheingrabens grenzüberschreitend zwischen Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz, Frankreich und der Schweiz gesammelt, harmonisiert, weiter verarbeitet und ausgewertet. Die neu geschaffene Datengrundlage über den tieferen Untergrund ermöglicht es somit, über die politischen Grenzen hinweg nach einer einheitlichen und zwischen den Projektpartnern abgestimmten Vorgehensweise Geopotenziale im Oberrheingraben abzuschätzen.

Das wissenschaftlich anspruchsvolle Projekt stellte alle Beteiligten vor hohe fachliche und organisatorische Herausforderungen. Dabei brachten die Projektpartner entsprechend ihren bisherigen wissenschaftlichen Tätigkeitsschwerpunkten unterschiedliche Spezialkenntnisse und Ressourcen ein, die im Projektverlauf ausgetauscht und gebündelt wurden. Von dieser engen Kooperation und dem daraus entstandenen Erkenntniszugewinn profitieren die beteiligten Stellen auch über das Projektende hinaus.

1.1.2 Ziele

Ziel des GeORG-Projektes ist eine aktuelle, digitale, fortschreibungsfähige und grenzüberschreitend abgestimmte Daten- und Wissensbasis über den geologischen Aufbau des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben und dessen Temperaturverteilung. Daneben werden die Ergebnisse in Form eines Expertenwerkzeugs zur Verfügung gestellt, mit dessen Hilfe die Geopotenziale des tieferen Untergrundes noch besser abgeschätzt und als Grundlage in die Planung konkreter Projekte einbezogen werden können.

Dieses Werkzeug beruht auf der Grundlage

- eines geologischen 3D-Modells zur Darstellung des dreidimensionalen Aufbaus des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben (mit Störungen, wichtigen lithostratigraphischen Horizonten und Salzstrukturen) bis in sieben Kilometer Tiefe,
- zwei 3D-Temperaturmodellen mit unterschiedlichen methodischen Ansätzen zur Darstellung der Temperaturverteilung im Untergrund und
- einer Datenbank mit hydrogeologischen und petrophysikalischen Parametern des Untergrundes.

Die Modelle werden eingesetzt, um Fragen zu Nutzungsmöglichkeiten des tieferen Untergrundes zu beantworten. Dabei steht im Projekt insbesondere die Abschätzung der Nutzungspotenziale für die tiefe Geothermie (sowohl hydrothermale als auch petrothermale Nutzung) sowie für die Nutzung zur Untergrundspeicherung am Beispiel der Kohlendioxideinlagerung im Vordergrund. Die Ergebnisse können auch zur Abschätzung der untertägigen Speicherung von Energieträgern aus erneuerbaren Energien (Wasserstoff, Methan, Druckluft) verwendet werden, sofern zukünftig allgemein anerkannte Kriterien für die hierzu erforderliche Untergundbeschaffenheit vorliegen.

Für den Fall, dass die aktuell in Deutschland diskutierte Erfordernis einer Raumplanung für den tieferen Untergrund eintreten sollte, sind die Ergebnisse von GeORG ein Kristallisationspunkt, um die dafür erforderlichen geowissenschaftlichen Fachinformationen weiterzuentwickeln und bereitzustellen.

Im Modellgebiet Schweiz wurde besonderes Augenmerk auf die Nutzungsmöglichkeiten des Expertenwerkzeuges als Basis für die Untergrundraumplanung in der urbanen Region Basel gelegt. Darüber hinaus wurden pilothaft Module zur Qualitätskontrolle und -sicherung sowie zur zeitnahen Fortschreibung der erstellten Untergrundmodelle entwickelt.



1.1.3 Wirkung

Die Projektergebnisse stehen den politischen Entscheidungsträgern, der Allgemeinheit sowie dem Fachpublikum als länderübergreifende Informationsgrundlage zu den Nutzungsoptionen der Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben zur Verfügung. Hierzu werden aktuelle, nach dem derzeitigen wissenschaftlichen Kenntnisstand kompilierte und grenzüberschreitend abgestimmte digitale geowissenschaftliche Datensätze bereitgestellt.

Die Projektergebnisse werden in Form von gedruckten Berichten und einem Atlas zur Verfügung gestellt. Der vorliegende Band stellt Teil 1 des Projektberichtes dar und fasst die Methoden und Ergebnisse im Überblick zusammen. Teil 2 beschreibt detailliert den geologischen Aufbau des Projektgebiets und die abgeleiteten Geopotenziale. Teil 3 dokumentiert die verwendeten Datensätze und Methoden sowie die Arbeitsabläufe der Modellierung und Geopotenzialableitung. In Teil 4 sind die erzeugten Karten in einem Atlas zusammengestellt. Er zeigt neben den geologischen Grundlagen und Temperaturverteilungen das Nutzungspotenzial für die tiefe Geothermie und die CO₂-Speicherung. Daneben besteht die Möglichkeit, über die Projekt-Homepage (<http://www.geopotenziale.eu>) sowie über einen Kartenserver (<http://maps.geopotenziale.eu>) auf die Dokumentationen zuzugreifen und die Ergebnisse zu visualisieren.

Die Ergebnisse von GeORG können vielfältig und in verschiedenen Bereichen eingesetzt werden:

- Für die Wirtschaft bilden sie eine aktuelle, konsistente und öffentlich zugängliche Planungsgrundlage.
- Für die Verwaltung stellt GeORG eine grenzüberschreitende Datenbasis für eine einheitliche Bewertungs- und Genehmigungspraxis zur Verfügung.
- Für die Fachwelt ermöglichen die auf vereinheitlichten Nomenklaturen generierten Fachdaten einen grenzüberschreitenden Blick auf die tektonische Entwicklung des Oberrheingrabens und dessen Temperaturverteilung. Daneben sind die neu entwickelten Methoden und Arbeitsabläufe für die 3D-Modellierung, insbesondere die Verarbeitung großer Datenmengen, auch in anderen Regionen einsetzbar.

Die so bereitgestellten Informationen dienen der Sensibilisierung politischer Entscheidungsträger, der Unterstützung von Projektentwicklern sowie der Information der Öffentlichkeit und geben Anregungen zu den Nutzungsmöglichkeiten der

natürlichen Ressourcen des tieferen Untergrundes. Die Bewusstseinsbildung für die Geopotenziale im tieferen Untergrund des Oberrheingrabens wird durch einen Kurzfilm in allgemein verständlicher und anschaulicher Form unterstützt.

1.1.4 Projektorganisation

Das Projekt GeORG wurde im Rahmen des Programms INTERREG IV A Oberrhein im Themenschwerpunkt C „Die Entwicklung des Oberrheingraums nachhaltig gestalten“ von Oktober 2008 bis Dezember 2012 durchgeführt.

Die Gesamtsteuerung des Projektes oblag einem Projekt-Leitungsgremium, in dem alle finanzierenden und nicht-finanzierenden Projektpartner vertreten waren (Abb. 1.1-01). Die Entscheidungen im Leitungsgremium wurden einvernehmlich auf Grundlage einer von den Mitgliedern vereinbarten Geschäftsordnung und Beschlussvorlagen der Projektleitung getroffen. Fachliche und organisatorische Projektleitung wurden getrennt. Für die fachliche Arbeit wurde ein Projektteam mit den Projektmitarbeitern der Partnerinstitutionen eingerichtet. Durch diese Struktur wurden eine optimale Integration von Steuerungs- und Arbeitsebene erreicht und transparente Entscheidungs- und Beteiligungsprozesse geschaffen.

Die Projektumsetzung in den Partnerinstitutionen wurde von halbjährlich stattfindenden Projekttreffen mit allen Mitgliedern des GeORG-Projektteams flankiert. Die Projekttreffen fanden an wechselnden Orten, meist in Verbindung mit einer Fachexkursion oder an thematisch interessanten Einrichtungen (Geothermieranlagen in Landau, Soultz-sous-Forêts und Riehen) statt. Für die länderübergreifende Projektbearbeitung wurden vier Facharbeitsgruppen eingerichtet, die entsprechend der eingebrachten Kompetenzen von unterschiedlichen Partnerinstitutionen geleitet wurden: Seismik (BRGM Orléans), 3D-Modellierung und Strukturgeologie (LGRB Freiburg) und Hydrogeologie (LGB Mainz).

Die Leitung des Gesamtprojekts wurde vom Regierungspräsidium Freiburg, Abt. 9 LGRB als Projektträger von GeORG übernommen. Die Arbeiten wurden von einem dort eingerichteten Projektbüro organisatorisch und technisch begleitet. Für den Daten- und Informationsaustausch unter den Projektpartnern und die Information der Öffentlichkeit werden seit 2008 Austausch- und Informationsplattformen im Internet betrieben, die zentral über das GeORG-Portal unter www.geopotenziale.eu erreichbar sind.

Erste Ergebnisse des Projektes wurden in einem Workshop im November 2010 der Fachwelt vorgestellt und diskutiert. Die Rückmeldungen sind in die weitere Projektbearbeitung eingeflossen. Während der gesamten Projektlaufzeit wurden die Ergebnisse auf wissenschaftlichen Tagungen von

mehreren Partnern präsentiert. Das Projekt war auf zahlreichen Veranstaltungen der Partner mit EU-Bezug vertreten.

Das Projekt wurde mit der Abschlussveranstaltung im Februar 2013 erfolgreich beendet.

INTERREG IV - Oberrhein Organigramm Projekt GeORG

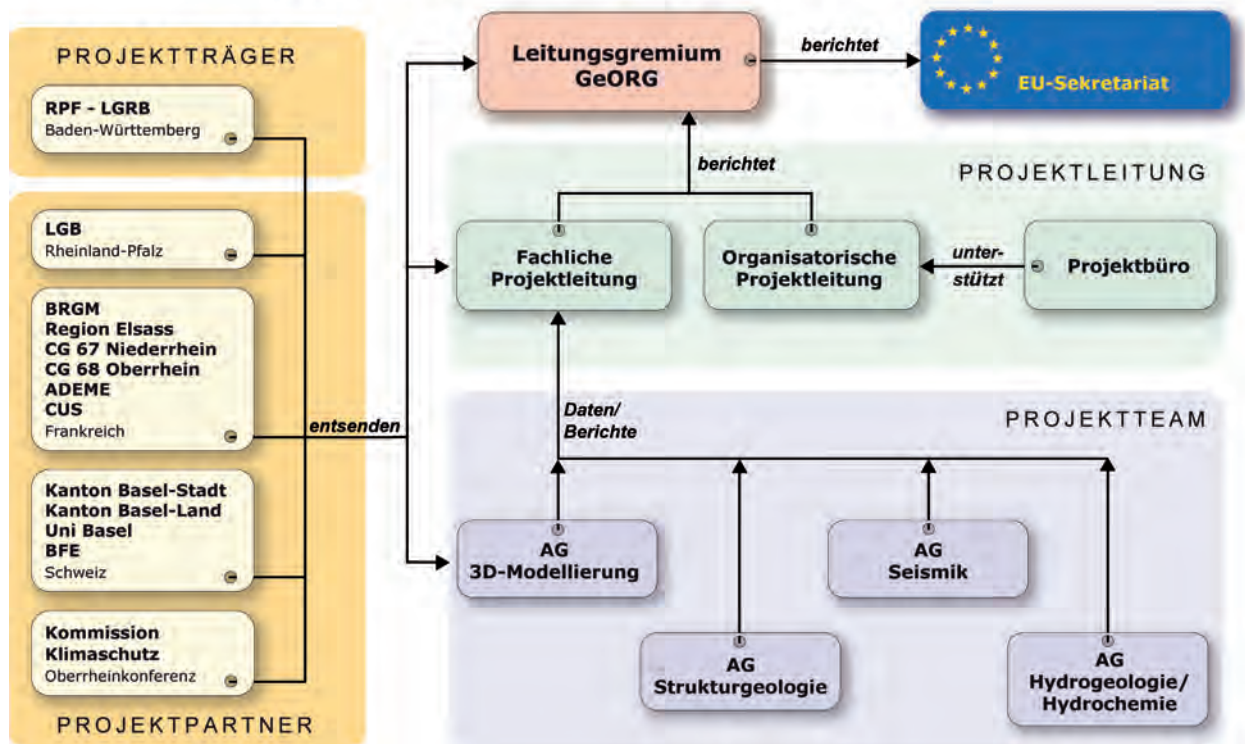


Abb. 1.1-01: Projektorganisation in GeORG.



1.2 Das Projektgebiet

Das GeORG – Projektgebiet liegt in der Grenzregion von Deutschland, Frankreich und der Schweiz und umfasst den südlichen und mittleren Oberrheingraben mit den benachbarten Gebieten der Vogesen und des Schwarzwalds bzw. Odenwalds. Es hat eine SSW-NNE orientierte Längserstreckung von 270 km und ist durchschnittlich 90 km breit. Das Projektgebiet gliedert sich in folgende Teilbereiche (Abb. 1.2-01):

- Äußeres Modellgebiet
- Inneres Modellgebiet
- Pilotgebiet Modellierung (als Teil des inneren Modellgebiets)
- Modellgebiet Schweiz (als Teil des inneren Modellgebiets)
- CUS-Projektgebiet (als Teil des inneren Modellgebiets)

Äußeres Modellgebiet

Das äußere Modellgebiet erstreckt sich über die Grenzen des Oberrheingrabens nach Osten und Westen in die benachbarten Mittelgebirgsregionen der Vogesen, des Schwarzwalds und des Odenwalds. Für dieses Areal wurden Eingangsdaten, insbesondere Bohrungen, zusammengetragen und aufbereitet. Die Geologische Karte des Projektes (Atlasblatt 1.4, www.geopotenziale.eu) überdeckt das gesamte äußere Modellgebiet.

Inneres Modellgebiet

Das innere Modellgebiet orientiert sich an der geologischen Struktur des Oberrheingrabens und wird im Westen und Osten im Wesentlichen durch die Grabenhauptverwerfungen begrenzt. Es hat, wie das gesamte Projektgebiet, eine SSW-NNE orientierte Längserstreckung von 270 km und ist im Norden durchschnittlich 40 km breit. Die Breite nimmt im zentralen Bereich bis auf 26 km ab und im Süden bis auf 70 km (inklusive Teilgebiet Schweiz) zu. Das geologische 3D-Modell und die geostatistische Temperaturmodellierung konzentrieren sich auf das innere Modellgebiet. Das Pilotgebiet Modellierung im Bereich Karlsruhe – Landau – Soultz-sous-Forêts, das Modellgebiet Schweiz sowie das CUS-Projektgebiet sind Teile des inneren Modellgebiets.

Der Kaiserstuhl konnte auf Grundlage tektonischer Strukturen nicht abgegrenzt werden. Hier erfolgte deshalb eine schematische Abgrenzung, die sich an der Morphologie des Kaiserstuhls orientiert und Bereiche einschließt, in denen reflexionsseismische Profile Intrusionen oder eine extreme tektonische Zerlegung vermuten lassen.

Aufgrund der geringen Datendichte (Seismik, Bohrungen) konnte für die Freiburger Bucht kein 3D-Modell erstellt werden.

Die Nordgrenze verläuft in Rheinland-Pfalz südlich von Bechtheim und Hamm a. Rhein und weiter entlang der Grenze zwischen Baden-Württemberg und Hessen.

Die Südgrenze liegt im Bereich der Jura-Überschiebungsfront und wird durch nördlich einfallende, in das paläozoische Grundgebirge reichende, Abschiebungen markiert.

Pilotgebiet Modellierung

Das Pilotgebiet Modellierung befindet sich in der Grenzregion Baden-Württemberg – Rheinland-Pfalz – Frankreich. Es besitzt eine SSW-NNE orientierte Längserstreckung von 57 km und ist etwa 40 km breit. Im Pilotgebiet Modellierung wurden die Arbeitsabläufe für die geologische 3D-Modellierung getestet und danach in den anderen Bereichen implementiert. Des Weiteren wurde für diesen Abschnitt eine konduktive Temperaturmodellierung durchgeführt.

Modellgebiet Schweiz

Die Grenzen des Modellgebiets Schweiz werden durch Koordinaten markiert (Schweizer Koordinatensystem): SW-Ecke 597000/255000, NE-Ecke 626000/275000 (GK Zone 3 Koordinaten: SW-Ecke 3379316/5257611, NE-Ecke 3408714/5277026). Im Gegensatz zum übrigen Modellgebiet verläuft die östliche Hauptverwerfung (hier: Rheintalflexur) durch das Schweizer Teilmodell. Es umfasst somit sowohl Teile des Oberrheingrabens als auch der Grabenschulter (hier: Tafeljura).

Das Modellgebiet Schweiz weist teilweise eine höhere Auflösung, insbesondere der Lockergesteinsbasis, auf. Im Modellgebiet Schweiz wurden des Weiteren Fallbeispiele für die Nutzung des geologischen 3D-Modells als Werkzeug sowie Störungskorrelationstests durchgeführt. Außerdem wurde die Abweichung des Modells von neu erhobenen Bohrdaten evaluiert.

CUS-Projektgebiet

Das CUS-Projektgebiet zeigt die Lage der vom BRGM durchgeführten Pilotstudie im Stadtgebiet von Straßburg zur geothermischen Bewertung von drei mesozoischen Nutzhorizonten. Es hat eine SSW-NNE orientierte Längserstreckung von 27 km und ist durchschnittlich 12 km breit.

Modellgebiete | Zones modélisées

- Äußeres Modellgebiet
Extension du modèle externe
- Inneres Modellgebiet
Extension du modèle interne
- Projektgebiet CUS (Stadt Straßburg)
Projet CUS (Communauté Urbaine de Strasbourg)
- Modellgebiet Schweiz
Extension du modèle suisse
- Pilotgebiet Modellierung
Modélisation de la zone pilote

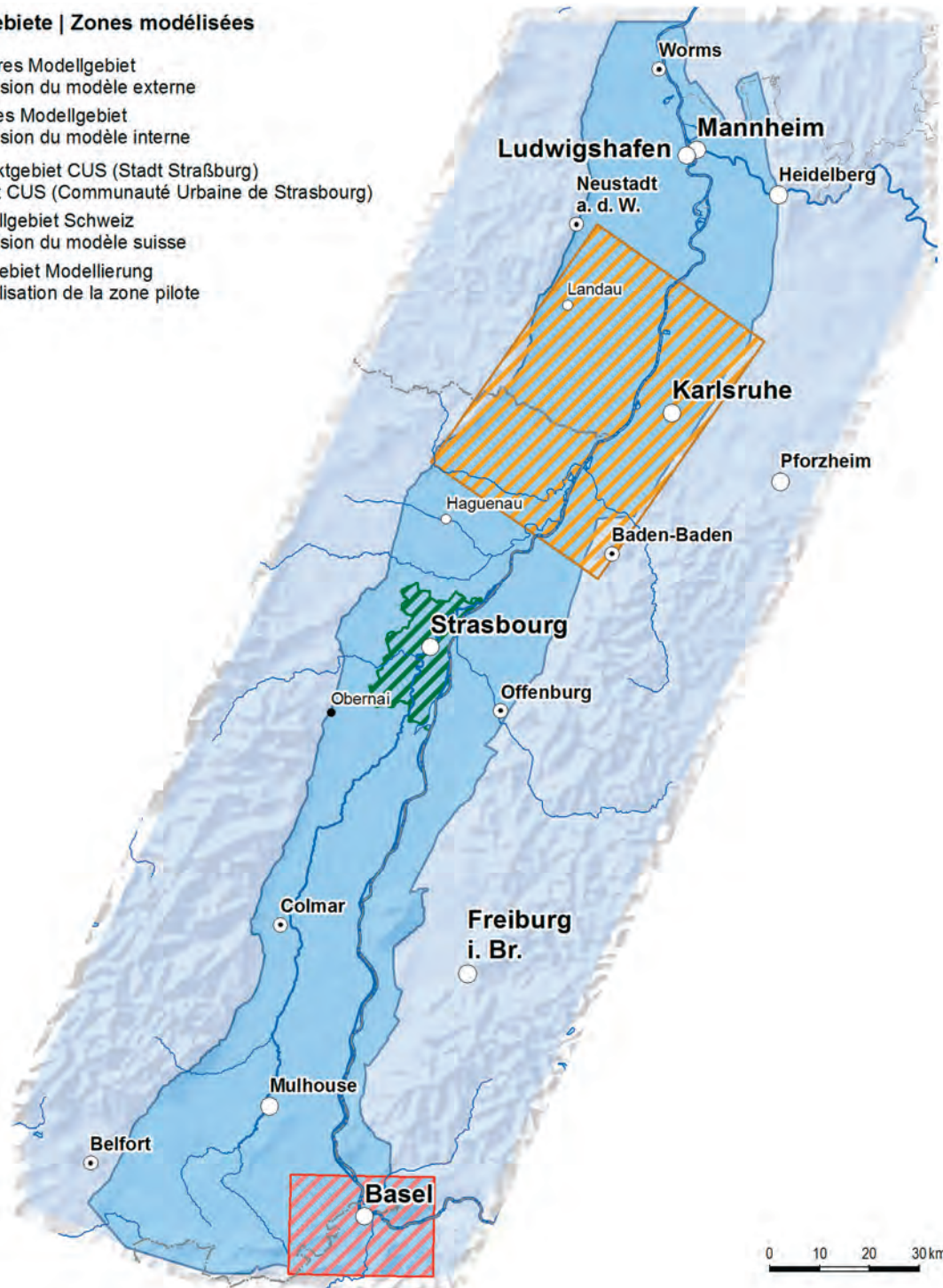


Abb. 1.2-01: Ausdehnung des Modellgebiets (Atlasblatt 1.1, www.geopotenziale.eu).



1.3 Eingangsdaten und Methodik

1.3.1 Workflow und Koordinatensysteme

Für die Ableitung von Geopotenzialen im Oberreingraben wurden im Rahmen des GeORG-Projektes verschiedene Modelle erzeugt. Das geothermische Potenzial stand dabei im Zentrum der Betrachtungen. Um aus den großen und teilweise stark heterogenen Datenmengen in unterschiedlichen landesüblichen Koordinatensystemen ein konsistentes Gesamtbild zu generieren, war die Entwicklung effizienter Arbeitsabläufe unumgänglich. Der **GeORG-Basisworkflow** wird in Abb. 1.3-01 wiedergegeben. Der erste und zugleich zeitaufwändigste Arbeitsschritt beschäftigt sich mit der technischen und inhaltlichen Harmonisierung der Eingangsdaten, wie Bohrungen, Seismik und hydrogeologischen Parametern (Kap. 1.3.2). Auf den Eingangsdaten aufbauend finden Modellierungen und Auswertungen unter verschiedenen Aspekten statt. Kapitel 1.3.4 beschreibt die Grundzüge der Seismikinterpretation als wesentliche Grundlage für die Erstellung des geologischen 3D-Modells (Kap. 1.3.5). Die Auswertung hydrogeologischer Daten ist essentiell für die Charakterisierung der Gesteinseinheiten unter Geopotenzialaspekten (Kap. 1.3.3). Die Arbeitstechniken für eine geostatistische Auswertung von Temperaturen und die auf Wärmeleitfähigkeiten gestützte konduktive Temperaturmodellierung werden in Kapitel 1.3.6 Geothermisches 3D-Modell beschrieben. Die Ergebnisse der Modellierungen (Geologisches 3D-Modell, Temperaturmodellierungen, Auswertung hydrogeologischer Daten einzeln und in Kombination) finden im Kapitel 1.3.7 Produktableitungen Eingang.

Koordinatensysteme

Die Eingangsdaten für die Modellierung sind originär in ihren landesüblichen Koordinatenreferenzsystemen gehalten:

- Frankreich: Lambert II Carto
- Deutschland: DHDN_3_Degree_Gauss_Zone_3
- Schweiz: CH1903_LV03

Für die Darstellung der Projektergebnisse in Form von gedruckten Karten und digital mit Hilfe von Webdiensten wird das europaweit gängige Koordinatenreferenzsystem ETRS_1989 mit der für das Untersuchungsgebiet gültigen Projektion UTM Zone 32N verwendet.

Koordinatentransformationen haben daher für die Aufarbeitung der Eingangsdaten, im Zuge des projektinternen Austauschs von Arbeitsdaten und

bei der Darstellung von Ergebnisdaten in Kartenform und im Internet eine große Bedeutung. Die Methoden der Datumstransformation für 2D- und 3D-Daten müssen bei der Projektbearbeitung vorab festgelegt und konsistent gehandhabt werden, um Lageungenauigkeiten, die aus unterschiedlichen Datumstransformationen resultieren, möglichst gering zu halten. **Eingangsdaten** für die 3D-Modellierung (Bohrlagepunkte, geologische Karten, Karten aus vorherigen Projekten) wurden mit Hilfe üblicher GIS-Methoden in der Software ArcGIS 9.3 transformiert, wobei Zwei-Schritt-Datumstransformationen angewendet wurden. Für die Koordinatentransformation von **Gocad-Objekten** aus dem geologischen 3D-Modell gibt es keine Standardwerkzeuge. Daher wurde an der TU Bergakademie Freiberg im Rahmen eines Werkvertrags das Programm KoordTrans entwickelt, mit dem Gocad Objekte direkt zwischen den in GeORG benötigten Koordinatensystemen umgewandelt werden können (Karich 2010).

1.3.2 Datengrundlagen und deren Aufbereitung

Kapitel 1.3.2 beschreibt die grundlegenden Datentypen und deren Vorbereitung für die Nutzung unter geologischen, hydrogeologischen und geothermischen Gesichtspunkten.

1.3.2.1 Harmonisierung von Bohrdaten

Bohrungen liefern grundlegende Eingangsdatensätze für alle Aspekte der Modellierung und der Ableitung von Geopotenzialen. Je nach Aufschlusszweck und Untersuchungsprogramm enthalten sie neben den obligatorischen Stammdaten weitere Informationen wie beispielsweise lithologische Schichtbeschreibungen und deren lithostratigraphische Zuordnung, geophysikalische Bohrlochmessungen, Pump- oder Fördertests, Temperaturmessungen, hydrochemische Untersuchungen sowie petrophysikalische Messreihen (z. B. Wärmeleitfähigkeit, Dichte). Die verwendeten Bohrungen stammen zu einem großen Teil aus der Kohlenwasserstoff- und Kalisalzerkundung oder wurden für Geothermie- oder Mineralwasserzwecke abgeteuft. Die in den Originalunterlagen verwendeten stratigraphischen Nomenklaturesysteme unterscheiden sich je nach Alter und Region in wesentlichen Punkten. Eine umfassende inhaltliche und technische

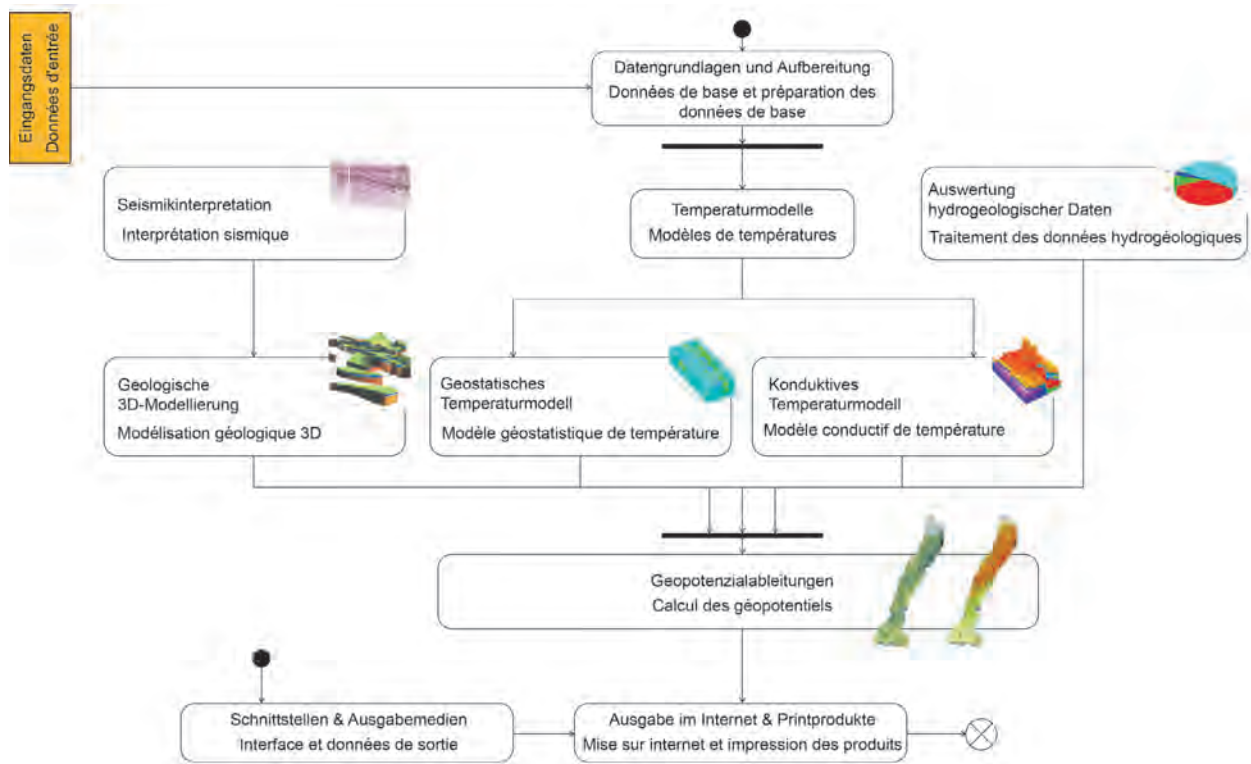


Abb. 1.3-01: Projektworkflow.

Harmonisierung der Bohrdaten war daher unumgänglich. Insgesamt wurden 2629 Bohrungen für das GeORG-Projekt (Abb. 1.3-02) unter folgenden Teilaspekten harmonisiert und aufbereitet:

Die **Stammdaten** (Name, Lagekoordinaten des Bohransatzpunkts, Endteufe, Bohrpfad etc.) der Bohrungen aus den verschiedenen Ländern/Bundesländern wurden von den jeweiligen Projektpartnern zusammengestellt und überprüft.

Für eine projektgebietsweit einheitliche **lithostratigraphische Schichtbeschreibung** musste sichergestellt werden, dass mit gleichen Namen gleiche lithostratigraphische Einheiten bezeichnet werden. Dies ist besonders für die känozoische Grabenfüllung von Bedeutung, denn hier wurden, im Laufe der Forschungsgeschichte, sowohl gleiche Namen für unterschiedliche lithostratigraphische Einheiten benutzt, als auch gleiche lithostratigraphische Einheiten mit verschiedenen Namen bezeichnet (s. Kap. 1.4.3.2). Daher wurde von der Projektgruppe eine aktualisierte, grenzübergreifende lithostratigraphische Nomenklatur für die känozoischen Sedimente erarbeitet (Wielandt-Schuster et al. 2012). Die verwendeten Bohrungsdaten (Schichtbeschreibungen und geophysikalische Bohrlogs) wurden unter Berücksichtigung dieser Nomenklatur neu interpretiert. Die Definition eines länderübergreifenden Austauschformats für Stamm- und Schichtdaten

sorgt für einen einfachen Informationstransfer zwischen den Projektpartnern.

Geophonversenkungsmessungen (GVM, engl. Checkshots) sind eine wichtige Grundlage für den Aufbau von Geschwindigkeitsmodellen für Transformationen zwischen Zeit- und Tiefendomäne. Ein Großteil der Geophonversenkungsmessungen steht in der Kohlenwasserstoffdatenbank (KW DB) des LBEG in Deutschland und der BEPH Datenbasis in Frankreich digital zur Verfügung. Ergänzende analoge Daten aus den Archiven der Projektpartner wurden gescannt und digitalisiert.

1.3.2.2 Hydrogeologische Parameter

Hydrogeologische Parameterdatensätze bilden einen Baustein für die Geopotenzialbewertung relevanter geothermischer Einheiten. Im Rahmen des GeORG-Projektes wurden Informationen zu Temperaturen, Hydrochemie, Porositäten und Permeabilitäten sowie Wärmeleitfähigkeiten gesammelt, harmonisiert und in einer Access-Datenbank abgelegt.

Im **logischen Datenbankmodell** für hydrogeologische Parameterdatensätze werden Stammdaten und Messwerte in getrennten Tabellen gehalten und sind mit einem Identifizierer verknüpft. In den Stammdaten finden sich u. a. Angaben zum

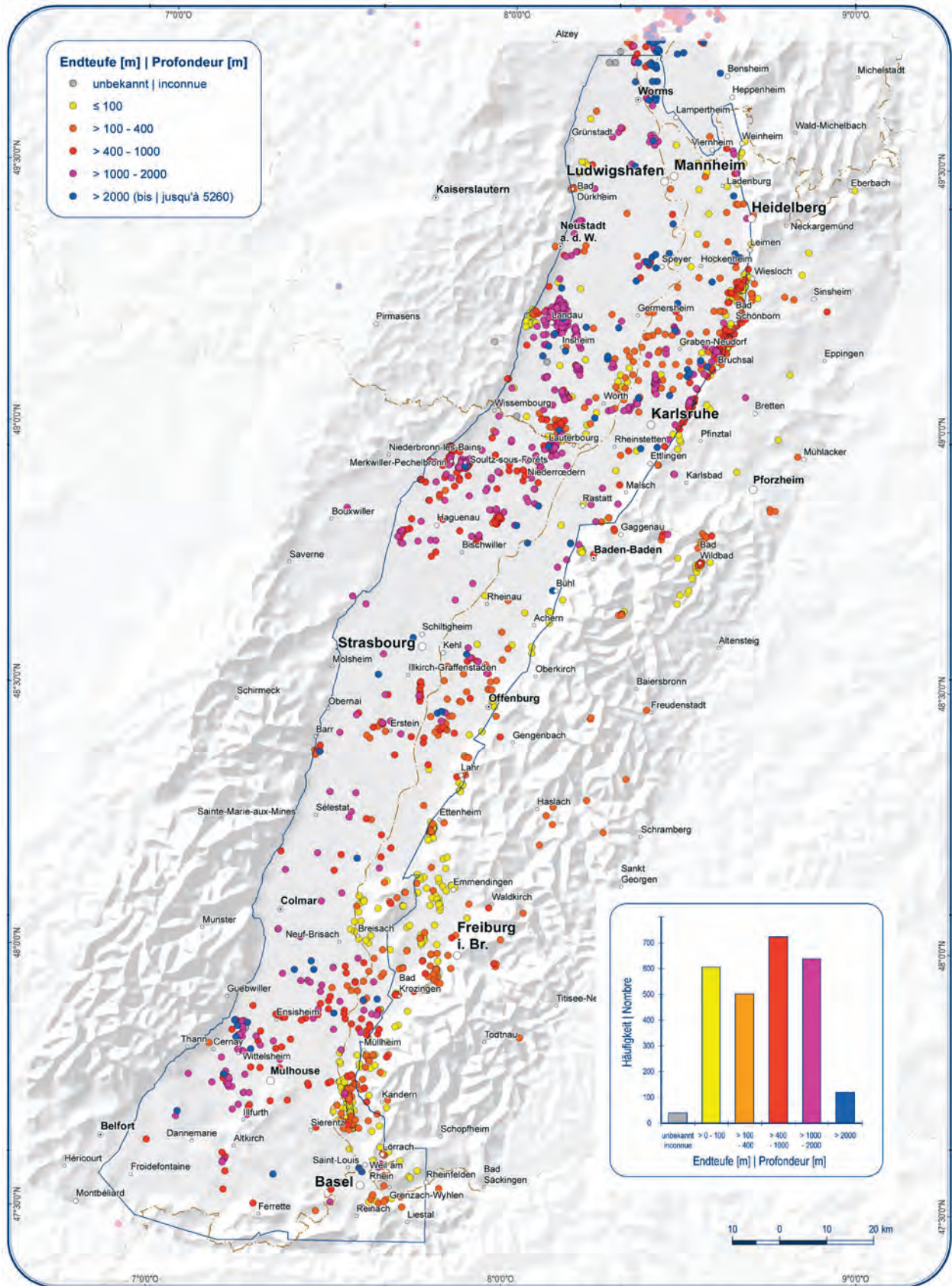


Abb. 1.3-02: Verteilung der Bohrungen im Projektgebiet (Atlasblatt 1.2, www.geopotenziale.eu).

Namen der Bohrung, Herkunft der Daten, Koordinaten, Ansatzhöhe und Endteufe sowie weitere Verknüpfungs-IDs zu anderen Datenbanken der Projektpartner und weiterer Institutionen. Für eine bessere Vergleichbarkeit wurden alle Datensätze ins Gauß-Krüger Zone 3 Koordinatensystem konvertiert und einheitlich abgelegt. Obligatorische Quellenangaben sichern die Rückverfolgbarkeit der Datensätze. Teilweise standen Messwerte mehrfach aus verschiedenen Datenquellen zur Verfügung. In solchen Fällen wurden grundsätzlich die Daten des Herkunftslandes berücksichtigt.

Die **Temperaturdaten** stammen für den deutschen Teil hauptsächlich aus dem Fachinformationssystem Geophysik (Kühne 2006) und einer Qualifizierungsarbeit Carré (2011) für den französischen Anteil des Projektgebiets. Ergänzend wurden Daten aus Bohrarchiven, Projekten (GeoTool, unveröffentlicht) und Literaturrecherchen berücksichtigt. Neben den Pflichtangaben zur Messtiefe, Datenquelle, Messart (Log, BHT usw.) und Datenherr fanden das Datum der Messung, die Rohtemperatur, die korrigierte Temperatur, das verwendete Korrekturverfahren sowie weitere bohrtechnische Angaben Eingang.

Für **hydrochemische Daten** wurde im wesentlichen auf die Vorgängerprojekte und hausinternen Datenbanken der Projektpartner zurückgegriffen. Für den französischen Anteil standen neben Informationen aus GeotIS (Jodocy & Stober 2007) Werte aus Geothermiebohrungen der Forschungsanlage Soultz-sous-Fôrets (Sanjuan et al. 2010) sowie Daten aus Erdölbohrungen zur Verfügung. Insgesamt fanden neben Pflichtangaben wie Messtiefe und lithostratigraphische Einheit 99 verschiedene Parameter in der Datenbank Eingang.

Die Messwerte für **Porositäten und Permeabilitäten** wurden im Rahmen des Projektes aus verschiedenen Quellen zusammen getragen und harmonisiert. Eigene Messungen und erneute Berechnungen wurden im Rahmen des Projektes nicht durchgeführt. Porositäten können mit verschiedenen Messmethoden ermittelt werden, z. B.: durch In-Situ-Messungen im Bohrloch (Logs, Hydraulische Tests) oder im Labor. Je nach Messverfahren kann nicht der gesamte Porenraum erfasst werden, sondern nur eine Teilmenge davon bis hin zur Ermittlung des durchflusswirksamen Hohlraumanteils. Bei der Permeabilität wird je nach Messverfahren die Gebirgsdurchlässigkeit (Klüfte und Poren bei In-Situ Messungen) oder die Gesteinsdurchlässigkeit (Matrixporosität im Labor) bestimmt.

Die **Wärmeleitfähigkeiten** wurden an Gesteinsproben mit Hilfe eines Thermoscanners (System Popov, Popov et al. 1999) jeweils im trockenen und

wassergesättigten Zustand und zur Berücksichtigung der Anisotropie jeweils in zwei Raumrichtungen gemessen.

1.3.2.3 Seismikdaten

Für das GeORG-Projekt wurden rund 5350 km in der Zeitdomäne vorliegende 2D-reflexionsseismische Abspielungen aus den Archiven der Projektpartner aufbereitet. Voraussetzung für eine gemeinsame Interpretation von 2D-Seismikdaten ist eine Homogenisierung des Eingangsdatenbestands. Unterschiedliche Datenquellen, Datenträger und Formate machten eine voneinander abweichende Behandlung der Sequenzen in Deutschland und Frankreich notwendig. Während in Deutschland und der Schweiz die reflexionsseismischen Daten im bereits bearbeiteten Zustand gestapelt oder migriert als Papiausdrucke vorlagen, setzte die Bearbeitung im französischen Teil auf den Rohdaten im Anfangszustand auf. Aus Kostengründen wurde in der Schweiz auf eine aufwändige Reprozessierung der Linien verzichtet.

Aufbereitung deutscher Seismikprofile

Im deutschen Teil des Projektgebiets lagen 1928 km Seismikprofile für Baden-Württemberg und 1736 km Profile für Rheinland-Pfalz als Papiausdrucke vor (s. Abb. 1.3-03). Bei den Profilen handelt es sich hauptsächlich um Stapellinien, teilweise auch um migrierte Datensätze. Die seismischen Profile und die dazugehörigen Lagepläne wurden gescannt und digitalisiert, um die seismischen Daten im SEG-Y Format und Koordinaten in digitaler Form für die Prozessierungssoftware nutzbar zu machen. Zudem wurden für jedes Profil weitere für die Reprozessierung wichtige Informationen wie das Bezugsniveau, Korrektur- und Stapelgeschwindigkeiten in einem digitalen Format erfasst. Am Ende dieses Wiederherstellungs- und Transformationsschrittes ins Digitalformat konnten die Seismiklinien homogen reprozessiert werden. Die Homogenisierung der Seismikdaten resultiert einerseits in der Wahl eines gemeinsamen Bezugsniveaus bei 150 m NN für alle Seismiklinien des GeORG-Projektes, um alle Daten auf dem gleichen Referenzniveau zu positionieren. Damit werden Artefakte oder Fehler an Kreuzungspunkten vermieden. Andererseits sorgt die Prozessierungssequenz für eine signifikante Verbesserung des resultierenden Bildes für die Interpretation. Die Prozessierungssequenz der deutschen Daten basierte hauptsächlich auf einer Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses, der Anwendung verschiedener Filter und einer Amplitudenprozessierung, gefolgt von einer Migration. Mit Hilfe der Migration werden die seismischen Einsätze in ihre tatsächliche Position versetzt.

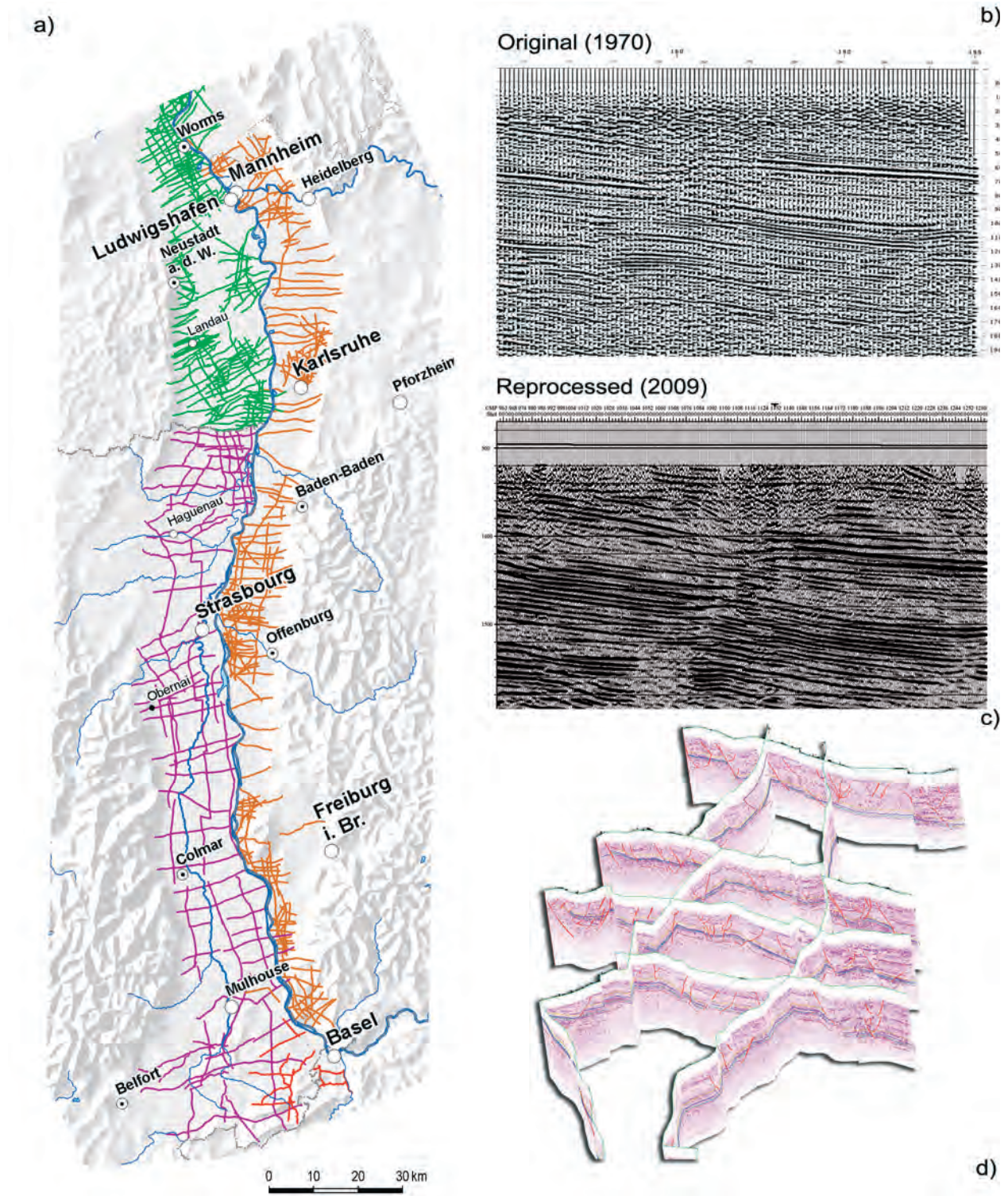


Abb. 1.3-03: a) Lageplan der Seismikprofile im Projektgebiet (lila: französische 2D-Seismik aus Rohdaten prozessiert; orange (Baden-Württemberg) und grün (Reinland-Pfalz) aus Stapellinien prozessiert oder bereits migriert; b) Original 2D-Seismik (1970) c) Reprozessierte Linien (2009); die reprozessierten Linien weisen eine weitaus höhere Reflektorkontinuität auf; d) Reprozessierte SEG-Y Datensätze mit eingetragener Interpretation im 3D-Raum.

Aufbereitung französischer Seismikprofile

Im französischen Teil des Projektgebiets wurden 142 Profile (1689km) in digitaler Form für GeORG verwendet (s. Abb. 1.3-03). Aus 85 Einzelprofilen zusammengesetzte 25 Regionalprofile mit insgesamt 963km Länge wurden bereits in einem Vorgängerprojekt prozessiert und standen in migrierter Form bereit. Die anderen Profile standen als Rohdaten zur Verfügung. Eine Verarbeitungssequenz konvertierte die aktualisierten Geometrien ausgehend vom französischen Koordinatensystem Lambert 2 ins deutsche Gauß-Krüger 3 System. Weitere Prozessierungsschritte umfassten die Korrektur der sphärischen Divergenz, die Dämpfung unerwünschter Signale oder des Rauschens durch Filterung und Dekonvolution und die Korrektur fehlerhafter Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Untergrund für die ersten 20m mit Hilfe eines geologischen Modells. Für ein interpretierbares Untergrundbild wurden die Daten migriert, das heißt die seismischen Einsätze wurden in ihre tatsächliche Position versetzt.

1.3.2.4 Aufbereitung von Datensätzen aus der Literatur und Vorgängerprojekten der GeORG-Projektpartner

Für das GeORG-Projekt wurden Daten aus der Literatur wie Mächtigkeiten, Verbreitungskarten, Profilschnitte und Informationen aus früheren Projekten für die Erstellung diverser Karten und Modelle genutzt.

Geologische Karte

Geologische Karten zeigen die Verbreitung lithostratigraphischer Einheiten an der Geländeoberfläche, deren Lagerungsverhältnisse und das Auftreten von Störungen. Sie stellen neben Angaben aus Bohrungen und Seismik wichtige Informationen für die geologische 3D-Modellierung zur Verfügung. Daher sammelten die Projektpartner geologische Daten im Maßstab 1:50000 bzw. 1:25000 und harmonisierten die Informationen technisch und inhaltlich (Details in Kap 3.2.2.1).

Weiterführende Kartendarstellungen

Ergänzend zur Geologischen Karte des GeORG-Projektgebiets wurden weitere Kartendarstellungen zur Beurteilung der geologischen Situation genutzt, u.a. analoge geologische Karten (GK25, GK50), abgedeckte geologische Karten an der Tertiärbasis (GLA/BRGM 1979, GLA 1981), tertiäre Steinsalzvorkommen im Südteil des Projektgebiets (Lutz & Cleintuar 1999) und geophysikalische Karten wie die Darstellung der Bouguer-Anomalien (Skiba et al. 2010) und der Magnetfeldanomalien (Gabriel et al. 2010).

Schichtlagerungskarten und Mächtigkeitsverteilungen

Die Darstellung der Raumlage geologischer Grenzflächen (Isohypsenkarten, Schichtlagerungskarten) hat im Oberrheingraben eine lange Tradition. Im Projektraum wurden u.a. die Darstellungen der Geothermische Synthese des Oberrheingrabens (GLA/BRGM 1979, GLA 1981), von Boigk & Schöneich (1970), Pflug (1982) und Wirsing & Luz (2007) genutzt. Die Mächtigkeitsverteilungen geologischer Einheiten werden häufig in Isopachenform dargestellt. Für das GeORG-Projekt wurden u.a. folgende Quellen für die geologische 3D-Modellierung herangezogen: Bartz (1974), Boigk & Schöneich (1970), Boigk & Schöneich (1974), Rupf & Nitsch (2008), Wirsing & Luz (2007), Bitterli (1992), Reisdorf et al. (2011). Schichtlagerungskarten und Mächtigkeitsverteilungen liegen meistens in Papierform vor. Nach Scan und Georeferenzierung wurden die in diesen Dokumenten enthaltenen Isolinien (Isohypsen und Isopachen), Störungen, Belegpunkte und Verbreitungspolygone digitalisiert und nachfolgend in die 3D-Modellierungssoftware Gocad übernommen.

Profilschnitte und interpretierte Seismikprofile (Line Drawings)

Vertikal orientierte Profilschnitte spielen für die Darstellung des tektonisch komplexen Aufbaus des Projektgebiets eine zentrale Rolle. Neben klassischen geologischen Profilschnitten fanden Auswertungen für geoelektrische Messungen (z.B. geophysikalisch-geologische Schnitte durch den Kaiserstuhl aufgrund von geoelektrischen Tiefensondierungen in Homilius et al. 2003) und interpretierte Seismikprofile (sog. Line Drawings, in Baden-Württemberg mehr als 600 Stück) in der geologischen 3D-Modellierung als ergänzende Informationen Eingang. Nach Scan der Papierdokumente und Import in die Software Gocad wurden die Profilschnitte und Line Drawings im 3D-Raum georeferenziert und geologische Strukturen wie Störungen und Horizonte digitalisiert.

Digitale Geländemodelle

Als digitales Basisgeländemodell standen aufbereitete SRTM-Daten (Shuttle Radar Topography Mission, Bezugsquelle CGIAR: <http://srtm.csi.cgiar.org/>) mit einer Pixelgröße von 77,6m für das Projektgebiet zur Verfügung. Für verschiedene Aufgabenstellungen innerhalb des Workflows war ein Resampling der Daten auf folgende Pixelgrößen erforderlich: 100m Pixelgröße als Grundlage für Produktgrids, 500m Pixelgröße für das geostatistische Temperaturmodell und 1000m Pixelgröße für die geologische 3D-Modellierung. Für Teilbereiche des geologischen Modells, v.a. im Randschollengebiet mit verstärkter



Geländemorphologie, kamen länderspezifische DGM mit höherer Auflösung zum Einsatz.

Geologische 3D-Modelle

Für Teilbereiche des GeORG-Projektgebiets lagen bereits geologische 3D-Modelle vor:

- Baden-Württemberg: Landesmodell (Rupf & Nitsch 2008), ISONG1-Modell (Rupf & Armbruster 2008)
- Frankreich: Soultz-sous-Forêts (Dezayes et al. 2011), Dannemarie-Becken (Ford et al. 2007)
- Schweiz: Basel (Zechner et al. 2001), Muttentz-Pratteln (Spottke et al. 2005), Gempfen (Butscher & Huggenberger 2007)
- Rheinland-Pfalz: Bienwaldmodell (LGB RLP et al. 2010)
- Hessen3D im Nordosten an das GeORG-Gebiet angrenzend (Arndt et al. 2011)

1.3.3 Auswertung hydrogeologischer Daten

Für die Abschätzung der Geopotenziale im Projektgebiet wurden unterschiedliche hydrogeologische und geothermische Daten ausgewertet. Nach der Aufbereitung der Informationen standen umfangreiche Datensätze zur Auswertung zur Verfügung. Den größten Datensatz stellen dabei die Temperaturdaten dar, deren Auswertung im Zuge der Erstellung der beiden geothermischen 3D-Modelle stattfand (s. Kap. 1.3.6).

Hydrochemie

Die vorliegenden chemischen Analysen wurden von verschiedenen Laboren überwiegend an tiefen Grundwässern ausgeführt. Die untersuchten Wässer wurden je nach Fragestellung nicht in allen Fällen mit höchster Präzision analysiert. Teilweise sind sie als Übersichtsanalysen zu bewerten. Einzelne chemische Bestandteile wurden teilweise nicht bestimmt oder lediglich zusammengefasst dokumentiert. Ionenbilanzen (Fehler (%) = $|\sum \text{Kationen} - \sum \text{Anionen}| * 100 / (\sum \text{Kationen} + \sum \text{Anionen}) * 0,5$) können daher nicht oder nur eingeschränkt erstellt werden. Bei vollständigen Analysen zeigen sich teilweise bemerkenswerte Bilanzabweichungen, die einer zuverlässigen Bestimmung des Wassertyps entgegenstehen. Für die Auswertung wurden daher überwiegend Analysen verwendet, die hinsichtlich der Ionenbilanz als vertrauenswürdig anzusehen sind. Nach LAWA (1993) wird bei Wässern mit einer Ionensumme von $\geq 5 \text{ mmol(eq)/l}$ ein akzeptabler Bilanzfehler von $\pm 5\%$ empfohlen.

Die chemische Beschaffenheit der Wässer wurde für die einzelnen Nutzhorizonte in jeweils einem Schoeller-Diagramm dargestellt. Die Anzahl der synoptisch dargestellten Analysen wurde auf maximal 15 begrenzt, um die Übersichtlichkeit zu gewährleisten. Die Variationsbreite der hydrochemischen Beschaffenheit der dargestellten Wässer ist daraus klar ersichtlich.

Wärmeleitfähigkeiten

Für das Projektgebiet liegen insgesamt 921 Messungen für 520 Probekörper aus 46 Probenahmestellen zur Wärmeleitfähigkeit (WLF) vor. Bei der Betrachtung der Messwerte ist zu beachten, dass die Messungen mit verschiedenen Messverfahren durchgeführt wurden, was die Vergleichbarkeit erschwert. Darüber hinaus existieren derzeit noch keine Erkenntnisse zur Divergenz der Messwerte bei den verschiedenen Messverfahren sowie entsprechende Korrekturverfahren. Die Wärmeleitfähigkeiten wurden mit Hilfe von Box-Whisker-Plots charakterisiert. Die Auswertung erfolgte getrennt nach Wassergehalten, Messtiefe und stratigraphischen Einheiten.

Porositäten und Permeabilitäten

Für das Projektgebiet liegen insgesamt 1878 Messungen in Form von Mittelwerten aus 51 Probenahmestellen zur Porosität und 1196 Messungen zur Permeabilität in Form von Mittelwerten aus 101 Probenahmestellen vor. Bei der Betrachtung der Messwerte ist zu beachten, dass die Messungen mit verschiedenen Messverfahren durchgeführt wurden. Vielfach liegen jedoch keine Informationen zum verwendeten Messverfahren vor, was die Vergleichbarkeit erschwert. Die Porositäten und Permeabilitäten wurden mit Hilfe von Box-Whisker-Plots charakterisiert. Die Auswertung erfolgte getrennt nach Messtiefe und stratigraphischen Einheiten.

Eine Auswertung hydraulischer Daten fand in diesem Projekt nicht statt, da bereits umfangreiche Arbeiten u. a. im Projekt GeotIS erfolgten (Stober & Jodocy 2009).

1.3.4 Seismikinterpretation

Für die Interpretation des geologischen Aufbaus des Projektgebiets standen etwa 5350 km einheitlich prozessierte 2D-Seismikabspielungen im SEG-Y Format zur Verfügung. Die Ergebnisse der Interpretation sind eine wichtige Datengrundlage für die Konstruktion des geologischen 3D-Modells. Für Frankreich und Deutschland fanden die Arbeiten in der Software SeisVision (GeoGraphix,

Landmark) oder direkt im Profilschnittmodul des 3D-Modellierungsprogramms Gocad 9.x (Paradigm) statt. Letzteres Vorgehen bietet den Vorteil einer schnellen visuellen Kontrolle der Interpretationsergebnisse im Raum. Die als Papiausdruck vorliegenden Seismikabspielungen im Schweizer Projektgebiet wurden manuell interpretiert.

Die Interpretation reflexionsseismischer Profile besteht aus folgenden Arbeitsschritten:

- Detektierung seismischer Horizonte anhand ihrer seismischen Signatur
- Zuordnung der seismischen Horizonte zu geologischen Grenzflächen
- Detektierung von Störungen

Seismische Horizonte lassen sich durch ihre seismische Signatur, wie Amplitude, Frequenz und Kontinuität detektieren (Badley 1985, Veeken 2007). Die Zuordnung der seismischen Horizonte zu lithostratigraphischen Grenzflächen erfolgt mit Hilfe von Bohrungen. Weil die Anzahl von Bohrungen und die Qualität der Seismikreflektoren mit zunehmender Tiefe abnimmt, gestaltete sich die Interpretation der präkänozoischen Horizonte, v.a. in tektonisch intensiv zerlegten Gebieten, schwierig. Im deutschen Anteil konzentrierte sich daher die Interpretation auf die känozoischen Horizonte und eine mesozoische Grenzfläche mit detektierbarer seismischer Charakteristik (Süden und Mitte: Oberfläche Hauptrogenstein, Norden: Basis Keuper). Daneben wurden Störungen und Salzstockumrisse bei der Interpretation berücksichtigt. Aufgrund der prozessierungsbedingt besseren Eingangsdatenqualität wurden in der Schweiz und in Frankreich insgesamt 10 Horizonte, Störungen und Umriss von Salzstockstrukturen in der Seismik detektiert und interpretiert. Doch auch in diesen Gebieten zeigte die anschließende Kombination der Seismik- und Bohrdaten im geologischen 3D-Modell bereichsweise Fehlinterpretationen der präkänozoischen Horizonte, die im Nachgang repositioniert werden mussten.

1.3.5 Geologische 3D-Modellierung

Die geologische 3D-Modellierung erfolgte einheitlich in der 3D-Modellierungssoftware Gocad (Paradigm). Dieses Programmpaket ist speziell für die Interpretation geologischer Daten konzipiert. Es erlaubt die Verarbeitung inhomogen verteilter und teilweise inkonsistenter Eingangsdatensätze. Kernstück der Software ist der Interpolationsalgorithmus DSI (Discret Smooth Interpolation Method, Mallet 1992). Übersichtsbeschreibungen

zur 3D-Modellierung finden sich u.a. in Groshong (2006), Tearpock & Bischke (2003) und speziell zur Modellierung mit Gocad bei Caumon et al. (2009).

Der **3D-Modellierungsworkflow** (Abb. 1.3-04) untergliedert sich in Arbeitsschritte in der Zeit- und Tiefendomäne. Da sich die Seismikdaten als wichtigste Quelle für die 3D-Modellierung in der Zeitdomäne befinden, müssen die weiteren, in Tiefe vorliegenden Informationen konvertiert werden. Vorbereitende Arbeitsschritte, wie die Konstruktion von Mächtigkeits- und Faziesverteilungen sowie die Erstellung von Verbreitungspolygonen finden in der Tiefendomäne statt. Diese Datensätze sowie weitere Eingangsdaten (Bohrungen, Schichtlagerungsinformationen etc.) werden mit einem einfachen ersten Geschwindigkeitsmodell von der Tiefen- in die Zeitdomäne konvertiert.

Die Konstruktion der grundlegenden Modellstrukturen (Störungen, Horizonte, Salzstockstrukturen) erfolgte mit Hilfe der interpretierten 2D-Seismik in der Zeitdomäne. Die im vorherigen Arbeitsschritt in die Zeitdomäne konvertierten Eingangsdatensätze sowie die Ergebnisse der vorbereitenden Arbeitsschritte ergänzen die Seismikinformationen. Für die nachfolgende Überführung der Modellobjekte in die Tiefendomäne wurde ein zweites, detailliertes Geschwindigkeitsmodell erzeugt. Für die Zeit-Tiefenkonvertierung ist ein wasserdichter Verschnitt der Gocad-Objekte notwendig, da ansonsten Lücken oder Überschneidungen in der Tiefendomäne auftreten. Einige Modellhorizonte sind in der Seismik nicht zuverlässig detektierbar (s. Kap. 1.3.4) und müssen in der Tiefendomäne im Modell mit Hilfe von Mächtigkeitsverteilungen integriert werden. Die Abgrenzung von vulkano-sedimentären Bereichen im Kaiserstuhlgebiet ergänzen das geologische 3D-Modell. Für das Schweizer Teilmodell wurden aufgrund der besonderen Datenlage (kaum Abdeckung durch reflexionsseismische Profile) die Störungen und Horizonte direkt in der Tiefe modelliert. Hierfür wurden die interpretierten Horizonte aus den reflexionsseismischen Linien direkt in die Tiefe konvertiert. Das geologische 3D-Modell ist die Grundlage für die Ableitung von Produkten, wie Schichtlagerungsinformationen, Mächtigkeitsverteilungen und Profilschnitten.

1.3.5.1 Vorbereitende Arbeitsschritte

Für die Modellierung geologischer Horizonte ist eine Abschätzung ihrer Verbreitung im überdeckten Bereich notwendig. Aufgrund der Überdeckung weiter Teile des Modellgebiets mit Lockergesteinen lässt sich die **Verbreitung** der älteren geologischen Einheiten im Wesentlichen aus Bohrungen erschließen. Im Randschollenbereich wird zusätzlich der



Ausstrich der gesuchten Einheit auf der geologischen Karte genutzt. Zusätzliche Informationen liefern abgedeckte geologische Karten, Mächtigkeitsverteilungen und Profilschnitte. Alle Eingangsdateninformationen werden im GIS auf eventuell auftretende Widersprüche geprüft und nachfolgend zu Verbreitungspolygonen kombiniert.

Da einige Horizonte nicht in der Seismik detektierbar waren, wurden andere Methoden für

deren Modellierung genutzt. Die Kenntnis über **Mächtigkeiten von Modelleinheiten** ist Voraussetzung für die Ableitung von diesen Horizonten aus bereits konstruierten Grenzflächen durch Addition oder Subtraktion. Insgesamt wurden 10 Mächtigkeitsverteilungen im Rahmen der geologischen 3D-Modellierung erzeugt. Als Eingangsdatensätze dienen neben Bohrungen ältere Mächtigkeitskonstruktionen aus der Literatur und ergänzende Datensätze wie paläogeographische Darstellungen

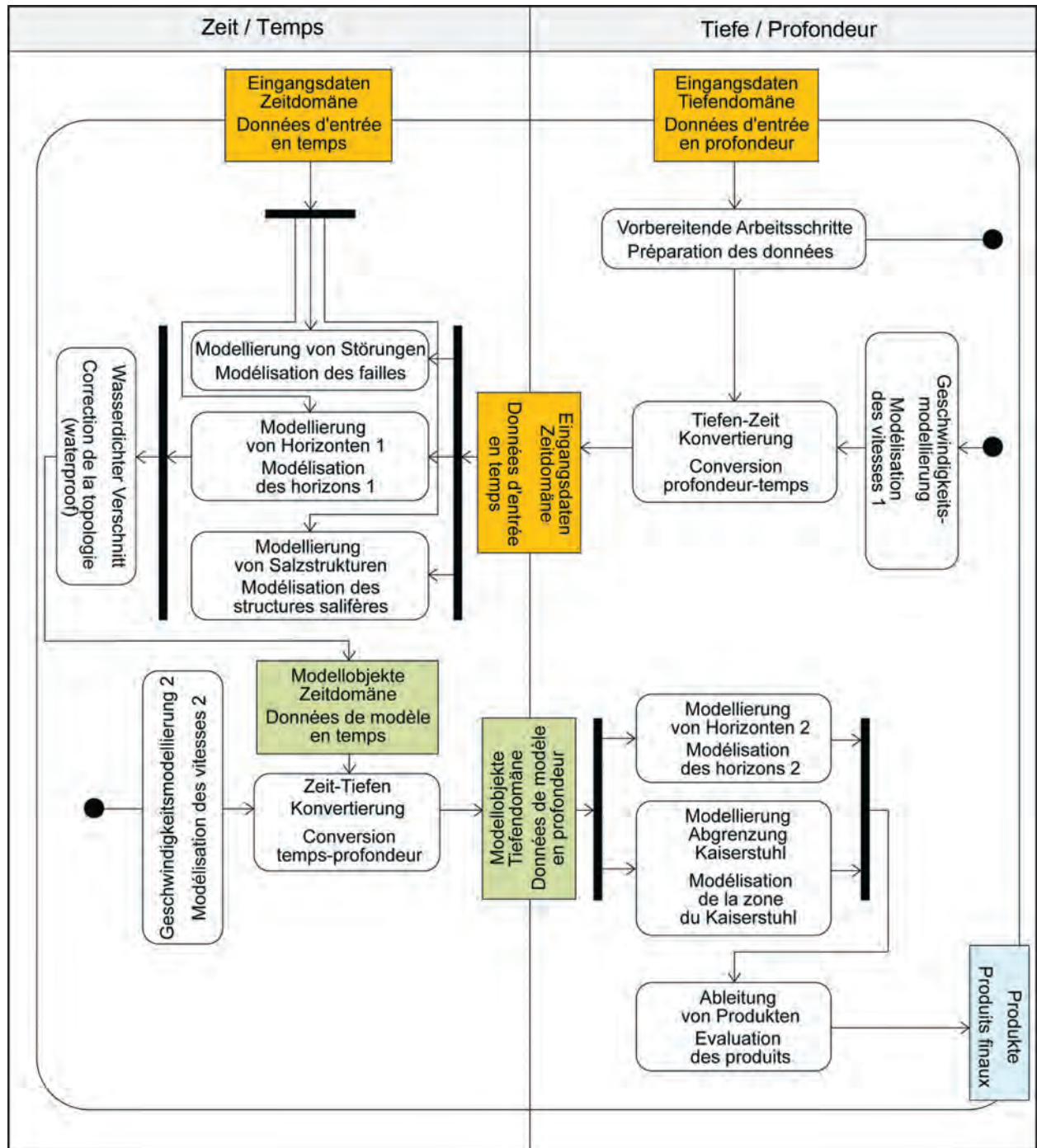


Abb. 1.3-04: Ablaufdiagramm geologische 3D-Modellierung für den deutschen und französischen Anteil des Projektgebiets (Beschreibung im Text).

und abgedeckte geologische Karten. Die Daten unterschiedlicher Herkunft wurden zunächst in Gocad miteinander kombiniert und abgeglichen. Die Plausibilitätsprüfung im 3D-Raum ermöglicht eine einfache visuelle und rechnerische Detektierung von größeren Abweichungen benachbarter Daten. Diese sind entweder geologisch begründet (z. B. durch Mächtigkeitsreduktionen im Bereich von Abschiebungen) oder stellen Fehler in den Eingangsdatensätzen dar. Aus den bereinigten Eingangsdatensätzen lassen sich nachfolgend Mächtigkeitsverteilungen rekonstruieren. Besondere Behandlung erfordern die Restmächtigkeiten mesozoischer Gesteine in erosiv gekappten Bereichen unter dem Tertiär. Diese konnten teilweise direkt während der Modellierung aus dem 3D-Modell bzw. der Seismikinterpretation ermittelt werden. Aufgrund der großen Tiefenlage im nördlichen ORG war dies nicht möglich. Stattdessen wurden die Isopachen für die Mächtigkeitsverteilungen von Keuper (RLP, in BW konstruiert), Muschelkalk und Buntsandstein gleichmäßig von 100% der Primärmächtigkeit im vollständig überdeckten Bereich auf 0% beim Ausstreichen der Basisfläche reduziert.

Wichtigster Eingangsdatensatz für **Faziesverteilungen** waren Bohrungen. Im Randschollenbereich wurde zusätzlich der Ausstrich der gesuchten Einheit auf der geologischen Karte genutzt. Da die fazielle Ausprägung der Gesteine stark von paläogeographischen Gegebenheiten abhängt, war zu prüfen, ob die Konstruktion zu den bekannten Elementen, wie Schwellen und Senken, passt. Im Bedarfsfalls wurde die Faziesverteilung entsprechend angepasst. Zusätzliche Informationen lieferten weitere Datenquellen, v. a. Angaben aus der Literatur.

1.3.5.2 Modellierung von Störungen

Das Störungsnetzwerk wurde in Frankreich und Deutschland auf der Grundlage der interpretierten 2D-Seismikschnitte komplett in der Zeitdomäne korreliert und modelliert (s. Abb. 1.3-05). Ergänzend lieferten geologische Karten, Schichtlagerungskarten und Bohrungen Informationen für das Strukturmodell. Die strukturgeologische Interpretation erfolgte mit folgenden Regeln:

- plausible Geometrie der Störungsfläche (Einfallswinkel, verwindungsfreie Störungsfläche, sinnvoller Vertikalversatz)
- Beziehung zu benachbarten strukturgeologischen Elementen in einem sinnvollen geometrischen und genetischen Zusammenhang

- Konsistenz mit Geologischer Karte und Schichtlagerungskarten
- Konsistenz mit Bohrungen

Der Ablauf der Störungsmodellierung unterscheidet sich je nach Verfügbarkeit des Eingangsdatenbestands. Standardmäßig werden die Störungen aus den Fault sticks der interpretierten 2D-Seismik erzeugt. In einigen Fällen, z. B. bei den Haupttrandverwerfungen, sind die Fault sticks auch mit Störungsspuren auf der Geologischen Karte oder mit tektonischen Elementen aus Schichtlagerungskarten korrelierbar. Diese werden dann als obere Begrenzung der Störung benutzt. Aufgrund der geringen Auflösung der Reflexionsseismik in den oberen hundert Metern ist häufig die Hangendbegrenzung der Störungen nicht detektierbar. Dieser Störungstyp endet per Modellkonvention an der Lockergesteinsbasis. In einigen Fällen wurden, auf Grundlage der geologischen Karten oder Bohrdaten, Störungen in das Modell eingefügt, die nicht durch die Seismikinterpretation erfasst worden sind. Vereinfachend wurden alle Störungen, deren Liegendbegrenzung in der Seismik nicht eindeutig identifizierbar ist, mit gleichbleibendem oder versteiltem Einfallen bis zum Top Kristallin modelliert. Die Kombination aller Einzelelemente zu einem Störungsnetzwerk lässt eine inhaltliche und technische Konsistenzprüfung zu.

1.3.5.3 Modellierung von Horizonten

Im GeORG-Projekt sind verschiedene Modellierungsabläufe unterscheidbar: die direkte Horizontmodellierung, die Modellierung abgeleiteter Horizonte und die Modellierung der Lockergesteinsbasis. Die Modellierung der Horizonte erfolgte einerseits in Abhängigkeit von der vertikalen Auflösung der 2D-Seismik von etwa 20 bis 25 m sowie andererseits von der Detektierbarkeit der Grenzflächen in der 2D-Seismik entweder in der Zeit- oder in der Tiefendomäne.

Die **direkte Modellierung von Horizonten** (s. Tab. 1.3-01) findet unter Zuhilfenahme von Bohrungen und der Seismikinterpretation in der Zeitdomäne statt. Diese Methodik ist für alle in der Seismik erkennbaren Horizonte anwendbar. Dies sind v. a. die känozoischen Horizonte und einige mesozoische Grenzflächen (s. Kap. 1.3.4).

Abgeleitete Horizonte

Viele meso- und paläozoische Horizonte zeigen keine eindeutige seismische Charakteristik. Aus diesem Grund wurden diese Modelleinheiten nach der Zeit-Tiefenkonvertierung in der Tiefendomäne aus den vorher in der Zeitdomäne modellierten



Tab. 1.3-01: Modellhorizonte.

| Kürzel | Name | Methodik BW/RLP/FR | Methodik CH |
|---------|--|--|---|
| 010_blg | Basis Lockergesteine | Regional verschiedene Methoden in der Tiefendomäne | |
| 020_bhy | Basis Landau-Formation | nur in BW und RLP, direkte Modellierung Zeitdomäne | nicht vorhanden |
| 040_bff | Basis Froidefontaine-Formation | direkte Modellierung Zeitdomäne | direkte Modellierung bzw. Anpassung bestehender Abschnitte aus Vorgängermodell Tiefendomäne |
| 050_bt | Basis Tertiär | direkte Modellierung Zeitdomäne | direkte Modellierung Tiefendomäne |
| 060_bjo | Basis Oberjura | indirekt abgeleitet aus 070_thr in Tiefendomäne | direkte Modellierung bzw. Anpassung bestehender Abschnitte aus Vorgängermodell Tiefendomäne |
| 070_thr | Oberfläche Hauptrogenstein | direkte Modellierung Zeitdomäne | direkte Modellierung bzw. Anpassung bestehender Abschnitte aus Vorgängermodell Tiefendomäne |
| 090_bju | Basis Unterjura (nicht in Rheinland-Pfalz) | indirekt abgeleitet aus 070_thr o. 100_bku in Tiefendomäne | direkte Modellierung bzw. Anpassung bestehender Abschnitte aus Vorgängermodell Tiefendomäne |
| 100_bku | Basis Keuper | direkte Modellierung Zeitdomäne o. indirekt abgeleitet aus 090_bju in Tiefendomäne | direkte Modellierung bzw. Anpassung bestehender Abschnitte aus Vorgängermodell Tiefendomäne |
| 110_tms | Oberfläche Muschelkalksalinar | indirekt abgeleitet aus 100_bku in Tiefendomäne | direkte Modellierung bzw. Anpassung bestehender Abschnitte aus Vorgängermodell Tiefendomäne |
| 120_bmu | Basis Muschelkalk | indirekt abgeleitet aus 100_bku in Tiefendomäne | direkte Modellierung Tiefendomäne |
| 130_btr | Basis Trias | indirekt abgeleitet aus 120_bmu in Tiefendomäne | direkte Modellierung Tiefendomäne |
| 170_tkr | Oberfläche Grundgebirge | indirekt abgeleitet aus 130_btr in Tiefendomäne | direkte Modellierung Tiefendomäne |

Horizonten durch Addition oder Subtraktion von Mächtigkeitsverteilungen abgeleitet. Diese Vorgehensweise ist nur für Schichtpakete mit vernachlässigbaren tektonisch bedingten synsedimentären Mächtigkeitschwankungen nutzbar. Abweichend zur direkten Modellierung in der Zeitdomäne wurden im Schweizer Teilmodell zunächst die reflexionsseismischen Daten in die Tiefendomäne überführt und gemeinsam mit den übrigen Datensätzen zur direkten Modellierung genutzt.

Die **Modellierung der Lockergesteinsbasis** unterscheidet sich aufgrund des regional stark variierenden Eingangsdatenbestands und der eingeschränkten Erkennbarkeit in der Seismik von den Arbeitsabläufen der anderen Horizonte. In Baden-Württemberg standen neben den Bohrmarkern bekannter Tiefe auch Isolinienpläne aus INTERREG-Vorgängerprojekten zur Verfügung (Wirsing & Luz 2007) Im rheinland-pfälzischen Gebiet konzentrierte sich die Modellierung auf die Auswertung der Bohrmarker mit ausgewiesener Lockergesteinsbasis. Für den französischen Anteil konnten in Gebieten ohne Iffezheim-Formation

Mächtigkeitsangaben aus den geologischen Karten neben Bohrungen für die Positionierung der Lockergesteinsbasis herangezogen werden. Ergänzend standen bereichsweise Schichtlagerungskarten zur Verfügung. Da dieser Horizont im Schweizer Teilmodell nur maximal 75 m unter Gelände liegt, konnten dort mehr als 9000 Bohrungen für die Modellierung genutzt werden. Die in den einzelnen Teilmodellen erstellten Horizontflächen wurden nachfolgend miteinander kombiniert und abgeglichen.

1.3.5.4 Weitere Modellobjekte

Salzstockstrukturen

Die Modellierung der Salzstockstrukturen beruht grundlegend auf den Ergebnissen der Seismikinterpretation. Daher wurden die Strukturen zunächst in der Zeitdomäne erstellt. Es handelt sich um unregelmäßige, teilweise von Störungen begrenzte Körper. In einigen Bereichen konnten Überhänge bei der Seismikinterpretation festgestellt werden. Die einzelnen, etwa N-S orientierten Salzmauern weisen zahlreiche Querverbindungen auf, sodass eine

komplexe Gesamtstruktur resultiert. Im Modell wird die Außenbegrenzung der Salzstöcke dargestellt (s. Abb. 1.3-05). Die Basis der Salzkörper ist per Definition die Tertiärbasis, obwohl die tatsächliche Salzabscheidung erst etwas später einsetzt. Auf eine Modellierung der noch in ursprünglicher Position befindlichen stratiformen Salinaranteile wurde verzichtet. Die Korrelation der Salzstockstrukturen erfolgte auf der Grundlage der Salzverbreitungskarte in Lutz & Cleintuar (1999). Weitere Schichtlagerungskarten, insbesondere im Bereich des früheren Kalisalzbergbaus, ergänzten den Datenpool.

Schematische Abgrenzung des Kaiserstuhls (Magmatite und magmatisch modifizierte Sedimentkörper)

Der Ausstrich vulkanischer Gesteine an der Geländeoberfläche sowie die Geländemorphologie bilden die Grundlage für die schematische Abgrenzung des Kaiserstuhls. Diese Informationen werden durch reflexionsarme Bereiche in benachbarten seismischen Linien ergänzt. Aufgrund der unsicheren Abgrenzung ist eine detaillierte Modellierung der Form der magmatischen Körper und deren interne Differenzierung nicht sinnvoll.

1.3.5.5 Geschwindigkeitsmodellierung

Für die Interpretation der Seismikdaten in Gocad ist ein Geschwindigkeitsmodell für die Teufen-Zeit-Konvertierung der Eingangsdaten, v. a. der Bohrungen, notwendig (**Geschwindigkeitsmodell 1**). Da es zu Beginn der Modellierung gebraucht wird, stehen zu diesem Zeitpunkt ausschließlich Geophonversenkungsmessungen für die Parametrisierung zur Verfügung. Dementsprechend ist das Geschwindigkeitsmodell einfach aufgebaut und weist eine geringe laterale Auflösung auf.

Nachdem in der Zeitdomäne Störungen und Horizonte modelliert wurden, müssen diese von Zeit in Teufe transformiert werden. Das für diese Aufgabenstellung notwendige **Geschwindigkeitsmodell 2** weist weitaus mehr Details auf als das Geschwindigkeitsmodell 1. Die für das Geschwindigkeitsmodell 2 genutzte Berechnungsmethode setzt voraus, dass man Seismikreflektoren auf Grundlage ihrer seismischen Charakteristik geologischen Horizonten zuordnen kann. Dies trifft für alle in der Zeitdomäne interpretierten Horizonte zu. Das auf der Seismikinformation basierende 3D-Modell in der Zeitdomäne kann daher in Kombination mit Bohrungen oder bereits bestehenden 3D-Modellen in der Tiefendomäne für die Berechnung zusätzlicher Geschwindigkeitsstützstellen genutzt werden. Alternative Ansätze über die horizontgebundene

Parametrisierung des Geschwindigkeitsmodells mit teufenabhängigen Intervallgeschwindigkeiten (Baillieux et al. 2011, van Dalssen et al. 2007) führten aufgrund geologisch begründeter, starker lokaler Schwankungen im Geschwindigkeitsfeld nicht zu zuverlässigen Ergebnissen.

Die Geschwindigkeitsmodelle basieren auf einem regelmäßigen orthogonalen 3D-Gitter. Es erstreckt sich mit einer lateralen Gitterweite von 1000 m und einer vertikalen Auflösung von 5 m über das gesamte Modellgebiet. Die Zweiwegelaufzeiten t_{wt} (two way travel time in ms) bzw. die Position unter der Geländeoberfläche s (in m unter Gelände) initialisieren das Geschwindigkeitsgrid. Sie sind die Voraussetzung für die Berechnung der Durchschnittsgeschwindigkeit v_{av} . Für die nachfolgende Regionalisierung werden nicht die Zweiwegelaufzeiten t_{wt} bzw. die Position unter der Geländeoberfläche s selbst, sondern die Zeit- und Weginkremente Δt_{wt} und Δs benutzt. Diese Vorgehensweise sichert mit zunehmender Entfernung von der Geländeoberfläche eine stetige Zunahme von Laufzeit und Weg, die bei der geostatistischen Regionalisierung ansonsten nicht gewährleistet wird. Die Regionalisierung von Δt_{wt} bzw. Δs erfolgt mit Hilfe einer inversen Distanzenmethode. Nachfolgend wird auf die Zweiwegelaufzeit t_{wt} bzw. die Position unter Geländeoberfläche s durch Aufsummierung der Inkremente Δt_{wt} und Δs ausgehend von der Geländeoberfläche zurückgerechnet. Die für die Tiefen-Zeitkonvertierung notwendige Durchschnittsgeschwindigkeit v_{av} (in m/s) berechnet sich mit folgender Formel: $v_{av} = s / t_{wt} * 2000$.

Im **Schweizer Teilmodell** wurde direkt in der Tiefendomäne modelliert. Daher mussten die Interpretationen der Reflexionsseimik aus der Zeitdomäne in die Tiefendomäne umgerechnet werden. Die für die Umrechnung notwendigen Geschwindigkeiten werden in einem iterativen Verfahren ermittelt. In einem ersten Schritt wurden Literaturwerte (z. B.: Ustaszewski 2004, Sprecher & Müller 1986) aus den Gebieten östlich und westlich des Modellgebiets herangezogen und eine erste Zeit-Tiefen-Konvertierung durchgeführt. Hierfür wurden, je nach Qualität der seismischen Daten, Zweiwegelaufzeiten (t_{wt}) für definierte Stützpunkte entlang der interpretierten Horizonte ausgelesen und mittels herkömmlicher Tabellenkalkulationsprogramme in Tiefe umgerechnet. Im Weiteren wurden dann entweder die Geschwindigkeiten modifiziert oder die Interpretation der Reflektoren angepasst. Auf diese Weise entwickelte sich Schritt für Schritt eine Abfolge aus Intervallgeschwindigkeiten, die alle Eingangsdaten möglichst gut berücksichtigen.



1.3.5.6 Unsicherheiten im geologischen 3D-Modell

Ein digitales geologisches 3D-Modell kann niemals die Gesamtheit der geologischen Komplexität der Natur exakt wiedergeben. Es stellt immer nur eine Annäherung an die realen Verhältnisse dar. Die Güte des geologischen 3D-Modells wird von einer Vielzahl von Unsicherheitsfaktoren beeinflusst. Grundsätzlich sind zwei Gruppen von Unsicherheitsfaktoren unterscheidbar:

1. Unsicherheiten, die bei der Erhebung der Eingangsdatensätze auftreten.
2. Unsicherheiten, die durch Annahmen bei der Modellierung und der Auflösung der Modellelemente hervorgerufen werden.

Als Beispiel für im Modellierungsprozess entstehende Unsicherheiten wurde im Schweizer Teilgebiet die Auswirkung zweier verschiedener Varianten der Störungskorrelation im Bereich des Sierentz-Allschwil Blocks auf die Raumlage der angrenzenden Horizonte exemplarisch getestet (Abb. 1.3-06). Für

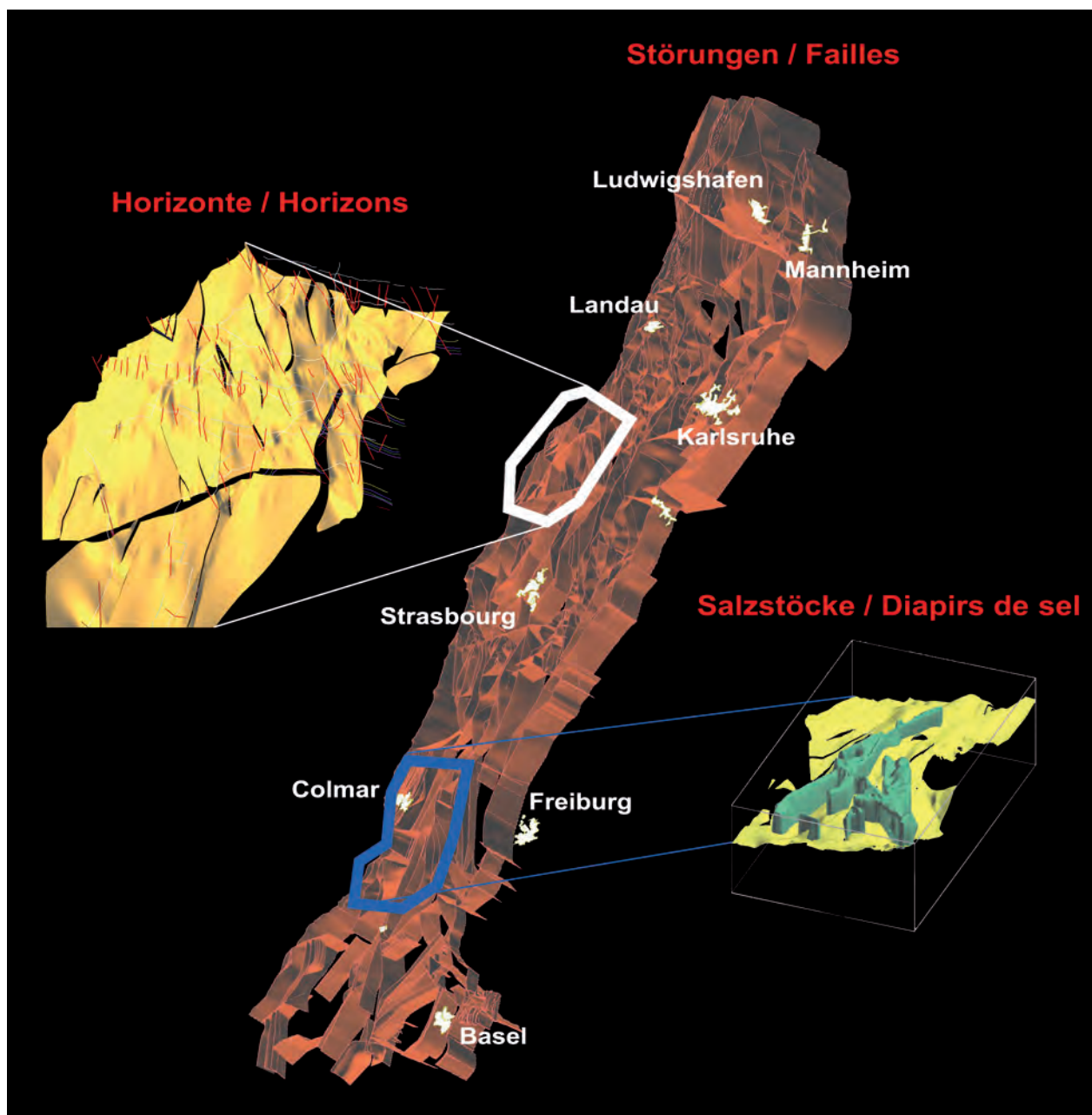


Abb. 1.3-05: Beispiele für Modellobjekte.

beide Fälle konnten die Horizont-Belegpunkte (Bohrungen, Seismik) mit guter Passgenauigkeit in der jeweiligen Horizontvariante berücksichtigt werden. Der größte Anteil der Abweichungen (82% Flächenprozent), bezüglich der absoluten Tiefenlagedifferenz zwischen den beiden Lösungen, liegt unter 25 m, was als eine relativ kleine Abweichung betrachtet werden kann. Die maximalen Differenzen finden sich vor allem im Umfeld von Störungen. Es zeigt sich, dass Störungen sowohl die Tiefenlage des Modellhorizonts, wie auch dessen Neigung im Raum dominant beeinflussen. Es ist davon auszugehen, dass mit einer stärkeren Neigung des zu modellierenden Horizonts auch die Unterschiede zwischen möglichen Lösungen größer werden. Eine abschließende Entscheidung, welche der beiden Lösungen im Testgebiet der Realität näher kommt, ist auf der Basis der vorliegenden Testergebnisse nicht möglich.

Einige Unsicherheiten lassen sich mit Hilfe von explorativer Statistik und Variogrammanalysen abschätzen, die Mehrzahl der Unsicherheiten ist jedoch nicht eindeutig quantifizierbar. Die Berechnung eines Gesamtunsicherheitsfaktors aus den unabhängig voneinander auftretenden Einzelfaktoren ist schwierig. So führt die simple Aufaddierung von Standardabweichungen in der Regel zu einer Überschätzung der Gesamtunsicherheit (Dubrule

& Damsleth 2001). In den Kartendarstellungen des GeORG Atlas werden für einige Themen die Standardabweichungen bzw. eine Darstellung der Datendichte (hoch – niedrig) angegeben. Diese Angaben beruhen auf der räumlichen Verteilung der Eingangsdaten.

1.3.6 Temperaturmodell

Die Temperaturverteilung im Untergrund ist eine grundlegende Komponente für die Abschätzung des geothermischen Potenzials. Eine im Rahmen des GeORG-Projektes durchgeführte geostatistische Temperaturabschätzung liefert einen Gesamtüberblick über die geothermischen Verhältnisse im Oberrheingraben. Darüber hinaus wurde im Projektgebiet 3D-Modellierung zwischen Rastatt und Landau in einem Werkvertrag durch die Firma Geophysica ein konduktives 3D-Temperaturmodell auf Grundlage von Logauswertungen erstellt.

1.3.6.1 Geostatistische Temperaturmodellierung

Für das innere Projektgebiet wurde auf der Grundlage der in der GeORG-Datenbank Hydrogeologie

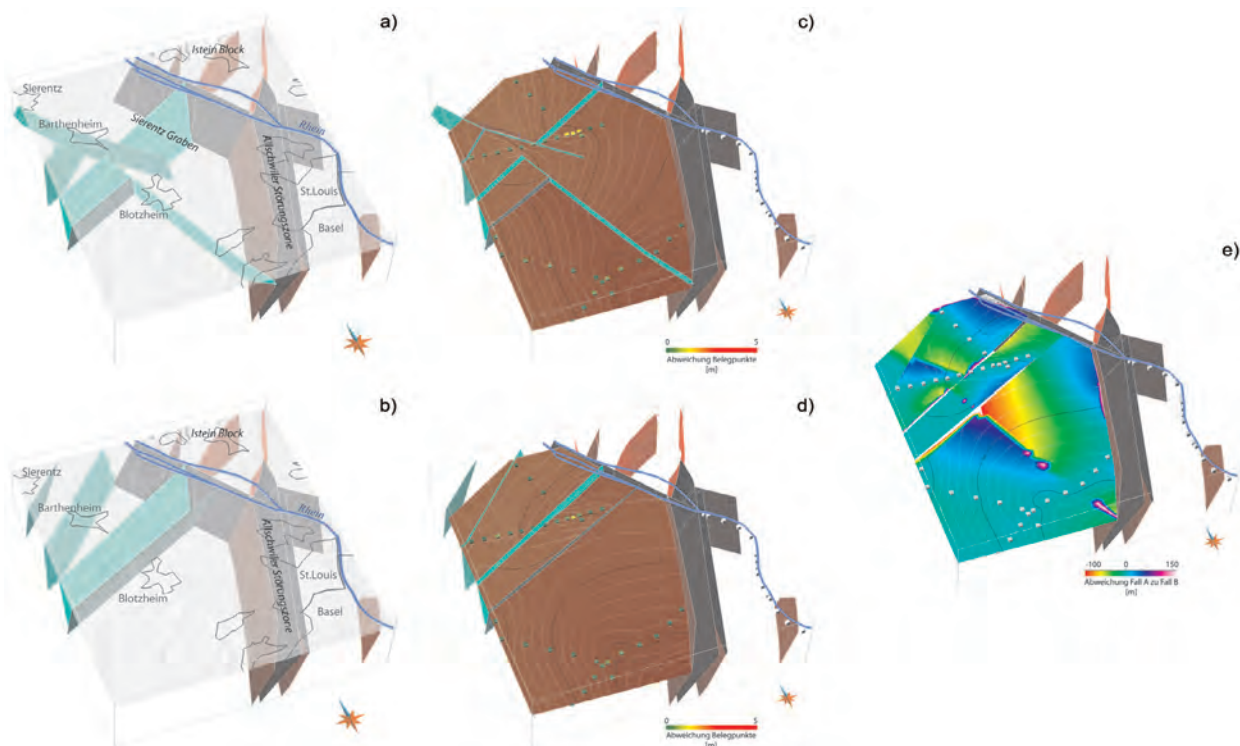


Abb. 1.3-06: Auswirkung alternativer Störungskorrelationsmethoden im Bereich des Sierentz-Allschwil Blocks (a, b) auf die Raumlage der Basis Froidefontaine-Formation (c, d). Der größte Anteil der Abweichungen bezüglich der absoluten Tiefenlagedifferenz zwischen den beiden Lösungen, liegt unter 25m (e).



erfassten Temperaturwerte ein 3D-Temperaturmodell mit der Software Gocad erstellt. Die geostatistische Temperaturmodellierung basiert auf der Annahme einer linearen Temperaturzunahme mit zunehmenden Tiefen unter Gelände. Daher liegt es nahe, für eine geostatistische Modellierung die Temperaturen in eine lineare Komponente und einen Residualanteil, der die Abweichung vom linearen Anteil angibt, aufzutrennen und getrennt voneinander zu analysieren (s. Abb. 1.3-07). Aufbauend auf der Auswertung der linearen Komponente lässt sich ein einfaches A-Priori-Modell berechnen. Die Abweichungen des A-Priori-Modells von den tatsächlich gemessenen Temperaturen sind normalverteilt und mit Hilfe eines Krigingverfahrens regionalisierbar. Die Kombination beider Modelle führt zu einem Gesamtmodell, das einerseits die tatsächlich gemessenen Temperaturen wiedergibt, andererseits auch in gering beprobten Bereichen auf Grundlage des A-Priori-Modells eine erste Temperaturprognose liefert.

Vorbereitende Arbeitsschritte

Die Qualität von Temperaturdaten hängt stark von der jeweiligen Messmethode ab. Es ist daher sinnvoll, die Daten in verschiedene Qualitätskategorien zu unterteilen, um so bei der Modellierung Temperaturdaten mit einer höheren Genauigkeit einen größeren Einfluss auf die Interpolation zu erlauben. Die Grundlage für die in diesem Projekt verwendeten Qualitätskategorien ist der Qualitätsindex nach

Clauser et al. (2002). Die Temperaturdaten aus Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz lassen sich damit zum Großteil direkt einordnen, da sie – wie die von Clauser verwendeten Daten – aus dem Fachinformationssystem Geophysik (Kühne 2006) stammen. Dagegen sind die Daten aus Frankreich im Rahmen der Arbeit von Carré (2011) mit einer dreistufigen Einteilung kategorisiert worden (s. Tab. 1.3-02). Insgesamt fanden 3137 Messwerte in die geostatistische Temperaturmodellierung Eingang.

Bodentemperaturen sind ein weiterer wichtiger Datensatz für die Initialisierung des 3D-Temperaturmodells. Die Berechnung der Bodentemperaturen (T in °C) basiert auf dem linearen Zusammenhang zwischen mittleren Jahreslufttemperaturen und der Geländehöhe (z in m NN). Eine Regressionsanalyse von DWD-Wetterdaten (1961 – 1990) aus dem Projektgebiet liefert folgende Formel:

$$T_{DEM} = -0,0049 * z + 10,644.$$

Wie in anderen Arbeiten (Smerdon et al. 2006, Agemar et al. 2011) wurde die berechnete Bodentemperatur um 1 K erhöht, da die mittlere Jahrestemperatur der Bodenoberfläche je nach Bodenbeschaffenheit und Klima über der mittleren Jahrestemperatur der Luft liegen kann.

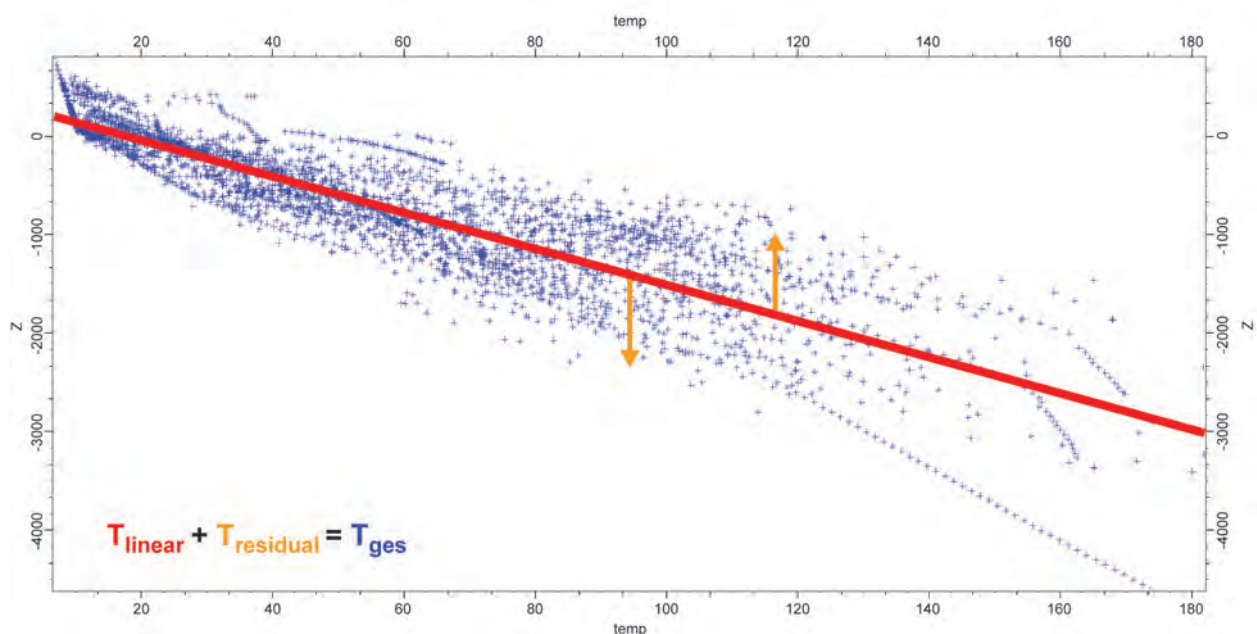


Abb. 1.3-07: Temperatur-Tiefenzusammenhang aller Messwerte mit Regressionsgerade.

Tab. 1.3-02: Qualitätsindizes für verschiedene Messmethoden für Temperaturen und korrespondierende Korrekturverfahren.

| Messart | Anzahl der Werte | Qualitätsindex GeORG |
|--|------------------|----------------------|
| Ungestörte Logs, Gleichgewichtswert | 1217 | 1 |
| DST/Produktionstest, Kurzpumpversuch, Fördertest, Schöpfversuch, Hydrochemische Analyse | 226 | 0,7 |
| BHT – Korrektur: Lachenbruch & Brewer oder Korrektur: Zylinderquellenansatz (mindestens zwei Temperaturmessungen in gleicher Teufe) | 15 | 0,63 |
| BHT – Korrektur: Hornerplot-Methode (zwei Temperaturmessungen in gleicher Teufe) | 68 | 0,49 |
| BHT – eine Temperaturmessung und Zeit seit Ende der Zirkulation bekannt oder Zeit und Bohrlochradius bekannt | 116 | 0,35 |
| Gestörte Logs, Log (Korrektur: AAPG oder unbekannt), Messart unbekannt (Werte aus Literatur) | 1012 | 0,2 |
| BHT – Korrektur: statistische Methode (AAPG, Gable, Maget) oder eine Temperaturmessung mit bekanntem Bohrlochradius oder weder Zeit noch Bohrlochradius bekannt, RFT (Repeat formation tester): Korrektur: AAPG oder unbekannt | 483 | 0,14 |

Das geostatistische Temperaturmodell basiert auf einem regelmäßigen orthogonalen 3D-Gitter, dessen Parameter in Tab. 1.3-03 aufgelistet sind:

Tab. 1.3-03: Eigenschaften des geostatistischen Temperaturmodells.

| Parameter | Wert |
|------------------------|---|
| Modellgröße | 319 km × 132,5 km × 9,5 km |
| Gittergröße, Auflösung | 638 × 265 × 950 Zellen; 500 m × 500 m × 10 m |
| Zellenanzahl | 160 616 500 |

Das Grid überdeckt das gesamte innere und äußere Projektgebiet. Dadurch ist eine Verfälschung in der Nähe der Grabenränder niedrig. Das Gitter wird mit den Temperaturmessungen (getrennt nach Qualität) und den Bodentemperaturen parametrisiert. Die Messdaten wurden mit Hilfe der vertikalen Temperaturgradienten einer Plausibilitätsprüfung unterzogen. Negative Temperaturgradienten sowie Gradienten größer 15 K/100 m (maximale aus Bohrungen bekannte positive geothermische Anomalie im ORG in Landau) wurden im Gridmodell separiert und händisch überprüft. Häufige Quellen unplausibler Datensätze waren neben Mess- und Eingabefehlern auch vertikale Grundwasserbewegungen in Grundwassermessstellen. Diese Datensätze wurden, wenn möglich, bereinigt oder entfernt. Weitere Probleme traten bei Mehrfachparametrisierungen von benachbarten Gridzellen durch mehrere Datensätze unterschiedlicher Messtiefe auf. Diese Temperaturwerte wurden aus dem Gridmodell entfernt.

Erstellung des A-Priori-Modells

Für die Bestimmung des mittleren Temperaturgradienten wurden die Temperaturen sowohl getrennt nach Qualität als auch gemeinsam einer Regressionsanalyse unterzogen. Neben linearen Polynomen wurden auch Polynome höherer Ordnung getestet, ohne jedoch eine signifikant bessere Anpassung des Regressionsmodells zu erreichen. Für die weitere Modellierung wurde ein durchschnittlicher Temperaturgradient von 4,5 K/100 m benutzt, da dieser sowohl in der Klasse der höchsten Datenqualität als auch in der Analyse aller Temperaturdaten auftritt.

Die Geländemorphologie hat neben anderen Parametern einen wesentlichen Einfluss auf den Temperaturgradienten. Messungen in Tunnelbauten und theoretische Wärmeflussmodellierungen haben ergeben, dass im Bereich von Bergen geringere Temperaturgradienten auftreten als in den benachbarten Taleinschnitten (Busslinger & Rybach 1999). Dadurch heben sich topographiebedingte Temperaturunterschiede ab einer gewissen Tiefe auf. Dieser Effekt ist bei den großen relativen Höhenunterschieden zwischen der Talsohle des Oberrheingrabens und den benachbarten Mittelgebirgshöhen des Schwarzwalds, Odenwalds und der Vogesen essenziell. Für eine Abschätzung der Tiefe, ab der keine topographiebedingten Unterschiede mehr auftreten, wurden zwei theoretische Temperaturpfade für a) die Temperatur im Oberrheingraben ($Z = 150 \text{ m NN}$, $\text{Temp}_{\text{DEM}} = 10,9^\circ\text{C}$, Temperaturgradient = 4,5 K/100 m) und b) die Temperatur unterhalb des Feldbergs ($Z = 1500 \text{ m NN}$, $\text{Temp}_{\text{DEM}} = 4,3^\circ\text{C}$, Temperaturgradient = 3 K/100 m) erstellt. Die beiden Temperaturpfade schneiden sich bei einer Tiefe von -2110 m NN und einer Temperatur von



113 °C. Ab dieser Tiefe ist kein Topographieeffekt mehr zu erwarten. Um die allmähliche Abschwächung des Topographieeffekts im Modell nachzubilden, wurden für Gridzellen höher -2210 m NN von der Geländehöhe abhängige Temperaturgradienten berechnet.

Erstellung des Residualtemperaturmodells

Abb. 1.3-08 zeigt aus den Residualtemperaturen berechnete horizontale Variogramme in N-S Richtung (Azimuth=0) und E-W Richtung (Azimuth=90). Die Temperaturen sind bis in maximal 20 km entfernt gelegene Bohrungen korrelierbar. Der Sill liegt bei 147. Der Range des vertikalen Variogramms ist schwer bestimmbar. Er wurde bei 1600 m in Anlehnung an das bereits vorhandene Temperaturmodell von Carré (2011) festgelegt.

Nachfolgend können die normalverteilten Residualtemperaturen mit Hilfe eines Simple Krigingverfahrens regionalisiert werden. Für eine entsprechende Wichtung der Datenqualitäten kamen verschiedene horizontale Variogramme Reichweiten (ranges, Tab. 1.3-04) zum Einsatz.

Kombination zum Gesamttemperaturmodell

Das Gesamttemperaturmodell ergibt sich aus der Addition des A-Priori-Modells und des Residualtemperaturmodells. Für eine Plausibilitätsprüfung wurden die vertikalen Temperaturgradienten berechnet und Werte kleiner 1 K/100 m und größer 15 K/100 m bereinigt.

1.3.6.2 Konduktive Temperaturmodellierung

Für eine Teilregion des GeORG-Projektgebiets im Grenzbereich zwischen dem Elsass, Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz mit Philippsburg im Norden und Haguenau/Rastatt im Süden (Abb. 1.2-01), wurde ein konduktives dreidimensionales Temperaturmodell entwickelt. Im Modellgebiet liegen u. a. die geothermischen Projektstandorte Landau, Insheim, Soultz-sous-Forêts und Bruchsal.

Für die dreidimensionale Simulation des Wärmetransports wurde der Programmcode „Shemat-Suite“ (Rath et al. 2006) verwendet, welcher in seiner ursprünglichen Form auf dem Finite-Differenzen (FD) Programm „SHEMAT“ (Clauser 2003) basiert. Die Geometrien des geologischen 3D-Modells bilden die Grundlage des Temperaturmodells. Es ist vertikal aus neun Modelleinheiten aufgebaut.

Das regionale Temperaturmodell wird als ein rein konduktives thermisches Regime berechnet. Es basiert auf dem basalen Wärmestrom, der radiogenen Wärmeproduktion, der Bodentemperatur und den unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten der Modellschichten. Die Eigenschaften des Modells sind in Tab. 1.3-05 zusammengefasst. Die Wärmeleitfähigkeiten wurden pilothaft aus den Ergebnissen geophysikalischer Bohrlochmessungen an ausgewählten Bohrungen abgeleitet. Sie wurden an den Ergebnissen von Wärmeleitfähigkeitsmessungen kalibriert, die im Rahmen des Projektes an Kernmaterial aus Bohrungen im Teilgebiet durchgeführt wurden. Da die Wärmeleitfähigkeit je nach Gestein und Temperatur beträchtlich variiert, wird sie im Modell nach Zoth & Hänel (1988)

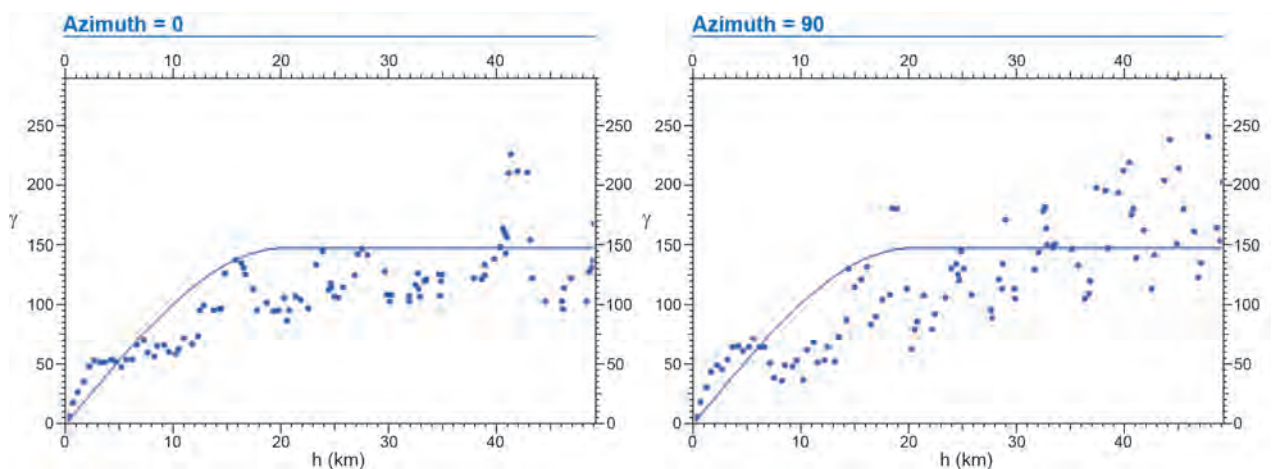


Abb. 1.3-08: Horizontale Variogrammanalyse der Residualtemperaturen in N-S Richtung (Azimuth = 0) und E-W Richtung (Azimuth = 90). Die Varianz ist in E-W Richtung aufgrund des tektonischen Baus etwas höher.

Tab. 1.3-04: Genutzte qualitätsabhängige Reichweiten (ranges) für das Kriging von Temperaturmesswerten.

| | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|------|------|------|------|
| Qualität | 1 | 0,7 | 0,63 | 0,49 | 0,35 | 0,2 | 0,14 |
| range [m] | 20000 | 14000 | 12600 | 9800 | 7000 | 4000 | 2800 |

Tab. 1.3-05: Eigenschaften des konduktiven Temperaturmodells.

| Parameter | Wert |
|--|--|
| Modellgröße | 41,04 km x 58,43 km x 5,6 km |
| Gittergröße, Auflösung | 164 x 233 x 100 Zellen; 250 m x 250 m x 56 m |
| Zellenanzahl | 3 821 200 |
| Basaler Wärmestrom q in 5 km Tiefe u. NN | 86 mWm ⁻² |
| Oberflächentemperatur | je nach Topographie, bei 100 m ü. NN: 11 °C |
| Geologische Einheiten | 9 |
| Thermische Randbedingungen | oben: T konstant., unten: q konstant |
| Wärmeleitfähigkeit | f(T) |

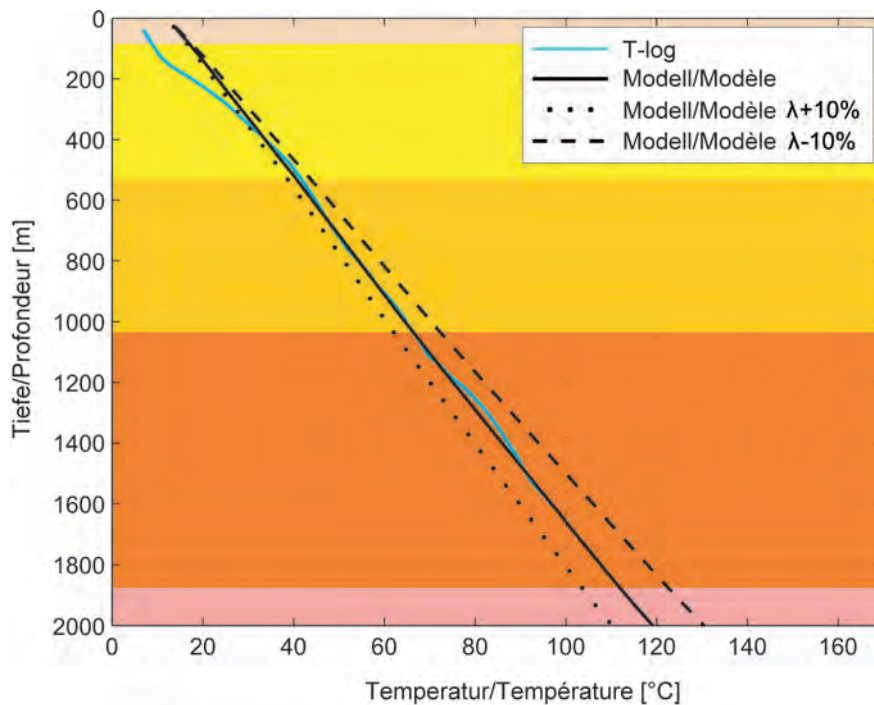


Abb. 1.3-09: Vergleich von Ergebnissen des konduktiven Temperaturmodells und gemessenen Temperaturen. Das offenbar ungestörte Log eignet sich zur Kalibrierung des konduktiven Temperaturmodells.

- Lockergesteine
Plio-Quaternaire
- Jüngeres Oberrheingraben-Tertiär 2
Tertiaire rhéna supérieur 2
- Jüngeres Oberrheingraben-Tertiär 1
Tertiaire rhéna supérieur 1
- Älteres Oberrheingraben-Tertiär
Tertiaire rhéna inférieur
- Keuper und Jura
Keuper et Jurassique

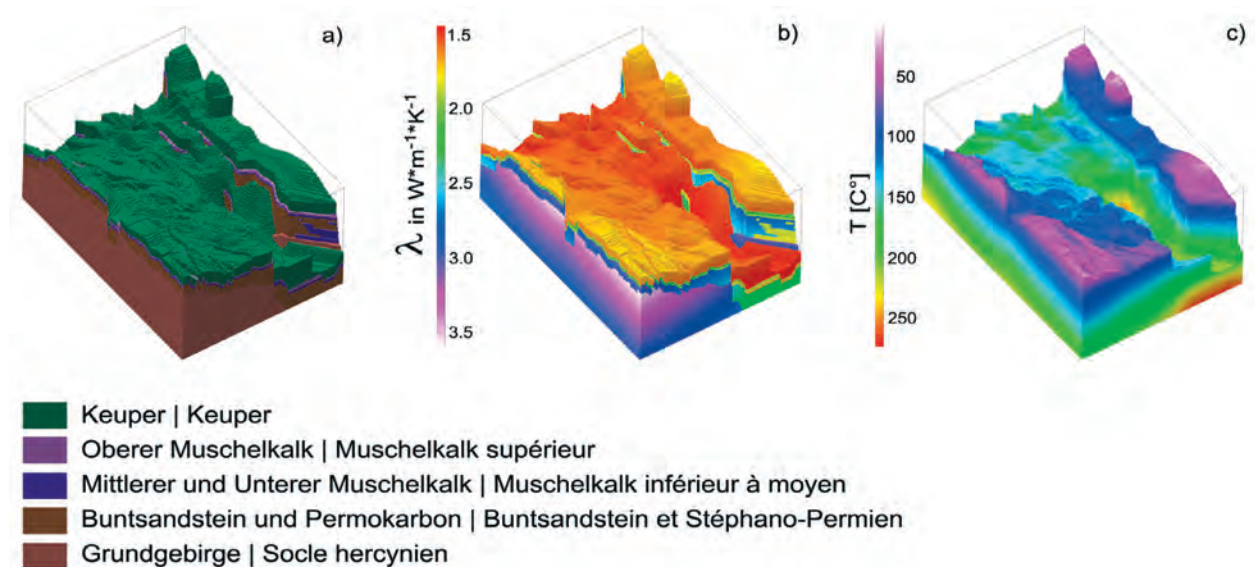


Abb. 1.3-10: Parametrisierung des konduktiven Temperaturmodells: a) Mesozoische Einheiten b) Wärmeleitfähigkeiten c) Temperaturfeld (Ergebnis der Simulation).

temperaturabhängig berechnet. Abb. 1.3-10 zeigt verschiedene Visualisierungen des konduktiven Temperaturmodells.

Für die Modellkalibrierung wurden korrigierte BHT-Werte (Bottom Hole Temperature) sowie Temperaturlogs aus verschiedenen Bohrungen benutzt (Datenquelle u. a. FIS-Geophysik und BRGM). Allerdings bilden viele dieser Logs gestörte Temperaturverteilungen ab. Dies ist einerseits darauf zurückzuführen, dass Messungen teilweise kurz nach Bohrende durchgeführt wurden. Andererseits können sich sowohl in den Temperaturdaten der Logs als auch der BHT-Messungen Bereiche mit thermischen Anomalien, also mit natürlichem, advektivem Wärmetransport abzeichnen.

Die Ergebnisse der Simulationsläufe unter rein konduktiven Bedingungen wurden mit gemessenen Temperaturlogs aus Bohrungen in Beziehung gesetzt. An den meisten Standorten treten erhebliche Abweichungen zwischen den gemessenen und den berechneten Temperaturen auf, was auf die oben genannten Effekte zurückzuführen ist. Lediglich eine Bohrung zeigt eine sehr gute Übereinstimmung (Abb. 1.3-09). Es ist davon auszugehen, dass dieses Temperaturprofil weitgehend ein konduktives Temperaturfeld nachzeichnet und für eine Kalibrierung des Temperaturmodells geeignet ist.

1.3.7 Produktableitung

Aus der Kombination des geologischen 3D-Modells und der Temperaturmodelle ist eine große Bandbreite geologischer Basisthemen und Geopotenzialeigenschaften für das Projektgebiet ableitbar. Die resultierenden Produkte stehen in Form von Karten und Profilschnitten kostenfrei zur Verfügung (s. Kap. 1.7).

Als Grundlage für Rasterableitungen für geologische Daten wie Mächtigkeiten oder Raumlage und Temperaturen dient ein standardisiertes Produktgrid mit 100 m Zellgröße im ArcInfo-Format. Dieses Grid ist in der Software Gocad als Punktdatensatz importierbar und lässt sich durch Eigenschaftentransfer (z-Werte, Temperaturen etc.) parametrisieren. Der Gocadexport und nachfolgende Import in der GIS-Software erfolgt im ASCII-Format. Isolinien und Verbreitungspolygone werden als Vektordatensätze im Dxf-Format aus Gocad ausgelesen und in GIS importiert. Die Berechnung und Bewertung der Datensätze bezüglich ihrer Geopotenzialeigenschaften sowie die kartographische Bearbeitung findet in der GIS-Software statt. Im einzelnen wurden folgende Produktkategorien aus den Modellen abgeleitet:

Geologische Basisthemen

Schichtlagerungskarten: Die Raumlage der geologischen Einheiten kann als Grid- und Isoliniendatensatz direkt aus den Horizonten des geologischen 3D-Modells abgeleitet werden.

Verbreitungspolygone, Störungsinformationen und Angaben zur Datendichte ergänzen den Datensatz.

Profilschnitte: Die Profilschnitte (Beispiel in Abb. 1.3-11a) können mit Hilfe des Profilschnittmoduls in Gocad direkt erzeugt werden. Neben dem Verschnitt mit Flächen (Horizonte, Störungen, Salzstockumrisse, Isothermen etc.) ist auch die Projektion linearer oder punktueller Informationen (z. B. Bohrpfade) möglich. Die Profilschnitte lassen sich in verschiedene Bildformate exportieren und erfordern eine umfangreiche grafische Nachbearbeitung.

Mächtigkeitsverteilungen: Das geologische 3D-Modell steht für die Ableitung känozoischer Mächtigkeiten sowie für die Berechnung von Restmächtigkeitsverteilungen zur Verfügung. Für die Berechnung der Mächtigkeitsverteilungen wurden die z-Werte der begrenzenden Horizonte auf das Produktgrid übertragen und die Mächtigkeit durch Subtraktion der Liegend- von der Hangendfläche ermittelt. Die Einfallswinkel der Horizonte liegen über weite Bereiche hinweg bei weniger als 20°. Damit sind die Unterschiede zwischen scheinbarer und wahrer Schichtmächtigkeit vernachlässigbar. Eine Korrektur der Mächtigkeitswerte ist deshalb nicht notwendig.

Vertikale Mächtigkeitsprofile: Im Gegensatz zu normalen Profilschnitten stellen vertikale Mächtigkeitsprofile die Isopachenverteilung geologischer Einheiten bezüglich eines Referenzhorizonts dar (Beispiel in Abb. 1.3-11b). Diese Darstellungsform zeigt die Mächtigkeitsentwicklung ohne den Einfluss postsedimentärer Störungen. Dadurch ergibt sich ein unverfälschtes Bild auf die Verteilung paläogeographischer Elemente, im Oberrheingraben insbesondere auf die mesozoischen Einheiten ohne Tertiärtektonik. Das geologische 3D-Modell bildete die Grundlage für die Ableitung von vertikalen Mächtigkeitsprofilen. Dafür wurden in Gocad die Modellmächtigkeiten auf Kopien des Produktgriddatensatzes übertragen (jede Kopie entspricht einem Horizont). Der Referenzhorizont des Mächtigkeitsprofils liegt bei z=0. Die Raumlage aller anderen Horizonte wurden durch Addition bzw. Subtraktion vom Referenzhorizont erzeugt. Danach lassen sich Profilschnitte wie oben beschrieben ableiten.

Geologische Karten für ausgewählte Tiefenstufen: Aus dem geologischen 3D-Modell lassen sich geologische Karten in beliebigen Anschnitten erzeugen. Für die Auswertung wurden 10 Verschnitte zwischen dem geologischen 3D-Modell und der Topographie zwischen 500m und 5000m unter Gelände abgeleitet. Grundlage für die Berechnung der geologischen Karten ist ein aus dem

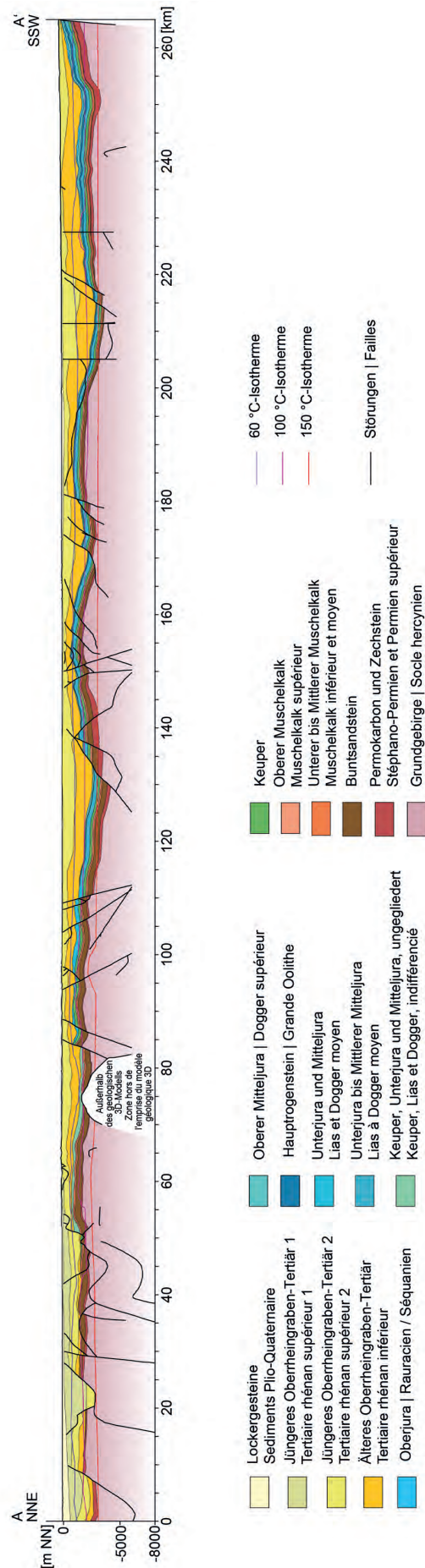


Abb. 1.3-11a: Beispiel für eine Produktableitung aus dem geologischen 3D-Modell: Geologischer Längsschnitt durch den Oberrheingraben (Lage s. Abb. 1.4-01).



Produktgrid abgeleiteter Punktdatensatz mit den Geländehöhen. Dieser wird entsprechend der vorgegebenen Anschnittdiefe nach unten versetzt. Die Zuweisung der geologischen Einheiten erfolgt mit einem selbst entwickelten Gocad-Script. Aufgrund des komplexen geometrischen Baus kann dieser Algorithmus im Bereich von Störungen zu Verfälschungen führen. Diese ließen sich mit Hilfe eines geologischen Gridmodells vermeiden.

Fazieskarten: Die fazielle Ausprägung der Gesteine ausgewählter geologischer Einheiten wurde im wesentlichen auf der Grundlage von Bohrungen rekonstruiert (s. Kap. 1.3.5).

Geopotenzialthemen

Im Pilotgebiet Modellierung ermöglicht der Vergleich des geostatistischen und des konduktiven Temperaturmodells eine Abschätzung des konvektiven Anteils an der Temperaturverteilung. Für diese Berechnung wurden zunächst die Temperaturverteilungen beider Modelle in ein gemeinsames Grid überführt. Der konvektive Anteil lässt sich durch Subtraktion des konduktiven Anteils vom geostatistischen Gesamttemperaturmodell berechnen.

Temperaturkarten für ausgewählte Tiefenstufen:

Für die Charakterisierung der Gesamttemperaturverteilung wurden Kartendarstellungen für Tiefenstufen zwischen 500m und 3000m unter Gelände erzeugt. Wie bei den geologischen Karten für ausgewählte Tiefenstufen bildet ein aus dem Produktgrid abgeleiteter Punktdatensatz mit den Geländehöhen die Grundlage der Ableitung. Dieser wird entsprechend der vorgegebenen Anschnittdiefe nach unten versetzt. Die Parametrisierung des Punktdatensatzes erfolgt direkt aus den Gridzellen des geostatistischen Temperaturmodells. Die Verbreitung von aus dem geologischen 3D-Modell abgeleiteten Geopotenzialeinheiten sowie die angeschnittenen Störungen ergänzen die Karten.

Isothermenkarten: Aus dem geostatistischen Temperaturmodell lassen sich Flächen gleicher Temperatur ableiten. Für die Auswertung im Rahmen des GeORG-Projektes wurden exemplarisch drei Karten bei 60°C, 100°C und 150°C als Mindesttemperaturen für verschiedene geothermische Nutzungsarten gewählt. Die Isothermen werden zunächst als Flächenobjekte aus dem Temperaturgrid erzeugt. Im Nachgang ist die Raumlage der Isothermenflächen auf das Produktgrid übertragbar. Die Verbreitung geothermischer Reservoirgesteine im Bereich der Isothermen und die Raumlage der angeschnittenen Störungen lassen sich durch den Verschnitt mit dem geologischen 3D-Modell erzeugen (analog zu Geologischen Karten für ausgewählte Tiefenstufen).

Temperaturen am Top geothermischer Reservoirgesteine sind durch den direkten Verschnitt des geologischen 3D-Modells mit dem geostatistischen Temperaturmodell ableitbar.

Gewinnbare Wärmemenge für geothermische Reservoirgesteine: Grundlage für die Ableitung des Wärmeinhalts und der gewinnbaren Wärmemenge in Heißwasseraquiferen bildet die Formel von Muffler & Cataldi (1978):

$$E_n = R * E_{th} \text{ mit } E_{th} = c_G * \rho_G * V * (T_G - T_S) \text{ und}$$

$$R = (R_F * R_M) * ((T_G - T_{IN}) / (T_G - T_S)).$$

(E_{th} : gewinnbare Wärmemenge [J], E_n : nutzbare Wärmemenge [J], R : Recovery factor (Gewinnungsfaktor, dimensionslos), c_G : spezifische Wärmekapazität des Gesteins [J/kg*K], ρ_G : Dichte des Gesteins [kg/m³], V : Gesteinsvolumen [m³], T_G : Temperatur des Gesteins [°C], T_S : Temperatur an der Erdoberfläche [°C], R_F : Flächenfaktor, R_M : Mächtigkeitsfaktor, T_{IN} : Injektionstemperatur [°C]).

Die in die Formel eingehenden Werte für Volumen und Temperaturen wurden aus dem geologischen 3D-Modell bzw. aus dem Temperaturmodell abgeleitet. Für die restlichen Größen wurden feste Werte laut Literatur (T_{IN} , R_M , R_F : Hurter & Schellschmidt 2003, Lavigne 1978) und Labordatenbank LGRB (c_G , ρ_G) vorgegeben.

Abweichend davon wurde für das Kristallin zusätzlich eine zweite Berechnung durchgeführt, bei der nur Bereiche des Kristallins mit über 100°C und einer maximalen Tiefe von 5000m unter Gelände berücksichtigt wurden.

Speichereigenschaften: Die Klassifikation von Speicher- und Barrierekomplexen basiert auf der Mächtigkeit und der Tiefenlage der Speicher- und Barrieregesteine (Diamond et al. 2010, Müller & Reinhold 2011). Die Klassenbildung richtet sich nach folgenden Grenzwerten:

- Speicherkomplexe: Mächtigkeit > 10m, Tiefenlage der Oberfläche > 800m unter Gelände,
- Barrierekomplexe: Mächtigkeit > 20m, Tiefenlage der Basis > 800m unter Gelände.

Mächtigkeiten und Tiefenlagen wurden aus dem geologischen 3D-Modell abgeleitet. Die für die Speicherung von CO₂ nach wirtschaftlich-technischen Randbedingungen günstigen Bereiche zwischen 1000 bis 2500m unter Gelände werden in den Geopotenzialkarten farblich gesondert dargestellt.

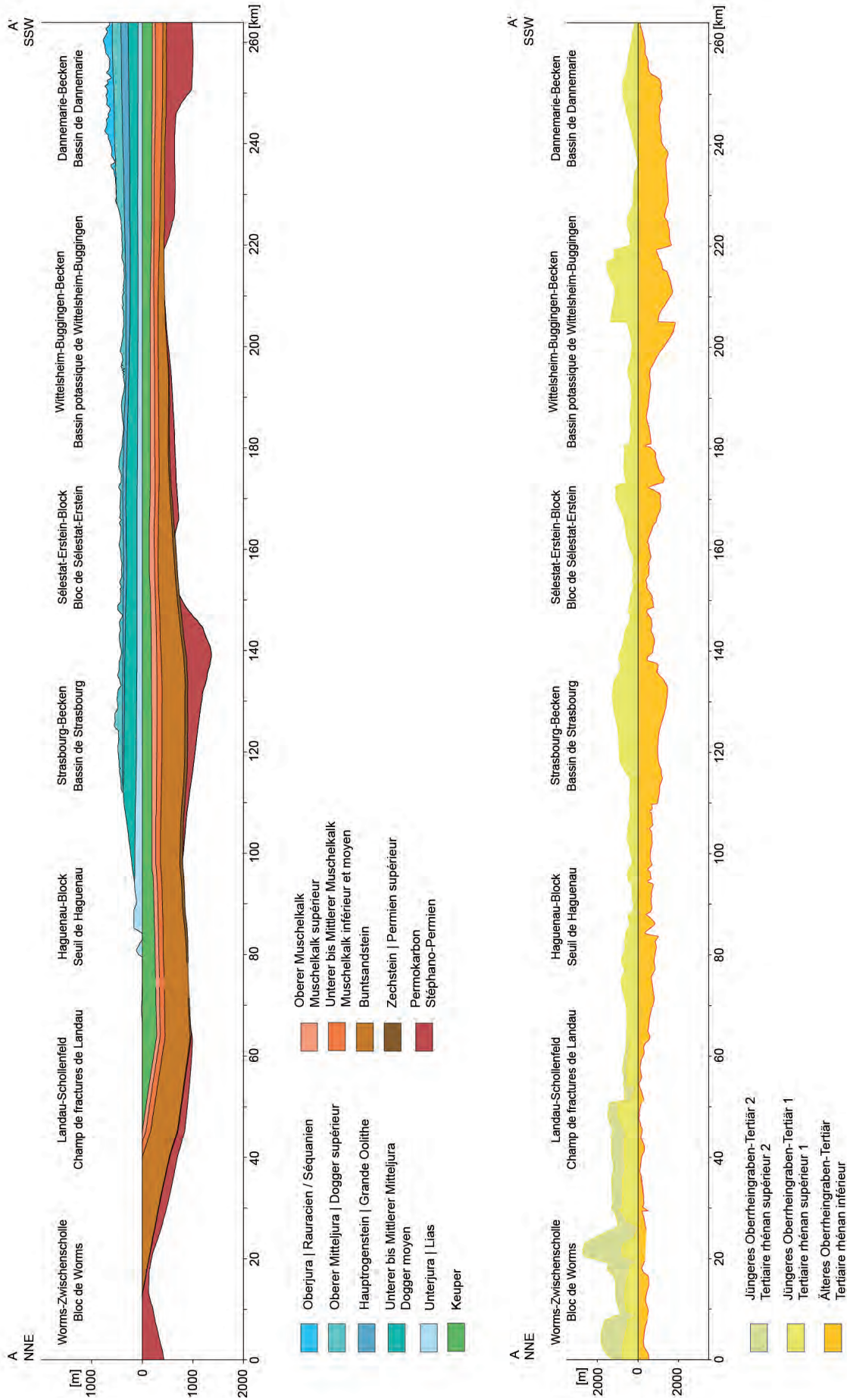


Abb. 1.3-11b: Beispiel für Produktableitungen aus dem geologischen 3D-Modell: Mächtigkeitsverteilungen mesozoischer (oben) und tertiärer (unten) Gesteine entlang des Längsschnitts durch den Oberrheingraben.



1.4 Geologie und Tektonik

1.4.1 Lage und allgemeiner Bau

Der Oberrheingraben ist eine der auffälligsten geologischen Strukturen Mitteleuropas (Abb. 1.4-01). Er erstreckt sich vom Nordrand des Faltenjura bis an den Taunus über annähernd 300 km und umfasst bei einer durchschnittlichen Breite von 40–50 km außer der Oberrheinischen Tiefebene im Grabeninneren eine Randzone aus Vorbergen und Hügelland, die landschaftlich in das Bergland der Grabenschultern überleiten. Im Süden sind dies Vogesen und Schwarzwald, an die sich im Norden Pfälzerwald und Kraichgau und schließlich das Nordpfälzer Bergland und der Odenwald anschließen. Die Geländeoberfläche im Grabeninneren fällt von annähernd 300 m NN südlich Allschwil auf etwa 80 m NN nördlich Frankfurt ab, während in den angrenzenden Mittelgebirgen Höhen von mehr als 500 m NN, in Schwarzwald und Vogesen über 1000 m erreicht werden. Im Süden, zwischen Freiburg und Colmar, erhebt sich das vulkanische Massiv des Kaiserstuhls mehr als 300 m über die Tiefebene bis auf 557 m NN.

Die geologische Erforschung des Oberrheingrabens begann bereits vor mehr als 150 Jahren und widmete sich zunächst den Aufschlüssen der Vorbergzonen und dem tektonischen Bau der Grabenränder (Literaturhinweise s. Pflug 1982, Hüttner 1991, Geyer et al. 2011). Nachdem bereits seit dem 15. Jahrhundert bei Merkwiler-Pechelbronn Erdpech und Erdöl gewonnen wurden, wuchs Ende des 19. Jahrhunderts mit fortschreitender Industrialisierung auch das kommerzielle Interesse an den geologischen Verhältnissen im Untergrund des Grabeninneren. Tausende von Tiefbohrungen zur Aufsuchung und Erschließung von Erdöl und Erdgas, Stein- und Kalisalz, Thermalwasser, Erdwärme oder Speicherraum für Gase oder Flüssigkeiten haben seit Beginn des 20. Jahrhunderts Informationen über den tiefen Untergrund und die dortige Schichtenfolge erbracht. Sie werden ergänzt durch geophysikalische Messungen sowohl in den Bohrlochern als auch an der Oberfläche.

Der Oberrheingraben stellt aus heutiger Sicht eine komplexe Bruchzone dar, die sowohl von ost-westlicher Dehnung als auch von linksseitigen Längsverschiebungen betroffen war. In der Summe haben sich die Grabenränder dabei um mehr als 4 km auseinander bewegt und sind, bezogen auf Querstrukturen im paläozoischen Grundgebirge, um etwa 30 km aneinander entlang geglitten. Welchen Anteil mesozoische Bewegungen an diesem Gesamtbeitrag haben, ist bis heute nicht mit Sicherheit anzugeben. Die Mächtigkeitsverteilung spätpermischer

und mesozoischer Gesteine, soweit sie aus dem Untergrund des Oberrheingrabens bekannt ist, unterscheidet sich nicht wesentlich von dem strukturellen Bild im übrigen Süddeutschland und Nordost-Frankreich, gibt aber Hinweise auf frühe lokale Strukturen in Teilabschnitten der heutigen Grabenstruktur. Vom späten Jura bis in das frühe Tertiär fehlt jedoch im Oberrheingebiet eine geologische Überlieferung durch Sedimente, weshalb über die Entwicklung in dieser Zeit nur wenig bekannt ist.

Die Entstehung und der Hauptteil der Entwicklung des Oberrheingrabens fand im Tertiär statt. Nach tiefenseismischen Messungen wurde dabei die gesamte Erdkruste unter dem Oberrhein in einer langgestreckten Zone ausgedünnt und erreicht heute nur noch eine Mächtigkeit von 24 bis 26 km, während sie unter Süddeutschland und Nordfrankreich meist 28 bis 30 km erreicht. Dabei ist der Oberrheingraben Teil einer Europa von der Nordsee bis zum Mittelmeer durchquerenden Dehnungs- und Scherzone. Deren östlich und westlich angrenzende Teilschollen der europäischen Platte haben bei der Bildung der Pyrenäen und Alpen mit unterschiedlichen Bewegungen auf die Einengung reagiert.

Das mesozoische Deckgebirge ist im Grabeninneren unterschiedlich weit in den Untergrund abgesunken und liegt in Teilen des Grabens mehr als 5000 m unter dem Meeresspiegel. Dagegen sind die Grabenschultern aufgestiegen und das Grundgebirge, heute nach Abtragung des Deckgebirges freigelegt, ragt in den höchsten Erhebungen von Schwarzwald und Vogesen mehr als 1400 m über dem Meeresspiegel auf (Feldberg im Schwarzwald: 1493 m NN, Grand Ballon in den Vogesen: 1424 m NN; Abb. 1.4-01). Tertiäre und quartäre Sedimente bedecken im Grabeninneren und teilweise auch in den randlichen Vorbergen die mesozoischen Gesteine. Sie schwanken stark in ihrer Mächtigkeit und können über den am tiefsten abgesenkten Schollen mehr als 4000 m erreichen. Nur an wenigen Stellen, meist in den tektonisch stark zerlegten Randschollenzonen, durchschlagen Vulkanite die Grabenfüllung. Größere Flächenausdehnung erreichen vulkanische Förderprodukte, meist Pyroklastika mit durchsetzenden subvulkanischen Gängen und wenigen eingeschalteten Laven, nur im Kaiserstuhl. Nach einer Unterbrechung der Sedimentation im mittleren und späten Miozän setzte sich die Grabenbildung seit dem Pliozän in vermindertem Umfang fort und hält, mit Bewegungsraten von weniger als einem Millimeter pro Jahr, bis heute an.

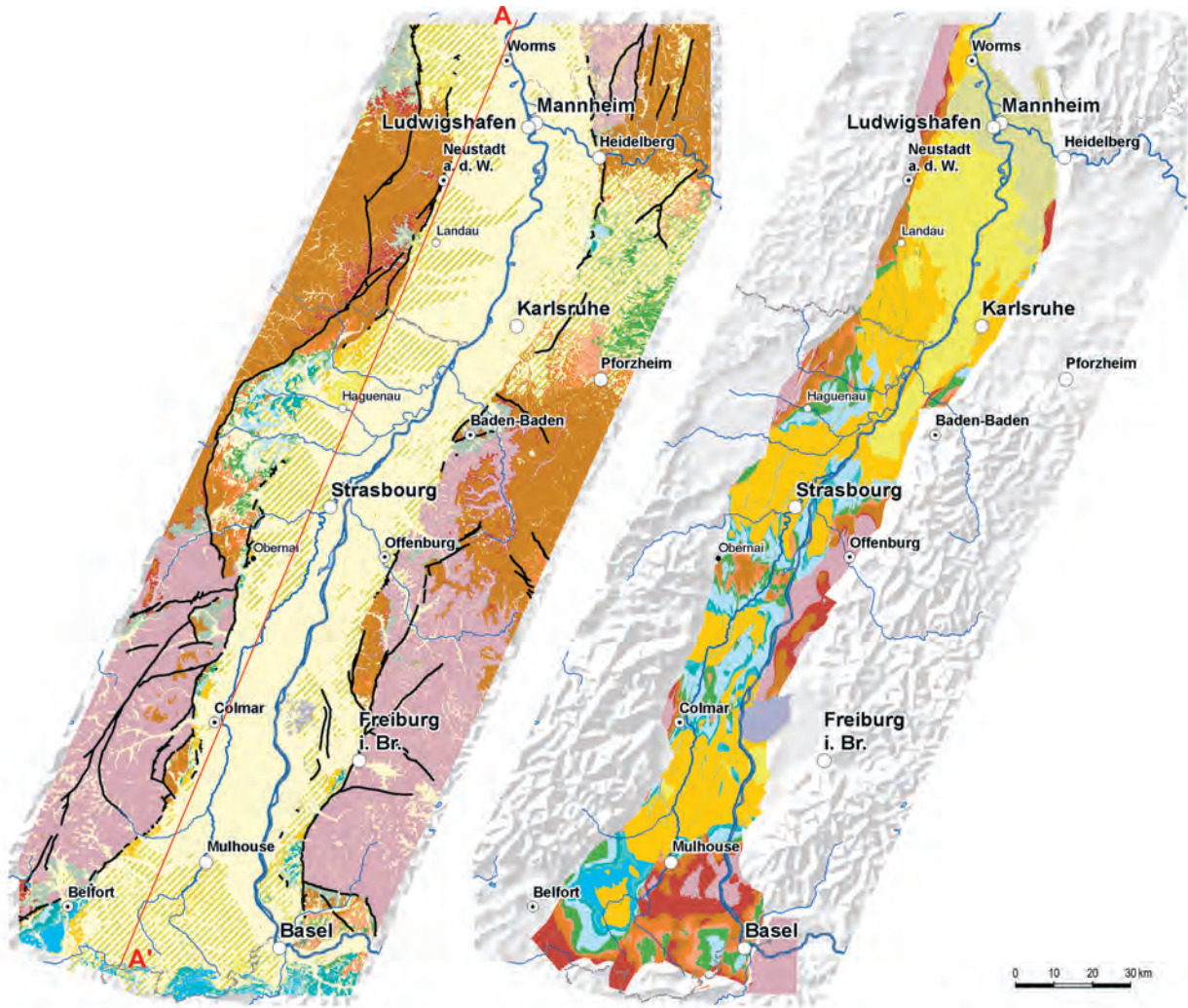


Abb. 1.4-01: Geologische Karte der oberflächennah anstehenden Gesteine (links) und geologische Tiefenkarte der geologischen Einheiten in 1500 m Tiefe (Atlasblätter 1.4 und 2.13), Profilschnitt A-A' s. Abb. 1.3-11a.

1.4.2 Alter und Entwicklung

Die heutige Gestalt des Oberrheingrabens ist das – vorläufige – Ergebnis einer langen und wechselvollen tektonischen Entwicklung (Abb. 1.4-02). Die Hauptphase der Grabenbildung fand im Tertiär vom Eozän bis in das Oligozän vor etwa 45 bis 25 Millionen Jahren statt, um sich im frühen und mittleren Miozän allmählich abzuschwächen. Zugleich gewannen ab dem Oligozän seitliche Scherbewegungen entlang der Grabenachse zunehmend an Bedeutung. Vor etwa 18–15 Millionen Jahren endete diese erste Grabenbildung mit vulkanischen Ausbrüchen im südlichen Oberrheingraben, die den Kaiserstuhl und einige benachbarte Anhöhen als Ruinen eines einstigen Vulkankomplexes hinterlassen haben. Erst vor etwa 5 Millionen Jahren, im Pliozän, lebte die Einsenkung des Oberrheingrabens wieder auf und hält bis heute an, wenngleich mit weitaus geringeren Bewegungsraten als im Tertiär.

Der Oberrheingraben galt lange als Musterbeispiel einer grabenartigen Dehnungsstruktur der Erdkruste. Nach früheren Vorstellungen haben sich die Krustenblöcke östlich und westlich einer zentralen Spalte direkt voneinander weg bewegt, wodurch Gesteinschollen entlang der Trennlinie keilförmig in die Tiefe glitten und so einen Graben als Einsenkung schufen. Der Anlass dieser Bewegung wurde zunächst allein in einer Aufwölbung der Erdkruste, später in Schollenbewegungen innerhalb der europäischen Kruste gesehen, die mit großräumigen Strömungen des Erdmantels einhergehen sollten (Rothe & Sauer 1967, Illies & Mueller 1970, Illies & Fuchs 1974, Pflug 1982). Ein wesentlicher Faktor dabei war die in der Kreide einsetzende Einengung der europäischen Kruste während der Kollisionstektonik der alpidischen Orogene (Bergerat 1987, Dèzes et al. 2004, Ziegler & Dèzes 2005, Cloething et al. 2005, 2006, Sissingh 2006a, 2006b, Bourgeois et al. 2007).

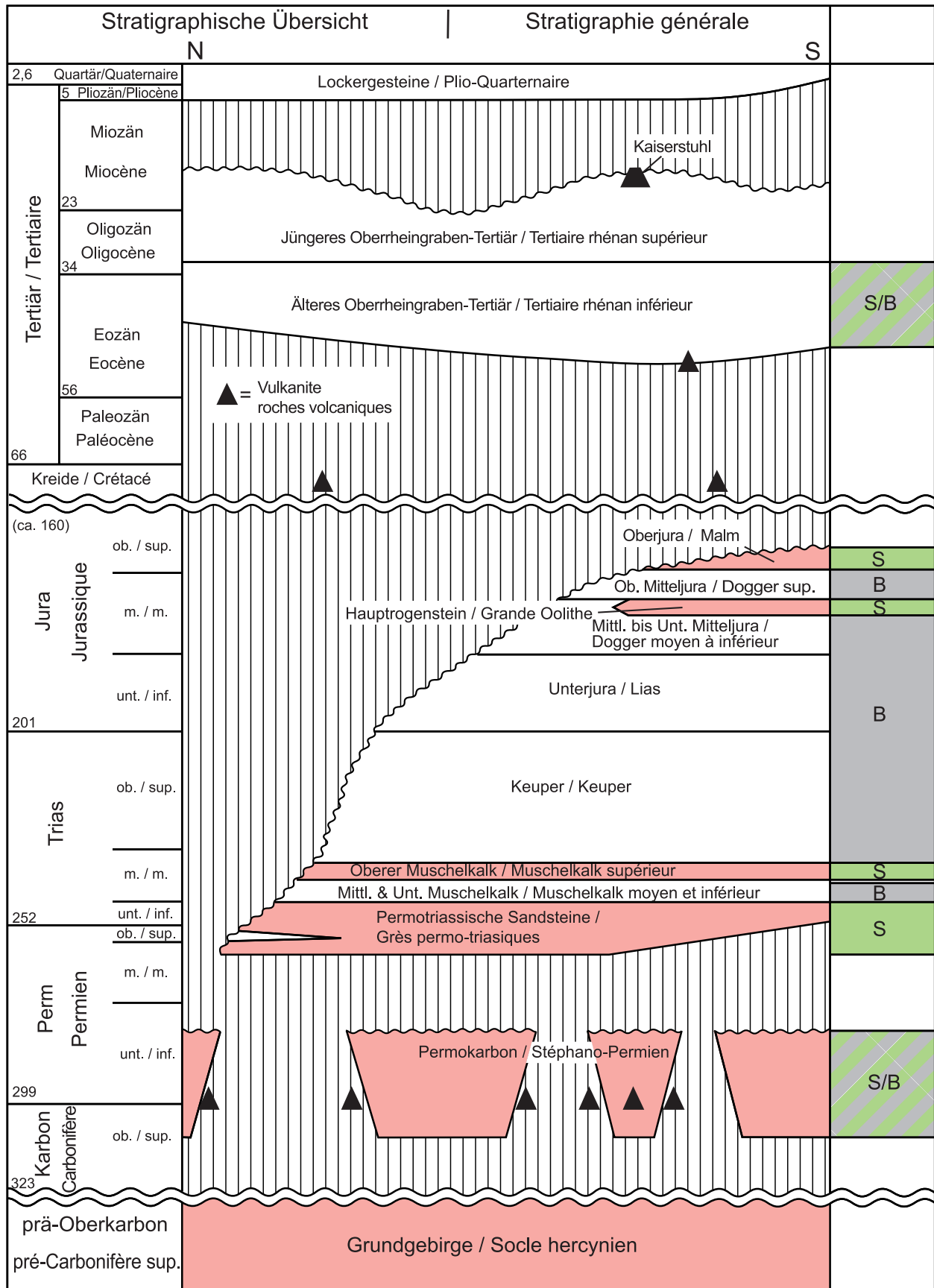


Abb. 1.4-02: Übersicht der stratigraphischen Einheiten im Projektgebiet. Geothermische Einheiten sind rot markiert. Rechte Spalte: stratigraphische Intervalle mit Speicher- (S) oder Barrierepotenzialen (B). Die Zahlen links geben das ungefähre Alter der Schichtgrenzen in Millionen Jahren an (nach ICS 2012).

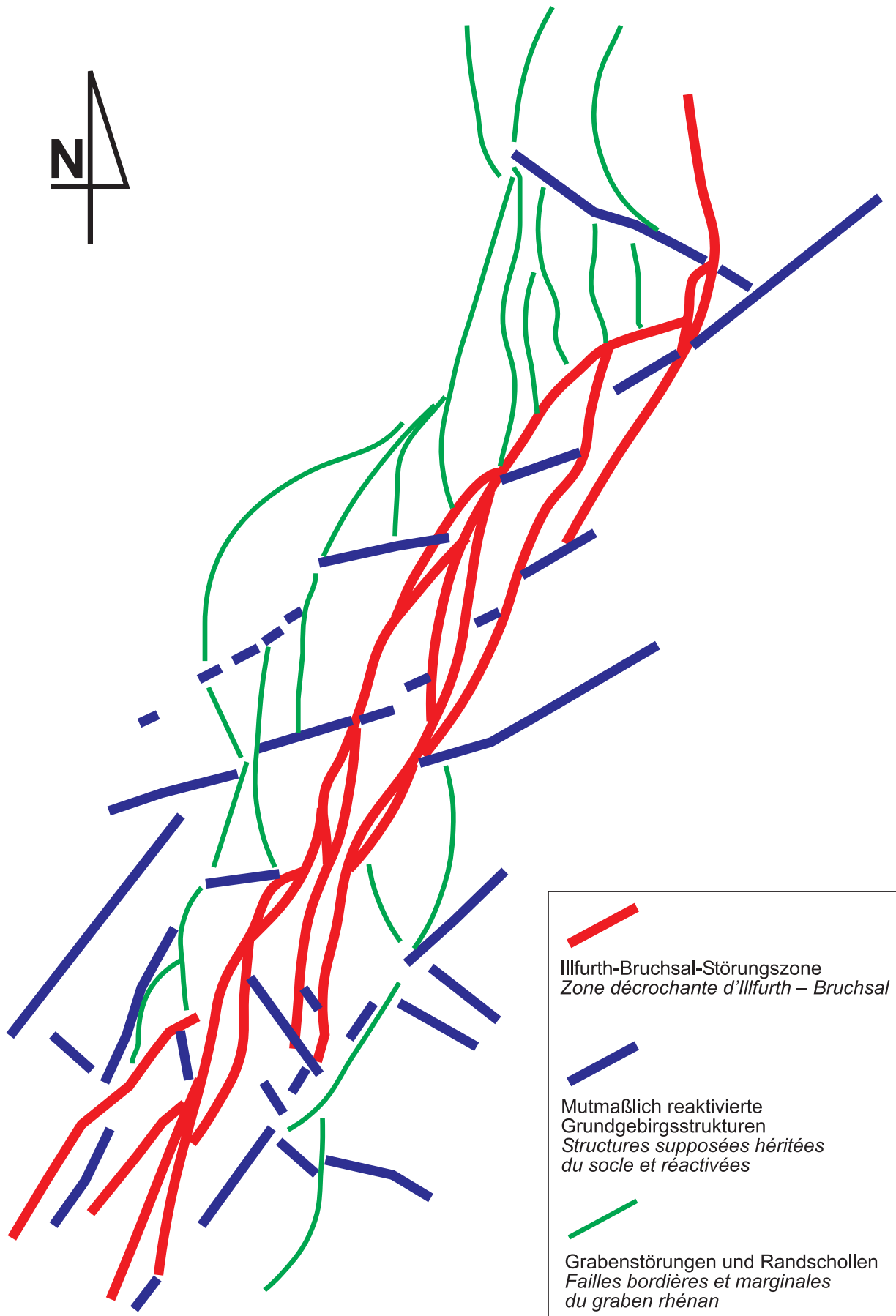


Abb. 1.4-03: Schematische Übersicht über das allgemeine Störungsmuster im Untergrund des Oberrheingrabens nach den Ergebnissen der Modellierung (vgl. auch Abb. 1.4-09).



Nach zahlreichen Untersuchungen der Störungsmuster und der Bewegungsspuren auf den Störungsflächen wurde in den vergangenen Jahrzehnten zunehmend deutlich, dass die Entwicklung des Oberrheingrabens sehr viel komplexer war, als es dieses einfache Modell darstellen konnte. Mehrere Entwicklungsphasen hinterließen unterschiedliche Störungssysteme und überprägten die Störungsmuster älterer Phasen teilweise bis zur Unkenntlichkeit (Illies 1978, Bergerat 1983, Villemin & Bergerat 1987, Laubscher 2004). Dabei kam es bei den jüngeren Bewegungen lokal auch zu Aufschiebungen und zur Bildung faltenartiger Strukturen (Rotstein et al. 2005, Le Carlier de Veslud et al. 2005, Ford et al. 2007, Rotstein & Schaming 2008, 2011).

Die ältesten Störungssysteme, die sich im Umfeld des Oberrheingrabens feststellen lassen, sind Störungszonen im variskischen Grundgebirge des Schwarzwalds und der Vogesen (Abb. 1.4-03). Für einige dieser Störungen ließ sich belegen, dass sie zwar bereits im Karbon als Bruchflächen angelegt wurden, danach aber während Perm, Trias, Jura und früher Kreide bei neuen Bewegungen reaktiviert wurden. Von der späten Kreide an sind im Oberrheingebiet und in den angrenzenden Regionen verstärkt hydrothermale Abscheidungen und erste vulkanische Aktivitäten feststellbar. In offenen Spalten und Störungszonen wurden schließlich auch Minerale abgeschieden, deren Alter in die Bildungszeit des Oberrheingrabens fällt (Wernicke & Lippolt 1997a, 1997b, Werner & Franzke 2001, Schumacher 2002, Timar-Geng et al. 2004, 2006, Ustaszewski & Schmid 2006, Edel et al. 2007, Rupf & Nitsch 2008; Zusammenfassungen: LGB-RLP 2005, Geyer et al. 2011). Entsprechend muss davon ausgegangen werden, dass während der Bildung des Oberrheingrabens zumindest in den spröde reagierenden obersten Kilometern der Kruste verschiedene alte Bruchsysteme neu benutzt wurden, um die duktilen Bewegungen der Unterkruste zu kompensieren. Dies drückt sich auch in den Störungsgeometrien in unterschiedlichen Tiefen aus, wobei sich die Störungsmuster in Grund- und Deckgebirge stärker an die reaktivierten alten Bruchmuster halten, während sich die Störungsgeometrien nach oben, in die jüngeren Grabensedimente hinein, zunehmend an den jüngeren Spannungsfeldern orientieren.

Die für den Oberrheingraben benutzten Brüche und Störungszonen waren allerdings bei ihrer Anlage in andere Bruchsysteme eingebunden, als sie die Spannungsfelder des Tertiärs spontan erzeugt hätten. Diese älteren Bruchmuster lassen sich aus den nicht reaktivierten Anteilen der Störungsnetze außerhalb des Grabens nur noch teilweise rekonstruieren. Der spätere Oberrheingraben hat

demnach nicht überall die einstigen Primärstörungen als eigene Hauptstörungen benutzt, sondern oft auch ursprünglich sekundäre Brüche, magmatisch angelegte Gesteinsgrenzen oder Teile von Kluftsystemen zu eigenen Haupt- und Nebenstörungen neu verbunden. Dadurch entstand im Alttertiär ein neues Störungssystem in dem alten, längst in alle Himmelsrichtungen zerlegten Bruchmosaik des Grundgebirges. Die paläozoischen und mesozoischen Strukturbilder der Region, wie sie sich aus den datierten Grundgebirgsstörungen und der Verbreitung und Mächtigkeitsverteilung der überlagerten Sedimente ableiten lassen, werden dabei teilweise von den neuen Strukturen parallel überlagert und teilweise diskordant durchkreuzt (Allenbach & Wetzel 2006, Rupf & Nitsch 2008). Wie intensiv die prä- bis frühtertiäre Bruchtektonik in dieser Region sein konnte, zeigen Gebiete mit deutlich entwickelter Strukturdiskordanz zwischen stark zerblocktem mesozoischem Deckgebirge und weniger gestörten Sedimenten der tertiären Grabenfüllung.

Die ältesten eindeutig der Grabentektonik zuzuordnenden Störungsgeometrien sind im Kartenbild bogenförmig streichende und nach der Tiefe auch bogig sich verflachende, d. h. schaufelförmige (listrische) Abschiebungssysteme, die sich kettenartig entlang der Grabenränder aneinanderreihen (Abb. 1.4-03, 1.4-09). Sie finden sich heute vorwiegend noch in den Randschollenzonen, wo sie die äußerste Verbreitungsgrenze der eozänen Sedimentvorkommen darstellen (z. B. Saverne-Schollenfeld, Freiburger Bucht). Eozäne bis oligozäne Schuttfächer-Reste aus gerundetem grobem Blockwerk und Konglomeraten belegen, dass zu jener Zeit entlang dieser Störungszonen ein erhebliches Relief zwischen Grabenrand und Grabeninnerem entwickelt war. Im Grabeninneren entstand ein ausgedehnter Süßwassersee, der wiederholt zu einem Salzsee austrocknete (Berger et al. 2005, Sissingh 2006b). Der am stärksten eingesunkene Bereich im Südgraben, das Wittelsheim-Buggingen-Becken, nahm örtlich mehr als 2000 m Sedimente auf, ohne den Graben aufzufüllen. Im Eozän entsprach der Oberrheingraben wohl am ehesten dem klassischen Modell eines Grabenbruchs. Die ineinander verschachtelten listrischen Abschiebungen verraten Dehnung des Untergrundes fast senkrecht zur Achse des südlichen und mittleren Grabenabschnittes. Die Einspannung der Erdkruste war demnach etwa NNE–SSW orientiert und wird heute meist mit der Entstehung der Pyrenäen in Verbindung gebracht (Bergerat 1987, Sissingh 2006a, 2006b, Bourgeois et al. 2007).

Im Oligozän beginnt ein anderes Störungssystem die Oberhand zu gewinnen, das im Grabeninneren die ältere Abschiebungstektonik überlagert und diese oft durchtrennt, zerlegt und unkenntlich

macht. Viele der älteren Störungen enden in den seismischen Profillinien unter oder an der Froidefontaine-Formation und wurden danach offenbar nicht mehr in nennenswertem Umfang reaktiviert. Zugleich dringt vom frühen Oligozän an mehrfach Meerwasser in den Grabensee ein oder ersetzt ihn zeitweilig ganz durch einen Meeresarm. Die marinen Einflüsse bleiben jedoch Episoden, nach denen sich im Grabeninneren wieder lakustrine und teilweise fluviale Milieus einstellten (Berger et al. 2005, Cendón et al. 2008).

Das jüngere, teilweise bis in die plio-pleistozänen Lockersedimente durchsetzende Störungssystem besteht vorwiegend aus langgestreckten, geraden, oft über mehrere zehn Kilometer Streichen im Untergrund verfolgbar Störungszonen, die sich nach oben Y-artig auffächern. Sie stellen südlich von Bruchsal das bedeutendste oder gar einzige sichtbare tektonische Element in den jüngeren Grabensedimenten dar. Die größte Struktur dieses jüngeren Störungssystems ist die Illfurth-Bruchsal-Scherzone, die sich vom Sundgau bis zum Kraichgau über mehr als 200 km in den seismischen Profilen verfolgen lässt. Innerhalb dieser Struktur fanden ebenfalls bedeutende Abschiebungen mit mehreren Kilometern Sprunghöhe statt. Das innerhalb der Illfurth-Bruchsal-Scherzone liegende Rastatt-Becken stellt die am tiefsten eingesenkte Scholle im gesamten Oberrheingraben dar. Die Geometrie der abschiebenden Flächen ist hier jedoch nicht listrisch, sondern oft über Kilometer hinweg gerade oder nur wenig gekrümmt (Abb. 1.4-04, 1.4-08). Kleineräumig treten neben den vorherrschenden dehrenden Strukturen nun auch Einengungsstrukturen auf.

Westlich und östlich der Illfurth-Bruchsal-Scherzone bildete sich ein komplexes Muster an sekundären und nachrangigen Störungszonen aus. Dadurch wurde der Untergrund noch weiter in ein kleinteiliges Schollenfeld zerlegt, dessen äußere Grenzen über weite Strecken an den langgestreckten Störungssystemen der Faille de Vosges/Faille Rhénane und der Inneren und Äußeren Grabenrandverwerfung lagen und damit etwa den heutigen geomorphologischen Grabenrändern zwischen Vogesen und Schwarzwald entsprechen. Im Grabenbereich innerhalb dieser Hauptverwerfungen akkumulierten insbesondere im mittleren und nördlichen Graben bis in das frühe Miozän weiter Sedimente, die gebietsweise mehr als 2000 m Mächtigkeit erreichen. Vom späten Oligozän an wurde das eozäne Steinsalz entlang von Störungszonen mobilisiert und stieg in Diapiren und Salzmauern durch die oligozäne Schichtenfolge auf. Die Bewegungen

hielten mit wechselnder Geschwindigkeit bis in das Quartär an (Lutz & Cleintuar 1999). Außerhalb der Randverwerfungen blieben die älteren, vorwiegend abschiebenden Störungssysteme deutlicher erkennbar als innerhalb, wenngleich auch bis in die Grabenschultern hinein laterale Bewegungen belegbar sind.

Ihren Höhepunkt fanden die Scher- und Dehnungsbewegungen im frühen Miozän, als sich vor etwa 18 bis 15 Millionen Jahren die Förderzentren des Kaiserstuhls öffneten und ultrabasische Laven und Tuffe einen mehr als 90 km² großen Vulkankomplex aufbauten. Vom mittleren Miozän bis in das frühe Pliozän gibt es im Oberrheingraben keine flächenhafte sedimentäre Überlieferung. Sedimentvorkommen aus dieser Zeit finden sich nur lokal begrenzt als Reste von Flussablagerungen in den Randschollenzonen (z. B. Mainzer Becken, Kanderner Vorberge). Auch die miozänen Gesteinsabfolgen im Kaiserstuhl selbst zeigen keine größeren seitlichen Versatzbeträge mehr. Nach herrschender Vorstellung wurde das Oberrheingebiet während jener Zeit insgesamt aufgewölbt und unterlag einer begrenzten Abtragung ohne geologische Überlieferung (Lutz & Cleintuar 1999, Berger et al. 2005, Sissingh 2006b). Erst im Pliozän und frühen Pleistozän intensivierten sich die tektonischen Bewegungen zwischen Grabenschultern und Graben wieder und es kam erneut zur Ablagerung mächtigerer Sedimente im Grabeninneren. Im mittleren bis späten Pleistozän wurden zudem in großem Umfang grobe Schotter aus den alpinen Vereisungsgebieten vom Rhein und von den aufsteigenden Grabenschultern in den Graben transportiert. Diese Rheinsedimente beherrschen heute die oberflächennahen Lockergesteine insbesondere im südlichen Grabenabschnitt.

Die tektonischen Bewegungen, die den Oberrheingraben schufen, halten in verminderter Geschwindigkeit bis heute an. Satellitengestützte Positionsbestimmungen haben ergeben, dass sich die Erdkruste westlich des Oberrheingrabens um etwa 0,5 mm pro Jahr nach WSW, östlich des Grabens mit durchschnittlich 0,8 mm pro Jahr nach NW bewegt, während sich nach Feinnivellements die Rheinebene relativ zu den Grabenschultern jährlich um Bruchteile eines Millimeters absenkt (Rozsa et al. 2005a, 2005b, Tesauro et al. 2005). Der Oberrheingraben und seine nähere Umgebung gehören in Europa daher zu den seismisch aktivsten Regionen außerhalb der Kollisionsgebirge (Plenefisch & Bonjer 1997, Nivière et al. 2008, Peters & van Bahlen 2007, Ustaszewski & Schmid 2007, Ziegler & Fraefel 2009).



1.4.3 Gesteinsabfolge

Die Gesteinsabfolge des Oberrheingrabens umfasst mehrere stratigraphische Stockwerke. Über dem Grundgebirge aus metamorphen und magmatischen Gesteinen liegen gebietsweise mächtige Sedimente des Permokarbon. Darüber folgen im gesamten Oberrheingraben und, soweit heute noch erhalten, in den umliegenden Gebieten permische und mesozoische Sedimentgesteine als Deckgebirge (Abb. 1.3-11a+b, Tab. 1.4-01). Sie entstanden in der Zeit vom späten Perm (ca. 260–250 Mill. Jahre) und der Trias (ca. 250–200 Mill. Jahre) bis in den Jura (ca. 200–145 Mill. Jahre). Die jüngsten Anteile des Jura und die Kreidezeit sind im Projektgebiet nicht überliefert (Abb. 1.4-01, 1.5-01). Infolge der tektonischen Bewegungen der Grabenbildung sind Grund- und Deckgebirge in kleinräumige Schollen zerbrochen und besonders an den Grabenrändern teilweise stark verstellt.

Die Füllung des Oberrheingrabens besteht aus einem älteren Anteil tertiärer Sedimente, die vom mittleren Eozän (vor etwa 45 Mill. Jahren) bis in das mittlere Miozän (vor etwa 15 Mill. Jahren) im Grabenbereich durch Flüsse, in Seen und nach vorübergehenden Meereseinbrüchen auch in einer schmalen Meeresstraße abgelagert wurden. Vulkanische Gesteine treten insbesondere im Kaiserstuhl auf, der eine Vulkanruine aus der Zeit des Miozän (etwa 18–15 Mill. Jahre alt) darstellt. Daneben sind aus den Randschollen von Schwarzwald und Vogesen noch einige kleinere Durchbruchsröhren einzelner Vulkaneruptionen bekannt, deren Alter von der späten Kreidezeit bis in die Zeit des Kaiserstuhl-Vulkanismus reichen. Zwischen den datierten Eruptionen lagen Zeitabstände von meist mehreren Millionen Jahren. Die meisten Datierungen deuten auf stärkere vulkanische Aktivität während der Alpenkollision von der späten Kreide bis in das Paleozän, am Beginn der Grabenbildung im mittleren Eozän, bei der Umstellung des tektonischen Stils im frühen Oligozän und am Ende der Sedimentakkumulation im frühen bis mittleren Miozän hin.

Die jüngsten Ablagerungen im Oberrheingraben stammen aus dem Pliozän und Quartär, d.h. sie wurden in den jüngsten 5 Millionen Jahren abgelagert. Diese Lockergesteine sind nur an wenigen Stellen verfestigt. Es sind überwiegend Sedimente des Rheins und seiner Nebenflüsse sowie einige zwischengeschaltete See- und Sumpfablagerungen der Rheinebene.

1.4.3.1 Lockergesteine

Das oberste und jüngste stratigraphische Stockwerk stellen pliozäne und quartäre Sedimente dar. Sie sind von den unterlagernden Gesteinen des Eozän bis Miozän durch eine Schichtlücke von mehr als 10 Millionen Jahren getrennt. Wenngleich die Sedimentation dieser Schichtfolge bereits im Pliozän und damit im Jungtertiär begann, werden sie darum vom eigentlichen Oberrheingraben-Tertiär unterschieden. Die Pliozän-Pleistozän-Grenze liegt zumindest gebietsweise innerhalb der kalkfreien älteren Ablagerungen der Lockergesteine, die früher pauschal als Pliozän gedeutet wurden. Heute werden sie lithostratigraphisch als Iffezheim-Formation länderübergreifend zusammengefasst.

Bei den Lockergesteinen handelt es sich überwiegend um wenig oder nicht verfestigte Flussablagerungen des Rheins und seiner Nebenflüsse. Die Ablagerungen bestehen meist aus Sanden, die zu den Grabenrändern hin und nach Süden zunehmend Kies führen oder in Kiese übergehen, sowie aus Schluffen, Tonen und Torflagen der Auenbereiche. Gebietsweise können geringmächtige tonige oder torfige Teich- oder Seeablagerungen eingeschaltet sein. Sedimentmaterial aus den Alpen, früher generell als Hinweis auf ein quartäres Alter der Schichten gedeutet, tritt örtlich bereits in den pliozänen Anteilen der Abfolge auf, ist in anderen Gebieten jedoch erst gegen Ende des frühen Pleistozäns nachweisbar.

Die Mächtigkeit erreicht im nördlichen Grabenabschnitt nördlich Heidelberg mehr als 800 m (Heidelberg-Becken, RPF/LGRB 2012), bleibt südlich von Karlsruhe und Landau aber meist unter 200 m. Lokale Senken mit etwas höheren Mächtigkeiten zeigen sich lediglich westlich von Offenburg und Bühl nahe am heutigen Rheinlauf und westlich und südlich des Kaiserstuhls. Die Lage dieser lokalen Depozentren ist dabei gegenüber den Mächtigkeitsmaxima des Oberrheingraben-Tertiärs deutlich verschoben.

Die Lockergesteine liegen diskordant auf den tertiären Sedimenten des Oberrheingrabens und den mesozoischen und paläozoischen Einheiten der Grabenränder. Sie sind bis auf wenige lokale Ausnahmen nicht tektonisch verstellt. Gebietsweise versetzen Störungen die Basis und gelegentlich auch höhere Abschnitte der Lockergesteine mit Sprunghöhen von mehreren Metern (Abb. 1.4-04).



Abb. 1.4-04: Die Basis der Lockergesteine ist ebenfalls vielerorts durch Störungen versetzt. Dies konnte im Modell jedoch wegen der ungleichmäßigen Datenlage nur lokal berücksichtigt werden (Kartenausschnitt aus Atlasblatt 2.1, hier mit Störungsspuren).

Die Lockergesteine stellen im Gebiet des Oberrheingrabens die wichtigsten oberflächennahen Grundwasserleiter. Im Projektkontext stellt die Basis der Lockergesteine (Basis Iffezheim Fm.) die Obergrenze der bearbeiteten Einheiten des tieferen Untergrundes dar und wurde daher lediglich in vereinfachter Form berücksichtigt.

1.4.3.2 Tertiäre Grabenfüllung

Der Oberrheingraben bildete vom Eozän bis in das frühe Miozän ein bedeutendes Sedimentbecken, in dem örtlich bis über 4000m mächtige känozoische Sedimente abgelagert wurden. Die größten Mächtigkeiten finden sich im mittleren Grabenabschnitt nahe am östlichen Grabenrand im Gebiet von Rastatt und Rheinstetten südlich Karlsruhe (Rastatt-Becken), nördlich von Bruchsal und im nördlichen Grabenabschnitt bei Mannheim (Mannheim-Becken, Abb. 1.4-09). Weitere lokale Senken mit deutlich erhöhten Mächtigkeiten zeigen sich im Grabenabschnitt zwischen Schwarzwald und Vogesen ebenfalls nahe der Grabenränder, im Westen bei Strasbourg (Strasbourg-Becken), Sélestat (Sélestat-Becken) und südlich von Colmar im Wittelsheim-Buggingen-Becken (= Mulhouse-Becken, Kalibecken), in dem ein zweites

Mächtigkeitsmaximum am östlichen Grabenrand südlich des Kaiserstuhls entwickelt ist. Außerhalb dieser Spezialsenken ist das Tertiär meist zwischen 1000 und 3000m mächtig. Im Bereich der Randschollen, in Schwellengebieten im Grabeninneren oder im südlichen Bruchschollengebiet sind oft nur wenige hundert Meter Tertiär vorhanden.

Die Ablagerungen des Oberrheingraben-Tertiärs bestehen zum überwiegenden Teil aus unterschiedlich stark verfestigten Mergeln bis Mergelsteinen, in die in wechselndem Maße Sandsteine, Karbonatgesteine (Kalk- und Dolomitsteine) und Evaporite (Anhydrit und Gips, Steinsalz, Kalisalz) eingelagert sind. Die Fazies ist überwiegend limnisch bis brackisch mit mehreren salinaren und marinen Einschaltungen. Nahe der Beckenränder treten besonders im Eozän und Oligozän grobklastische Alluvialfächer auf, deren konglomeratische Schüttungen sich meist noch in der Randschollenzonen mit der mergelig-sandigen Beckenfazies verzahnen.

Die stratigraphische Nomenklatur dieser tertiären Schichtenfolge entwickelte sich seit Ende des 19. Jahrhunderts zunächst aus der Beschreibung der Oberflächenaufschlüsse in den Randschollen, seit Anfang des 20. Jahrhunderts jedoch zunehmend aufgrund der Bohrergebnisse vor allem aus der Kohlenwasserstoff-Exploration. Dabei wurden allerdings, im Bemühen einheitliche Schichtbezeichnungen zu verwenden, in den verschiedenen Konzessionsgebieten von unterschiedlichen Bearbeitern nicht immer die gleichen Schichten mit denselben Namen belegt. Besonders in den nichtmarinen oder nur schwach marin beeinflussten Schichtenfolgen fehlen Leitfossilien, um weit voneinander entfernte Gebiete zu korrelieren. Der Versuch, faziesgebundene Fossilien zur Abgrenzung von Gesteinsabfolgen zu verwenden, scheiterte dabei an dem oft heterochronen Auftreten dieser Fossilien und häufig auch an uneinheitlicher Bestimmung der Funde durch verschiedene Bearbeiter. Für einen Großteil der tiefen Bohrungen liegen zudem heute keine paläontologischen Daten (mehr) vor, so dass sich diese nach einem bio- oder ökostratigraphischen Schema nicht mehr gliedern ließen. Erst mit wachsendem Datenbestand aus immer zahlreicheren Bohrungen wurde deutlich, dass die älteren Gliederungen oft unterschiedliche Schichten miteinander durch gleiche Namen verbunden hatten, oder zumindest unterschiedliche Grenzziehungen scheinbare Mächtigkeitsänderungen vortäuschen konnten.

Die in diesem Bericht verwendete Gliederung für die tertiäre Schichtenfolge beruht auf einer zunächst projektinternen Vereinbarung der beteiligten Geologischen Dienste, im Bereich des Oberrheingrabens



eine über die Landes- und Staatsgrenzen hinweg einheitliche Nomenklatur zu verwenden. Hierzu wurden die neueren Vorarbeiten von Grimm (2005) aufgegriffen, in denen im Rahmen einer stratigraphischen Synopsis im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission die älteren veröffentlichten Gliederungssysteme gesichtet und Vorschläge zu einer einheitlicheren Nomenklatur gemacht wurden (DSK 2011). Im Rahmen des GeORG-Projektes wurde auf der Grundlage dieser Vorschläge der gesamte relevante – und größtenteils vertrauliche – Bohrdatenbestand der geologischen Dienste durchgesehen und ein Gliederungsschema erarbeitet, das sich auf die vorhandenen Daten anwenden lässt und dabei in die allgemeine Struktur der Bohrdatenerfassung einfügt. Besonderer Wert wurde darauf gelegt, dass die Grenzen der Formationen eindeutig lithologisch definiert sind, sich dabei auch an geophysikalischen Bohrlochmessungen wiedererkennen lassen und dicht bei wichtigen reflektionsseismischen Markerhorizonten liegen.

Der wichtigste Leithorizont innerhalb dieser Schichtenfolge liegt an der Basis der Froidefontaine-Formation. Mehrere zehn Meter graue Foraminiferenmergel und schwarze bituminöse Frauenweiler-Fischschiefer heben sich als Ablagerungen einer marinen Ingression im frühen Oligozän einerseits in Bohrgut und Bohrlochmessungen deutlich in der Schichtenfolge ab, bilden andererseits aber auch fast im gesamten Grabengebiet einen oder zwei kräftige seismische Reflektoren. Zugleich zeigen sich deutliche Unterschiede im tektonischen Inventar der Schichten unter und über dieser Grenze. In diesem Niveau grenzt stratigraphisch das Ältere Oberrheingraben-Tertiär, dessen größte Mächtigkeiten im südlichen und mittleren Graben liegen, an das Jüngere Oberrheingraben-Tertiär, dessen Mächtigkeitsmaxima im nördlichen Graben zu finden sind.

Das Jüngere Oberrheingraben-Tertiär besteht nördlich von Karlsruhe und Wissembourg aus sechs Formationen unterschiedlicher Fazies. Über der marinen bis brackisch-marinen grauen Froidefontaine-Formation folgen zunächst fluviolakustrine bunte Mergel und Sandsteine der Niederroedern-Formation mit zahlreichen Paläoböden. Darüber nehmen die marinen Einflüsse wieder zu, und die vorwiegend graue Schichtenfolge der Bruchsal-Formation zeigt nach Fossilführung und Fazies starke Wechsel im Salzgehalt des Gewässers an, in dem sie abgelagert wurde. Im oberen Teil der Bruchsal-Formation treten zunehmend Evaporite auf. Neben Anhydrit und Gips ist im Raum Worms ein Steinsalzlager entwickelt. Das Alter der Formation fällt nach heutigen internationalen Grenzziehungen ganz in das Oligozän, in der älteren

Literatur wurde es teilweise aufgrund einer anderen Abgrenzung des „Aquitans“ bereits in das Miozän gestellt. Über den Evaporiten folgt eine mächtige eintönige Abfolge von vorwiegend grauen Mergeln mit Kalk- und Dolomitsteinbänken und wenigen dünnen Sandsteinlagen, die hier als Landau-Formation zusammengefasst wird. Die Fazies deutet auf einen großen Wasserkörper, dessen Salzgehalt zwischen limnisch und brackisch wechselte und der zeitweise Kontakt mit dem Meer hatte. In älteren Gliederungssystemen wurde diese Formation teils insgesamt als „Hydrobienschichten“ bezeichnet, teils wurden im unteren Teil ohne klare lithologische Abgrenzung „Obere Cerithien-“ und „Corbiculaschichten“ ausgegliedert. Die Grenze Oligozän – Miozän liegt im unteren Teil der Landau-Formation. Im Raum Heidelberg und nördlich davon folgen darüber als jüngste Einheiten noch die grünen oder bunten Süßwasserablagerungen der untermiozänen Groß-Rohrheim-Formation, früher fälschlich oft als „Obermiozän“ angesprochen, und die nahe am Nordrand des Projektgebiets nach Süden auskeilenden fluvialen Ablagerungen der Weiterstadt-Formation.

Südlich von Wissembourg und Karlsruhe sind über der Froidefontaine-Formation nur noch bunte Mergel- und Sandsteine der Niederroedern-Formation vorhanden. Teile der jüngeren Schichtenfolge sind hier offenbar diskordant unter den Lockergesteinen gekappt. Allerdings steigen die seismischen Reflektoren am Dach der Bruchsal-Formation im Raum Wissembourg nicht an die Oberfläche auf, sondern schwächen sich nach Süden ab und verlieren sich über einige Kilometer in den Ablagerungen der französischen Niederroedern-Formation. Dies deutet darauf hin, dass der spätoligozäne Wechsel in die Graufazies von Bruchsal- und Landau-Formation nur in den nördlichen Senkungsgebieten erfolgte, altersgleiche Schichten aber auch in der Buntfazies der Niederroedern-Formation vorhanden sein können, worauf auch biostratigraphische Befunde hindeuten (Doehl & Geissert 1971). Im Kaiserstuhlgebiet sind im oberen Teil der dortigen Niederroedern-Formation in einzelnen Bohrungen Gerölle von Kaiserstuhl-Vulkaniten gefunden worden, die auf miozäne Anteile dieser bunten Schichten hinweisen.

Das Ältere Oberrheingraben-Tertiär wird in den Steinsalz führenden Senkungsgebieten des südlichen Grabenabschnittes ganz der Wittelsheim-Formation zugerechnet, einer bis über 2000 m mächtigen Abfolge von meist dolomitischen Mergelsteinen, Anhydritstein und mehrere hundert Meter mächtigen Steinsalzlager. Die Abfolge stammt zum größeren Teil aus dem Eozän, doch zeigt im oberen Drittel eine „Versteinerungsreiche Zone“ mit einer verarmten marinen Fauna die Basis des

Tab.1.4-01a: Stratigraphische Einheiten und Nutzhorizonte im Projektgebiet. Rot: geothermische Einheiten, grün: Intervalle mit Speicherpotenzial, schwarz: Intervalle mit Barrierepotenzial.

| Stratigraphie (allgemein) / stratigraphie générale | France | Rheinland-Pfalz | Baden-Württemberg | Schweiz / Suisse | Mächtigkeit / Epaisseur | Verbreitung / Présence | Geo-thermische Einheiten | Speicher- / Barrierepotenzial | |
|--|--|---|--------------------------------|---|-------------------------|------------------------|--------------------------|------------------------------------|----------------------------|
| | | | | | max. / min. (m) | N S | Réservoir géo-thermique | Potentiel de stockage / couverture | |
| Oberthuringen-Tertiär / Tertiaire réénan | <i>Lockergesteine / Plio-Quaternaire</i> | | | | > 800 / < 10 | | | | |
| | jüngeres O.-T. / T. rh. supérieur | - | Weiterstadt-Formation | - | > 10 / 0 | | | | |
| | | - | Groß-Rohrheim-Formation | - | > 300 / 0 | | | | |
| | | Formation de Landau / - | Landau-Formation | - | > 1000 / 0 | | | | |
| | | Formation de Bruchsal / - | Bruchsal-Formation | - | > 900 / 0 | | | | |
| | | Formation de Niederroedern | Niederroedern-Formation | - | > 1000 / < 100 | | | | |
| | | Formation de Froidefontaine | Froidefontaine-Formation | - | > 1200 / < 200 | | | | |
| | Älteres O.-T. / T. rh. inférieur | Formation de Pechelbronn | Pechelbronn-Formation | - | > 1100 / < 300 | | | | |
| | | Formation de Haguenau | Haguenau-Formation | - | > 700 / < 50 | | | | |
| | | Formation de Wittelsheim | Wittelsheim-Formation | - | > 1800 / < 900 | | | | |
| | | Conglomérats côtiers | Küstenkonglomerat-Formation | - | > 250 / 0 | | | | |
| | | Formation de Schliengen | Schliengen-Formation | - | > 50 / 0 | | | | |
| | Jura / Jurassique | Oberjura / Malm | Calcaires à Nerinées | Nerineenkalk-Formation | Vellerat-Formation | > 120 / 0 | | | |
| | | | Calcaires recifaux jurassiques | Korallenkalk-Formation | St.-Ursanne-Formation | > 100 / 0 | | | |
| Mitteljura / Dogger | | Marnes à chailles | - | Kandern-Formation | Bärschwil-Formation | > 140 / < 80 | | | |
| | | | | | | | | | Marnes callovo-oxfordienne |
| | | Calcaire à R. anceps | - | Ornatenton-Formation | Herznach-Formation | > 80 / < 60 | | | |
| | | Marnes à M. macrocephalus | - | Variansmergel-Formation | Herznach-Formation | > 80 / < 60 | | | |
| | | Marnes à R. alemannica | - | | | | | | |
| | | Marnes et calcaires d'Imbsheim | - | Hauptrogenstein-Formation und Äquivalente | | > 15 / < 10 | | | |
| | | Grande Oolithe | - | | | > 80 / < 60 | | | |
| | | Marnes et calcaires de Griesbach | - | Humphriesoolith-Formation | Passwang-Formation | > 60 / < 40 | | | |
| | | | - | Wedelsandstein-Formation | | | | | |
| | | Marnes de Schalkendorf | - | Murchisonae-Oolith-Formation | | > 80 / < 15 | | | |
| Marnes de Gundershoffen | | - | Opalinuston-Formation | | > 120 / < 100 | | | | |
| Unterejura / Lias | | Marnes à L. jurensis | Jurensismergel-Formation | Stafellegg-Formation | > 200 / < 30 | | | | |
| | Schistes carton | Posidonienschiefer-Formation | | | | | | | |
| | Marnes à A. margaritatus | Amaltheenton-Formation | | | | | | | |
| | Marnes à Z. numismalis | Numismalimergel-Formation | | | | | | | |
| | Marnes d'Obermodern | Obtususton-Formation | | | | | | | |
| | Calcaires et manres de Hochfelden | Langenbrücken-Formation und Äquivalente | | | | | | | |



Tab.1.4-01b: –Fortsetzung–

| Stratigraphie (allgemein) stratigraphie générale | | France | Rheinland-Pfalz | Baden-Württemberg | Schweiz / Suisse | Mächtigkeit Epaisseur | Verbreitung Présence | | Geo- thermische Einheiten | Speicher- / Barriere- potenzial | |
|---|--------------------------------|--|---|---|---|--------------------------|-------------------------|---|---------------------------------|--|--|
| | | | | | | max. / min. (m) | N | S | Réservoir géo- thermique | Potentiel de stockage / couverture | |
| Trias / Trias | Kauper | Rhétien | Exter-Formation | | Oberkeuper | > 20 / 0 | | | | | |
| | | Marnes irisées supérieures | Löwenstein- und Arnstadt-Formation | | Steinmergelkeuper | > 90 / < 10 | | | | | |
| | | Marnes irisées moyennes | Mainhardt- und Steigerwald-Formation | | | > 60 / < 5 | | | | | |
| | | Grès à roseaux | Stuttgart-Formation | | Schilfsandstein | > 30 / < 10 | | | | | |
| | | Marnes irisées inférieures | Grabfeld-Formation | | Gipskeuper | > 130 / < 60 | | | | | |
| | | Lettenkohle | Erfurt-Formation | | Lettenkeuper | > 30 / < 15 | | | | | |
| | Muschelkalk | Oberer Muschelkalk (D/CH, mehrere Formationen) | | | | | > 80 / < 50 | | | | |
| | | Muschelkalk supérieur | Diemel-Formation | | Mittlerer Muschelkalk (CH) = Anhydritgruppe | | | | | | |
| | | Muschelkalk moyen | Heilbronn-Formation | | | > 100 / < 50 | | | | | |
| | | Muschelkalk inférieur | Karlstadt-Formation | | Unterer Muschelkalk (CH) | > 15 / < 10 | | | | | |
| | | Unterer Muschelkalk (D, mehrere Formationen) | | > 65 / < 30 | | | | | | | |
| | Bunt-sandstein | Grès à Voltzia | Voltziensandstein | | | | | | | | |
| Couches intermédiaires | | Zwischenschichten | Oberer Buntsandstein | Oberer Buntsandstein | > 400 / < 50 | | | | | | |
| Buntsandstein moyen | | Mittlerer und Unterer Buntsandstein | | | | | | | | | |
| Perm / Permien | Zechstein | Grès d'Annweiler | Speyerbach- und Annweiler-Formation | Langenthal- und Tigersandstein-Formation, Wiesental-Formation | - | > 60 / 0 | | | | | |
| | | (Formation de Saint-Dié ?) | Rothenberg-Formation und Randfazies (mehrere Formationen) | Zechsteindolomit- und Kirnbach-Formation | - | | | | | | |
| | Rotliegende | Rotliegend | | | | > 1500 / 0 | | | | | |
| Karbon / Carbonifère | Permokarbon / Stéphano-Permien | | | | | | | | | | |
| | | Stéphanien | Oberkarbon | | | | | | | | |
| Grundgebirge / Socle | | | | | | | | | | | |

Oligozäns an. Im oligozänen Anteil der Steinsalzfolge sind wenige Bänke von Kalisalz entwickelt, die über annähernd hundert Jahre, neben Erdöl und Erdgas, den wichtigsten bergbaulich gewonnenen Rohstoff des Oberrheins darstellten. Außerhalb der Verbreitung der Steinsalzlager zeigt das Ältere Oberrheingraben-Tertiär in der Beckenfazies eine Zweiteilung. Den unteren Teil stellt die Haguenau-Formation, eine unterschiedlich mächtige lakustrine Wechselfolge von laminierten Mergelsteinen und Kalk- oder Dolomitsteinbänken, in die sich besonders im Südgraben in Annäherung an die Steinsalzzone zunehmend Anhydritbänke und -knollen einschalten. Darüber breiten sich fluviolakustrine bunte Mergelsteine mit Sandstein-Einschaltungen aus, die als Pechelbronn-Formation zusammengefasst werden. Im Rastatt-Becken werden die bunten Gesteine der Pechelbronn-Formation durchgehend von grauen, gut geschichteten Mergelstein-Sandstein-Wechselfolgen vertreten, die sich jedoch durch das Auftreten von Sandsteinbänken von der darunter liegenden Haguenau-Formation unterscheiden. Die brackisch-marine Ingression an der Basis des Oligozäns zeigt sich innerhalb dieser einheitlichen Graufazies des Rastatt-Beckens ebenso wie in der durchgehend bunten Fazies nahe der Grabenränder nur in der Fossilführung, doch schaltet sich in Gebieten mittlerer Mächtigkeitsentwicklung in diesem Niveau ein einige zehn bis mehrere hundert Meter mächtiger Abschnitt mit geschichteter Graufazies in die bunten Ablagerungen ein, der eine Dreiteilung der Pechelbronn-Formation zulässt.

In den Randschollenzonen und im südlichen Bruchschollengebiet ist das Ältere Oberrheingraben-Tertiär oft nur in stark reduzierter Mächtigkeit vorhanden. Die Haguenau-Formation reduziert sich gebietsweise auf eine geringmächtige Abfolge von Süßwasserkalken (Bouxwiller, Ubstadt, Mulhouse) oder wird von einer rotbunten fluviolakustrinen Randfazies vertreten, die sich nicht mehr gegen die hangende Pechelbronn-Formation abgrenzen lässt. Nahe der Randstörungen verzahnt sich diese randliche Beckenfazies schließlich mit einer Randfazies aus Konglomeraten und Blockwerk, die den Graben wie ein nur noch lückenhaft erhaltener Saum umgeben (Küstenkonglomerat-Formation).

Die ältesten Ablagerungen des Tertiärs sind die nicht näher datierten bunten Tonsteine und Sandsteine der Schliengen-Formation. Sie liegen als höchstens wenige zehn Meter mächtige Decke auf dem Mesozoikum des Untergrundes oder sind in Karsthohlräume mesozoischer Kalksteine gespült. Die kalkfreien Tonsteine und Sandsteine zeigen oft Merkmale tiefgründiger Bodenbildung und fluviabler Umlagerung und stammen möglicherweise aus

dem klimatischen Wärmeoptimum im frühen Eozän. Ihre Verbreitung ist lückenhaft und bisher nur ungenügend bekannt.

1.4.3.3 Permisch-mesozoisches Deckgebirge

Zwischen den diskordant auflagernden Sedimenten des Tertiär und dem Grundgebirge bzw. den permokarbonen Sedimenttrögen liegt eine Schichtenfolge verfestigter Sedimente des späten Perm und Mesozoikum. Im Unterschied zu den permokarbonen Ablagerungen waren diese Einheiten ursprünglich flächenhaft von Lothringen oder vom Pariser Becken im Westen bis nach Süddeutschland im Osten verbreitet. Die Vorkommen im Grabenbereich und in dessen Randschollen sind daher als Relikte anzusehen, die durch die Absenkung und Tertiärüberdeckung der Erosion entgangen sind, während sie im Gebiet von Vogesen und Schwarzwald abgetragen wurden. Die Mächtigkeiten der permisch-mesozoischen Einheiten schwanken regional weitaus weniger als jene des Permokarbon oder des Tertiär. Die hier verwendete stratigraphische Nomenklatur richtet sich nach den Generallegenden der jeweiligen Landesdienste bzw., soweit bereits verfügbar, nach den Empfehlungen der Deutschen Stratigraphischen Kommission (LithoLex). Dabei sind in einigen Fällen traditionell unterschiedliche Grenzziehungen zwischen gleich oder ähnlich benannten Einheiten in Deutschland, Frankreich und der Schweiz zu beachten.

Die jüngsten erhaltenen Einheiten sind Kalksteine des Oberjura, die nur im Gebiet der südlichen Bruchschollenzonen und unter dem Dannemarie-Becken erhalten sind und dort einen geothermischen Nutzhorizont darstellen. Darunter, und im größten Teil des Grabens als oberste erhaltene Einheit des Mesozoikums, folgen Tonmergelsteine, Kalksteine und Sandsteine des Mittleren Jura. Während der obere Mitteljura überall vorwiegend aus Tonmergelsteinen mit dünnen Kalkstein- und Eisenoolithbänken besteht, schaltet sich im mittleren Abschnitt zwischen Schwarzwald und Vogesen ein bis über 100m mächtiges Paket aus oolithischen Kalksteinen, lokal mit Dolomitsteinlagen, ein. Diese in der Schweiz und Deutschland als Hauptrogenstein bzw. Hauptrogenstein-Formation bekannte Einheit bildet in ihrem Verbreitungsgebiet den wichtigsten geothermischen Nutzhorizont (Abb. 1.4-05). Der untere und nach seiner Mächtigkeit überwiegende Teil besteht aus massiven Kalksteinen und wird in Frankreich als Grande Oolithe bezeichnet. Darüber schalten sich im oberen Hauptrogenstein mehrere Mergelsteinlagen und eisenoolithische Bänke ein, die in Frankreich als Marnes et calcaire d'Imbsheim abgegrenzt werden.

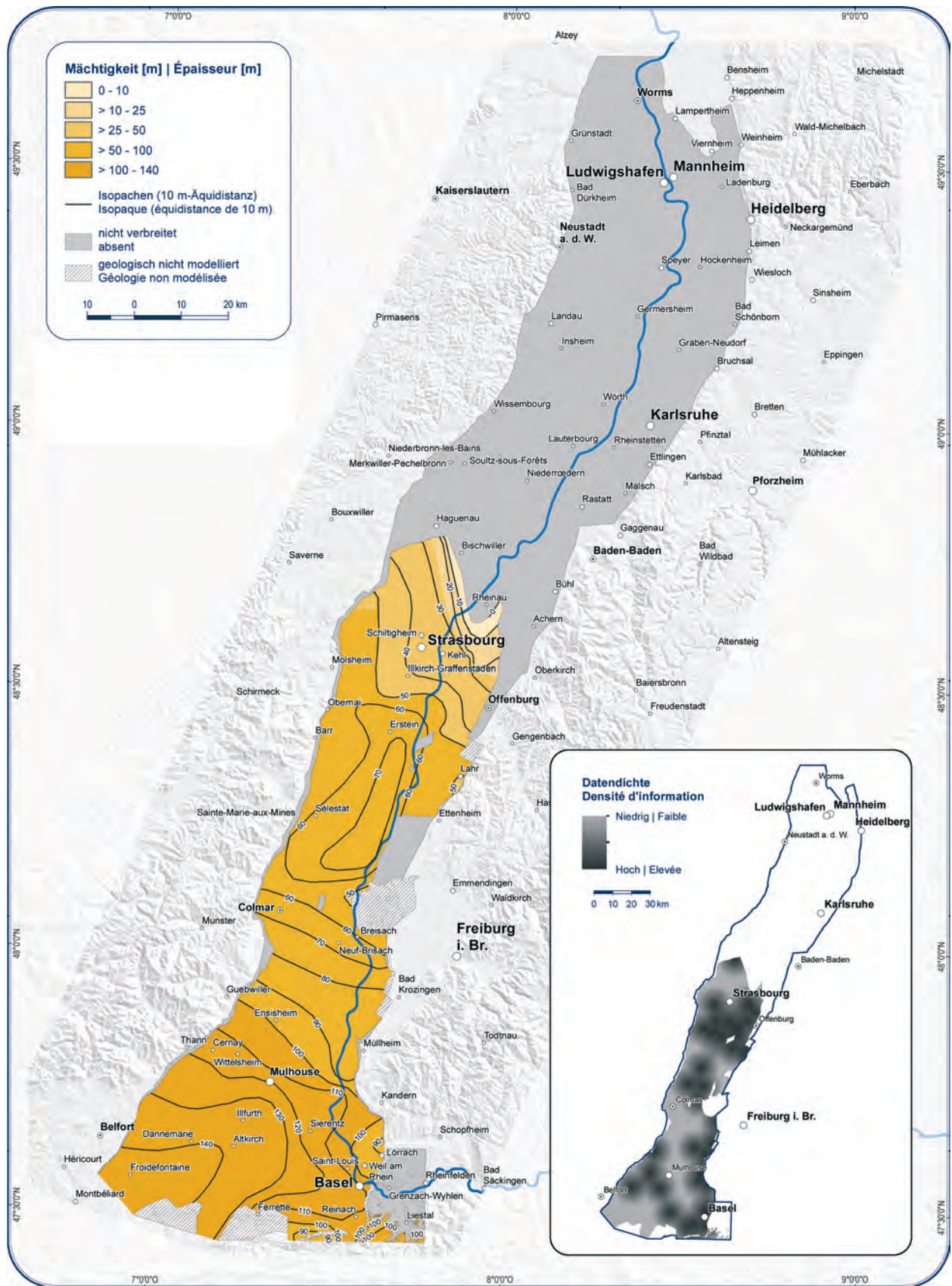


Abb. 1.4-05: Mächtigkeit der Haupttrogenstein-Formation / Grande Oolithe. Der nördliche Rand der Verbreitung entspricht dem Faziesübergang in die Tonfazies (Atlasblatt 3.3, www.geopotenziale.eu).

Nördlich von Strasbourg keilt die Hauptrogenstein-Fazies aus bzw. gehen die Schichten dieses Niveaus in eine Tonmergel-Fazies über.

Unter dem Hauptrogenstein und seinen Äquivalenten folgen im tieferen mittleren und unteren Mitteljura Wechselfolgen von Mergelsteinen mit Kalksteinbänken, Eisenoolithen und Sandsteinen. Die Basis des Mitteljura bildet eine bis über 100 m mächtige Tonsteinabfolge, der Opalinuston (in Frankreich: Marnes de Gundershoffen). Der darunter liegende Unterjura erreicht im Norden des Projektgebiets Mächtigkeiten von annähernd 300 m, die sich nach Süden jedoch auf wenige zehn Meter im Tafeljura verringern. Die Schichtenfolge besteht aus Ton- und Mergelsteinen mit Kalksteinbänken und einigen geringmächtigen bituminösen Horizonten.

Gegen die durchgehend grauen, teilweise fast weißen oder schwarzen Ablagerungen des Jura bilden die bunten Schichtenfolgen der oberen Trias in dessen Liegendem einen deutlichen Kontrast. Der Keuper, als oberste Gruppe der hier in germanischer Fazies ausgebildeten Trias, besteht aus rotbraunen, grünen oder bunten Tonsteinen und Sandsteinen mit dünnen Dolomitsteinbänken. Im unteren und mittleren Teil des Keupers sind Anhydritbänke und -knollen eingelagert, die unter Grundwassereinfluss sekundär in Gips umgewandelt sein können. Nur die obersten 0,5–20 m und die untersten 20–30 m des Keupers werden von grauen bis grünen Gesteinen eingenommen, deren brackische bis nichtmarine Fazies sich jedoch deutlich von den marinen Ablagerungen des Jura und des unterlagernden Muschelkalks abhebt. Im Elsass wird der Untere Keuper traditionell als mittlerer bis oberer Teil der „Lettenkohle“ zum Muschelkalk gerechnet und erst in neuerer Zeit gelegentlich davon abgetrennt.

Der Muschelkalk ist in seiner Gesteinsausbildung dreigeteilt. Der Obere Muschelkalk besteht überwiegend aus gebankten grauen Kalksteinen und Dolomitsteinen und stellt zusammen mit den nur wenige Meter mächtigen Dolomiten im Dach des Mittleren Muschelkalks (in Deutschland: Diemel-Formation, in Frankreich: Basis des Muschelkalk supérieur) einen weiteren wichtigen geothermischen Nutzhorizont dar. Im Mittleren Muschelkalk herrscht eine Salinarfazies vor, wobei die Anhydritsteine und noch mehr das Steinsalz dieser Schichtenfolge im Oberrheingebiet meist ausgelaugt sind und sich nur noch in Relikten finden lassen. Mächtige Steinsalzlager bilden jedoch im Hochrheingebiet eine wichtige Ressource für die Industrie der Nordschweiz. Der Untere Muschelkalk ist nördlich Karlsruhe ebenfalls überwiegend kalkig ausgebildet, wird nach Süden aber zunehmend von dunkelgrauen Mergelsteinen

und Dolomitsteinen vertreten, die nach Südwesten im unteren Teil von grauen dolomitischen Sandsteinen abgelöst werden.

Die Untere Trias stellen eintönige rotbraune oder hellgrau gebleichte Sandstein-Abfolgen des Buntsandsteins dar, die nahe der Basis und im mittleren Teil Gerölle führen und lokal in Konglomerate überleiten können. Während im Oberen Buntsandstein Schluff- und Tonsteine sowie schluffige, Glimmer führende Sandsteine eine Rolle als Barrierehorizont spielen können, sind der Mittlere und Untere Buntsandstein im Projektgebiet meist nur noch grob gliederbar und bilden ein einheitliches Grundwasserstockwerk. Lediglich im Norden des Gebiets schalten sich auch hier mehrere Horizonte mit Feinsedimenten ein, die eine weitere Unterteilung erlauben. Unmittelbar im Liegenden folgen rotbraune, im Südosten auch graue Sandsteine des Oberen Perm, die in Frankreich zum Buntsandstein, in Deutschland heute zur Zechstein-Gruppe gerechnet werden. Zusammen mit den triassischen Sandsteinen des Buntsandsteins stellen sie den tiefsten geothermischen Nutzhorizont des oberrheinischen Mesozoikums dar. Sie liegen meist unmittelbar auf den Arkosen oder Schluffsteinen des Rotliegenden oder auf dem Grundgebirge der zwischen den Rotliegend-Becken liegenden Kristallinschwellen. Lediglich zwischen Kraichgau und Haardt ist an ihrer Basis mit bis zu einige Meter mächtigen grauen Dolomitsteinbänken und Tonsteinen des Zechsteins zu rechnen, die nach Westen und Süden zunehmend mit den Sandsteinen verzahnt sind.

1.4.3.4 Grundgebirge und Permokarbon

Die tiefste geologische Einheit im Projektgebiet stellt das metamorphe und magmatische Grundgebirge dar, das teilweise von mächtigen Sedimenten und Vulkaniten des Oberkarbon und Rotliegend überlagert wird. Die permokarbonen Ablagerungen sind dabei auf mehrere tektonisch begrenzte Beckenstrukturen beschränkt, zwischen denen das Grundgebirge unmittelbar von spätpermischen oder triassischen Gesteinen überlagert wird. Die Ablagerungen des Rotliegend bestehen meist aus rotbraunen feinen bis groben Arkosen und Konglomeraten in Wechsellagerung mit ebenfalls vorwiegend rotbraunen Schluff- bis Tonsteinen. Die Vulkanite, die sich lokal im unteren Abschnitt in das Rotliegend einschalten, sind im Oberrheingebiet vorherrschend Rhyolithe und rhyolithische Pyroklastika. Die Ablagerungen des Oberkarbon bestehen überwiegend aus grauen, grau-violetten und teilweise ebenfalls rotbraunen Arkosen und Schluffsteinen, in die lokal Steinkohle eingelagert ist.



Im Norden des Oberrheingrabens greift der Südrand des Saar-Nahe-Beckens bis in das Projektgebiet hinein. Etwa von Saverne bis zum Odenwald grenzt es nach Südosten an die Haardt-Odenwald-Schwelle, auf der spätpermische Sand- und Schluffsteine diskordant auf Kristallin liegen. Weiter südlich ist das Kraichgau-Becken entwickelt, dessen Nordgrenze im Raum Heidelberg zutage austreicht. Der weitere Verlauf unter dem Oberrheingraben ist jedoch nicht näher bekannt. Im südlichen Kraichgau östlich Karlsruhe hat die Bohrung Waldbrunn 2 mehr als 1500m Sedimente und Tuffe des Rotliegenden durchteuft, ohne die Basis zu erreichen. Im Grabenabschnitt vor dem Kraichgau sowie südlich von Haguenau bis in den Raum Strasbourg ist daher mit Arkosen und Feinsedimenten des Rotliegenden zu rechnen, die mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreichen können. Ob sie Ablagerungen des Oberkarbon überlagern, ist nicht bekannt. Der Südrand des Kraichgau-Beckens wird von mehreren kleineren Randstrukturen gebildet, die heute an den Nordrändern von Schwarzwald und Vogesen austreichen (Rotliegend-Gebiete von Baden-Baden, Schirmeck und Villé). Diese Strukturen bilden randliche Teilbecken mit lokalen Depozentren und Vulkaniten, die sich eng an die Strukturlinie von Lalaye-Lubin–Baden-Baden halten.

Südlich davon sind aus den Vogesen keine Rotliegend-Sedimente bekannt. Im Schwarzwald findet sich am Nordrand des Zentralschwarzwalds jedoch das kleine Offenburg-Becken, in dem bis über hundert Meter mächtige und kleinräumig an zwei Scherzonen gebundene Sedimente des Oberkarbon überlagert werden von Vulkaniten und geringmächtigen Sedimenten des Rotliegenden. Über eine mögliche westliche Fortsetzung dieses Beckens in den heutigen Grabenbereich ist nichts bekannt, eine früher oft vermutete Verbindung mit dem Becken von Villé ist bei Berücksichtigung der tertiären Seitenverschiebungen eher unwahrscheinlich. Im südlichen Zentralschwarzwald liegen im Breisgau-Becken weitere kleine Vorkommen von Sedimenten aus Oberkarbon und Rotliegend, die selten mehr als einige Meter Mächtigkeit erreichen. Nach Bohrdaten im Randbereich des Oberrheingrabens setzt sich die Verbreitung dieser Ablagerungen in größerer Mächtigkeit südlich des Kaiserstuhls nach Südwesten fort und ist möglicherweise mit dem Rotliegendbecken von Ronchamp in Verbindung zu bringen (als Ronchamp-Breisgau-Becken). Im Südschwarzwald schließt

eine weitere Kristallinschwelle ohne Rotliegend an. Sie endet im Westen etwa bei Auggen. Am Südwestende des Oberrheingrabens besteht offenbar eine direkte Verbindung mit dem schmalen Nordschweizer Permokarbon-Becken im Hochrheingebiet. Karbonische und frühpermische Ablagerungen nehmen lateral rasch wechselnde Anteile an den Schichtenfolgen ein und erreichen Mächtigkeiten bis über 800 m (Bohrung Basel 1).

Das Grundgebirge besteht von Nord nach Süd aus mehreren tektonostratigraphischen Komplexen, die ihre metamorphe Prägung während der varisischen Orogenese vom späten Devon bis in das frühe Karbon erhalten haben. Gebietsweise sind vor allem saure Magmatite als Plutone und Gänge in die metamorphen Einheiten eingedrungen, deren Alter ebenfalls, zumindest überwiegend, in das frühe Karbon fallen. Nördlich etwa Haguenau und Wiesloch wird das Grundgebirge von den Plutoniten und amphibolitfazialen Metamorphiten der Mitteleuropäischen Kristallinzone gebildet, die im Odenwald und in der Haardt zutage austreichen. Der Verlauf der Grenze gegen das südlich anschließende Kraichgau-Nordvogesen-Schiefergebirge (=Nordbadisch-Fränkisches Schiefergebirge) ist bisher nur ungenau bekannt und kann nur über geophysikalische Messungen näher eingegrenzt werden. Die anchimorphen Schiefer, Quarzite, Kalksteine und Diabase dieser Zone sind bisher nur aus wenigen Bohraufschlüssen im östlich anschließenden Schichtstufenland bekannt sowie aus schmalen Ausstrichgebieten am Nordrand von Vogesen und Schwarzwald. Dort ist der Südrand des Schiefergebirges erschlossen, in dem die Gesteine entlang der im Karbon und Perm aktiven Lalaye-Lubin–Baden-Baden-Scherzone einen höheren Metamorphosegrad erreichten und teilweise von Graniten intrudiert wurden. Südlich davon schließt sich das Vogesen-Schwarzwald-Kristallin an, das den größten Teil von Vogesen und Schwarzwald umfasst und von Gneisen und Graniten aufgebaut wird. In den Südvogesen und entlang der Badenweiler-Lenzkirch-Zone des Südschwarzwalds blieben hier oberdevonische bis unterkarbonische Sedimente und Vulkanite erhalten, die nur gering bis nicht metamorph sind. Südlich der Badenweiler-Lenzkirch-Zone und der Vogesen schließt sich bis in den Untergrund der Nordschweiz ein weiteres Granit-Gneis-Gebiet mit abweichendem Bau an, das Südschwarzwald-Kristallin, über dessen Nordgrenze westlich des Schwarzwalds nichts bekannt ist.

1.4.4 Tektonischer Bau

1.4.4.1 Tektonische Baueinheiten (Übersicht)

Der Oberrheingraben gliedert sich in mehrere Abschnitte mit unterschiedlichem tektonischem Bau. Den Norden des Projektgebiets nimmt der etwa NNW–SSE streichende *nördliche Grabenabschnitt* ein, der sich nach Norden über die Grenzen des Projektgebiets hinaus fortsetzt. Dieser Abschnitt ist vorwiegend von listrischen Abschiebungen und hohen Mächtigkeiten des Jüngeren Oberrheingraben-Tertiärs und der Lockergesteine geprägt. Im Süden grenzt die NW–SE streichende Kallstadt-Schwetzingen-Störungszone als fast ebene Trennfläche den nördlichen Grabenabschnitt gegen den stärker von geradlinigen jüngeren Scherzonen geprägten, NNE–SSW streichenden mittleren bis südlichen Oberrheingraben ab (Abb. 1.4-06, 1.4.-09).

Verbindende Struktur dieses mittleren bis südlichen Grabenabschnittes ist die *Illfurth-Bruchsal-Scherzone*, eine über 220 km lange und im Süden bis über 30 km breite Großstruktur, die in weiten Teilen unmittelbar unter dem Rheinlauf liegt und daher erst nach Verbindung der reflektionsseismischen Teilprofile beiderseits des Rheins erkennbar wurde. Westlich der Illfurth-Bruchsal-Scherzone gliedern Sekundärstörungen dieser Großstruktur den Grabenbereich in mehrere tektonische Domänen eines *westlichen Schollengebiets*, zu dem auch die angrenzenden Randschollen von Saverne und Haardtrandes zu rechnen sind. Deren Störungsmuster ließen sich aus den vorhandenen Daten nicht über die Domänengrenzen hinweg korrelieren. Auch östlich der Illfurth-Bruchsal-Scherzone liegen staffelartig zum Grabeninneren hin abgesenkte *östliche Randschollen*, von denen die westlichsten meist unter geringer känozoischer Bedeckung liegen, die östlichen jedoch geomorphologisch bereits Teil von Schwarzwald und Kraichgau und damit der (morphologischen) Grabenschulter sind.

Am *Kaiserstuhl-Block* erfolgt südwärts nochmals ein Wechsel des tektonischen Stils, wobei sich die Illfurth-Bruchsal-Scherzone stark verbreitert und die westliche Schollenzone an Bedeutung verliert. Dagegen schließt im Süden an die östlichen Randschollen ein stark erweitertes *südliches Bruchschollengebiet* zwischen den Überschiebungen des Faltenjura und dem Südrand des Schwarzwalds an. Gegenüber den Verhältnissen im übrigen Graben ist hier die Tertiärbedeckung gebietsweise stark reduziert. Teilweise ragt es jedoch als Mittelgebirge mit mesozoischen Gesteinen über den Oberrheingraben heraus und begrenzt ihn nach Süden und Südosten.

1.4.4.2 Der nördliche Grabenabschnitt und die nördlichen Randschollen

Nördlich der Kallstadt-Schwetzingen-Störungszone wird der tektonische Bau des Grabens überwiegend von großen listrischen Abschiebungssystemen beherrscht, die im Projektgebiet lediglich unmittelbar am Rand des Oberrheingrabens, im Bereich der Grünstadt-Randschollen, von annähernd gerade streichenden Scherzonen abgelöst werden. Östlich der Grünstadt-Randschollen ist im Untergrund der Rheinebene mit den Worms-Zwischenschollen eine ostfallende Abschiebungstreppe gegen das tertiäre Subsidenzzentrum des Mannheim-Beckens und das östlich anschließende plio-pleistozäne Heidelberg-Becken ausgebildet, die beide offenbar antithetisch an die Heidelberger Biegung des Odenwald-Grabenrandes gebunden sind. Das südöstliche Ende der Kallstadt-Schwetzingen-Störungszone, die bisher nur aus der Korrelation seismischer Profile im Grabeninneren bekannt ist, fällt annähernd mit dem Nordrand der Langenbrücken-Randschollenzone zusammen oder stößt nur wenige Kilometer südwärts davon auf die Heidelberg-Grabenrandstörung.

Westlich der Grünstadt-Randschollen schließt sich an den nördlichen Grabenabschnitt das Mainzer Becken an, in dem – verglichen mit den Verhältnissen im Oberrheingraben – nur geringmächtige tertiäre Sedimente in einer (nördlich des Projektgebiets) bis annähernd 30 km breiten Randschollenzone erhalten sind (LGB-RLP 2005). Das Mainzer Becken war nicht Gegenstand des GeORG-Projektes, weshalb hierzu auf die umfangreiche Literatur verwiesen werden muss (Schäfer 2012). Im Süden erscheint in streichender Verlängerung des Mainzer Beckens der herausgehobene Bad-Dürkheim-Block als Nordrand des Pfälzerwaldes. Dessen westliche Randstörung setzt sich nach Norden in die westliche Randstörung des Mainzer Beckens fort, biegt im Süden aber offenbar in ein NW-SE-Streichen um. Sie erscheint daher wie eine um etwa 6 km am Grabenrand nach Süden versetzte Fortsetzung der Kallstadt-Schwetzingen-Störungszone.

1.4.4.3 Das westliche Schollengebiet des mittleren und südlichen Oberrheingrabens

Südlich der Kallstadt-Schwetzingen-Störungszone schließt sich im Westen des Oberrheingrabens eine zunächst fast 50 km, weiter südlich meist 20–30 km breite und heterogen gebaute Schollenzone an. In ihr interferieren NNW-SSE streichende gewellte und listrische Abschiebungen mit NNE-SSW

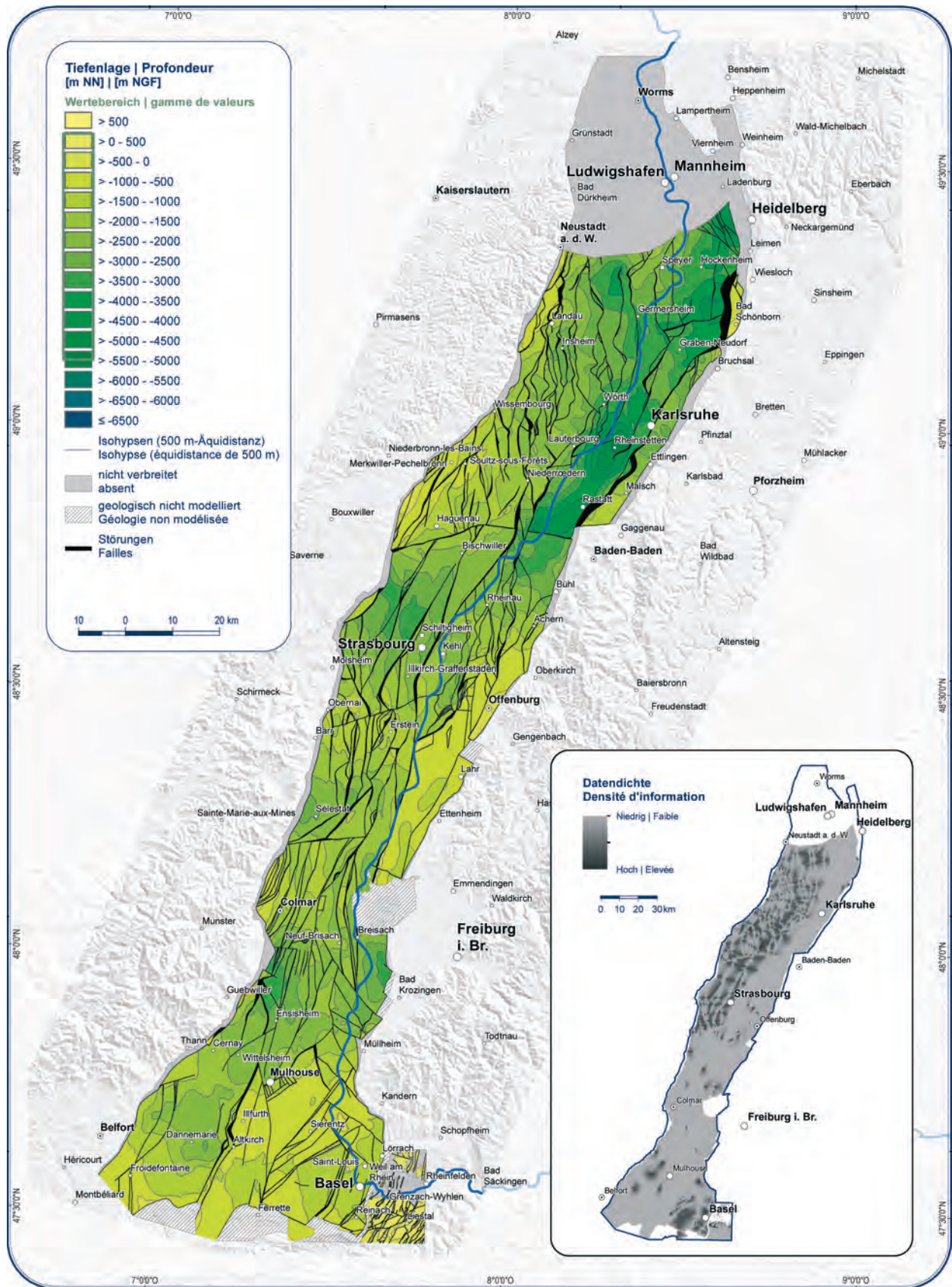


Abb. 1.4-06: Schichtlagerung der Basis Keuper, Angaben in [m NN]. Verbreitungslücken an schräg einfallenden Störungsf lächen sind schwarz dargestellt (Atlasblatt 2.7, www.geopotenziale.eu).

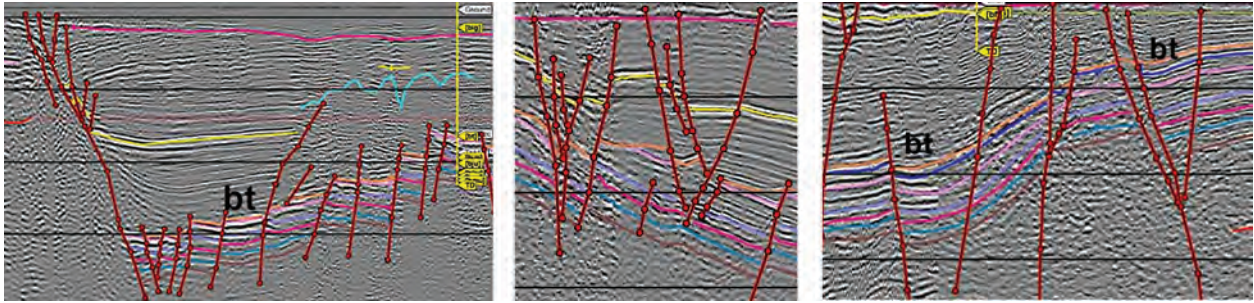


Abb. 1.4-07: Beispiele für tektonische Strukturen in reflexionsseismischen Profilen. Links: stark gestörtes Mesozoikum unter weniger gestörtem Tertiär und Aufstieg von Salzstrukturen (hellblau) über Störungszonen; Mitte: Y-förmige Blumenstrukturen im Tertiär, die Fortsetzung nach unten ist wegen des geringen Vertikalversatzes teilweise nicht erkennbar; rechts: flexurartige Verstellung des Mesozoikums. Die braune Linie (bt) gibt die Tertiärbasis an. Die Ausschnitte stammen aus dem Oberelsass und sind jeweils wenige Kilometer breit; die horizontalen geraden Linien haben einen Abstand von 500 ms TWT.

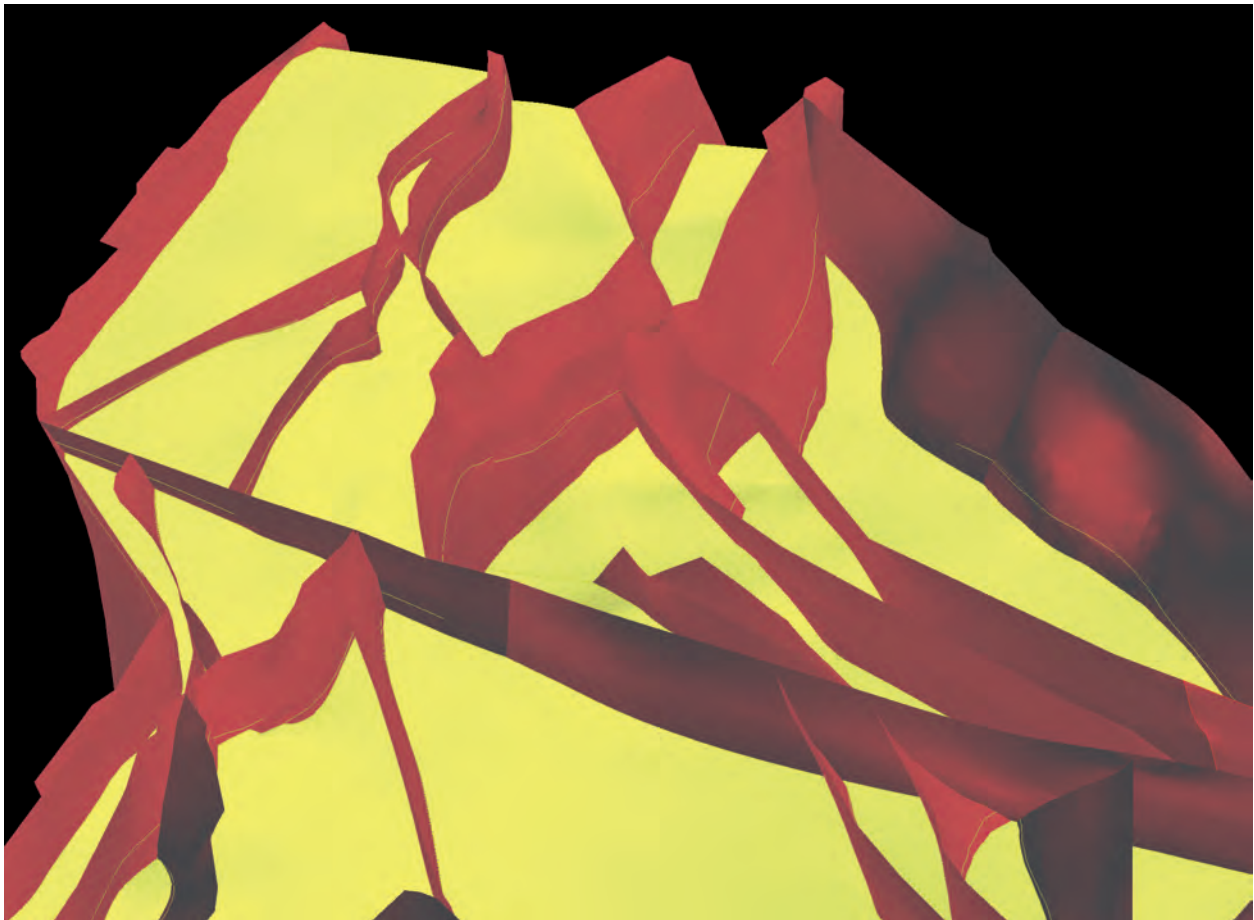


Abb. 1.4-08: Darstellung von Störungen (rot) und eines stratigraphischen Horizonts (Basis Tertiär, gelb) im 3D-Modell. Abschiebungen im westlichen Teil des Oberrheingrabens zwischen Bad Dürkheim und Worms, Bildbreite entspricht ca. 20 km.



streichenden transtensiven Blattverschiebungen und SW-NE streichenden Querstörungen (Abb. 1.4-07, 1.4-08). Einzelne lokale Aufschiebungen wurden bereits früher am südlichen Vogesenrand beobachtet und stehen möglicherweise mit der Einengung durch die Alpenkollision in Zusammenhang (Rotstein & Schaming 2008, 2011).

Die westlichsten Schollenfelder liegen geomorphologisch außerhalb des Grabenbereichs (Haardt-Randschollen, Saverne-Schollenfeld, Guebwiller-Randschollen) und tragen nur noch geringe oder keine Relikte tertiärer Sedimente. Grundgebirge und Mesozoikum sind hier kleinräumig in Bruchschollen zerlegt. Nach den reflektionsseismischen Profilen gilt dies ähnlich auch für den Untergrund der stärker abgesenkten und von Tertiär bedeckten Schollen östlich der Haardttrandstörung und Faille Rhénane. Die meist kleinen Vorkommen tertiärer Sedimente in diesen Zonen (z. B. Bastberg bei Bouxwiller) und das teilweise Fehlen einer Randfazies im engeren Grabenbereich (z. B. für die Froidefontaine-Formation) legen jedoch nahe, dass diese äußeren Randschollenzonen zumindest zeitweise in den Sedimentationsraum des Grabens eingebunden waren. Anders als das Mainzer Becken im nördlichen Grabenabschnitt wurde ihre tertiäre Bedeckung später weitgehend erodiert.

Innerhalb des Tertiärbeckens ist das westliche Schollengebiet durch SW-NE streichende Querstörungen in mehrere tektonische Domänen gegliedert, die sich in Bau und Absenkungsgeschichte etwas voneinander unterscheiden. Unmittelbar südlich der Kallstadt-Schwetzingen-Störungzone schließt sich das Speyer-Reilingen-Schollenfeld an, das eine hufeisenförmige Senkungsstruktur um eine zentrale Hochlage darstellt. Nach Südwesten folgt die Bruchterrasse des Landau-Schollenfeldes mit zahlreichen etwa NNW-SSE streichenden und mehrfach verzweigten Abschiebungsstaffeln. Im Westen begrenzen dieses Schollenfeld die schmalen Neustadt-Randschollen, deren Westrand die Haardttrandstörung bildet. Deren südliche Fortsetzung taucht bei Wissembourg offenbar unter die Quartärbedeckung des Grabeninneren ab und bildet den Ostrand des etwa dreieckigen Haguenau-Blocks (Seuil de Haguenau), dessen Hochlage sich bereits in den Tertiärmächtigkeiten und der Faziesverteilung abbildet. Die Rolle als Grabenrandstörung übernimmt südlich Wissembourg eine komplizierte Verkettung von listrischen Abschiebungen und flachen Schrägabschiebungen am Ostrand des Saverne-Schollenfeldes, an die sich etwa bei Obernai nach Süden die eigentliche Faille Rhénane als Randstörung der Vogesen-Vorberge anschließt.

Südlich der NE-SW streichenden Faille de Hochstett nehmen die Tertiärmächtigkeiten abrupt in das Strasbourg-Becken (Bassin de Strasbourg) hinein zu, dessen höhere Sedimenteinheiten nach den bisherigen reflektionsseismischen Befunden nur eine geringe Gliederung durch einige NNE-SSW und NNW-SSE streichende Y-Strukturen erkennen lässt. Das Becken wird im Süden wiederum abrupt durch die ebenfalls NE-SW streichende Faille de Meistratzheim gegen die Hochlage der Erstein-Schwelle (Seuil d'Erstein) begrenzt. Das Westende der bisher nur im Känozoikum beobachteten Faille de Meistratzheim liegt dabei nur etwa 6 km nördlich des Ausstrichs der paläozoischen Faille de Lalaye-Lubin und stellt möglicherweise eine reaktivierte Scherzone über dieser Grundgebirgsstruktur dar. Zwischen der Faille de Meistratzheim und der Faille de Hessenheim liegt ein weiteres Schollenfeld als tektonisch einheitliche Domäne, dessen Tertiärbasis jedoch von der nördlichen Erstein-Schwelle nach Süden in das Sélestat-Becken (Bassin de Sélestat) stark einfällt. Auch diese tektonische Domäne von Sélestat-Erstein (Bloc de Sélestat-Erstein) ist durch mehrere etwa N-S streichende und verzweigte Bruchzonen gegliedert, doch sind die Informationen hier bislang nicht ausreichend für ein geschlossenes Bild.

Südlich der Faille de Hessenheim wird die tektonische Situation zunehmend komplex. Die Randschollenzonen von Colmar und Guebwiller liegen teils über und teils unter der heutigen Oberrheinebene. Unmittelbar östlich schließen sich die ersten Tiefschollen des Wittelsheim-Buggingen-Beckens (Bassin de Wittelsheim-Buggingen=Bassin potassique) an, mit dem sich die Illfurth-Bruchsal-Scherzone stark nach Westen ausdehnt. Weiter südlich leiten zahlreiche grabenparallele Störungen der Südvogesen in die Transferzone über, die den Oberrheingraben mit dem südwestlich gelegenen Bresse-Graben verbindet.

1.4.4.4 Die Illfurth-Bruchsal-Scherzone

Die Illfurth-Bruchsal-Scherzone ist ein Komplex aus geometrisch und offenbar auch kinematisch miteinander verbundenen Störungszonen, die sich in den seismischen Profilen von der Illfurth-Störungzone im Süden bis in die Randschollen von Malsch im westlichen Kraichgau über mehr als 200 km verfolgen lässt. Die Scherzone folgt annähernd dem Ostrand der Rheinebene und reicht mit einer Breite von mehr als 10 km vom Rand der badischen Vorbergzone bis unter das östliche Elsass. Sie besteht aus mehreren parallelen oder durch nord-südliche

Quersprünge miteinander verbundenen Störungszonen. Nach der Tiefe konvergieren die im Westen vorherrschend ostwärts, im Osten westwärts einfallenden Störungszonen, und dürften – in der Seismik nicht mehr sichtbar – im Grundgebirge in eine gemeinsame Wurzel münden. Zwischen den konvergierenden Störungszonen herrscht fast überall Dehnungstektonik, wobei einige der größten Sprunghöhen und zwei Subsidenzzentren der tertiären Grabenfüllung (Rastatt-Becken, Wittelsheim-Buggingen-Becken) in diesem Bereich liegen. Vereinzelt deuten die seismischen 2D-Profile auf lokale Aufschiebungen kleinerer Schollen hin, doch lassen sich diese Strukturen nicht über größere Strecken verfolgen.

Das geometrische Bild entspricht einer großen sinistralen Duplexstruktur, d.h. eines fiederartig gegliederten Bruchsystems mit linksseitiger horizontaler Scherbewegung (Abb. 1.4-03). Dabei setzt sich keine einzelne der beteiligten Störungen über die gesamte Scherzone hinweg fort. Die einzelnen Störungszonen bilden vielmehr für eine gewisse Strecke ein Segment der Gesamtstruktur. Sie münden schließlich in andere Störungen ein, oder verlassen die Scherzone als Nebenstörung in fortgesetztem Streichen, während eine benachbarte Scherzone die Rolle als Hauptdeformationsbahn übernimmt. Zu den am weitesten verfolgbarsten Störungszonen gehört die Faille d'Ilfurth, die vom Rand des Faltenjura bis Mulhouse die Ostrandstörung des Dannemarie-Beckens bildet, und deren Fortsetzung sich als Faille de Meyenheim und Faille de Marckolsheim in den Salzmauern des Wittelsheim-Buggingen-Beckens über annähernd 80 km verfolgen lassen (Abb. 1.4-09).

Die Ilfurth-Bruchsal-Scherzone ist am Kaiserstuhl-Block in zwei strukturell unterschiedliche Abschnitte geteilt. Nördlich des Kaiserstuhls setzt sie sich aus mehreren leistenartigen Schollen zusammen, die unterschiedlich tief abgesenkt wurden. Die stärkste Einsenkung bildet hierbei das Rastatt-Becken, in dessen Untergrund das Grundgebirge nach Auswertung der seismischen Daten offenbar örtlich bis in mehr als 5 km Tiefe versenkt wurde. Unmittelbar östlich schließen sich mit Sprunghöhen von meist mehreren Kilometern die östlichen Randschollen als strukturelle Hochlagen an. Nördlich Bruchsal findet sich annähernd in streichender Verlängerung der Ilfurth-Bruchsal-Scherzone eine post-triassisch mehrfach aktive Struktur, die Ubstadt-Walldürn-Störungszone, an der die Randschollenzone von Langenbrücken im Süden begrenzt ist. Jungkretazische bis paleozäne Vulkanite in Sekundärstörungen dieser Struktur deuten auf ein wenigstens spätmesozoisches Alter dieser Störungen hin, doch belegen verstellte Schollen mit eozänem

Ubstadt-Süßwasserkalk (Haguenau-Formation) zumindest nahe am Grabenrand auch jüngere Bewegungen.

Südlich und westlich des Kaiserstuhls vergittern sich die NNE-SSW streichenden Störungen der Ilfurth-Bruchsal-Scherzone mit NW-SE streichenden Querstörungen, die als reaktivierte Fortsetzung der Grundgebirgsstrukturen der Freiburg-Bonnendorf-Bodensee-Störungszone gelten können. Das Senkungsgebiet der Ilfurth-Bruchsal-Scherzone verbreitert sich hier zum Wittelsheim-Buggingen-Becken (Bassin potassique de Wittelsheim-Buggingen). Mächtige eozäne und früholigozäne Steinsalz und Kalisalz führende Ablagerungen belegen eine frühe Anlage dieser Beckenstruktur, die jedoch durch sich im späten Oligozän und Miozän verstärkende Blattverschiebungsbewegungen überprägt wurde. Mehrere Salzstrukturen drangen als Salzmauern oder kleinere Diapire bevorzugt in die steil stehenden Störungszonen ein und deformieren dabei die hangenden Schichten bis unter die Basisdiskordanz der plio-pleistozänen Lockersedimente (Abb. 1.4-07, 1.4-09).

Etwa zwischen Mulhouse und Thann leitet das Wittelsheim-Buggingen-Becken ohne scharfe Grenze in das Dannemarie-Becken (Bassin de Dannemarie) über, in dem wiederum NNE-SSW streichende Hauptstörungen vorherrschen. Zwischen den Subsidenzzentren der beiden Beckenstrukturen ist hier nur eine schwach ausgeprägte Schwellenzone entwickelt, die offenbar nicht an größere Störungen gebunden ist und sich lediglich aus der Schichtlagerung ableiten lässt.

1.4.4.5 Der Kaiserstuhl-Block

Zwischen Colmar und Freiburg erhebt sich das Massiv des Kaiserstuhls als Ruine eines miozänen Vulkankomplexes. Innerhalb der tektonischen Gliederung des Oberrheingrabens, soweit sie im Rahmen der geologischen Modellierung sichtbar wurde, befindet sich der Kaiserstuhl an der Grenze zwischen der Ilfurth-Bruchsal-Scherzone und den östlichen Randschollen genau an jener Stelle, an der sich die Ilfurth-Bruchsal-Scherzone nach Süden in das breite Wittelsheim-Buggingen-Becken als Extensionsstruktur öffnet.

Über den Bau des Untergrundes dieses Blocks ließ sich aus den vorhandenen Daten kein genaueres Bild erstellen, weshalb der Bereich unter dem Kaiserstuhl bei der Modellierung im Rahmen des Projektes nicht berücksichtigt wurde. Es liegen nur wenige Informationen aus Bohrungen tiefer 100 m vor, wobei das Liegende der Eruptiva nicht erreicht

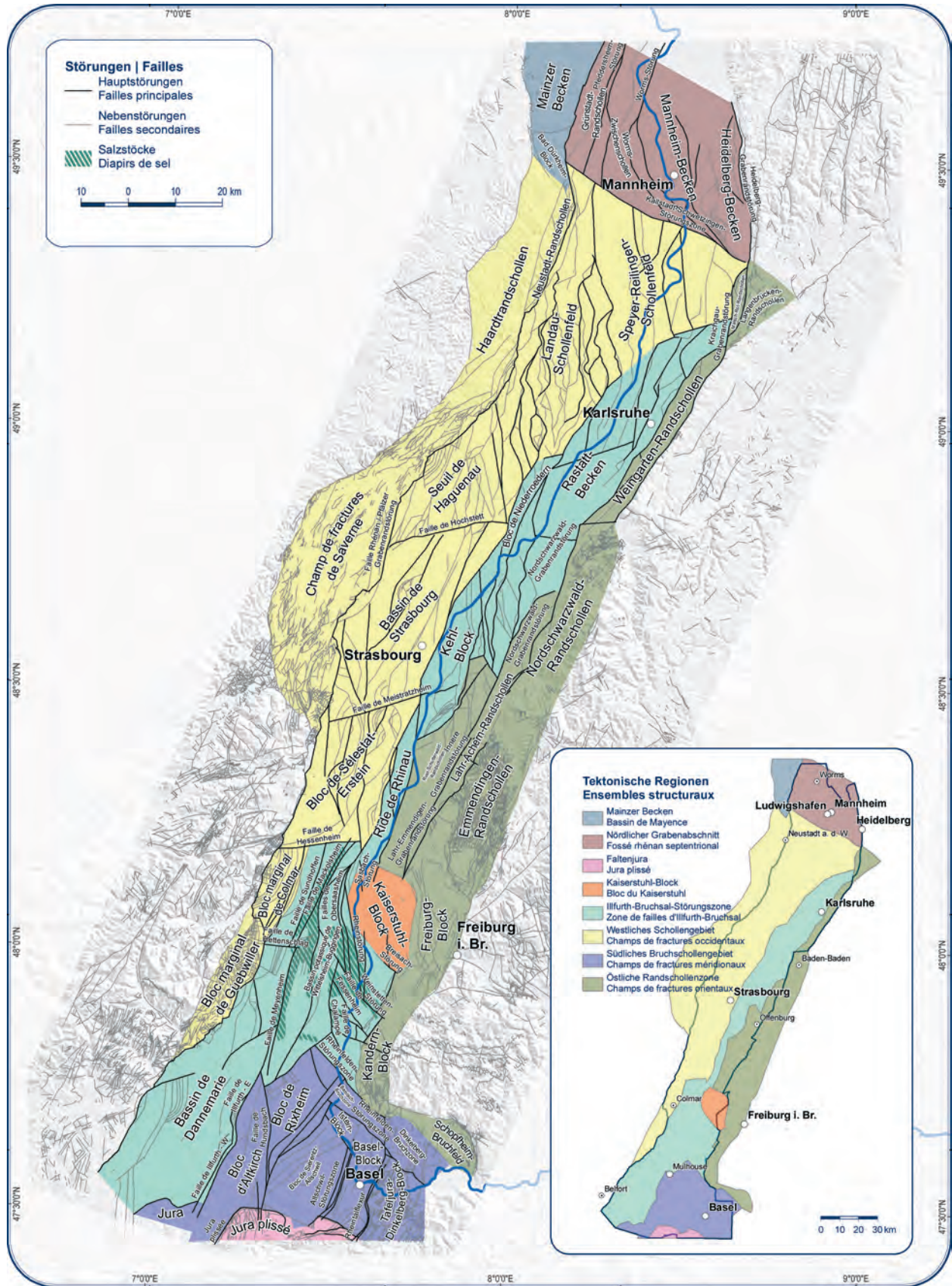


Abb. 1.4-09: Tektonische Übersichtskarte mit Bezeichnung der tektonischen Baueinheiten (Atlasblatt 1.5, www.geopotenziale.eu).

wurde. Die reflektionsseismischen Messungen im Kaiserstuhlgebiet zeigen unter den flächenhaft verbreiteten Vulkaniten große, unregelmäßig begrenzte Schollen mit horizontalen bis wenig verstellten Reflektoren. Ob es sich dabei um mesozoische oder känozoische Einheiten handelt und bis in welche Tiefe Laven und Pyroklastika an diesen offenbar geschichteten Gesteinen beteiligt sind, bleibt jedoch unklar.

1.4.4.6 Die östlichen Randschollen (Grabenrand Schwarzwald–Kraichgau)

Östlich der Illfurth-Bruchsal-Scherzone begleitet eine meist etwa 10 km, im Süden bis zu 30 km breite Randschollenzone den geomorphologischen Grabenrand. In ihr ist die Grundgebirgsoberfläche gegenüber der Grabenschulter deutlich weniger abgesenkt als in der Illfurth-Bruchsal-Scherzone selbst. Im Freiburg-Block und südlich davon (Kandern-Block, Schopfheim-Bruchfeld) ist diese Zone großflächig von geringmächtigen tertiären und quartären Sedimenten bedeckt, weiter nördlich sind es meist nur die westlichen Bruchstaffeln (Rust-Schutterwald-, Lahr-Achern-, Weingarten-, Malsch-Rot-Randschollen). Östlich dieser Bruchstaffeln liegen weitere Randschollen, deren mesozoische oder paläozoische Gesteine heute noch über die Oberrheinische Tiefebene als Vorbergzone oder sogar als Teil der geomorphologischen Grabenschulter heraus ragen. Nach ihrer tektonischen Position stellen sie Bruchstaffeln des Grabenrandes dar und sind damit Teil der Randschollenzone.

In der östlichen Randschollenzone sind Grund- und Deckgebirge im allgemeinen durch kleinräumige Bruchfelder zerlegt. Einzelne ungestörte Schollen erstrecken sich selten über mehr als wenige Kilometer, oft nur über wenige hundert Meter. Die vertikalen Sprunghöhen zwischen diesen Kleinschollen betragen häufig mehrere zehn Meter, teilweise auch mehrere hundert Meter. An den grabenparallel streichenden Störungen zeigen sich in der Randschollenzone vielfach abschiebende Bewegungsindikatoren, doch sind sie an vielen Stellen von sinistralen Bewegungen überprägt.

Nördlich des Kaiserstuhls vergittern sich die vorherrschenden grabenparallelen Störungsscharen mit Querstörungen unterschiedlicher Richtungen, insbesondere aber mit NE-SW streichenden Elementen, die sich teilweise auf alte Grundgebirgsstrukturen des Schwarzwalds beziehen lassen, und N-S streichenden Sekundärstörungen der Illfurth-Bruchsal-Scherzone. Vom Südrand der Emmendinger Vorberge an südwärts interferieren

NW-SE streichende Querstörungen mit dextralen Indikatoren, teilweise ebenfalls mit bedeutenden abschiebenden Komponenten, in oft komplexer Weise mit den NNE-SSW und N-S streichenden Längsstörungen (Bergerat 1987, Villemin & Bergerat 1987; ältere Literatur s. Geyer et al. 2011). Die NW-SE streichenden Störungen stehen offenbar in Beziehung zu den jungpaläozoisch und mesozoisch aktiven Strukturen der Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Störungszone und den südlich daran anschließenden parallelen Strukturen des Südschwarzwalds und Hotzenwalds. In dieser Hinsicht leiten Freiburg- und Kandern-Block in ihrem tektonischen Inventar über in die komplexe Felderteilung des südlichen Bruchschollenfeldes.

1.4.4.7 Das südliche Bruchschollengebiet

Südlich des Wittelsheim-Buggingen-Beckens und östlich des Dannemarie-Beckens liegt zwischen Faltenjura und Schwarzwald eine Zone komplexer Blocktektonik, in der sich N-S, NE-SW, NW-SE, NNE-SSW und NNW-SSE streichende Störungen überlagern und gegenseitig beeinflussen. Die Nordostgrenze dieses Gebietes stellt eine NW-SE streichende grabenartige Bruchzone dar, die im Streichen nochmals an Querstörungen in relative Hoch- (Dinkelberg-Graben im SE) und Tief lagen (Bamlach-Graben im NW) gegliedert ist. Südlich davon stellen die westlichsten und östlichsten Gebiete dieses Bruchschollenfeldes strukturelle Hochlagen dar, die in der Literatur als Mulhouse-Horst und Tafeljura bekannt sind. Zwischen diesen Hochlagen befinden sich abgesenkte Bereiche, die früher als Grabenbruch gedeutet wurden („Sierentz-Graben“), nach den seismischen Querprofilen jedoch eher als zerblockter Halbgraben aufgefasst werden müssen.

Von West nach Ost lassen sich innerhalb des südlichen Bruchschollengebiets mehrere tektonische Blöcke unterscheiden, die an wichtigen Störungszonen aneinander grenzen. Südlich des Dannemarie-Beckens ragt noch ein kleines Gebiet des westlichen Tafeljura in das Projektgebiet hinein, durch dessen strukturelle Hochlage mesozoische Gesteine über das Niveau der känozoischen Sedimente hinausragen. Dagegen ist der östlich anschließende Altkirch-Block (Bloc d'Altkirch) größtenteils von geringmächtigen tertiären und quartären Sedimenten bedeckt und stellt das Kerngebiet der früher als „Mulhouse-Horst“ bekannten Zone mit tertiärer Schwellenfazies dar. Nach Westen grenzt der Altkirch-Block abrupt an die Störungssysteme der Faille d'Illfurth, in denen die mesozoischen und teilweise die tertiären Sedimente teilweise stark verstellt und geschleppt sind. Auch



innerhalb des Altkirch-Blocks zeigen sich in der Reflektionsseismik mehrere Störungszonen, die wahrscheinlich als Sekundärstörungen zur Illfurth-Bruchsal-Scherzone aufgefasst werden müssen.

In den östlich anschließenden Blöcken von Rixheim und Sierentz-Allschwil fällt das Deckgebirge allmählich nach Osten ein, um im Bereich der Allschwil-Störungszone ein Strukturteuf mit den regional höchsten Tertiärmächtigkeiten zu erreichen. Lediglich der Istein-Block stellt ein horstartiges Strukturhoch innerhalb dieses Gebietes dar. Demgegenüber ist der östlich anschließende Basel-Block, trotz gleichsinnigen Einfallens des Deckgebirges, weniger abgesenkt als der Ostrand des Sierentz-Allschwil-Blocks und bildet damit gewissermaßen eine Bruchstaffel vor der Rheintalflexur, an die sich östlich die Hochlage des Tafeljura-Dinkelberg-Blocks anschließt.

Der Tafeljura-Dinkelberg-Block wird im Westen durch die Rheintalflexur und im Norden durch die Rheinfeldern-Störungszone begrenzt, die die Südgrenze der Bamlach-Dinkelberg-Bruchzone darstellt. Südlich des Modells bildet der Faltenjura eine strukturelle Grenze, während im Osten außerhalb des Projektgebiets die Zeiningen-Störungszone als Verlängerung der Wehr-Störung die Grenze zum Aargauer Tafeljura bildet. Der Tafeljura-Dinkelberg-Block ist charakterisiert durch teilweise engständige N-S bis NE-SW streichende Graben- und Horststrukturen. Südlich der Rheinfeldern-Störungszone folgen weitere dazu parallele Querbrüche, welche die Gräben und Horststrukturen weiter unterteilen. Hierzu zählen die Grenzach-Wyhlen-Störung und die Aspenrain-Störung, die im Ergolztal von der Gempfen-Bruchzone durchtrennt wird.

Die Schichtlagerung ist im Tafeljura generell flach mit 3°–10° gegen S bis SE gerichtet. In einzelnen Bruchschollen, kann sie bis 30° in unterschiedliche Richtungen verstellt sein. Insbesondere die NE-SW bis NW-SE streichenden Querstörungen reichen unmittelbar bis in das Grundgebirge, während die Störungen der NNE-SSW streichenden Graben- und Horststrukturen teilweise in den Salz- und Anhydrit-Schichten des Mittleren Muschelkalks wurzeln.

1.4.4.8 Faltenjura

Der Nordrand des Faltenjura ragt bogenförmig nur wenige Kilometer in das südliche Projektgebiet hinein. Der Faltenjura besteht aus mehreren annähernd parallel streichenden Falten mesozoischen Deckgebirges. Sie liegen über einem basalen Abscherhorizont innerhalb des Mittleren Muschelkalkes. Insbesondere südlich des Oberrheingrabens werden sie von NNE streichenden Querstörungen durchtrennt und dabei meist sinistral versetzt. Den Südrand des Schweizer Teilmodells bildet die Blauen-Antikline. Nördlich der Blauen-Antikline begrenzt die Landskron-Monokline (Flexur) den Oberrheingraben. Südlich von Leymen knickt die Landskronstruktur markant nach Süden ab. Weiter im Westen, zwischen Oltingue und Courtavon, findet sich die Ferrette-Antikline als südliche Modellbegrenzung.

Der Faltenjura wurde gemäß der Fernschubhypothese (Laubscher 1961, 1987) während der alpinen Orogenese gebildet. Ob die spätmiozäne bis frühpliozäne Faltungsphase „thinskinned“ oder „thickskinned“ dominiert war ist Gegenstand der Fachdiskussion (Ustaszewski & Schmid 2007, Madritsch et al. 2008).

1.5 Geopotenziale im Oberrheingraben

Unter Geopotenzialen im Oberrheingraben werden im Rahmen dieses Projektes die potenziellen Nutzungsmöglichkeiten des tieferen Untergrundes verstanden.

Im Projektkontext wurden die Geopotenziale der tiefen Geothermie sowie der Untergrundspeicherung von Gasen (insbesondere CO₂) abgeschätzt. Grundlagen der Abschätzung sind das geologische 3D-Modell sowie die dreidimensionale Modellierung der Temperaturen im Untergrund. Die Beschreibung der hierbei eingesetzten Methoden findet sich in den Kapiteln 1.3.5 und 1.3.6. Betrachtungen zu den Volumenströmen der im Untergrund zirkulierenden Fluide als ein weiterer Parameter zur geothermischen Potenzialabschätzung wurden nicht angestellt.

Auch wenn der umweltpolitische Nutzen der Geothermie unbestritten ist, bergen die verschiedenen, in Entwicklung begriffenen Technologien gewisse Risiken. Das GeORG Projekt liefert geologische Grundlagen zur Beurteilung solcher Risiken. Es werden jedoch keine Angaben z. B. zur Rolle der Wasserzirkulation und der Veränderung der Porenwasserdrucke gemacht, die bei einer Abschätzung von Risiken ebenfalls von Bedeutung sind. Solche Bewertungen verlangen ortsspezifische Abklärungen.

Da die Informationsdichte und -qualität für eine differenzierte Bewertung der Nutzungsoptionen des tieferen Untergrundes vielfach unzureichend sind, erfolgte im Rahmen des GeORG-Projektes eine „Potenzialabschätzung“ für die untersuchten Nutzungsarten. Die dabei abgegrenzten Flächen und Räume im Untergrund weisen nicht zwingend Eignungen für bestimmte Nutzungen des Untergrundes nach, sondern sind in der Regel Bereiche, die – aufgrund der Datenlage oft unter Anwendung eines nur eingeschränkten Kriterienkatalogs – für bestimmte Nutzungsoptionen als „weiter untersuchungswürdig“ bewertet werden. Flächen- oder raumdeckende Potenzialdarstellungen für Nutzungen des unterirdischen Raumes sind auf Grundlage der heutigen Kenntnislage daher nur kleinmaßstäblich sinnvoll.

Die Gesteinsabfolge im Oberrheingraben wurde hinsichtlich ihrer Eignung für die oben beschriebenen Nutzungsoptionen gegliedert. Dabei wurden vorrangig folgende Untergrundeigenschaften berücksichtigt:

- Lithologische Ausbildung
- Gesteinsphysikalische Eigenschaften (Porosität, Permeabilität, Gebirgsdurchlässigkeit überwiegend qualitativ)
- Laterale und vertikale Kontinuität der Homogenitätsbereiche
- Mächtigkeit der Homogenitätsbereiche

Abbildung 1.5-01 zeigt die daraus für die Sedimentabfolge und das Grundgebirge abgeleiteten Gesteinskomplexe, die grundsätzlich als geothermisch nutzbare Einheiten für eine hydro- oder petrothermale Nutzung bzw. als Speicher- und Barrierekomplexe für die Untergrundspeicherung von Gasen in Betracht kommen. Daneben wurden die im geologischen 3D-Modell abgebildeten Einheiten dargestellt.

1.5.1 Geothermisches Potenzial im Oberrheingraben

Geothermische Energie ist die in Form von Wärme gespeicherte Energie unterhalb der Oberfläche der festen Erde (VDI-Richtlinie 4640). Synonym werden hierfür die Begriffe „Erdwärme“ oder „Geothermie“ verwendet. Das geothermische Potenzial beschreibt hierbei das Vermögen des Untergrundes, Wärme zu produzieren und zu speichern. Geothermische Energie kann für balneologische Zwecke, zu Heizzwecken sowie zur Stromerzeugung genutzt werden.

Der Oberrheingraben ist aufgrund der geologischen Gegebenheiten im mitteleuropäischen Vergleich für eine geothermische Nutzung besonders gut geeignet (GLA/BRGM 1979, GLA 1981, Hurter & Haenel 2002). Wegen der Lithosphärenverdünnung sowie des Wärmestaus des basalen Wärmestromes durch überlagernde Einheiten mit geringeren Wärmeleitfähigkeiten sind die Temperaturen in den obersten Kilometern der Erdkruste grundsätzlich erhöht. Dies führt zu der bekannten großmaßstäblichen geothermischen Anomalie im Oberrheingraben. Entlang von Störungszonen bilden sich thermische Anomalien aus, die das konduktive Temperaturfeld überprägen. Sie sind durch aufsteigende Thermalwässer bedingt. Diese Wässer lassen sich bei ausreichender Ergiebigkeit für eine hydrothermale Energiegewinnung wirtschaftlich

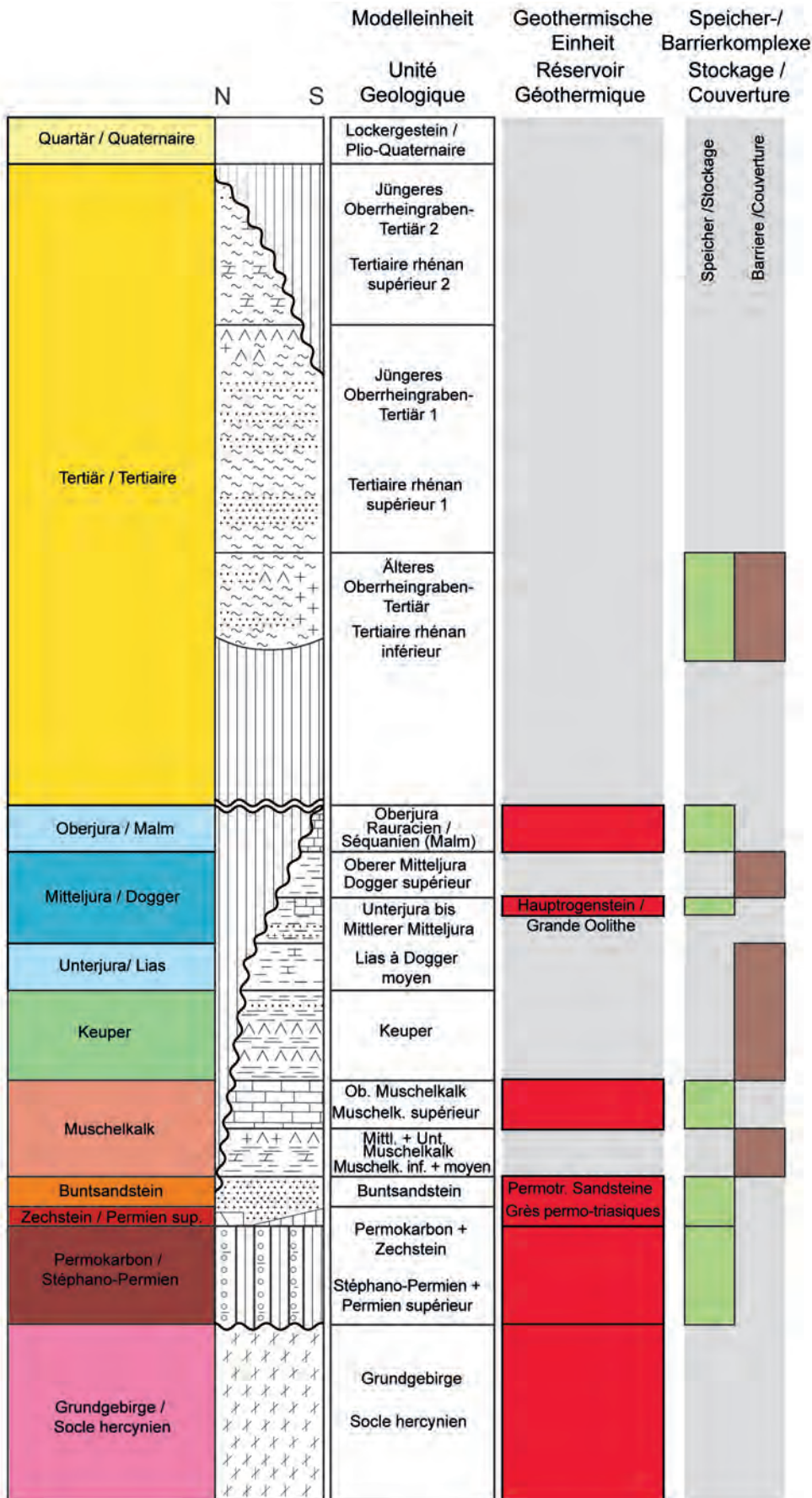


Abb. 1.5-01: Schichtenfolge im Oberrheingraben mit den modellierten Einheiten des geologischen 3D-Modells, den bearbeiteten geothermischen Einheiten und den Speicher- und Barrieregesteinskomplexen.

nutzen. Der erhöhte Wärmebedarf aufgrund der dichten Besiedlung bzw. industrieller Nutzer in Ballungsräumen legt die Nutzung des geothermischen Potenzials im Oberrheingraben nahe.

Die Nutzung der geothermischen Energie basiert im Wesentlichen auf ausreichend hohen Untergrundtemperaturen (petrothermale Nutzung, indirekte Nutzung mit erdgekoppelten Wärmetauschern) bzw. dem Vorkommen von Thermalwasser mit ausreichender Temperatur und Menge (hydrothermale Nutzung). Unter den geologischen Faktoren sind für die wirtschaftliche Nutzung der hydrothermalen Systeme größere Störungssysteme von besonderer Bedeutung, die für die hoch temperierten Fluide bevorzugte Wegsamkeiten darstellen können. Der Untergrund kann durch weitere für die geothermische Nutzung bedeutende Kenngrößen charakterisiert werden, die für die Eignung zur geothermischen Energiegewinnung ebenfalls relevant sind. Es sind dies z. B. die Wärmeleitfähigkeit, die Wärmekapazität und die Wärmestromdichte, die hydrochemischen und physikochemischen Eigenschaften der zirkulierenden Fluide sowie die geologische Beschaffenheit der geothermischen Einheiten (PK Tiefe Geothermie 2008, BMU 2010).

1.5.1.1 Geothermische Systeme und Nutzungsformen

Die im Untergrund gespeicherte Energie kann durch verschiedene Nutzungssysteme erschlossen werden (Abb. 1.5-02). Je nach geothermischem System kommen für die Nutzung der geothermischen Energie verschiedene geologische Einheiten (geothermisch nutzbare Einheiten) in Frage. In Deutschland wird zwischen hydrothermale, störungsbezogenem und petrothermale System unterschieden (PK Tiefe Geothermie 2007), wobei die Übergänge zwischen den Systemen fließend sind.

Beim **hydrothermalen System** wird aus einer Förderbohrung höher temperiertes Wasser aus tief liegenden Heißwasservorkommen entnommen. Bei den Aquiferen handelt es sich um hochporöse Sandsteine oder um andere stark geklüftete oder verkarstete Sedimentgesteine. Nach dem Wärmezug über einen Wärmetauscher wird das Wasser über eine oder mehrere Injektionsbohrungen in angemessener Entfernung von der Förderbohrung wieder in den selben Grundwasserleiter zurückgeführt. Neben der Temperatur des Grundwassers ist die Ergiebigkeit des Grundwasserleiters ein entscheidender Parameter zur wirtschaftlichen Nutzung. Die Ergiebigkeit wird beschrieben durch die erzielbare Förderrate bei einer (wirtschaftlich und technisch) noch vertretbaren Absenkung des

Grundwasserspiegels (PK Tiefe Geothermie 2007). Für diese Nutzungsart kommen deshalb Grundwasserleiter in Frage, die grundsätzlich hohe Transmissibilitäten aufweisen können.

Die Wasserwegsamkeiten können im Bereich von Bruchzonen oder Bruchflächen in der Erdkruste erhöht sein, die somit auch als vertikale Fließwege für höher temperierte Grundwasser aus größeren Tiefen wirken (**störungsbezogene Systeme**). Allerdings sind Prognosen zur hydraulischen Wirksamkeit von Störungssystemen ohne entsprechende Voruntersuchungen derzeit noch mit großen Unsicherheiten behaftet.

Je nach Temperatur und Ergiebigkeit der geförderten thermalen Wässer eignen sich hydrothermale Systeme zur Wärme- und/oder Stromgewinnung. In Bruchsal wurde Ende 2009 das erste Geothermiekraftwerk Baden-Württembergs mit einer Leistung von 550 kW_{el} in Betrieb genommen. Es nutzt ein ca. 120 °C heißes Thermalwasservorkommen aus dem Buntsandstein. Seit 2007 bzw. 2012 sind hydrothermale Geothermiekraftwerke in Landau bzw. Insheim (Buntsandstein bis Grundgebirge) in Betrieb.

Beim **petrothermalen System** soll die geothermische Energie aus primär gering durchlässigen Gesteinen mit Temperaturen über 100 °C genutzt werden (so genanntes „Enhanced Geothermal System“ (EGS)). Das System zielt vorrangig auf die Nutzung kompakter Gesteine wie Granite des Grundgebirges oder Sandsteine ab. Angestrebt werden Temperaturen im Bereich von 150–200 °C. Derartige Temperaturen werden in der Regel in Tiefen von mehr als 3000 m angetroffen. Voraussetzung für die Nutzbarkeit des Systems ist, dass die natürlich vorhandene geringe Durchlässigkeit des Gebirges erhöht wird. Dies geschieht durch die Aufweitung bereits bestehender Wegsamkeiten. Dabei wird Wasser über eine Verpressbohrung in den Zielhorizont eingepresst (hydraulische Stimulation). Dieses System aus bereits vorhandenen bzw. erhöhten Wasserwegsamkeiten bildet einen Wärmetauscher. In der Betriebsphase wird Wasser über eine oder mehrere Förderbohrungen an die Erdoberfläche gefördert und nach Abkühlung über eine oder mehrere Bohrungen wieder in den Untergrund eingebracht.

Petrothermale Systeme eignen sich primär zur Stromerzeugung, der eine Abwärmegewinnung nachgeschaltet werden kann. Im Sommer 2008 nahm bei Soultz-sous-Forêts erstmals ein geothermisches Kraftwerk im Oberrheingraben den Probetrieb auf, das die in Gesteinen gespeicherte Wärme zur Stromerzeugung nutzt. Die dort



gewonnenen Erkenntnisse können dazu dienen, diese Technologie weiter zu entwickeln.

In Frankreich wird zwischen dem hydrothermalen System und den „Systèmes améliorés“ („verbesserte Systeme“) unterschieden. Um diese

„Verbesserten Systeme“ zu nutzen, muss die natürlich vorhandene geringe Durchlässigkeit des kompakten Gebirges erhöht werden. Dies geschieht durch die Aufweitung bereits bestehender Wegsamkeiten (vgl. hierzu auch Equipe du projet GeORG 2013).

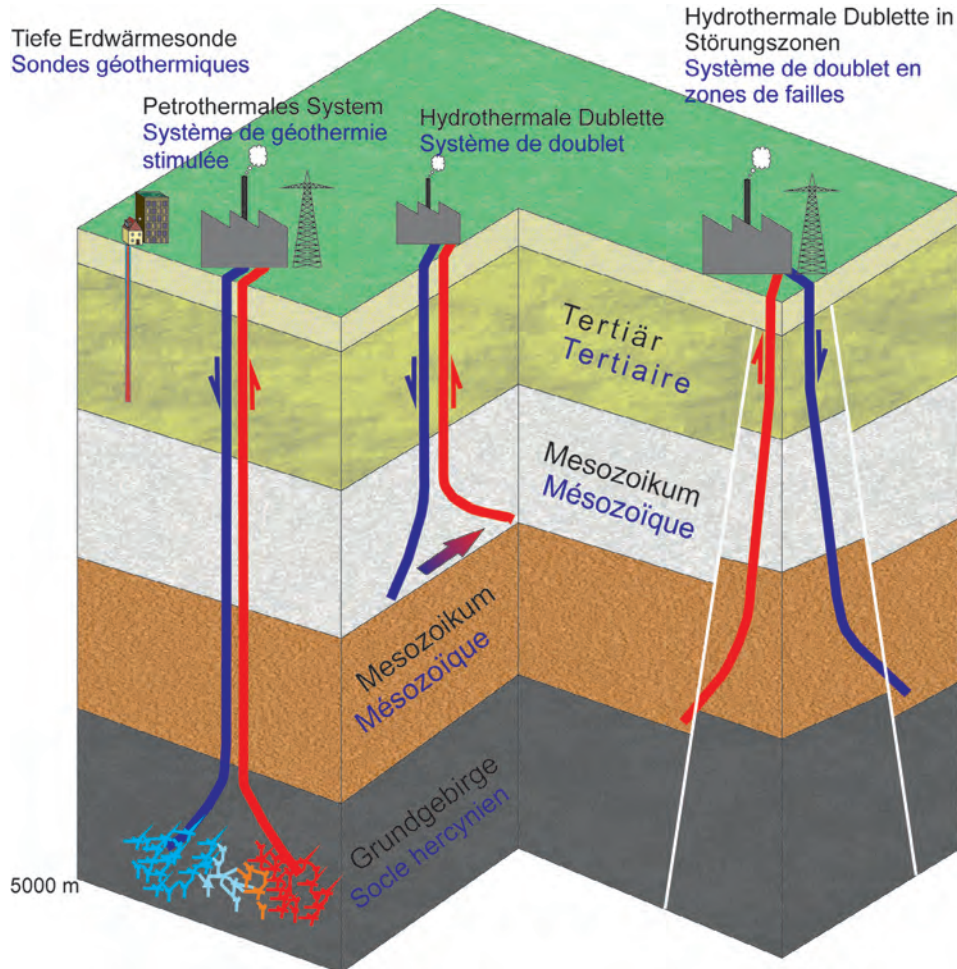


Abb. 1.5-02: Prinzipien der Energiegewinnung aus Erdwärme.

1.5.1.2 Geothermische Einheiten

Als potenzielle geothermisch nutzbare Einheiten im Oberrheingraben wurden auf der Grundlage der oben beschriebenen Kriterien im Projekt folgende Einheiten bearbeitet:

- Karbonatgesteine des Oberjura
- Karbonatgesteine des Hauptrogenstein (Mitteljura)
- Karbonatgesteine des Oberen Muschelkalk (einschließlich der Diemel-Formation des Mittleren Muschelkalk, falls vorhanden)
- Permotriassische Sandsteine
- Permokarbon (überwiegend Sandsteine, Konglomerate und Magmatite)
- Grundgebirge (Granite und Gneis)

Aufgrund der großen Versenkungstiefe des lithologisch heterogen aufgebauten Permokarbon, der geringen Anzahl an Bohrungen, die diese Einheit erreicht haben und ihrer unsicheren Identifikation in seismischen Profilen ist die Beschreibung dieser Einheit mit großen Unsicherheiten behaftet.

1.5.1.2.1 Lithologie, Verbreitung, Mächtigkeit

Angaben zur lithologischen Ausbildung, Verbreitung und Mächtigkeit der geothermischen Einheiten finden sich in Kap. 1.4.3.

1.5.1.2.2 Porosität, Permeabilität

Im Rahmen des Projektes wurden die geothermischen Einheiten hinsichtlich ihrer Porositäten und Permeabilitäten charakterisiert und die Ergebnisse grafisch mit Hilfe von Box-Whisker-Plots dargestellt (Abb. 1.5-03, Abb. 1.5-04, zur Methodik vgl. Kap. 1.3.3). Die obere Begrenzung der Box gibt den 75%-Percentilwert, die untere den 25%-Percentilwert, die waagerechte Linie in der Box den 50%-Percentilwert (Median) des Datensatzes an. Das obere bzw. untere Ende der vertikalen Linien zeigt den größten bzw. kleinsten Wert. Das offene Quadrat in der Box zeigt das arithmetische Mittel, gefüllte Quadrate sind Ausreißer.

Bei der Auswertung konnte z. T. auch auf bestehende Datensammlungen zurückgegriffen werden (KW-Datenbank, Informationssystem GeotIS, <http://www.geotis.de/>). Diese bestehende Datenbasis wurde insbesondere durch Werte aus dem französischen Teil des Projektgebietes deutlich erweitert.

Die höchsten Porositäten bzw. Hohlraumanteile (Median) treten in den tertiären Modelleinheiten auf, wobei sie mit zunehmendem Alter der Einheiten tendenziell abnehmen. Hierin zeichnet sich der mit der Versenkungstiefe zunehmende Kompaktions- und Zementationsgrad der Sedimente ab (vgl. auch Jodocy & Stober 2011, Geophysica 2012). Die höchsten Porositäten in den prätertiären Sedimenten finden sich im Hauptrogenstein und im Buntsandstein, die niedrigsten im Grundgebirge und im Unteren und Mittleren Muschelkalk.

Die höchsten Permeabilitäten (Median) treten in den tertiären Modelleinheiten auf (Abb. 1.5-04). Die höchsten Permeabilitäten in den prätertiären Sedimenten finden sich im Buntsandstein und im Oberen Muschelkalk, die niedrigsten im Grundgebirge und im Unteren und Mittleren Muschelkalk.

1.5.1.2.3 Wärmeleitfähigkeiten

Eine Zusammenstellung der an Bohrproben aus dem Projektgebiet vorhandenen bzw. im Rahmen des Projektes neu gemessenen Wärmeleitfähigkeiten zeigt Abbildung 1.5-05 (zur Methodik vgl. Kap. 1.3.3). Die höchsten Wärmeleitfähigkeiten (Median) im trockenen Zustand wurden an Proben aus dem Keuper und dem Grundgebirge ermittelt, die niedrigsten an Proben aus dem Jüngeren Oberrheingraben-Tertiär 1, aus dem Oberjura sowie dem Zechstein und dem Permokarbon. Im wassergesättigten Zustand weisen Proben aus dem Buntsandstein die höchsten und Proben aus dem Oberjura die niedrigsten Medianwerte auf.

1.5.1.2.4 Fluideigenschaften

Die tiefen Grundwässer im Oberrheingraben sind durchweg hoch mineralisiert. Der Gehalt an gelösten Feststoffen liegt häufig über 100 g/l. Bei den gelösten Stoffen sind Alkalien und Chlorid dominierend, die Wässer sind daher fast ausnahmslos vom Na-Cl- oder Na-Ca-Cl-Typ. Der Gehalt an Alkalien und Chlorid liegt meist weit über den entsprechenden Gehalten von Meerwasser. Die Wässer sind daher meist als Solen zu bezeichnen. Die tiefen Grundwässer sind nahezu sauerstofffrei und führen erhöhte Gehalte an gelöstem Eisen, Mangan, Arsen sowie zum Teil auch Uran und weiteren Stoffen sowie Gasen. Eingriffe in diese hydrochemischen Systeme stellen hohe Anforderungen an die Technik und haben einen erhöhten Aufwand hinsichtlich Pflege und Wartung möglicher Installationen für die Nutzung geothermischer Energie zur Folge.

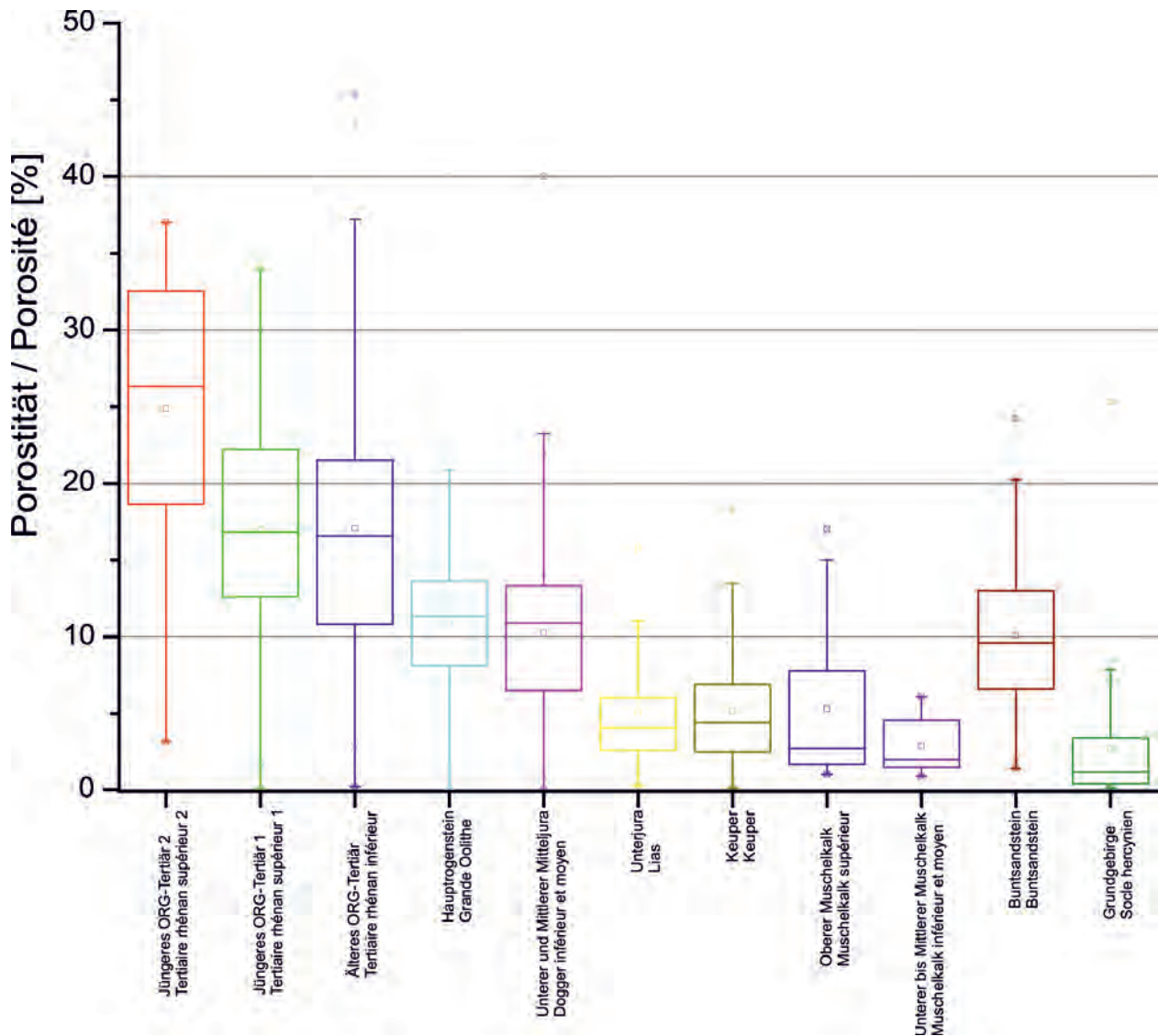


Abb. 1.5-03: Box-Whisker-Plot der Porositäten der Modelleinheiten (außer Oberjura und Permokarbon).

1.5.1.3 Temperaturverteilung im tieferen Untergrund

Die Temperaturverteilung im Untergrund ist neben den zu erwartenden Fließraten ein wichtiges Kriterium zur Beurteilung des geothermischen Potenzials. Zur ihrer Beschreibung wurden zwei dreidimensionale Temperaturmodelle mit unterschiedlichen methodischen Ansätzen erstellt. Das geostatistische Temperaturmodell basiert auf in Bohrungen gemessenen und z. T. korrigierten Temperaturen (vgl. Kap. 1.3.1.1). Es gibt die Temperaturverteilung im Untergrund des gesamten inneren Projektgebietes aufgrund konduktiver und advektiver Transportprozesse wieder. Das konduktive Temperaturmodell basiert ausschließlich auf dem konduktiven Wärmetransport im Untergrund und berücksichtigt nicht den Wärmeeintrag und -transport durch im

Untergrund zirkulierende Fluide (vgl. Kap. 1.3.1.2). Es wurde für ein Teilgebiet im Norden des inneren Projektgebietes erstellt.

Übersichtsmäßige Darstellungen zur Temperaturverteilung im tieferen Untergrund des Oberrheingrabens finden sich bei Hurter & Haenel (2002). Schellschmidt & Stober (2008) zeigen den Oberrheingraben im Zusammenhang mit den Darstellungen von Untergrundtemperaturen für die Landesfläche Baden-Württembergs. Der deutsche Anteil des Oberrheingrabens wird im bundesweiten Temperaturmodell von Agemar et al. (2011) dargestellt. Carré (2011) modellierte die Untergrundtemperaturen für den französischen Anteil des Oberrheingrabens.

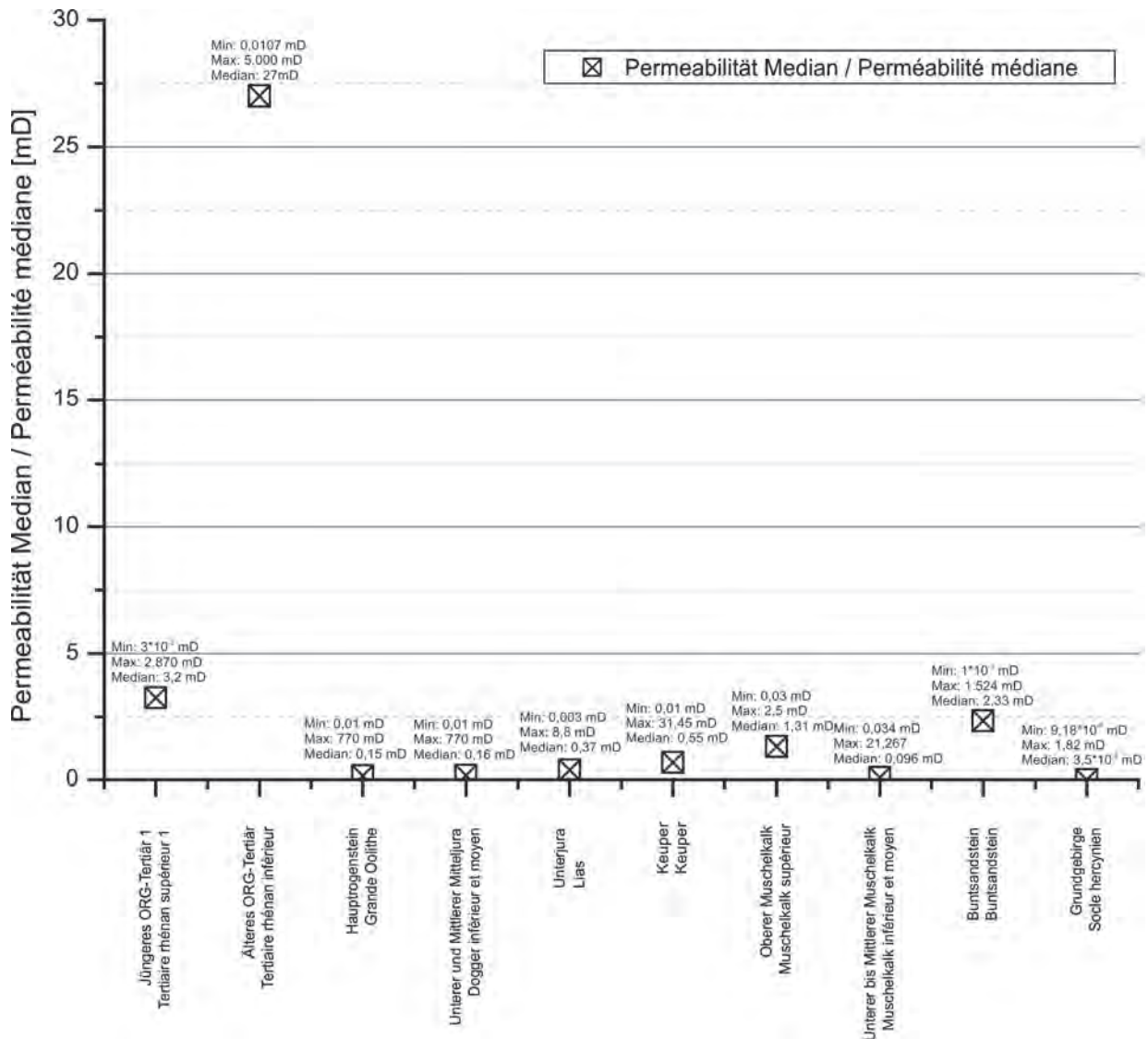


Abb. 1.5-04: Permeabilitäten der Modelleinheiten (außer Oberjura und Permokarbon).

1.5.1.3.1 Geostatistische Temperaturmodellierung

Auf der Grundlage eines grenzüberschreitend homologisierten Datensatzes und eines gemeinsamen methodischen Ansatzes wurde erstmals für den elsässischen, baden-württembergischen, rheinland-pfälzischen und schweizer Anteil des Oberrheingrabens ein dreidimensionales geostatistisches Temperaturmodell erstellt (zur Methodik vgl. Kap. 1.3.6.1).

Die Ergebnisse der Temperaturmodellierung wurden – z. T. in Kombination mit den Geometrien des geologischen 3D-Modells – in drei Kartenthemen umgesetzt:

- Temperatur in einer bestimmten Tiefenlage unter Gelände
- Tiefenlage (m unter Gelände) ausgewählter Flächen gleicher Temperatur
- Temperaturverteilung an der Oberfläche der geothermischen Einheiten (außer Permokarbon).

Aufgrund der mit der Tiefe stark abnehmenden Anzahl an Stützstellen, die der Temperaturmodellierung zugrunde liegen, nimmt die Unsicherheit der modellierten Temperaturen mit zunehmender Tiefe (insbesondere ab ca. 2000 m unter Gelände) zu.

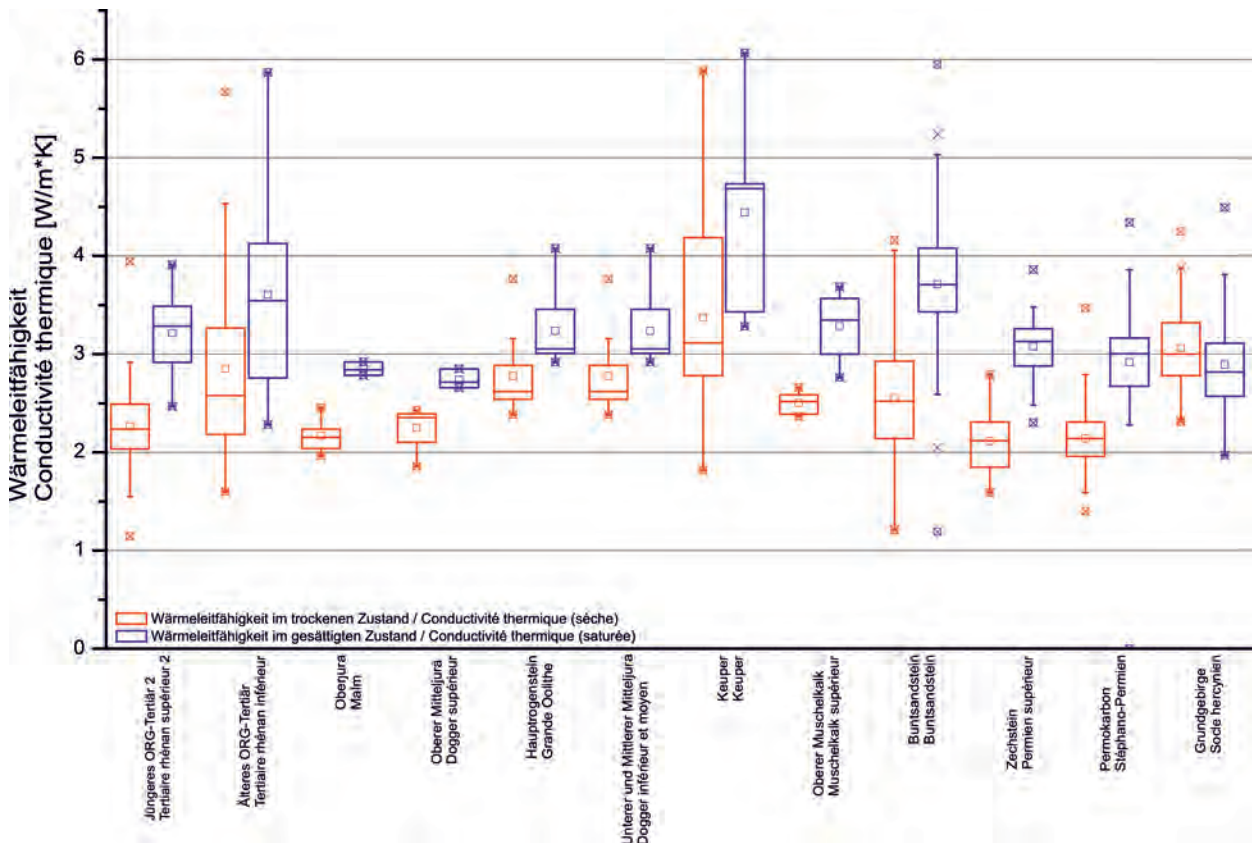


Abb. 1.5-05: Box-Whisker-Plot der Wärmeleitfähigkeiten der untersuchten Einheiten im trockenen und wassergesättigten Zustand (ohne Berücksichtigung der schweizer Werte).

Temperaturen in verschiedenen Tiefen und Abschätzung des geothermischen Nutzungspotenzials auf Grundlage der Temperaturen

Die Temperaturverteilung in den Tiefen 500 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m, 2500 m und 3000 m unter Gelände wurde kartennmäßig dargestellt. Unter Verwendung des geologischen 3D-Modells wurden die Temperaturen mit den in den dargestellten Tiefen ausstreichenden geothermischen Einheiten in direkten Bezug gesetzt.

Abbildung 1.5-06 zeigt beispielhaft die Temperaturverteilung in 1500 m unter Gelände und die dort ausstreichenden geothermischen Einheiten. Im Vergleich zu den Referenztemperaturen, die in der jeweiligen Tiefenstufe zu erwarten sind (ermittelt aus einer mittleren Oberflächentemperatur von 10 °C und einem mittleren geothermischen Gradienten von 4,5 °C pro 100 m), zeichnen sich bis in die Tiefe von 2000 m unter Gelände mehrere Bereiche mit einer positiven Temperaturanomalie unterschiedlich deutlich ab. Sie liegen von Süden nach Norden:

- nordwestlich von Mulhouse
- südwestlich von Breisach
- südlich und südwestlich von Strasbourg
- bei Sultz-sous-Forêts
- bei Landau
- nordwestlich von Speyer
- zwischen Bad-Dürkheim und Lampertheim
- bei Hemsbach/Weinheim

Erstmals in der Tiefe von 1500 m unter Gelände tritt die positive Temperaturanomalie bei Bruchsal (nordöstlich von Karlsruhe) im Kartenbild in Erscheinung.

Regionen mit negativen Temperaturanomalien (mit dem geostatistischen Modell ermittelte Untergrundtemperaturen kleiner als die Referenztemperatur) liegen (von Süden nach Norden):

- verbreitet im südlichen Oberrheingraben
- westlich von Sinsheim
- bei St. Leon Rot – Hockenheim
- nordwestlich von Mannheim

In der Tiefe von 1500 m unter Gelände streichen folgende geothermische Einheiten aus (Abb. 1.5-06):

- Oberjura: im südwestlichsten Grabenbereich
- Oberer Muschelkalk: im südlichsten Grabenbereich
- Permotriassische Sandsteine: in den westlichen Grabenrandbereichen zwischen Bad Dürkheim und Landau und nördlich von Haguenau, im östlichen Grabenrandbereich bei Oberkirch und südlich von Lahr sowie in Frankreich östlich von Barr. Weitere kleine Bereiche im südlichsten Grabenbereich.
- Grundgebirge: in westlichen Grabenrandbereichen westlich von Worms, bei Haguenau und bei Colmar sowie östlich des Rheins zwischen Oberkirch und Ettenheim. Weitere Gebiete zwischen Mulhouse und dem östlichen Grabenrand sowie im östlichen Bereich des Modellgebiets Schweiz

Entsprechend den Temperaturen, die in 1500 m Tiefe nach der geostatistischen Temperaturmodellierung zu erwarten sind, sind in diesem Niveau die Temperaturvoraussetzungen zur direkten Heizwärmegewinnung nahezu flächendeckend gegeben (Abb. 1.5-07). Bei Soultz-sous-Forêts und Landau liegen die Temperaturen in dieser Tiefenstufe bereits über 100°C und damit in einem zur Stromerzeugung geeigneten Temperaturniveau. Im Raum südwestlich von Basel sind die Temperaturen zur Stromerzeugung und direkten Heizwärmegewinnung in diesem Tiefenbereich zu niedrig.

Im Norden ist in 2500 m unter Gelände die positive Temperaturanomale in der Region Soultz-sous-Forêts nur durch einen Stützpunkt belegt. Gleiches gilt für die Region Landau. Die positive Temperaturanomale im Raum Germersheim – Herxheim – Wörth ist nicht durch Stützstellen belegt und paust sich aus dem höheren Niveau bis in die Tiefe von 3000 m durch.

Die im flacheren Niveau beobachtete positive Anomalie bei Bruchsal zeichnet sich in größeren Tiefen nicht mehr ab.

Die Temperatur in 3000 m ist in der Region um Basel durch die Messungen in der Bohrung Basel 1 belegt (Häring 2002). Im Vergleich dazu sind die mit

dem Modell ermittelten Temperaturen im Umfeld, in dem keine weiteren Temperaturmessungen aus diesen Tiefen vorliegen, höher. Möglicherweise ist dies methodisch bedingt. Die negative Temperaturanomale, die sich im Raum westlich und südlich von Heidelberg andeutet, könnte ebenfalls methodisch bedingt sein.

Tiefenlage der Flächen gleicher Temperatur

Die Tiefenlagen der 60°C, 100°C und 150°C-Isothermen wurden flächenhaft dargestellt.

Als Bezugstemperaturen für die Isothermen wurden die Mindesttemperaturen für verschiedene geothermische Nutzungsarten gewählt. Temperaturen von 60°C werden vielfach als Mindesttemperaturen zur direkten Heizwärmegewinnung genannt, Mindesttemperaturen von 100°C sind zur Stromerzeugung unter Einsatz der ORC- (Organic Rankine Cycle) bzw. Kalina-Verfahren erforderlich. Bei Temperaturen über 150°C wird ein sehr hohes Potenzial für die Stromerzeugung gesehen. Abbildung 1.5-08 zeigt beispielhaft die Karte der Tiefenlage der 100°C-Isotherme.

Nach dem geostatistischen Temperaturmodell liegt die 100°C-Isotherme in Tiefen zwischen 1040 und 3325 m unter Gelände. Sie liegt im Raum südlich von Reinach am tiefsten, im Raum Soultz-sous-Forêts und Landau am flachsten.

Weitere Karten (hier nicht dargestellt) zeigen die geologischen Schnitte entlang den Isothermenflächen. Sie wurden aus dem geologischen 3D-Modell durch Verschneidung mit der Tiefenlage der jeweiligen Temperaturfläche erstellt.

Temperaturverteilung an der Oberfläche der geothermischen Einheiten und Abschätzung des geothermischen Nutzungspotenzials auf Grundlage der Temperaturen

Die Temperatur an der Oberfläche der geothermischen Einheiten wurde kartenmäßig dargestellt. Die Temperaturverteilung wurde aus der Kombination des geostatistischen Temperaturmodells mit dem geologischen 3D-Modell ermittelt. Sie wird durch die Tiefenlage der jeweiligen Referenzfläche unter Gelände bestimmt. Abbildung 1.5-09 zeigt beispielhaft die Temperaturverteilung an der Oberfläche des Oberen Muschelkalk.

Der Obere Muschelkalk ist im Oberrheingraben bis westlich von Heidelberg verbreitet (Abb. 1.5-09). Weiter nördlich fehlt er erosionsbedingt. Seine Oberfläche liegt zwischen 624 und -5222 m NN.

Die Temperaturen an der Oberfläche des Oberen Muschelkalk liegen zwischen 8 und 250°C.

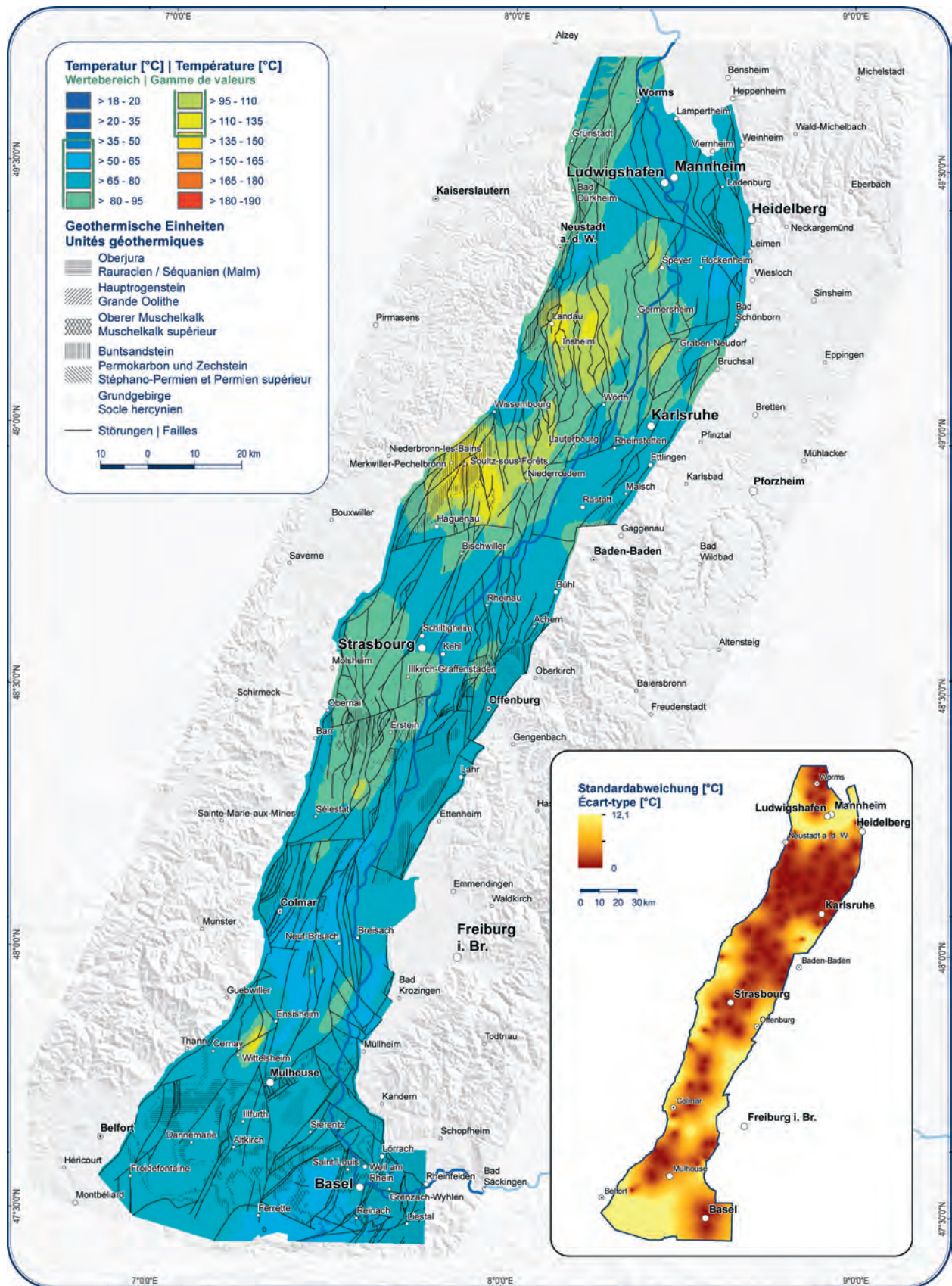


Abb.1.5-06: Temperatur und Verbreitung der geothermischen Einheiten in 1500 m unter Gelände mit Standardabweichung der Temperaturen (Atlasblatt 5.3.1, www.geopotenziale.eu).

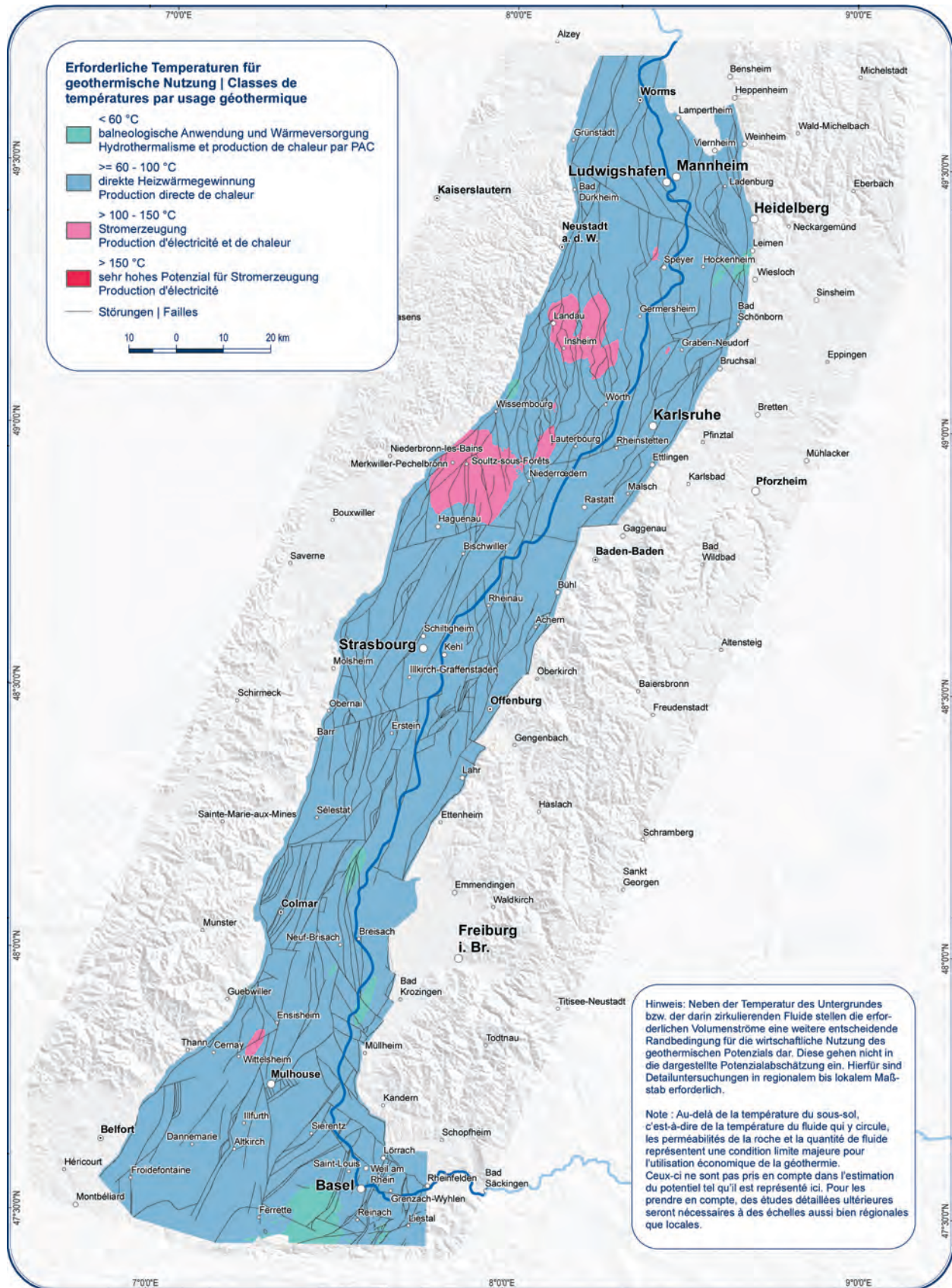


Abb. 1.5-07: Potenzialabschätzung für geothermische Nutzungsarten auf Grundlage der Temperatur in 1500 m unter Gelände (Atlasblatt 5.3.2, www.geopotenziale.eu).



Die höchsten Temperaturen treten am östlichen Grabenrand zwischen Heidelberg und Rastatt, die niedrigsten im Südosten im Raum Grenzach-Wyhlen auf.

Neben der Darstellung der Temperaturen an der Oberfläche der geothermischen Einheiten erfolgte eine Klassifizierung für verschiedene geothermische Nutzungsarten auf Grundlage der erforderlichen Mindesttemperaturen. Abbildung 1.5-10 zeigt dies am Beispiel der Temperaturen an der Oberfläche des Oberen Muschelkalk. Diese Abschätzung basiert ausschließlich auf der modellierten Temperatur an der oberen Grenzfläche der Einheiten. Die wirtschaftliche Nutzung des geothermischen Potenzials setzt darüber hinaus einen ausreichenden Volumenstrom voraus, der in die Betrachtung nicht eingegangen ist. Daneben können auch kalorimetrische und gesteinsphysikalische Parameter in eine Potenzialabschätzung einfließen (Paschen et al. 2003, Bär et al. 2011). Diese Parameter wurden bei der Potenzialabschätzung im Rahmen des GeORG-Projektes aufgrund der unzureichenden Datengrundlage ebenfalls nicht berücksichtigt. Nicht regionalisierte, auf die geothermischen Einheiten bezogene Angaben zu den Parametern Porosität, Permeabilität und Wärmeleitfähigkeit finden sich in Kapitel 1.5.1.2. Ergänzend zeigen Isolinien die Tiefenlage der dargestellten Oberfläche.

Für den Oberen Muschelkalk sind im nördlichen Bereich des Bearbeitungsgebietes zwischen Heidelberg – Speyer – Landau – Bischwiller und Achern die Temperaturvoraussetzungen zur Nutzung der Grundwässer zur Stromerzeugung gegeben, wobei verbreitet Temperaturen von über 150 °C ein sehr hohes Potenzial erwarten lassen (Abb. 1.5-10). Gleiches gilt für die Region westlich von Strasbourg, bei Sélestat, südlich von Colmar und nordwestlich von Bad Krozingen. Mit Ausnahme der Lahr-Achern- und der Rust-Schutterwald-Randschollen zwischen Achern und dem Kaiserstuhl und der Region Mulhouse-Basel-Liestal sind nach den Ergebnissen der Temperaturmodellierung nahezu im gesamten übrigen Gebiet die thermischen Voraussetzungen für die direkte Heizwärmegewinnung gegeben.

1.5.1.3.2 Modellierung des konduktiven Wärmetransports („Konduktive Temperaturmodellierung“)

Für eine Teilregion des GeORG-Projektgebietes im Grenzbereich zwischen dem Elsass, Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz mit Philippsburg im Norden und Hagenau/Rastatt im Süden (Atlasblatt 1.4, Pilotgebiet Modellierung), wurde ein konduktives dreidimensionales Temperaturmodell entwickelt (Geophysica 2012). Im Modellgebiet liegen u. a. die geothermischen Projekt-Standorte Landau, Insheim, Soultz-sous-Forêts und Bruchsal (zur Ausdehnung des Modellgebietes vgl. Kap. 1.2, zur Methodik vgl. Kap.1.3.6.2).

Modelleingangsparameter

Ausgehend von einer detaillierten Analyse von Loggingdaten zu 28 Bohrungen wurden für die Einheiten, die dem konduktiven Temperaturmodell zugrunde liegen, die Wärmeleitfähigkeiten, Porositäten und Wärmeproduktionsraten ermittelt. Die Sensitivität des Temperaturfeldes gegenüber dem basalen Wärmestrom wurde anhand eines vom advektiven Wärmetransport weitgehend unbeeinflussten Temperaturprofils einer Bohrung getestet. Es zeigte sich, dass der Wert von 86 mW/m² an der Modellbasis bei 5000 m unter Gelände die Temperaturen dieses Profils gut widerspiegelt (vgl. auch Kap. 1.3.6).

Visualisierung des Temperaturfeldes

Der komplexe geologische Aufbau des Modellgebiets führt zu einer relativ großen Variation der berechneten Temperaturen sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung (Abb. 1.11). Im Hinblick auf quantitative Temperaturvorhersagen, die sich aus dem Modell ergeben, ist zu beachten, dass die Modelleingangsparameter mit einigen Unsicherheiten behaftet sind (vgl. Fachlich-Technischer Abschlussbericht Teil 2, Kap. 2.4.5).

In Bereichen mit hoher Sedimentüberdeckung, wie dies im Rastatt-Becken im Osten des Modellgebietes der Fall ist, führt die niedrigere Wärmeleitfähigkeit der bis über 2 Kilometer mächtigen tertiären Grabenfüllung aufgrund ihrer stauenden Wirkung zu höheren Temperaturen in den darunter liegenden Niveaus (Abb. 1.11 c bis e). Unterhalb von 2 bis 3 Kilometer zeigen deshalb die zentralen und östlichen Bereiche höhere Temperaturen als die Grabenrandbereiche. Die lateralen Temperaturdifferenzen erreichen in Tiefen über 4 km Werte bis 60 °C.

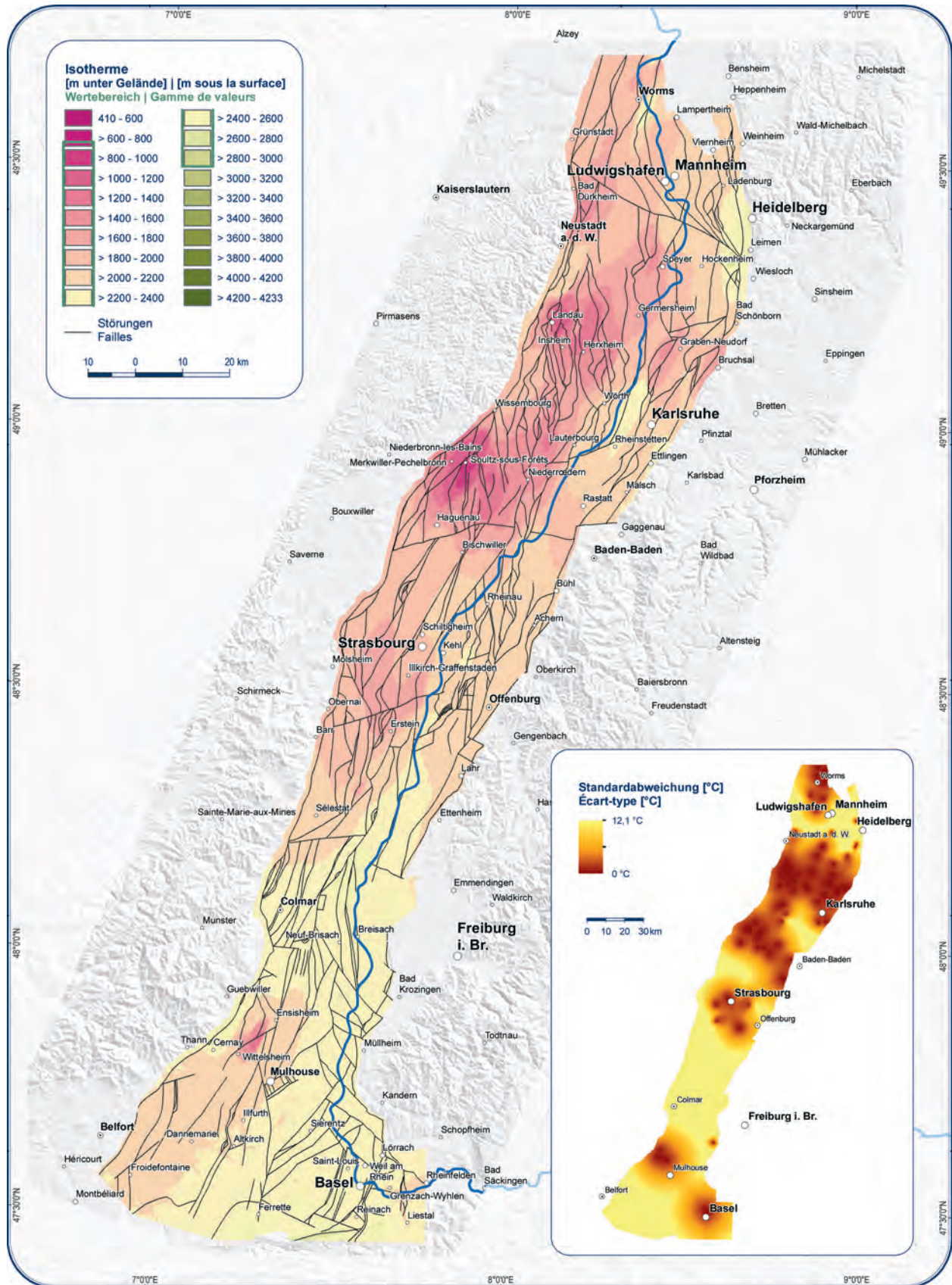


Abb. 1.5-08: Tiefenlage der 100 °C-Isotherme in Meter unter Gelände und Standardabweichung der Temperaturen (Atlasblatt 5.8.1, www.geopotenziale.eu).

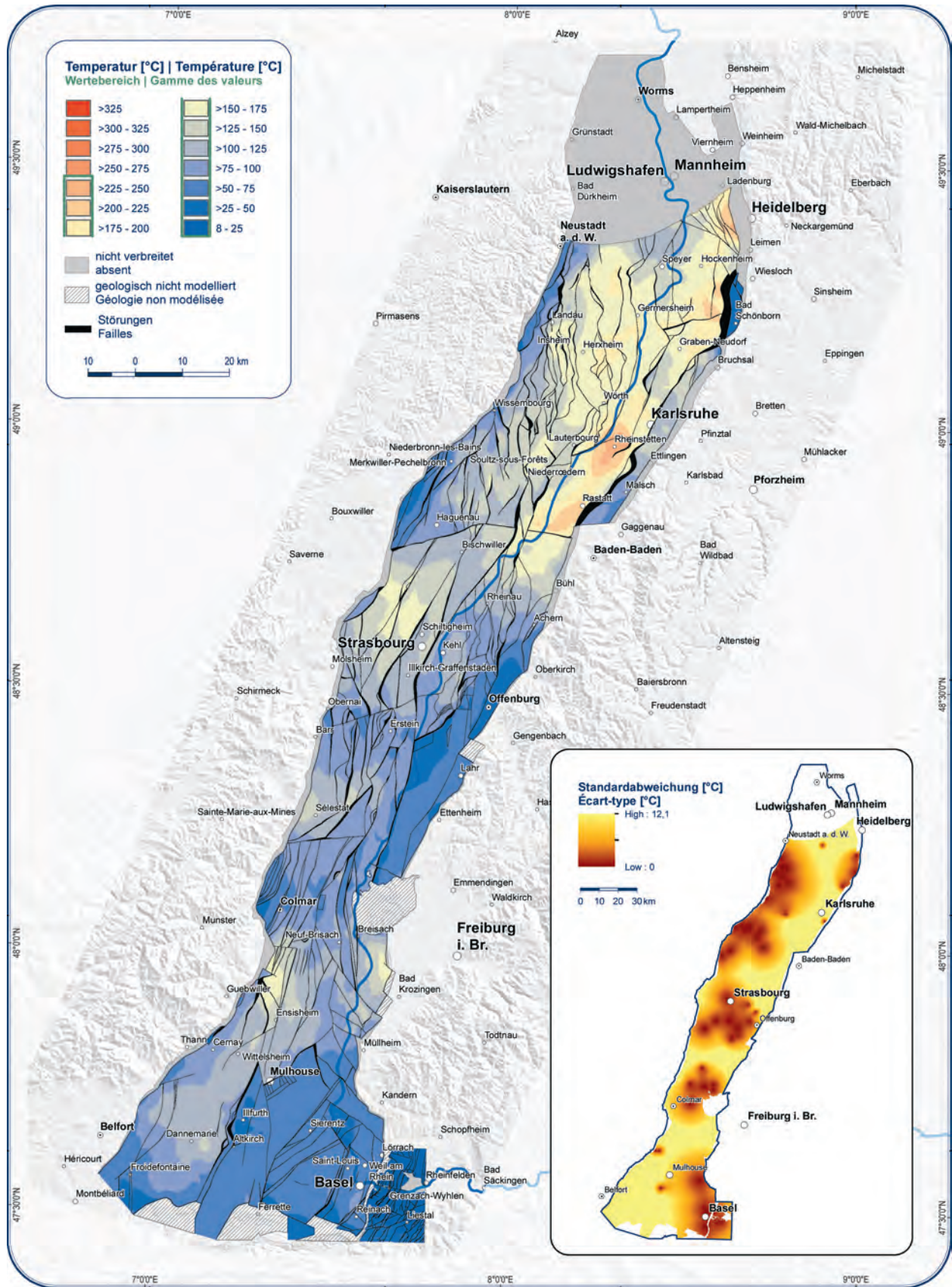


Abb. 1.5-09: Temperaturen an der Oberfläche des Oberen Muschelkalk und Standardabweichung (Atlasblatt 5.12.1, www.geopotenziale.eu).

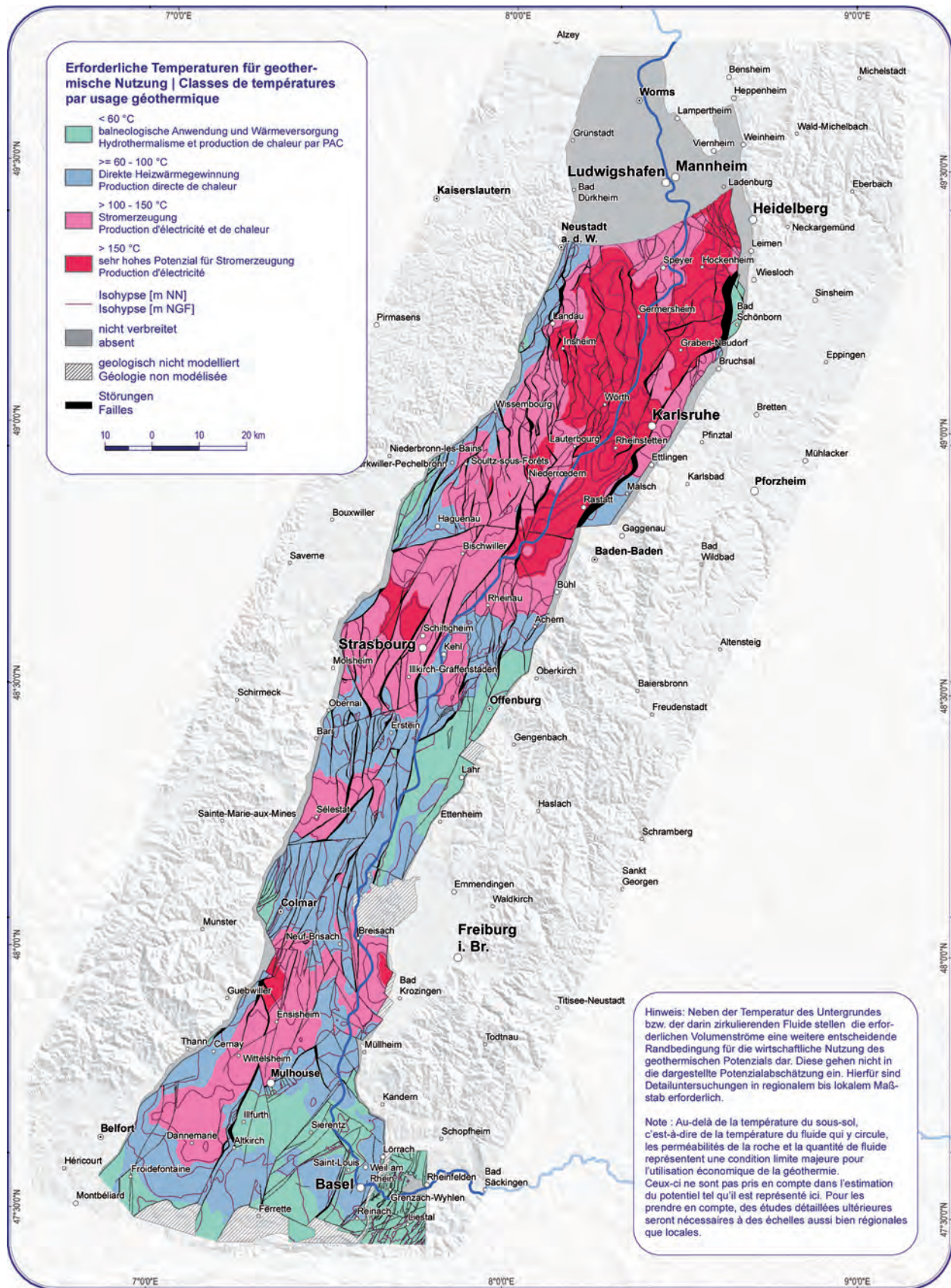


Abb. 1.5-10: Abschätzung des geothermischen Nutzungspotenzials auf Grundlage der Temperaturen an der Oberfläche des Oberen Muschelkalk (Atlasblatt 5.12.2, www.geopotenziale.eu).



In geringerer Tiefe verhält es sich umgekehrt. Die positiven Temperaturanomalien finden sich dann in Gebieten mit geringerer Sedimentmächtigkeit und höher liegendem Grundgebirge (Abb. 1.11 a und b). In 2 km Tiefe bewirkt dies eine laterale Temperaturdifferenz von $\sim 15^\circ\text{C}$ zwischen dem hier relativ kühlen Raststatt Becken und den westlich und östlich anschließenden Grabenrandbereichen.

1.5.1.3.3 Vergleich und Diskussion der Ergebnisse des geostatistischen Temperaturmodells mit dem konduktiven Temperaturmodell

Die im Projekt GeORG modellierten Temperaturverteilungen im Untergrund des Oberrheingrabens basieren auf zwei unterschiedlichen methodischen Ansätzen und erlauben unterschiedliche Aussagen zum Temperaturfeld (vgl. Kap. 1.3.6.1 und 1.3.6.2).

Das geostatistische Temperaturmodell macht auf der Grundlage z. T. korrigierter Temperaturmessungen in Bohrungen Aussagen über die Temperaturverteilung im Untergrund (vgl. Kap. 1.3.6.1). Dieses Temperaturfeld beruht auf konduktivem und advektivem Wärmetransport. Der konduktive Wärmetransport beinhaltet den Wärmeeintrag über den basalen Wärmefluss sowie die radiogene Wärmeproduktion und dessen Transport aufgrund der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine. Der advektive Wärmetransport beinhaltet den Wärmeeintrag, der über Thermalwässer erfolgt, die im Untergrund bevorzugt in Störungszonen bzw. geklüfteten, verkarsiteten oder porösen Gebirgsabschnitten zirkulieren. Die Methode stellt somit einen integrativen Ansatz zur Modellierung der Temperaturverteilung dar.

Das konduktive Temperaturmodell erlaubt eine Abschätzung der Untergrundtemperaturen ohne den Wärmeeintrag durch advektive Transportprozesse und macht auf der Grundlage dieser Randbedingungen konservative Angaben zum Temperaturfeld (vgl. Kap. 1.3.6.2). Der Ansatz liefert auch für Gebiete und für größere Tiefen, aus denen nur wenige bis keine Temperaturinformationen aus Bohrungen vorliegen, auf plausibilisierten Annahmen und nachvollziehbarer Methodik basierende Anhaltspunkte für die dort zu erwartenden Untergrundtemperaturen.

Das konduktive Temperaturmodell zeigt, dass im Untergrund auch ohne advektiven Wärmetransport lateral größere Temperaturanomalien auftreten. Ursache hierfür ist der außerordentlich heterogene geologische Bau des Oberrheingrabens mit der stark variierenden Tiefenlage des Grundgebirges und daraus resultierenden großen Unterschieden in

der Mächtigkeit der Sedimentüberdeckung. Damit einhergehend führt die unterschiedliche Wärmeleitfähigkeit der Gesteine zu den modellierten Unterschieden in der Temperaturverteilung. Die relativ hohen Wärmeleitfähigkeiten der Gesteine des Grundgebirges führen zu einem „Kamineffekt“, da die anfallende Wärme gut abgeleitet werden kann. Reicht das Grundgebirge näher an die Geländeoberfläche, sind deshalb dort die Temperaturen im Vergleich zu den benachbarten Gebieten mit größerer Tiefenlage der Grundgebirgsoberfläche erniedrigt (Abb. 1.5-11a und 1.5-11b). Dies zeigt sich z. B. auch bei Soultz-sous-Forêts am südwestlichen Rand des Modellgebiets in einer Tiefe von etwa 2 km u. NN (Abb. 1.5-11c).

In geringeren Tiefen macht sich dieser Effekt in lateralen Temperaturunterschieden zwischen den wärmeren Grabenrändern und dem kühleren Grabenzentrum bemerkbar. In einem Kilometer Tiefe beträgt diese Temperaturdifferenz maximal 20°C , in 2 Kilometer Tiefe bis zu 15°C (Abb. 1.5-11a und 1.5-11b).

Wird das Grundgebirge von einer mächtigeren Schichtabfolge mit geringeren Wärmeleitfähigkeiten überlagert, führt deren stauende Wirkung in größerer Tiefe (ab 2 bis 3 Kilometer) zu einer positiven Temperaturanomalie (Abb. 1.5-11d und e). Fehlt diese stauende Wirkung, wie in den Randbereichen des Grabens mit geringerer Sedimentüberdeckung des Grundgebirges, sind in diesen Tiefen bis zu 60°C niedrigere Temperaturen zu erwarten. Diese Temperaturdifferenz nimmt mit zunehmender Tiefenlage der Grundgebirgsoberfläche zu.

Die Temperaturen des konduktiven Modells zeigen erwartungsgemäß vielerorts deutliche Unterschiede zu den Temperaturen aus Bohrlochmessungen und der daraus geostatistisch abgeleiteten Temperaturverteilung. Diese Unterschiede gehen über die methodisch bedingten Variationen bei der Korrektur der gemessenen Bohrlochtemperaturen (BHT) hinaus, die nach Förster (2001) in der Größenordnung von $\pm 8^\circ\text{C}$ liegen können.

Abbildung 1.5-12 zeigt einen Vergleich zwischen den beiden Temperaturfeldern nach dem geostatistischen bzw. konduktiven Modellansatz für die Tiefe von 2000 m unter Gelände. Bis in diese Tiefe liegen im Raum nördlich von Karlsruhe die auf Bohrlochmessungen basierenden Temperaturen des geostatistischen Modells bereichsweise unter denen des konduktiven Temperaturmodells. Dort stammen die dem geostatistischen Modell zugrunde liegenden Temperaturen meist aus bis zu ca. 300 Meter tiefen Grundwassermessstellen, aus denen Vertikalströmungen des Grundwassers mit nach unten gerichtetem Gradienten bekannt

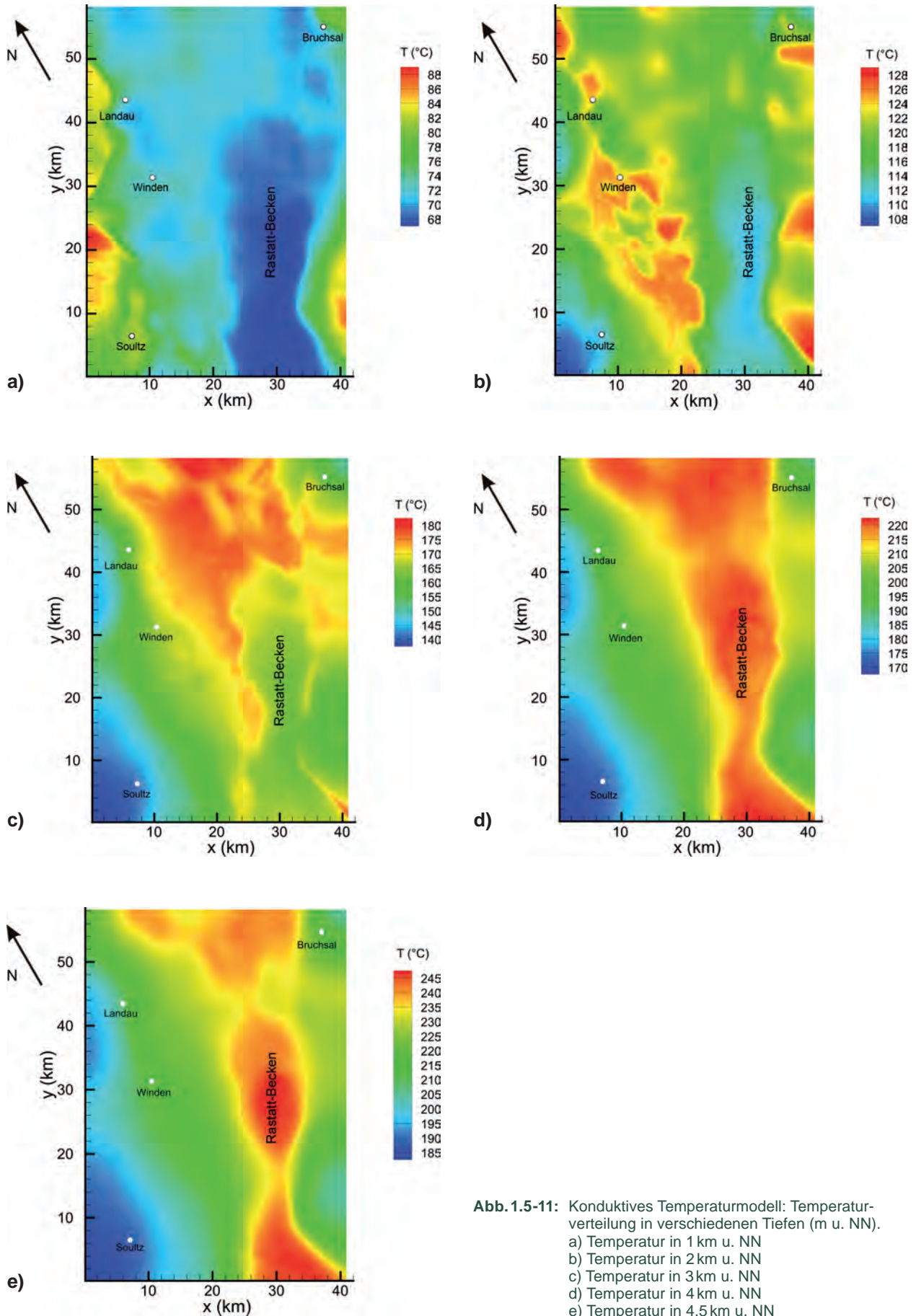


Abb. 1.5-11: Konduktives Temperaturmodell: Temperaturverteilung in verschiedenen Tiefen (m u. NN).
a) Temperatur in 1 km u. NN
b) Temperatur in 2 km u. NN
c) Temperatur in 3 km u. NN
d) Temperatur in 4 km u. NN
e) Temperatur in 4,5 km u. NN



sind. Diese Ausgleichsströmung bedingt in den tieferen Abschnitten der Grundwassermessstellen zu niedrige Temperaturen. Da weitere Temperaturmessungen aus tieferen Bohrungen in diesem Gebiet fehlen, wirken sich die Temperaturen aus den Grundwassermessstellen methodisch bedingt bis in 1500–2000 m Tiefe stark aus. Dies führt dazu, dass das geostatistische Modell in diesem Gebiet bis in diese Tiefen eher zu niedrige Temperaturen liefern dürfte (Abb. 1.5-12 links unten).

Meist sind jedoch die in Bohrungen gemessenen und darauf aufbauend nach dem geostatistischen Ansatz modellierten Temperaturen höher als die nach dem rein konduktiven Ansatz modellierten Temperaturen (Abb. 1.5-12). Dies ist sehr deutlich in den Bereichen um Landau und Soultz-sous-Forêts zu beobachten (Abb. 1.5-12 links unten). Darin spiegelt sich der Wärmeeintrag durch zirkulierende Fluide an diesen durch Störungen geprägten Standorten wider (z. B. Storz 2007, Genter et al. 2010).

Das Gebiet um Bruchsal zeichnet sich in der Differenzendarstellung der beiden Modellergebnisse in der Tiefe von 2000 m unter Gelände durch keine signifikante positive Temperaturanomale ab (Abb. 1.5-12 links unten). Am Standort des Geothermiekraftwerkes Bruchsal sind aus der Geothermiebohrung GB I Temperaturen von 119,4 °C (bei 1865 m unter Gelände) und aus der GB II von 134,12 °C (bei 2506 m unter Gelände) bekannt (Kölbel et al. 2010). Die daraus ermittelten geothermischen Gradienten liegen bei 0,053 °C/m (GB I) bzw. 0,048 °C/m (GB II) und damit annähernd in derselben Größenordnung wie der mittlere Temperaturgradient des konduktiven Temperaturmodells.

1.5.1.4 Wärmeinhalt und theoretisch gewinnbare Wärmemenge

Für die geothermischen Einheiten wurden der Wärmeinhalt und die theoretisch gewinnbare (nutzbare) Wärmemenge nach dem Verfahren von Muffler & Cataldi (1978) und Jung et al. (2002) ermittelt (zur Methodik vgl. Kap. 1.3).

Der Wärmeinhalt entspricht der Wärmemenge, die bei Abkühlung des Gesteins auf die Temperatur an der Oberfläche gewonnen werden kann. Sie kann jedoch nur teilweise genutzt werden. Die theoretisch gewinnbare (nutzbare) Wärmemenge hängt

von der Art der Nutzung und vom Erschließungskonzept ab. Sie wird durch den Gewinnungsfaktor (recovery factor) beschrieben.

Für die geothermisch nutzbaren Aquifere wurden Wärmeinhalt und nutzbare Wärmemenge summarisch über die Gesamtmächtigkeit der Einheit ermittelt, wobei der Abschätzung die Temperaturen an der Oberfläche und an der Basis der Einheit zugrunde liegen.

Für das Grundgebirge liegt der potenzielle Nutzungsschwerpunkt in der Möglichkeit der geothermischen Stromerzeugung. Deshalb wurde als obere Begrenzung des betrachteten Gesteinsvolumens im Grundgebirge die 100 °C-Isotherme gewählt. Die untere Grenze des betrachteten Gesteinsvolumens wurde bei 5000 bzw. 7000 m unter Gelände festgelegt.

Die Ergebnisse sind in Tabelle 1.5-01 zusammengefasst. Wärmeinhalt ($1,1 \cdot 10^{10}$ bis $1,1 \cdot 10^{11}$ GJ) und theoretisch gewinnbare Wärmemenge ($2,2 \cdot 10^9$ bis $3,2 \cdot 10^{10}$ GJ) liegen in den geothermischen Einheiten Oberjura, Hauptrogenstein und Oberer Muschelkalk in einer ähnlichen Größenordnung. Die Permotriassischen Sandsteine weisen eine um den Faktor 10 höhere gewinnbare Wärmemenge auf. Mit $1,9 \cdot 10^{12}$ GJ (bis in 5000 m Tiefe) bzw. $5,3 \cdot 10^{12}$ GJ (bis in 7000 m Tiefe) sind die aus dem Grundgebirge theoretisch gewinnbaren Wärmemengen am höchsten.

In Abbildung 1.5-13 ist beispielhaft die räumliche Verteilung der theoretisch gewinnbaren Wärmemenge für die geothermische Einheit Permotriassische Sandsteine dargestellt. Die modellierten Temperaturen an der Oberfläche der Permotriassischen Sandsteine erreichen maximal 259 °C. Die über die Gesamtmächtigkeit der Einheit integrierte theoretisch gewinnbare Wärmemenge beträgt maximal 68 GJ/m². Die Werte liegen damit in der Größenordnung, die von Dezayes et al. (2007a, 2007b, 2008) für den Buntsandstein ermittelt wurde. Die Bereiche mit höheren theoretisch gewinnbaren Wärmemengen liegen nördlich einer Linie Obernai – Offenburg. Die höchsten theoretisch gewinnbaren Wärmemengen liegen im Rastatt-Becken am östlichen Grabenrand mit den Maximalwerten bei Rheinstetten und Rastatt.

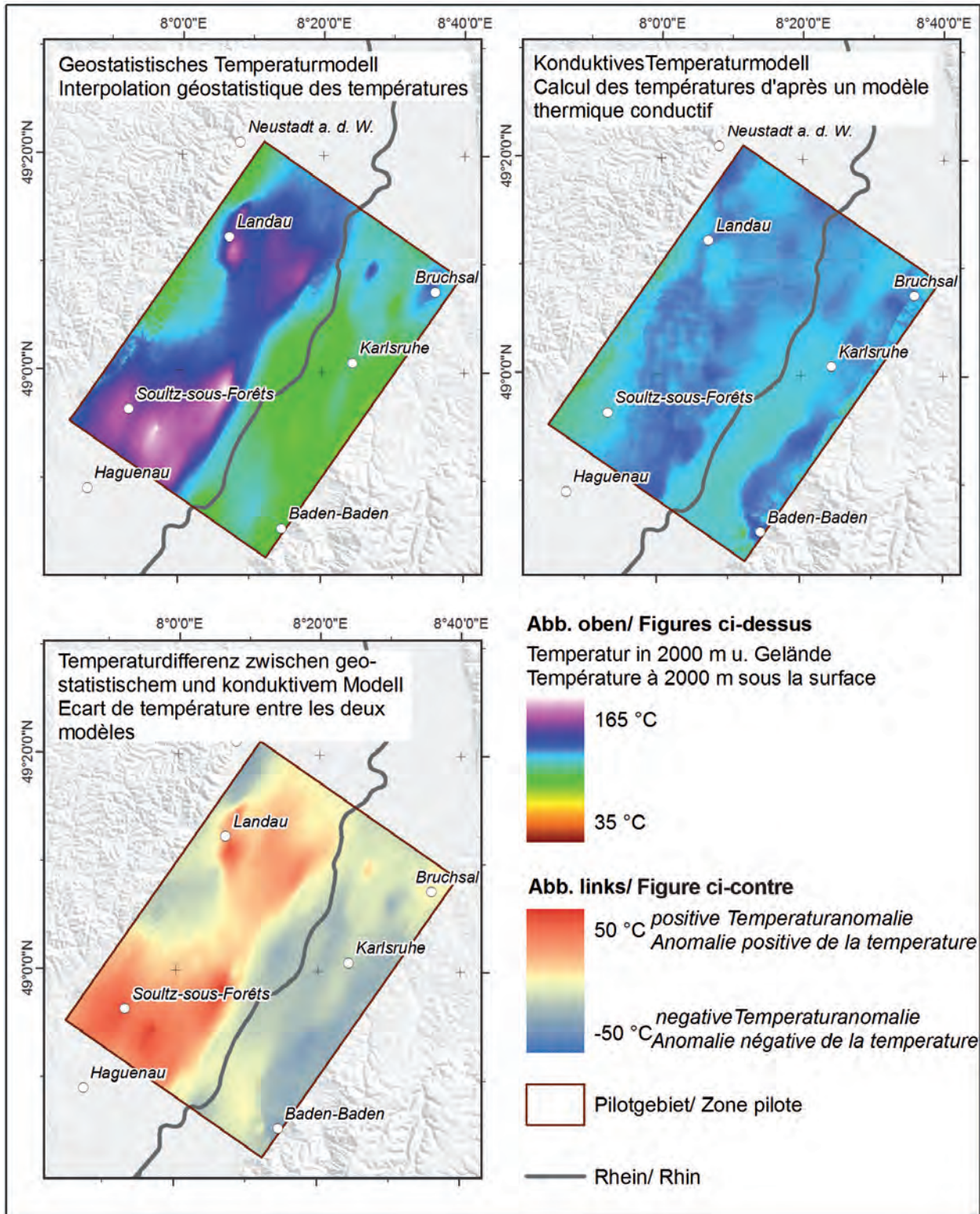


Abb. 1.5-12: Vergleich der Temperaturen des geostatistischen Modells mit denen des konduktiven Modells in 2000 m unter Gelände.

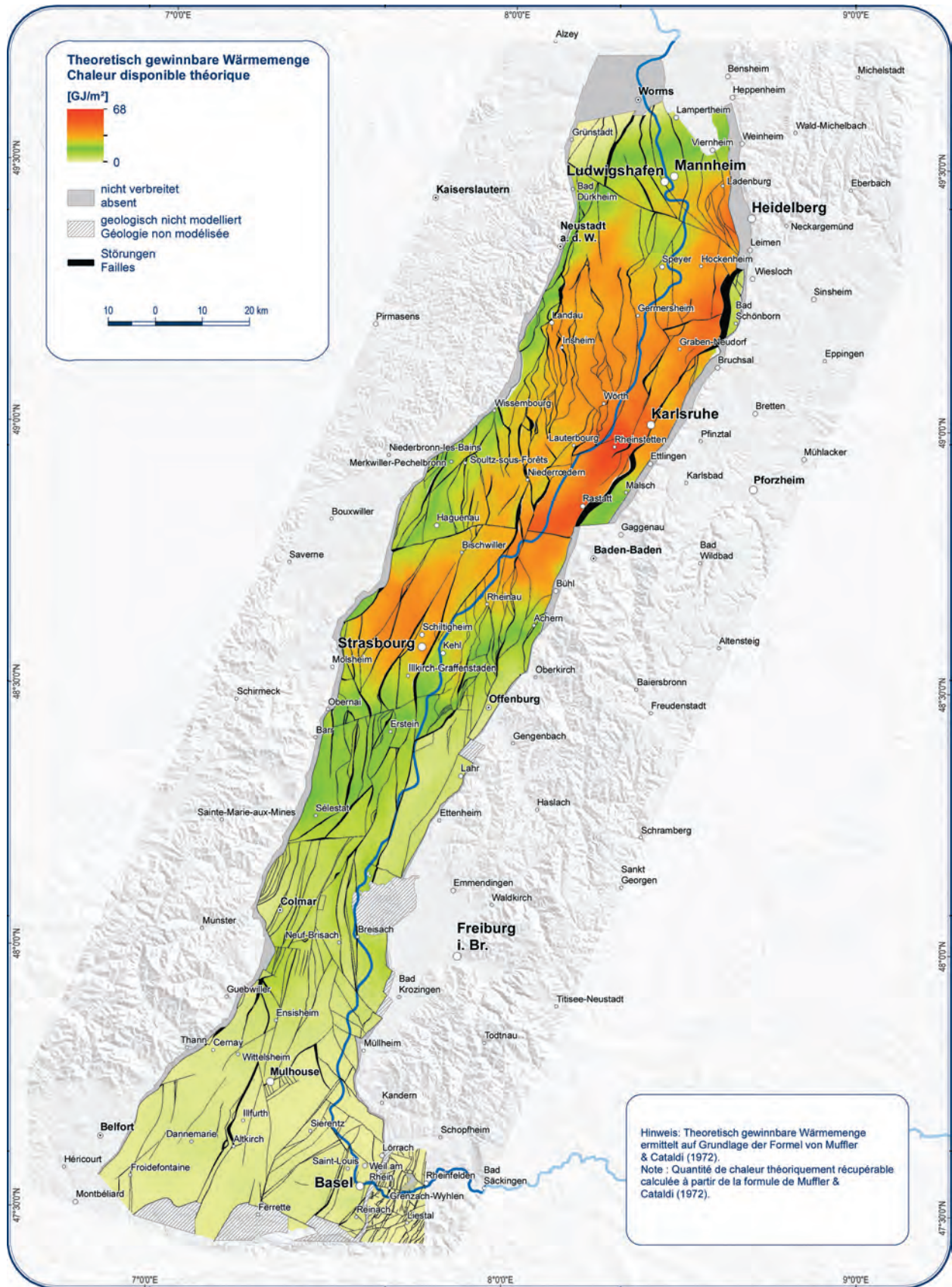


Abb. 1.5-13: Theoretisch gewinnbare Wärmemenge aus der geothermischen Einheit Permotriassische Sandsteine (Atlasblatt 5.19, www.geopotenziale.eu).

Tab. 1.5-01: Wärmehalt (gesamt) und theoretisch gewinnbare Wärmemenge der untersuchten geothermischen Einheiten (außer Permokarbon).

| Geothermische Einheiten | Wärmehalt gesamt [GJ] | Theoretisch gewinnbare Wärmemenge [GJ] |
|--|-----------------------|--|
| Karbonatgesteine des Oberjura | $1,1 \cdot 10^{10}$ | $2,2 \cdot 10^9$ |
| Karbonatgesteine des Hauptrogenstein (Mitteljura) | $4,1 \cdot 10^{10}$ | $9,9 \cdot 10^9$ |
| Karbonatgesteine des Oberen Muschelkalk (einschließlich der Diemel-Formation des Mittleren Muschelkalk, falls vorhanden) | $1,1 \cdot 10^{11}$ | $3,2 \cdot 10^{10}$ |
| Permotriassische Sandsteine | $5,5 \cdot 10^{11}$ | $1,6 \cdot 10^{11}$ |
| Grundgebirge (Bereiche $>100^\circ\text{C}$ bis 5000m unter Gelände) | $6,3 \cdot 10^{12}$ | $1,9 \cdot 10^{12}$ |
| Grundgebirge (Bereiche $>100^\circ\text{C}$ bis 7000m unter Gelände) | $1,7 \cdot 10^{13}$ | $5,3 \cdot 10^{12}$ |

1.5.2 Speicher- und Barrierepotenzial

Neben der geothermischen Nutzung kann der tiefere Untergrund als Speicher- bzw. Deponieraum genutzt werden (z.B. für CO_2 , Druckluft, Methan oder Erdgas). Die Forschung im Bereich Untergrundspeicherung von CO_2 oder Druckluft ist immer noch in einem relativ frühen Stadium. Erfahrungen beschränken sich auf einige größere Speicher, in denen im Zusammenhang mit der Ölförderung anfallendes CO_2 wieder verpresst wird. In vielen Gebieten wird die CO_2 -Speicherung kontrovers diskutiert. Das Projekt GeORG hat zum Ziel, geologische Grundlagen zu erarbeiten, die herangezogen werden müssen, um die verschiedenen Aspekte (Potenzial, Risiken, Wirtschaftlichkeit) einer solchen Nutzung zu beurteilen. Neben den geologischen Grundlagen spielen die Kenntnisse über die Interaktion der Fluide mit dem Gestein, die Reaktion des Gesteins auf mechanische Beanspruchung und die seismologischen Risiken eine Rolle. Das Projekt GeORG liefert in diesem Zusammenhang 3D-geologische Information über den strukturellen Aufbau des Untergrundes.

Voraussetzung für die Nutzung des Untergrundes als Speicher sind Speicher- und Barrieregesteine in geeigneten geologischen Konstellationen. Im GeORG-Projekt stand die Nutzungsmöglichkeit

zur dauerhaften Speicherung von Kohlendioxid („CCS“-Technologie, Carbon Capture and Storage) im Vordergrund (Abb. 1.5-14). Auf Grundlage der Bewertungskriterien Tiefenlage und Mindestmächtigkeit der Speicher- und Barrieregesteine wurden untersuchungswürdige Räume für diese Nutzungsart des tieferen Untergrundes identifiziert.

Eine auf bundesweit einheitlichen Kriterien basierende Charakterisierung des Untergrundes hinsichtlich seiner Eignung als potenzieller Speicher und Barriere erfolgte im Projekt „Informationssysteme Speichergesteine für den Standort Deutschland – eine Grundlage zur klimafreundlichen Nutzung des tieferen Untergrundes (Speicher-Kataster Deutschland)“ (Reinhold & Müller 2011). Die bundesweite Studie basiert auf der Aufbereitung und Neubewertung vorliegender Daten und grenzt nachvollziehbar Regionen mit untersuchungswürdigem Speicher- und Barrierepotenzial ab.

Für Baden-Württemberg wurden die Ergebnisse in Fehn & Wirsing (2011), für Rheinland-Pfalz in Haneke et al. (2011) zusammengefasst. Für Baden-Württemberg sind die Ergebnisse außerdem als WMS-Dienst verfügbar (http://www.lgrb.uni-freiburg.de/lgrb/lgrb_mapserver/wms-layer).

Nach Reinhold & Müller (2011) müssen unterirdische Speicher zwei grundlegende geologische und geotechnische Anforderungen erfüllen (vgl. u. a. auch Chadwick et al. 2008, Diamond et al. 2010):

- Es muss ein Speicherhorizont mit ausreichender Aufnahmefähigkeit (Speicherkapazität) vorhanden sein.
- Über dem Speicherhorizont muss ein Barrierehorizont mit einer sicheren, langzeitwirksamen Abdichtung und Festigkeit gegenüber dem zulässigen Lagerstättendruck vorhanden sein.

Die Speicher- und Barrierekomplexe wurden hinsichtlich ihrer Mindestmächtigkeit und Tiefenlage klassifiziert. Dabei kamen folgende Kriterien zur Anwendung (vgl. auch Reinhold & Müller 2011):

Speicherkomplexe

- Gesamtmächtigkeit der untersuchungswürdigen Speichergesteine (Nettomächtigkeit): größer als 10 m
- Tiefenlage: Oberfläche tiefer als 800 m unter Gelände

Barrierekomplexe

- Mächtigkeit: größer als 20 m
- Tiefenlage: Basis tiefer als 800 m unter Gelände

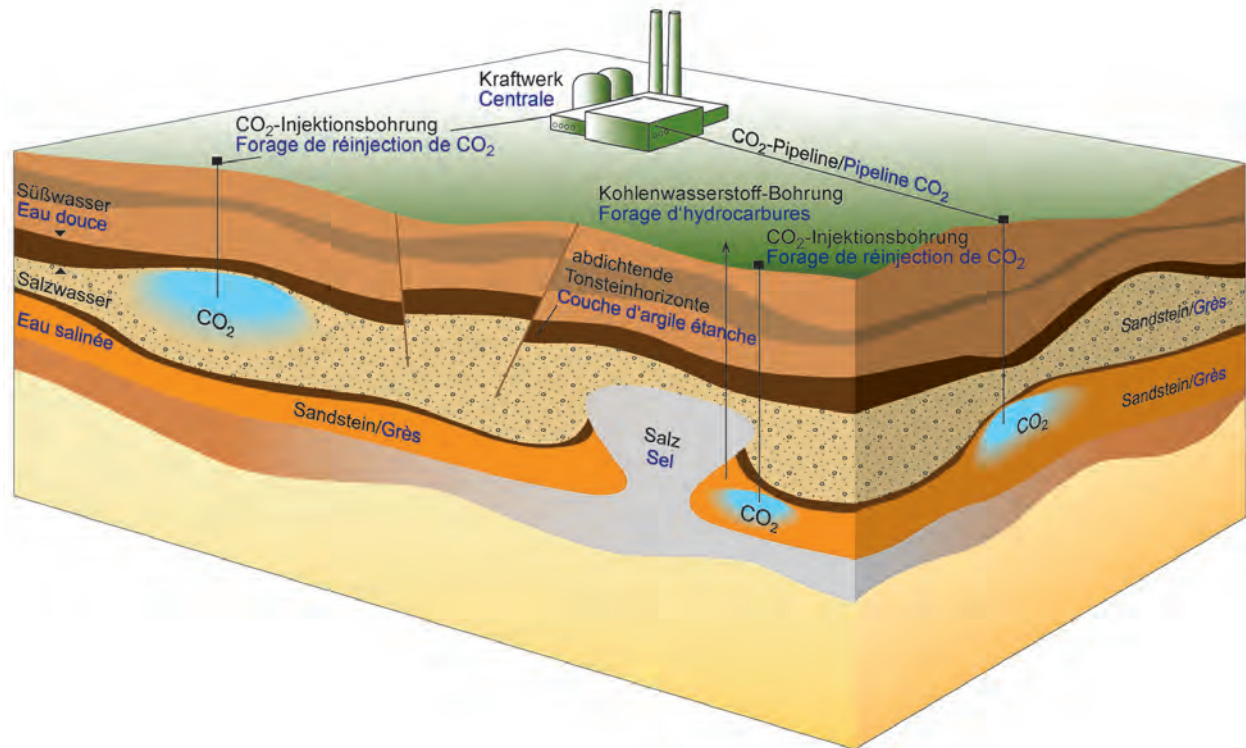


Abb. 1.5-14: Möglichkeiten der CO₂-Speicherung im Untergrund (nach Stroink et al. 2009, verändert).

Die Speicherregionen wurden hinsichtlich ihrer Tiefenlage regional weiter klassifiziert, da der Tiefenbereich zwischen 1000 und 2500 m unter Gelände aufgrund günstiger technisch-wirtschaftlicher Randbedingungen für eine Kohlendioxideinspeicherung bevorzugt wird (Diamond et al. 2010).

Zur Abgrenzung und Bewertung untersuchungswürdiger Speicher- und Barriereregionen dienen neben der Tiefenlage und Mächtigkeit der Speicher- und Barrierekomplexe nach Chadwick et al. (2008) und Diamond et al. (2010) u. a. zusätzlich folgende geologische Kriterien:

- Vorliegen geeigneter Fallenstrukturen
- tektonische Randbedingungen (Störungen, Stressfeld, Seismizität)
- lithologische und mineralogische Merkmale der Speicher- und Barrieresteine
- Porosität und Permeabilität der Speicher- und Barrieresteine
- hydrochemische Beschaffenheit, Druckverhältnisse und Fließraten der Formationswässer

Diese zusätzlichen Kriterien blieben bei der Potenzialabschätzung unberücksichtigt.

1.5.2.1 Speicher- und Barrierekomplexe

Auf der Grundlage der zuvor beschriebenen Kriterien wurden die Schichtenfolge in folgende Speicher- und Barrierekomplexe (SK und BK) gegliedert (vgl. auch Abb. 1.5-01):

- Älteres Oberrheingraben-Tertiär (SK und BK)
- Oberjura (SK)
- Oberer Mitteljura (Kandern-Formation, Ornatenton-Formation, Variansmergel-Formation) (BK)
- Hauptrogenstein-Formation (SK)
- Unterjura und Keuper (BK)
- Oberer Muschelkalk (SK)
- Unterer Muschelkalk bis Muschelkalk-Evaporite (BK)
- Permtriassische Sandsteine (SK)
- Permokarbon (SK)

Diese Gliederung entspricht im Wesentlichen der des Speicher-Katasters Deutschland (RPF/LGRB 2010) bzw. ist z. T. differenzierter. Abweichungen vom Speicher-Kataster sind darin begründet, dass nach Abschluss der geologischen 3D-Modellierung

im GeORG-Projekt eine feinere Differenzierung möglich war.

Eine detaillierte Beschreibung der Speicher- und Barrierekomplexe (Lithologie, Tiefenlage, Mächtigkeit, Porosität, Permeabilität, Grundwassertyp) findet sich in Teil 2 des Fachlich-Technischen Abschlussberichtes.

Als Ergebnis der Abschätzung wurden für die Speicher- und Barrieregesteine anhand der Kriterien Tiefenlage und Mindestmächtigkeit untersuchungswürdige Regionen abgegrenzt, die Barriere- bzw. Speicherpotenzial aufweisen können. Auf der Grundlage des geologischen 3D-Modells war es möglich, die Potenzialbewertung im Oberrheingraben unter Einbeziehung aller aktuell verfügbaren Eingangsdaten erstmals grenzüberschreitend und in einem wesentlich höheren Detaillierungsgrad als bisher durchzuführen.

Da zur Modellierung des Untergrundes die seismischen Daten und Bohrergebnisse des gesamten Gebiets, d. h. aus allen betroffenen Ländern, synoptisch ausgewertet und die Interpretationen in dreidimensionaler Betrachtung auf Konsistenz geprüft wurden, ließ sich die tektonische Struktur des Grabens erstmals raumfüllend von der Lockergesteinsbasis bis in das Grundgebirge darstellen. Dabei zeigten sich wichtige Strukturen unmittelbar unter dem heutigen Rheinlauf, deren Bedeutung aus der Betrachtung nur einer Rheinseite nicht in gleichem Umfang ersichtlich geworden wäre. Zugleich hat sich die seit den ersten systematischen Untersuchungen (z. B. in Illies & Müller 1970, Illies & Fuchs 1974) bekannte intensive Zerblockung auch des Grabeninneren bestätigt. Während die tertiäre Grabenfüllung zumindest im westlichen Schollengebiet örtlich über mehrere Kilometer hinweg nur gering gestört sein kann, ist der mesozoische und ältere Untergrund nahezu überall so kleinteilig zerlegt, wie es aus den Randschollengebieten an den Grabenrändern bekannt ist. Im geologischen 3D-Modell konnte daher nur eine kleine Auswahl wichtiger Störungen dargestellt werden, die sich in das Tertiär fortsetzen und dabei zumindest lokal größere Versatzbeträge aufweisen. Die in den Karten dargestellte tektonische Situation muss daher in allen Fällen als stark vereinfacht angesehen werden.

Abbildung 1.5-15 zeigt beispielhaft die Speicherregionen für den Speicherkomplex Oberer Muschelkalk.

Mit Ausnahme einiger Hochlagen auf den Randschollen (u. a. Rust Schutterwald-Randschollen), dem Tafeljura-Dinkelberg Block östlich der Schwarzwaldrandverwerfung und einigen sehr kleinräumigen Gebieten nordwestlich von Basel weist der

Oberer Muschelkalk flächendeckend Speicherpotenzial auf. Allerdings gibt es mehrere Regionen, in denen die Oberfläche des Speicherkomplexes tiefer als 2500 m unter Gelände liegt. Diese Gebiete sind nach Diamond et al. (2010) aufgrund ungünstiger technisch-wirtschaftlicher Randbedingungen für eine Kohlendioxideinspeicherung weniger geeignet.

1.5.2.2 Bewertung

Das geologische 3D-Modell, das im Rahmen des GeORG-Projektes erstellt wurde, erlaubt erstmals eine grenzüberschreitende Bewertung des Speicher- und Barrierepotenzials im Oberrheingraben auf deutlich verbesserter Datengrundlage.

Grundsätzlich erfüllen alle dargestellten untersuchungswürdigen Regionen die Vorgaben hinsichtlich lithologischer Ausprägung, Tiefenlage und Mächtigkeit. Die im GeORG-Projekt durchgeführte Klassifizierung der Speicherregionen mit Tiefenlagen der Oberfläche der Speicherkomplexe zwischen 800 und 1000 m unter Gelände, 1000 und 2500 m unter Gelände und über 2500 m Tiefe unter Gelände (Diamond et al. 2010) ermöglicht im Vergleich zu früheren Studien eine weitergehende Einengung der untersuchungswürdigen Bereiche (Müller & Reinhold 2011).

Aufgrund ihrer Genese und räumlichen Kontinuität unterscheiden sich die Speicher- und Barrieregesteine in der Prognostizierbarkeit ihrer lithologischen Ausbildung und Mächtigkeit. Während insbesondere fluviatil und limnisch abgelagerte Einheiten wie z. B. das Ältere Oberrheingraben-Tertiär diesbezüglich mit sehr großen Unsicherheiten behaftet sind, ist die Prognostizierbarkeit der lithologischen Ausbildung und Mächtigkeit marin abgelagerter Einheiten deutlich besser. Differenziertere Aussagen zur vertikalen und lateralen lithologischen Ausbildung der Komplexe, zur Verbreitung und Nettomächtigkeit der Speicher- und Barrieregesteine und zur abdichtenden Wirkung der Barrieregesteine sind jedoch nur auf Grundlage weiterer, standortbezogener Untersuchungen möglich.

Daneben spielt die strukturelle Ausgestaltung der untersuchungswürdigen Regionen eine bedeutende Rolle bei der Eignungsbewertung. Nach Diamond et al. (2010) sind Speicherregionen mit permeablen Störungszonen wegen des Risikos von Leckagen zu vermeiden. Außerdem wird seismische Aktivität generell als Ausschlusskriterium für eine CO₂-Speicherung gesehen.

Hinweise auf die Permeabilität von Störungszonen im Oberrheingraben geben häufige kleinere

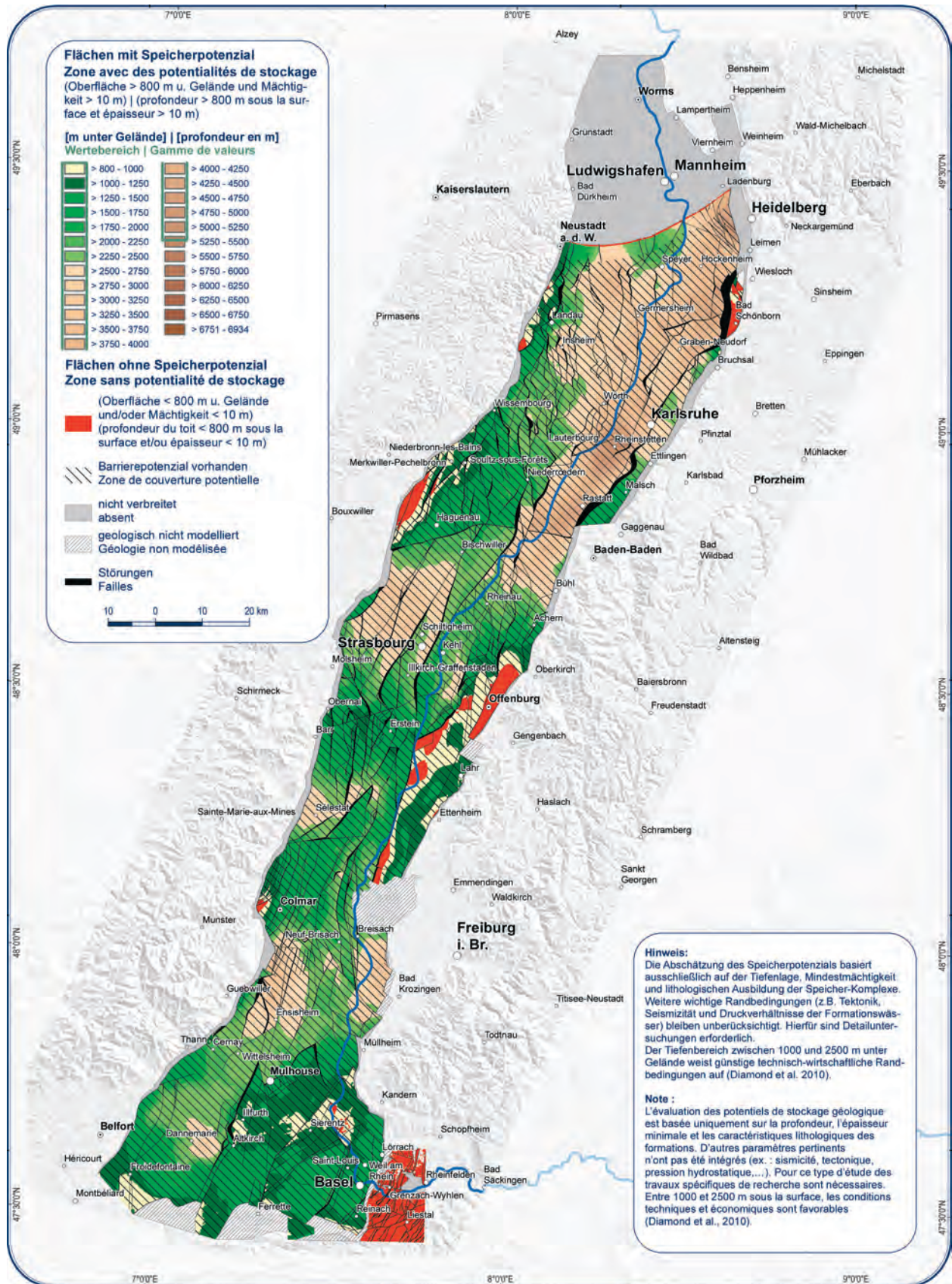


Abb. 1.5-15: Potenzielle Speicherregionen im Oberen Muschelkalk und Überlagerungssituation durch den Barrierekomplex Unterjura und Keuper (Atlasblatt 6.7, www.geopotenziale.eu).

Kohlenwasserstofffunde in Bohrkernen aus dem Muschelkalk der Vorbergzone und in den vulkanischen Gesteinen des Kaiserstuhls (RPF/LGRB 2006). Wenngleich in der jüngeren Vergangenheit einige neue Erdölfunde z. B. bei Speyer bekannt wurden, war doch vielfach die abdichtende Wirkung von Störungen unzureichend, so dass oft nur geringe Kohlenwasserstoffmengen in den als Fallen wirkenden Strukturen verblieben.

Der Oberrheingraben ist durch seine komplexe geologische Struktur, kleinräumige tektonische Bauelemente und komplizierte hydrogeologische Verhältnisse im tieferen Untergrund gekennzeichnet. Die in den Karten dargestellte tektonische Gliederung stellt daher nur eine vereinfachte Übersicht dar. Alle als Einzelflächen dargestellten größeren Störungszonen bestehen tatsächlich aus Scharen teils paralleler, teils sich verzweigender Bruchsysteme, über deren Durchlässigkeiten allein aus ihrer Raumlage, wie sie aus den nur auf mehrere Zehner Meter auflösenden seismischen Messungen ermittelt wurde, keine allgemein gültigen Aussagen abgeleitet werden können. Je nach Material (Tongehalt, Karbonatgehalt, etc.) und Raumlage im Spannungsfeld kann die örtliche blocktektonische Zerlegung eine erhöhte, verringerte oder unbeeinflusste Durchlässigkeit für Fluide bewirken. Insbesondere innerhalb der größeren Y-förmigen Strukturen zeigt sich in den seismischen Profilen stets ein Blockwerk aus Schollen im Zehner bis Hunderter Meterbereich, dessen Geometrien wegen der großen Abstände der Eingangsdaten (im Kilometerbereich) nicht konstruiert werden konnte. Auch Störungen außerhalb der Hauptstörungszonen, die nur durch einen Belegpunkt (in einer Bohrung oder in einem seismischen Profil) bekannt sind, konnten oftmals nicht konstruiert werden.

Zusätzlich zu den oben aufgeführten Kriterien sind u. a. die Charakterisierung des Fließregimes im betrachteten Aquifer und die hydrochemische Zusammensetzung der Formationswässer (z. B.

Salinität) von Bedeutung. Kenntnisse hierüber sind u. a. zur Bewertung der Druckausbreitung im Aquifer als Folge der CO₂-Injektion erforderlich. Über das hydraulische System der tiefen Grundwässer im Oberrheingraben liegen keine hinreichenden Kenntnisse vor. Voraussetzung hierfür wären sehr gute regionale bis lokale Kenntnisse über den Untergrundaufbau, die Potenzialverhältnisse der Grundwässer in den verschiedenen Aquifern sowie über die hydraulische Wirkung der Störungen. Aufgrund der kleinräumigen und komplexen geologischen Struktur des Oberrheingrabens ist grundsätzlich von einem über weite Bereiche kleinräumig variierenden Fließregime auszugehen.

Der Oberrheingraben ist als eine Region erhöhter Seismizität bekannt, induzierte Seismizität wurde beim Bau oder Betrieb von Geothermiekraftwerken (Basel, Landau) beobachtet. Zum Aspekt der mit der Injektion möglicherweise auftretenden induzierten Seismizität können die derzeit laufenden Monitoring-Programme im Rahmen des Baus und Betriebs von Geothermiekraftwerken im Oberrheingraben beitragen.

Eine differenzierte standortbezogene Erkundung aller Untergrundeigenschaften, die für eine sichere Einlagerung von CO₂ relevant sind, ist unter diesen komplexen geologischen, tektonischen und hydrogeologischen Voraussetzungen allenfalls nur mit einem sehr hohen und kostenintensiven Untersuchungsaufwand möglich. Auch bei einer deutlich verbesserten Datengrundlage ist davon auszugehen, dass aufgrund der ungünstigen geologischen und hydrogeologischen Randbedingungen Unsicherheiten bei der Prognose von geeigneten Speicherstrukturen und der Abschätzung des verfügbaren Speichervolumens verbleiben. In Anbetracht der zu erwartenden vergleichsweise kleinen Speicherstrukturen und -kapazitäten erscheint deshalb das Potenzial für eine untertägige Einlagerung von Kohlendioxid im Oberrheingraben insgesamt eher gering.



1.6 Anwendungsbeispiele: GeORG als Expertenwerkzeug

1.6.1 Fallbeispiele aus der Region Basel

Ziel des Projektes war der Aufbau eines geologischen 3D-Modells zur Lösung von unterschiedlichen den Untergrund betreffenden Fragestellungen, z. B. aus den Bereichen Hydrogeologie, Geothermie und insbesondere 3D-Raumnutzung. Dies bedingt eine große Flexibilität, sowohl im Datenmanagement (Abb. 1.6-01) als auch in der 3D-Modellierung. Veränderungen der Datenlage, des Modellinhalts oder -größe müssen jederzeit eingearbeitet werden können.

Zu jedem Modellhorizont, in der Regel Top oder Basis einer geologischen Formation, wird ein eigenes GIS-Projekt aufgebaut. In ihm werden alle Eingangsdatensätze und die Ergebnisobjekte aus der 3D-Modellierung verwaltet. Beide Module (GIS und 3D-Modellierung) sind eng mit einer Datenbank

verknüpft, in der Bohrungen aus der Region verwaltet werden.

Vorgehen beim Einsatz des Werkzeugs

Zur Bearbeitung spezifischer Fragestellungen kann aus dem regionalen 3D-Modell ein lokales Arbeitsmodell in beliebiger Größe extrahiert werden (Abb. 1.6-02). In ihm können individuelle Projekte bearbeitet werden. Nach Projektende werden die Ergebnisse, z. B. neue Horizontgeometrien, wieder in das regionale Modell integriert. Hierdurch wird das regionale 3D-Modell, Projekt für Projekt, sukzessive und nachhaltig weiterentwickelt. Für den komplizierten und aufwändigen Extraktions- und Re-integrationsprozess des Arbeitsmodells wurde ein standardisierter Arbeitsablauf entworfen.

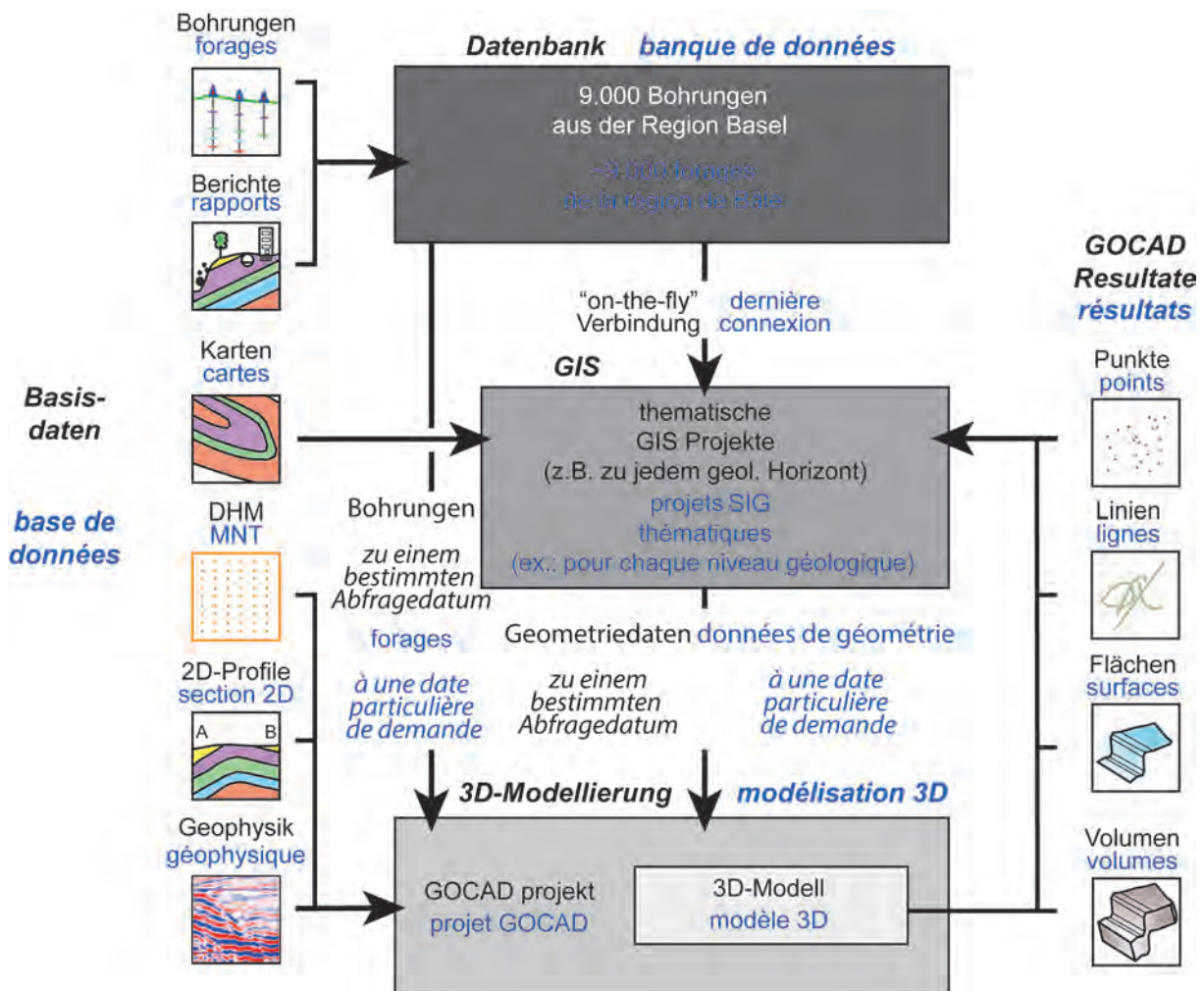


Abb. 1.6-01: Datenmanagement; Durch die Kombination von Datenbank, GIS und 3D-Modellierung wurde ein Werkzeug zur spezifischen Ansprache von Fragestellungen im 3-dimensionalen Untergrund geschaffen.

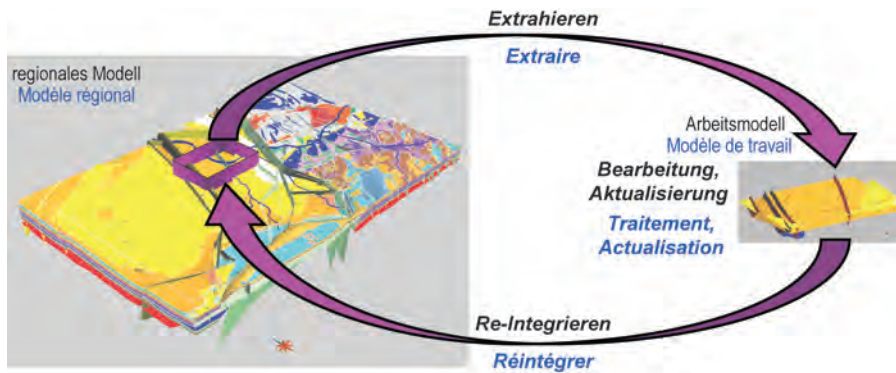


Abb. 1.6-02: Workflow Projektbearbeitung.

Sowohl im Arbeitsmodell als auch nach einer Überführung der Ergebnisgeometrien in die GIS-Projekte können verschiedene Standardanalysen durchgeführt werden.

Für tiefere komplexe numerische Betrachtungen können aus einem 3D-Arbeitsmodell die geometrischen Randbedingungen exportiert werden, um somit in anderen Software-Applikationen weiterverwendet zu werden.

Zur Visualisierung der Ergebnisse stehen neben Möglichkeiten der GIS-Software auch die der Modellierungssoftware offen. Insbesondere die Darstellung von perspektivischen Ansichten, Anschnitten des 3D-Raums und die Erstellung von beliebigen 2D-Profileschnitten eröffnen neue Einblicke in komplexe Strukturen und Zusammenhänge im Untergrund.

Fallbeispiel 1 – Tunnelplanung (Kanton Basel-Stadt)

Schon während des GeORG-Projektes erteilte das Tiefbauamt Basel-Stadt wiederholt der AUG-Basel den Auftrag zur geologischen und geotechnischen Vorabklärung im Zusammenhang mit Tunnelbauprojekten. So konnte das Werkzeug 3D-Modell noch während seiner Entwicklung an die Belange praxisbezogener Fragestellungen angepasst werden.

Die Auftragsstellungen umfassten (1) die Zusammenstellung des Kenntnisstands zur geologischen, hydrologischen und geotechnischen Situation entlang der Trasse, (2) die Identifikation von Datenlücken und Darstellungen von Unsicherheiten, (3) die Formulierung und Beurteilung von möglichen Gefährdungsbildern, (4) die Darstellung von Gefährdungs- bzw. Nutzungskonfliktpotenzial (z. B. mit bestehenden Erdwärmesonden) und (5) die

Verfeinerung des Arbeitsmodells als Basis für allfällige zukünftige Variantenstudien.

Bearbeitung und Ergebnisse

Aus dem regionalen Teilmodell Schweiz wird ein lokales Arbeitsmodell extrahiert, der Verlauf der Tunneltrassenvariante, der Grundwasserspiegel, Gebäude und weitere Daten werden integriert. Anschließend beginnt entlang der geplanten Tunneltrasse die Aufbereitung der geologischen Daten und die Erstellung von Übersichten wie perspektivische Ansichten (Abb. 1.6-04), Tunnellängs- (Abb. 1.6-03) und Querprofile.

Die enge Vernetzung mit der Datenbank (Bohrbefunde) und weiteren Datensätzen z. B. bestehende Grundwassernutzer oder Erdwärmesonden erlauben potenzielle Nutzungskonflikte früh zu erkennen und in die Planungen mit einzubeziehen (Abb. 1.6-04).

Nach der Zusammenstellung des aktuellen Kenntnisstands zu den verschiedenen Themengebieten, können die erarbeiteten Datensätze bezogen auf ihre Raumlage oder eine eventuelle Interaktion, analysiert und beurteilt werden. Die Berichterstattung für das Tiefbauamt Basel-Stadt beinhaltet eine detaillierte Dokumentation mit zahlreichen Beilagen und stellt damit eine sehr gute Grundlage für weitere Planungsschritte dar.

Fallbeispiel 2 – Erdwärmekarte (Kanton Basel-Landschaft)

Ziel der Erdwärmekarte (EWNK) ist es, einen Überblick zu möglichen Standorten für Erdwärmesonden (EWS) und allfälligen Auflagen für eine Installation zu bieten. Die Karte ist Bestandteil des Leitfadens für die Bewilligungspraxis von EWS, welcher auf dem „Wärmekonzept BL“ (Butscher et al. 2011) beruht.

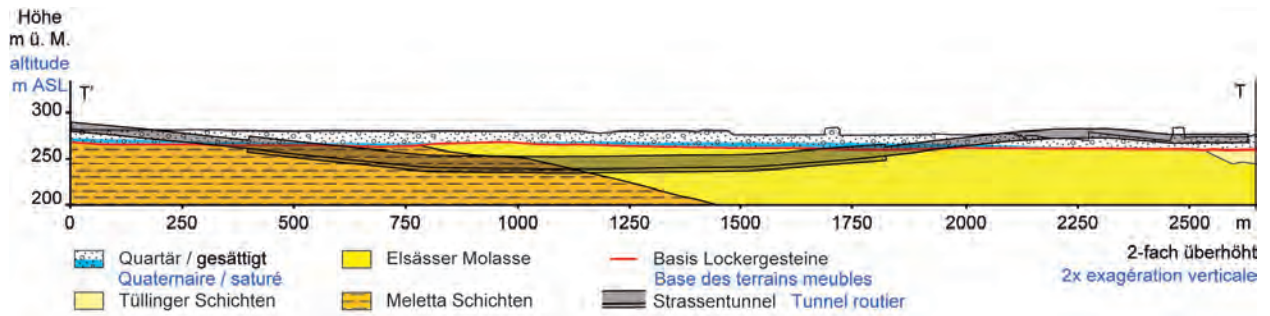


Abb. 1.6-03: Tunnellängsprofil (2-fach überhöht).

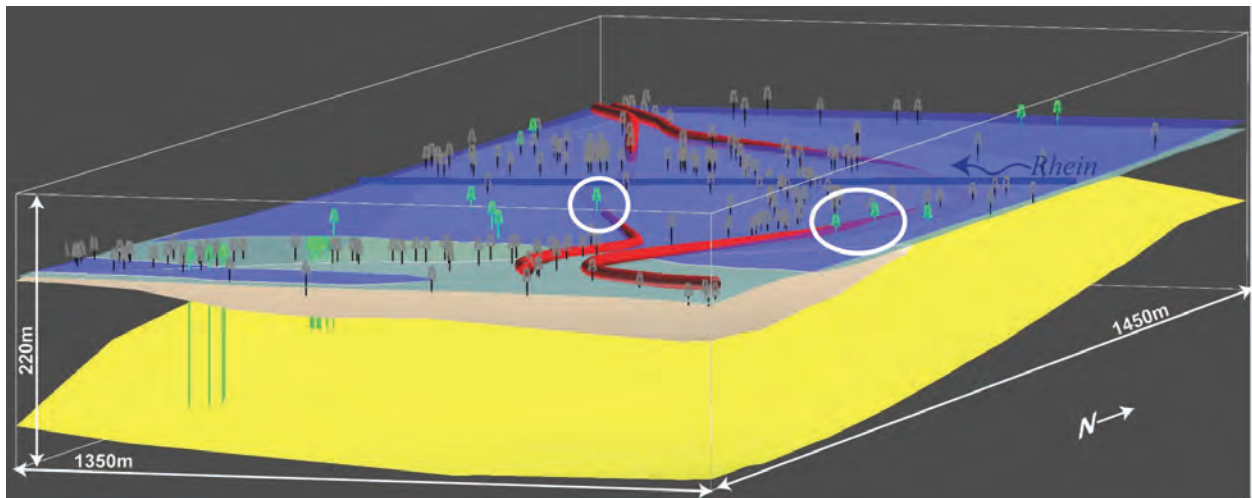


Abb. 1.6-04: Visualisierung potenzieller Nutzungskonflikte (Kreise), Tunnelröhren (rot), Erdwärmennutzung (grüne Symbole), Grundwasser (blau), geologische Horizonte (grün, beige & gelb).

Für die Kartendarstellung wurde eine Unterteilung in 4 Standortkategorien entwickelt:

- Kategorie A: Eine Installation ist nicht erlaubt.
- Kategorie B: Eine Installation ist nur unter Berücksichtigung spezieller Auflagen erlaubt.
- Kategorie BC: Eine Installation ist unter Berücksichtigung von Standardauflagen bis in eine definierte Tiefe erlaubt, darunter nur mit zusätzlichen Auflagen.
- Kategorie C: Eine Installation ist unter Berücksichtigung von Standardauflagen erlaubt.

Eine Grundlage des Konzepts ist die Beurteilung potenzieller hydrogeologischer Risiken während der Installation und des Betriebs einer EWS. Hierzu sind detaillierte Informationen über den geologischen Aufbau am jeweiligen Standort unumgänglich. Geologische 3D-Modelle sind die optimale Basis zur Bereitstellung dieser Informationen. Sie

können quantifizieren in welcher Tiefe eine geologische Einheit, Aquifere oder Störungszonen zu erwarten sind.

Aus dem geologischen 3D-Modell Region Basel wurden für die Kategorisierung Horizonte extrahiert und flossen via GIS-Software in die Erstellung der EWNK ein.

Genutzte Daten aus dem 3D-Modell:

- Geologische Horizonte, denen die Kategorie A zugewiesen wurde
- Tiefenbasis für die Beurteilung in 200 m unter der Topographie
- Die maximale Bohrtiefe (auf Basis des geologischen Aufbaus)
- Raumlage von Störungszonen

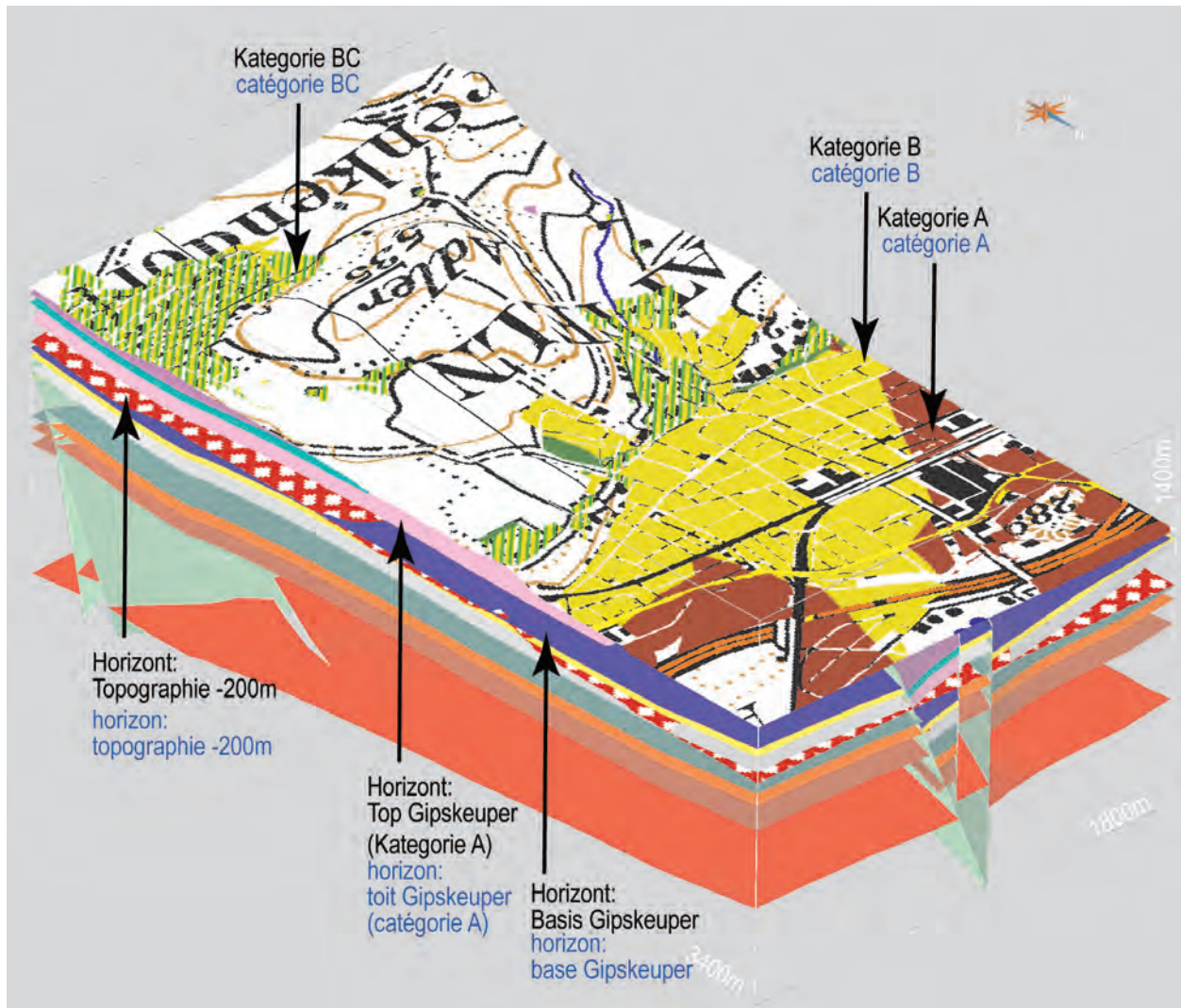


Abb. 1.6-05: Exemplarische Darstellung: Das geologische 3D-Modell als Grundlage der Erdwärmekarte (EWNK). (Ausschnitt, EWNK projiziert auf die Topographie).

Beurteilung

Es hat sich gezeigt, dass die Koppelung eines geologischen 3D-Modells mit der Bohrinformations-Datenbank und einem Geoinformationssystem ein flexibles Werkzeug bietet, um schnell und spezifisch auf Fragestellungen der 3D-Raumplanung eingehen zu können. Die Fähigkeit interdisziplinär Datensätze und somit auch Problemkreise räumlich in Beziehung zu setzen, eröffnet Möglichkeiten, die über die eines reinen statischen geologischen Modells hinausgehen. Es wird ein dynamisches Untergrundmodell bereitgestellt, das in der Lage ist, interdisziplinäre Datensätze aufzunehmen, sie zu analysieren bzw. für tieferegehende Analysen zur Verfügung zu stellen, daraus neue Datensätze zu generieren und flexibel zu visualisieren.

Auf diese Weise erhält es den Charakter eines 3D-Planungswerkzeugs und bietet eine wichtige Entscheidungsgrundlage für die nachhaltige Planung im Untergrund, fördert das Prozessverständnis und dient der Früherkennung von Nutzungskonflikten im Untergrund.

1.6.2 Fallbeispiel Communauté de Strasbourg (CUS)

Die Stadtgemeinde Strasbourg (CUS) strebt im Rahmen ihres Klima-Energie Plans die Erhöhung des Anteils an erneuerbaren Energien und die Verringerung der Kohlenstoffdioxid-Emissionen an. Um dieses Ziel zu erreichen, erwägt die CUS die



Nutzung der geothermischen Potenziale aus tief liegenden Aquiferen.

In der Region Elsass gibt es bereits zahlreiche Studien, welche auf die vorhandenen geothermischen Potenziale hinweisen. Dabei muss zwischen geothermischem Potenzial in Oberflächennähe und in größeren Tiefen unterschieden werden.

Im Bereich der CUS sind mehrere regionale oder überregionale Studien durchgeführt worden. Dadurch war die Erstellung eines Zustandsberichts zum geothermischen Potenzial im tieferen Untergrund möglich. Hierbei kann man drei tief liegende geothermische Reservoirgesteine unterscheiden, die sich vom Hangenden zum Liegenden den drei folgenden mesozoischen Gesteinseinheiten zuordnen lassen:

- Hauptrogenstein und die ihn begleitenden Karbonate
- Kalk- und Dolomitsteine des Oberen Muschelkalk und der Lettenkohle
- Sandsteine des Buntsandstein

Die Abschätzung des vorhandenen Potenzials und des energetisch effizientesten und ökonomischsten Einsatzes der Geothermie erfordert die Kenntnis mehrerer geologischer Parameter in den Speicherbereichen:

- Die Bohrkosten und die Temperaturbedingungen des Speichers lassen sich über die **Tiefenlage** der geothermischen Einheit abschätzen. Die Bohrkosten sind das wichtigste Element für eine Wirtschaftlichkeitsberechnung im Hinblick auf die notwendigen Investitionen zur Nutzung der Geothermie. An zweiter Stelle stehen die Kosten für das Leitungsnetz und die Einrichtung der angeschlossenen Übergabestationen.
- Die **Temperatur** und die **mögliche Ergiebigkeit** sind die bestimmenden Elemente für die Qualität und Quantität der Ressource.
- Die Kenntnis der **Permeabilität** im Reservoirgestein sowie dessen **Mächtigkeit** gestatten die Abschätzung der **Produktionskapazität** des geothermischen Fluids im Speicher.

Auf der Grundlage dieser Daten wird der Auftraggeber eine Entscheidung für oder gegen eine geothermische Erkundung oder ein entsprechendes Planungskonzept zur Nutzung geothermischer Ressourcen treffen.

Um die Tiefenlage der geothermischen Zielhorizonte zu bestimmen, wurden in der Studie für die

CUS die Ergebnisse des im Rahmen des europäischen INTERREG IV Oberrhein durchgeführten Projekts GeORG genutzt.

Aussagen zur **Produktivität der Aquifere** sowie Angaben zu Ergiebigkeit und Permeabilität stammen aus 18 Erdölbohrungen. Sie sind nicht direkt auf die Abschätzung der potenziellen Produktivität einer auf diesen Horizont angesetzten Geothermiebohrung übertragbar. Auf der Grundlage der Informationen über die Struktur der geothermischen Reservoirs aus dem geologischen 3D-Modell des Projektes GeORG (Tiefe und Mächtigkeit) und den verfügbaren Temperaturangaben wurden Vergleichsanalysen durchgeführt, die zur Abschätzung des durch die CUS nutzbaren potenziellen geothermischen Potenzials führten. Der geothermische Gradient im Untergrund der CUS erreicht 53 °C/km. Dieser Wert beruht aus der vergleichenden Berechnung von 43 Messungen aus 13 Bohrungen.

Die Ergebnisse weisen Bereiche mit „höherem“ geothermischem Potenzial aus. So zeigen die ausgewerteten Informationen, dass im Untergrund der CUS eine Abfolge Nord-Süd orientierter Störungszonen verläuft, die von nach Westen einfallenden Abschiebungen begrenzt werden. Dadurch kommt es zu einem treppenartigen Absinken der Schichten von Ost nach West. Die einzelnen Schollen sind nach Osten gekippt. Die Hauptabschiebungen verlaufen annähernd in Nord-Süd-Richtung und werden von Sekundärstörungen begleitet. Etwas südlich des Gebiets des CUS liegt die Nordbegrenzung der Ersteiner Schwelle, eines WSW-ENE orientierten Hochgebiets.

Die Zusammenfassung der Ergebnisse über die Geopotenziale der drei maßgeblichen geothermischen Einheiten zeigt, dass der Westen der CUS relativ betrachtet die besten Voraussetzungen für eine geothermische Nutzung bietet: Dies gilt zum einen wegen der geringen Tiefenlage der drei geothermischen Einheiten, aber auch wegen der Temperaturverhältnisse. Die hydraulischen Informationen waren nicht verwertbar.

Die wichtigsten Merkmale der drei potenziellen geothermischen Einheiten im Gebiet der CUS sind nachfolgend zusammengefasst:

Der *Hauptrogenstein* ist als potenzielles Erdölspeichergestein bekannt. Die Einheit besteht aus oolithischen Kalksteinen. Sie können eine Gesamtmächtigkeit von bis 50 m erreichen. Dieses Reservoirgestein weist sehr stark unterschiedliche Porositätswerte zwischen 1 und 40 % auf, wobei die Werte an einem nicht genau lokalisierbaren Übergang nördlich der CUS praktisch auf Null zurück

gehen. Die Oberfläche des Hauptrogensteins liegt von Ost nach West zwischen 800 und 3100 m unter Gelände. Damit einher geht ein Temperaturanstieg von 50 bis 80 °C im Osten auf über 100 °C im Westen. Die Permeabilität ist meist nur mäßig, ausgenommen hiervon sind die Bereiche in unmittelbarer Nähe der Störungszonen; hier könnte sich das Reservoir als nutzbar erweisen. Das saline Grundwasser im Hauptrogenstein ist nicht artesisch gespannt. Der Hauptrogenstein führt bisweilen geringe Mengen an Kohlenwasserstoffen.

Der *Obere Muschelkalk und die Lettenkohle* bestehen aus Dolomitsteinen, kompakten Kalksteinen und Sandsteinen, die zusammen ein bis zu 90 m mächtiges Reservoir bilden. Seine Obergrenze liegt zwischen 1300 und 3000 m unter NN. Eine primäre Porosität ist nicht vorhanden, so dass die günstigen Eigenschaften für eine geothermische Nutzung häufig an Bruchzonen und an das Vorhandensein von sekundären Lösungshohlräumen in den Dolomiten gebunden sind. Das Grundwasser ist ebenfalls salinar, allerdings sind die Salzgehalte geringer als im Hauptrogenstein. Die Temperaturen erreichen an der Obergrenze im Osten 60 bis 110 °C, im zentralen Bereich der CUS 80 bis 135 °C und 100 bis 150 °C westlich davon. Dieses in der Region der CUS schlecht bekannte Reservoirgestein wird im südlichsten Oberrheingraben bei Riehen in der Nähe von Basel in einer besonderen tektonischen Situation geothermisch genutzt.

Der *Buntsandstein* ist ein klastisches Reservoirgestein, das hauptsächlich aus meist homogen

aufgebauten Sandsteinen besteht. Die Porosität ist mittel und die Permeabilität unterschiedlich. Mit einer Mächtigkeit von 300 bis 450 m handelt es sich um die geothermische Einheit mit dem größten Volumen. Der Buntsandstein liegt in einer Tiefe von 1600 bis 4000 m unter Gelände. Die Temperaturen könnten im Westen möglicherweise mehr als 200 °C erreichen, im Gebiet von Eschau dürften sie mit 95 °C am niedrigsten sein. Der Buntsandstein führt häufig Grundwasser, doch erscheinen die natürlichen Ergiebigkeiten nicht ausreichend. Trotz der zahlreich vorhandenen Bohrungen im Elsass gibt es nur wenige und für geothermische Fragestellungen nicht verwertbare Messungen zur Ergiebigkeit- und Permeabilität. Die Messwerte stammen von Erdölbohrungen, deren Zielsetzung die Erschließung von Kohlenwasserstoffspeichern war. Andererseits liegen alle drei potenziellen geothermischen Einheiten in tektonisch beanspruchten Gebieten. Deshalb ist eine genaue Kenntnis der geologischen Verhältnisse im Untergrund unverzichtbar, damit die wesentlichen Merkmale wie z. B. die genaue Geometrie der die Einheiten querenden Bruchstrukturen bestimmt werden können.

Diese Bewertung auf dem Gebiet der CUS hat eine zusammenfassende Darstellung des geologischen und hydrogeologischen Kenntnisstands ermöglicht. Dadurch wurde auch der Mangel an Daten zur Permeabilität der Speicher deutlich. Diese Angaben sind jedoch wesentlich zur Vorhersage der zu erwartenden Ergiebigkeit im Falle einer Einrichtung einer geothermischen Dublette.



1.7 Nutzerzugänge zu den Ergebnissen

1.7.1 GeORG-WEB-Seite

Die seit Mai 2009 freigeschaltete, in den Sprachen Deutsch, Französisch und Englisch verfügbare GeORG-WEB-Seite ist der zentrale Zugang zum GeORG-Projekt mit allgemeinen Informationen und Verknüpfungen zu Projektergebnissen, Produkten und projektrelevanten Dokumenten. Die GeORG-WEB-Seite ist über die Partnerinstitutionen oder direkt unter der URL <http://www.geopotenziale.eu> bzw. <http://www.geopotenziale.org> erreichbar (Abb. 1.7-01).

1.7.1.1 Zugang zu Projektergebnissen und Produkten in der Rubrik „Produkte“

Die Rubrik „Produkte“ gibt eine Übersicht der wichtigsten Ergebnisdokumente und Produkte des

Projektes (Abb. 1.7-02). Links liefern weitere Informationen zu den einzelnen Produkten und ermöglichen ihren Online-Zugriff. Eine allgemeinverständliche Information zum Projekt in Deutsch und Französisch liefern der GeORG-Film und die GeORG-Broschüre sowie der deutsche, französische und englische GeORG-Flyer. Ein räumlicher Zugang zu den GeORG-Karten und Geodaten in Deutsch, Französisch und Englisch ist über den „GeORG-Kartenviewer“ möglich. Dieser ist mit der Anwendung „GeORG-Metadaten“ gekoppelt, die eine systematische Beschreibung der GeORG-Themen und ihrer Verfügbarkeit liefert. Der in Deutsch und Französisch erhältliche Fachlich-Technische Abschlussbericht setzt sich aus insgesamt vier Teilen zusammen. Die Teile 1 bis 3 beschreiben das

GeORG Deutsch Français English

INTERREG IV Oberrhein
Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben

PROJEKT **GEOPOTENZIALE** **SERVICE** **PRODUKTE** **GEOPORTAL** **LOGIN**

EU-Projekt GeORG: Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben

Der Oberrheingraben verfügt aufgrund seiner geologischen Verhältnisse über eine Vielzahl an Geopotenzialen, die insbesondere durch die Klimaschutzdiskussion in jüngster Zeit zunehmend in den Fokus von Fachwelt und Öffentlichkeit gerückt sind. Hierzu gehören insbesondere die Nutzungsmöglichkeiten für tiefe Geothermie (Erdwärme) sowie die Einlagerung von CO₂ (Sequestrierung) und die Druckluftspeicherung.

Das EU-Projekt GeORG wurde im Rahmen des Interreg IV-Programms Oberrhein gefördert. Im Zeitraum von Oktober 2008 bis Dezember 2012 wurde in einem länderübergreifenden Projekt mit Partnern aus der Schweiz, Frankreich und Deutschland Grundlageninformationen erarbeitet und der Fachwelt und Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt.

NEU [GeORG-Produkte](#) [GeORG-Geoportal](#) [GeORG-Film](#) [GeORG-Broschüre](#)

Besuchen Sie uns auf der [GeoTHERM](#) in Offenburg (28.02. und 01.03.2013).

Projekt
Inhalt
Organisation
Raum
Technik

Aktuelles
Abschlussveranstaltung GeORG am 07.02.2013 in Freiburg

Logos: LGRB, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, brgm, UNI BASEL, ADENE, Région Alsace, Conseil Général Haut-Rhin, Conseil Général Bas-Rhin, Strisbourg.eu, Kanton Basel-Landschaft, Basel-Stadt, Kommission Klimaschutz.

interreg Oberrhein Rhin Supérieur
Der Oberrhein wächst zusammen, mit jedem Projekt.

Dieses Projekt wird von der EU kofinanziert EFRE
Europäischer Fond für regionale Entwicklung [Kontakt](#) | [Sitemap](#) | [Impressum](#)

Abb. 1.7-01: Startseite der GeORG-WEB-Seite (www.geopotenziale.eu bzw. www.geopotenziale.org) (Stand: 25.02.2013).

fachliche Projektergebnis. Teil 4 umfasst den GeORG-Atlas mit 98 Kartenblättern, die für den Ausdruck im Format DIN A3 optimiert wurden. Sämtliche Dokumente sind im PDF-Format als Gesamt- oder Einzeldateien kostenfrei über die GeORG-WEB-Seite erhältlich.

1.7.1.2 Suche nach Projektdokumenten in den Rubriken „Service“ und „Extranet“

In der Rubrik „Service“ kann nach öffentlichen Dokumenten wie Projektveröffentlichungen,

Projektbeschreibungen, Pressemeldungen und -berichten sowie Präsentationsmaterial zum Projekt gesucht werden. Neben der Freitextsuche kann die Recherche nach den drei Kriterien Projektbereiche, Sprache (Deutsch, Französisch, Englisch) und Dokumenttyp eingegrenzt werden. Zuletzt eingestellte Dokumente werden in einem separaten Informationsbereich aufgelistet.

In der mittels Login und Passwort zugänglichen Rubrik „Extranet“ werden zusätzlich zu den öffentlichen Dokumenten die Recherche und der Zugriff auf projektinterne Dokumente wie Protokolle oder projektinterne Richtlinien ermöglicht. Der „Extranet“-Bereich

GeORG-Informationen

| | | | |
|--|----------------------------|---------------------------------|-----------------------------|
| | GeORG-Film | GeORG-Broschüre | GeORG-Flyer |
| | GeORG-Film | GeORG-Brochure | GeORG-Flyer |
| | | | GeORG-Flyer |

[Anwendungsbeispiele Basel](#)

GeORG-Geoportal

| | | |
|--|---|-----------------------------------|
| | GeORG-Kartenviewer | GeORG-Metadaten |
| | visualisateur de cartes GeORG | métadonnées GeORG |
| | GeORG mapserver | GeORG metadata |

Fachlich-Technischer Abschlussbericht

| | |
|--|---|
| | Teil 1: Zusammenfassung |
| | Teil 2: Fachliche Grundlagen |
| | Teil 3: Methodische Grundlagen |
| | Teil 4: GeORG-Atlas |
| | Partie 1: Résumé |
| | Partie 2: Résultats géologiques et possibilités d'utilisation |
| | Partie 3: Données, méthodologie, façon d'exposer |
| | Partie 4: Atlas |

Produkte

- GeORG-Film
- GeORG-Broschüre
- Fachlich-Technischer Abschlussbericht
- GeORG-Atlas

Der Oberrhein wächst zusammen, mit jedem Projekt.

Dieses Projekt wird von der EU kofinanziert EFRE
Europäischer Fond für regionale Entwicklung

[Kontakt](#) | [Sitemap](#) | [Impressum](#)

Abb. 1.7-02: Rubrik „Produkte“ der GeORG-WEB-Seite (Stand: 14.06.2013).



dient vorwiegend als Kommunikationsplattform zwischen den Projektpartnern und am Projekt beteiligten Institutionen und Firmen. Bei berechtigtem Interesse können die Projektpartner den Zugang zum „Extranet“-Bereich auch an Dritte weitergeben.

1.7.2 Interaktiver Zugang zu den GeORG-Karten und Geodaten

Mit der WEB-Kartenanwendung „GeORG-Kartenviewer“ können die kartographischen Ergebnisse des GeORG-Atlas interaktiv visualisiert und abgefragt werden. Der „GeORG-Kartenviewer“ ist mit dem WEB-Suchkatalog „GeORG-Metadaten“ verbunden, der weitere Informationen zu Dateninhalten und -prozessierungen, Verfügbarkeit von WEB-Karten-Diensten, Kontaktinformationen sowie eventuelle Nutzungseinschränkungen der GeORG-Karten und Geodaten liefert.

1.7.2.1 „GeORG-Kartenviewer“

Der „GeORG-Kartenviewer“ erlaubt die interaktive Zusammenstellung, Analyse und den Druck von Karten des GeORG-Projektes im Internet (Abb. 1.7-03). Der Kartenviewer ist in den Sprachen Deutsch, Französisch und Englisch verfügbar. Alle Karten werden bis zu einem maximalen Maßstab von 1 : 80 000 angezeigt. Die Visualisierung der Karten (z. B. Klassifizierungen, Legenden, Farbdarstellungen) orientiert sich dabei an den Darstellungen im Fachlich-Technischen Abschlussbericht Teil 4 (GeORG-Atlas). Der Themenbaum im Kartenviewer ist wie der GeORG-Atlas in die Themenblöcke (1) Basisdaten, (2) Schichtlagerungsdaten, (3) Geologische Schnitte, (4) Mächtigkeitsdaten, (5) Temperaturdaten, (6) Heat in Place und (7) Gasspeicherdaten gegliedert.

Der Funktionsumfang des Kartenviewer umfasst neben zahlreichen Standardfunktionen (z. B. Zoom- und Panfunktionen, Ortssuche, Anordnung von Karten per Drag & Drop, Einstellung der Transparenz von Karten, Zugriff auf Metadaten, Attributabfrage, Hinzufügen externer WMS-Dienste) auch Sonderfunktionen zum Erzeugen prognostischer vertikaler Schnitte mit einer maximalen Länge von 50 km, prognostischer horizontaler Schnitte mit einer maximalen Ausdehnung von 30 x 30 km und prognostischer Bohrprofile. Die ausgewählte Kartenansicht kann gedruckt werden. Koordinaten lassen sich sowohl in landesüblichen Koordinatensystemen (Gauß-Krüger Zone 3, NTF France II und CH1903_LV03) als auch im europäischen System ETRS89-UTM Zone

32 M sowie als geographische Koordinaten (WGS84) anzeigen.

Der GeORG-Kartenviewer lässt sich über die GeORG-WEB-Seite, die „GeORG-Metadaten“ oder direkt über die URL <http://maps.geopotenziale.eu> aufrufen.

1.7.2.2 „GeORG-Metadaten“

Der WEB-Suchkatalog „GeORG-Metadaten“ dient der gezielten Recherche nach Karten und WEB-Diensten des Projektes auf der Basis einer strukturierten Metadatenbeschreibung (Abb. 1.7-04).

Der Suchkatalog ist in den Sprachen Deutsch, Französisch und Englisch verfügbar und bietet sowohl eine einfache als auch eine erweiterte Suchfunktion. Einfache Recherchen können auf der Basis von Schlagwörtern erfolgen, wobei die Titel, Kurzzusammenfassungen und Schlüsselwörter der Metadaten durchsucht werden. Die Suche kann auch thematisch auf einzelne Themenblöcke der Karten eingegrenzt werden. Die erweiterte Suchfunktion ermöglicht die gezielte Suche innerhalb bestimmter Felder der Metadatenbeschreibung.

Nach Auflistung der Suchergebnisse lassen sich die vollständigen Metadatenbeschreibungen der Karten und der WEB-Dienste anzeigen. Sie enthalten neben Angaben zum thematischen Inhalt und zur räumlichen Ausdehnung u. a. auch Informationen über den Online-Zugang zu den Geodaten und WEB-Diensten, über weitere Bezugsmöglichkeiten der Geodaten sowie über eventuell bestehende Zugangs- und Nutzungsbeschränkungen. Alle Kartenthemen können über die Funktion „Map Preview“ direkt in den „GeORG-Kartenviewer“ geladen bzw. hinzugefügt werden.

Die Metadatenbeschreibungen entsprechen sowohl den Anforderungen der EU-Initiative INSPIRE als auch nationaler bzw. regionaler Geodateninfrastrukturen (GDI-DE, GDI-BW, E-GEO.CH). Die technische Umsetzung des Geoportals basiert auf dem OGC-Standard CSW 2.0.2 (Open Geospatial Consortium 2007). Der WEB-Dienst wurde hinsichtlich der Anforderungen von INSPIRE zur Implementierung von *Discovery Services* angepasst (INSPIRE 2011).

Die Anwendung „GeORG-Metadaten“ lässt sich über die GeORG-WEB-Seite, den „GeORG-Kartenviewer“ oder direkt über die URL <http://geo.geopotenziale.eu> aufrufen.

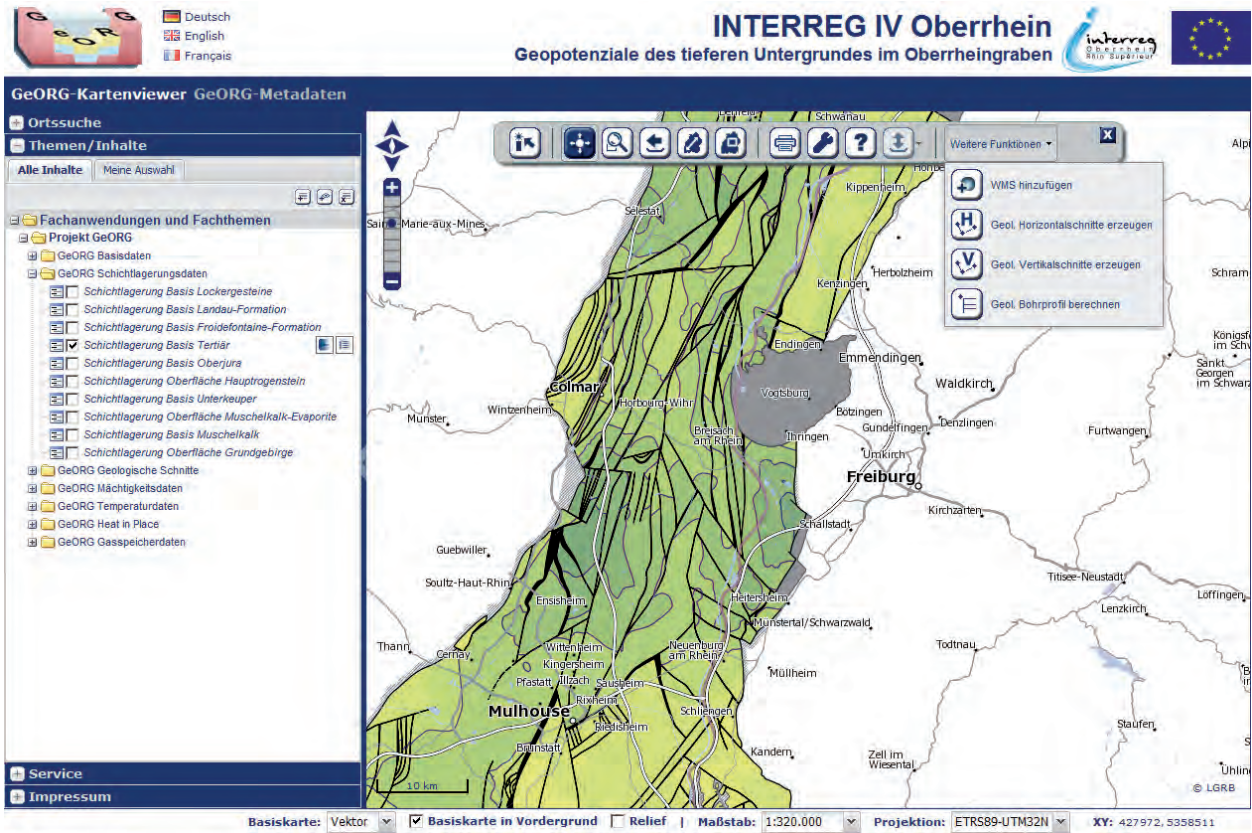


Abb. 1.7-03: GeORG-Kartenviewer (<http://maps.geopotenziale.eu>) (Stand: 25.02.2013).



Abb. 1.7-04: GeORG-Metadaten (<http://geo.geopotenziale.eu>) (Stand: 25.02.2013).



1.7.2.3 GeORG-Karten-Dienste (WMS)

Die Karten und Geodaten des GeORG-Projektes lassen sich mit Hilfe von WEB-Karten-Diensten (*Web Map Services*=WMS) über das Internet direkt in Geoinformationssysteme (GIS) oder andere WEB-Kartenanwendungen einbinden und so mit eigenen Daten überlagern. Die Struktur der WMS-Layer und die Visualisierung der Karten (als Rasterbild) sind dabei identisch mit dem GeORG-Kartenviewer. Der WMS erlaubt auch die Abfrage der Themenattribute (*GetFeatureInfo*).

Der WMS kann über die http-Anfrage *GetCapabilities* nach seinem Leistungsumfang abgefragt werden. Neben allgemeinen Informationen, z. B. über den Anbieter des WMS und mögliche Ausgabeformate, werden als Antwort der *GetCapabilities*-Anfrage auch Angaben über die verfügbaren Themen sowie ihre räumliche Ausdehnung und Darstellung in unterschiedlichen Koordinatensystemen geliefert.

Die http-Anfragen *GetCapabilities* lassen sich für alle WMS des GeORG-Projektes im Suchkatalog

„GeORG-Metadaten“ recherchieren. Sie sind in den Metadatenbeschreibungen der WMS und der Karten im Abschnitt „Transferoptionen“ angegeben. Die *GetCapabilities*-Anfrage ist notwendig, um den Dienst in andere Anwendungen einzubinden.

Die technische Umsetzung der WMS des GeORG-Projektes basiert auf dem OGC-Standard WMS 1.1.1 (Open Geospatial Consortium 2002).

1.7.2.4 Auslieferung von Geodaten des GeORG-Projektes

Die dem GeORG-Atlas, dem „GeORG-Kartenviewer“ und den GeORG-Karten-Diensten zugrunde liegenden Geodaten sind keine frei zugänglichen GeORG-Produkte. Diese Daten können über die folgenden Stellen der jeweiligen Länder angefragt werden: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Freiburg (Baden-Württemberg), Landesamt für Geologie und Bergbau Mainz (Rheinland-Pfalz), Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Frankreich), Angewandte und Umweltgeologie, Universität Basel (Schweiz).

1.8 Ausblick

Der Blick in die Zukunft beinhaltet projekt- und produktbezogene, geowissenschaftliche, informationstechnische und administrative Aspekte. Diese machen sich an den mit GeORG beabsichtigten, unmittelbaren Wirkungen auf Projektentwickler und Unternehmen, öffentliche Verwaltung und darüber hinaus auf die Fachwelt fest. Im Vordergrund steht zunächst das Angebot an aktuellen, konsistenten und öffentlich zugänglichen Informationen über den tieferen Untergrund des Oberrheingrabens. Projektentwicklern, Fachberatern und Unternehmen steht eine Gesamtschau zur Verfügung, auf der standortbezogene Planungen ansetzen und aufbauen können. Die GeORG-Ergebnisse werden keine vorhabensbezogenen Detailuntersuchungen überflüssig machen. Sie helfen jedoch, weitere Untersuchungen am richtigen Punkt anzusetzen, zu präzisieren und damit weitere Investitionen auszulösen. Von daher ist den GeORG-Produkten eine möglichst breite Anwendung zu wünschen. Darauf aufbauende Maßnahmen führen zwangsläufig dazu, dass neue geowissenschaftliche Informationen über den tieferen Untergrund gewonnen werden. Laufen diese Informationen zu den Staatlichen Geologischen Diensten zurück, kann ein Fortschreibungs-kreislauf beginnen.

Nach anfänglich sehr hohen Erwartungen an die Tiefengeothermie am Oberrhein ist durch die Geschehnisse in Basel und Landau/Pfalz eine gewisse Ernüchterung in der öffentlichen Diskussion eingetreten. Gleichwohl zeigen die laufenden und beantragten Konzessionen, Tiefbohrungen und Kraftwerke in Rheinland-Pfalz und Baden-Württemberg sowie aktuelle Tiefbohrungen im Elsass, dass an der Gewinnung von Erdwärme zur Nahwärmerversorgung und Stromgewinnung unverändert gearbeitet wird. Das Geopotenzial tiefe Erdwärme ist unverändert vorhanden und ist von GeORG in breiter Übersicht abgeschätzt und dargestellt.

Im Projekt GeORG war es zum ersten Mal möglich, sich dem geologischen Bau und der geologisch-tektonischen Entwicklung des Oberrheingrabens in seiner Gesamtheit mit moderner Technik – der dreidimensionalen Modellierung – und in einer weiten, grenzüberschreitenden Bearbeitungskulisse anzunähern. Diese Herangehensweise hat neue geowissenschaftliche Einsichten ermöglicht und gleichzeitig weitere Fragen aufgeworfen. Die GeORG-Ergebnisse zeigen Wege für neue Möglichkeiten auf und geben Gedankenanstöße und Ansatzpunkte für künftige geowissenschaftliche Forschungsziele.

Mit der Erstellung der Produkte von GeORG ist es den Staatlichen Geologischen Diensten gelungen, Daten und Informationen aus vielfältigen Quellen grenzüberschreitend zu harmonisieren und abgestimmt zu bewerten. Damit haben die Dienste ihren Auftrag in einem übergreifenden Kontext erfüllt. Sowohl bei der Produktbildung als auch bei der Art und Weise, wie diese Produkte öffentlich zur Verfügung gestellt werden, wurden modernste Werkzeuge und Techniken eingesetzt. Dies bedeutet, dass mit den digitalen Basisinformationen nun eine fortschreibungsfähige Grundlage geschaffen wurde. Informationen über den tieferen Untergrund des Oberrheingrabens, die in künftigen Vorhaben gewonnen werden, können sachgerecht und mit vernünftigem Aufwand in die geologischen Modelle eingepflegt werden. Die Umsetzung solcher Tätigkeiten gehört zum Aufgabenspektrum Staatlicher Geologischer Dienste. Die in GeORG erarbeiteten Prozesse der Datenaufarbeitung und -harmonisierung haben auch eine Grundlage geschaffen, um die künftigen Pflichtaufgaben der Dienste effizienter und effektiver zu erfüllen.

Im Projekt GeORG wurde eine Vielzahl von heterogenen geowissenschaftlichen Daten und Informationen, die außerordentlich komplexe Zusammenhänge und Prozesse beschreiben, von einer Projektgruppe mit rd. 25 MitarbeiterInnen aus vier Institutionen in drei Staaten gehandhabt. Um ein solches Großprojekt sachgerecht und zielgerichtet zu organisieren, ist ein ausgeklügeltes Projekt- und Workflow-Management erforderlich, das von internetbasierter Informationstechnik unterstützt wird. GeORG hat hier Maßstäbe gesetzt. Die in GeORG gewonnen Erkenntnisse sowie die erarbeiteten informationstechnischen Strukturen werden bereits im Projekt GeoMol (Assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources), das eine vergleichbare Aufgabenstellung hat, implementiert. Die hier geschöpften Erfahrungen sind geeignet, auch künftige Vorhaben in den nationalen Institutionslandschaften bzw. in anderen Vorhaben der grenzüberschreitenden Zusammenarbeit zu unterstützen.

Geowissenschaftliche Fachdaten und Fachinformationen sind in der Regel durch ihre Verortung bzw. ihren Raumbezug gekennzeichnet. Mit anderen Worten, Daten und Informationen beschreiben die Orte und Räume, denen sie zugewiesen sind. Damit reihen sich geowissenschaftliche Daten und Informationen in das breite Spektrum



der Geoinformationen im Allgemeinen ein. Es ist das erklärte Ziel der Europäischen Gemeinschaft, öffentliche Geoinformationen in den Mitgliedstaaten nach einheitlichen Kriterien und Standards einem breiten Nutzerkreis – unter dem Paradigma der Daten-Interoperabilität – zugänglich zu machen. Die EU-Richtlinie INSPIRE wird in den Mitgliedstaaten in nationale Bestimmungen rechtsverbindlich umgesetzt. Auf der technischen Ebene sind EU-weit verbindliche Datenspezifikationen derzeit in Arbeit. Sobald diese rechtsverbindlich sind, wird es darum gehen, die jeweiligen Geoinformationen der Mitgliedstaaten entsprechend der EU-weiten Vorgaben anzubieten. Neben semantischen und technischen Datenmodellen werden dabei auch informationstechnische Werkzeuge, nämlich die Internet-Dienste oder Webservices, vorgegeben. Im Lichte dieser absehbaren und begrüßenswerten Entwicklung haben die Projektpartner die Geoinformationen in den Produkten von GeORG dafür vorbereitet. GeORG ist – soweit dies heute absehbar und umsetzbar ist – „INSPIRE ready“. Die Voraussetzungen wurden geschaffen, um die noch ausstehenden Arbeiten dann möglichst effizient umzusetzen.

Die Erstellung, der Vertrieb und die Nutzung von Geoinformationen erfolgen traditionell zweidimensional. Hierfür steht eine Vielzahl von etablierten Techniken zur Verfügung. Die Herausforderung besteht in deren Normung. An dieser Stelle setzt die EU-Richtlinie INSPIRE an. Informationen über den Untergrund, insbesondere über den tieferen Untergrund in einigen hundert oder tausend Metern unter der Erdoberfläche erfordern jedoch eine vollständig dreidimensionale Technologie. Diese Technologie ist heute vorhanden und wird erfolgreich eingesetzt. Jedoch sind Erstellung, Vertrieb und Nutzung dreidimensionaler Daten in vernetzten Arbeitsprozessen eingeschränkt, da die Interoperabilität von dreidimensionalen Daten bisher den Standards bei den zweidimensionalen Daten weit hinterher hinkt. Die Herausforderung ist grundsätzlich erkannt und auf der Ebene von Forschung und Entwicklung konstituieren sich erste Maßnahmen. So wurde an der TU Bergakademie Freiberg mit GST (Geosciences in Space and Time) eine Softwarelösung für die Ablage dreidimensionaler CAD-Daten in verschiedenen Datenbanken entwickelt. Zukünftig wird das System im Rahmen des Projektes GeoMol in

der Praxis getestet und für einen softwareunabhängigen webbasierten Austausch von 3D-Daten erweitert. Projekte wie GeORG und GeoMol liefern damit wichtige Impulse für die Standardisierung von Untergrundinformationen, deren dezentrale Haltung, Austausch und Visualisierung via Internet.

In Deutschland wird seit geraumer Zeit die Erfordernis einer Raumordnung/Raumplanung für den tieferen Untergrund diskutiert. Diese Diskussion ergibt sich aus der Frage unterschiedlicher und unter Umständen konkurrierender Nutzungsmöglichkeiten des tieferen Untergrundes. Nutzungsmöglichkeiten des tieferen Untergrundes bzw. seine Geopotenziale ergeben sich unmittelbar aus den verfügbaren geologischen Daten und Informationen für diese Räume. Im Gegensatz zur bestehenden Raumplanung betritt man bei der Erstellung von Planungsgrundlagen für den tieferen Untergrund überwiegend Neuland. Die Erstellung von Fachplänen für die Nutzung des tieferen Untergrundes erfordert eine dreidimensionale Betrachtung. Weitere Herausforderungen stellen sowohl die geringere Informationsdichte über den tieferen Untergrund und die dort ablaufenden Prozesse, als auch die Tatsache, dass eine Reihe von Techniken und Verfahren heute noch nicht etabliert oder standardisiert einsetzbar sind, dar. Die Fachstellen in Deutschland haben das Thema geologische Informationen und Bewertungskriterien für eine Raumplanung im tieferen Untergrund reflektiert (BLA-GEO 2012). Für den Fall, dass eine Raumplanung für den tieferen Untergrund für erforderlich gehalten werden sollte, sind die Ergebnisse von GeORG ein Kristallisationspunkt, um die dafür erforderlichen geowissenschaftlichen Fachinformationen und Bewertungskriterien weiterzuentwickeln und bereitzustellen.

Das Projekt GeORG hat die Fachakteure der öffentlichen Verwaltungen am Oberrhein besser vernetzt und dazu beigetragen eine gemeinsame „geologische Sprache“ zu sprechen. Das dabei Erreichte ist Motivation, die grenzüberschreitende Zusammenarbeit auf diesem Gebiet künftig zu verstetigen. Dazu gehört, dass die Akteure in den Staaten stets prüfen, ob Aufgaben in der nationalen Kulisse nicht auch grenzüberschreitend gegeben sind und in einem übergreifenden Kontext besser und nachhaltiger gelöst werden können.

1.9 Danksagung

Das Projekt GeORG wäre nicht möglich gewesen ohne die Unterstützung von zahlreichen Institutionen und Firmen, die während der vierjährigen Projektlaufzeit das Projekt begleitet haben.

An erster Stelle sind das Programm INTERREG IV A Oberrhein zu nennen, welches das Projekt zu fast 50 Prozent co-finanziert hat, sowie die finanzierenden Partner aus den drei Partnerländern. Neben den an der Projektumsetzung beteiligten Geologischen Diensten aus Frankreich (BRGM Orléans und Strasbourg), Deutschland (LGRB Freiburg und LGB Mainz) und der Schweiz (Angewandte und Umweltgeologie der Universität Basel) sind dies für Frankreich die Région Alsace, der Conseil Général du Bas-Rhin CG 67 (Generalrat Niederrhein), der Conseil Général du Haut-Rhin CG 68 (Generalrat Oberrhein), die französische Organisation für Umwelt und Energiewirtschaft (ADEME) sowie der Stadtverband Straßburg. Für die Schweiz sind dies die Schweizerische Eidgenossenschaft (SECO) sowie die Kantone Basel-Stadt (BS) und Basel-Landschaft (BL) über den NRP/Rahmenkredit INTERREG (koordiniert durch die Regio

Basiliensis), das Bundesamt für Energie, das Amt für Umwelt und Energie (BS), das Amt für Militär und Bevölkerungsschutz (BL) und das Amt für Umweltschutz und Energie (BL). Nicht-finanzierender Projektpartner war die Kommission Klimaschutz der deutsch-französisch-schweizerischen Oberrheinkonferenz.

Ein besonderer Dank geht an die Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter der beteiligten Geologischen Dienste und die dortigen Verwaltungen, die das Projekt neben ihren Pflichtaufgaben mit viel Engagement bearbeitet und unterstützt haben.

Ein Großteil der Projektarbeiten stützt sich auf Industriedaten, die im Rahmen der Kohlenwasserstofferkundungen in den letzten Jahrzehnten erhoben wurden. Nur durch die Bereitstellung dieser Daten durch die beteiligten Firmen, war das Projekt GeORG erfolgreich durchführbar. Den beteiligten Firmen aus Deutschland, Frankreich und der Schweiz wird an dieser Stelle ausdrücklich dafür gedankt.



Literatur

- Agemar, T., Schellschmidt, R. & Schulz, R. (2011): 3D-Modell der Untergrundtemperatur von Deutschland. – Der Geothermie Kongress 2011. 15.–17.11.2011, Bochum: 9 S.; Online-Ressource: [http://www.geotis.de/homepage/Ergebnisse/F9.5_Agemar_et_al.pdf].
- Allenbach, R.P. & Wetzel, A. (2006): Spatial patterns of Mesozoic facies relationships and the age of the Rhenish Lineament: a compilation. – *Int. J. Earth Sci.*, 95: 801–813; Berlin/Heidelberg. – [doi: 10.1007/s00531-006-0071-0]
- Arndt, D., Bär, K., Fritsche, J.-G., Kracht, M., Sass, I. & Hoppe, A. (2011): 3D structural model of the Federal State of Hesse (Germany) for geopotential evaluation. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 162; 353–369; Stuttgart.
- Badley, M.E. (1985): *Practical seismic interpretation*. – 266 p.; Boston (IHRDC Press).
- Baillieux, P., Schill, E. & Dezayes, C. (2011): 3D Structural regional model of the EGS Soutz site (Northern Upper Rhine Graben, France): insights and perspectives – Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Gerthermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford, California, January 31-February 2, 2011; Stanford.
- Bär, K., Arndt, D., Fritsche, J.-G., Götz, A.E., Kracht, M., Hoppe, A. & Sass, I. (2011): 3D-Modellierung der tiefengeothermischen Potenziale von Hessen – Eingangsdaten und Potenzialausweisung. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 162; 371–388; Stuttgart.
- Bartz, J. (1974): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. – In: Illies, J.H. & Fuchs, K. (eds.): *Approaches to Taphrogenesis*: 78–87; Stuttgart (Schweizerbart).
- Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Derer, C. & Schaefer, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – *Int. J. Earth Sci.*, 94: 697–710; Berlin / Heidelberg. – [doi: 10.1007/s00531-005-0475-2]
- Bergerat, F. (1983): Paléocontraintes et évolution tectonique paléogène du Fossé Rhénan. – *C.R. Acad. Sci. Paris. Sér. 2*, 297: 77–80; Paris.
- Bergerat, F. (1987): Stress fields in the European platform at the time of the Africa-Eurasian collision. – *Tectonics*, 6 (2): 99–132; Washington, DC.
- Bitterli, T. (1992): Die Anwendung der tektonischen Materialbilanz im östlichen Faltenjura: Modellierung der dreidimensionalen Kinematik der Weissenstein-, Farnsberg- und Passwang-Antiklinalen und Rückschlüsse auf Sockelstrukturen. – Diss. Universität Basel, 170 S.; Basel.
- BLA-GEO (2012): Geologische Informationen und Bewertungskriterien für eine Raumplanung im tieferen Untergrund – 8 S., Wittenberg. – [<http://www.infogeo.de/dokumente>]
- Boigk, H. & Schöneich, H. (1970): Die Tiefenlage der Perm-basis im nördlichen Teil des Oberrheingrabens. – In: Illies, J.H. & Mueller, S. (eds.): *Graben Problems*: 45–55; Stuttgart (Schweizerbart).
- Boigk, H. & Schöneich, H. (1974): Perm, Trias und älterer Jura im Bereich der südlichen Mittelmeer–Mjösen-Zone und des Rheingrabens. – In: Illies, J.H. & Fuchs, K. (eds.): *Approaches to Taphrogenesis*: 60–71; Stuttgart (Schweizerbart).
- BMU (2010): *Tiefe Geothermie, Nutzungsmöglichkeiten in Deutschland*. – 73 S.; Berlin.
- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Le Carlier de Veslud, C., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N. & Bonnet, S. (2007): Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. – *Int. J. Earth Sci.*, 96: 1003–1031; Berlin / Heidelberg. – [doi: 10.1007/s00531-007-0202-2]
- Busslinger, A. & Rybach, L. (1999): Felstemperaturprognose für tiefliegende Tunnel. – *Tunnel*, 1/99: 24–35; Gütersloh.
- Butscher, Ch. & Huggenberger, P. (2007) Implications for karst hydrology from 3D geological modeling using the aquifer base gradient approach. – *J. Hydrol.*, 342: 184–198; Amsterdam.
- Butscher, Ch. & Huggenberger, P., Auckenthaler, A. & Bänninger, D. (2011): Risikoorientierte Bewilligung von Erdwärmesonden. – *Grundwasser*, 16: 13–24.
- Carré, C. (2011): *Cartographies thermiques du Graben du Rhin (partie française)*. – 51 S., MSc Arbeit an der Université Montpellier 2 Sciences et Techniques (unver.).
- Caumont, G., Collon-Drouaillet, P., Le Carlier de Veslud, C., Viseur, S. & Sausse, J. (2009): Teacher's aide: Surface-based 3D modeling of geological structures. – Online Ressource: [http://www.gocad.org/~caumon/Research/Papers/Caumont_TeachersAideFull_MathGeo09.pdf].
- Cendón, D.I., Ayora, C., Pueyo, J.J., Taberner, C. & Blanc-Valleron, M.-M. (2008): The chemical and hydrological evolution of the Mulhouse potash basin (France): Are “marine” ancient evaporites always representative of synchronous seawater chemistry? – *Chem. Geol.*, 252: 109–124; Amsterdam.
- Chadwick, R.A., Arts, R., Bernstone, C., May, F., Thibeau, S. & Zweigel, P. (2008): Bestpractice for the storage of CO₂ in saline aquifers: observations and guidelines from the SACS and CO₂STORE projects. – 267 S.; Keyworth (British Geological Survey).
- Clauser, C. (2003): Numerical simulation of reactive flow in hot aquifers using SHEMAT and Processing Shemat. – 332 S.; Berlin / Heidelberg (Springer).

- Clauser, C., Deetjen, H., Höhne, F., Rühaak, W., Hartmann, A., Schellschmidt, R., Rath, V. & Zschocke, A. (2002). Erkennen und Quantifizieren von Strömung: Eine geothermische Rasteranalyse zur Klassifizierung des tiefen Untergrundes in Deutschland hinsichtlich seiner Eignung zur Endlagerung radioaktiver Stoffe – Endbericht zum Auftrag 9X0009- 8390-0 des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS). – 159 S.; Aachen (RWTH), Online-Ressource: [http://www.eonerc.rwthachen.de/aw/cms/website/zielgruppen/gge/research_gge/geothermik/~txt/geothermische_stroemungsanalyse/?lang=de].
- Cloething, S., Ziegler, P.A., Beekman, F., Andriessen, P.A.M., Hardebol, N. & Dèzes, P. (2005): Intraplate deformation and 3D rheological structure of the Rhine Rift System and adjacent areas of the northern Alpine foreland. – *Int. J. Earth Sci.*, 94: 758–778; Berlin / Heidelberg. – [doi: 10.1007/s00531-005-0502-3]
- Cloetingh, S., Cornu, T., Ziegler, P.A., Beekman, F. & ENTEC Working Group (2006): Neotectonics and intraplate continental topography of the northern Alpine Foreland. – *Earth-Sci. Rev.*, 74: 127–196; Amsterdam. – [doi:10.1016/j.earscirev.2005.06.001]
- Dezayes, C., Courrioux, G., Toulière, B. & Genter, A. (2007a): Estimation du potentiel géothermique des réservoirs clastiques du Trias dans le Fossé rhénan. – Rapport final, BRGM/RP-55729-FR, août 2007: 72 pp.; Orléans.
- Dezayes, C., Thinon, I., Genter, A. & Courrioux, G. (2007b): Clastic reservoirs in the Rhine graben: geothermal potential of the Triassic sandstones based on seismic profiles and deep boreholes. – *Proceedings European Geothermal Congress 2007 Unterhaching, Germany, 30 May–1 June 2007: 7 pp.; Unterhaching.*
- Dezayes, C., Genter, A., Thinon, I., Courrioux, G. & Tourlière, B. (2008): Geothermal potential assessment of clastic triassic reservoirs (Upper Rhine Graben, France). – *Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 28–30, 2008, 8 pp.; Stanford.*
- Dezayes C., Beccalotto L., Oliviero G., Baillieux P., Schill E. (2011): 3-D visualization of a fractured geothermal field: the example of the EGS Soultz site (northern Upper Rhine Graben, France) – *Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 31-February 2, 2011; Stanford.*
- Dèzes, P., Schmid, S.M. & Ziegler, P.A. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. – *Tectonophysics*, 389: 1–33; Amsterdam. – [Discussion by L. Michon & O. Merle, 2005: vol. 401: 251–256; Reply 257–262]
- Diamond, L.W., Leu, W. & Chevalier, G. (2010): Studie zur Abschätzung des Potenzials für CO₂-Sequestrierung in der Schweiz, Potential for geological sequestration of CO₂ in Switzerland. – BFE-Schlussbericht, 31.08.2010: 23 S.; Bern (BFE).
- Doehl, F. & Geissert, F. (1971): Chattien supérieur et “Aquitainien” dans le Nord de l’Alsace. – *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 24 (2/3): 107–119; Strasbourg.
- DSK (2011): Deutsche Stratigraphische Kommission, Grimm, K.I. (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete.* – *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.*, 75: 461 S., 60 Abb.; Hannover.
- Dubrule, O. & Damsleth, E. (2001): Achievements and challenges in petroleum geostatistics – *Petrol. Geosci.*, 7: 1–7; Bath.
- Edel, J.-B., Schulmann, K. & Rotstein, Y. (2007): The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene–Oligocene up to the recent. – *Int. J. Earth Sci.*, 96: 305–325; Berlin / Heidelberg. – [doi: 10.1007/s00531-006-0092-8]
- Equipe du projet GeORG (2013): *Potential géologique profond du Fossé rhénan supérieur. Rapport scientifique et technique du projet GeORG, Part 1.* – BRGM (en préparation / in Vorbereitung).
- Fehn, C. & Wirsing, G. (2011): *Speicherpotenziale im tiefen Untergrund Baden-Württembergs.* – *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.*, 74: 164–175; Hannover.
- Ford, M., Le Carlier de Veslud, C. & Bourgeois, O. (2007): Kinematic and geometric analysis of fault-related folds in a rift setting: The Dannemarie basin, Upper Rhine Graben, France. – *J. Struct. Geol.*, 29: 1811–1830; Amsterdam.
- Förster, A. (2001): Analysis of borehole temperature data in the Northeast German Basin; continuous logs versus bottom-hole temperatures. – *Petrol. Geosci.*, 7: 241–254, Bath.
- Gabriel, G., Vogel, D., Scheibe, R., Wonik, T., Pucher, R., Krawczyk, C. & Lindner, H. (2010): Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes der Bundesrepublik Deutschland 1: 1.000.000 . – Leibniz Institut für Angewandte Geophysik; Hannover. – Online Ressource: [<http://www.liag-hannover.de/s/s1/ff1/gm/magnetikkarte.html>].
- Genter, A., Evans, K., Cuenot, N., Fritsch, D. & Sanjuan, B. (2010): Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). – *C. R. Geosci.*, 342: 502–516; Paris. – [doi: 10.1016/j.crte.2010.01.006]
- Geophysica (2012): Logauswertung und geothermische Modellierung im Oberrheingraben zwischen Rastatt und Landau. Erläuterungsbericht der Geophysica Beratungsgesellschaft mbH Aachen: 119 S., 70 Abb., 15 Tab. – [unveröff.; Archiv LGRB]
- GeotIS: Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (Hrsg.) (Online-Ressource): *GeotIS –Geothermisches Informationssystem für Deutschland.* – Online-Ressource: [<http://www.geotis.de>]
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011): *Geologie von Baden-Württemberg.* – 627 S.; Stuttgart (Schweizerbart). – [5. Aufl.]



- GLA (1981): Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.): Geothermische Synthese des Oberrheingrabens zwischen Karlsruhe und Mannheim, Anteil Baden-Württemberg, Bestandsaufnahme [Bearbeiter: Nägele, R. & Tietze, R.]. – 72 S.; Freiburg i.Br. (GLA Baden-Württemberg).
- GLA/BRGM (1979): Geologisches Landesamt Baden-Württemberg / Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Hrsg.): Geothermische Synthese des Oberrheingrabens (Bestandsaufnahme) / Synthèse géothermique du Fossé Rhénan Supérieur [Bearbeiter: Tietze, R., Neeb, I., Walgenwitz, F. & Maget, P.]. – 100 S., 23 Anl., 4 Beil.; Freiburg i.Br. & Strasbourg (GLA Baden-Württemberg / Serv. Géol. Reg. Alsace).
- Grimm, M.C. (2005): Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken). – Geol. Jb. Hessen, 132/2004: 79–112, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Groshong, R. (2006): 3-D structural geology: a practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. – 400 S.; Berlin / Heidelberg / New York (Springer).
- Haneke, J., Rein, B. & Thum, H. (2011): Speicherpotenziale in Saarland und Rheinland-Pfalz. – Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., 74: 205–214; Hannover.
- Häring, M.O. (2002): Sondierbohrung Otterbach, Basel. Der erste Schritt zur Entwicklung eines geothermischen Heizkraftwerks nach dem Hot-Dry-Rock-Verfahren. – Bull. angew. Geol., 7: 19–30; Bern.
- Homilius, J., Plaumann, S. & Pucher, R. (2003): Geophysikalische Untersuchungen. – In: Wimmenauer, W. (Hrsg.): Erläuterungen zum Blatt Kaiserstuhl (5. Aufl.), Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, Bl. Kaiserstuhl [ohne Nr.]: 190–198., Beil. 3–4; Freiburg i.Br.
- Hurter, S. & Haenel, R. (eds.) (2002): Atlas of Geothermal Resources in Europe. – Publication No. EUR 17811 of the European Commission, Office for Official Publications of the European Communities: 91 pp., 89 pl.; Luxemburg.
- Hurter, S. & Schellschmidt, R. (2003): Atlas of geothermal resources in Europe. – Geothermics, 32: 779–787; Kidlington.
- Hüttner, R. (1991): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens – Ein Überblick mit historischer Rückschau. – Geol. Jb., E 48 [Festschrift Homilius]: 17–42, 10 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- ICS (2012): International Commission on Stratigraphy (ed.): International Chronostratigraphic Chart (August 2012). – 1 tab.; Internet. – [www.stratigraphy.org]
- Illies, H. (1978): Two stages Rhinegraben rifting. – In: Ramberg, I.B. & Neumann, E.R. (eds.): Tectonics and geophysics of continental rifts: 63–71; Dordrecht (Reidel).
- Illies, J.H. & Fuchs, K. (eds.) (1974): Approaches to Taphrogenesis. – 460 p.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Illies, J.H. & Mueller, S. (eds.) (1970): Graben Problems. – 316 p.; Stuttgart (Schweizerbart).
- INSPIRE Infrastructure for Spatial Information in Europe (2011): Technical Guidance for the implementation of INSPIRE Discovery Services. – http://inspire.jrc.ec.europa.eu/documents/Network_Services/TechnicalGuidance_DiscoveryServices_v3.1.pdf.
- Jodocy, M. & Stober, I. (2007): Geohydraulische und hydrochemische Daten aus dem französischen Teil des Oberrheingrabens. unveröffentlichter GeotIS-Bericht – Fachbericht RPF-LGRB: 17 S., 9 Abb., 2 Tab., 51 Anl.; Freiburg i.Br. – [unveröff.]
- Jodocy, M. & Stober, I. (2011): Porositäten und Permeabilitäten im Oberrheingraben und Südwestdeutschen Molassebecken. – Erdöl, Erdgas, Kohle, 127: 20–27; Hamburg.
- Jung, R., Röhling, S., Ochmann, N., Rogge, S., Schellschmidt, R., Schulz, R. & Thielemann, T. (2002): Abschätzung des technischen Potenzials der geothermischen Stromerzeugung und der geothermischen Kraft-Wärme-Kopplung (KWK) in Deutschland. – Bericht für das Büro für Technikfolgenabschätzung beim Deutschen Bundestag (TAB): 88 S.; Hannover (BGR/GGA).
- Karich, F. (2010): Erstellung eines Standalone Programms zur Koordinatentransformation von GoCAD-Objekten im Projekt GeORG. – 30 S., BSc Arbeit am Institut für Geophysik und Geoinformatik, TU Bergakademie Freiberg, Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau; Freiberg. – [unveröff.]
- Kölbel, T., Orywal, P., Münch, W., Schlagermann, P. & Benz, J. (2010): Energie aus dem Untergrund: das Geothermiekraftwerk Bruchsal. – Z. geol. Wiss., 38: 41–48; Berlin.
- Kühne, K. (2006): Das Fachinformationssystem Geophysik und seine Nutzung über das Internet. – In: Merkel, B., Schaeben, H., Wolkersdorfer, C. & Hasche-Berger, A. (Hrsg.): GIS – Geowissenschaftliche Anwendungen und Entwicklungen, 57. Berg- und Hüttenmännischer Tag, 23.06.2006, Wiss. Mitteilungen des Instituts für Geologie, 31: 227–231; Freiberg.
- Laubscher, H. (1961): Die Fernschubhypothese der Jura-faltung. – Eclogae Geol. Helv., 54: 222–282; Basel.
- Laubscher, H. (1987): Die tektonische Entwicklung der Nord-schweiz. – Eclogae Geol. Helv., 80: 287–303; Basel.
- Laubscher, H.P. (2004): The southern Rhine graben: A new view of the initial phase. – Int. J. Earth Sci., 93 (3): 341–347; Berlin / Heidelberg. – [doi: 10.1007/s00531-004-0382-y]
- Lavigne, J. (1978): Les ressources géothermiques françaises – Possibilités de mise en valeur. – Ann. Mines, 3: 57–72; Saint-Etienne.
- LAWA Bund/Länder – Arbeitsgemeinschaft Wasser (1993): Grundwasser, Richtlinien für Beobachtung und Auswertung. Teil 3 – Grundwasserbeschaffenheit. – Länderarbeitsgemeinschaft Wasser; Berlin (Kulturbuch-Verlag).
- Le Carlier de Veslud, C., Bourgeois, O., Diraison, M. & Ford, M. (2005): 3D stratigraphic and structural synthesis of the Dannemarie basin (Upper Rhine Graben). – Bull. Soc. Geol. Fr., 176: 433–442; Paris. – [doi: 10.2113/176.5.433]

- LGB-RLP (2005): Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Hrsg.): Geologie von Rheinland-Pfalz. – 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl.; Schweizerbart (Stuttgart).
- LGB RLP (2010): Länderübergreifendes Wasserversorgungskonzept Südpfalz/Nordelsass 2008–2030. – 63 S.; Wiss-embourg/ Bad Bergzabern.
- LithoLex: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): LithoLex – Lithostratigraphische Einheiten Deutschlands. – Online-Ressource: [<http://www.bgr.de/app/litholex/index.php>].
- Lutz, M. & Cleintuar, M. (1999): Geological results of a hydrocarbon exploration campaign in the southern Upper Rhine Graben. – *Bull. angew. Geol.*, 4, Suppl.: 3–80; Zürich.
- Madritsch, H., Schmid, S.M. & Fabbri, O. (2008): Interactions between thin- and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold-and-thrust belt (Eastern France). – *Tectonics*, 27: TC5005; Internet. – [doi: 10.1029/2008TC002282]
- Mallet, J.-L. (1992): Discrete smooth interpolation in geometric modelling. – *Comput aided design*; 24: 178–191; Amsterdam.
- Müller, C. & Reinhold, K. (Hrsg.)(2011): Geologische Charakterisierung tiefliegender Speicher- und Barrierehorizonte in Deutschland – Speicher-Kataster Deutschland. – *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.*, 74: 277 S.; Stuttgart.
- Muffler, P. & Cataldi, R. (1978): Methods for Regional Assessment of Geothermal Resources. – *Geothermics*, 3: 53–89; Kidlington.
- Nivière, B., Bruestle, A., Bertrand, G., Carretier, S., Behrmann, J. & Gourry, J.-C. (2008): Active tectonics of the southeastern Upper Rhine Graben, Freiburg area (Germany). – *Quaternary Sci. Rev.*; 27: 541–555; Amsterdam.
- Open Geospatial Consortium (2002): Web Map Service Implementation Specification. – http://portal.opengeospatial.org/files/?artifact_id=1081&version=1&format=pdf.
- Open Geospatial Consortium (2007): Open GIS Catalogue Services Specification. – http://portal.opengeospatial.org/files/?artifact_id=20555.
- Paschen, H., Oertel, D., Grünwald, R. (2003): Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland – Sachstandsbericht. – Büro für Technikfolgen-Abschätzung beim Deutschen Bundestag (Hrsg.) (TAB-Arbeitsbericht Nr. 84): 124 S.; Berlin.
- Peters, G. & van Bahlen, R.T. (2007): Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. – *Global Planet. Change*, 58: 310–334; Amsterdam.
- Pflug, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. – *Erträge der Forschung*, Bd. 184: 145 S., 43 Abb., 2 Tab.; Darmstadt (WB).
- PK Tiefe Geothermie (2007): Nutzungen der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie) – Arbeitshilfe für Geologische Dienste. – 25 S., Online-Ressource: [http://www.infogeo.de/home/geothermie/dokumente/download_pool/tiefe_geothermie_arbeits-hilfe_08022007.pdf].
- PK Tiefe Geothermie (2008): Nutzungen der geothermischen Energie aus dem tiefen Untergrund (Tiefe Geothermie) – geowissenschaftliche Parameter und Untersuchungsverfahren. – 38 S., Online-Ressource: [http://www.infogeo.de/home/geothermie/dokumente/download_pool/Parameter_24012008.pdf].
- Plenefisch, T. & Bonjer, K.-P. (1997): The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. – *Tectonophysics*, 275: 71–97; Amsterdam.
- Popov, Y. A., Pribnow, D. F. C., Sass, J. H., Williams, C. F. & Burhardt, H. (1999) Characterization of rock thermal conductivity by high resolution optical scanning. – *Geothermics*, 28, 253–176; Kidlington.
- Rath, V.; Wolf, A. & Bücker, M. (2006): Joint three-dimensional inversion of coupled groundwater flow and heat transfer based on automatic differentiation: sensitivity calculation, verification, and synthetic examples. – *Geophys. J. Int.*, 167: 453–466; Oxford.
- Reinhold, K. & Müller, C. (2011): Speicherpotenziale im tieferen Untergrund – Übersicht und Ergebnisse zum Projekt Speicher-Kataster Deutschland. – *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.*, 74: 9–27; Hannover.
- Reisdorf, A.G., Wetzel, A., Schlatter, R. & Jordan, P. (2011): The Stafflegg Formation: a new stratigraphic scheme for the Early Jurassic of northern Switzerland. – *Swiss J. Geosci.*, 104: 97–146; Basel.
- Rothe, J.P. & Sauer, K. (eds.)(1967): The Rhinegraben Progress Report 1967 [International Upper Mantle Project, Sci. Rep. No. 13]. – *Abh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 6 / *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 26: 148 p.; Freiburg i.Br. / Strasbourg.
- Rotstein, Y. & Schaming, M. (2008): Tectonic implications of faulting styles along a rift margin: The boundary between the Rhine Graben and the Vosges Mountains. – *Tectonics*, 27 (2): TC2001, 19 p.; Washington, DC. – [doi: 10.1029/2007TC002149]
- Rotstein, Y. & Schaming, M. (2011): The Upper Rhine Graben (URG) revisited: Miocene transtension and transpression account for the observed first-order structures. – *Tectonics*, 30: TC3007; Washington, DC. – [doi:10.1029/2010TC002767]
- Rotstein, Y., Behrmann, J.H., Lutz, M., Wirsing, G. & Luz, A. (2005): Tectonic implications of transpression and transtension: The Upper Rhine Graben. – *Tectonics*, 24 (6): TC6001, 12 p.; Washington, DC. – [doi: 10.1029/2005TC001797]
- Rotstein, Y., Schaming, M. & Rousse, S. (2005): Structure and Tertiary history of the Mulhouse High, Upper Rhine Graben: Block faulting modified by changes in the Alpine stress regime. – *Tectonics*, 24 (1): TC1012; Washington, DC. – [doi: 10.1029/2004TC001654]



- Rózsa, S., Mayer, M., Westerhaus, M., Seitz, K. & Heck, B. (2005a): Towards the determination of displacements in the Upper Rhine Graben area using GPS measurements and precise antenna modelling. – *Quaternary Sci. Rev.*, 24: 425–438; Amsterdam.
- Rózsa, S., Heck, B., Mayer, M., Seitz, K., Westerhaus, M. & Zippelt, K. (2005b): Determination of displacement in the upper Rhine graben Area from GPS and leveling data. – *Int. J. Earth Sci.*, 94: 538–549; Berlin / Heidelberg. – [doi: 10.1007/s00531-005-0478-z]
- RPF/LGRB (2006): Regierungspräsidium Freiburg / Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.): Rohstoffbericht Baden-Württemberg. – LGRB-Informationen, 18: 202 S., 1 Kt.; Freiburg i.Br.
- RPF/LGRB (2010): Regierungspräsidium Freiburg / Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.): Endbericht Projekt Speicher-Kataster. – 118 S. – [unveröff.]
- RPF/LGRB (2012): Regierungspräsidium Freiburg / Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (Hrsg.): Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg. – LGRB-Informationen, 26: 216 S., 1 Beil.; Freiburg i.Br.
- Rupf, I. & Armbruster, V. (2008): Das geologische Modell des Informationssystems Oberflächennahe Geothermie für Baden-Württemberg. – In: Merkel, B., Schaeben, H., Wolkersdorfer, C. & Hasche-Berger, A. (Hrsg.): GIS – Geowissenschaftliche Anwendungen und Entwicklungen, 59. Berg- und Hüttenmännischer Tag, 13.06.2008, Wiss. Mitteilungen des Instituts für Geologie, 37: 179–182; Freiburg.
- Rupf, I. & Nitsch, E. (2008): Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse. – LGRB-Informationen, 21: 81 S., 10 Beil.; Freiburg i.Br.
- Sanjuan, B., Millot, R., Dezayes C. & Brach, M. (2010): Main characteristics of the deep geothermal brine (5 km) at Soultz-sous-Forêts (France) determined using geochemical and tracer test data. – *C. R. Geosci.*, 342: 546–559; Paris.
- Schäfer, P. (2012): Mainzer Becken – Stratigraphie, Paläontologie, Exkursionen. – *Stg. Geol. Führer*, 79: 333 S., 20 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- Schellschmidt, R. & Stober, I. (2008): Untergrundtemperaturen in Baden-Württemberg. – LGRB-Fachbericht [mit Beiträgen von Schloz, W., Jung, R., Schulz, R]: 28 S., 14 Abb., 2 Tab.; Freiburg.
- Schumacher, M.E. (2002): Upper Rhine Graben: role of pre-existing structures during rift evolution. – *Tectonics*, 21 (1): 6-1-6-17; Washington, DC. – [doi: 10.1029/2001TC900022]
- Sissingh, W. (2006a): Kinematic sequence stratigraphy of the European Cenozoic Rift System and Alpine Foreland Basin: correlation with Mediterranean and Atlantic plate-boundary events. – *Geol. Mijnbouw*, 85: 77–129; Utrecht (NJG).
- Sissingh, W. (2006b): Syn-kinematic paleogeographic evolution of the West European Platform: correlation with Alpine plate collision and foreland deformation. – *Geol. Mijnbouw*, 85: 131–180; Utrecht (NJG).
- Skiba, P., Gabriel, G., Scheibe, R., Seidemann, O., Vogel, D., Krawczyk, C. & Vinnemann, C. (2010): Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland 1: 1.000.000. – Leibniz Institut für Angewandte Geophysik; Hannover, Online Resource: [http://www.liaghannover.de/s/s1/ff1/gm/schwerekarte.html].
- Smerdon, J. E., Pollack, H. N., Cermak, V., Enz, J. W., Kresl, M., Safanda, J. & Wehmiller, J. F. (2006): Daily, sea-seasonal, and annual relationships between air and subsurface temperatures – *J. Geophys. Res.*, 111: D07101; Washington, DC. – [doi:10.1029/2004JD005578].
- Spottke, I., Zechner, E. & Huggenberger, P. (2005): The southeastern border of the Upper Rhine Graben: a 3D geological model and its importance for tectonics and groundwater flow. – *Int. J. Earth Sci.*, 94: 580–593; Berlin. – [doi: 10.1007/s00531-005-0501-4]
- Sprecher, C. & Müller, W. H., (1986): Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismik – 82. NAGRA Technischer Bericht: 84–15, NAGRA, 168 S., Baden.
- Stober, I. & Jodocy, M. (2009): Characteristics of geothermal reservoirs in the Upper Rhine Graben of Baden-Württemberg and France. – *Grundwasser*, 14: 127–137; Berlin / Heidelberg.
- Storz, R. (2007): Tiefe Geothermie in Rheinland-Pfalz – Ein Überblick über die geothermischen Verhältnisse und den aktuellen Stand der Nutzung. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, 35: 135–158; Mainz.
- Stroink, L., Gerling, J.P., Kühn, M., & Schilling, F.R. (2009): Die dauerhafte geologische Speicherung von CO₂ in Deutschland – Aktuelle Forschungsergebnisse und Perspektiven. – *Geotechnologien*, 14: 141 S.; Potsdam.
- Tearpock, D.J. & Bischke, R.E. (2003): Applied subsurface geological mapping – 822 S.; Upper Saddle River, NJ (Prentice Hall).
- Tesauro, M., Hollenstein, C., Egli, R., Geiger, A. & Kahle, H.-G. (2005): Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps. – *Int. J. Earth Sci.*, 94 (4): 525–537; Berlin / Heidelberg.
- Timar-Geng, Z., Fügenschuh, B., Schaltegger, U. & Wetzel, A. (2004): The impact of Jurassic hydrothermal activity on zircon fission track data from the southern Upper Rhine Graben area. – *Swiss Bull. Mineral. Petrol.*, 84 (3): 257–269; Zürich.
- Timar-Geng, Z., Fügenschuh, B., Wetzel, A. & Dresmann, H. (2006): Low-temperature thermochronology of the flanks of the southern Upper Rhine Graben. – *Int. J. Earth Sci.*, 95: 685–702; Berlin / Heidelberg. – [doi: 10.1007/s00531-005-0059-1]

- Ustaszewski, K.M. (2004): Reactivation of pre-existing crustal discontinuities: the southern Upper Rhine Graben and the northern Jura Mountains – a natural laboratory. – PhD thesis, Univ. Basel: 145 S.
- Ustaszewski, K. & Schmid, S.M. (2006): Control of preexisting faults on geometry and kinematics in the northernmost part of the Jura fold-and-thrust belt. – *Tectonics*, 25 (5): TC5003; Washington, DC. – [doi:10.1029/2005TC001915]
- Ustaszewski, K. & Schmid, S.M. (2007): Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben – Jura Mountains junction. – *Swiss. J. Geosci.*, 100: 293–312; Basel.
- Van Dalen, W., van Gessel S.F. & Doornenbal, J.C. (2007): Velmod 2: TNO report 2007-U-R1272C: 97 S.; Utrecht.
- VDI-Richtlinie 4640, Blatt 1 (2010): Thermische Nutzung des Untergrundes – Grundlagen, Genehmigung, Umweltaspekte. – VDI-Gesellschaft Energie und Umwelt (Hrsg.): 33 S.; Düsseldorf.
- Veeken, P.C.H. (2007): Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation. – *Handbook of geophysical exploration. Seismic exploration*, 37, 509 p.; Amsterdam (Elsevier).
- Villemin, T. & Bergerat, F. (1987): L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. – *Bull. Soc. géol. France*, (8) 3: 245–255; Paris.
- Werner, W. & Franzke, H.J. (2001): Postvariszische bis neogene Bruchtektonik und Mineralisation im südlichen Zentralschwarzwald. – *Z. dt. geol. Ges.*, 152: 405–437; Stuttgart.
- Wernicke, R.S. & Lippolt, H.J. (1997a): (U+Th)-He evidence of Jurassic continuous hydrothermal activity in the Schwarzwald basement, Germany. – *Chem. Geol.*, 138: 273–285; Amsterdam.
- Wernicke, R.S. & Lippolt, H.J. (1997b): Evidence of Mesozoic multiple hydrothermal activity in the basement at Nonnenmattweiher (southern Schwarzwald), Germany. – *Mineralium Deposita*, 32: 197–200; Berlin.
- Wielandt-Schuster, U., Nitsch, E., Anders, B., Beccaletto, L., Dresmann, H., Ellwanger, D., Haneke, J., Huggenberger, P., Weidenfeller, M. & GeORG Project Team (2012): Towards a harmonized lithostratigraphic nomenclature for the Cenozoic of the Upper Rhine Graben of Germany, France and Switzerland. – Poster, GeoHannover 2012, 1.-3.10.2012; Abstract in *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.*, 80: 515; Hannover.
- Wirsing, G. & Luz, A. (2007): Hydrogeologischer Bau und Aquifereigenschaften der Lockergesteine im Oberrheingraben (Baden-Württemberg). – *LGRB-Informationen*, 19: 130 S.; Freiburg i. Br.
- Zechner, E., Kind, F., Fäh, D. & Huggenberger, P. (2001): 3-D Geological model of the Southern Rhine Graben compiled on existing geological data and geophysical reference modeling. – Abstract Volume of the 2nd EUCOR-URGENT Workshop, 7.–11. October, Mont Sainte-Odile, Strasbourg, France, 43 pp.
- Ziegler, P.A. & Dèzes, P. (2005): Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. – *Int. J. Earth Sci.*, 94: 594–614; Berlin / Heidelberg.
- Ziegler, P.A. & Fraefel, M. (2009): Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine graben. – *Swiss J. Geosci.*, 102: 57–75; Basel.
- Zoth, T.A. & Hänel, R. (1988): Appendix. – In: R. Hänel; L. Rybach & L. Stegena (eds.): *Handbook of Terrestrial Heat Flow Determinations*: 449–466; Dordrecht (Kluwer).

Bis Heft 15 Informationen des LGRB – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg

| | | |
|---|---|--------|
|  Heft 10 (2001) | Wechselwirkungen zwischen Baggerseen und Grundwasser 64 S., 42 Abb., 15 Tab., 1 CD-ROM | 10,- € |
|  Heft 12 (1999) | Freiburg im Breisgau — Geologie und Stadtgeschichte 60 S., 28 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Beilage: 2 Kt. | 5,- € |
|  Heft 17 (2005) | Ergebnisse neuer Forschungsbohrungen in Baden-Württemberg 150 S., 17 Abb., 7 Tab., 3 Taf. | 10,- € |
|  Heft 19 (2007) | Hydrogeologischer Bau und Aquifereigenschaften der Locker- gesteine im Oberrheingraben (Baden-Württemberg) 130 S., 118 Abb., 12 Tab. | 10,- € |
|  Heft 20 (2008) | Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg 106 S., 79 Abb., 21 Tab., 1 Kt. | 15,- € |
|  Heft 21 (2008) | Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geolo- gische Ergebnisse 82 S., 36 Abb., 3 Tab. im Anh., 10 Beil. | 15,- € |
|  Heft 22 (2009) | Beiträge zur Lithostratigraphie in Baden-Württemberg 146 S., 53 Abb., 5 Tab. | 15,- € |
|  Heft 23 (2009) | Natürliche Geogene Grundwasserbeschaffenheit in den hydro- geochemischen Einheiten von Baden-Württemberg 192 S., 43 Abb., 55 Tab., 48 Kt. | 15,- € |
|  Heft 24 (2009) | Geogene Grundgehalte (Hintergrundwerte) in den petrogeo- chemischen Einheiten von Baden-Württemberg 98 S., 62 Abb., 22 Tab., 40 Kt. | 15,- € |
|  Heft 25 (2010) | Beiträge zur Geologie und Bodenkunde in Baden-Württemberg 142 S., 78 Abb., 17 Tab., 1 Beilage | 15,- € |
|  Heft 26 (2012) | Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg 216 S., 107 Abb., 35 Tab., 1 Beilage | 20,- € |
|  Heft 27 (2013) | Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2012/2013 (in Bearbeitung) | |

Preise zuzüglich Versandkosten.

Nicht aufgeführte Heft-Nummern sind zurzeit vergriffen.

Bestellungen über den Online-Shop: www.lgrb.uni-freiburg.de

Informationen erhalten Sie unter: 0761/208-3000 bzw. -3022

E-Mail: vertrieb-lgrb@rpf.bwl.de



Aufgrund seiner geologischen Verhältnisse verfügt der Oberrheingraben sowohl im oberflächennahen als auch im tieferen Untergrund über eine Vielzahl von Geopotenzialen. Der tiefere Untergrund wird bereits seit Längerem zur Erdölförderung und Erdgaszwischenlagerung genutzt. In den letzten Jahren wird die Möglichkeit der dauerhaften geologischen Speicherung von Kohlendioxid zur Reduzierung des CO₂-Eintrages in die Atmosphäre diskutiert. Als weitere Nutzungsoption wird die untertägige Speicherung von Energieträgern aus erneuerbaren Energien (Wasserstoff, Methan, Druckluft) gesehen.

Die zukünftig verstärkte, nachhaltige Nutzung dieser natürlichen Ressourcen kann im Oberrhein-

graben als trinationalen Wirtschaftsraum zu einer bedeutenden Wertschöpfung mit weitreichenden Folgen für seine wirtschaftliche und technologische Entwicklung beitragen. Der Einsatz von regenerativen Energien wirkt sich daneben positiv auf die Umwelt und den Arbeitsmarkt aus.

Ziel des GeORG-Projekts war eine aktuelle, digitale, fortschreibungsfähige und grenzüberschreitend abgestimmte Daten- und Wissensbasis über den geologischen Aufbau des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben und dessen Temperaturverteilung. Daneben werden die Ergebnisse in Form eines Expertenwerkzeugs zur Verfügung gestellt, mit dessen Hilfe die Geopotenziale des tieferen Untergrundes noch besser abgeschätzt und als Grundlage in die Planung konkreter Projekte einbezogen werden können.

Das Projekt GeORG wurde im Rahmen des Programms INTERREG IV A Oberrhein im Themenschwerpunkt C "Die Entwicklung des Oberrheinraums nachhaltig gestalten" von Oktober 2008 bis Dezember 2012 durchgeführt. Die Leitung wurde vom Regierungspräsidium Freiburg, Abt. 9 LGRB als Projektträger von GeORG übernommen, für die länderübergreifende Projektbearbeitung wurden vier Facharbeitsgruppen eingerichtet, die entsprechend der eingebrachten Kompetenzen von unterschiedlichen Partnerinstitutionen geleitet wurden: Seismik (BRGM Orléans), 3D-Modellierung, Strukturgeologie (beide LGRB Freiburg) und Hydrogeologie (LGB Mainz). Eine räumlich höher aufgelöste Bearbeitung für den Großraum Basel fand an der Universität Basel, Abteilung Angewandte & Umweltgeologie (AUG) statt.

Die Projektergebnisse stehen den politischen Entscheidungsträgern, der Allgemeinheit sowie dem Fachpublikum als länderübergreifende Informationsgrundlage zu den Nutzungsoptionen der Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben zur Verfügung. Hierzu werden aktuelle, nach dem derzeitigen wissenschaftlichen Kenntnisstand kompilierte und grenzüberschreitend abgestimmte digitale geowissenschaftliche Datensätze bereitgestellt.



Schweizer Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra



Universität Basel:
Abteilung Angewandte
und Umweltgeologie
Schweiz



Amt für Umwelt und Energie
Kanton Basel-Stadt



Amt für Militär und
Bevölkerungsschutz,
Amt für Umweltschutz und Energie
Kanton Basel-Landschaft



Kommission Klimaschutz
der Oberrheinkonferenz z
Frankreich, Schweiz, Deutschland



Bureau de Recherches Géologiques
et Minières (BRGM) France



Région Alsace



ADEME



Conseil Général
du Bas-Rhin (CG67)



Conseil Général
du Haut-Rhin (CG68)



Communauté du Strasbourg



Dieses Projekt wird von der Europäischen Union
kofinanziert - Europäischer Fonds für regionale
Entwicklung (EFRE) - Im Rahmen des Programms
INTERREG IV Oberrhein.



Landesamt für Geologie und Bergbau (LGB)
Rheinland-Pfalz



Projektträger

Regierungspräsidium Freiburg
Landesamt für Geologie, Rohstoffe
und Bergbau (LGRB)
Baden-Württemberg